

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

EDIAKAR

Jolanta PACZEŚNA

LITOLOGIA, STRATYGRAFIA I ŚRODOWISKA DEPOZYCJI

W otworze wiertniczym Terebin IG 5 spąg sukcesji ediakarskiej według próbek rdzeniowych występuje na głęb. 3850,5 m. Według pomiarów geofizycznych strop utworów ediakaru został nawiercony na głęb. 3650,0 m. Nawiercona miąższość utworów ediakaru wynosi 200,5 m. W spągowej części sukcesji ediakarskiej nie wykonano pomiarów geofizycznych. Uzyskany rdzeń stanowił 85% całej miąższości ediakarskiego interwału profilu Terebin IG 5. Poszczególne marsze zostały przewiercone z prawie 100% uzyskiem rdzenia.

Stratygraficzne podstawy wydzielania ediakaru na lubelskim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego

W skali globalnej system ediakarski jest wydzielany na podstawie datowań izotopowych, które podają liczbowy wiek jego dolnej i górnej granicy odpowiednio na 635 i 541 mln lat (Międzynarodowa Komisja Stratygraficzna, 2014).

Sukcesja ediakarska na lubelskim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego jest rozpoznana tylko otworami wiertniczymi. Zgodnie z obecnie powszechnie stosowanymi standardami międzynarodowymi, rekomendowanymi i zatwierdzonymi przez Międzynarodową Podkomisję Stratygrafii Kambru (International Subcommission on Cambrian Stratigraphy – ISCS), skamieniałość śladowa *Trichophycus pedum* (Seilacher) jest wskaźnikowym ichnogatunkiem dla spągu kambru dolnego, a w nowym schemacie chronostratygraficznym kambru – dla spągu oddziału terenów (Landing, 1994; Babcock i in., 2005). Zgodnie ze wspomnianymi wymogami granica ediakar–kambr na lubelskim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego jest prowadzona bezpośrednio pod pierwszym wystąpieniem wy-

mienionego ichnogatunku. Z ichnogatunkiem *Trichophycus pedum* (Seilacher) współwystępują po raz pierwszy w terenie skamieniałości śladowe, będące skomplikowanymi morfologicznie jamkami żerowiskowo-mieszkalnymi osadożerców. Są to ichnorodzaje *Teichichnus*, *Treptichnus* i *Gyrolithes* oraz pionowe jamki mieszkalne filtratorów *Skolithos*, *Monocraterion* i *Diplocraterion*. Ich pierwsze wystąpienia zostały zarejestrowane w spągu najniższego poziomu biostratygraficznego kambru dolnego *Platysolenites antiquissimus* (Pacześna, 1986, 1989, 2010, 2012).

Stropowa część ediakarskiej formacji teremiskiej jest datowana izotopowo w profilu Kaplonosy IG 1 na 551 ±4 mln lat (Compston i in., 1995). Formacja teremiska po rewizji litostratygraficznych jednostek ediakaru w południowo-wschodniej Polsce została wydzielona z formacji sławatyckiej (Pacześna, 2014).

Górna granica systemu ediakarskiego jest jednocześnie wyznaczana przez dolną granicę dolnokambryjskiego akritarchowego poziomu *Asteridium tornatum*–*Comasphaeridium velvetum*, w momencie pierwszego pojawienia się zespołu skomplikowanych morfologicznie akritarch (Moczyłowska, 1991). Dolna granica ediakaru najprawdopodobniej przebiega, podobnie jak w całej południowo-wschodniej części regionu lubelskiego, w spągu nieprzewierconej w profilu Terebin IG 5 wulkanogenicznej formacji sławatyckiej.

Biostratygrafia

W lubelskiej sukcesji ediakaru wyróżniono jeden poziom biostratygraficzny *Sabellidites*–*Vendotaenia*. Podstawę jego zdefiniowania stanowiło rozprzestrzenienie i zasięg stratygraficzny występowania sinic *Vendotaenida*, prostych morfologicznie akritarch z rodzaju *Leiosphaeridia*

i organizmów o nieustalonej pozycji systematycznej z rodzaju *Sabellidites* (Moczyłowska, 1991; Paczeńska, 1996, 2008). Poprzedni badacze stosowali inny podział granicznego profilu ediakarsko-kambryjskiego i włączali poziom *Sabellidites* do kambru, a poziom *Vendotaenia* – do najwyższego ediakaru (Areń, 1982; Lendzion, 1983a, b, 1993).

Do faktów podważających zasadność wyróżniania odrębnego poziomu *Sabellidites* w najniższym kambrze należy między innymi szeroki zakres występowania gatunku *Sabellidites cambriensis* nie tylko w interwale poziomu *Sabellidites* w ujęciu Arenia (1982) i Lendzion (1983a, b), ale również występowanie tego gatunku w nadległym, dolno-kambryjskim poziomie *Platysolenites antiquissimus*. Z tego względu gatunek *Sabellidites cambriensis* nie jest precyzyjnym wskaźnikiem stratygraficznym, upoważniającym do wydzielenia odrębnego poziomu biostratygraficznego w kambrze dolnym. Jednocześnie w korelowanym w dawnym ujęciu z polskim poziomem *Sabellidites* rosyjskim horyzontem Rovno, występuje zespół organizmów z grupy *Vendotaenides*, łącznie z powszechnym gatunkiem *Vendotaenia antiqua*, drobne organizmy skorupkowe i skamieniałości śladowe, wraz ze wskaźnikowym dla spągu kambru dolnego ichnogatunkiem *Trichophycus pedum* (Seilacher).

Litostratygrafia

W sekwencji ediakarskiej profilu Terebin IG 5 wyróżniono w kolejności stratygraficznej: formację sławatycką, białopolską i łopiennicką. Ediakarski wiek jest również przypisywany dolnej części formacji włodawskiej (Moczyłowska, 1991; Paczeńska, 1996, 2006, 2008, 2012).

Formacja sławatycka. Według pomiarów geofizycznych i próbek okruchowych formacja sławatycka obejmuje odcinek profilu na głęb. 3832,5–3850,5 m. Ze wspomnianego odcinka uzyskano zaledwie 9,5 m rdzenia. Według próbek rdzeniowych spąg przewierconego odcinka formacji sławatyckiej znajduje się na głęb. 3850,5 m. Wulkaniczne utwory ediakaru przewiercono w całości jedynie w położonych dość daleko na północ od otworu Terebin IG 5 profilach Kaplonosy IG 1, Busówno IG 1 i Krowie Bagno IG 1. W profilu Kaplonosy IG 1 miąższość formacji sławatyckiej przekroczyła 300 m. Biorąc pod uwagę regionalną, północno-wschodnią i południowo-zachodnią tendencję wzrostu miąższości wulkanogeniczno-osadowej ediakarskiej i kambryjskiej pokrywy kratonu wschodnioeuropejskiego, z dużą dozą prawdopodobieństwa można stwierdzić, że nawiercone w profilu otworu Terebin IG 5 utwory formacji sławatyckiej stanowią zaledwie niewielką część zalegającego w tej strefie kompleksu skał wulkanogenicznych. Jego przypuszczalna, całkowita miąższość w południowo-wschodniej części lubelskiego skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego może przekraczać 400–500 m.

Nawiercony odcinek formacji sławatyckiej reprezentują skały wylewne z szeroko pojętej grupy bazaltu (Juskowiakowa, ten tom) o zmiennym zabarwieniu, strukturze i teksturze. Bazalt z głęb. 3841,0–3848,5 m odznaczają się ciemno-

szarym, zielonkawym i miejscami brunatnym zabarwieniem oraz strukturą porfirową. W interwale głęb. 3848,9–3850,5 m bazalt ma brunatne zabarwienie i miejscami drobnoamygdoidalną (migdałowcową) strukturę. Na powierzchni rdzenia występują nieregularne pęcherze pogażowe, najczęściej wypełnione kalcytem, chlorytem oraz zrekrytalizowanym kwarcem. Trzykrotna zmiana barwy w strefach nieciągłości widocznych na powierzchni rdzenia może wskazywać na istnienie trzech pokryw lawowych.

W świetle klasyfikacji geochemicznej wylewne skały formacji sławatyckiej należą do grupy trachybazaltów (Krzemińska, ten tom).

Formacja białopolska. Według próbek rdzeniowych strop formacji białopolskiej znajduje się na głęb. 3763,0 m, spąg wyznaczono na podstawie zmienności litologicznej próbek okruchowych na głęb. 3841,0 m. Miąższość formacji białopolskiej osiąga 78,0 m. Odcinki nierdzieniowane stanowią 49,5% całego profilu formacji białopolskiej. Według pomiarów geofizycznych strop formacji białopolskiej znajduje się na głęb. 3760,0 m, w jej spągowej części nie wykonano pomiarów geofizyki otworowej.

W profilu formacji białopolskiej zaznaczają się wyraźne różnice w wykształceniu litologicznym. Spągową część profilu formacji budują utwory mułowcowo-iłowcowe. Nad kompleksem drobnoklastycznych utworów występują piaskowce o dość zróżnicowanej frakcji uziarnienia – od piaskowców drobnoziarnistych, przez średnioziarniste, do bardzo gruboziarnistych, które sporadycznie przewarstwiają się z cienkimi warstwami mułowców lub iłowców. W spągu pakietów piaskowcowych znajdują się dobrze wykształcone powierzchnie erozyjne. Od głęb. 3796,0 m do stropu formacji spektrum litologiczne staje się monotonne. Profil formacji budują zwarte piaskowce drobnoziarniste, które w dolnej części kompleksu sporadycznie przewarstwiają się z mułowcami.

Pakiety szarych piaskowców drobnoziarnistych, niekiedy mułowcowych, wykazują zróżnicowaną miąższość od 0,5 do 10,0 m. Najczęściej spotykaną strukturą sedimentacyjną w piaskowcach drobnoziarnistych jest laminacja smużysta, która szczególnie często jest obserwowana w górnej części profilu formacji. W spągowych częściach pakietów piaskowcowych jest obecne niskokątowe warstwowanie przekątne dużej skali, podkreślone laminami czarnego mułowca, tworzącymi diapiry mułowe (fig. 4A, B). W środkowej części odcinka formacji w pakietach piaskowców drobnoziarnistych pojawia się wysokokątowe warstwowanie przekątne. Dość liczne są odcinki masywnych lub warstwowanych poziomo piaskowców drobnoziarnistych. Nad powierzchniami erozyjnymi, w spągowych częściach pakietów piaskowców drobnoziarnistych występują bardzo liczne, ułożone bezładnie klasty mułowca lub iłowca. W mułowcach i iłowcach pojawiają się liczne sinice *Vendotaenia antiqua* forma *quarta* Gnilevskaya. W utworach formacji białopolskiej nie stwierdzono obecności skamieniałości śladowych. W całym profilu formacji białopolskiej często występują lustra tektoniczne.

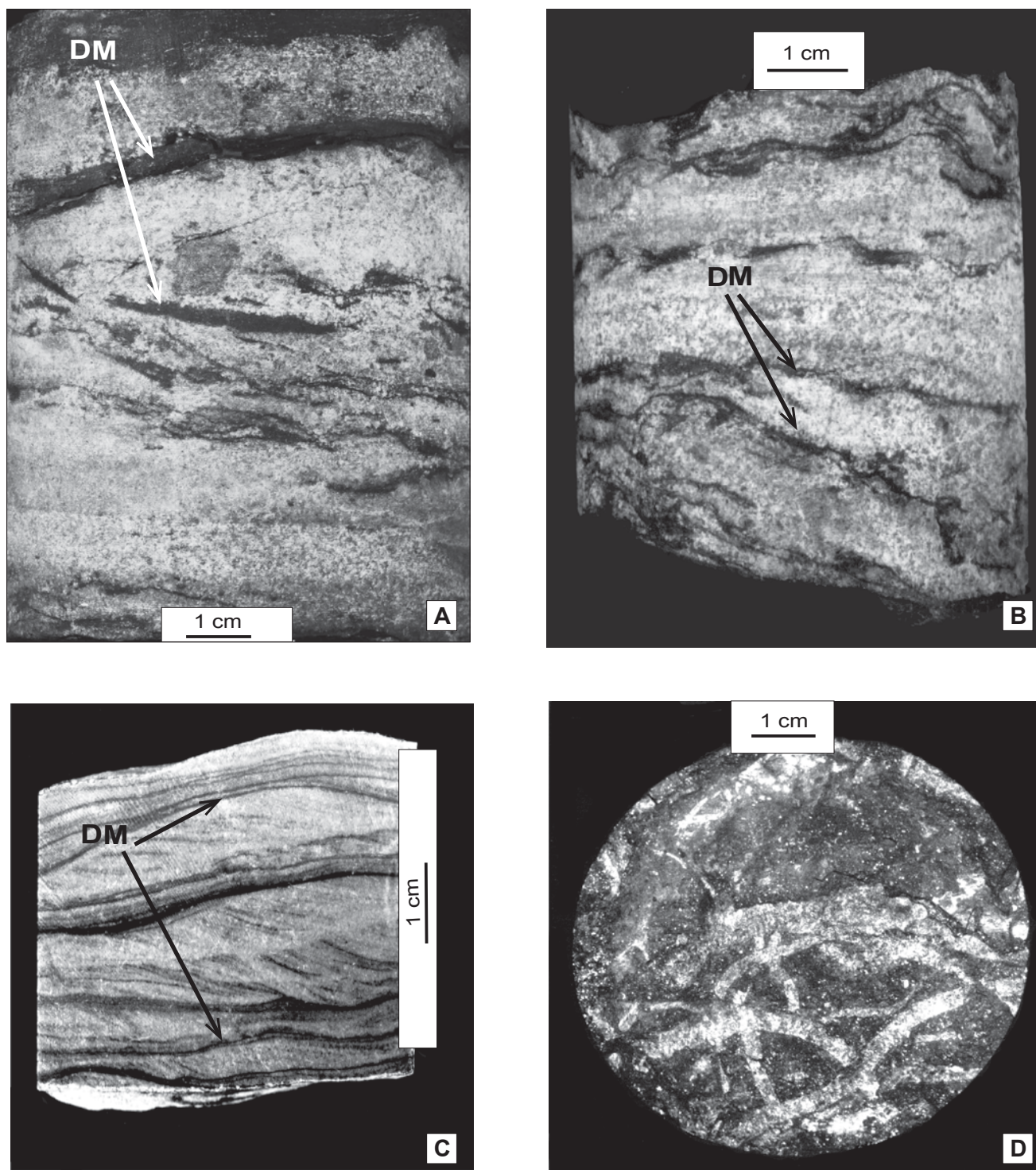


Fig. 4. **A.** Grube diapiry mułowe (DM) na powierzchniach warstwowania przekątnego w piaskowcach drobnoziarnistych. Kanały na równi pływowej, głęb. 3805,0 m, formacja białopolska. **B.** Diapiry mułowe na powierzchni warstwowania przekątnego w piaskowcach drobnoziarnistych. Kanały na równi pływowej, głęb. 3805,8 m, formacja białopolska. **C.** przekątna laminacja riplemarkowa i cienkie diapiry mułowe (DM) w piaskowcach drobnoziarnistych, mieszana równia pływowa, głęb. 3723,0, formacja łopiennicka. **D.** *Vendotaenia antiqua* forma *quarta* Gnilevskaya. Mieszana równia pływowa, głęb. 3759,0 m, formacja łopiennicka

A. Thick mud drapes (DM) on the cross-bedding foreset in fine-grained sandstones. Tidal flat channel, depth 3805.0 m, Białopole Formation. **B.** Mud drapes (DM) on the cross-bedding foreset in fine-grained sandstones. Tidal flat channel, depth 3805.8 m, Białopole Formation. **C.** Ripple cross lamination and thin mud diapirs (DM) in fine-grained sandstones, depth 3723.0 m, Łopiennik Formation. **D.** *Vendotaenia antiqua* forma *quarta* Gnilevskaya. Mixed tidal flat, depth 3759.0 m, Łopiennik Formation

W piaskowcowym spektrum formacji białopolskiej niewielki udział mają utwory o grubszej frakcji, reprezentowane przez piaskowce średnio- i gruboziarniste. Masywne piaskowce bardzo gruboziarniste tworzą nieliczne warstwy o miąższości 1,0–2,0 m, a piaskowce średnioziarniste – 0,8–1,3 m. W piaskowcach średnioziarnistych liczne są klasty ciemnoszarych iłowców i mułowców, bezładnie ułożone nad powierzchniami erozyjnymi. W pakiecie bardzo zwiezłych piaskowców średnioziarnistych o miąższości 1,0 m stwierdzono przekątną laminację riplemarkową w zestawach o grubości 2,0 cm.

Utwory piaskowcowe przewarstwiają się z ciemnoszarymi i czarnymi, masywnymi mułowcami i iłowcami o miąższości warstw 0,5–1,5 m.

Ogniwo horodelskie jest wyróżniane w najniższej części profilu formacji białopolskiej (Pacześna, 2014). Górna granica ognia horodelskiego znajduje się według próbek rdzeniowych na głęb. 3818,7 m. Spąg ognia jest tożsamy z dolną granicą formacji białopolskiej i jest prowadzony według pomiarów geofizycznych na głęb. 3841,0 m. Ogniwo horodelskie osiąga miąższość 22,3 m.

Utwory ognia horodelskiego leżą na zerodowanej powierzchni skał wulkanicznych formacji sławatyckiej. Ogniwo budują, podobnie jak w profilach Białopole IG 1, Horodło 1 i Łopiennik IG 1, dwa nadległe pakiety czarnych iłowców, niekiedy przewarstwiających się z czarnymi mułowcami. Dolny pakiet osiąga miąższość 14,0 m, górny pakiet – 3,7 m. Iłowce i mułowce górnego pakietu wykazują laminację poziomą i zawierają masowe nagromadzenia sinic *Vendotaenia antiqua* forma *quarta* Gnilovskaya o charakterystycznych, szerokich plechach (fig. 4D). Pakiety utworów drobnoklastycznych rozdzielają piaskowce drobnoziarniste, przewarstwiające się z iłowcami i mułowcami. Tworzą one pakiet o miąższości 4,6 m. W iłowcach i mułowcach występują sinice *Vendotaenia antiqua* forma *quarta* Gnilovskaya. Dolny pakiet iłowcowo-mułowcowy był przewiercony bezrdzeniowo, jedynie z uzyskiem próbek okruchowych, w których stwierdzono obecność utworów bardzo drobnoklastycznych – iłowców i mułowców. Wśród okruchów nie stwierdzono piaskowców. W najniższej części profilu Terebin IG 5 nie wykonano profilowań geofizycznych. Z tego powodu podstawę do wydzielenia dolnego pakietu iłowcowo-mułowcowego ognia horodelskiego stanowiło spektrum litologiczne próbek okruchowych w profilu Terebin IG 5 oraz korelacja z profilami Horodło 1, Białopole IG 1 oraz Łopiennik IG 1. W wymienionych profilach odcinki odpowiadające ogniu horodelskiemu były w pełni rdzeniowane. Podobnie jak w profilu Terebin IG 5 występują tam dwa pakiety identycznie czarno zabarwionych iłowców i mułowców, przedzielone kompleksem przewarstwiających się mułowców, iłowców i piaskowców drobnoziarnistych o niewielkiej miąższości.

Formacja łopiennicka. Według próbek rdzeniowych i pomiarów geofizycznych odcinek profilu Terebin IG 5 odpowiadający formacji łopiennickiej (dawniej lubelskiej) zawiera się w interwale głęb. 3710,0–3763,0 m i osiąga miąższość 53,0 m. Fragment profilu formacji na głęb. 3728,7–3758,0 m przewiercono bezrdzeniowo, jedynie z uzyskiem próbek okruchowych. Bezrdzeniowo przewiercony odcinek stanowił 55% całego profilu formacji łopiennickiej.

Charakterystyczny profil formacji łopiennickiej budują bardzo drobnolaminowane heterolity piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowe o miąższości warstewek nieprzekraczającej 1,0 mm. W całym kompleksie heterolitów występują powierzchnie reaktywacyjne oraz nierównomiernie rozłożone warstwy drobnoziarnistych piaskowców o miąższości nieprzekraczającej 20,0 cm. We wkładkach piaskowcowych jest obecna przekątna laminacja riplemarkowa z drobnymi diapirami mułowymi na powierzchni lamin przekątnych (fig. 4C), laminacja soczewkowa i smużysta. W stropowej części profilu formacji łopiennickiej znajduje się warstwa mułowców ciemnoszarych, zwiezłych, zlustrowanych tektonicznie o miąższości 2,5 m. Dość często są spotykane warstwy mułowców ciemnoszarych o miąższości do 30,0 cm. Na powierzchniach warstw iłowcowych i mułowcowych masowo pojawiają się plechy sinic *Vendotaenia antiqua* forma *secunda* Gnilovskaya oraz *V. antiqua* forma *prima* Gnilovskaya. Rzadziej spotykane są sinice *V. antiqua* forma *tertia* Gnilovskaya, a zupełnie sporadycznie – plechy sinic *V. antiqua* forma *quarta* Gnilovskaya.

W kompleksie heterolitów bardzo liczne są charakterystyczne skamieniałości śladowe: *Planolites montanus* Richter, *Torowangea rosei* Webby (fig. 5B), *Palaeopascichnus delicatus* Palij (fig. 5C) i *Helminthopsis irregularis* (Schafhäutl) (fig. 5A). Tworzą one nagromadzenia drobnych kanałów żerowiskowo-mieszkalnych i komunikacyjnych osadożerców. Średnica kanałów nie przekracza 1,0 mm. Są to kanały nieskomplikowane morfologicznie, bardzo płytko posadowione w osadach dennych.

Formacja włodawska (odcinek ediakarski). Według pomiarów geofizycznych strop odcinka określono na głęb. 3650,0 m, spąg – na głęb. 3710,0 m. Ediakarski odcinek formacji włodawskiej osiąga miąższość 60,0 m i był rdzeniowany w niewielkim zakresie. Na głęb. 3650,0–3666,6 i 3675,1–3710,0 m profil ediakarskiego odcinka formacji włodawskiej przewiercono bezrdzeniowo, co stanowi 85% całej jego miąższości.

W jedynym odcinku rdzeniowanym, na głęb. 3666,6–3675,1 m, stwierdzono w stropie odcinka piaskowce drobnoziarniste, jasnoszare, z bardzo licznymi ziarnami i laminami glaukonitu, sporadycznie przewarstwiające się z szarymi iłowcami, które ku spagowi odcinka są coraz częstsze. W spagu odcinka w piaskowcach zaznacza się niskokątowe warstwowanie przekątne oraz wyraźnie wykształcona powierzchnia erozyjna. Nad nią pojawiają się bezładnie rozmieszczone, bardzo liczne, nieregularne klasty czarnych iłowców i mułowców. W nawierconym z uzyskiem rdzenia odcinka występuje warstwa ciemnoszarych, masywnych mułowców o miąższości 4,0 m. W mułowcach są obecne bardzo liczne blaszki łuszczyków oraz nieliczne sinice *Vendotaenida*. Skamieniałości śladowe pojawiają się sporadycznie w przewarstwiających się piaskowcach drobnoziarnistych.

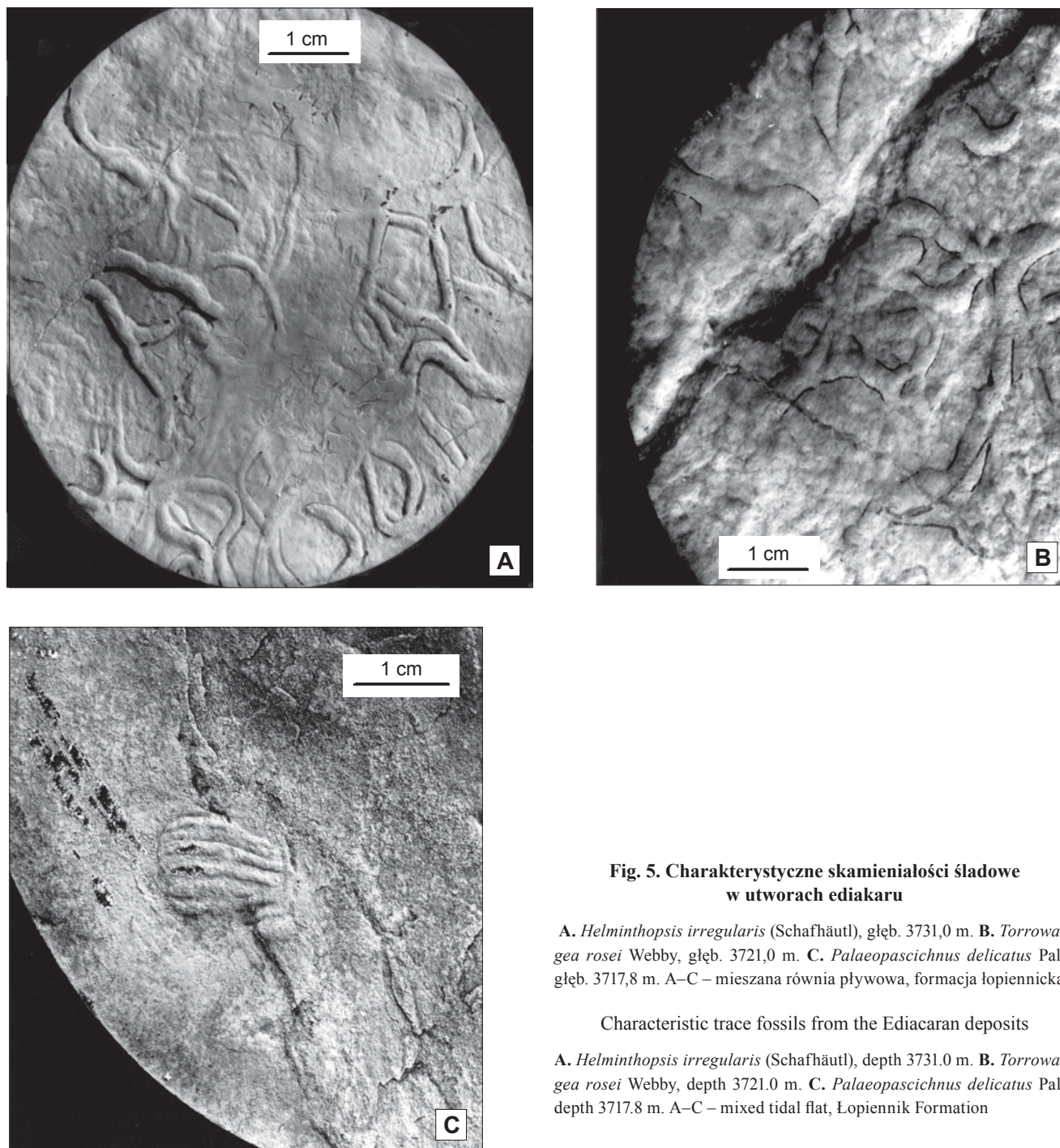


Fig. 5. Charakterystyczne skamieniałości śladowe w utworach ediakaru

A. *Helminthopsis irregularis* (Schafhäütl), głęb. 3731,0 m. **B.** *Torrowangea rosei* Webby, głęb. 3721,0 m. **C.** *Palaeopascichnus delicatus* Palij, głęb. 3717,8 m. A–C – mieszana równia pływowa, formacja łopiennicka

Characteristic trace fossils from the Ediacaran deposits

A. *Helminthopsis irregularis* (Schafhäütl), depth 3731.0 m. **B.** *Torrowangea rosei* Webby, depth 3721.0 m. **C.** *Palaeopascichnus delicatus* Palij, depth 3717.8 m. A–C – mixed tidal flat, Łopiennik Formation

nistych oraz mułowcach w dolnej części odcinka i są reprezentowane tylko przez ichnogatunek *Planolites montanus* Richter.

Środowiska depozycji i rozwój ediakarskiego estuarium lubelskiego

Silikoklastyczne utwory ediakaru są zapisem transgresywnego etapu ewolucji estuarium, które rozwijało się w południowo-wschodniej Polsce pod koniec ediakaru i na po-

czątku kambru. Poszczególne stadia rozwoju estuarium odzwierciedla pięć kolejnych parasekwencji budujących transgresywny ciąg systemowy. Pod koniec ediakaru region z profilem Terebin IG 5 znajdował się w centralnej zatoce, na obszarze ujściowym dolnego estuarium (Paczeńska, 2010), na okalających centralną zatokę obszarach piaszczystej i mieszanej równi pływowej. W większości piaskowcowe osady wymienionych środowisk reprezentują formację białopolską. We wczesnych fazach swojego rozwoju estuarium lubelskie miało charakter pływowo-falowy. W fazie maksymalnego rozwoju przekształciło się w hypersynchro-

niczne estuarium makropływowe o kominowej geometrii. Na równi mieszanej, która w tym czasie osiągnęła maksymalny zasięg w estuarium, były deponowane drobnolaminowane heterolity piaszczysto-mułowcowo-iłowcowe. Tworzyły one kompleks rytmitów pływowych. W osadach równi mieszanej licznie występuje zespół wskaźników pływów, do których należą diapiry mułowe na powierzchniach lamin przekątnej laminacji riplemarkowej i powierzchnie reaktywacyjne. Na równi piaszczystej innym wskaźnikiem pływów jest bimodalne warstwowanie przekątne w piaskowcach drobnoziarnistych. W fazie maksymalnego rozwoju sedimentacja zachodziła także w kanałach pływowych różnego rzędu, rozciągających się na równi mieszanej. Typowym środowiskim depozycji dla estuarium makropływowego był kompleks amalgamowanych kanałów pływowych w strefie niżepływowej. Zapisał się on w pionowym profilu formacji białopolskiej jako nałożone na sie-

bie pakiety piaskowców drobno- i gruboziarnistych. Występujące w mniejszości w profilu formacji białopolskiej mułowce i iłowce były deponowane na płycznach międzykanałowych. W kanałach pływowych trwała depozycja przekątnie i poziomo warstwowanych piaskowców grubo-, średnio- i drobnoziarnistych.

Końcowa faza trwania estuarium odznaczała się sedymentacją na równiach pływowych, głównie równi mułowej oraz w kanałach pływowych w estuarium pływowo-falowym. Na przełomie ediakaru i kambru estuarium zostało stopniowo zasypane. Rozpoczęła się depozycja piaskowcowych osadów drobnoziarnistych w strefie przybrzeża na otwartym wybrzeżu morskim, z wyraźnymi wpływami falowania.

Ewolucję facjalną ediakarskiego zbiornika sedimentacyjnego przedstawiono w monografii Pacześnej (2010).

Marta JUSKOWIAKOWA

PETROLOGIA SKAŁ KLASTYCZNYCH

Niniejsze opracowanie pochodzi z 1977 r.

Klastyczne utwory ediakaru reprezentują formacje białopolską, łopiennicką i włodawską. Jest to urozmaicony zespół skał klastycznych o zmiennym składzie petrograficznym, wśród których wyróżniono piaskowce i waki drobno-, grubo- i różnoziarniste oraz mułowce i iłowce. Zestawienie badanych próbek i ważniejsze cechy petrograficzne zawiera [tabela 2](#).

Materiał detrytyczny w badanych próbkach wykazuje dobre i bardzo dobre wysortowanie. Obtoczenie ziaren jest jednak słabe. Przeważają ziarna półobtoczone i półostrokrawędziste. Znaczny jest udział ziaren ostrokrawędzistych. Kształt ziaren jest przeważnie izometryczny. We frakcjach drobniejszych występują ziarna anizometryczne. W próbkach piaskowców i wak obserwuje się tekstury bezładne lub niewyraźnie kierunkowe. W niższych odcinkach profilu występuje uziarnienie frakcjonalne. W mułowcach i częściowo piaskowcach drobnoziarnistych jest obserwowana laminacja pozioma falista i smużysta. Struktury piaskowców i iłowców wykazują zaawansowany stopień rekrystalizacji obejmujący pierwotne spoiwo, w którym jest obecny regeneracyjny kwarc, wtórny albit, chloryt, zrekrystalizowane łyszczyki, kalcyt i baryt obok illitu i rzadziej kaolinitu.

Skład mineralny skał klastycznych prezentuje [tabela 2](#). Zawartość kwarcu waha się od 8% obj. w iłowcach do 76% obj. w piaskowcach. Zawartość skaleni, wśród których rozpoznano skałen potasowy i kwaśny plagioklaz, wynosi od 2,2 do 17% obj. Zawartość ta pierwotnie była wyższa, lecz w wyniku procesów wtórnych uległa obniżeniu, zwłaszcza w dolnym odcinku profilu, gdzie skalenie zostały zastąpione kwarcem, węglanami lub minerałami ilastymi. Z łysz-

czyków detrytycznych stwierdzono biotyt, w większych ilościach pojawiający się w mułowcach i wakach. Minerały akcesoryczne występują w zmiennych ilościach; są reprezentowane przez epigeniczny pirit oraz allogeniczne zleuksenizowane minerały rudne, pierwotnie prawdopodobnie reprezentowane przez ilmenit. Ponadto jest obecny bardzo typowy dla ediakaru górnego zespół minerałów ciężkich: cyrkon, monacyt i turmalin. W niektórych próbkach stwierdzono pojedyncze chalcedonity.

Zawartość minerałów ilastych w iłowcach i mułowcach wynosi od 40 do 90% obj., podczas gdy w wakach i piaskowcach – od 6 do 40% obj. Są one reprezentowane głównie przez illit i hydrobiotyt, przy obecności kaolinitu i chlorytu. Charakterystycznym, lecz występującym w zmiennych ilościach (0–23% obj.), składnikiem mułowców, wak i piaskowców jest kalcyt. Tworzy on gniazdowe, zrekrystalizowane skupienia lub występuje w postaci spoiwa właściwego. We wszystkich próbkach zaznaczają się daleko posunięte przeobrażenia diagenetyczne, prowadzące do zmian pierwotnego składu mineralnego skał, co utrudnia ustalenie właściwej nazwy odpowiadającej klasyfikacji piaskowców. Przeobrażenia te to: częściowe ługowanie pod wpływem roztworów alkalicznych; krystalizacja kwarcu autogenicznego i obwódki regeneracyjnego kwarcu na ziarnach detrytycznych, prowadząca do zaniżenia zawartości spoiwa; zastąpienia skaleni detrytycznych kwarcem, obserwowane na niektórych poziomach; przeobrażanie się pierwotnie niezdefiniowanych składników (np. skalenia, litoklastów zasadowych, glaukonitu) w minerały ilaste, nie różniące się od substancji ilastej spoiwa właściwego; krystalizacja wtórnego albitu, łyszczyków i chlorytu; rekrystalizacja łyszczyków detrytycznych i spoiwa.

Tabela 2
Skład mineralny utworów klastycznych ediakaru
Mineral composition of the Ediacaran clastic deposits

Numer próbki	Głębokość [m]	Nazwa skały	Skład mineralny skał klastycznych [% obj.]										Wyświetlenie materiału detrytycznego	Ziarno kwarcu				Uwagi tekstura struktura					
														największe		najczęstsze							
			Qtz	k-fs	Pl	miki	lito-kl.	akcesoryczne	ilaste	rekr-miki	chlo-ryt	węg-lany		siar-czany	glau-konit	fos-forany	mm		phi	mm	phi		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22		
Ediakar – skały klastyczne																							
43/1	3674,7	iłowiec	8,5		–	0,8	–	0,9	90,6	–	–	–	–	+	–	–	dobre	0,09	3,45	0,02	5,60	plamisto-polygonalna; rekryształizacja materiału ilastego	
43/2	3728,6	mułowiec																					4,8
44/3	3764,1	piaskowiec wapnisty drobnoziarnisty		3,6	0,8	–	0,4	21,8	0,4	0,8	14,9	–	–	–	–	–	–	dobre	0,3	1,75	0,12	3,05	bezlądna
1	3764,7	waka wapnista drobnoziarnista	50,5	05,3	3,3	2,3	–	1,9	33,3	2,6	–	5,2	–	–	–	0,5	dobre	0,23	2,11	0,075	3,75	bezlądna	
45/4	3797,3	mułowiec ilasty	25,3	8,9	7,8	8,2	–	1,9	47,9	–	+	–	–	–	–	–	dobre	0,3	1,75	0,06	4,05	laminacja pozioma, miejscami nieciągła	
46/5	3809,9	piaskowiec wapnisty gruboziarnisty	76,5	–	–	–	–	0,2	6,3	–	–	17,0	–	–	–	–	dobre	1,3	–0,63	0,5	1,00	kierunkowa, niewyraźna frakcjonacja	
2	3809,9	piaskowiec wapnisty gruboziarnisty	53,2	–	–	–	2,0	1,2	7,4	–	–	22,8	1,0	–	0,2	bardzo dobre	2,5	–1,30	1,1	–0,11	bezlądna		

Tabela 2 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
3	3811,1	wąka skaleniowa drobnoziarnista	45,5	2,9	7,2	4,0	–	4,0	33,9	3,2	–	–	–	–	–	dobrze	0,32	1,64	0,09	3,45	zaburzona, soczewkowo-oczkowa, nieciągła
4	3811,8	iłowiec mułowcowy	8,5	4,8	1,5	1,5	–	1,5	82,4	–	–	–	–	–	–	dobrze	0,15	2,72	0,04	4,6	smużysta
5	3815,7	wąka wapnista skaleniowa drobnoziarnista	57,0	0,5	4,9	2,0	0,2	1,5	23,5	0,2	0,7	9,1	–	–	0,2	bardzo dobrze	0,45	1,15	0,22	2,16	niewyraźnie smużysta, pozioma
47/6	3817,5	wąka różnoziarnista	66,0	3,2	0,6	–	–	0,3	23,0	–	6,5	0,3	–	–	–	umiarkow. dobrze	1,1	–1,1	0,22	2,16	kierunkowa, uziarnienie frakcyjne
6	3817,9	piaskowiec wapnisty różnoziarnisty	74,6	0,8	0,3	6,2	–	0,5	17,6	–	–	–	–	–	–	umiarkow. dobrze	1,0	0,0	0,2	2,3	kierunkowa, uziarnienie frakcyjne
7	3825,1	mułowiec ilasty	17,0	10,2	3,0	16,2	–	1,1	50,8	+	+	–	–	–	–	dobrze	0,16	2,60	0,06	4,05	warstwowanie zmienne, faliste, smużyste, przekątne
Ediakar – skały wulkaniczne			Skład mineralny skał wulkanicznych przedstawiono w tabeli 4																		
48/7	3845,1	przeobrażony migdałowiec																			struktura porfirowa
8	3845,5	przeobrażony migdałowiec																			struktura porfirowa
9	3850,0	przeobrażony migdałowiec																			struktura arfirowa
49/B	3851,1	przeobrażony migdałowiec																			struktura arfirowa

Qtz – kwarc, k-fs – skalenie potasowe, Pl – plagioklasy, litokl. – litoklasty

Marta JUSKOWIAKOWA

PETROLOGIA SKAŁ WULKANICZNYCH

Niniejsze opracowanie pochodzi z 1977 r.

Charakterystykę petrograficzną skał wulkanicznych przeprowadzono na podstawie obserwacji mikroskopowych (mikroskop optyczny, światło przechodzące) próbek skał pochodzących z interwału głęb. 3758,0–3850,5 m oraz kolekcji B. Arenia i A. Żelichowskiego.

Próbki skał z głęb. 3841,0–3850,5 m reprezentują skały wylewne typu bazaltu, znacznie zmienione. Na wspomnianym odcinku o długości ok. 9,5 m jest widoczna duża makroskopowa zmienność struktury i tekstury oraz stopnia wtórnych przeobrażeń. Zaznacza się również drobnopowłokowa budowa, prawdopodobnie odzwierciedlająca obecność co najmniej trzech pokryw lawowych.

Wulkanity występujące w interwale głęb. 3848,9–3850,5 m charakteryzują się brunatnoszarą barwą i strukturą afrową, miejscami drobnoamygdoidalną. W świetle przechodzącym mikroskopu optycznego wykazują strukturę apointersertalną i apohialoofitową oraz afrową. Tekstura amygdoidalna (migdałowcowa) odznacza się występowaniem nieregularnych pęcherzyków pogazowych, wypełnionych kalcytem i chlorytem oraz zrekrytalizowanym kwarcem. Pierwotne składniki tła skalnego uległy znacznym

przemianom. Plagioklaz występuje w postaci listewek o długości 0,9 mm ($\pm 0,15$ mm) i obecnym składzie zbliżonym do albitu–oligoklazu. Pierwotnie mogły to być człony bardziej zasadowe. Pozostałe składniki tła uległy niemal całkowitemu przeobrażeniu. Były to prawdopodobnie pirokseny oraz nieliczne oliwiny. W skale obserwuje się w ilościach śladowych pseudomorfozy iddingsytowe lub bowlingitowe o średnicy 0,1 mm.

Niekiedy dominującym składnikiem w tle skalnym jest niskodwójłonna substancja z dwójłownością ok. 0,005. Wykształcona jest sferolitycznie o współczynnikach załamania światła niższych od balsamu kanadyjskiego o prostym lub prawie prostym kącie wygaszania i wydłużeniu włókien w kierunku do β , z dużym dodatnim kątem osi optycznych. Powyższe cechy optyczne mogą wskazywać na zeolit z grupy tomsonitu o cechach pośrednich między mezolitem, tomsonitem i genardyt. Potwierdza to dyfraktogram wykonany dla jednej próbki z głęb. 3850,5 m (tab. 3). Zarejestrowano ponadto obecność albitu, hematytu i chlorytu. Pozostałe piki widma odzwierciedlają występowanie bardziej zasadowego plagioklazu, tytanitu, ślady innych zeolitów oraz minerały grupy nontronitu.

Tabela 3

Zapis dyfraktogramu rentgenowskiego
zmienionej skały wulkanicznej

The X-ray diffraction record of the altered volcanic rocks

Terebin IG 5 głęb. 3850,5 m		Tomsonit		Gonardyt		Albit		Hematyt	
I	d [Å]	I	d [Å]	I	d [Å]	I	d [Å]	I	d [Å]
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	15,8								
3	14,2								
3	7,2	1	7,264	1	7,312				
5	6,4	9	6,429	9	6,542	5	6,50		
1	5,90	7	5,890	7	5,859	6	5,86		
1	5,58								
1	5,10	2	5,091	1	5,068				
1	4,75					1	4,71		
1	4,70	8	4,690						
1	4,60	9	4,613						
1	4,36	3	4,365	4	4,399	4	4,35		

Terebin IG 5 głęb. 3850,5 m		Tomsonit		Gonardyt		Albit		Hematyt	
I	d [Å]	I	d [Å]	I	d [Å]	I	d [Å]	I	d [Å]
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	4,26								
6	4,00					6	4,01		
1	4,12	4	4,113	6	4,127				
2	3,85	1	3,849	1	3,849				
4	3,76								
7	3,65					4	3,67	3	3,65
1	3,54	4	3,530						
2	3,48	9	3,487	8	3,487	2	3,45		
2	3,37								
4	3,25	4	3,225						
10	3,19	9	3,181	9	3,163	10	3,19		

Tabela 3 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
4	2,98								
5	2,93	9	2,948	8	2,940	7	2,933		
2	2,84	10	2,848	10	2,834	8	2,841		
		4	2,705						
5	2,69	9	2,668	7	2,680	1	2,686	10	2,69
2	2,63								
2	2,59	4	2,587	7	2,576				
3	2,53					1	2,559		
3	2,51							10	2,51
2	2,45								
1	2,42	3	2,43	3	2,42	3	2,425		
2	2,38								
1	2,30					1	2,288		
1	2,27	3	2,255	3	2,250				
2	2,20	3	2,202			2	2,190	6	2,20
1	2,18	6	2,179	5	2,171				
3	2,12								
1	2,09	2	2,070	2	2,060				
1	1,97	1	1,976	1	1,955	1	1,955		
1	1,92	2	1,940						
1	1,87	2	1,889	1	1,878	1	1,883		
								7	1,84
4	1,81	5	1,815	1	1,800	3	1,807		
2	1,79								
3	1,78								
1	1,74	1	1,754	1	1,734				
2	1,72	3	1,716	2	1,710	1	1,732		
3	1,69	1	1,686	1	1,678			8	1,69
1	1,64	1	1,653			1	1,630		
		4	1,653						
1	1,60	4	1,612	3	1,609				
1	1,57	1	1,587	2	1,578	1	1,572		

Skały występujące na głęb. 3841,0–3848,9 m mają barwę szarą z odcieniem zielonkawym i strukturę porfirową. Glomerofrowe skupienia kryształów plagioklazu osiągają wielkości do 10 mm. W obrazie mikroskopu optycznego są widoczne ich deformacje protoklastyczne. Struktura tła skalnego jest apohialoofitowa. Tekstura pierwotnie masywna lub amygdoidalna została zatarta w wyniku późniejszej kataklazy, rekrytalizacji oraz oksydacji minerałów żelazistych i zeolityzacji. Skład mineralny jakościowo jest podobny do pokryw leżących poniżej w profilu, różni się natomiast ilościowym udziałem głównych i akcesorycznych składników (tab. 4). Plagioklaz o składzie albitu jest częściowo zsercytyzowany. Budowa pasowa prakryształów jest słabo widoczna, zaznaczona jedynie zagęszczeniem produktów przeobrażeń. Plagioklaz o składzie albitu jest częściowo zsercytyzowany. Obecne są pseudomorfozy pooliwinowe. Tło skalne jest zbudowane z chlorytów, włóknistych i pierzastych zeolitów oraz uwodnionych tlenków Fe (minerały nieprzezroczyste). Dość obficie występuje wyraźnie wtórny brunatny tytanit.

Obserwacje mikroskopowe wykazały, że charakterystyczną cechą skał wulkanicznych w profilu ediakaru otworu Terebin IG 5 jest zaawansowany proces przeobrażeń wtórnych – pomagmowych i hydrotermalnych, którego typowym przykładem jest zeolityzacja.

Szczegółowe informacje dotyczące jakościowego i ilościowego składu mineralnego na podstawie analiz planimetrycznych dwóch reprezentatywnych próbek z głęb. 3845,3 oraz 3850,0 m prezentuje tabela 4.

Tabela 4

Podstawowy skład mineralny skał wulkanicznych
[% obj.]

Essential mineral composition of the volcanic rocks
[% vol.]

Składniki mineralne	3845,3 m	3850,0 m
Plagioklaz – prakryształy	14,3	0,5
Plagioklaz – tło skalne	20,5	13,3
Pseudomorfozy pooliwinowe	1,0	0,7
Chloryt	3,3	3,3
Tło niskodwójłomne	27,0	47,4
Tło nieprzezroczyste i minerały rudne	33,9	23,3
Kwarc	–	10,5
Tytanit		1,4

Ewa KRZEMIŃSKA**CHARAKTERYSTYKA I KLASYFIKACJA GEOCHEMICZNA SKAŁ WULKANICZNYCH****Geochemia skał wulkanicznych**

Podstawową charakterystykę geochemiczną sporządzono na podstawie archiwalnych analiz pierwiastków głównych z trzech próbek z głęb. 3841,5; 3847,0 oraz 3849,4 m (tab. 5).

Zgodnie z opisami makroskopowymi i cechami teksturalnymi próbki wybrane do badań geochemicznych mogą reprezentować trzy różne potoki lawowe, przy czym są w podobnym stopniu zwietrzałe i wtórnie zmienione. W przeanalizowanych bazaltach (tab. 5) obserwuje się dość znaczne straty prażenia LOI, przekraczające 5% wagowych. Po znormalizowaniu składu chemicznego do 100% (bez strat prażenia) zakres zmienności prawie wszystkich pierwiastków głównych, w tym krzemionki, tytanu glinu jest niewielki: SiO₂ 50,6–51,0% wag., TiO₂ 1,9–2,0% wag., Al₂O₃ 16,7–17,2% wag. Bardziej zmienny jest udział żelaza dwu- i trójwartościowego oraz żelaza całkowitego Fe₂O₃

11,0–12,6% wag. oraz alkaliów całkowitych: Na₂O 4,4–5,7% wag., K₂O 1,1–1,7% wag., CaO 2,7–3,0% wag. Współczynnik magnezowy przyjmuje względnie wysoką wartość od 60,0 do 66,8, wynikającą z udziału MgO od 8,2 do 9,5% wag. Są to zatem skały o dość podobnym charakterze geochemicznym i stopniu dyferencjacji. Potwierdza to także przeliczenie wyników analiz metodą CIPW (tab. 6) na normatywny skład mineralny. Jest on bardzo pomocny, szczególnie przy porównywaniu cech skał z zaawansowanymi zmianami wtórnymi. W żadnej z próbek nie jest obecny kwarc normatywny. Oznacza to, że lawy w profilu Terebin IG 5 są skałami z niedoborem krzemionki. Niedosycenie krzemionką jest ponadto podkreślone udziałem oliwinu normatywnego, szczególnie w dwóch próbkach, z zawartością rzędu 12,6–13,7% obj. Brak jest jednak normatywnego nefelinu. Hipersten normatywny, pojawiający się w każdej analizie w ilości od 4,6 do 21,4%, wyraźnie wskazuje na toleitytowy charakter wulkanitów. Nośniki tlenków Fe-Ti,

Tabela 5**Skład chemiczny reprezentatywnych próbek bazaltów**

Chemical composition of the representative basalt samples

	Terebin IG 5					
Głębokość	3841,5 m		3847, 0 m		3849,4 m	
[% wag]		znormal.		znormal.		znormal.
SiO ₂	48,74	51,06	47,78	50,73	47,98	50,64
TiO ₂	1,9	1,99	1,82	1,93	1,93	2,04
Al ₂ O ₃	15,97	16,73	16,2	17,20	16,26	17,16
Fe ₂ O ₃	6,45	5,42	5,73	4,54	7,92	8,36
FeO	5,17	6,76	4,28	6,08	2,56	2,70
MnO	0,31	0,32	0,3	0,32	0,29	0,31
MgO	7,84	8,21	9,00	9,56	8,63	9,11
CaO	2,90	3,04	2,57	2,73	2,64	2,79
Na ₂ O	4,23	4,43	5,25	5,57	5,39	5,69
K ₂ O	1,68	1,76	1,06	1,13	0,97	1,02
P ₂ O ₅	0,26	0,27	0,2	0,21	0,17	0,18
CO ₂	0,41		0,52		0,61	
H ₂ O ⁻	0,77		1,3		0,86	
LOI	4,55		5,81		5,26	
Suma	97,15	100,00	96,44	100,0	96,47	100,0
Fe ₂ O ₃ całk		12,66		11,03		11,31
Mg#		60,07		66,76		65,76
Na ₂ O+K ₂ O		6,16		6,67		6,69

czyli magnetyt i ilmenit normatywny, stanowią łącznie od 7,7 do 13,3% obj. skały. Porównanie udziału albitu i anortytu wskazuje na dwu-trzykrotną przewagę albitu, co oznacza, że pierwotny skład mineralny został w znacznym stopniu zmieniony.

Podobnie jak większość zasadowych i obojętnych skał wulkanicznych, lawy z profilu Terebin IG 5 w potocznym ujęciu były określane nazwą „bazalt”. Formalnie jednak, w klasyfikacji geochemicznej dla skał wulkanicznych TAS (Total Alkali–Silica), cechy analizowanych próbek wskazują na skład trachybazaltów i obejmują skraj pola obok granicy z bazaltowym trachyandezytem na diagramie klasyfikacyjnym (fig. 6). Suma alkaliów przekraczająca 6% wag. (6,1% wag. i 6,7% wag., $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) i słaboalkaliczny charakter analizowanych pokryw lawowych mogą jednak nie być cechami pierwotnymi a efektem albityzacji. Jednocześnie projekcje składu tych podstawowych parametrów chemicznych wykazują dość typowy charakter dla całej serii, szczególnie na tle innych skał wulkanicznych z pobliskich otworów serii sławatyckiej w rejonie lubelskim (Juskowiakowa, 1971; Krzemińska, 2005), które ogólnie zajmują pola od bazaltów i trachybazaltów do trachyandezytów.

Podstawowe cechy pokryw lawowych z profilu Terebin IG 5 prezentuje zestaw diagramów zawartości tlenków pierwiastków głównych w funkcji MgO jako wskaźnika stopnia zdyferencjowania magmy (fig. 7). Skały wulkaniczne składające się na formację sławatycką w basenie lubelsko-podlaskim różnią się stopniem dyferencjacji. Projekcje z profilu Terebin IG 5 z $\text{MgO} > 8\%$ wagowych świadczą o względnie niskim stopniu dyferencjacji w porównaniu do większości zbadanych law z tego basenu. Wszystkie zestawienia geochemiczne potwierdzają przynależność do jednej serii magmowej. Relacje FeO_{tot} czy $\text{Fe}_2\text{O}_3_{\text{tot}}$ do MgO świadczą o toleitym charakterze pokryw bazaltowych. Pokrywy z profilu Terebin IG 5 są względnie bogatsze w Fe całkowite.

Tabela 6

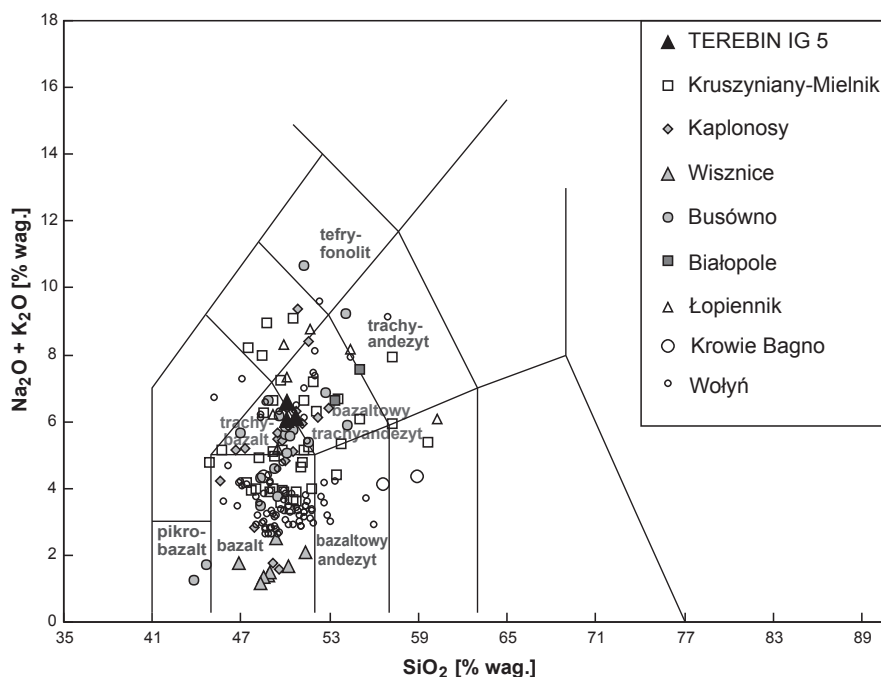
Normatywny skład mineralny CIPW [% obj.] –
próbki skał wulkanicznych

Normative minerals composition CIPW [vol. %]
of the volcanic samples

	Terebin IG 5		
Głębokość	3841,5 m	3847,0 m	3849,4 m
Q	0,00	0,00	0,00
C	2,66	2,36	2,06
Or	10,40	6,65	6,05
Ab	37,50	47,16	48,14
An	13,29	12,15	12,65
Ne	0,00	0,00	0,00
Di	0,00	0,00	0,00
Wo	0,00	0,00	0,00
Hy	21,45	4,93	4,61
Ol	0,49	13,77	12,67
Mt	9,80	8,82	3,80
Il	3,78	3,67	3,87
Hm	0,00	0,00	5,74
Tn	0,00	0,00	0,00
Pf	0,00	0,00	0,00
Ru	0,00	0,00	0,00
Ap	0,65	0,50	0,43
	100,02	100,02	100,02

Fig. 6. Diagram klasyfikacyjny TAS (krzemionka do sumy alkaliów) pokazujący alkaliczne cechy pokryw lawowych z profilu Terebin IG 5 na tle wulkanitów całej formacji sławatyckiej, w tym z południowej części, z otworów Kaplonosy IG 1, Wisznice IG 1, Busówno IG 1, Białopole IG 1, Krowie Bagno IG 1, Łopiennik IG 1 oraz bazaltów wołyńskich

TAS-Total alkalies-silica classification showing alkaline nature of the Terebin IG 5 basalt floods compared to the of Sławatyck Formation volcanics including southern part and boreholes Kaplonosy IG 1, Wisznice IG 1, Busówno IG 1, Białopole IG 1, Krowie Bagno IG 1, Łopiennik IG 1 and the Volynian basalts



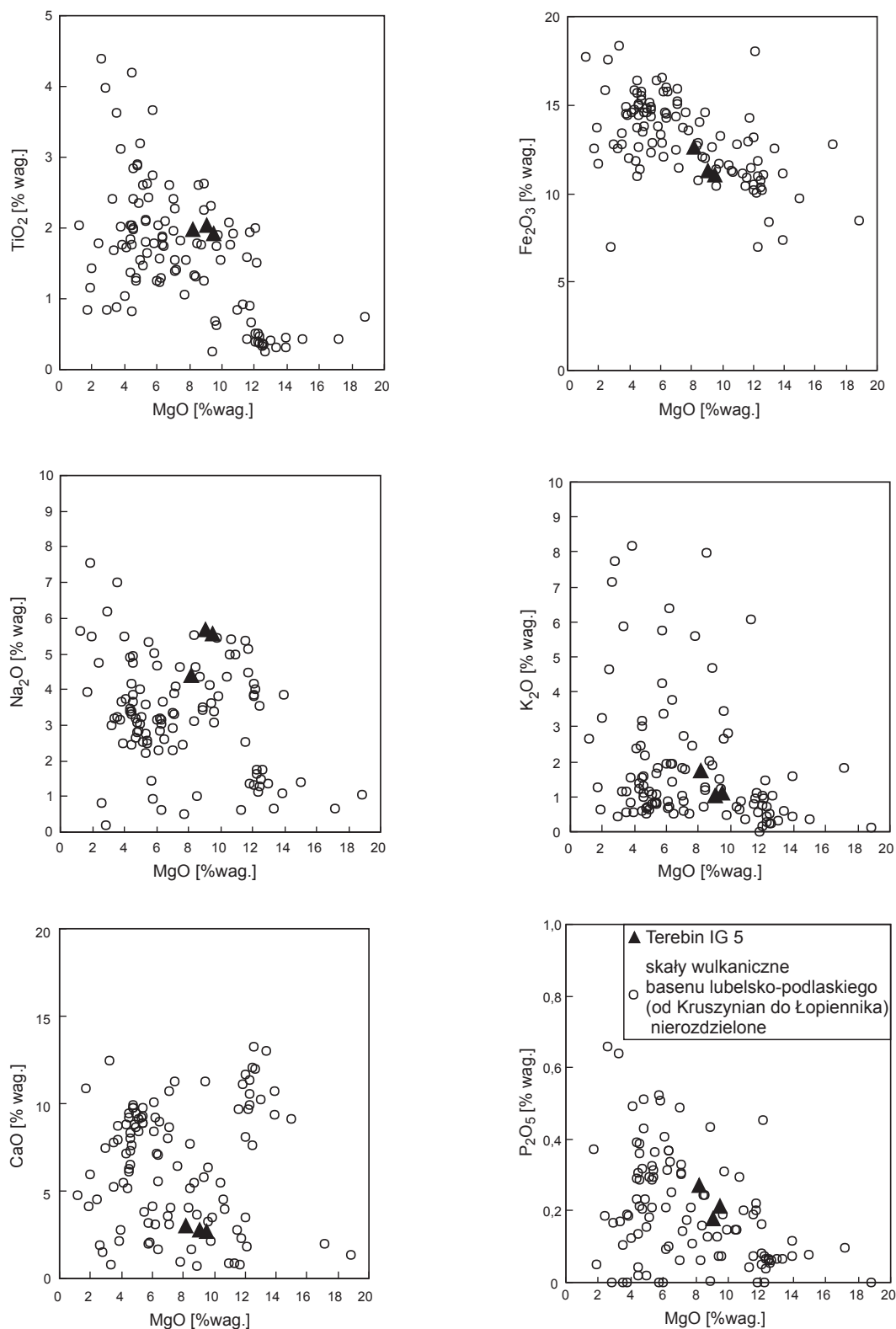


Fig. 7. Diagramy typu Harkera, ilustrujące podstawowe cechy geochemiczne bazaltów z otworu Terebin IG 5, stanowiących integralną część formacji sławatyckiej. Dane analityczne dla bazaltów z basenu lubelsko-podlaskiego (L-P): Krzemińska (2005), Juskowiakowa, (1971) i bazaltów z Wołynia: Białowska i in. (2002). Zastosowano rozróżnienie na wulkanity z północnej i południowej części basenu L-P

Harker type diagrams showing basic geochemical features of basalts from Terebin IG 5 borehole related to the Sławatycze serie. Based on the analytical data for basalts from Lublin-Podlasie basin (L-P): Krzemińska (2005), Juskowiakowa (1971) and Volhyn basalts (Białowska i in., 2002). Different symbols for volcanics from north and south parts of L-P basin are applied

Z uwzględnieniem zawartości tytanu w wulkanitach serii sławatyckiej można wyróżnić dwa typy różniące się zawartością TiO_2 , od niskiej (poniżej 1% wag.) do wyraźnie wyższej (ok. 2% i powyżej). Dotychczas lawy o niższych zawartościach tytanu notowano w pokrywach z południowej części basenu lubelsko-podlaskiego, gdzie w przeanalizowanych profilach wiertniczych zajmują różne pozycje. W najdłuższych i najpełniejszych profilach, Kaplonosy IG 1 i Busówno IG 1, skały z niską zawartością TiO_2 do 0,79% wag. są pierwszymi najniższymi i najstarszymi pokrywami lawowymi, w profilu Łopiennik IG 1 pojawiają się w samym stropie sekwencji. Dla najmłodszych stropowych pokryw, tak jak w profilu Terebin IG 5, wyższy udział Ti wydaje się być regułą.

Na podstawie zawartości Ti i stopnia dyferencjacji jako zawartości magnezu, wulkanity sławatyckie można podzielić na trzy grupy (Krzemińska, 2005): I – ultraniskotytanowe, wysokomagnezowe pikryty (ULTi), II – bazalty niskotytanowe, średnio- i niskomagnezowe (LTi) oraz III – wysokotytanowe bazalty sporadycznie do trachybazaltów i trachyandezytów, o zmiennych zawartościach wapnia i magnezu (HTi). Podobne podgrupy geochemiczne są notowane także wśród bazaltów wołyńskich (Shumlyansky, Andréasson, 2004). Wulkanity z profilu Terebin IG 5, które zachowują niższy stopień zdyferencjowania, a jednocześnie względnie wysoką zawartość tytanu z TiO_2 na poziomie 2% (1,99–2,04% wag. TiO_2) są doskonałym przykładem skał wysokotytanowych (bazaltów i trachybazaltów) o zmiennych zawartościach wapnia i magnezu (HTi).

Ogólnie obecność dwóch odmiennych pod względem zawartości Ti typów law jest tłumaczona różnicami w miąższości litosfery oraz różnym stopniem parcjalnego topienia. Przy dużej miąższości litosfery i przy stosunkowo wysokim ciśnieniu oraz ze stosunkowo niskim stopniem parcjalnego topienia powstają warunki prowadzące do tworzenia się magm bogatszych w Ti–K. W miejscach cienkiej litosfery i przy inicjującym udziale pióropusza płaszcza oraz większym stopniu parcjalnego topienia powstają warunki do generowania magm ubogich w tytan i potas.

Rezultaty badań izotopowych przeprowadzonych niedawno na Ukrainie (i częściowo na Białorusi) na wyodrębnionych tam typach wulkanitów HTB i LTB (Nosova i in.,

2005) jako przybliżoną, wstępną przyczynę wspólnego występowania dwóch typów bazaltów o odmiennej zawartości TiO_2 wskazują na udział różnego materiału kontaminującego. W przypadku HTB z Wołynia jest to udział materiału gabrowego, który jest obecny w podłożu depresji brzeskiej. Dla LTB mogły to natomiast być skały kwaśniejsze, typu enderbitów, także rozpowszechnione w paleoproterozoicznym podłożu krystalicznym.

Kontekst geologiczny

Fragment kompleksu wulkanicznego ograniczony do potoków lawowych (prawdopodobnie trzech) o składzie trachybazaltów (klasyfikacja TAS) nawierconego w profilu Terebin IG 5 obok bazaltów i utworów piroklastycznych notowanych w innych, dłuższych profilach wiertniczych w obrębie basenu lubelsko-podlaskiego składa się na wulkaniczną formację sławatycką. Jej litologiczne odpowiedniki występują także w zachodniej Ukrainie. Charakterystyka geochemiczna wskazuje na wewnątrzpłytkowe środowisko (WPB) erupcji law. Diagramy pierwiastków śladowych (analizy geochemiczne z innych profili) podkreślają typowe cechy kontynentalnych pokryw bazaltowych typu CFB i są bez wątpienia zgodne z danymi uzyskanymi z innych prowincji CFB, reprezentującymi ten sam typ wulkanizmu i środowiska geotektonicznego.

Wiek skał wulkanogenicznych formacji sławatyckiej ocenia się na ediakar górny. Analizy izotopowe U–Pb na automorficznych ziarnach cyrkonów ze stropowych pokryw tufowych w rejonie Kaplonosów wskazały na wiek ich krystalizacji wynoszący ok. 551 ± 4 mln lat (Compston i in., 1995). Odzwierciedlają one synryftowy etap w historii basenu lubelsko-podlaskiego i wzmoczoną subsydencję od późnego neoproterozoiku do wczesnego paleozoiku (Poprawa, Paczeńska, 2002). Różne przejawy magmatyzmu ryftogenicznego notowano na dość znacznym obszarze w obrębie bloków związanych z Rodinią (Bogdanova i in., 2008). Był to etap defragmentacji tego neoproterozoicznego superkontynentu i stopniowego oddzielania się od siebie bloków Amazonii, Baltiki i Laurentii oraz otwierania się oceanu Iapetus.

KAMBR

Jolanta PACZEŃNA

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

W otworze wiertniczym Terebin IG 5 strop sukcesji kambryjskiej według próbek rdzeniowych znajduje się na głęb. 3075,0 m. Według pomiarów geofizycznych sukcesja kambryjska zawiera się w interwale głęb. 3072,5–3650,0 m i osiąga miąższość 577,5 m. Odcinek profilu odpowiadają-

cy utworom kambru był w bardzo dużym zakresie rdzenio-
wany. Uzyskany rdzeń stanowił 90,5% całej miąższości kambryjskiego interwału profilu Terebin IG 5. Poszczególne marsze były wiercone z dużym uzyskiem rdzenia.

Kambr dolny (~terenew + (~) oddział 2)

Według próbek rdzeniowych strop sukcesji dolnokambryjskiej¹ znajduje się na głęb. 3209,5 m. Według pomiarów geofizycznych utwory kambru dolnego występują w interwale głęb. 3202,0–3650,0 m, a ich miąższość osiąga 448,0 m. Różnica 7,0 m w głębokości stropu sukcesji dolnokambryjskiej wynika z przesunięcia pomiarów geofizycznych (miary geofizycznej) względem rdzenia (miary wiertniczej).

Spektrum litologiczne utworów kambru dolnego jest zdominowane przez pakiety przewarstwiających się piaskowców, mułowców lub iłowców, w których skały piaskowcowe są reprezentowane głównie przez jasnoszare, szare lub szarozielone piaskowce drobnoziarniste, miejscami zwarte, częściej silnie spękane. W piaskowcach występują liczne ziarna glaukonitu i skupienia grubszych ziaren kwarcu. Drobnoziarniste piaskowce są poziomo i miejscami przekątnie warstwowane, niekiedy warstwowanie jest podkreślone licznymi nagromadzeniami glaukonitu oraz materiału ilastego.

Piaskowce drobnoziarniste przewarstwiają się z różnej grubości wkładkami szarych, ciemnoszarych i szarozielonych mułowców. W warstwach szarych mułowców obserwuje się liczne pogąry piaskowców oraz gęste smugi muskowitu. Piaskowce drobnoziarniste bardzo często, nieregularnie przewarstwiają się z zielonymi, szarymi lub szarozielonymi iłowcami. Sporadycznie występują piaskowce drobnoziarniste z nieregularnymi skupieniami zielonych lub ciemnoszarych iłowców, w których występują liczne laminy muskowitu.

Bardzo niewielką część spektrum litologicznego stanowią silnie spękane, jasnoszare piaskowce różnoziarniste, z laminami zielonego iłowca.

W przewarstwiających się piaskowcach, mułowcach i iłowcach występują bardzo liczne, niekiedy tworzące nagromadzenia skamieniałości śladowe. Jamki żerowiskowo-mieszkalne osadożerców są reprezentowane przez ichnogatunki: *Planolites montanus* Richter, *P. beverleyensis* (Billings), *Teichichnus rectus* (Seilacher), *Teichichnus* isp., *Treptichnus bifurcus* Miller, *Treptichnus* isp., *Trichophycus pedum* (Seilacher). W kilku poziomach w profilu kambru dolnego liczne ilościowo nagromadzenia tworzą jamki mieszkalne organizmów filtrujących pokarm z zawiesiny wodnej: *Monocraterion* isp., *Diplocraterion parallelum* Torell, *Skolithos linearis* Haldemann, *Skolithos* isp., *Bergaueria* isp., i *Palaeophycus* isp. W warstwach piaskowców drobnoziarnistych sporadycznie występują struktury ucieczkowe organizmów, wskazujących na szybką sedymentację osadu.

W profilu kambru dolnego podrzędnie występują szare i jasnoszare piaskowce drobnoziarniste bez przewarstwień mułowca lub iłowca. Są one zwarte, często spękane. Nie-

liczne, nierówne powierzchnie poziome w piaskowcach są pokryte materiałem ilastym, niekiedy obserwuje się w nich smugowanie materiałem ilastym lub skupienia szarozielonego materiału ilastego. Miąższość warstw wspomnianych piaskowców waha się od 0,1 do 3,5 m.

Na głęb. 3499,8 m występuje warstwa zlepieńca o miąższości 20–30 cm, zbudowanego z klastów mułowca fosforytowego, tkwiących w spoiwie piaskowcowym.

Skały o najdrobniejszej frakcji uziarnienia są reprezentowane przez szare, ciemnoszare i szarozielone mułowce, z licznymi przewarstwieniami jasnoszarych piaskowców drobnoziarnistych lub czarnych iłowców, zlustrowanych tektonicznie. Podrzędnie występują mułowce piaszczyste oraz mułowce, miejscami przechodzące w piaskowce mułowcowe, w których występują nieliczne, nieregularne skupienia jasnoszarych piaskowców drobnoziarnistych oraz nieliczne, drobne konkretacje piryty. Nieliczną fauną reprezentują *Hyolitha* i ramienionogi *Lingulella* sp. W przewarstwiających się mułowcach i piaskowcach drobnoziarnistych występują dość liczne, ale nie urozmaicone ichnotaksonomicznie i etologicznie skamieniałości śladowe: *Planolites montanus* Richter, *P. beverleyensis* (Billings), *Palaeophycus* isp.

Obok mułowców najdrobniejszą frakcję skał klastycznych reprezentują urozmaicone pod względem zabarwienia iłowce. Są to szare, ciemnoszare, zielone, szarozielone i wiśniowe iłowce, często zlustrowane i spękane. Występują w nich liczne wkładki jasnoszarych piaskowców drobnoziarnistych, zawierających liczne ziarna glaukonitu i drobne konkretacje fosforytowe z fauną *Platysolenites antiquissimus* Eichvald i *Onuphionella aglutinata* Kirjanov.

W iłowcach obserwuje się bardzo liczne, nieregularne pogąry piaskowców drobnoziarnistych.

Skamieniałości śladowe są bardzo liczne i występują w przewarstwiających się iłowcach i piaskowcach drobnoziarnistych. Reprezentowane są głównie przez jamki żerowiskowo-mieszkalne osadożerców: *Gyrolithes polonicus* Fedonkin et Palij, *Treptichnus lublinensis* Paczeńska, *Trichophycus pedum* (Seilacher) (fig. 8A, B), *Planolites montanus* Richter, *P. beverleyensis* (Billings), *Teichichnus* isp., oraz sporadycznie występujące jamki mieszkalne filtratorów *Monocraterion* isp.

W profilu kambru dolnego nie stwierdzono występowania fauny trylobitowej. W związku z tym podana przez Lendzion (1983a, b, 1993) chronostratygrafia utworów kambru dolnego w profilu Terebin IG 5 ma charakter bardzo przybliżony. Wspomniana autorka wydzieliła utwory kambru dolnego na podstawie korelacji krzywych profilowań geofizycznych z profilu Terebin IG 5 z odpowiednimi krzywymi profili otworów wiertniczych z regionu lubelskiego, w których wykonano datowania biostratygraficzne utworów kambru dolnego na podstawie występującej w nich fauny trylobitowej. Należą do nich następujące profile: Białopole IG 1, w którym Lendzion (1993) stwierdziła występowanie bardzo źle zachowanego trylobita *Ellipsocephalus* cf. *gripi* (Kattsky) oraz trylobity z rodzaju *Olenellus* i *Strenueua*; Łopiennik IG 1, w którym wspomniana autorka opisała trylobita *Proampyx* cf. *linnarssoni* (Kiaer), a także profil Radzyń

¹ Ze względu na brak możliwości dowiązania regionalnych wydzieleni chronostratygraficznych do nowego, globalnego podziału chronostratygraficznego kambru i korelacji między nimi zastosowano tradycyjny podział kambru na trzy oddziały.

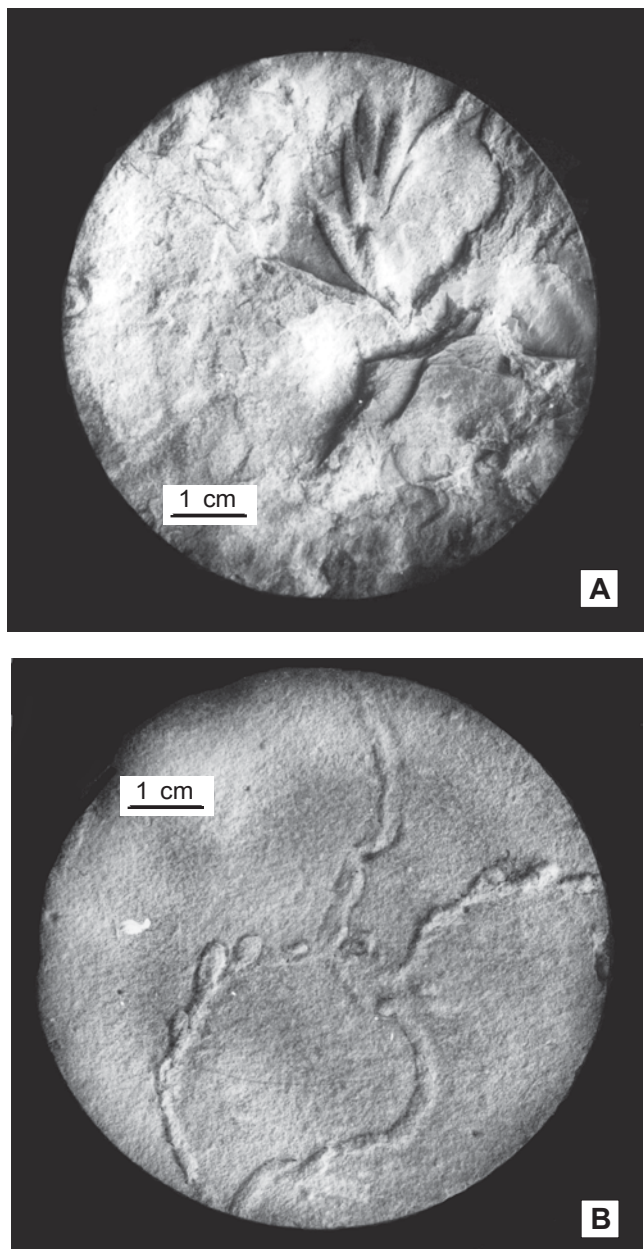


Fig. 8. Charakterystyczne skamieniałości śladowe w utworach najniższego kambru dolnego

- A – *Trichophycus pedum* (Seilacher), górne odrzeże, głęb. 3634,0 m
 B – *Trichophycus pedum* (Seilacher), górne odrzeże, głęb. 3638,2 m

Characteristic trace fossils from the lowermost
 Lower Cambrian deposits

- A – *Trichophycus pedum* (Seilacher), upper offshore, depth 3634.0 m
 B – *Trichophycus pedum* (Seilacher), upper offshore, depth 3638.2 m

IG 1 z trylobitami *Kingaspis* (*Kingaspis*) *borealis* Lenzion i *Ellipsocephallus hoffi* (Schlotheim). Na podstawie korelacji z wyżej wymienionymi profilami Lenzion (1979, 1983a, b) zaliczyła z przybliżeniem utwory z profilu Terebin IG 5 do kambru dolnego i poziomów *Holmia* i *Protolenus*. Na obecność najniższego kambru dolnego i poziomu biostratygraficznego *Platysolenites antiquissimus* w profilu

Terebin IG 5 wskazuje również zawarta w konglomeratach fosforytowych fauna *Platysolenites antiquissimus* Eichvald i *Onuphionella aglutinata* Kirjanov (Lendzion, 1977).

W utworach kambru dolnego profilu Terebin IG 5 stwierdzono obecność licznych akritarch. Moczyłowska (1991) opisała w profilu cztery zespoły akritarchowe, wymienione tutaj w kolejności stratygraficznej: *Asteridium tornatum*–*Comasphaeridium velvetum*, *Skiagia ornata*–*Fimbiaglomerella membranacea*, *Heliosphaeridium dissimulare*–*Skiagia ciliosa*, *Volkovia dentifera*–*Liepaina plana*. Wymienione zespoły według wspomnianej autorki dokumentują i potwierdzają obecność utworów kambru dolnego w profilu Terebin IG 5. Na podstawie górnego zakresu występowania w omawianym profilu najwyższego zespołu akritarch *Volkovia dentifera*–*Liepaina plana* poprowadzono górną granicę profilu kambru dolnego na głęb. 3209,5 m (Moczyłowska, 1991).

Obecność w profilu Terebin IG 5 najniższego oddziału kambru – terenewu – potwierdza obecność zespołu charakterystycznych dla najniższego oddziału kambru lubelskiego skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego skamieniałości śladowych, do których należą ichnogatunki *Trichophycus pedum* (Seilacher), *Gyrolithes polonicus* Fedonkin et Palij i *Treptichnus lublinensis* Paczeńska (Paczeńska, 1986, 1989, 1996, 2008). Niestety ze względu na bezrzedniowe przewiercenie odcinka przejściowego profilu ediakar–kambr nie jest możliwe ustalenie dolnej granicy systemu kambryjskiego na podstawie pierwszego wystąpienia w profilu wskaźnikowego dla spągu systemu kambryjskiego ichnogatunku *Trichophycus pedum* (Seilacher) oraz występującego w profilu Terebin IG 5 najniższego zespołu akritarch *Asteridium tornatum*–*Comasphaeridium velvetum*. Z tego względu dolna granica systemu kambryjskiego w profilu Terebin IG 5 ma charakter przybliżony i jest wyznaczona na głębokości 3650,0 m na podstawie korelacji krzywych pomiarów geofizycznych z odpowiednimi krzywymi w datowanych biostratygraficznie profilach z rejonu południowo-wschodniej Lubelszczyzny. Profilem reperowym, do którego można dowiązywać korelacyjnie sukcesję najniższego kambru dolnego z otworu Terebin IG 5, jest nieodległy profil Białopole IG 1, gdzie w rdzeniowanym w 100% odcinku przejściowym ediakar–kambr dolna granica systemu kambryjskiego jest prowadzona w miejscu pierwszego wystąpienia ichnogatunku *Trichophycus pedum* (Seilacher) (Paczeńska, 1989, 1996, 2012).

Kambr środkowy (~oddział 3)

Według próbek rdzeniowych spąg sukcesji środkowo-kambryjskiej znajduje się na głęb. 3209,5 m. Według pomiarów geofizycznych utwory kambru środkowego występują w interwale głęb. 3072,5–3202,0 m i osiągają miąższość 129,5 m. Różnica 7,9 m w głębokości spągu sukcesji dolnokambryjskiej wynika z przesunięcia pomiarów geofizycznych (miary geofizycznej) względem rdzenia (miary wiertniczej). Środkowokambryjski odcinek profilu był rdzeniowany w 100% zakresie, z bardzo wysokim użyciem rdzenia w każdym z przewierconych marszów.

Spektrum litologiczne kambru środkowego jest monotonne. Budują je głównie szare i jasnoszare piaskowce drobnoziarniste, zwarte, miejscami spękane, z licznymi konkrekcjami pirytu i miejscami z bardzo licznymi, nieobtoczonymi klastami ciemnoszarego iłowca i z domieszką grubszych ziaren kwarcu. W piaskowcach występują nieliczne smugi materiału ilastego oraz wkładki ciemnoszarych mułowców i iłowców. Nieliczne, nierówne powierzchnie stylolitowe są pokryte cienką warstwą ciemnoszarego iłowca. Miejscami w piaskowcach występują liczne, małe soczewki i cienkie warstewki zlustrowanego tektonicznie czarnego iłowca. W drobnoziarnistych piaskowcach występują nieliczne skamieniałości śladowe, reprezentowane przez: *Bergaueria* isp., *Planolites montanus* Richter, *P. beverleyensis* (Billings). Ich obecność stwierdzono głównie w odcinkach, w których występują nieliczne, cienkie wkładki mułowców lub iłowców.

W profilu kambru środkowego sporadycznie są obecne ciemnoszare piaskowce mułowcowe, z licznymi konkrekcjami pirytu oraz z licznymi, nieregularnymi skupieniami lub wkładkami jasnoszarych, zwartych piaskowców drobnoziarnistych. Nieliczne skamieniałości śladowe są reprezentowane tylko przez jeden ichnogatunek – *Planolites beverleyensis* (Billings). Piaskowce mułowcowe tworzą jedną warstwę o miąższości 2,05 m.

W sukcesji środkowokambryjskiej względnie rzadko występują pakiety regularnie przewarstwiających się piaskowców, mułowców i iłowców. Są to najczęściej szare, zwarte piaskowce drobnoziarniste, gęsto przewarstwiające się z szarozielonymi mułowcami lub czarnymi iłowcami. Miąższość warstw mułowców i iłowców nie przekracza 20 cm.

W stropowej części profilu kambru środkowego występują szare piaskowce średnioziarniste z nielicznymi, nieregularnymi przewarstwieniami czarnych iłowców. Skamieniałości śladowe są reprezentowane przez jamki żerowisko-mieszkalne osadożerców: *Planolites beverleyensis* (Billings), *P. montanus* Richter i *Teichichnus* isp.

Skały o najdrobniejszej frakcji uziarnienia są reprezentowane przez ciemnoszare mułowce i iłowce, tworzące bardzo nieliczne warstwy o miąższości 0,3–0,9 m. Występują w nich bardzo liczne blaszki łyszczyków oraz nieliczne, cienkie przewarstwienia piaskowców drobnoziarnistych.

Utwory kambru środkowego nie mają dokumentacji biostratygraficznej. Dolna granica sukcesji środkowokambryjskiej jest tożsama z górną granicą sukcesji kambru dolnego, wyznaczoną przez najwyższy zasięg akritarch z zespołu *Volkovia dentifera*–*Liepaina plana* na głęb. 3209,5 m (Moczyłowska, 1991). Górna granica sukcesji kambru środkowego jest tożsama ze spągiem sukcesji ordowickiej i przebiega na głęb. 3075,0 m (Modliński, ten tom).

Przedstawiona przez Lendzion (1977, 1983a, b, 1993) chronostratygrafia kambru środkowego ma charakter bardzo przybliżony. Z powodu braku wskaźnikowej stratygraficznej fauny trylobitowej w sukcesji środkowokambryjskiej wspomniana autorka wydzieliła utwory kambru środkowego na podstawie korelacji krzywych pomiarów geofizycznych z otworu Terebin IG 5 z odpowiednimi krzywymi z otworów wiertniczych, w których obecność utworów kambru środkowego jest udokumentowana biostratygraficznie. Należy do nich przede wszystkim otwór wiertniczy Łopiennik IG 1, w którym w sukcesji środkowokambryjskiej opisano faunę trylobitów, reprezentowaną przez dwa gatunki: *Eccaparadoxides insularis* (Westergård) i *E. pinus* (Holm et Westergård), które wskazują na obecność najniższego poziomu biostratygraficznego kambru środkowego *Acadoparadoxides oelandicus* (Lendzion, 1983a, b, 1993).

Utwory kambru środkowego były deponowane w środowiskach otwartego, płytkiego zbiornika morskiego, w strefach przybrzeża i odbrzeża. W osadach zaznacza się oddziaływanie falowania i silnych sztormów. W zapisie facyjnym środkowokambryjskiego profilu Terebin IG 5 brak zespołu czytelnych wskaźników sedimentologicznych, wskazujących na działalność prądów pływowych.

Magdalena SIKORSKA

PETROLOGIA UTWORÓW KAMBRYJSKICH

Wstęp

Utwory kambryjskie są wykształcone w postaci skał klastycznych, wśród których wyodrębniono makroskopowo sześć kompleksów litologicznych (tab. 7): trzy piaskowcowe (P1, P2 i P3), jeden mułowcowy (M) i dwa iłowcowe (I1 i I2).

Kompleksy litologiczne

Kompleks iłowcowy I1

Kompleks iłowcowy pierwszy I1 występuje w spągu utworów kambru dolnego od głęb. 3650,0 do 3583,0 m. Ten fragment profilu jest bardzo słabo rdzeniowany.

Kompleks I1 jest reprezentowany przez szarozielone iłowce oraz skały iłowcowo-mułowcowe z cienkimi wkładkami lub drobnymi soczewkami jasnoszarych piaskowców (tab. 7). Szarozielone iłowce są zbudowane z masy rozdrobnionych łyszczyków wykazujących zgodną orientację optyczną. W masie tej znajduje się znaczna ilość dużych blaszek zielonego i brązowego biotyту, a także muskowitu (fig. 9A). Niektóre osobniki biotyту są schlorityzowane. Detrytyczny materiał ziarnowy (kwarc, skalenie) występuje w nieregularnych laminkach oraz w postaci pojedynczych ziaren rozproszonych w skale. Obecny jest piryт w formie bardzo drobnych skupień. Skały iłowcowo-mułowcowe o szarej barwie nie zawierają dużych nagromadzeń biotyту. Materiał detrytyczny (kwarc, znaczna ilość skaleni) tworzy laminy, soczewki oraz jest rozproszony

Tabela 7

Uziarnienie i skład mineralny skal kambru [% obj.]

Grain size and mineral composition of Cambrian rocks [% vol.]

Stratygrafia	Głębokość [m]	Numer próbki	Rodzaj skały	Maksymalne ziarno kwarcu d_{max} [mm]	Najczęstsze ziarno kwarcu d_{mf} [mm]	d_{max}/d_{mf}	Kwarc	Skalenie	Łyszczyki	Min. akcesoryczne	Glaukonit	Min. ilaste	Uwodnione tlenki Fe	Węglany	Fosforany	Okruchy skał	Kompleks litologiczny
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Kambr środkowy	3075,8	9	arenit kwarcowy średnioziarnisty	1,61	0,28	5,7	95,0	0,0	0,0	1,0	0,0	1,3	0,0	2,4	0,3	0,0	P3
	3080,5	10	arenit kwarcowy drobnoziarnisty (ortokwarcyt)	0,35	0,14	2,5	99,7	0,0	0,0	+	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	
	3085,3	11	arenit kwarcowy drobnoziarnisty (ortokwarcyt)	0,42	0,17	2,5	99,3	0,0	0,0	+	0,0	0,0	0,0	0,7	0,0	0,0	
	3089,5	12	arenit kwarcowy średnioziarnisty (ortokwarcyt)	1,65	0,38	4,3	96,7	0,0	+	0,3	0,0	1,0	0,0	2,0	0,0	0,0	
	3095,0	13	arenit kwarcowy drobnoziarnisty (ortokwarcyt)	0,42	0,20	2,1	99,3	0,0	0,0	+	0,0	+	0,0	0,7	0,0	0,0	
	3099,6	14	arenit kwarcowy drobnoziarnisty (ortokwarcyt)	0,64	0,13	4,9	99,4	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	
	3103,5	15	arenit kwarcowy drobnoziarnisty (ortokwarcyt)	0,49	0,14	3,5	99,7	0,0	0,0	+	0,0	+	0,0	0,3	0,0	0,0	
	3108,6	16	arenit kwarcowy drobnoziarnisty (ortokwarcyt)	0,63	0,14	4,5	99,4	0,0	+	+	0,0	0,3	0,0	0,3	0,0	0,0	
	3113,5	17	arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty (ortokwarcyt)	1,12	0,08	14,0	99,1	0,0	0,3	0,3	0,0	+	0,0	0,3	0,0	0,0	
	3118,5	18	arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty (ortokwarcyt)	0,92	0,08	11,5	98,4	0,0	0,3	0,3	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	0,3	
3123,5	19	arenit kwarcowy drobnoziarnisty (ortokwarcyt)	0,81	0,15	5,4	100,0	0,0	0,0	+	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0		
3128,0	20	arenit kwarcowy drobnoziarnisty (ortokwarcyt)	1,12	0,21	5,3	100,0	0,0	0,0	0,0	+	0,0	+	0,0	0,0	0,0	0,0	

Tabela 7 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Kambr środkowy	3132,6	21	arenit kwarcowy drobnoziarnisty	0,42	0,13	3,2	89,4	0,0	0,3	0,1	0,0	9,2	0,0	0,0	0,0	0,0	
	3137,2	22	arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty (ortokwarcyt)	0,32	0,11	3,0	98,3	0,0	0,0	+	0,0	+	0,0	1,7	0,0	0,0	
	3142,0	23	arenit kwarcowy drobnoziarnisty (ortokwarcyt)	0,38	0,15	2,5	99,0	0,0	0,0	+	0,0	0,7	0,0	0,3	0,0	0,0	
	3145,5	24	arenit kwarcowy drobnoziarnisty	0,42	0,15	2,8	93,2	0,0	0,3	0,6	0,0	3,7	0,0	2,2	0,0	+	
	3150,0	25	arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty (ortokwarcyt)	0,28	0,08	3,5	98,0	0,0	0,3	1,0	0,0	0,7	0,0	+	0,0	0,0	
	3154,5	26	arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty (ortokwarcyt)	0,28	0,11	2,5	97,6	0,0	0,0	1,0	0,0	0,7	0,0	0,7	+	0,0	
	3162,0	27	arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty	0,38	0,10	3,8	86,9	0,0	1,0	1,7	0,0	9,7	0,0	0,7	0,0	0,0	
	3166,1	28	arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty	0,49	0,10	4,9	90,3	0,0	+	0,7	0,0	6,0	0,0	3,0	0,0	+	
	3173,0	29	arenit kwarcowy drobnoziarnisty (ortokwarcyt)	0,35	0,14	2,5	97,0	0,0	0,0	0,7	0,0	1,0	0,0	1,3	0,0	+	
	3178,2	30	arenit kwarcowy drobnoziarnisty	0,32	0,13	2,5	94,6	0,0	0,3	0,6	0,0	3,6	0,0	0,6	0,0	0,3	
	3182,5	31	arenit kwarcowy drobnoziarnisty (ortokwarcyt)	0,40	0,13	3,1	97,6	0,0	0,0	1,0	0,0	0,7	0,0	0,7	0,0	+	
	3187,2	32	arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty	0,39	0,10	3,9	88,4	0,0	+	0,3	0,0	2,3	+	9,0	0,0	+	
	3192,2	33	pyłowiec ilasty	0,13	0,03	4,3	67,8	+	2,3	1,0	0,3	24,6	+	4,0	0,0	0,0	
	3197,0	34	arenit kwarcowy drobnoziarnisty (ortokwarcyt)	0,36	0,14	2,6	97,4	0,0	0,0	0,3	0,0	1,3	0,0	1,0	0,0	0,0	
	3202,0	35	arenit kwarcowy drobnoziarnisty (ortokwarcyt)	0,32	0,13	2,5	98,4	0,0	0,0	0,3	0,0	0,3	0,0	1,0	0,0	0,0	
	3206,1	36	arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty	0,38	0,10	3,8	90,1	0,0	0,3	4,8	0,6	1,0	0,0	4,2	0,0	0,0	
	3209,1	37	arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty	0,28	0,08	3,5	84,7	0,0	0,3	3,0	0,7	3,3	0,0	7,7	0,0	0,3	
Kambr dolny	3213,4	38	wapniste arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty	0,14	0,07	2,0	70,4	+	2,0	3,0	2,0	11,3	0,0	11,0	0,0	0,3	
	3217,6	39	wapniste arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty	0,18	0,06	2,8	75,0	0,0	1,3	1,3	8,7	1,0	0,0	11,7	0,0	0,0	

Tabela 7 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Kambr dolny	3221,5	40	iłowiec pylasty	0,25	0,05	5,0	34,4	0,3	4,7	5,0	4,3	51,3	0,0	+	0,0	0,0	M
	3227,0	41	pyłowiec ilasty	0,20	0,05	4,0											
	3231,5	42	pyłowiec ilasty	0,08	0,03	2,7											
	3236,5	43	pyłowiec ilasty	0,10	0,03	3,3	48,8	+	3,3	1,3	2,0	40,6	0,0	4,0	0,0	0,0	
	3241,0	44	pyłowiec ilasty	0,28	0,05	5,6											
	3244,5	45	waka kwarcowa b. drobnoziarnista	0,21	0,07	3,0	49,1	0,7	2,0	3,3	0,7	42,9	0,0	1,3	0,0	0,0	
	3250,0	46	pyłowiec ilasty	0,18	0,05	3,6	56,3	0,0	2,7	2,3	0,7	37,0	0,0	1,0	0,0	0,0	
	3255,0	47	pyłowiec ilasty	0,13	0,04	3,3											
	3260,0	48	iłowiec pylasty	0,14	0,05	2,8											
	3264,7	49	waka kwarcowa b. drobnoziarnista	0,14	0,06	2,3	42,0	0,3	5,0	2,3	0,7	49,4	0,0	0,3	0,0	0,0	
	3269,9	50	iłowiec pylasty	0,11	0,03	3,7											
	3274,3	51	iłowiec z soczewkami materiału pylastego	0,21	0,03	7,0											
	3279,5	52	iłowiec pylasty	0,21	0,04	5,2											
	3284,0	53	iłowiec pylasty	0,18	0,02	9,0											
	3290,3	54	iłowiec z soczewkami materiału pylastego	0,21	0,02	10,5											
	3295,7	55	iłowiec pylasty	0,22	0,04	5,5											
	3300,8	56	pyłowiec ilasty	0,06	0,03	2,0	57,7	0,3	6,7	4,7	0,3	28,3	0,0	2,0	0,0	0,0	
	3306,7	57	iłowiec właściwy	0,10													
	3310,5	58	iłowiec właściwy	0,15													
	3315,1	59	iłowiec pylasty	0,07	0,01	7,0											
	3321,0	60	arenit kwarcowy drobnoziarnisty (ortokwarcyt)	1,26	0,17	7,4	97,6	0,0	0,0	0,7	0,0	0,7	0,0	0,3	0,0	0,7	P2

Tabela 7 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Kambry dolny	3327,0	61	arenit kwarcowy drobnoziarnisty (ortokwarcyt)	0,43	0,17	2,5	99,0	0,0	0,0	0,7	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	P2
	3331,7	62	arenit kwarcowy drobnoziarnisty (ortokwarcyt)	0,64	0,21	3,0	98,0	0,0	0,3	0,7	0,0	0,7	0,0	0,3	0,0	+	
	3337,0	63	arenit kwarcowy drobnoziarnisty (ortokwarcyt)	0,63	0,14	4,5	97,7	0,0	+	0,7	0,0	1,0	0,0	0,3	0,0	0,3	
	3342,0	64	arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty	0,45	0,11	4,1	87,4	0,0	1,3	0,3	0,0	9,3	0,0	1,7	0,0	+	
	3346,2	65	waka kwarcowa drobnoziarnista	0,45	0,13	3,5	75,6	0,0	2,7	0,7	0,0	20,7	0,0	0,0	0,0	0,3	
	3351,5	66	waka kwarcowa b. drobnoziarnista	0,43	0,11	3,9	75,0	0,0	1,3	0,7	0,0	22,3	0,0	0,0	0,0	0,7	
	3356,4	67	arenit kwarcowy drobnoziarnisty (ortokwarcyt)	0,49	0,15	3,3	94,7	0,0	1,0	0,7	0,0	2,6	0,0	0,3	0,0	0,7	
	3360,6	68	arenit kwarcowy drobnoziarnisty (ortokwarcyt)	0,43	0,15	2,9	92,1	0,0	0,3	0,3	0,0	6,3	0,0	0,7	0,0	0,3	
	3365,0	69	arenit kwarcowy drobnoziarnisty (ortokwarcyt)	0,49	0,15	3,3	95,9	0,0	+	0,7	0,0	3,4	+	+	0,0	+	
	3370,2	70	arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty (ortokwarcyt)	0,52	0,11	4,7	94,0	0,0	0,7	0,7	0,0	4,3	0,0	0,0	0,0	0,3	
	3376,0	71	arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty (ortokwarcyt)	0,76	0,17	4,5	96,7	0,0	+	0,3	0,0	3,0	0,0	0,0	0,0	+	
	3381,3	72	arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty (ortokwarcyt)	0,98	0,14	7,0	96,7	0,0	+	0,3	0,0	2,7	0,0	0,0	0,0	0,3	
	3386,5	73	arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty (ortokwarcyt)	0,45	0,14	3,2	97,7	0,0	0,0	0,3	0,3	1,7	0,0	0,0	0,0	+	
	3392,5	74	arenit kwarcowy drobnoziarnisty (ortokwarcyt)	0,70	0,14	5,0	98,4	0,0	0,0	0,3	+	1,0	0,0	0,0	0,0	0,3	
	3397,5	75	arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty (ortokwarcyt)	0,35	0,11	3,2	98,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,7	0,0	1,0	0,0	+	
	3403,2	76	arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty (ortokwarcyt)	0,57	0,11	5,2	98,4	0,0	+	0,3	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	0,3	
	3407,4	77	arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty (ortokwarcyt)	0,36	0,11	3,3	95,1	0,0	+	1,0	0,0	3,3	0,0	0,3	0,0	0,3	
	3412,2	78	arenit kwarcowy drobnoziarnisty (ortokwarcyt)	0,41	0,13	3,3	95,3	0,0	0,3	0,3	0,0	3,0	0,0	0,7	0,0	0,3	

Tabela 7 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Kambr dolny	3417,3	79	arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty (ortokwarcyt)	0,27	0,10	2,7	98,7	0,0	+	0,3	+	0,3	0,0	0,7	0,0	+	P2
	3422,4	80	iłowiec pylasty	0,22	0,03	7,3	22,7	0,7	2,7	3,0	3,3	67,6	0,0	0,0	0,0	0,0	12
	3427,8	81	iłowiec pylasty	0,18	0,02	9,0											
	3432,5	82	iłowiec z soczewkami i laminami mat. pylastego	0,18	0,01	18,0	7,3	0,0	2,0	2,7	1,0	86,7	0,0	0,3	0,0	0,0	
	3437,5	83	iłowiec właściwy	0,11													P1
	3442,6	84	arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty	0,35	0,07	5,0	90,6	+	0,7	1,0	0,0	7,7	0,0	+	0,0	+	
	3448,3	85	arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty (ortokwarcyt)	0,29	0,11	2,6	95,1	0,0	0,3	1,0	0,0	3,0	0,0	0,3	0,0	0,3	
	3453,4	86	arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty (ortokwarcyt)	0,24	0,10	2,4	96,0	0,0	0,3	0,7	0,0	2,0	0,0	1,0	0,0	+	
	3458,4	87	arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty (ortokwarcyt)	0,25	0,10	2,5	96,8	0,0	0,3	1,0	0,0	1,6	0,0	0,3	0,0	+	
	3462,8	88	arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty	0,38	0,10	3,8	88,3	0,7	0,7	1,0	0,0	9,0	0,0	0,0	0,0	0,3	
	3467,5	89	arenit kwarcowy drobnoziarnisty (ortokwarcyt)	0,49	0,14	3,5	96,6	0,0	0,0	0,7	0,0	2,0	0,0	0,0	0,0	0,7	
	3472,7	90	arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty (ortokwarcyt)	0,49	0,10	4,9	98,4	0,0	0,0	0,7	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0	0,3	
	3477,5	91	arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty (ortokwarcyt)	0,50	0,11	4,5	98,4	0,0	+	0,7	0,0	0,6	0,0	+	0,0	0,3	
	3482,5	92	arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty (ortokwarcyt)	0,45	0,08	5,6	95,9	0,7	+	0,7	0,0	2,0	0,0	0,0	0,0	0,7	
	3487,6	93	waka kwarcowa b. drobnoziarnista	0,45	0,10	4,5	74,1	0,3	1,0	1,7	0,0	22,9	0,0	0,0	0,0	+	
	3492,7	94	arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty (ortokwarcyt)	0,28	0,08	3,5	95,1	1,2	+	0,7	0,0	2,0	0,0	0,7	0,0	0,3	
	3497,5	95	arenit kwarcowy drobnoziarnisty	0,34	0,13	2,6	85,1	0,3	+	2,0	0,0	3,6	0,0	8,7	0,0	0,3	
	3502,4	96	arenit kwarcowy drobnoziarnisty (ortokwarcyt)	0,42	0,14	3,0	98,8	0,0	0,3	0,3	0,0	0,6	0,0	+	0,0	+	
	3507,0	97	arenit kwarcowy b. drobnoziarnisty (ortokwarcyt)	0,21	0,08	2,6	96,7	+	+	1,0	0,0	2,3	0,0	+	0,0	+	

w całej masie skały. Są to głównie ziarna frakcji pyłastej z dodatkiem frakcji piaszczystej. Ponadto obecne są: glaukonit, łuszczyki, węglany, piryty. W cienkiej wkładce piaskowca rozpoznano arenit kwarcowy drobnoziarnisty, charakteryzujący się znacznym udziałem pseudomorfoz ilastych i ilasto-kwarcowych po skaleniach. Skała jest scementowana kwarcem regeneracyjnym.

Kompleks piaskowcowy P1

Kompleks piaskowcowy P1 występuje w profilu kambru dolnego na głęb. 3440,0–3583,0 m. Reprezentowany jest przez jasnoszare piaskowce z nielicznymi cienkimi wkładkami, smugami i nieregularnymi soczewkami szarego i szarozielonego materiału ilastego. Struktura skał, szczególnie w górnej części kompleksu, bywa zaburzona przez bioturbacje, pograży i inne deformacje synsedymantacyjne.

Są to skały zbite, silnie scementowane. Piaskowce charakteryzują się najczęściej teksturą bardzo drobnoziarnistą, rzadziej drobno- lub wyjątkowo średnioziarnistą (tab. 7). Średnia wielkość najczęstszego ziarna kwarcu (d_{mf}) wynosi 0,13 mm, a maksymalnego (d_{max}) – 0,49 mm. Średnia wartość stosunku d_{max}/d_{mf} jest równa 3,8, co wskazuje na dobre wysortowanie materiału okruszowego.

Piaskowce, niemal w całości, należą do grupy arenitów kwarcowych, często o charakterze ortokwarcytów. Tylko w trzech próbkach piaskowce określono jako waki kwarcowe. Skały te charakteryzują się bardzo dużą zawartością kwarcu, średnio 92,0% obj. Skalenie są obecne tylko w części piaskowców w niewielkich ilościach, nieprzekraczających 1,2% obj. skały. Część obecnych pierwotnie skaleni uległa całkowitej sylifikacji (fig. 9B). Podobnie niską zawartością odznaczają się łuszczyki (muskowit i biotyt), minerały akcesoryczne i okruszy czertów. W połowie analizowanych

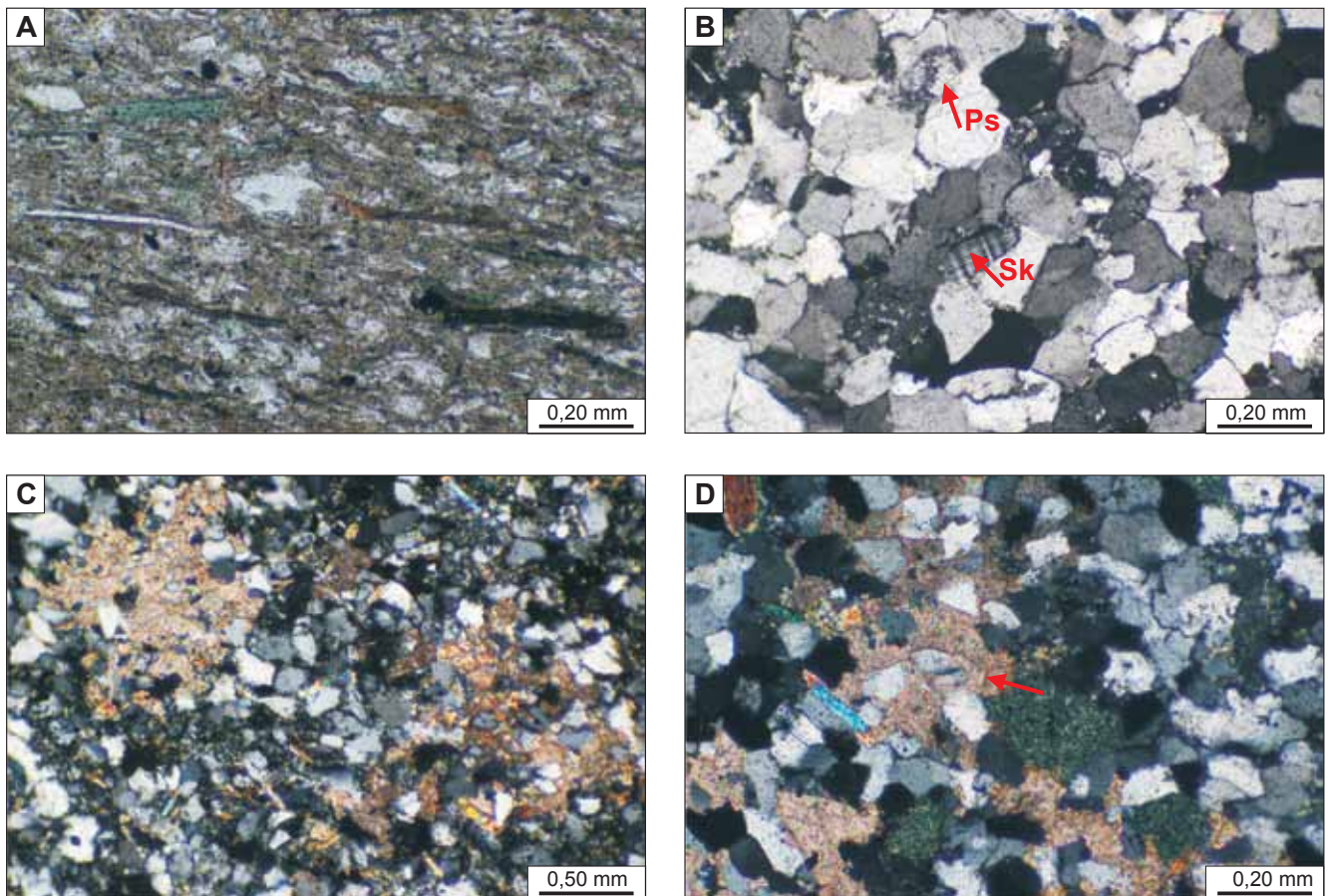


Fig. 9. A. Iłowiec biotytowy (kompleks I1, głęb. 3584,0 m), widoczne równolegle ułożone zielone i brunatne blaszki biotytu oraz bezbarwne muskowitu (PL, nikole X). B. Arenit kwarcowy bardzo drobnoziarnisty – ortokwarcyt (kompleks P1, głęb. 3492,7 m), widoczny skaień potasowy (Sk) i pseudomorfoza kwarcowa po skaleniu (PS) (PL, nikole X). C. Pyłowiec ilasty (kompleks M, głęb. 3236,5 m) z poikilitowymi skupieniami cementu węglanowego (PL, nikole X). D. Wapnisty arenit kwarcowy bardzo drobnoziarnisty (kompleks P3, głęb. 3217,6 m), cement węglanowy zastępujący glaukonit (strzałka) oraz ziarna kwarcu i cement kwarcowy (PL, nikole X)

A. Biotitic claystone (I1 complex, depth 3584.0 m) showing parallel arrangement of green and brown biotite flakes and colourless muscovite flakes (PL, crossed polars). B. Very fine-grained quartz arenite – orthoquartzite (P1 complex, depth 3492.7 m), note K-feldspar (Sk) and quartz pseudomorph after feldspar (PS) (PL, crossed polars). C. Clayey siltstone (M complex, depth 3236.5 m) with poikilitic carbonate cement (PL, crossed polars). D. Calcareous very fine-grained quartz arenite (P3 complex, 3217.6 m depth), glauconite (arrow) as well as quartz grains and quartz cement replaced by carbonate cement (PL, crossed polars)

próbek stwierdzono obecność węglanów, maksymalnie dochodzącą do 8,7% obj. skały. Tworzą nieregularne, gniazdowe skupienia, w których jest widoczny proces zastępowania cementu kwarcowego i samych ziaren kwarcu przez węglany. W arenitach powszechnie są kwarcowe obwódki regeneracyjne, które stanowią główny cement w tych skałach, nadając im dużą zwięźłość i twardość. Spoiwo ilaste (illit, kaolinit, chloryt) występuje w zmiennych ilościach: od 0,6 do 22,9% obj. (średnio 5,8%). W piaskowcach brak glaukonitu, który stwierdzono jedynie w próbce szarozielonego iłowca (głęb. 3570,0 m) bogatego w biotyt. Ponadto w grupie minerałów autigenicznych odnotowano obecność pirytu, barytu i sfalerytu.

Kompleks iłowcowy I2

Kompleks iłowcowy I2 występuje w profilu kambru dolnego na głęb. 3420,6–3440,0 m. Tworzą go szarozielone iłowce z cienkimi wkładkami i skupieniami jasnoszarego materiału piaszczystego. Skały te charakteryzują się najdrobniejszym uziarnieniem spośród wszystkich kompleksów (tab. 7). Wyróżniono: iłowce właściwe, iłowce pylaste oraz iłowce z soczewkami i laminami materiału pylastego. W masie ilastej są widoczne większe blaszki brunatnego biotytu oraz muskowitu. W zmiennych ilościach (do kilku procent) jest obecny glaukonit w formie drobnych owalnych ziaren i nieregularnych skupień. Powszechnie występuje rozproszony piryt, który towarzyszy też materii organicznej, tworzącej cienkie, nitkowate smugi. Węglany są obecne w obrębie lamin i soczewek pylastych, gdzie tworzą drobne, poikilitowe nagromadzenia. Detrytyczny materiał pylasty to głównie kwarc z niewielkim udziałem skaleni.

Kompleks piaskowcowy P2

Kompleks piaskowcowy drugi P2 występuje w profilu kambru dolnego od głęb. 3320,8 do 3420,6 m. Reprezentowany jest przez serię jasnoszarych, silnie scementowanych piaskowców, nieregularnie smugowanych materiałem ilastym. W górnej części kompleksu występują nieliczne bioturbacje. Są to piaskowce drobno- i bardzo drobnoziarniste (tab. 7): średnia wartość najczęstszego ziarna kwarcu (d_{mf}) wynosi 0,14 mm, a maksymalnego (d_{max}) – 0,55 mm. Średnia wielkość stosunku d_{max}/d_{mf} jest nieco wyższa niż w kompleksie P1 i wynosi 4,0. Słabe wysortowanie materiału okruszowego w połączeniu z dobrym i bardzo dobrym obtoczeniem ziaren wskazuje na obecność inwersji teksturalnej (*sensu* Folk, 1968) typu drugiego. Jest ona charakterystyczna dla osadów powstających w wysokoenergetycznym środowisku sedimentacji morskiej.

Pod względem petrograficznym skały kompleksu P2 stanowią bardzo monotonną serię arenitów kwarcowych, w większości o charakterze ortokwarcytów, które zawierają powyżej 95% kwarcu (ziarna wraz z cementem). Zwraca uwagę znaczna ilość kwarcu polikrystalicznego. W skałach tych nie odnotowano obecności skaleni, w minimalnych ilościach (<1% obj. skały) występują łuszczyki, minerały akcesoryczne, okruszki skał kwarcowych, węglany. Spoiwo

ilaste (kaolinit, illit) jest obecne w próbkach reprezentujących waki kwarcowe, natomiast arenity są spojone cementem kwarcowym, tworzącym regeneracyjne obwódki wokół ziaren.

Kompleks mułowcowy M

Kompleks mułowcowy M występuje w profilu kambru dolnego od głęb. 3320,8 do 3218,5 m. Jest to seria szarych skał mułowcowo-piaskowcowych o silnie zaburzonej strukturze: liczne są ślady niespokojnej sedimentacji, pograży, ślady pełzania organizmów. We wkładkach piaskowcowych jest widoczne poziome lub przekątne warstwowanie.

W badaniach pod mikroskopem wyróżniono: iłowce właściwe, iłowce pylaste, pyłowce ilaste, iłowce z soczewkami materiału pylastego oraz waki (tab. 7). Najczęstszym typem utworów są tu skały będące mieszaniną masy ilastej i pyłu kwarcowego występujące w różnych proporcjach. Materiał pylasty to głównie kwarc z niewielką domieszką skaleni i minerałów akcesorycznych. Licznie występują łuszczyki (biotyt, muskowit). W pyłowcu ilastym (głębokość 3231,5 m) odnotowano dużą ilość, równolegle ułożonych, grubych blaszek brunatnego biotytu. W pyłowcach obok spoiwa ilastego występuje cement węglanowy i kwarcowy regeneracyjny. Węglany tworzą drobne gniazda o charakterze poikilitowym (fig. 9C). Glaukonit jest obecny we wszystkich typach skał kompleksu M, przy czym częściej w jego przystropowej partii. W iłowcach jest znacznie mniej węglanów niż w pyłowcach, natomiast więcej pirytu. Tworzy on drobne ziarna, duże soczewki, kuliste skupienia oraz laminy.

W kompleksie mułowcowym sporadycznie występują cienkie wkładki piaskowców, które zaliczono do bardzo drobnoziarnistych wak kwarcowych. Są to skały o podobnym składzie mineralnym jak w przypadku pyłowców ilastych, a główna różnica polega na grubszej frakcji materiału ziarnowego. W dwóch badanych próbkach piaskowców wielkość najczęstszego ziarna kwarcu (d_{mf}) wynosi 0,6 i 0,7 mm. Stosunek d_{max}/d_{mf} jest niski (2,3 i 3,0), co świadczy o dobrym wysortowaniu ziaren detrytu. Kwarc oraz skalenie są nieobtoczone. Dominuje spoiwo ilaste. Regeneracyjny cement kwarcowy występuje nieregularnie, a węglany tworzą pojedyncze gniazda, najczęściej o charakterze poikilitowym.

Kompleks piaskowcowy P3

Kompleks piaskowcowy P3 występuje na głęb. od 3218,5 m (w przystropowej części kambru dolnego) do głęb. 3075,0 m i obejmuje cały profil kambru środkowego. Kompleks ten to monotonna seria bardzo zwięzłych, jasnoszarych piaskowców ze smugami ciemnego materiału ilastego oraz nielicznymi cienkimi wkładkami ciemnoszarego mułowca. Często obserwuje się powierzchnie stylolitowe pokryte ciemną substancją ilastą oraz spękania.

Badania mikroskopowe wskazują, że piaskowce należą do arenitów kwarcowych, w większości do grupy orto-

kwarcytów (tab. 7). Uziarnienie piaskowców jest zróżnicowane (od bardzo drobno- do średnioziarnistego), przy czym w górnej części profilu jest wyraźnie grubsze. Średnia wielkość najczęstszego ziarna kwarcu (d_{mf}) w piaskowcach wynosi 0,14 mm, a maksymalnego (d_{max}) – 0,55 mm. Wysortowanie materiału okruszowego jest bardzo zróżnicowane: wartość stosunku d_{max}/d_{mf} zmienia się od 2,0 do 14,0 (średnia wartość = 4,1). W przypadku słabego wysortowania ziaren, a jednocześnie ich dobrego obtoczenia, w kilku próbkach odnotowano obecność inwersji teksturalnej typu drugiego, podobnie jak w kompleksie P2. Próbkę z głęb. 3075,8 m poddano obserwacjom w katodoluminescencji (CL). Pozwoliły one jednoznacznie stwierdzić wysoki stopień obtoczenia ziaren kwarcu, mimo obecności grubych regeneracyjnych obwódek, i na udokumentowanie obecności inwersji teksturalnej (fig. 10A–D). Badane piaskowce odznaczają się nie tylko wysoką dojrzałością tek-

sturalną, ale i wysokim stopniem dojrzałości mineralogicznej. Większość z nich to ortokwarcyty składające się w ponad 95% z kwarcu, a w skrajnych przypadkach ziarna kwarcu wraz z regeneracyjnymi obwódkami stanowią 100% skały w badanej płytce cienkiej. Mimo silnego scementowania piaskowce te mają pustki, które pozostają w przypadkach niecałkowitego wypełnienia przestrzeni porowej przez neogeniczne obwódki kwarcowe. Efekty tego procesu są dobrze widoczne w mikroskopie elektronowym (fig. 11A). Oprócz kwarcu w piaskowcach występują w śladowych ilościach łuszczyki, minerały akcesoryczne, glaukonit, okruszy czertów. Minerały ilaste (kaolinit, illit) i węglany są obecne w ilościach nieprzekraczających kilku procent. Obserwacje próbki w CL wykazały (fig. 10A–B), że cement węglanowy występuje w postaci ankerytu (brak luminescencji), że drobne skupienia ilaste to kaolinit (szafirowa barwa luminescencji), a na niektórych

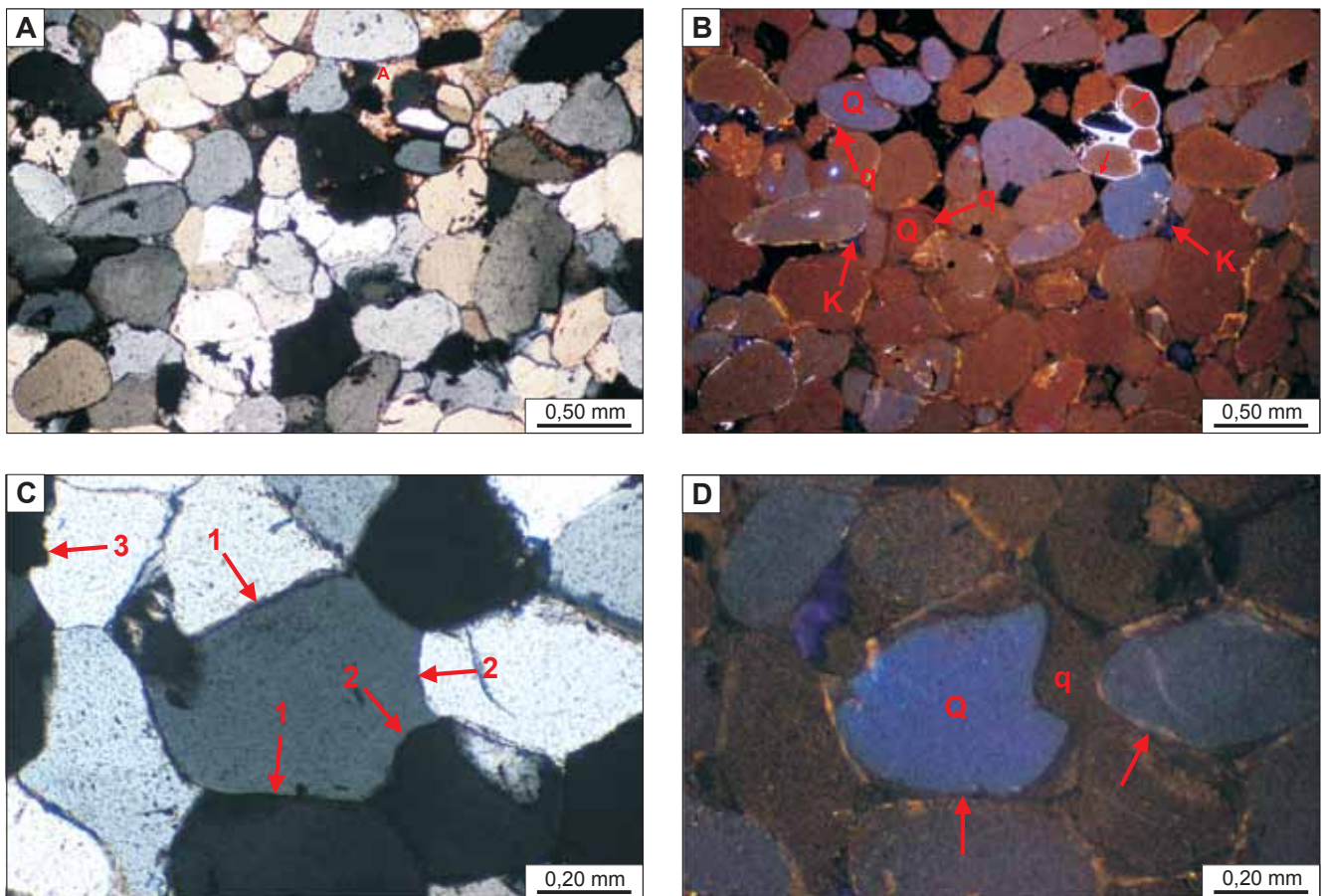


Fig. 10. Arenit kwarcowy średnioziarnisty (kompleks P3, głęb. 3075,8 m)

A – Piaskowiec silnie scementowany kwarcem i węglanami (PL, nikole X). **B** – Obraz A w CL: widoczne na ziarnach (Q) regeneracyjne obwódki kwarcowe (q) oraz otoczki fosforanowe (strzałki, biała CL), w porach kaolinit (K, szafirowa CL). **C** – Kontakty między ziarnami z obwódkami regeneracyjnymi: proste (1), wklęsło-wypukłe (2) i suturowe (3) (PL, nikole X). **D** – Obraz C w CL: kontakty między ziarnami – punktowe (strzałki)

Medium-grained quartz arenite (P3 complex, depth 3075.8 m)

A – sandstone strongly cemented by quartz and carbonates (PL, crossed polars). **B** – CL image of the same object as in A: quartz overgrowths (q) on quartz grains (Q) and phosphate rims (arrows, white CL) can be seen, kaolinite in pores (K, sapphire-blue CL). **C** – intergranular contacts between quartz overgrowths: long (1), concavo-convex (2) and suture (3) (PL, crossed polars). **D** – CL image of the same object as in C: point intergranular contacts (arrows)

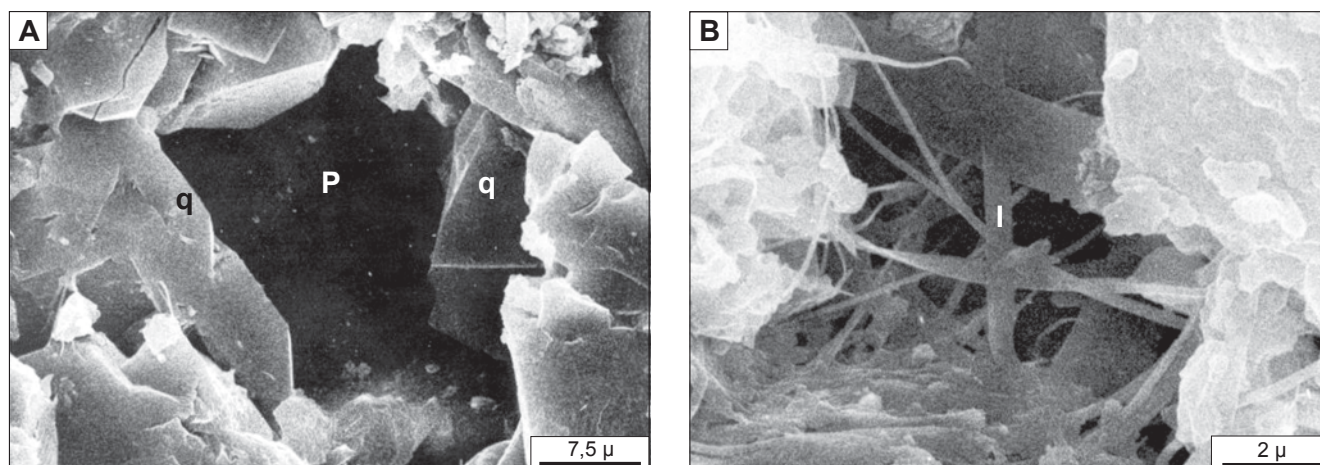


Fig. 11. Arenit kwarcowy drobnoziarnisty – ortokwarcyt (kompleks P3, głęb. 3095,0 m) (SEM)

A – przestrzeń międzyziarnowa (P) niecałkowicie wypełniona regeneracyjnym cementem kwarcowym (q). **B** – włóknisty illit (I) tworzący mostki w przestrzeni międzyziarnowej

Fine-grained quartz arenite – orthoquartzite (P3 complex, depth 3095.0 m) (SEM)

A – intergranular space (P) partly filled with regeneration quartz cement (q). **B** – filaments of authigenic illite (I) forming bridges in the intergranular space

ziarnach kwarcu są obecne cienkie otoczki fosforanowe (mlecznoróżowa barwa luminescencji).

Procesy diagenetyczne

Utwory kambryjskie, pogrążone obecnie na głębokość ponad 3 km, uległy silnemu zdiagenezowaniu. We wczesnym etapie diagenetyzacji podlegały kompaktacji mechanicznej, która doprowadziła do ścisłego upakowania ziaren i ustabilizowania się szkieletu ziarnowego. Plastyczne ziarna (glaukonit, łyszczyki) ulegały zdeformowaniu. W świeżo złożonym osadzie tworzyły się otoczki fosforanowe na ziarnach kwarcu, które następnie nie pozwoliły na krystalizację na ich powierzchni obwódki regeneracyjnych (fig. 10A, B). Sylifikacja jest najważniejszym procesem diagenetycznym w skałach kambryjskich. Kwarc regeneracyjny jest obecny we wszystkich arenitach kwarcowych i pyłowcach. W ortokwarcytach ziarna z obwódkami kwarcowymi są ściśle upakowane i wykazują wklęsło-wypukłe, niekiedy suturowe kontakty. W rzeczywistości, co widać na obrazach CL, są to punktowe lub proste kontakty międzyziarnowe (fig. 10C, D). Zatem kompaktacja chemiczna (rozpuszczanie ziaren kwarcu pod wpływem ciśnienia i temperatury) zachodziła na styku obwódek regeneracyj-

nych sąsiednich ziaren. Obserwowane na rdzeniu, szczególnie często w kompleksie P3, szwy stylolitowe są także przejawem kompaktacji chemicznej. Sporadycznie obserwowano sylifikację skałeni prowadzącą do powstania pseudomorfoz kwarcowych (fig. 9B) lub kwarcowo-ilastych. Skałenie podlegało także częściowej lub całkowitej karbonatacji. Cement węglanowy jest późniejszy od kwarcowego. Widoczne są zastępowane przez węglany ziarna kwarcu wraz z obwódkami regeneracyjnymi. Procesowi karbonatacji ulegał także glaukonit (fig. 9D). Kaolinit jest również minerałem diagenetycznym i mógł powstawać częściowo kosztem przeobrażonych skałeni.

Procesy diagenetyczne doprowadziły do drastycznego ograniczenia porowatości skał. W skaningowym mikroskopie elektronowym są widoczne mikropory pozostałe po niecałkowitym wypełnieniu wolnych przestrzeni przez regeneracyjny kwarc (fig. 11A). W części porów wykrył diagenetyczny illit w formie cienkich włókien (fig. 11B), tworząc typowe mostki illitowe. Ich obecność ma wyjątkowo negatywny wpływ na przepuszczalność skał.

Pomierzona laboratoryjnie porowatość efektywna w dwóch próbkach ortokwarcytów z kompleksu P3 (Sikorska, 1998) wyniosła 3,7 i 3,6%, podczas gdy przepuszczalność była poniżej 0,1 mdey.

ORDOWIK

Zdzisław MODLIŃSKI, Bronisław SZYMAŃSKI

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Utwory ordowiku w otworze wiertniczym Terebin IG 5 według pomiarów geofizycznych występują na głęb. 2964,5–3072,5 m (108,0 m), według próbek rdzeniowych – na głęb. 2964,7–3075,0 m (110,3 m). Utwory te przewiercono z ciągłym poborem próbek rdzeniowych, z wyjątkiem niewielkiego odcinka na głęb. 3038,6–3043,5 m w obrębie utworów tremadoku, który przewiercono bezrdzeniowo.

W profilu ordowiku w otworze Terebin IG 5 wyróżniono utwory standardowych, globalnych pięter od tremadoku po kat. Według podziału brytyjskiego odpowiada im sekwencja od tremadoku po aszgil dolny.

Głębokości występowania i miąższości poszczególnych ogniw stratygraficznych ordowiku wyznaczono na podstawie pomiarów geofizyki otworowej i próbek rdzeniowych. Wartości tych pomiarów wykazują niewielkie przesunięcie względem siebie, dochodzące maksymalnie do ok. 2,5 m.

Tremadok (tremadok)

Utwory tremadoku na wykresach pomiarów geofizycznych, zarówno naturalnego promieniowania gamma (PG), jak i pomiarów elektrycznych, stanowią samodzielny dobrze wyodrębniony kompleks geofizyczny, o wyraźnie zaznaczonych granicach w spągu i stropie. Kompleks ten występuje na głęb. 3030,0–3072,5 m, osiąga więc miąższość 42,5 m i dobrze koreluje się z odpowiednim kompleksem utworów tremadoku zidentyfikowanym w innych profilach Lubelszczyzny (np. Łopiennik IG 1, Białopole IG 1, Bachus 1).

Według próbek rdzeniowych utwory tremadoku wyróżniono na głębokości 3029,1–3075,0 m. Ich profil rozpoczyna się niewielkiej miąższości (0,1 m) warstwą zlepieńca podstawowego złożonego z otoczków piaskowców, mułowców i iłowców. Zlepieniec ten, podobnie jak zlepieńce tremadoku napotkane w innych profilach Lubelszczyzny (np. Łopiennik IG 1), jest intensywnie spirytyzowany. Wyżej w profilu występują ciemnoszare osady mułowcowo-ilaste z laminami i wkładkami piaskowców kwarcowych, które w górnej części przechodzą w piaskowce kwarcowe, jasnoszare.

W utworach tych zidentyfikowano niezbyt liczne i stosunkowo słabo zachowane fragmenty bezawiasowych ramienionogów z rodzajów *Lingulella* i *Obolus* oraz bliżej nieoznaczalne małżoraczki. Wymieniona fauna jest oczywiście niewystarczająca do wyciągnięcia precyzyjnych wniosków stratygraficznych. Ważniejsza jest tu korelacja geofizyczna i litostratygraficzna z innymi profilami Lubelszczyzny, a zwłaszcza z profilem otworu Łopiennik IG 1, w którym stwierdzono występowanie przewodniej dla tremadoku dolnego fauny ramienionogów z gatunku *Obolus cf. apollinis* Eichwald (Lendzion i in., 1979).

Można przyjąć, że napotkane tu utwory odpowiadają tremadokowi dolnemu korelowanemu z bałtyckim piętrzem pakerort. Na tremadok górny, równowiekowy z bałtyckim piętrzem varangu, zapewne przypada luka stratygraficzna.

Flo–daping (arenig)

Do pięter flo–doping zaliczono najniższą część formacji wapieni Uherki (Modliński, 1984) o miąższości zaledwie 2,5 m (głębokość według pomiarów geofizycznych 3027,5–3030,0 m). Profil zaczyna się tu kilkunastocentymetrową warstwą transgresywną złożoną ze zlepieńca przepelnionego glaukonitem. Wyżej występują utwory węglanowe reprezentowane przez wapienie dolomityczne, organodetrytyczne i margliste o barwie szarej i ciemnoszarej, przechodzącej ku górze w brunatnowiśniową. W wapieniach występują liczne fragmenty trylobitów, z których zidentyfikowano jedynie *Megistaspis* sp., *Nileus* sp. i *N. armadillo* Dalman.

Do piętra flo, odpowiadającego arenigowi dolnemu i bałtyckiemu piętru latorp, można odnieść warstwę zlepieńca i najniższą kilkudziesięciocentymetrową część wapieni dolomitycznych. Upoważnia do tego korelacja litostratygraficzna z równowiekowymi utworami obniżenia podlaskiego oraz profilem otworu Siedliska IG 1 w północnej części Lubelszczyzny. Stwierdzono tam występowanie przewodnich dla arenigu dolnego (latorpu) trylobitów z gatunku *Symphysurus angustatus* (Sars et Boeck) (Modliński, 1973, 1975).

Utwory piętra flo bez wyraźnej zmiany litologicznej przechodzą w utwory dapingu. W omawianym profilu nie są one udokumentowane paleontologicznie przewodnią fauną. Występujące tu fragmenty trylobitów są słabo zachowane, a jedyny zidentyfikowany gatunek *Nileus armadillo* Dalman ma stosunkowo duży zasięg pionowy i w Polsce był notowany w utworach od dapingu po sandb.

Darriwil (lanwirn)

Również obecność utworów tego piętra nie została udokumentowana paleontologicznie. Na podstawie korelacji geofizycznej i litostratygraficznej wyróżniono je na głęb. 3016,0–3027,5 m. Obejmują one środkową część formacji wapieni Uherki. W niższej części (głęb. 3023,0–3027,5 m według pomiarów geofizycznych) są to wapienie organodetrytyczne, zrekrystalizowane, wiśniowoszare, przechodzące w szare i jasnoszare. W utworach tych występują charakterystyczne poziomy zawierające brunatne ooidy żelaziste, pojawiające się w identycznej pozycji stratygraficz-

nej (lanwirn) na innych obszarach (np. rej. Białowieży) platformy prekambryjskiej (Szymański, 1968).

W wyższej części utworów zaliczonych do darriwilu (głęb. 3016–3023,0 m, według pomiarów geofizycznych) występują wapienie szare i ciemnoszare z charakterystycznymi cienkimi przerostami czarnych iłowców oraz przerostami ilasto-marglistymi o barwie ciemnoszarej. W dolnej części tych wapieni spotyka się jeszcze brunatne ooidy żelaziste. Z fauny stwierdzono tu jedynie obecność cystoidów z rodzaju *Echinosphaerites*. Ta część profilu odpowiada zapewne bałtyckiemu piętru uhaku.

Sandb (niższy karadok)

Do piętra sandb zaliczono utwory występujące według pomiarów geofizycznych na głęb. 3005,0–3016,0 m. Obejmują one najwyższą część formacji wapieni Uherki i niższą część formacji iłowców Udala.

W dolnej części profilu utworów tego piętra (głęb. 3011,5–3016,0 m) obserwuje się przejście od utworów wapiennych do ilastych. Występują tu (od dołu) wapienie organodetrytyczne z fauną cystoidów *Echinosphaerites* sp. i ramienionogów *Nicolella* sp. Wyżej są to margle i wapienie margliste z podobną fauną (oznaczono tu gatunek *Nicolella* cf. *alliku* Oraspyld), a w najwyższej części – iłowce wapniste i margle. Ten kompleks utworów jest korelowany z bałtyckim piętrzem kukruse, któremu w facji łupków graptolitowych odpowiada poziom *Nemagraptus gracilis*.

Wyżej w profilu sandbu (głęb. 3005–3011,5 m) występują iłowce ciemnoszare z wkładkami czarnymi, miejscami, a zwłaszcza w dolnej części wapniste. W niższej części występują laminy bentonitu. Z fauny zidentyfikowano tu graptolity *Diplograptus* sp., *D.* cf. *molestus* Thorslund, *Dicellograptus* sp. oraz ramienionogi z rodzajów *Leptaena*, *Actinomena*, *Sowerbyella*, *Paterula* i *Platystrophia*. Najistotniejsza jest tu obecność przewodniego gatunku *Diplograptus* cf. *molestus* Thorslund, wyznaczającego poziom graptolitowy korelowany z bałtyckim piętrzem idavere (Modliński, 1973). Ogólnie omawiany kompleks iłowców odpowiada zapewne bałtyckim piętrzem od idavere po keila.

Anna LANGIER-KUŹNIAROWA

PETROLOGIA UTWORÓW ORDOWIKU

Wstęp

Z profilu ordowiku w otworze wiertniczym Terebin IG 5 pobrano 38 próbek do badań petrograficznych. Wykorzystano także 9 płytek cienkich z niezależnie pobranych próbek skał ordowickich, otrzymanych od A. Żelichowskiego do ekspertyzy petrograficznej (Langier-Kuźniarowa, 1977).

Wśród utworów ordowiku profilu Terebin IG 5 stwierdzono występowanie następujących litofacji: (1) glaukonitowo-zlepieńcowej, (2) węglanowo-marglistej oraz (3) ilastej.

Kat (wyższy karadok–niższy aszgil)

Do katu zaliczono utwory występujące według pomiarów geofizycznych na głęb. 2964,5–3005,0 m, obejmujące wyższą część formacji iłowców Udala i formację wapieni z Kodeńca.

W dolnej części, na głęb. 2975,0–3005,0 m, można wyróżnić kompleks reprezentowany przez iłowce, często wapniste, ciemnoszare i szarozielone, miejscami cętkowane. W utworach tych stwierdzono następujący zespół fauny: *Chasmops* sp., *Ch. macrourus* (Sjögren), *Ch.* cf. *macrourus* (Sjögren), *Catylptaulax* sp., *Amplexograptus* sp., *A. vasa* Tullberg, *Leptograptus* sp., *Climacograptus* sp., *Diplograptus* sp., *Cyrtonotella* sp., *C. kukersiana frechi* (Wysocki), *Vellamo* cf. *praeemarginulata* Alichova, *Leptaena* sp., *Clitambon* sp. i inne. W zespole tym duże znaczenie stratygraficzne mają trylobit *Chasmops macrourus* (Sjögren) i graptolit *Amplexograptus vasa* Tullberg, pozwalające na zaliczenie tych utworów do poziomu graptolitowego *Dicranograptus clingani* bądź bałtyckich pięter oandu–rakvere.

Wyżej w profilu (głęb. 2966,5–2975,0 m) iłowce są stopniowo zastępowane przez margle ilaste, margle, a w górnej części przez wapienie margliste. Zidentyfikowano tu następujący zespół fauny: *Climacograptus* sp., *C. diplicanthus* Bulman, *Orthograptus* sp., *O.* cf. *truncatus* Lapworth, *Illaeus* sp., *Leptaena* sp., *Sowerbyella* sp., *Nicolella* sp. Kompleks ten zapewne można odnieść do bałtyckich pięter nabala–vormsi.

Najwyższa część katu jest reprezentowana przez kompleks utworów węglanowych o małej miąższości (głęb. 2964,5–2966,5 m). Są to w spągu wapienie margliste, a w stropie interwału wapienie organodetrytyczne szare i jasnoszare, miejscami z odcieniem różowym. W spągu i stropie tego kompleksu obserwuje się wyraźne powierzchnie nieciągłości sedimentacyjnych. Oznaczalnych fragmentów makrofauny w tych utworach nie stwierdzono. Na podstawie korelacji geofizycznej i litostratygraficznej z innymi profilami Lubelszczyzny (np. Łopiennik IG 1 – Modliński, Szymański, 2008), można uznać, że kompleks ten odpowiada wyższej części bałtyckiego piętra vormsi i piętru pirgu.

Wyżej w profilu występuje luka stratygraficzna i brak utworów najwyższego ordowiku odpowiadającego piętru hiranant.

Opis mikroskopowy płytek cienkich

Litofacja glaukonitowo-zlepieńcowa

Litofacja glaukonitowo-zlepieńcowa w opisywanym profilu występuje jedynie w obrębie utworów arenigu, w postaci 15-centymetrowej miąższości warstwy spągowej skały glaukonitowo-sparytowo-zlepieńcowatej, reprezentowanej w badaniach petrograficznych przez próbki 5Te 1–5Te 3 (głęb. od 3029,1 do 3028,9 m, tab. 8). Skały te składają się z podstawowej masy sparytowej, ziaren glaukonitu

Tabela 8
Zestawienie głębokości pobrania próbek skał ordowickich
 Sampling depth in the Ordovician section

Numer próbki	Głębokość [m]	Numer próbki	Głębokość [m]
5Te 1	3029,1	5Te 20	3014,3
5Te 2	3029,0	5Te 21	3013,9
5Te 3	3028,9	5Te 22	3009,7
5Te 4	3028,8	5Te 23	3003,9
5Te 5	3028,6	5Te 24	2999,5
5Te 6	3028,4	5Te 25	2996,2
5Te 7	3028,3	5Te 26	2990,5
5Te 8	3028,2	5Te 27	2987,0
5Te 9	3027,6	5Te 28	2982,6
5Te 10	3027,4	5Te 29	2977,5
5Te 11	3027,2	5Te 30	2975,8
5Te 12	3026,9	5Te 31	2975,4
5Te 13	3026,1	5Te 32	2971,4
5Te 14	3025,1	5Te 33	2969,6
5Te 15	3022,5	5Te 34	2967,6
5Te 16	3018,8	5Te 35	2967,1
5Te 17	3016,9	5Te 36	2966,2
5Te 18	3016,0	5Te 37	2965,4
5Te 19	3014,8	5Te 38	2964,7

w ilości od ok. 40% obj. (próbki 5Te 1, 5Te 2) do ok. 50% obj. (próbka 5Te 3) oraz okruchów skał fosforanowych. Uziarnienie glaukonitu jest bardzo zróżnicowane, od frakcji drobnego mułku do 0,8 mm, kształt ziaren często bywa znacznie wydłużony, a barwa ciemnozielona. Wiele ziaren wykazuje ślady korozji węglanami i zastąpienie nimi obwodowych partii agregatów glaukonitu. W niektórych ziarnach są obecne ciemne powłoki żelaziste. Zachowane ciemne kontury ziaren, obecnie węglanowych, nieraz z relikami glaukonitu wewnątrz, wskazują na pierwotnie większe zawartości glaukonitu w badanych skałach i ich późniejsze zastąpienie pseudomorfozami węglanowymi. Niekiedy na ziarnach glaukonitu są widoczne częściowe obwódki wtórnego glaukonitu o jaśniejszej barwie i odmiennej orientacji łusek.

Sporadycznie, w postaci pojedynczych ziaren, występuje tu także detrytyczny kwarc frakcji do 1,2 mm w próbce 5Te 1 i do 0,4 mm w próbkach 5Te 2 i 5Te 3, o zmiennym, na ogół dobrym stopniu obtoczenia.

Okruchy materiału detrytycznego, frakcji psefitowej i psamitowej, pochodzą ze skał fosforanowych i mułowco-fosforanowych. Przeważnie są to mułowce piaszczyste o dobrze wysortowanym uziarnieniu frakcji do 0,12 mm,

o izotropowym, brunatnym spoiwie fosforanowym (fig. 12A, B). W próbce 5Te 1 skupienie fosforanowe o wielomilimetrowej wielkości wykazuje charakter skały brekcjiowo-zlepieńcowej złożonej – poza podstawową masą fosforanową – także z okruchów innych fosforanów, ziaren kwarcu, okruchów piaskowca o spoiwie fosforanowym oraz węglanowych szczątków organicznych. Widoczne są tu także infiltracje glaukonitu do skały otaczającej.

Spoivo węglanowe opisywanych skał jest zrekrystalizowane, przy czym są w nim widoczne liczne szczątki organiczne (biosparyt), a także drobne skupienia fosforanowe oraz stylolity wzbogacone w substancję fosforanową. Fosforany tworzą również obwódki na niektórych ziarnach kwarcu. Występują tu również drobne skupienia pirytowe.

Litofacja węglanowo-marglista

Utwory reprezentujące litofację węglanowo-marglistą stanowią większość próbek pobranych z profilu ordowiku w otworze Terebin IG 5. Występują one w nadkładzie spągowego poziomu glaukonitowo-zlepieńcowego flo-dapingu (arenigu) i kontynuują się – z wyjątkiem kompleksu ilastego sandbu (odpowiednio niższego karadoku) – aż do utworów katu, czyli wyższego karadoku–niższego aszgilu. Łączna miąższość utworów litofacji węglanowo-marglistej jest stosunkowo mała w porównaniu z miąższością wspomnianego wyżej kompleksu ilastego. Utwory tej litofacji odpowiadają jednak znacznie większym interwałom czasowym i wykazują znaczne zróżnicowanie.

W profilu flo-dapingu (arenigu), w nadkładzie skał glaukonitowo-zlepieńcowych są to biosparyty i biomikryty z glaukonitem. W bezpośrednim nadkładzie są to biosparyty przepelnione glaukonitem (próbka 5Te 4, z głęb. 3028,8 m), rozmieszczonym bardzo nierównomiernie: w niektórych odcinkach profilu skała ma charakter glaukonitytu. Uziarnienie glaukonitu waha się od 0,08 do 0,6 mm, przy czym liczne ziarna są bardzo silnie wydłużone. Charakterystyczna jest tu obfitość ziaren otoczonych wtórnymi powłokami jasnozielonego glaukonitu młodszej generacji, o charakterystycznej orientacji łusek wygiętych wokół pierwotnych ziaren. Obserwuje się też występowanie fragmentów starszych ziaren, połamanych i przesuniętych względem siebie, a następnie spojonych młodszym glaukonitem i objętych wspólną neogeniczną powłoką glaukonitową. Spotyka się tu także całkowicie zglaukonityzowane szczątki organiczne. Masa podstawowa tej skały zawiera liczne bioklasty, często o konturach zatartych przez rekrytalizację. Skała wykazuje teksturę gruzłową, obecność powierzchni rozmywania i ślady impregnacji związkami żelaza rozmieszczonymi plamście.

Wyżej pojawiają się już biomikryty z glaukonitem (próbki 5Te 5 i 5Te 6 – głęb. 3028,6 i 3028,4 m). Zawartość glaukonitu jest w nich znacznie mniejsza w porównaniu z poprzednio opisanym poziomem i wynosi około 5–7% obj. Często ziarna tego minerału mają nieprawidłowe kształty bądź są połamane, nieraz z obwódkami i naciekami żelazistymi, są dość zwietrzałe, jasnozielone, o frakcji do 0,5 mm (próbka 5Te 5) lub do 0,8 mm (próbka 5Te 6).

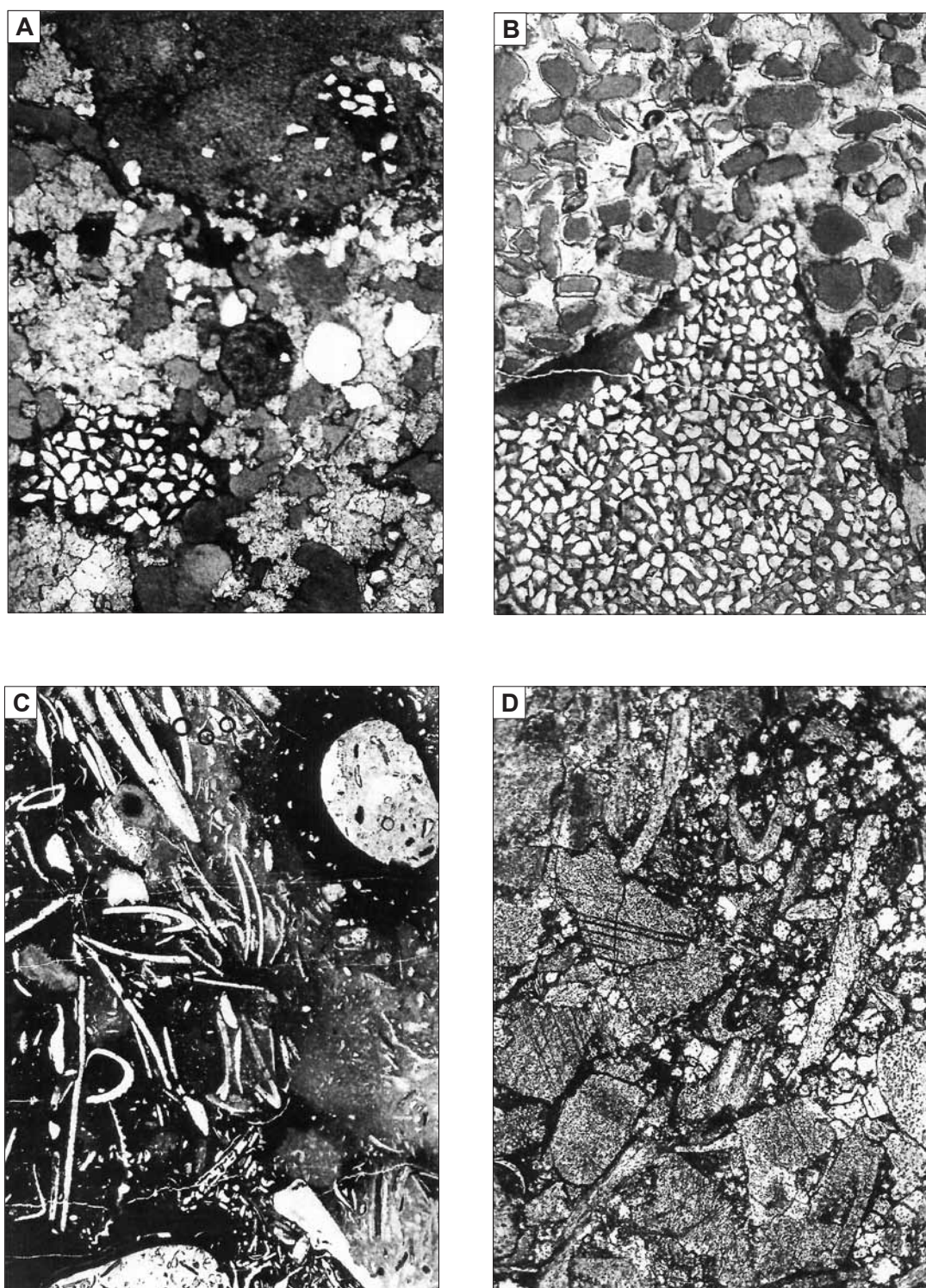


Fig. 12. **A.** Otoczak w skale glaukonitowo-sparytowo-zlepieńcowej; próbka 5Te 1, głęb. 3029,1 m; pow. $\times 33$, bez analizatora. **B.** Otoczek w skale glaukonitowo-sparytowo-zlepieńcowej; widoczne obwódki i pseudomorfozy węglanowe wokół ziaren glaukonitu; próbka 5Te 1, głęb. 3029,0 m; pow. $\times 33$, bez analizatora. **C.** Struktura kongrecyjna skupień wodorotlenków żelaza związana z rozkładem szczątków organicznych; próbka 5Te 7, głęb. 3028,3 m; pow. $\times 8$, bez analizatora. **D.** Bioklasty oraz epigenetyczne romboedry węglanowe; próbka 5Te 15, głęb. 3022,5 m; pow. $\times 33$, bez analizatora

A. A pebble in glauconite-sparite-conglomeratic rock; sample 5Te 1, depth 3029.1 m; magnification $\times 33$, without analyzer. **B.** A pebble in glauconite-sparite-conglomeratic rock; carbonate rims and pseudomorphs are visible around glauconite grains; sample 5Te 1, depth 3029.0 m; magnification $\times 33$, without analyzer. **C.** Concretion structure of iron hydroxide concentrations, associated with decay of organic fragments; sample 5Te 7, depth 3028.3 m; magnification $\times 8$, without analyzer. **D.** Bioclasts and epigenetic carbonate rhombohedrons; sample 5Te 15, depth 3022.5 m; magnification $\times 33$, without analyzer

Czasem w partiach obwodowych ziarna bywają skorodowane i w różnym stopniu zastąpione sparytem węglanowym. W skałach tych występują także okruchy frakcji psamitowej, należące do skał fosforanowych, o wielkości do 0,65 m. W płytkach cienkich opisywanych skał są także widoczne ciemne stylolity, partie skały wyróżniające się nierównomierną plamistą impregnacją fosforanową oraz nieco szczątków organicznych fosforanowych. W próbce 5Te 5 glaukonit pojawia się także wewnątrz bioklastów, np. wewnątrz kołców szkarłupni. Węglanowe bioklasty wykazują słabą selektywną impregnację żółtymi związkami żelaza.

Podstawowa masa biomikrytowa tych skał ma przeważnie charakter pilśni o zatartych konturach bioklastów. Szczególnie w próbce 5Te 6 wykazuje ona obecność śladów rozmywania, nadających skale strukturę gruzłową, przy czym gruzły biomikrytu tkwią w masie fosforanowej z glaukonitem, którego występowanie w próbce 5Te 6 ogranicza się wyłącznie do tych partii skał.

Kolejny wyższy poziom węglanowy jest reprezentowany przez biomikryt, wykazujący bardzo dużą zawartość żelaza. W mikrytowym tle skalnym zaznaczają się tu luźno rozsiane, często żółte lub brunatne bioklasty oraz brunatne kontury ziaren wypełnione sparytem. W niektórych takich ziarnach są jeszcze widoczne relikty glaukonitu, co wskazuje na genezę tych ziaren. Cała skała jest nierównomiernie impregnowana tlenkami i wodorotlenkami żelaza, przy czym lokalnie impregnacja ta ma charakter konkrecyjny. Charakterystyczne kontury tych koncentracji wydają się związane z bioklastami, np. ze szczątkami ramienionogów (fig. 12C).

Glaukonit zanika ostatecznie na głęb. ok. 3028 m. Został on stwierdzony jeszcze w próbce 5Te 8, reprezentującej brunatny w płytce cienkiej biomikryt, złożony w przeważającej części z bioklastów należących do szkarłupni i podrzędnie – trylobitów. Mikrytowe spoiwo tej skały jest gęsto usiane drobnymi kryształami epigenetycznych węglanów o wielkości średnio ok. 0,05 mm. Glaukonit stwierdzony w tej skale występuje w dwóch rodzajach: (1) pojedynczo występujących, wyraźnie już zanikających, ciemnozielonych agregatów ziarnistych, o wielkości nieprzekraczającej 0,08 mm oraz (2) rozmytych, amebowatego kształtu, jasnozielonych, wyraźnie epigenetycznych skupień, czasem częściowo zrekrystalizowanych, niekiedy wypełniających bądź impregnujących szczątki organiczne. W odróżnieniu od ziaren pierwszego rodzaju, pojawianie się tych skupień jest ograniczone do jednego poziomu w płytce cienkiej i do miąższości ok. 0,5 mm. Skała ta jest poprzecinana cienkimi, ciemnymi stylolitami.

W jej nadkładzie stwierdzono występowanie biosparytu marglistego brunatnoszarego w płytce cienkiej, pierwotnie zapewne wykształconego podobnie do skały opisanej jako próbka 5Te 8, ale w bardzo znacznej części zrekrystalizowanego w osobniki o wielkości 0,05–0,4 mm i większe (próbka 5Te 9 z głęb. 3027,6 m). Oprócz kryształów węglanów w płytce cienkiej tej skały są widoczne niezmiennione lub częściowo tylko zrekrystalizowane szczątki organiczne, należące przeważnie do szkarłupni, oraz drobne skupie-

nia pierwotnego mikrytu, nieraz usiane małymi (0,05–0,08 mm wielkości) epigenetycznymi romboedrami węglanowymi, a także pojedyncze fosforanowe szczątki organiczne. Widoczne są także drobne impregnacje związkami żelaza.

Wyżej w profilu opisywanej litofacji występują biomikryty nieco margliste, plamście impregnowane tlenkami i wodorotlenkami żelaza, o barwie wiśniowobrunatnej (próbki 5Te 10–5Te 12, głęb. od 3027,4 do 3026,9 m). Odznaczają się one obecnością mikrytowego tła, plamście zażelazionego oraz bezbarwnych w płytce cienkiej, a czasem – jak w próbce 5Te 12 – także selektywnie zażelazionych bioklastów, nieraz osiagających znaczne rozmiary (nawet przekraczających 1 cm) i strukturą gruzłową, licznymi powierzchniami rozmywania, pokrytymi nierozpuszczalnymi powłokami wzbogaconymi w brunatne związki żelaza. Szczątki organiczne należą przeważnie do szkarłupni i trylobitów. Występują tu także cienkie, ciemne stylolity. W płytce cienkiej próbki 5Te 11 znaleziono jedno ziarno detrytycznego kwarcu, o wielkości 0,13 mm i skoordynowanej powierzchni. Sporadycznie (próbka 5Te 12) w powłokach, na powierzchniach rozmywania występują nagromadzenia epigenetycznych romboedrow węglanowych średnio o wielkości ok. 0,05 mm. Zwraca uwagę zawartość 8,1% wag. Fe_2O_3 w próbce 5Te 12.

Kolejny wyżej leżący kompleks skał opisywanej litofacji, reprezentowany przez próbki 5Te 13–5Te 15 (głęb. od 3026,1 do 3022,5 m), stanowią biosparyty darriwilu (lanwirnu), zbudowane w znacznej mierze z okruchów szkarłupni, w płytce cienkiej jasnobrunatnych i jasnoszarych, a w próbce 5Te 13 – także sporadycznie zażelazionych (jako przejście do niżej leżących plamistych biomikrytów żelazistych). Opisywane skały zawierają pasma margliste o barwie brunatnej, usiane epigenetycznymi romboedrami węglanowymi o wielkości 0,08–0,1 mm (fig. 12D). W opisywanych skałach są widoczne nieliczne okruchy fosforanowe pochodzenia organicznego.

Mikrolitofacja żelazistych biomikrytów, zawierających liczne brunatne i żółte w płytce cienkiej szczątki organiczne, pojawia się ponownie w stropie wyżej opisanego kompleksu. Zawartość Fe_2O_3 wynosi tu 6,2% wag. (próbka 5Te 16). Wśród bioklastów wyróżniono tu należące do trylobitów, mszywiolów i szkarłupni. W płytce cienkiej opisywanej skały stwierdzono występowanie otoczaka śródformacyjnego o długości 6 mm (fig. 13A) oraz pojedynczych obtoczonych ziaren kwarcu detrytycznego o frakcji do 0,35 mm. Całości obrazu mikroskopowego tej skały dopełniają liczne cienkie, ciemne stylolity, ziarna piryty i liczne impregnacje wodorotlenkami żelaza.

Leżący wyżej kompleks opisywanej litofacji reprezentują margle (próbki 5Te 17–5Te 21 z głęb. od 3016,9 do 3013,9 m). Z punktu widzenia reprezentowanych przez nie mikrolitofacji należy wydzielić w tym kompleksie dwa poziomy litologiczne: (1) reprezentowany przez próbki 5Te 17 i 5Te 18 (głęb. od 3016,9 do 3016,0 m) oraz (2) przez próbki 5Te 19–5Te 21 (głęb. od 3014,9 do 3013,9 m). Pierwszy z nich (wraz ze skałą reprezentowaną przez biomikryt 5Te 16 należy do darriwilu (lanwirnu). Stanowią go margle

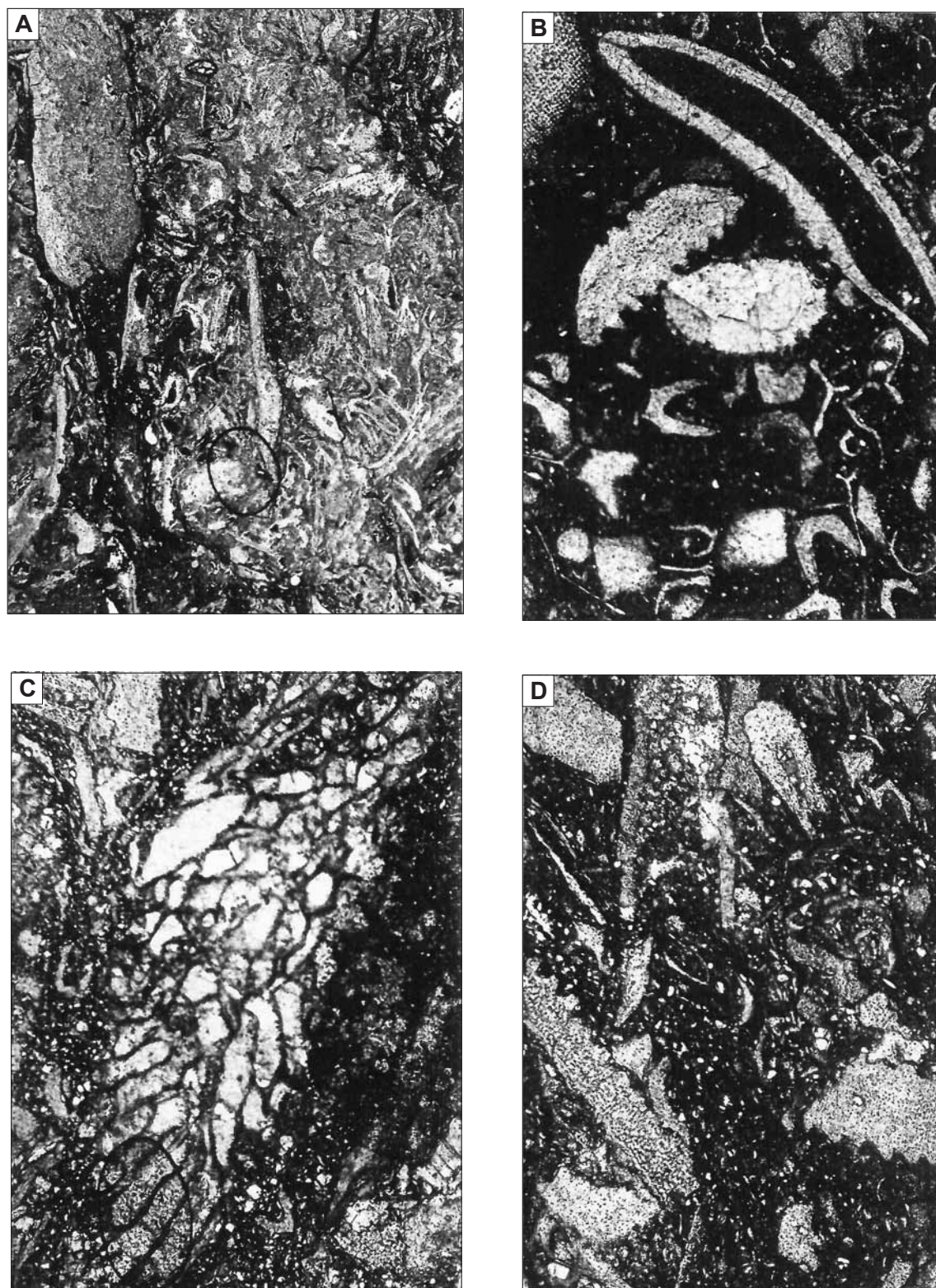


Fig. 13. A. Otoczak śródformacyjny; próbka 5Te 16, głęb. 3018,8 m; pow. $\times 10$, bez analizatora. B. Bioklasty trylobitów i szkarłupni w mikrycie; próbka 5Te 18, głęb. 3016,0 m; pow. $\times 33$, bez analizatora. C. Bioklasty kolonii mszywiolów; próbka 5Te 19, głęb. 3014,8 m; pow. $\times 33$ x, bez analizatora. D. Bioklasty (przeważnie szczątki szkarłupni) w biolucie arenigowym; próbka 5Te 21, głęb. 3013,9 m; pow. $\times 33$, bez analizatora

A. Intraformational pebble; sample 5Te 16, depth 3018.8 m; magnification $\times 10$, without analyzer. B. Bioclasts of trilobites and echinoderms in micrite; sample 5Te 18, depth 3016.0 m; magnification $\times 33$, without analyzer. C. Bioclasts of a bryozoan colony; sample 5Te 19, depth 3014.8 m; magnification $\times 33$, without analyzer. D. Bioclasts (mainly echinoderm fragments) in Arenigian biolite; sample 5Te 21, depth 3013.9 m; magnification $\times 33$, without analyzer

złożone z masy podstawowej ilasto-mikrytowej afanitowej, ciemnoszarej w płycie cienkiej, przepelnione bioklastami należącymi m.in. do trylobitów, szkarłupni i mszywiolów (fig. 13B). Skały te zawierają niewielkie ilości substancji organicznej, koncentrującej się głównie w powłokach stylolitowych oraz pojedyncze ziarna kwarcu detrytycznego o frakcji do 0,08 mm.

Wyższy poziom marglisty należący do sandbu (niższego karadoku), w odróżnieniu od opisywanego, wykazuje w badaniach mikroskopowych detrytyczny charakter także węglanowego składu tła skalnego, stanowiącego biolityt. Marglista masa podstawowa lutyto-ilaista zawiera substancję bitumiczną, nadającą jej barwę brunatnociemnoszarą w płycie cienkiej. W masie tej licznie występują bioklasty bardzo dobrze zachowanych mszywiolów, ramienionogów, szkarłupni i trylobitów (fig. 13C, D). W kompleksie tym pojawia się ciemnozielony glaukonit (w bardzo małych ilościach – po jednym ziarnie w płycie cienkiej próbek 5Te 19 i 5Te 21), o wielkości odpowiednio 0,03 i 0,02 mm. Ponadto w próbkach 5Te 19 i 5Te 20 zauważono w badaniach mikroskopowych bladezielone, nieraz ledwie widoczne z powodu jasnej barwy, skupienia neogenicznego minerału, trudnego do określenia wskutek nakładania się dwójłomności otaczających węglanów oraz charakteru impregnacyjnego tych skupień. Są to bądź skupienia pasmowe (być może pseudomorfozy po fragmentach skorupek ramienionogów), impregnacje i wypełnienia bioklastów – najczęściej porowatych okruchów szkarłupni, bądź skupienia w przekroju o kształcie graniastym. Prawdopodobnie opisane skupienia są zbudowane z glaukonitu, chociaż w pewnych przypadkach nie można wykluczyć też szamozytu.

W opisanych skałach występuje również w niewielkich ilościach pigment i większe ziarna pirytu, pojedyncze fosforanowe szczątki organiczne oraz cienkie, nieprzezroczyste stylolity. Wewnątrz niektórych skorupek obserwuje się też skupienia drobnych wtórnych romboedrów węglanowych.

W nadkładzie opisanych margli występuje kompleks ilasto-mułwcowy reprezentujący sandb–kat (odpowiednio niższy karadok i wyższy karadok–niższy aszgil). Jego charakterystykę petrograficzną podano w opisie litofacji ilasto-mułwcowej. W nadkładzie tego kompleksu ponownie pojawiają się utwory węglanowo-margliste, należące do katu (wyższego karadoku i niższego aszgilu), stanowiącego strop ordowiku profilu otworu Terebin IG 5. Są one pod względem petrograficznym zróżnicowane na leżące niżej margle mułwcowe reprezentowane przez próbki 5Te 32 i 5Te 33 (głęb. od 2971,4 do 2969,6 m) oraz nadległe margle i wapienie, niekiedy margliste (próbki 5Te 34–5Te 38 z głęb. od 2967,6 do 2964,7 m).

Margle mułwcowe zawierają zmienne zawartości bioklastów (mniejsze w próbce 5Te 32, większe w 5Te 33) należących do trylobitów, mszywiolów, ramienionogów, szkarłupni, nieraz osiągających rozmiary do kilku mm (fig. 14A). Niektóre z nich są spirytyzowane. Zawartość kwarcu detrytycznego w tych skałach jest wprawdzie nieznaczna (rzędu 1–3%), została jednak wprowadzona do nazwy opisywanych skał dla podkreślenia wyróżniającej je

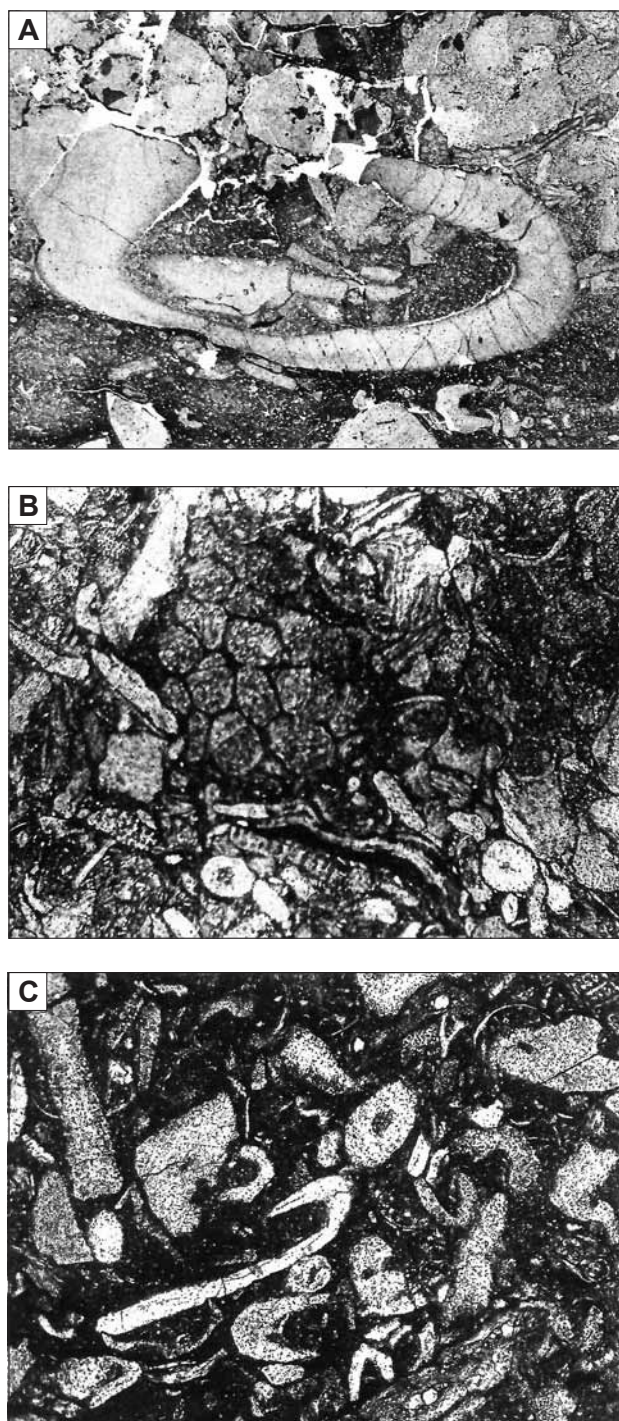


Fig. 14. A. Bioklasty (m.in. ramienionogów) w marglu mułwcowym; próbka 5Te 33, głęb. 2969,6 m; pow. $\times 10$, bez analizatora. B. Bioklasty m.in. kolonii mszywiolów oraz kolców szkarłupni; próbka 5Te 34, głęb. 2967,6 m; pow. $\times 33$, bez analizatora. C. Bioklasty trylobitów i szkarłupni; próbka 5Te 35, głęb. 2967,1 m; pow. $\times 33$, bez analizatora

A. Bioclasts (among others, brachiopods) in silty marl; sample 5Te 33, depth 2969.6 m; magnification $\times 10$, without analyzer. B. Bioclasts, among others of a bryozoan colony and echinoderm spines; sample 5Te 34, depth 2967.6 m; magnification $\times 33$, without analyzer. C. Bioclasts of trilobites and echinoderms; sample 5Te 35, depth 2967.1 m; magnification $\times 33$, without analyzer

obecności domieszki detrytycznej. Występuje ona we frakcji 0,015–0,05 mm. W strukturze próbki 5Te 32 wyróżniają się także skupienia materiału detrytycznego (o wielkości skupień do 0,8 mm). Ponadto jest widoczna w płytkach cienkich niewielka ilość pigmentu i lokalnych skupień pirytu.

Stropowy kompleks skał wapiennych i marglistych reprezentowany przez próbki 5Te 38–5Te 43 stanowią biomikryty ciemnoszare i brunatne w płycie cienkiej, często wykazujące obecność powierzchni rozmywania i związanych z nimi powłok ilastych i marglistych oraz stylolitów. Niektóre próbki (5Te 35, 5Te 37) odznaczają się niejednorodnością składu i struktury, polegającą na wyodrębnieniu się skał mikrytowo-marglistych z pojedynczymi tylko bioklastami oraz partii o dużej zawartości bioklastów oddzielonych powierzchniami rozmywania, przy czym zjawisko to zaznacza się szczególnie wyraźnie w próbce 5Te 35. Także w tej próbce pojawia się glaukonit w pojedynczych agregatach ziarnistych, barwy ciemnozielonej, o frakcji ok.

0,12 mm, niekiedy połamanych, a także w postaci impregnacji i wypełnień w niektórych okruchach biogenicznych, zwykle należących do szkarłupni o porowatej strukturze szkieletu.

Wśród bioklastów, obficie występujących w opisywanym kompleksie, zidentyfikowano należące do trylobitów, szkarłupni, małżoraczków, ramienionogów i mszywiolów (fig. 14B, C); występują tu także drobne szczątki fosforanowe, przy czym w próbce 5Te 36 pojedyncze okruchy biogeniczne wykazują zabarwienia żółtobrunatne w związku z impregnacją tlenkami lub wodorotlenkami żelaza. W skałę tej impregnacja związkami żelaza objęła także niektóre partie masy podstawowej.

Wyniki oznaczeń chemicznych: Fe_2O_3 i części nierozpuszczalnych w HCl oraz wyników przeliczeń zawartości CaO, MgO i CO_2 na zawartości kalcytu i dolomitu w opisanych skałach litofacji węglanowo-marglistej zestawiono w tabeli 9.

Tabela 9

Wyniki częściowych oznaczeń chemicznych próbek wapieni i margli [% wag.]

Results of partial chemical determinations of limestone and marl samples [wt.%]

Nr próbki	Głębokość [m]	Kalcyt	Dolomit	Fe_2O_3	Cz. nierozp. w HCl
5Te 5	3028,6	82,1	5,4	2,3	7,7
5Te 8	3028,2	83,6	7,8	1,6	6,8
5Te 9	3027,6	59,5	11,5	3,7	21,8
5Te 10	3127,4	73,6	5,4	4,1	12,9
5Te 11	3027,2	79,4	3,4	2,1	11,4
5Te 12	3026,9	64,0	13,5	8,1	8,6
5Te 13	3026,1	69,1	4,3	2,9	1,5
5Te 14	3025,1	91,5	2,7	1,2	3,1
5Te 15	3022,5	92,5	3,0	1,1	2,1
5Te 16	3018,8	67,7	13,2	6,2	6,8
5Te 17	3018,9	48,6	5,2	3,4	37,7
5Te 18	3016,0	64,5	1,8	2,6	26,9
5Te 19	3014,8	52,3	7,3	3,7	33,4
5Te 20	3014,3	69,2	9,6	2,3	16,2
5Te 33	2969,6	14,8	6,3	5,1	66,5
5Te 34	2967,6	43,8	5,7	3,3	40,8
5Te 35	2967,1	76,0	6,6	1,6	11,6
5Te 36	2966,2	68,0	12,6	5,0	8,6
5Te 37	2965,4	92,5	2,8	0,6	3,3
5Te 38	2964,7	91,9	3,3	0,7	3,5

Litofacja ilasto-mułowcowa

Skały litofacji ilasto-mułowcowej w profilu ordowiku z otworu wiertniczego Terebin 5 reprezentują jedynie sandb i kat (niższy karadok i wyższy karadok–niższy aszgil). W badaniach petrograficznych były one reprezentowane przez próbki 5Te 22–5Te 31 (głęb. od 3009,7 do 2975,4 m). Są to iłowce mułowcowe o zmiennej zawartości mułku kwarcowego, wahającej się od ok. 40% obj. (próbka 5Te 26), przez 25–30% obj. (próbki: 5Te 22, 5Te 23, 5Te 25) i 10–15% obj. (próbka 5Te 30), do ok. 7–10% (próbki: 5Te 27–5Te 29). Iłowce reprezentują tylko sanb i kat, lecz bez ich najwyższych i najniższych poziomów.

Uziarnienie detrytycznego kwarcu w tych skałach przeważnie nie przekracza 0,04–0,05 mm, jedynie w próbkach 5Te 24 i 5Te 27 osiąga w pojedynczych ziarnach 0,08 mm. W składzie frakcji piaszczystej stwierdzono głównie kwarc, a podrzędnie także muskowit, w mniejszych ilościach biotyt oraz w niektórych próbkach (5Te 23, 5Te 24, 5Te 26, 5Te 7) glaukonit, sporadycznie także cyrkon. Biotyt niekiedy bywa dość zwietrzały. Barwa glaukonitu jest ciemnozielona, czasem agregaty glaukonitu wykazują pokrój blaszkowy, sugerujący pochodzenie z glaukonityzacji biotyty. Stałymi składnikami opisywanych skał są piryt, występujący w postaci rozszanego pigmentu, nieraz tworzącego także skupienia, lub w postaci pojedynczych, większych ziaren, oraz obecna w niewielkich ilościach substancja bitumiczna, na ogół równomiernie rozproszona wśród substancji ilastej.

Niektóre próbki wykazywały w badaniach mikroskopowych obecność bioklastów węglanowych, czasem w pojedynczych okazach, czasem w ilościach nadających skale charakter marglisty, przy czym dotyczy to zwłaszcza wyższych poziomów opisywanego kompleksu ilastego (próbki 5Te 29–5Te 31). Bioklasty te bywają dość znacznych rozmiarów, często po kilka milimetrów. Zidentyfikowano wśród nich okruchy mszywiolów, trylobitów, szkarłupni i ramienio-nogów (fig. 15A, B). Czasem występują też drobne okruchy fosforanowe, prawdopodobnie pochodzenia organicznego. W próbce 5Te 31 stwierdzono występowanie barytu lub celestynu w iłowcach (fig. 15C).

Opisywane skały często wykazują teksturę laminarną, wynikającą bądź ze zmienności zawartości materiału mułkowego, bądź rozmieszczenia bioklastów lub koncentracji

pirytu. Próbka 5Te 24 wyróżnia się laminacją skośną, powstałą w wyniku występowania wydzielających się lamin mułowcowych o spoiwie marglistym ze znacznym udziałem węglanów. Wspomnianą laminację pirytem zaobserwowano w próbce 5Te 28, a bioklastami – w próbce 5Te 29 (fig. 15A). Nieregularna laminacja, wyrażona zmienną zawartością mułku i substancji ilastej, a także podkreślona koncentracją bioklastów, występuje też w próbce 5Te 30.

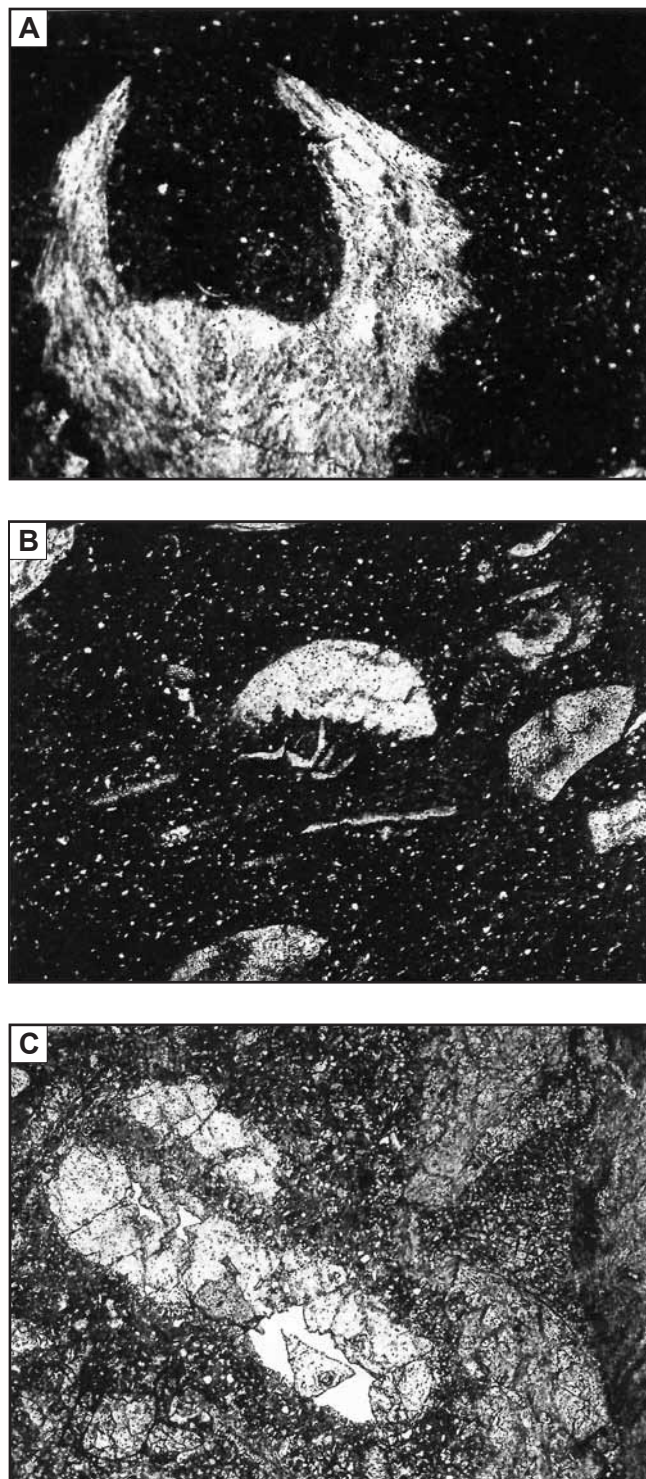


Fig. 15. A. Bioklast (?ramienionóg) w iłowcu; próbka 5Te 29, głęb. 2977,5 m; pow. $\times 33$, bez analizatora. B. Bioklasty szkarłupni w iłowcu; próbka 5Te 30, głęb. 2975,8 m; pow. $\times 33$, bez analizatora. C. Kryształy barytu lub celestynu w iłowcu; próbka 5Te 31, głęb. 2975,4 m; pow. $\times 33$, bez analizatora.

A. Bioclast (?brachiopod) in claystone; sample 5Te 29, depth 2977.5 m; magnification $\times 33$, without analyzer. B. Echinoderm bioclasts in claystone; sample 5Te 30, depth 2975.8 m; magnification $\times 33$, without analyzer. C. Barite or celestine crystals in claystone; sample 5Te 31, depth 2975.4 m; magnification $\times 33$, without analyzer

Podsumowanie i wnioski

Cechy petrograficzne utworów ordowickich z profilu Terebin IG 5 wykazują znaczną analogię do równowiekowych utworów profili wschodniej Polski, a szczególnie do profilu otworu Łopiennik IG 1 (Bardosy, Langier-Kuźniarowa, 1964; Langier-Kuźniarowa, 1976). Charakter tych osadów, szczególnie w omawianym otworze wiertniczym, wskazuje ogólnie na środowisko najbardziej płytkowodne spośród dotychczas poznanych profili tego rejonu.

Profil ordowiku w otworze Terebin IG 5 rozpoczyna się cienką (ok. 15 cm miąższości) warstwą skały glaukonitowo-węglanowo-zlepieńcowatej, stanowiącej osad transgresji, o składzie typowym dla utworów flo-dapingu (arenigu) wschodniej Polski, tj. o spoiwie węglanowym – w odróżnieniu od spoiwa ilastego skał glaukonitowych północno-zachodniej Polski, np. w profilach otworów Kościerzyna IG 1 i Żarnowiec IG 1, IG 1a, IG 4 (Langier-Kuźniarowa, 1974). Pierwotna zawartość glaukonitu w tym poziomie w profilu Terebin IG 5 była znacznie wyższa niż jest obecnie, ponieważ – jak to wynika z przeprowadzonych badań petrograficznych – część ziaren tego minerału została w procesach epigenetyki zastąpiona węglanami.

Skład petrograficzny materiału otoczakowego spągów skał glaukonitowo-zlepieńcowatych w profilu Terebin IG 5 (głównie skały fosforanowe i mułowcowe o spoiwie fosforanowym) odpowiada wielu równowiekowym profilom z Niżu Polskiego.

Obfitość powierzchni rozmywania widocznych w płytach cienkich (fig. 12B), występujących w skałach węglanowych profilu otworu Terebin IG 5, począwszy od utworów flo-dapingu (arenigu), aż po utwory katu (wyższy karadok–niższy aszgil), wielokrotnie obserwowana struktura gruzłowa tych skał (próbki z głęb. 3029,4; 3027,4 i 3027,2 m) i obecność w płycie cienkiej próbki z głęb. 3018,8 m otoczaka śródformacyjnego dowodzą płytkości zbiornika w tym rejonie, depozycji osadu w pobliżu podstawy fałowania i sedimentacji nieciągłej, przerywanej erozją. Tego rodzaju warunki sprzyjają powstawaniu glaukonitu. Być może, należy im przypisać wyjątkową w opisywanym profilu częstotliwość występowania glaukonitu. W dotychczas poznanych profilach ordowiku w polskiej części platformy prekambryjskiej glaukonit występował w charakterystycznym poziomie glaukonitowym flo-dapingu (arenigu) i zazwyczaj również w utworach katu (wyższy karadok–niższy aszgil), w nieporównanie mniejszej koncentracji. Nie stwierdzano go jednak dotychczas w utworach innych pięter, gdy tymczasem w opisywanym profilu otworu Terebin IG 5 glaukonit w badaniach mikroskopowych stwierdzono zarówno w utworach sandbu (dolny karadok), wykształconych tu w litofacji biolutytovej, jak i katu (wyższy karadok–niższy aszgil) – wykształconych w litofacji ilastej.

Wykształcenie utworów sandbu (niższy karadok) w litofacji lutytovej dowodzi odmienności charakteru sedimentacji węglanowej w profilu otworu wiertniczego Terebin IG 5 w porównaniu do innych, wcześniej poznanych ordowickich profili otworów zlokalizowanych w południo-

wo-wschodniej części regionu lubelskiego. Znaczna zawartość węglanowych bioklastów (trylobitów, szkarłupni, mszylów, ramienionogów) w osadach ilastych sandbu–katu (karadoku) i charakter przejściowy tych utworów do margli, także wyróżniają ten profil spośród innych i stanowią dalsze przesłanki do wnioskowania o płytkowodności zbiornika ordowickiego w rejonie otworu Terebin IG 5. Podobnie też laminacja przekątna, obserwowana w niektórych poziomach skał ilastych i udział materiału detrytycznego frakcji mułkowej mogą być interpretowane jako wynik depozycji w środowisku płytkowodnym, nawet w sandbie–kacie (karadoku).

Znaczna zawartość impregnacji tlenkami i wodorotlenkami żelaza, nieraz nadających skałom węglanowym barwy brunatne, wiśniowe i żółte, ma swoje odpowiedniki w innych wcześniej poznanych profilach ordowickich na platformie prekambryjskiej (Langier-Kuźniarowa, 1967, 1971, 1974, 1977), zarówno w ogólnej, plamistej impregnacji skał węglanowych, jak i w selektywnej impregnacji bioklastów, często mylnie określanych makroskopowo jako oolity żelaziste. Jako interesujący przyczynek do tego zagadnienia można uznać obserwacje dokonane w próbce z profilu Terebin IG 5, z głęb. 3028,4 m, w której charakterystyczne konkrecyjne impregnacje żelaziste najprawdopodobniej są związane z rozkładem substancji organicznej i spowodowaną nim lokalną zmianą pH w kierunku wartości wyższych, co mogło wywołać wytrącanie się związków żelaza z roztworów.

Bentonit, zaznaczony ze względów technicznych na profilu litologicznym w znacznym przewiększeniu miąższości (w rzeczywistości miąższości ok. 1 cm), nie był poddany badaniom petrograficznym; jego pozycja stratygraficzna sanb–kat (niższy karadok i wyższy karadok–niższy aszgil) odpowiada pozycji bentonitów ordowickich w innych profilach wschodniej i północnej Polski (Langier-Kuźniarowa, 1967, 1979, 1981, 1990).

Charakter pierwotnego osadu ordowickiego został w profilu otworu Terebin IG 5 znacznie zatarty i zmieniony przez procesy epigenetyczne. Począwszy od osadów flo-dapingu (arenigu), obserwuje się zastępowanie glaukonitu przez węglany i spowodowaną tym zmianę stosunków ilościowych glaukonitu do spoiwa sparytovej. Pochodzenia epigenetycznego są również obwódki glaukonitowe na ziarnach glaukonitu (nieraz także zastępowane przez węglany) i fosforanowe powłoki na ziarnach kwarcu. W badanych skałach są widoczne również przejawy glaukonityzacji fosforanów w utworach arenigu oraz szczątków organicznych – zarówno w arenigu, jak i w piętrach młodszych.

Do zjawisk epigenetycznych należy też rekrystalizacja węglanowego tła skalnego w sparyt, występująca zarówno w utworach flo-dapingu (arenigu), jak i niektórych młodszych pięter, głównie darriwilu (lanwirnu) oraz powstanie skupień epigenetycznych drobnych romboedrów węglanowych o wielkości 0,05–0,08 mm, pospolicie występujących w różnych poziomach ordowickich skał węglanowych oraz stylolitów.

Pochodzenia epigenetycznego jest także piryt – rozsiały pigment i jego większe skupienia oraz mineralizacja siarczanowa.

SYLUR

Teresa PODHALAŃSKA

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Podstawowym źródłem informacji dotyczących utworów syluru w otworze Terebin IG 5 jest archiwalny profil litologiczno-stratygraficzny przedstawiony w dokumentacji wynikowej otworu (Tomczyk, 1977). Litologia i stratygrafia zostały opracowane przez Tomczyka na podstawie opisu fragmentów rdzeni wiertniczych, próbek okrucowych i pomiarów geofizycznych. Po późniejszej weryfikacji stratygrafii w profilach otworów wiertniczych znajdujących się w Centralnej Bazie Danych Geologicznych (NAG PIG-PIB), przeprowadzonej przez Z. Modlińskiego i B. Szymańskiego w 2008 r., zmianie uległy głębokości niektórych granic stratygraficznych. Należy jednak zaznaczyć, że granice jednostek chronostratygraficznych w profilu, w tym zmienione w wyniku wspomnianej weryfikacji z 2008 r., są przybliżone, ponieważ zostały przyjęte na podstawie kryteriów innych niż biostratygraficzne, w większości przypadków w odcinkach nierdzeniowanych.

Tomczyk (1977) w dokumentacji wynikowej przedstawił wydzielenia litostratygraficzne (tzw. „warstwy”) wraz z ich chronostratygraficzną interpretacją jako „piętra”. Jednostki te mają nieformalny charakter, poza tym są słabo czytelne na profilach geofizyki wiertniczej. Istnieje konieczność wykorzystania nowych wyników badań w celu ustalenia formalnej litostratygrafii syluru na obszarze Podlasia i Lubelszczyzny. Jest to bardzo trudne z powodu niewielkiego zróżnicowania utworów syluru na wykresach geofizyki otworowej. W ostatnim czasie przedstawiono propozycję nowego podziału litostratygraficznego syluru obszaru podlaskiego i lubelskiego w formie opracowania archiwalnego (Podhalańska i in., 2011), obecnie przygotowywanego do druku. W profilu Terebin IG 5 dokonano próby podziału litostratygraficznego syluru zgodnie z wydzieleniami przedstawionymi w cytowanym opracowaniu.

Wydzielenie i rozdzielenie większości formalnych jednostek chronostratygraficznych w randze pięter w profilu Terebin IG 5 jest przybliżone ze względu na niewielki stopień rdzeniowania otworu i niewystarczającą dokumentację paleontologiczną.

Utwory syluru w otworze wiertniczym Terebin IG 5 występują na głęb. 2463,0–2964,5 m (według rdzenia głęb. spągu 2964,7 m), osiągając miąższość 501,5 m. Są one wykształcone w przeważającej części jako silikoklastyki o drobnej frakcji uziarnienia: głównie mułowce, iłowce pyłaste i iłowce, w niektórych interwałach wapniste z wkładkami i soczewkami wapieni.

Stopień rdzeniowania utworów syluru był niewielki. Pod utworami syluru występują utwory ordowiku (piętro kat); w stropie sylur kontaktuje z formacją sycyńską dewonu (Miłaczewski, ten tom). Na podstawie korelacji biostratygraficznej z innymi profilami otworów wiertniczych, np. Chełm IG 1, a także profilami z doliny Dniestru, zmie-

niono, w porównaniu z danymi z dokumentacji wynikowej otworu, położenie granicy syluru i dewonu (Miłaczewski, ten tom).

Udokumentowano osady wenloku, ludlowu i przydolu. Najniższy sylur, landower, podobnie jak w innych profilach z tego obszaru, nie jest tu prawdopodobnie reprezentowany. Utwory wenloku kontaktują bezpośrednio z utworami ordowiku górnego. Upad warstw w całym profilu syluru wynosi 0°.

Wenlok

Utwory wenloku występują na głęb. 2890,0–2964,5 m, a ich miąższość wynosi 74,5 m. W pierwotnej dokumentacji wynikowej otworu górna granica wenloku, stanowiącego wydzielane przez Tomczyka „warstwy pasłęckie górne”, była wyznaczona na głęb. 2929,0 m (Tomczyk, 1977). Po weryfikacji stratygrafii profili wiertniczych dokonanej w 2008 r. przez Z. Modlińskiego i B. Szymańskiego granicę tę przyjęto na głęb. 2890,0 m. Należy podkreślić, że ta granica, podobnie jak i inne granice chronostratygraficzne w profilu wyznaczone w odcinkach nierdzeniowanych, jest przybliżona.

Wenlok jest wykształcony jako szare, laminowane i łupkowate iłowce i iłowce pyłaste, miejscami wapniste, formacji z Pelplina (Podhalańska i in., 2011). Dominującą grupą skamieniałości w nielicznych odcinkach rdzeniowanych są graptolity, oznaczone przez Tomczyka (1977). Skład taksonomiczny zespołu graptolitów cytowany przez Tomczyka wskazuje, że w profilu są reprezentowane oba piętra wenloku: sheinwood i homer. Najstarsze graptolity oznaczone w dolnej części marszu z głęb. 2958,6–2964,7 m (6,1 m rdzenia) wskazują na poziomy *Cyrtograptus purchisoni*, a nieco wyżej – *Monograptus riccartonensis* i *M. antennularius* sheinwoodu. W rdzeniu z głęb. 2930–2938,0 m Tomczyk podaje obecność graptolitów, m.in. *Testograptus testis* (Barrand) i *Monograptus flemingi* (Salter), wskazujących na obecność piętra homer.

Ludlow

W dokumentacji wynikowej otworu granica wenloku i ludlowu została wyznaczona na głęb. 2929,0 m, w obrębie przewierconego bezrdzeniowo fragmentu profilu (Tomczyk, 1977). Zgodnie ze wspomnianą wyżej weryfikacją stratygraficzną z 2008 r. granicę tę ustalono wyżej, na głęb. 2890 m, także w odcinku nierdzeniowanym. Jest to więc także granica przybliżona i w znacznym stopniu umowna. Górna granica ludlowu, także przybliżona, jest wyznaczona na głęb. 2648,0 m. Miąższość utworów ludlowu wynosi

więc w przybliżeniu 281 m. Ludlow był bardzo słabo rdzeniowany; uzyskano tylko 30 m rdzenia.

Ludlow, w nielicznych odcinkach rdzeniowanych, jest wykształcony jako mułowce i iłowce szare i ciemnoszare, często laminowane, miejscami z soczewkami i konkrecjami wapieni. W interwale głęb. 2648,0–2890,0 m (wg pomiarów geofizycznych) wydzielono formację z Pelplina, formację z Kociewia, ogniwo Redy oraz formację z Pucka (fig. 3). Są to jednostki formalne dla obszaru obniżenia bałtyckiego (Modliński i in., 2006), których odpowiedniki stwierdzono także na obszarze Lubelszczyzny (Podhalańska i in., 2011). W utworach tych występują graptolity; inna makrofauna pojawia się sporadycznie.

W dokumentacji wynikowej otworu Tomczyk (1977) wydzielił w obrębie profilu ludlowu dolnego na głęb. 2851–2889,0 m „górne warstwy mielnickie”, a na głęb. 2889–2929,0 m – „dolne warstwy mielnickie”. Wydzielone „warstwy” trudno jednak odróżnić od utworów leżących wyżej i niżej. Po weryfikacji stratygraficznej w 2008 r. interwał 2890,0–2929,0 m został włączony do wenloku, a granica wenlok/ ludlow przesunięta na głęb. 2890,0 m.

Utwory ludlowu górnego („warstwy siedleckie górne, środkowe i dolne”) Tomczyk (1977) wyznaczył na głęb. 2648,0–2851,0 m.

Przyjmując jako podstawę cytowany w archiwalnej dokumentacji wynikowej otworu skład taksonomiczny zespo-

łów graptolitów w odcinkach rdzeniowanych, można udokumentować obecność ludfordu (gatunki *Saetograptus leintwardinensis* (Hopkinson), *Bohemograptus bohemicus* (Barande), *Formosograptus formosus* Bouček). Nie udokumentowano niższego piętra ludlowu – gorstu, które może być reprezentowane w nierdzeniowanych odcinkach profilu.

Przydol

Przydol reprezentują utwory z głęb. 2463,0–2648,0 m, a ich miąższość wynosi 185 m. Na podstawie korelacji biostratygraficznych Miłaczewski (ten tom) przyjmuje, że „w profilu otworu Terebin IG 5 granica systemu sylurskiego i systemu dewońskiego przebiega na głęb. 2463,0 m. W przypadku profilu tego otworu granica ta jest tożsama ze spągiem litostratygraficznej formacji sycyńskiej”. Według Tomczyka (1977) górna granica tzw. piętra „podlasie” i zarazem granica sylur/ dewon przebiegałaby na głęb. 2373,0 m.

Przydol w odcinkach rdzeniowanych jest wykształcony jako iłowce ciemnoszare i szare, słabowapniste formacji z Pucka, z ubogą fauną łodzików *Orthoceras*, drobnych małżów, fragmentami graptolitów z rodzajów *Linograptus* i *Pristiograptus* oraz członami liliowców. Upad warstw wynosi 0°.

DEWON

Lech MIŁACZEWSKI

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Uwagi metodyczne i historia badań utworów dewonu w segmencie komarowskim basenu dewońskiego

Historia badań dewonu w segmencie komarowskim rozpoczęła się w grudniu 1960 r. od nawiercenia w otworze Tyszwce IG 1 wapieni famenu. Otwór ten wykonano w ramach I Etapu Badań Niżu Polskiego, który zakończono w 1962 r. obszernym sprawozdaniem. Otwory Komarów IG 1 i Terebin IG 5 były wiercone w następnych latach w ramach oddzielnych programów i projektów.

Opis rdzenia był konsultowany z K. Radliczem, który prowadził badania petrograficzne utworów dewonu. Wszystkie próbki z rdzeni z odcinka dewońskiego profilu były opisywane w ten sposób, że podstawową głębokością była głębokość stropu marszu rdzeniowego plus głębokość od początku marszu, np. 1810,25 +3,1 m oznacza, że próbka pochodzi z głęb. 1813,35 m i wtórnik tej próbki znajduje się w marszu rozpoczętym od głęb. 1810,25 m, w III skrzynce, 10 cm od jej początku (skrzynki wewnątrz są zawsze 1-metrowe).

Dawne wykresy geofizyki otworowej znajdujące się w Narodowym Archiwum Geologicznym w Państwowym Instytucie Geologicznym zostały zdigitalizowane i opraco-

wane w ramach systemu GEOFLOG. Są one archiwizowane cyfrowo. Do niniejszego opracowania autor użył wykresów wygenerowanych komputerowo. Ponadto do analizy profilów używał wykresów pochodzących z digitalizacji pomiarów wykonanej w USA przez firmę EOG. Używane wykresy umożliwiły unaczęśnienie i korektę profilów zapisanych w dokumentacji wynikowej, jednak w dalszym ciągu pozostały wykresami niestandardizowanymi.

Stratygrafia utworów dewońskich

Wstęp

W otworze Terebin IG 5 przewiercono utwory dewonu od franu po lochków, aż do dolnej granicy systemu dewońskiego. Znaczna część profilu dewonu górnego została zerodowana w czasie pofameńsko-przedpóźnowizeńskiej przerwy sedimentacyjnej. Erozji uległy wszystkie utwory famenu oraz górna część utworów franu. W rezultacie na jasnych wapieniach franu, pociętych szczelinami krasu kopalnego, leżą bezpośrednio utwory wizenu. Podobny profil w górnej części mają również pobliskie, położone na

zachód, otwory wiertnicze Hrubieszów IG 1 i IG 2 oraz nieco odleglejsze otwory Strzelce IG 1 i IG 2 (położone na północny wschód), a także usytuowane na południowym zachodzie grupy otworów wiertniczych Komarów i Zubowice, przede wszystkim z otworem Komarów IG 1. Na północ od otworu Terebin IG 5 utwory dewonu ulegają szybkiemu wyklinowaniu i w profilu otworu Białopole IG 1 (Miłaczewski, 2012) pod utworami wizenu odsłaniają się oldredowe utwory dolnodewońskie, natomiast w nieodległym, położonym dalej na północ otworze Chełm IG 1 przewiercono pod kompleksem wizenu niewielki fragment profilu najniższego dewonu (lochkowu), leżący zgodnie na kompleksie syluru. Odcinek należący do najniższego dewonu dolnego w tym otworze został pierwotnie, zgodnie

z ówczesnymi standardami granicy sylur/dewon, zaliczony do syluru (Teller, 1960), co później zostało poddane rewizji (Teller, 1997). Na wschód od otworu Terebin IG 5 utwory dewonu górnego i środkowego dochodzą do uskoku biegnącego wzdłuż Bugu. Utwory dewonu dolnego przekraczają tę linię, ale szybko ulegają wyklinowaniu na zboczach elewacji Owadna na Wołyniu. Po drugiej stronie elewacji utwory dewonu pojawiają się znowu, lecz mają małe miąższości, spowodowane niewielką subsydencją podłoża i erozją epigenetyczną. Zasięg utworów dewonu przedłuża się ponad 100 km na wschód, za Kowel i Łuck na terytorium Ukrainy. Utwory podobne do utworów formacji czarnońskiej, należące do grupy Ikwy (por. fig. 16), stwierdzono w profilu otworu nr 5446 Radoszyn, położonym na

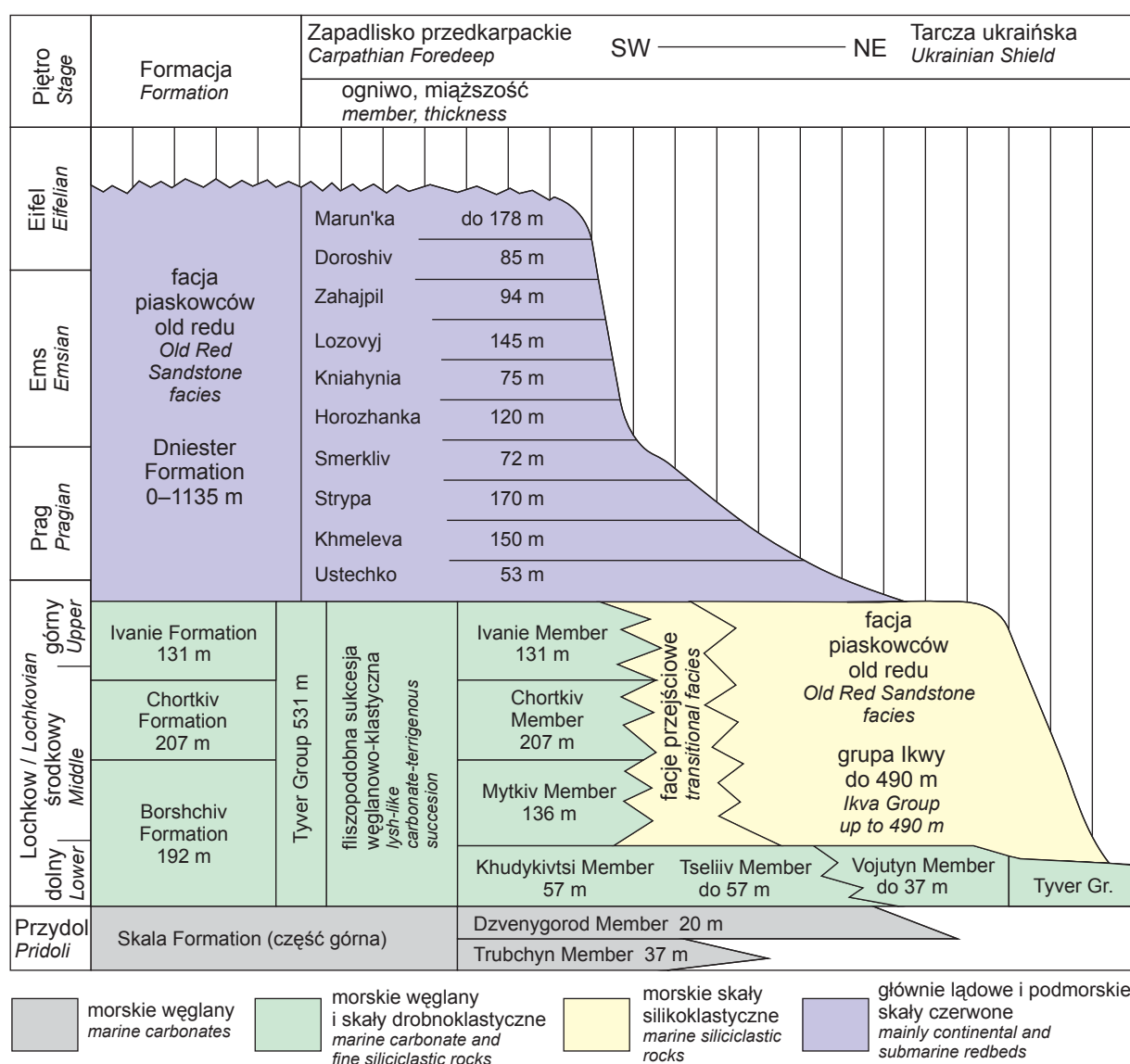


Fig. 16. Schemat podziału litostratygraficznego dewonu dolnego na zachodniej Ukrainie (profile otworów wiertniczych i odsłonięcia na Podolu) (wg Drygant, 2010 w: Voichyshyn, 2011)

Scheme of lithostratigraphical division of the Lower Devonian from western Ukraine (Podolia) (boreholes sections and outcrops from Podolia) (after Drygant, 2010 in: Voichyshyn, 2011)

Wołyniu, w rejonie na południe od Kowla. W otworze tym, pod utworami kredy, na głęb. 97,6–136,0 m, występują utwory żywetu (odpowiedniki ogniwi: pelczańskiego, żniatyńskiego i machnowskiego). Ogniwa przewodowskiego tam nie stwierdzono, podobnie jak czerwonych utworów oldredu. Pod utworami żywetu, do głęb. 249,8 m, leżą szare silikoklastyki z brekcją kostną w spągu, podścielone dolomitami i iłowcami z koralowcami dolnego lochkowu. W 53-metrowym profilu mieszczą się odpowiedniki 297 m formacji sycyńskiej i 177 m formacji czarnoleskiej. Na dystansie ok. 100 km, dzielącym otwory wiertnicze Radoszyn i Terebin IG 5, nastąpiło ok. 20-krotne skrócenie profilu utworów dewonu dolnego, wywołane małą subsydencją i późniejszą erozją epigenetyczną.

Utwory dewonu środkowego pod utworami karbonu nawiercono w otworze Ruskie Piaski IG 2, położonym na południe od Zamościa.

Utwory famenu pod karbońskimi napotkano w otworach Terebin IG 1–IG 4 oraz w wielu innych otworach wiertniczych usytuowanych na południe od Hrubieszowa.

Litostratygrafia

W profilu utworów dolnodewońskich w otworze Terebin IG 5 wyróżniają się 3 kompleksy litologiczne, stanowiące podstawowe jednostki podziału litostratygraficznego dewonu dolnego na obszarze radomsko-lubelskim – wydzielone na całym tym obszarze i skorelowane ze sobą za pomocą metod geofizyki otworowej. Są to jednostki formalne (Miłaczewski, 1981). Od dołu ku górze profilu występują:

- formacja sycyńska – poprzednia nazwa nieformalna: seria ilasta najniższa;
- formacja czarnoleska – poprzednia nazwa nieformalna: seria mułowcowo-piaszczysta szara;
- formacja zwoleńska – poprzednia nazwa nieformalna: seria old-redu.

Formacja sycyńska. Według pomiarów geofizycznych formacja sycyńska występuje na głęb. 2166,0–2463,0 m i osiąga miąższość 297,0 m. Formację stanowią głównie ciemnoszare iłowce, niekiedy margliste lub dolomitowe, zawierające cienkie (od 1 cm do 0,5 m), soczewkowate przewarstwienia wapieni organodetrytycznych (biorudytów i bioarenitów) i wapieni ilastych (mikrytów). W otworze Terebin IG 5 formacja była rdzeniowana w niewielkim zakresie, ale na wykresach profilowań geofizycznych, zwłaszcza profilowania średnicy (PŚr – Caliper Log), jest widoczne zróżnicowanie profilu na warstwy mniej i bardziej zwarte. W formacji występuje na ogół obfita fauna, zarówno bentoniczna, jak i planktoniczna oraz nektoniczna. Formacja swoim spektrum litologicznym i paleontologicznym przypomina utwory poziomów borszczowskiego, czortkowskiego i iwaniewskiego z Podola (fig. 16), jednak udział iłowców jest w niej większy. Zawartość iłowców zwiększa się z NE ku SE. Dolna granica formacji przebiega w stropie warstwy wapienia ilastego, marglu lub iłowca wapnistego, stanowiącego geofizyczny poziom korelacyjny „w2a”. Warstwa ta na ogół zaznacza się na wykresach son-

dowania oporności (SO), profilowania natężenia promieniowania gamma wzbudzonego neutronami (PNG) i profilowania naturalnego promieniowania gamma (PG). W pobliżu tej warstwy przebiega biostratygraficzna granica między utworami syluru (oddział przydolski) i dewonu (piętro lochkow). Spąg formacji sycyńskiej nie jest tożsamy ze spągiem utworów dewonu w sensie chronostratygraficznym. Biostratygraficzna granica sylur/ dewon przebiega między poziomami graptolitowymi *transgrediens* i *uniformis* i została zdefiniowana na podstawach paleontologicznych (Pajchłowa, Miłaczewski, 2003). W przypadku niepełnego rdzeniowania i braku stratygraficznie znaczących skamieniałości, jak w profilu otworu Terebin IG 5, granicę sylur/ dewon wyznaczono arbitralnie. Szerzej temat tej granicy, jak również litologii formacji omówiono przy opisie otworu wiertniczego Busówno IG 1 (Miłaczewski, 2007).

Górną granicę formacji sycyńskiej poprowadzono w miejscu pojawienia się pierwszych grubszych przewarstwień piaszczystych wśród iłowców i jest jednocześnie dolną granicą formacji czarnoleskiej. Granica ta jest dość wyraźna na wykresach geofizyki otworowej i zaznacza się wzrostem ku górze pozornych oporów właściwych, spadkiem natężenia naturalnego promieniowania gamma i wzrostem natężenia promieniowania gamma wzbudzonego neutronami (PNG). Mniej więcej w połowie profilu formacji sycyńskiej przebiega geofizyczny poziom korelacyjny „w1”, odpowiadający warstwie wapienia lub marglu wśród iłowców. Poziom ten w poszczególnych profilach przebiega na następujących głębokościach: Terebin IG 5 – 2300,0–2303,5 m; Białopole IG 1 – 1422,5–1426,5 m, Łopiennik IG 1 – 2775,0–2799,0 m; Busówno IG 1 – 1855,0 m; Małochwiej 1 – 2924,0 m; Strzelce IG 2 1566,0–1668,0 m (por. diagram korelacyjny – fig. 17).

Miąższość formacji sycyńskiej w profilu otworu Terebin IG 5 wynosi 297,0 m, a w profilu otworu Białopole IG 1 – 289,0 m. Miąższość formacji maleje ku NE i E i w profilu otworu Strzelce IG 2 wynosi tylko 159 m. W stronę osi rowu mazowiecko-lubelskiego, ku NW, miąższość formacji rośnie i w profilu otworu Trawniki 1 niepełna (z powodu nieosiągnięcia spągu profilu) miąższość formacji osiąga 452 m. W profilu pionowym formacji można zaobserwować stopniowe spływanie się morskiego zbiornika sedimentacyjnego, zaznaczające się w charakterze osadów i zespołu fauny: iłowce z fauną, głównie planktoniczną i nektoniczną, zostają ku górze zastąpione przez iłowce z obfitym bentosem i przewarstwieniami wapieni organodetrytycznych, a te – przez iłowce pylaste z przewarstwieniami piaszczystymi i fauną brakiczną. Odpowiadający temu zjawisku zapisany na krzywych geofizycznych trend typu *coarsening upward* jest w profilu Terebin IG 5 dość wyraźny. W profilu formacji z otworu Pionki 4 Turnau (2011) znalazła nieliczne miospory, które okazały się bardzo pomocne do określenia wieku formacji.

Formacja czarnoleska. Według rdzeni i próbek okrucowych formacja czarnoleska, o miąższości 177,0 m, występuje na głęb. 1989,0–2166,0 m. Według pomiarów geofizycznych jest to głęb. 1993,0–2166,0 m i miąższość 173,0 m.

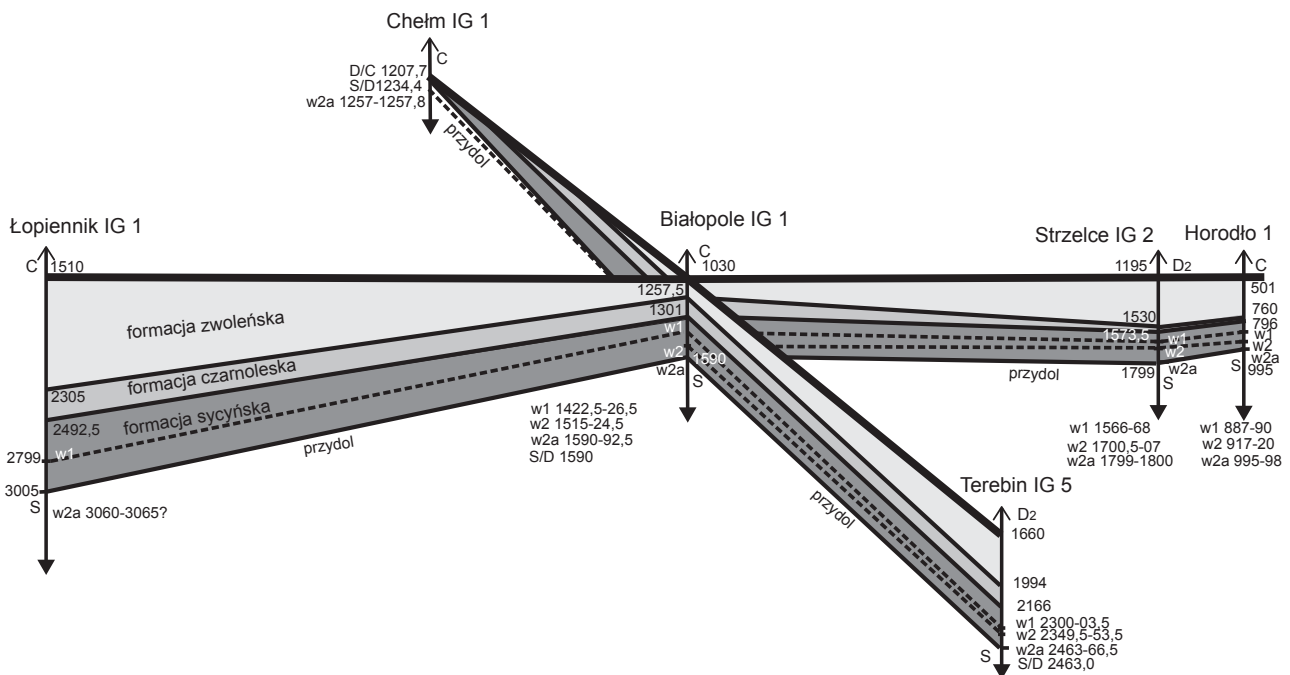


Fig. 17. Diagram korelacyjny wydzieleni litostratigraficznych

Correlation diagram of the lithostratigraphic units

Formacja ta jest reprezentowana przez ciemnoszare iłowce pylaste i mułowce, przewarstwione rytmicznie szarymi piaskowcami kwarcowymi. Warstwy osiągają miąższość do 1 m, jednak na wykresach profilowania geofizycznego zapisują się jako kilku-kilkunastometrowe pakiety, co jest wynikiem uśredniającego pomiaru.

Cechą charakterystyczną tej formacji jest duża ilość zaburzeń sedimentacyjnych typu pograżów piaszczystych i konwolucji lamin, rozmyć synsedimentacyjnych, spływów i zsuwów kohezyjnych oraz różnego rodzaju bioturbacji – śladów bytowania bentosu. Iłowce są często niewyraźnie równolegle laminowane. Charakterystyka mikrofacjalna utworów formacji została przedstawiona przez Radlicza (ten tom).

Dolna granica formacji jest jednocześnie górną granicą formacji sycyńskiej. W przypadku profilu Terebin IG 5 spągową część formacji stanowi około 10-metrowy pakiet piaszczysty, sugerujący gwałtowną zmianę warunków sedimentacji. Dolna część formacji, do ok. 2055,0 m, składa się ze skał mechanicznie zróżnicowanych – piaskowce utrzymują normalną średnicę otworu; mułowce w procesie wiercenia uległy skawernowaniu. Górna część formacji, od głęb. 2055,0 m do stropu utrzymuje średnicę nominalną otworu, mimo obecności w profilu zarówno piaskowców, jak i mułowców. Górna granica formacji czarnoleskiej jest prowadzona w miejscu pojawienia się pierwszych grubszych przewarstwień wiśniowych iłowców pylastych lub mułowców i w pełnych profilach jest jednocześnie dolną granicą formacji zwoleńskiej (Miłaczewski, 1981). Miąższość formacji rośnie z NE ku SW zgodnie z kierunkiem

upadu regionalnego. W profilu otworu Łopiennik IG 1 wynosi ona 187,5 m, lecz jest prawdopodobnie zmniejszona przez uskoki, ponieważ w pobliskim otworze Małochwiej 1 wynosi aż 320,0 m. Prawdopodobnie w tym ostatnim otworze jest ona z kolei zwiększona przez uskok odwrócony. W profilu otworu Białopole IG 1 miąższość formacji wynosi 143,5 m; w opisywanym profilu otworu Terebin IG 5 – 173,0 m; w profilu otworu Strzelce IG 2 – 43,5 m, a w profilu otworu Trawniki 1 – ok. 150 m.

Najprawdopodobniej obie granice formacji są heterochroniczne, uwarunkowane niejednoczesną w różnych miejscach basenu zmianą warunków sedimentacji.

Formacja zwoleńska. Według rdzeni i próbek okrucowych formacja zwoleńska występuje w interwale głęb. 1658,1–1989,0 m i osiąga miąższość 330,9 m, według pomiarów geofizycznych jest to głęb. 1658,1–1993,0 m i miąższość 334,9 m. Według M. Narkiewicza (2011) strop formacji znajduje się na głęb. 1655,0 m.

Utwory tej formacji są szeroko rozprzestrzenione na całym obszarze radomsko-lubelskim, jak również na Wołyniu i Podolu na Ukrainie, gdzie noszą nazwę formacji dnistrzańskiej (por. fig. 16). Są to pstre, wiśniowe, brunatne, zielonkawe, rzadziej szare, plamiste iłowce pylaste (makroskopowo trudne do odróżnienia od mułowców), rzadziej mułowce i mułowce piaszczyste, zawierające charakterystyczne, różnokształtne konkrecje węglanowe, często dolo-mitowe typu *caliche*, utożsamiane z poziomami gleb kopalnych. Iłowce są przewarstwione jasnoszarymi piaskowcami kwarcowymi, niekiedy wakami kwarcowymi i kwarcowo-

-łyszczkowymi. Utwory formacji zwoleńskiej nie zawierają przewodnich skamieniałości oprócz stosunkowo nie-licznych miospor, które jednak okazały się bardzo ważne przy określaniu stratygrafii profilu dewonu w otworze Terebin IG 5 (Turnau, 2011).

Makroskamieniałości są ograniczone do fragmentów ryb, wielkoraków, lingul i flory psylofitowej. Skład litologiczny formacji (z uwagi na jej kontynentalny charakter) jest bardzo zmienny w pionie i poziomie, stąd bardziej szczegółowa korelacja tej formacji nawet blisko położonych profili napotyka na trudności. Cechą charakterystyczną formacji jest rytmiczne ułożenie litotypów, budujących cykle różnej rangi z charakterystyczną dla osadów rzek meandrujących litologią i następstwem typu *fining upward*.

Dolna granica formacji zwoleńskiej jest jednocześnie górną granicą formacji czarnolesskiej. Górna granica formacji w profilach otworów Białopole IG 1, Łopiennik IG 1, Izbica IG 1, Trawniki 1, Małochwiej 1 i 2 jest granicą erozyjną, spowodowaną podewońską erozją epigenetyczną. Dopiero w rejonie otworów Ruskie Piaski IG 1 i Komarów IG 1 można obserwować penakordantne zaleganie utworów terygeniczo-węglanowych dewonu środkowego (lub emsu górnego) na utworach formacji zwoleńskiej. W pobliżu Hrubieszowa (otwory Strzelce IG 1 i Terebin IG 5) prawdopodobnie między formacją zwoleńską a leżącymi wyżej utworami emsu i/lub eiflu istnieje luka stratygraficzna, obejmująca środkową część emsu, co wykazały badania Turnau (2011). W profilu otworu Terebin IG 5 miąższość formacji zwoleńskiej wynosi 330,9 m (334,9 m według pomiarów geofizycznych), podczas gdy w profilu otworu Białopole IG 1 – 127,5 m; Łopiennik IG 1 – 795 m; w profilu bardzo blisko położonego otworu Małochwiej 1 – 860 m; w profilu otworu Trawniki 1 – ok. 940 m. Miąższość formacji w profilu otworu Strzelce IG 2 wynosi 335 m. Z NE ku SW rośnie miąższość formacji i w profilu otworu Ciepeliów IG 1 koło Radomia niepełna jej miąższość (spowodowana erozją epigenetyczną) wynosi 851 m, a w Zakrzew IG 3 – aż 1200 m.

Formacja telatyńska. Według rdzenia i próbek okru-chowych formacja telatyńska występuje na głęb. 1658,1–1506,0 m, osiągając miąższość 152,1 m według pomiarów geofizycznych jest to odcinek 1658,1–1506,0 m i miąższość 152,1 m. Formacja telatyńska została wyróżniona przez Miłaczewskiego (1981) jako formalna jednostka podziału litostratygraficznego dewonu na obszarze południowo-wschodniej Lubelszczyzny. Na tym obszarze zalega ona bez widocznej niezgodności kątowej na formacji zwoleńskiej, zaś przykryta jest, również zgodnie, przez formację modryńską, lub w niektórych miejscach (np. profil otworu Ruskie Piaski IG 2 koło Zamościa), niezgodnie i z luką przez utwory karbonu. Według Miłaczewskiego (1981) formacja należy do środkowego dewonu (eifel i żywet).

Formacja została zrewidowana i powtórnie zredefiniowana przez Narkiewicza (2011). Jej zasięg został rozszerzony na cały obszar radomsko-lubelski. Wyróżniono nowe ogniwa litostratygraficzne; dokonano rewizji i uściślenia wieku formacji i jej ogniów (M. Narkiewicz, 2011; K. Nar-

kiewicz, 2011; Turnau, 2011). Na obszarze południowo-wschodniej Lubelszczyzny, nazywanej przez Narkiewicza (2011) segmentem komarowskim dewońskiego basenu lubelskiego, oryginalny podział Miłaczewskiego (1981) na ogniwa został zachowany, aczkolwiek niektóre z nich uległy redefinicji. Charakterystyka litologiczna formacji w profilu Terebin IG 5 jest sumą charakterystyk jej ogniów składowych (por. niżej).

Ogniwo przewodowskie występuje według rdzenia na głęb. 1634,0–1658,1 m i osiąga miąższość 24,1 m, według pomiarów geofizycznych jest to głęb. 1634,0–1658,1 m i ma miąższość 24,1 m (Miłaczewski, 1981). Według M. Narkiewicza (2011) ogniwo zawiera się w granicach 1633,5–1655,0 m i ma miąższość 21,5 m.

Odcinek profilu odpowiadający ogniwu przewodowskiemu był dobrze rdzeniowany, zazwyczaj z pełnym uzyskiem rdzenia. Pierwsza warstwa ogniwa to iłowiec kruchy, zielonkawy z konkrecjami piryty (o średnicy do 1 cm) o miąższości 20 cm. ıłowiec taki powtarza się wyżej w profilu ogniwa. Zalega on, bez wyraźnej luki czy niezgodności erozyjnej lub kątowej, na 3-metrowej warstwie szarozielonego ıłowca, zawierającego liczne, nieregularne konkrecje dolomitowe, o których wspominało wyżej. ıłowiec ten należy już do formacji zwoleńskiej. Pierwsza warstwa ogniwa wyznacza dolną granicę cyklu transgresywno-regresywnego (T-R) wyróżnionego przez M. Narkiewicza (2011) jako cykl T-2 (sekwencja depozycyjna III rzędu). Warstwa ta może leżeć na powierzchni maksymalnego zalewu *sensu* Embry (2009), związanej również z subaeralną powierzchnią erozyjną i niezgodnością strukturalną oraz luką stratygraficzną. Osadów odpowiadających cyklowi T-1 w profilu Terebin IG 5, według wspomnianego wyżej autora, nie ma. Cykle te stanowią etapy cyklu T-R wyższego rzędu (sekwencja depozycyjna II rzędu), rozpoczętego w późnym emsie, a zakończonego w famenie lub, być może, we wcześniejszym turneju.

Nad ıłowcami z pirytem leżą piaskowce kwarcowe, drobnoziarniste, szarozielone, zawierające smużyście ułożone drobne konkrecje pirytowe. Granica z ıłowcami może być alternatywną granicą między formacją zwoleńską a ogni-wem przewodowskim. Granica piaskowiec/ ıłowiec jest bardzo dobrze widoczna na wykresach geofizycznych PG i PŚr. Z ıłowcem jest związana kawerna w ścianach otworu. Część ıłowca mogła ulec zniszczeniu w czasie wiercenia, bowiem z marszu rdzeniowego 1657,1–1672,0 m nie wydobyto 1,9 m rdzenia. Z tego względu oryginalny charakter granicy między formacjami zwoleńską a telatyńską w profilu otworu Terebin IG 5 pozostaje nie do końca rozpoznany. Granica z formacją zwoleńską jest najprawdopodobniej granicą nieciągłości sedimentacyjnej, powiązanej z luką stratygraficzną o zasięgu środkowy ems–eifel.

Ogniwo przewodowskie w profilu otworu Terebin IG 5 to dwa miąższe pakiety piaskowców przewarstwione mułowcami. Piaskowce są szare, drobnoziarniste, zawierają skośne smugi i laminy ılasto-łyszczkowe, ujawniają drob-noskalową laminację skośną, która miejscami jest zaburzona przez bioturbacje. Częste są drobne konkrecje pirytowe

ułożone w postaci skośnych smug, zgodnych z laminacją oraz konkrecje w postaci rozproszonych nieregularnie cętek. Mułowce są szarozielonkawe, zwarte, niekiedy piaszczyste. Ognio, jako całość, stanowi bazalny pakiet osadów okrucowych, rozpoczynający nowy cykl sedymentacyjny, złożony przy brzegu morskim. Należy ono do systemu depozycyjnego klastyków przybrzeżnych.

Ognio machnowskie występuje według rdzenia na głęb. 1605,8–1634,0 m i ma miąższość 28,2 m, a według pomiarów geofizycznych na głęb. 1605,0–1634,0 m, miąższość 29,0 m (Miłaczewski, 1981). Według M. Narkiewicza (2011) jest to głęb. 1604,9–1633,5 m i miąższość 28,6 m.

We wcześniejszych opracowaniach ognio machnowskie było określane jako seria dolomitowo-anhydrytowa. Ognio machnowskie leży na ogniu przewodowskim. W spągu ognia przebiega dolna granica cyklu T-3 (M. Narkiewicz, 2011). Pierwszą warstwą ognia, leżącą nad zbiorturbowanym, szarobrunatnym piaskowcem mułowcowym ognia przewodowskiego jest dolomit mułowcowo-piaszczysty, twardy, szarobezowy z rozproszonymi, obtoczonymi ziarnami kwarcu o średnicy do 2–3 mm, występujący w interwale głębokości wiertniczych 1633,75–1634,00 m. Według opinii Radlicza (ten tom) osady reprezentują typ inwersji strukturalnej TI według Folka (1968) i powstały w wyniku wymieszania materiału z różnych środowisk. Osad odznacza się złym wysortowaniem. Wyżej leżą różnego rodzaju dolomity z grupy dolomikrytów, szare i szarobezowe, mułowcowe i ilaste, pocięte powierzchniami rozmyć śródwarstwowych. Liczne i różnorodne powierzchnie nieciągłości sedymentacyjnych świadczą o dynamicznie zmiennym środowisku, zmiennych postępach transgresji, nakładaniu się na siebie czynników eustatycznych i sezonowo-klimatycznych. Dolomity są przykryte przez dol-anhydryty. Granica między tymi skałami na wykresach PG jest bardzo ostra i wyraźna, objawiająca się jedną z największych anomalii ujemnych naturalnego promieniowania gamma w całym profilu dewonu otworu Terebin IG 5. Przebiega ona na głębokości geofizycznej 1631,0 m. Odpowiada to prawdopodobnie granicy nieciągłości sedymentacyjnej (por. profil otworu na głęb. 1631,0–1635,5 m). Świadczy to też o tym, że w czasie sedymentacji tych osadów ustał, chociaż nie wiadomo na jak długo, dopływ zawiesiny ilastej do zbiornika. Zapewne występuje tu powierzchnia maksymalnej regresji *sensu* Embry (2009). Od tego momentu zaznacza się etap konsekwentnego wzrostu natężenia promieniowania gamma, wywołanego powtórnie wzrastającą ku górze profilu zawartością materiału ilastego w powstających w lagunie siarczanowej dolomitach i anhydrytach. Widoczny jest wyraźny trend typu *fining upward* na krzywych PG. Trend ten ma związek z postępującą transgresją morską, zwieńczoną akumulacją dolomikrytów i wapieni z fauną konodontów, ramienionogów zawiasowych i tentakuloidów – fauną morza o normalnym zasoleniu. Akumulacja osadów wapiennych stanowi odbicie jakiegoś wydarzenia geologicznego, pierwotnie sytuowanego w eiflu (Miłaczewski, 1981), obecnie (na podstawie kono-

dontów) umiejscawianego w środkowym żywiecie (K. Narkiewicz, 2011).

Ostatnią warstwą ognia machnowskiego jest iłowiec pelitowy, szarobrunatny z fragmentami wielkoraków i ramienionogów z rodzaju *Lingula*. Upad niewyraźnych lamin wynosi 0–5°, obie granice 10-centymetrowej warstwy są ostre, zwłaszcza górna. Warstwa ta leży w interwale głębokości wiertniczych 1605,79–1605,89 m. Miąższość ognia jest ok. 2 razy mniejsza niż ognia machnowskiego w profilu otworu Komarów IG 1.

Ognio żniatyńskie według rdzenia znajduje się na głęb. 1576,9–1605,8 m i ma miąższość 28,9 m, według pomiarów geofizycznych jest to odcinek z głęb. 1579,0–1605,0 m o miąższości 26,0 m (Miłaczewski, ten tom). Według M. Narkiewicza (2011: fig. 4, 7) górna granica ognia znajduje się na głęb. 1578,3 m i została skorygowana przez Miłaczewskiego (ten tom) na głęb. 1578,15 m.

Pierwszą warstwą ognia żniatyńskiego, leżącego na ogniu machnowskim, jest piaskowiec drobnoziarnisty, szary z laminami ciemnoszarego iłowca. Lamin są lekko skośne, zaburzone konwolucjami i pograżami riplemarków. Przy spągu występują bardzo liczne fragmenty ryb oraz duże, kanciaste okruchy szarobrunatnego iłowca dolomitowego, pelitowego. Granica dolna jest ostra i bardzo nierówna. Upad wynosi ok. 5°. Warstwa ta wskazuje na zmianę warunków sedymentacji w zbiorniku – jej dolna granica sugeruje obecność przerwy sedymentacyjnej. Być może kanciaste okruchy wspomnianego wyżej iłowca dolomitowego nie są intraklastami, lecz ekstraklastami. Bardzo podobny charakter ma granica opisywanych ogniw również w profilu otworu Zubowice IG 5 (Miłaczewski, 1981; fig. 49) oraz Komarów IG 1, co sugeruje, że zjawiska rozmyć i przerw sedymentacyjnych miały szerszy zasięg regionalny.

Większą część profilu ognia nad spagowymi piaskowcami zajmują iłowce dolomitowe i dolomikryty ilaste, zaznaczające się na krzywych PG wyraźnymi anomalią dodatnimi. Zawierają one liczne skorupki ramienionogów bezzawiasowych *Lingula* sp. oraz przerosty, konkrecje i przewarstwienia anhydrytów. Są to osady odciętej laguny, na przemian ewaporacyjnej i brakicznej.

W górnej części profilu ognia powtórnie pojawiają się mułowce i piaskowce kwarcowe szare i zielonkawoszare o miąższości do 1 m; przekątnie smugowane. Granica z leżącymi niżej iłowcami jest na krzywych PG bardzo ostra i wyraźna, co sugeruje obecność powierzchni rozmycia i przerwy sedymentacyjnej. Profil ognia wieńczą zielonkawe iłowce dolomitowe lub dolomikryty ilaste, przykryte warstwą dolomitu kryptokrystalicznego (dolomikrytu), twardego, zwanego, ciemnoszarobrunatnego, miejscami płasko-równoległe smugowanego. W stropie tej warstwy M. Narkiewicz (2011: fig. 4, 7) postawił górną granicę ognia żniatyńskiego oraz granicę cyklów T-R T-3/4 na głęb. 1578,3 m (w tym tomie skorygowano ją na 1578,15 m).

Wyżej, na głęb. 1578,10–1578,15 m leży iłowiec dolomitowy, pelitowy, łupkowaty, kruchy, szarozielonkawy z licznymi rozproszonymi ooidami żelazistymi, z granicą

spagową ostrą, nierówną, sugerującą istnienie powierzchni nieciągłości sedimentacyjnej. Iłowiec ten może już należeć do ogniwa pelczańskiego *sensu* M. Narkiewicz (2011).

Według Miłaczewskiego (ten tom) ponad łożcem z ooidami leży jeszcze 1,2 m podobnych łożców bez ooidów. Jest to najwyższa warstwa ogniwa żniatyńskiego.

Ogniwo pelczańskie. Według Miłaczewskiego (ten tom) i częściowo M. Narkiewicza (2011) ogniwo pelczańskie znajduje się według rdzenia na głęb. 1559,7–1576,9 m i ma miąższość 17,2 m. Według pomiarów geofizycznych jest to głęb. 1562,0–1579,0 m i miąższość 17,0 m.

Profil ogniwa pelczańskiego rozpoczyna wapień drobnoziarnisty, twardy, szarobrunatny o strukturze zaburzonej przez organizmy bentoniczne, z fragmentami lub kompletnymi muszlami dużych ramienionogów z rodzaju *Atrypa*; w spagu stwierdzono 5-centymetrową warstewkę bardzo zwartego zlepu muszlowego i ostrą, nierówną granicę rozmicia. Warstwa ta znajduje się na głębokości wiertniczej 1576,4–1576,9 m. Warstwa ta stanowi zapis szybkiej i krótkotrwałej ingresji morskiej, która poprzez obszar lubelski dotarła na Wołyn (okolice Pelczy) i dalej w głąb platformy wschodnioeuropejskiej (Miłaczewski, 1981). Wyżej w profilu ogniwa występują skały ilaste typu łożców dolomitowym i dolomikrytów ilastych, miejscami przewarstwione wapieniami i dolomitami, zawierającymi relikty fauny szkieletowej: krynoidów, ramienionogów zawiasowych, małżów, trylobitów, koralowców i stromatoporoidów (organizmów zasiedlających dno morza o normalnym zasoleniu) oraz małżoraczków i ryb. W skałach znaleziono też konodonty, określające wiek utworów na żywet środkowy (K. Narkiewicz, 2011). Twardsze, bardziej węglanowe skały wyróżniają się wyraźnie na wykresach PG i PŚr wśród skał ilastych. W górnej części profilu ogniwa dominują skały ilaste. Zostały one włączone do ogniwa w wyniku redefinicji ogniwa dokonanej przez M. Narkiewicza (2011). Autor tego rozdziału zgadza się z tą redefinicją, natomiast dolną granicę ogniwa przyjmuje w innym miejscu, niż M. Narkiewicz (2011) (por. rozdz. „Szczegółowy profil litologiczno-stratygraficzny”).

Profil ogniwa wieńczy 1,6-metrowa warstwa dolomitu mułowcowego typu dolowakstonu szkieletowego, ciemnoszarego, miejscami z zielonkawymi smugami. Struktura jest zaburzona przez pełzające organizmy bentoniczne. Występują ślady przekrystalizowanej fauny (*Tabulata* blaszkowe i gałązkowe oraz fragmenty ramienionogów zawiasowych – czyli organizmów z morza o normalnym zasoleniu) oraz gniazda białego kalcytu.

Według opinii M. Narkiewicza (2011) silnie węglanowe odmiany ogniwa można zaliczyć do systemu depozycyjnego otwartego szelfu węglanowo-ilastego, natomiast odmiany ilaste reprezentują prawdopodobnie facje brakiczne, wysłodzone laguny i estuaria.

Ogniwo rachańskie według rdzenia i próbek okrucowych występuje na głęb. 1569,0–1528,0 m. Osiąga miąższość 41,0 m. Według pomiarów geofizycznych jest to głęb. 1569,0–1528,0 m i miąższość 41,0 m (Miłaczewski, 1981).

We wcześniejszych opracowaniach ogniwo rachańskie było nazywane serią dolomitowo-terygeniczną. Pierwszą warstwą ogniwa rachańskiego w profilu otworu Terebin IG 5 jest jednometrowa warstwa mułowca wapnistego, miejscami bardziej piaszczystego, ciemnoszarego, z rozproszonym muskowitem i zwęgloną sieczką roślinną. Pozioma i falista laminacja jest miejscami silnie zaburzona przez organizmy bentoniczne. Ogniwo rachańskie stopniowo przechodzi w utwory ogniwa pelczańskiego, leżącego poniżej. Kontakt z wyższymi warstwami ogniwa jest niejednoznaczny, ponieważ w profilu brakuje 3 m rdzenia, którego nie wydobyto z otworu. Mułowiec ten ma ciekawy zapis na krzywej PG – charakterystyczny dla łożca (duża anomalia dodatnia). Anomalia ta jest wywołana obecnością rozproszonej substancji węglistej oraz zawartością skaleni z promieniotwórczym potasem. Największa anomalia gamma występuje do głęb. 1560,0 m, po czym stopniowo się zmniejsza. Na głęb. 1557,0 m w ścianach otworu zaznacza się na wykresach PŚr głęboka i wąska kawerna. W tym miejscu mułowiec był szczególnie kruchy i spękany, przez co został wypłukany przez płuczkę wiertniczą. Nad warstwą mułowca, na głębokości geofizycznej ok. 1550,0 m występuje ok. jednometrowa warstwa anhydrytu, objawiająca się w postaci wyraźnej anomalii ujemnej na wykresie PG. Anhydryt ten nie zachował się w rdzeniu – zapewne został rozmyty, o czy może świadczyć kawerna w ścianach otworu na głębokości jego występowania.

Środkową i górną część profilu ogniwa stanowią różnego rodzaju łożce dolomitowe i dolomity ilaste (dolomikryty i dolowakstony) ciemnoszare i szarozielonkawe, z przewarstwieniami anhydrytu. Skamieniałości brakiczne – lingule i małżoraczkę – występują dość często w postaci nagromadzeń na płaszczyznach uławicenia. W bardziej węglanowych odmianach skał występują skamieniałości morskie – członki liliowców i fragmenty koralowców.

Profil ogniwa wieńczy warstwa szarozielonkawego piaszczowca mułowcowego o strukturze zaburzonej przez bioturbację, zawierającego kanciaste fragmenty pancerzy ryb. Ogniwo rachańskie należy do płytkowodnego, marginalno-morskiego systemu depozycyjnego, utworzonego w zmiennych warunkach otwartego morza, odciętych lagun ewaporacyjnych i brakicznych oraz warunkach litoralnych z akumulacją klastyków przybrzeżnych (strop ogniwa).

Ogniwo mirzańskie. Według pomiarów geofizycznych ogniwo mirzańskie znajduje się na głęb. 1517,0–1506,0 m i ma miąższość 11,0 m (M. Narkiewicz, 2011).

W starszych opracowaniach ogniwo mirzańskie było określane jako warstwy esteriove. Odcinek profilu reprezentujący ogniwo mirzańskie nie było rdzeniowane. Z interpretacji pomiarów geofizycznych wynika, że rozpoczyna się 3-metrową warstwą łożca dolomitowego lub marglu przykrytego dwumetrową warstwą dolomitu. Górną część ogniwa stanowią łożce dolomitowe lub margle dolomitowe z przewarstwieniami dolomitów. W stropie ogniwa leży znów ok. jednometrowa warstwa łożca. W czasie wiercenia otworu na granicach warstw utworzyły się wąskie kawerny, zaznaczające się na wykresach profilowania średni-

cy otworu. Według M. Narkiewicza (2011), strop ogniwa jest jednocześnie granicą cyklów transgresywno-regresywnych T-5/ M-1, czyli stropowe iłowce ogniwa należy traktować jako regresywną część cyklu T-5.

Formacja modryńska występuje według rdzeni i próbek okruchowych na głęb. 1259,9–1506,0 m i ma miąższość 246,1 m, według pomiarów geofizycznych jest to głęb. 1259,5–1506,0 m i miąższość 246,5 m (M. Narkiewicz, 2011).

Formacja modryńska była wykreowana przez Miłaczewskiego (1981) jako jednostka formalnego podziału litostratygraficznego dewonu na obszarze południowo-wschodniej Lubelszczyzny. W wyniku rewizji przeprowadzonej przez M. Narkiewicza (2011) zasięg formacji został rozszerzony na cały obszar lubelski. Ogniwa formacji poddano redefinicji; utworzono również jednostki nowe.

Ogniwo krzewickie. Według rdzeni ogniwo krzewickie występuje na głęb. 1484,6–1506,0 m i ma miąższość 21,4 m, zaś według pomiarów geofizycznych – na głęb. 1487,0–1506,0 m i miąższość 19,0 m (Miłaczewski, ten tom). Według M. Narkiewicza (2011) ogniwo krzewickie występuje na głęb. 1482,0–1506,0 m, a jego miąższość wynosi 24,0 m.

W starszych opracowaniach ogniwo krzewickie stanowiło dolną część ogniwa lipowieckiego (*sensu* Miłaczewski, 1981). Ogniwo krzewickie w profilu otworu Terebin IG 5 leży zgodnie na ogniwie mirczańskim. Stratotyp ogniwa według M. Narkiewicza (2011) znajduje się w profilu otworu Korczmin IG 1 (głęb. 2389,0–2413,5 m), a hipostratotyp – w profilu otworu Tyszowce IG 2 (głęb. 2346,2–2321,0 m). Ogniwo zostało zdefiniowane jako: „*Najniższa część formacji modryńskiej w segmencie komarowskim basenu lubelskiego, charakteryzująca się dwudzielnym wykształceniem: dół zbudowany jest z czystych węglanów, zwykle dolosparytów z relikami szkieletów organicznych, natomiast góra wykazuje silną domieszkę ilastą, obecność laminowanych dolomikrytów i w różnym stopniu zachowanych anhydrytów*” (M. Narkiewicz, 2011). Dolna część ogniwa krzewickiego w profilu otworu Terebin IG 5 nie była rdzeniowana. Na podstawie pomiarów geofizycznych można wnioskować, że stanowi ją ok. 9-metrowa warstwa zwartego wapienia lub dolomitu. Górna część ogniwa to ciemnoszare i szarozielonkawe margle lub iłowce dolomitowe z laminami mat glonowych. Były one rdzeniowane i badane pod względem petrograficznym. Na głębokości geofizycznej 1487,0–1497,0 m margle te zaznaczają się na wykresach PG jako wyraźna anomalia dodatnia, traktowana przez Miłaczewskiego (1981) jako geofizyczny poziom korelacyjny fr-1, zaznaczający się w profilach dewonu na dużej części obszaru lubelskiego. W stropie tego poziomu przebiega również górna granica cyklu transgresywno-regresywnego M-1 (M. Narkiewicz, 2011). Pod względem sedimentologicznym poziom fr-1 objawia się jako ogniwo regresywne cyklu M-1. Należy wspomnieć o możliwości popełnienia błędu interpretacyjnego wspomnianych wyżej anomalii w nierdzeniowanych profilach węglanowych. W sekwencjach silikoklastycznych anomalia dodatnia gamma oznaczałaby trend *fining upward* i byłaby interpretowana

jako pogłębienie. Większa anomalia z przegięciem krzywej byłaby wiązana z powierzchnią maksymalnego zalewu. Tymczasem w profilach czysto węglanowych, płytkowodnych, anomalia taka oznacza raptowny dopływ materiału terygenicznego, związany z regresją.

Ogniwo lipowieckie. Według rdzenia ogniwo lipowieckie znajduje się na głęb. 1370,0–1484,6 m i osiąga miąższość 114,6 m. Według pomiarów geofizycznych jest to głęb. 1370,0–1487,0 m i miąższość 117,0 m (Miłaczewski, ten tom). Według M. Narkiewicza (2011) jest to głęb. 1482,0–1367,0 m i miąższość 115,0 m.

W starszych opracowaniach ogniwo lipowieckie odpowiada ogniwu zubowieckiemu (*sensu* Miłaczewski, 1981). Ogniwo lipowieckie zostało zredefiniowane. Nowa definicja M. Narkiewicza (2011) jest następująca: „*wapienie i dolomity krystaliczne zawierające na ogół liczne szkielety fauny otwartomorskiej lub ich relikty oraz często wykazujące struktury falisto-gruzłowe i/lub bioturbacyjnie. Od dołu i od góry ograniczone są dolomitami silniej marglistymi (często dolomikrytami) i anhydrytami. Dolomity mają charakter wtórny po wapieniach i na ogół zachowują ich charakterystyczne struktury, w tym szkieletowe, bioturbacyjnie i falisto-gruzłowe. Wyjątkowo mogą występować cienkie warstwy dolomikrytowe*”. Obszar występowania ogniwa został rozciągnięty na segment lubelski basenu dewońskiego. Granice uległy rewizji. W segmencie komarowskim ogniwo leży na ogniwie krzewickim, a przykryte jest przez ogniwo z Łosienia. Na krzywych PG ogniwo lipowieckie występuje między stropem poziomu korelacyjnego fr-1 a spągiem poziomu korelacyjnego fr-3, wydzielonego przez Miłaczewskiego (1981). W dolnej części ogniwa zaznacza się charakterystyczna anomalia dodatnia natężenia naturalnego promieniowania gamma, wywołana obecnością w profilu ok. 2-metrowej warstwy marglu dolomitowego. Anomalia ta została nazwana przez Miłaczewskiego (1981) geofizycznym poziomem korelacyjnym fr-2. Ogniwo ma charakterystyczne ułożenie aggradacyjne (*aggradational stacking pattern*), niewykazujące trendów, będące w skali makro odzwierciedleniem stanu dynamicznej równowagi między subsydencją a akumulacją osadu. Przy bardziej szczegółowej analizie sedimentologicznej można się jednak dopatrzeć drobnej cykliczności niższej rangi typu „płycej–głębiej”. Na krzywych PNG są widoczne liczne anomalie ujemne związane z obecnością zawodnionych, wtórnych dolomitów jamistych (profile otworów Komarów IG 1, Zubowice IG 1, Korczmin IG 1, Tyszowce IG 2, Terebin IG 5 oraz Strzelce IG 2 (por. niżej)). W profilu otworu Terebin IG 5 ogniwo było dość skąpo rdzeniowane, niemniej prawie każda odmiana była zbadana petrograficznie (Radlicz, ten tom). Dolna część ogniwa jest wykształcona w postaci osadów wapiennych i dolomitycznych, gruzłowatych z falistą laminacją, często zaburzona przez rozmycia i bioturbacje. Wyższa część ogniwa to jednorodne lub laminowane, wtórne dolomity z fragmentami koralowców i stromatoporoidów oraz laminatów algowych. Strop ogniwa lipowieckiego nie był rdzeniowany. Górną granicę ogniwa wyznaczono na wykresach geofizyki otworowej.

Kompleks dolomitów kawernistych. Według rdzeni i próbek okrucowych znajduje się na głęb. 1409,0–1431,5 m i ma miąższość 22,5 m, według pomiarów geofizycznych jest to głęb. 1434,0–1409,0 m i miąższość 25,0 m.

Kompleks dolomitów kawernistych jest jednostką operacyjną spoza układu litostratygraficznego (M. Narkiewicz, 2011). W starszych opracowaniach był wydzielany jako ogniwo werbkowickie (Miłaczewski, 1981) lub jako seria dolomitów jamistych.

Kompleks ten występuje wśród utworów franu w segmencie komarowskim w różnym położeniu stratygraficznym, zależnym od zasięgu wtórnej dolomityzacji wapieni. W profilu Terebin IG 5 występuje w obrębie ogniwa lipowieckiego (*sensu* M. Narkiewicz, 2011).

Wyróżniony był pierwotnie jako ogniwo werbkowickie w obrębie formacji modryńskiej (Miłaczewski, 1981). M. Narkiewicz (2011) usunął ogniwo werbkowickie z zespołu jednostek litostratygraficznych, zmienił nazwę i nadał charakter kompleksu skalnego będącego jednostką operacyjną, przydatną do badań geologii naftowej i prac poszukiwawczych przemysłu naftowego, lecz nienadającą się do korelacji litostratygraficznej.

Kompleks dolomitów kawernistych składa się z wtórnych, szarobrunatnych lub szarych dolomitów drobnokrystalicznych lub kryptokrystalicznych, twardych i zwartych, podziurawionych różnego kształtu i wielkości otworami, powstałymi przez wylugowanie w czasie procesów wtórnej dolomityzacji fragmentów szkieletów skamieniałości: jamochłonów, stromatoporoidów, ramienionogów, glonów wapiennych lub niekiedy konglomeratów anhydrytowych. Rzadziej pojawiają się w kompleksie warstwowe dolomity z zachowaną pierwotnie wapienną laminacją lub wapienie dolomitowe. Dolomity jamiste stanowią skałę bardzo porowatą, lecz na ogół nieprzepuszczalną, ponieważ próżnie skalne nie są ze sobą połączone.

W profilu otworu Terebin IG 5 w rdzeniu z głęb. 1428,5–1436,0 m uchwycono dolną granicę kompleksu: na wapieniu dolomitowo-marglistym, skrytokrystalicznym, bardzo twardym, gruzłowatym, ciemnoszarobrunatnym leży zgodnie 3,0-metrowa warstwa dolomitu średniokrystalicznego (dolosparytu), jamistego, szarobeżowego, miejscami ciemnoszarobrunatnego, pociętego szwami stylolitowymi o dużej amplitudzie. Wyższa część tej warstwy, liczącej 16,5 m miąższości, nie była rdzeniowana. Górną część kompleksu w omawianym otworze stanowią dolomity (8,5 m), które zapewne nie są jamiste. Nad kompleksem leżą ponownie wapienie ogniwa lipowieckiego, omówione wyżej.

Ogniwo łosieńskie. Według pomiarów geofizycznych ogniwo łosieńskie występuje na głęb. 1332,0–1370,0 m i ma miąższość 38,0 m (Miłaczewski, ten tom). Według Narkiewicza (2011) jest to głęb. 1332,0–1367,0 m i miąższość 35,0 m.

W starszych opracowaniach ogniwo łosieńskie odpowiada częściowo ogniwu zubowickiemu, częściowo ogniwu werbkowickiemu (*sensu* Miłaczewski, 1981).

Ogniwo łosieńskie jest nowym ogniwem wydzielonym przez Narkiewicza (2011) w obrębie formacji modryńskiej. „*Diagnostyczną cechą litologiczną jest występowanie dolomikrytów w różnym stopniu marglistych, odznaczających*

się na ogół laminacją płaską równoległą (przeważnie odmiany ciemnoszare – czarne; tabl. VII, fig. 4) lub nieregularną, stromatolitową, często zaburzoną śródformacyjnie (odmiany jasne) (tabl. VII, fig. 1–3, 5; tabl. VIII, fig. 1; tabl. XIX, fig. 2). Tworzą one przeławienia o zmiennej grubości w obrębie dolosparytów i wapieni – na ogół jasnych madstonów-grejnstonów.” (M. Narkiewicz, 2011). Ogniwo łosieńskie nie było rdzeniowane w otworze Terebin IG 5, stąd jego wydzielenie w profilu nastąpiło w wyniku korelacji krzywych geofizycznych z hipostatotypowym profilem Korczmin IG 1. Obraz krzywych PG z otworu Terebin IG 5 odpowiada definicji ogniwa. Ma on charakterystyczny, grzebienisty wygląd, odpowiadający alternacji mniej i bardziej marglistych odmian skał węglanowych. Ogniwo w omawianym otworze odpowiada geofizycznemu poziomowi korelacyjnemu fr-3 (Miłaczewski, 1981). Rytmiczna alternacja wspomnianych węglanów jest według M. Narkiewicza (2011) odbiciem spływających się ku górze cykli perylitoralnych wewnętrznej platformy węglanowej w bardzo płytkowodnym środowisku morskim. W przypadku profilu Terebin IG 5 pozostanie to tylko hipotezą.

Ogniwo zubowickie. Według rdzenia ogniwo zubowickie występuje na głęb. 1259,9–1332,00 m i ma miąższość 72,1 m. Według pomiarów geofizycznych jest to głęb. 1259,5–1332,0 m i miąższość 72,5 m. Według Narkiewicza (2011) jest to głębokość 1259,5–ok. 1340,0 m (miąższość 80,5 m).

Ogniwo zubowickie jest formalną jednostką litostratygraficzną (Miłaczewski, 1981), zredefiniowaną przez M. Narkiewicza (2011): „*Główną odmianą litologiczną są wapienie, często ze znacznym udziałem szkieletów organicznych, w tym stromatoporoidów i koralów (wakstony i rudstony szkieletowe, biolityty). W typowych przypadkach wykazują one charakterystyczną strukturę falisto-gruzlową (tabl. 10, fig. 1). W segmencie komarowskim powszechnie spotyka się nieregularne zstępowanie niższych partii ogniwa przez dolosparyty. Charakterystyczna jest cykliczność w skali metrowej lub decymetrowej, z najwyższymi partiami cykli rozwiniętymi jako podrzędne ilościowo dolomikrytowe laminaty mikrobialne.*” (M. Narkiewicz, 2011).

W profilu otworu Terebin IG 5 ogniwo zubowieckie leży zgodnie na ogniwie łosieńskim. Granica spągowa nie była rdzeniowana. Rdzeniowana była jedynie w otworach Komarów IG 1 i Korczmin IG 1. Górna granica ogniwa jest erozyjna; w profilu Terebin IG 5 była poddana działaniu przedwzięńskich procesów krasowych. Granicę erozyjną ogniwa stwierdzono także w profilach otworów Strzelce IG 1 i Komarów IG 1, czyli w północnej części segmentu komarowskiego. W pełnym, zredefiniowanym profilu stratotypowym ogniwa w otworze Korczmin IG 1 liczy ono 264 m miąższości.

W dolnej części ogniwa w profilu Terebin IG 5 zaznacza się niezbyt wyraźny trend progradacyjny na krzywej PG typu *funnel like*, czyli ze spadkiem natężenia promieniowania gamma w górę profilu, wiążącym się ze wzrostem średnicy ziarna ku górze i ostrą zmianą trendu (*coarse up and sharp top*), na głęb. ok. 1315,0 m (geofizyczny poziom korelacyjny fr-4 – Miłaczewski, 1981). Wyżej

w profilu znajduje się ok. 30-metrowy pakiet wapieni w ułożeniu agradacyjnym (*aggradational stacking pattern*) widocznym w ułożeniu anomalii gamma w postaci równego bloku z ostrym spągami i stropem (*cylindrical – even block with sharp base and top*). Ponad tym pakietem występują nieco bardziej margliste wapienie, zaznaczające się na krzywej PG niewielką anomalią dodatnią, identyfikowaną z geofizycznym poziomem korelacyjnym fr-5 na głęb. 1280,0–1285,0 m (Miłaczewski, 1981). Stropowe partie profilu to różne wapienie, często laminowane, niekiedy biolitytowe lub zawierające laminy mat glonowych. Zespół skalny ogniwa zubowickiego sugestywnie przypomina współczesne osady wapienne Wielkiej Ławicy Bahamskiej. Charakterystykę sedimentologiczno-petrograficzną ogniwa przedstawiono w rozdziale Radlicza (ten tom). Według M. Narkiewicza (2011), ogniwo zubowickie jest utworem powstałym na otwartej (zewnętrznej i środkowej) platformie węglanowej.

Stropowa część ogniwa nie ma charakterystyki promieniowania gamma z powodu silnego skawernowania ścian otworu w czasie wiercenia, wywołanego wypłukaniem rezydualnych ilów ze szczelin krasowych. Kawerny krasowe są widoczne na wykresach PŚr.

Ponad wapieniami ogniwa zubowickiego niezgodnie leżą utwory wizenu. Niezgodność stratygraficzna, a miejscami i kątowa, między utworami dewonu a karbonu jest bardzo wyraźna na obszarze lubelskim i dobrze widoczna na przekrojach sejsmicznych.

Biostratygrafia i chronostratygrafia

Granica z sylurem. Odcinek profilu otworu Terebin IG 5, w którym przebiega granica między utworami syluru i dewonu, nie był rdzeniowany, dlatego można ją przeprowadzić drogą pośredniej korelacji z innymi, datowanymi biostratygraficznie profilami i również tylko pośrednio można oprzeć się na danych paleontologicznych pochodzących z innych profili. Postawienie tej granicy na głęb. 2463,0 m w stropie wapienia wydzielonego geofizycznie jako poziom „w2a” ma swoje podstawy w pobliskim profilu otworu Chełm IG 1, gdzie wyznaczona biostratygraficznie na podstawie graptolitów granica syluru i dewonu przebiega na głęb. 1234,4 m – nieco powyżej warstw wapieni marglistych z konodontami zony *eosteihornensis* najwyższego syluru, leżących na głęb. 1257,0–1257,8 m. Zgodność tych wapieni z wapieniami poziomu „w2a” w profilu Terebin IG 5 oraz Białopole IG 1 (Miłaczewski, 2012) jest bardzo sugestywna. Stąd ilowce, niegdyś uważane za sylurskie, występujące w profilu Chełm IG 1 ponad wapieniami od głęb. 1257,0 m do spągu utworów wizenu, można uznać za reprezentujące formację sycyńską należącą do lochkowu dolnego. Opracowanie nowej stratygrafii podkarbońskiego odcinka profilu otworu Chełm IG 1 wykonał Teller (1997). Według wspomnianego autora granica syluru (przydolu) i dewonu dolnego (lochkowu) w profilu Chełm IG 1 może być z przybliżeniem poprowadzona na głęb. 1234,4 m w miejscu pierwszego wystąpienia *Monograptus angustidens*. Drugi, pobliski obszar, gdzie odsłania się granica sy-

luru i dewonu znajduje się w dolinie Dniestru. Drygant i Szaniawski (2012) przedstawili nowe gatunki konodontów i określili ich zasięgi stratygraficzne. Okazało się, że *Caudicriodus postwoschmidti* = *Icriodus postwoschmidti* nie występuje w lochkowie dolnym, ale dopiero w środkowej części formacji czortkowskiej, wysoko ponad zoną graptolitową *Monograptus uniformis*, wyznaczającą spąg utworów dewonu. W lochkowie podolskim wydzielono nowe poziomy konodontowe: *Caudicriodus hesperius*, *C. transiens*, *C. postwoschmidti*, *C. serus* i *Caudicriodus steinachsensis*, które nie mają jeszcze odniesień do podziałów standardowych i polskich (Pajchłowa, Miłaczewski, 2003).

Na podstawie korelacji biostratygraficznych autor tego rozdziału przyjmuje, że w profilu otworu Terebin IG 5 granica systemu sylurskiego i systemu dewońskiego przebiega na głęb. 2463,0 m. W przypadku profilu tego otworu granica ta jest tożsama ze spągiem litostratygraficznej formacji sycyńskiej.

Dewon dolny. Dane paleontologiczne z utworów dewonu profilu Terebin IG 5 są dość skąpe, ale stratygraficznie ważne (Turnau, 2011), co pozwoliło zweryfikować i skonfrontować dane na temat dewonu dolnego również w profilach pochodzących z innych otworów, zwłaszcza otworu Busówno IG 1, w którym w czasie jego głębienia specjalnie powiększono zakres rdzeniowania formacji sycyńskiej w celu lepszego rozpoznania biostratygrafii (Miłaczewski, 2007). Dane paleontologiczne pochodzą również z profilu otworu Małochwiej 1, w którym E. Tomczykowa znalazła dolnodewońskie trylobity: głęb. 2995 m – *Wenndorfia* (= *Digonus*) *vialai* (Gosselet); głęb. 2938 m – *Wenndorfia* (= *Digonus*) *elegans* Tomczykowa; głęb. 2937–2939 i 2736–2738 m – *Wenndorfia* (= *Trimerus*) *novus* Tomczykowa (Pajchłowa, Miłaczewski, 2003; Miłaczewski, 2007). Trylobity te zostały również znalezione w otworze Strzelce IG 2 wśród utworów ówczesnie zaliczanych do zigeny dolnego (Tomczykowa, 1976). Trylobity *Wenndorfia* (= *Digonus*) *vialai* (Gosselet) zostały stwierdzone przez Tomczykową (Miłaczewski, 2012) również w profilu wspomnianego otworu Białopole IG 1 (1401,8–1412,7 m), a inne skamieniałości z formacji sycyńskiej z opisywanego profilu występują również w profilach otworów Strzelce IG 1 i Strzelce IG 2 (Tomczykowa, 1976).

Formacja sycyńska w otworze Białopole IG 1 zawiera liczne mikroskamieniałości: małżoraczki, tentakulity, konodonty, miospory oraz Chitinozoa. Wrona (1980) opublikował obszerne opracowanie Chitinozoa z syluru i dewonu dolnego z otworów Białopole IG 1, Strzelce IG 1 i Strzelce IG 2 oraz Ciepeliów IG 1. Autor ten za przewodnie dla dewonu dolnego uważał takie taksony, jak: *Ancyrochitina tomentosa* Taugourdeau et Jekhowsky (Białopole IG 1 – głęb. wiertnicza 1337 m), *Angochitina filosa* Eisenack, *Hoegisphaera glabra* Staplin (głęb. 1337 m), *H. velata* sp. n., które znaczą swą obecność w najniższym lochkowie, podczas gdy *Ancyrochitina* cf. *longicollis* Eisenack i *Eisenackitina cupellata* sp. n. (głęb. 1520 m) oraz *Angochitina longispina* sp. n. (głęb. 1520 m) występują w wyższych poziomach lochkowu dolnego.

Gatunki *Gotlandochitina lublinensis* sp. n. (głęb. 1462 m) i masowo występujące *Eisenackitina pilosa* sp. n. (1337–1463 m), *E. lacrimabilis* sp. n. (głęb. 1337–1520 m) i *Anthochitina superba* Eisenack (głęb. 1337–1412 m) są charakterystyczne dla wyższych (lecz nie najwyższych) poziomów lochkowu dolnego. Wspomniany gatunek *A. superba* był również znajdowany w narzutowych wapieniach beyrichiowych z wybrzeża Bałtyku oraz z utworów poziomu borszczowskiego na Podolu. W górnej części profilu formacji sycyńskiej, uważanej ówczesznie za zigen (prag), wspomniany autor znalazł charakterystyczne według niego dla zigeny gatunki: *Ancyrochitina aurita* sp. n., *A. cf. aurita* sp. n., *Eisenackitina barbatula* sp. n., *E. crassa* sp. n., *E. fimbriata* sp. n. (ograniczone do zigeny dolnego) oraz gatunki charakterystyczne dla całego zigeny: *Anthochitina radiata* sp. n. (głęb. 1337–1412 m), *Eisenackitina cepicia* sp. n. (głęb. 1337 m) i *Margachitina gratiosa* sp. n. (głęb. 1337–1412 m). Według tego autora chitinozoa miały szansę stać się skamieniałościami przydatnymi do rozpozniowania litologicznie monottonnych utworów, zwłaszcza że masowo występują w skałach. Obecnie wydaje się jednak, że chitinozoa nie stały się narzędziem precyzyjnych podziałów i korelacji.

Od czasu opracowania dokumentacji wynikowych otworów Białopole IG 1, Łopiennik IG 1 i Terebin IG 5 (opracowanie archiwalne w NAG, PIG-PIB Warszawa) oraz opracowania profilów otworów Strzelce IG 1 i IG 2 (Miłaczewski, 1976), poglądy na wiek utworów dewońskich, zwłaszcza najstarszych, uległy zmianie i podział bio- i chronostratygraficzny dewonu podany w cytowanych opracowaniach jest już nieaktualny. Na podstawie rewizji zasięgów skamieniałości znalezionych w formacji sycyńskiej – małżoraczków i tentakulitów (Nehring-Lefeld, 2008; Nehring-Lefeld, Hajłasz, 2008) oraz trylobitów (Miłaczewski, 2007, 2008) i ramienionogów (Studencka, 2007) – okazało się, że formacja sycyńska należy do lochkowu dolnego i nie reprezentuje wyższego lochkowu (zwanego ówczesznie górnym żedynem), ani tym bardziej pragu (nazywanego ówczesznie zigenem).

Badania Turnau (2011) wykazały w profilu dewonu dolnego otworu Terebin IG 5 obecność miospor. Na podstawie porównania z miosporami z profilów formacji sycyńskiej z otworów Pionki 4 i Ciepeliów IG 1 okazało się, że formacja ta należy do lochkowu dolnego (poziomu *Emphanisporites micrornatus*).

Do lochkowu dolnego w profilu Terebina IG 5 należy również formacja czarnolesska, bowiem również znaleziono w niej miospory (Turnau, 2011): w interwale głębokości wiertniczych 1961,1–2052,5 m występują miospory należące do poziomu *Oppla Nm/M* niższego lochkowu (Turnau i in., 2005).

Formacji zwoleńskiej w pełnym wykształceniu należy przypisać wiek późny lochkow–prag–ems (Turnau i in., 2005).

W zonacji miosporowej formacje sycyńska i czarnolesska należą do poziomu MN (*micrornatus*–*newportensis* –

podpoziomy R i M), zaś formacja zwoleńska do poziomu MN (podpoziomy Si i G) oraz poziomu *Breconisporites breconensis*–*Emphanisporites zavallatus* (BZ), a także poziomu *Verrucosisporites polygonalis*–*Dibolisporites weteldorfensis* (PoW), podpoziomy Po, W, Pa, Su oraz poziomu AB (*Emphanisporites annulatus*–*Brochotriletes bellatulus*) i poziomu miosporowego FD (Turnau i in., 2005). Taki wiek ma formacja zwoleńska w profilach pełniejszych stratygraficznie. W przypadku profilu Terebin IG 5, w spągu formacji znaleziono w interwale głębokości wiertniczych 1989,1–1967,3 m miospory należące do poziomu *Oppla Nm/Si* wyższego lochkowu (Turnau i in., 2005; Turnau, 2011), zaś w mułowcu, w próbce z głęb. 1705,02 m, znaleziono spory poziomu *Oppla PoW/W* przynależnego do wyższego pragu (Turnau, 2011: fig. 4) oraz w mułowcu ciemnoszarym, w próbce z głęb. 1697,25 m znaleziono spory poziomu *Oppla PoW/Su* przynależnego do najwyższego pragu–najniższego emsu (Turnau, 2011: fig. 4), a także w przewarstwieniu ilastym, w próbce z głęb. 1671,7 m, znaleziono spory poziomu *Oppla PoW/Su*, przynależnego do najwyższego pragu–najniższego emsu (Turnau, 2011: fig. 4). Na głębokości wiertniczej 1657,9 m znajduje się strop formacji zwoleńskiej, więc w profilu Terebin IG 5 emsu dolnego i środkowego nie ma. Luka stratygraficzna przedśrodkowodewońska obserwowana w tym profilu odpowiada luce obserwowanej w profilach dewonu na Wołyniu, gdzie utwory środkowodewońskie leżą niezgodnie na dolnodewońskich i ścinają ku wschodowi coraz starsze utwory dolnodewońskie, przez co zasięg stratygraficzny tej luki w tym kierunku powiększa się. Można przypuszczać, że w przeciwną stronę – ku W i SW – zasięg tej luki może się zmniejszać i na przykład w profilu otworu Komarów IG 1 profil dewonu dolnego jest stratygraficznie pełny, ale brak na to dowodów.

Podsumowując, w niniejszym opracowaniu przyjęto, że:

- granica ?ems dolny/ dewon środkowy przebiega na głęb. 1658,1 m;
- granica prag/ ems przebiega na głęb. 1700,0 m;
- granica lochkow górny/ prag przebiega na głęb. 1800,0 m;
- granica lochkow dolny/ górny przebiega na głęb. 1989,0 m (granica postawiona na granicy formacji zwoleńskiej i czarnolesskiej);
- granica sylur/ dewon znajduje się na głęb. 2463,0 m (granica bez podstaw biostratygraficznych w profilu, wyznaczona na podstawie korelacji z pobliskimi otworami wiertniczymi, w których została udokumentowana biostratygraficznie).

Dewon środkowy. Wydzielenie utworów dewonu środkowego w profilu otworów Terebin IG 5 oraz Komarów IG 1 nastąpiło (Miłaczewski, 1981) w wyniku opracowania przez różnych autorów skamieniałości faunistycznych, przede wszystkim ramienionogów i koralowców oraz korelacji z profilami na obszarze Wołynia i Podola (Miłaczewski, 1981).

Znalezienie w profilach otworów wiertniczych w segmencie komarowskim charakterystycznych wapieni czy dolomitów ze skamieniałościami fauny, takimi jak w odsłonięciu w Pelczy na Wołyniu, pozwoliło na wydzielenie w profilach otworów pięter eifel oraz żywet (Miłaczewski, 1981). Wydzielone piętra oraz ogniwa litostratygraficzne przez długie lata stanowiły ramy stratygrafii dewonu środkowego w segmencie komarowskim, aż do czasu, kiedy K. Narkiewicz znalazła konodonty w tych utworach (K. Narkiewicz, 2011). W przypadku profilu otworu Terebin IG 5 okazało się, że znaleziony w wapieniach w stropowych partiach ogniwa machnowskiego tentakulit *Dicricococonus mosolovicius* (Ljaschenko) nie koreluje skał, w którym go znaleziono z horyzontem mosołowskim eiflu syneklizy moskiewskiej, ponieważ występują razem z nim konodonty należące do nierozdzielonych poziomów *ansatus*–*rhenanus*/*varcus* żywetu środkowego (K. Narkiewicz, 2011: str. 155 i fig. 4). Znalezienie konodontów w takim położeniu w profilu dewonu było sporym zaskoczeniem, ponieważ spodziewano się raczej w tym miejscu konodontów wieku eifelskiego. Zmusza to do głębokiej rewizji stratygrafii dewonu środkowego. Już samo występowanie wapieni w tym miejscu profilu jest unikatowe zarówno w segmencie komarowskim, jak i na Wołyniu i Podolu. Występowanie utworów żywetu środkowego w tym miejscu w profilu Terebin IG 5 nasuwa pytanie, gdzie występują utwory eifelskie w tym profilu, bowiem od miejsca znalezienia konodontów do spągu utworów dewonu środkowego jest tylko ok. 60 m profilu, w którym powinien „zmieścić się” żywet dolny i cały eifel. Należy więc założyć znaczną kondensację stratygraficzną profilu. Wytrącenie z profilu niektórych skał przez uskoki normalne raczej nie wchodzi w rachubę, ponieważ skały w profilu nie są potrząskane, ponadto na wykresach profilowania średnicy (PŚr) nie widać śladów spękań i towarzyszących im kawern w ścianach otworu. Miąższość ogniwa machnowskiego w profilu Terebin IG 5 wynosi 29 m; w stronę centrum basenu rośnie i w profilu otworu Zubowice IG 5 wynosi ok. 66 m, a otworu Komarów IG 1 – 64,3 m. Prawdopodobnie w tych profilach kondensacji nie ma. Warto dodać, że w drugą stronę od otworu Terebin IG 5, w górę po upadzie regionalnym, w profilu otworu Strzelce IG 2, ogniwo machnowskie ma miąższość ok. 19 m.

Na tej podstawie należy stwierdzić, że ani w profilu otworu Terebin IG 5, ani Komarów IG 1 obecność utworów eiflu nie została udowodniona paleontologicznie. Najbliższy punkt, w którym stwierdzono utwory eifelu, to profil otworu Giełczew PIG 5 w południowej części segmentu lubelskiego basenu dewońskiego, w którym do eiflu zaliczono górną część ogniwa przewodowskiego oraz dolną część ogniwa giełczewskiego (M. Narkiewicz, 2011; K. Narkiewicz, 2011; Turnau, 2011).

Biostratygrafia konodontowa żywetu w profilach segmentu komarowskiego i na Wołyniu (Ukraina):

1. Poziom konodontowy *hemiansatus* (I od dołu), określający żywet dolny nie został dotąd w segmencie komarowskim znaleziony.
2. Poziom konodontowy *timorensis* (II od dołu), określający górny żywet dolny nie został dotąd w profilach segmentu komarowskiego znaleziony.
3. Poziom konodontowy *rhenanus*/*varcus* (III od dołu), określający dolny żywet środkowy, został wydzielony w dolnej części ogniwa pelczańskiego w profilu otworu Komarów IG 1.
4. Stratygraficznie ważne skamieniałości pochodzą ze stropowych części ogniwa machnowskiego. Są to konodonty nierozdzielonych poziomów *rhenanus*/*varcus* do *ansatus* w profilu otworu Terebin IG 5.
5. Wyższe poziomy konodontowe żywetu stwierdzono w ogniwie pelczańskim w profilach otworów Korczmin IG 1 i Terebin IG 5. Znaleziono tam konodonty poziomu *ansatus* (IV od dołu), określające żywet środkowy (K. Narkiewicz, 2011).
6. Poziom konodontowy *latifossatus*/*semialternans* (V od dołu), określający górny żywet środkowy nie został dotąd w profilach segmentu komarowskiego wydzielony.
7. Poziomy żywetu górnego: VI – dolny *hermanni*; VII – górny *hermanni*; VIII – dolny *disparilis*; IX – górny *disparilis*; X – dolny *falsiovalis*, w którego obrębie przebiega granica z franem – nie zostały dotąd w segmencie komarowskim wydzielone.
8. Poziom dolny *subterminus* (= dolny *disparilis* w innej zonacji konodontowej), określający żywet górny, stwierdzono w ogniwie rachańskim w profilu otworu Komarów IG 1.
9. Konodonty znalezione w ogniwie rachańskim w profilu otworu Strzelce IG 2 mają zasięg wiekowy od żywetu środkowego po fran środkowy.
10. W stratotypowym odsłonięciu ogniwa pelczańskiego w Pelczy na Wołyniu w wapieniach tam występujących znaleziono konodonty *Polygnathus ovoidinodosus* Ziegler et Klapper, *P. ansatus* Ziegler et Klapper, *Icriodus difficilis* Ziegler et Klapper, które według Dryganta (1986) określają środkowy i górny poziom konodontowy *varcus*, czyli środkową część żywetu. Tak więc ogniwo pelczańskie w segmencie komarowskim i tzw. *powczanśka swyta* są praktycznie jednowiekowe.
11. Występujące w odsłonięciu pod tymi wapieniami piaskowce i pstry mułowce górnej części tzw. świty łopuszańskiej (odpowiedniki ogniwa żniatyńskiego) należy według tego autora zaliczyć do górnego poziomu *ensis* i dolnej części *varcus*, a nie do eiflu.

Palinostratygrafia dewonu środkowego. W utworach zaliczonych do dewonu środkowego nie brakuje ciemnych iłowców i mułowców z rozproszonymi roślinnymi szczątkami.

kami organicznymi, więc teoretycznie miospor powinno być w nich dużo. Niestety na skutek procesów diagenetycznych substancja organiczna w wielu profilach uległa tak silnemu uwęgleniu, że miospory są nieoznaczalne. Próbkę pobrane przez autora niniejszego rozdziału z niektórych profili umożliwiły E. Turnau wyodrębnienie i oznaczenie miospor oraz fitoplanktonu, które okazały się bardzo przydatne do stratyfikacji warstw. Wyniki badań były opisane w wielu publikacjach, z których najbardziej aktualna to praca Turnau (2011).

W profilu dewonu środkowego otworu Terebin IG 5 miospory znaleziono w utworach żywetu, w ogniwach: żniatyńskim, pelczańskim i rachańskim, w interwale głębokości wiertniczych 1525,92–1604,10 m. Ogniwo mirczańskie nie było rdzeniowane.

Wyodrębnione ze skał miospory były na ogół dobrze zachowane i liczne. Pozwoliło to na wydzielenie poziomów palinologicznych, określenie wieku skał i skorelowanie z utworami dewońskimi z lubelskiego i radomskiego segmentu basenu dewońskiego (Turnau, 2011, ten tom).

Dewon górny.

Biostratygrafia utworów franu. Utwory franu w segmencie komarowskim basenu dewońskiego są prawie całkowicie węglanowe. Występuje w nich wiele skamieniałości wieku frańskiego: przede wszystkim konodonty, ponadto koralowce i stromatoporoidy, a także ramienionogi, tentakulity i małżoraczki. Inne skamieniałości: małże, ślimaki, liliowce, skolekodonty, otwornice i glony wapienne nie mają praktycznego znaczenia stratygraficznego. Amonity, choć ważne stratygraficznie, są jednak niezwykle rzadko spotykane.

W pierwszym okresie badań biostratygraficznych utworów franu były dostępne rdzenie wiertnicze. Pozyskane z nich skamieniałości ramienionogów umożliwiły autorowi niniejszego rozdziału wydzielenie w profilu franu dolnego i górnego, w ówczesnie stosowanym dwudzielnym podziale używanym na platformie wschodnioeuropejskiej (Miłaczewski, 1981). Obecnie, zgodnie z zaleceniami międzynarodowych gremiów stratygraficznych, stosuje się trójpodział (Pajchłowa, Miłaczewski, 2003). Do wydzielenia utworów franu w profilach otworów wiertniczych na obszarze radomsko-lubelskim na wstępnym etapie rozpoznania diagnostyczna jest sama litologia utworów tego wieku. Ponadto występowanie w utworach franu koralowców i stromatoporoidów, ramienionogów *Atrypa* sp., *Gypidula* sp., *Theodossia* sp. odróżnia je od utworów famenu.

W późniejszym okresie badań, kiedy zaczęto znajdować w utworach franu konodonty i miospory, możliwości dokonywania bardziej precyzyjnych korelacji biostratygraficznych i określania wieku skał wzrosły. Ponadto mikroskamieniałości mogą być pozyskiwane z bardzo małych próbek rdzenia lub nawet ze zwiercin.

Stratygrafia konodontowa. W segmencie komarowskim wyniki pozytywne, chociaż o różnej precyzji, uzyskano z utworów franu z otworów wiertniczych: Korczmin IG 1, Strzelce IG 2, Komarów IG 1. Z utworów franu z otworu

Terebin IG 5 jak dotąd konodontów nie uzyskano (K. Nariewicz, 2011).

Palinostratygrafia utworów franu. W utworach frańskich z otworu Terebin IG 5 znaleziono nieliczne miospory w dwóch próbkach z ogniwa krzewickiego i w jednej z ogniwa lipowieckiego. Tylko w próbce z ogniwa krzewickiego (głęb. wiertnicza 1493,25 m) znaleziono miospory *Cristatisporites deliquescens*, które świadczą o tym, że utwory, w których je znaleziono, są wieku frańskiego (poziom nie niższy niż *transitans* lub *punctata* – Turnau, 2011), czyli odcinek ten należy do dolnego, lecz nie najniższego franu. W pozostałych próbkach ważnych stratygraficznie miospor nie znaleziono. Wiek frański, jako typowo talassokratyczny na obszarze lubelskim nie sprzyjał zachowaniu miospor, ponieważ rośliny sporonośne zasiedlały odległe lądy.

Z utworów franu z otworu wiertniczego Komarów IG 1 miospor dotąd nie uzyskano.

Biostratygrafia utworów famenu. W segmencie komarowskim lubelskiego basenu dewońskiego famen występuje w profilach wielu otworów wiertniczych, lecz nie we wszystkich. W profilach otworów Terebin IG 5 i Komarów IG 1 utworów famenu nie ma, stąd charakterystyka biostratygrafii famenu wykracza poza zakres tego opracowania.

Zarys sedimentacji i paleogeografia

U schyłku syluru w rejonie otworów Terebin IG 5 i Komarów IG 1 rozciągał się zbiornik morski, w którym odbywała się sedimentacja terygenicznego materiału ilowego. Z początkiem lochkowu warunki sedimentacji nie zmieniły się w sposób istotny. W dalszym ciągu panowało morze otwarte, które rozciągało się (sądząc po dzisiejszym rozmieszczeniu osadów lochkowskich i charakterze fauny) na całym obszarze lubelsko-radomskim, na południowym wschodzie sięgało co najmniej do Dniestru, obejmowało region łysogórski Gór Świętokrzyskich w centralnej Polsce i miało połączenie z morzami na obszarze dzisiejszych Reńskich Gór Łupkowych, Ardenów, Bretanii, południowo-zachodniej Walii i Maroka. Połączenie lubelsko-radomskiego zbiornika sedimentacyjnego z basenem na obszarach obniżenia bałtyckiego nie jest jeszcze dostatecznie zbadane. Zbiornik w obniżeniu bałtyckim miał zupełnie inny charakter; była to płytka część szelfu, w której odbywała się sedimentacja osadów piaszczystych i mułowcowych w warunkach zwiększonego zasolenia wód (Kurszs, 1975). Być może była to strefa przybrzeżna jednego basenu morskiego, którego częścią środkową był basen radomsko-lubelski. Jak wykazały badania Radlicza (2008), morze lochkowskie w rejonie pobliskiego otworu Łopiennik IG 1 było stosunkowo głębokie: dno znajdowało się poniżej podstawy falowania, w niezdiagnozowanym osadzie panowały warunki redukcyjne, o czym świadczy ciemna barwa skał i obecność w nich piryty. Okresowo przy dnie panowały warunki wybitnie niesprzyjające rozwojowi bentosu

– obserwuje się zachowanie delikatnej laminacji osadu, brak szczątków fauny, występują jedynie szczątki nektonu i planktonu. Okresowo warunki tlenowe przy dnie były bardziej sprzyjające życiu bentosu, dno było wtedy zasiedlane przez cienkoskorupowe małże i ramienionogi. W depozycji osadów, jak podaje Radlicz (2008), mogły mieć również udział prądy zawiesinowe. Pewnym tego potwierdzeniem jest obserwowane niekiedy współwystępowanie szczątków małżów i ramienionogów cienkoskorupowych, zasiedlających strefę bardziej głęboką ze szczątkami małżów i ramienionogów gruboskorupowych pochodzących z bardziej płytkowodnej części zbiornika, a wymieszanych razem przez prąd zawiesinowy.

Rozwój wczesnodewońskiego zbiornika sedymentacyjnego był wyraźnie ukierunkowany w czasie i przestrzeni: akumulacja osadów zaczęła stopniowo przeważać nad subsydencją dna zbiornika; zbiornik zaczął wypełniać się osadami i spłycać, a jego powierzchnia uległa zmniejszeniu. Stan taki obserwuje się u schyłku wczesnego lochkowu. Zapis tego zjawiska w osadach objawia się w postaci zwiększonego udziału kwarcu detrytycznego w wyższej części profilu formacji sycyńskiej, a także pojawienia się ławiczek bioklastycznych złożonych ze szczątków bentosu utworzonych w wyniku działalności sztormów w spływającym się morzu. W profilu otworu Łopiennik IG 1 ławiczki i warstewki wapieni bioklastycznych są cienkie i niezbyt liczne, natomiast w rejonie otworów Busówno IG 1, Białopole IG 1 i Terebin IG 5, gdzie morze było płytsze, ławice wapieni bioklastycznych są grubsze i liczniejsze oraz zaznaczają się na wykresach SO i PNG, na których dają charakterystyczny grzebieniasty wygląd krzywych geofizycznych w niektórych odcinkach profilu.

W czasie depozycji osadów formacji czarnoleskiej, we wczesnym lochkowie, do zbiornika zaczął napływać (po raz pierwszy w większej ilości) materiał terygeniczny frakcji piaskowej. Było to wywołane spłyceniem morza i zwiększeniem intensywności erozji na lądzie. Zmiana charakteru fauny bentonicznej ograniczonej do ryb, wielkoraków i nielicznych małżoraczków świadczy o zmniejszonym zasoleniu wód. Energia środowiska, jak wykazały badania Radlicza (2008, ten tom), była okresowo duża – tworzyły się dojrzałe arenity kwarcowe. W okresach spokojniejszej sedymentacji powstawały ilowce pylaste, zawierające niekiedy przyniesiony z daleka materiał tufogeniczny. Proces spływania się zbiornika nasilał się z upływem czasu i w okresie tworzenia się formacji zwoleńskiej (późny lochkow–prag–ems) doszło do akumulacji osadów na lądzie, w rzekach i zastoiskach, na co wskazują badania Radlicza (2008, ten tom) oraz obserwacje autora (Miłaczewski, 1981).

Sedymentacja osadów lądowych odbywała się z wieloma przerwami, o czym świadczą liczne powierzchnie rozmyć śródformacyjnych w profilu formacji. Jednocześnie depozycji towarzyszyła stała subsydencja dna basenu osa-

dowego, co umożliwiło akumulację miększych mas osadów. Przyjmując głębokość, na której tworzyła się formacja zwoleńska na ok. 0 m n.p.m., obszar w rejonie otworu Łopiennik IG 1 od początku sedymentacji tej formacji do początku dewonu środkowego pograżył się o ponad 800 m, przy czym dno zbiornika pozostawało cały czas na głębokości ok. 0 m n.p.m. Przyjmując okres trwania sedymentacji tej formacji na 15 mln lat, otrzymujemy tempo subsydenencji wynoszące ponad 53 m/mln lat (800 m miąższości/15 mln lat). Tempo to było niewątpliwie większe, ponieważ formacja zwoleńska w profilu opisywanego otworu nie zachowała się w całości. Dla porównania można podać, że w rejonie otworu Terebin IG 5, w którym miąższość formacji zwoleńskiej wynosi 331 m, średnie tempo subsydenencji wynosiło jedynie 22 m/mln lat. Różnica w subsydenencji rejonu otworu Łopiennik IG 1 i Terebin IG 5 wynikają z położenia pierwszego otworu w strefie labilnego rowu lubelskiego, a drugiego w strefie stosunkowo stabilnej podniesionej platformy prekambryjskiej. W takim samym położeniu geostrukturalnym co profil Terebin IG 5 oraz Strzelce IG 2 znajdował się również wspomniany tu profil Białopole IG 1 (Miłaczewski, 2012), a także profil otworu Horodło 1. Rzeczywiste tempo subsydenencji w strefie podniesionej platformy było inne: stosunkowo duże w czasie późnego lochkowu i pragu, następnie zamienione na subsydencję ujemną w czasie emsu, co wpłynęło na wielkość średniej subsydenencji.

Historia rozwoju rejonu otworu Komarów IG 1 po osadzeniu się formacji zwoleńskiej była zapewne inna niż w rejonie otworu Terebin IG 5. Zapewne w rejonie otworu Terebin IG 5, tak jak w rejonie otworów Strzelce IG 1 i IG 2 (por. Miłaczewski, 1976), w dewonie środkowym trwała sedymentacja osadów lagunowo-kontynentalnych, przede wszystkim żywetu, a następnie morskich utworów franu i famentu. Zbiornik franu, z wyłączeniem wczesnego franu, był płytkim morzem tropikalnym z wyraźnie zaznaczającą się akumulacją autochtonicznych osadów wapiennych na obszarach bardzo rozległych i niekiedy bardzo płytkich platform węglanowych. Platformy te w famentie zostały zatopione przez głębsze morze z akumulacją charakterystycznych wapieni gruzłowych formacji firlejskiej. Zbiornik famentu został w późnym famentie wypełniony osadami terygenicznymi formacji hulczańskiej i poddany erozji (Miłaczewski, 1981, 2010; M. Narkiewicz, 2011). We wczesnym karbonie (po późny wizen) w opisywanym rejonie przeważała erozja, szczególnie intensywna w rejonie otworu Białopole IG 1, gdzie usunęła osady dewonu górnego i środkowego oraz kilkaset metrów osadów dewonu dolnego (łącznie, co najmniej kilkaset metrów osadów). Jeszcze głębszy stratygraficznie zasięg miała przedwizeńska erozja w rejonie Chełma, gdzie obecnie utwory wizenu spoczywają na szczątkowych utworach lochkowu dolnego, czy w rejonie otworu Roskosz 1 (rejon Chełma), gdzie leżą na utworach kambru.

Katarzyna NARKIEWICZ

BIOSTRATYGRAFIA NA PODSTAWIE KONODONTÓW

Materiał konodontowy pochodzi z formacji teletyńskiej, reprezentującej dewon środkowy oraz z dolnej części formacji modryńskiej należącej do dewonu górnego (fig. 18).

Dewon środkowy jest reprezentowany przez utwory klastyczne z fragmentami flory, płytkowodne węglany i anhydryty, wskazujące na środowisko brakicznej laguny lub estuarium z okresowymi wpływami otwartomorskimi. W takich utworach elementy konodontowe są rzadko znajdowane, a ich występowanie odznacza się nieregularnością i nieciągłością. Towarzyszą one na ogół wybranym interwałom, z reguły węglanowym i ilasto-węglanowym z urozmaiconą fauną otwartego morza, taką jak ramienionogi, krynoidy czy koralowce. W formacji modryńskiej szczątki konodontowe znaleziono tylko na głęb. 1432,8 m w wapieniach falisto-gruzłowych

Zgromadzona kolekcja liczy 99 okazów, z których tylko 10% pochodzi z formacji modryńskiej (tab. 10). Oznaczone elementy należą do sześciu rodzajów, w których obrębie zidentyfikowano 15 gatunków. Najliczniej są reprezentowane rodzaje *Icriodus* i *Polygnathus*. Ich wzajemne proporcje są zbliżone i wskazują na biofację polignatidowo-ikriodidową. Niskie frekwencje w poszczególnych próbkach (od 2 do 20 okazów) świadczą o środowisku nieprzyjawnym do życia i rozwoju konodontów.

W celu sprecyzowania wieku badanych utworów zastosowano konodontowe podziały Bultyncka (1987) dla facji głębszych oraz K. Narkiewicz i Bultyncka (2010; patrz też K. Narkiewicz, 2011: fig. 2) dla obszarów płytkowodnych. Nierównomierne występowanie szczątków konodontowych w profilu Terebin IG 5 oraz brak form indeksowych utrudniły wyróżnienie kolejnych poziomów konodontowych. Na podstawie gatunków wskaźnikowych wydzielono tylko dwa poziomy *ansatus* i *subterminus* (tab. 10). W pozostałych przypadkach wiek próbek ustalono na podstawie zasięgów stratygraficznych wszystkich występujących w nich taksonów (K. Narkiewicz, 2011: fig. 3).

Odcinek profilu na głęb. 1605,3–1608,6 m datowano na przedział od górnej części poziomu *rhenanus/varcus* do poziomu *ansatus* (tab. 10) na podstawie obecności gatunku *Icriodus latecarinatus* (fig. 19S) w jego spągu i taksonu wskaźnikowego dla poziomu *ansatus* na głęb. 1577,2 m. Górną granicę wieku utworów w interwale 1606,8–1608,6 m można ograniczyć do dolnej części poziomu *ansatus* na podstawie okazu zidentyfikowanego jako *Icriodus* cf. *I. lindensis* Weddige, 1977 na głęb. 1606,8 m (tab. 10), niestety nieudokumentowany z powodu złego stanu zachowania. Prawdopodobnie tego samego wieku jest także próbka z głęb. 1605,3 m, ze względu na jej bliskie sąsiedztwo z datowanym interwałem i taką samą litologię. W próbce tej stwierdzono liczny zespół *Polygnathus para-*

webbi (tab. 10, fig. 19U), któremu towarzyszy *I. latecarinatus* (fig. 19T). Przedział głęb. 1574,6–1577,2 m odniesiono do poziomu *ansatus* (tab. 10) na podstawie taksonu indeksowego *P. ansatus* (fig. 19L) znalezionej w spągu tego przedziału, gatunku *I. platyobliquimarginatus* (fig. 19H), stwierdzonego na głęb. 1576,6 m, który nie występuje powyżej poziomu *ansatus* (K. Narkiewicz, Bultynck, 2007) oraz bliskiego sąsiedztwa próbek o tej samej litologii występujących na głęb. 1574,7 i 1574,6 m (patrz K. Narkiewicz, 2011). W obrębie wymienionego przedziału stwierdzono takie taksony, jak: *Icriodus arkonensis walliserianus* (fig. 19K), *I. difficilis* (fig. 19J), *I. latecarinatus* (fig. 19I, R), *P. linguiformis* (fig. 19M), *Neopanderodus* sp. (fig. 19N) i *Belodella devonica* (fig. 19P). Nierozdzielony poziom *subterminus* zlokalizowano na głęb. 1551,2 m na podstawie pierwszego pojawienia się przedstawiciela gatunku *I. subterminus* morfotyp β (fig. 19F, G). Współwystępuje on z gatunkami *P. xylus* Stauffer, 1940 i *P. alatus* (fig. 19C, D). Wyżej w profilu, na głęb. 1432,8 m zidentyfikowano dwa taksony *P. angustidiscus* (fig. 19A, C) oraz *Mehlina gradata* (fig. 19B). Oba taksony są długowieczne, a ich zasięgi obejmują żywot górny i prawie cały fran. Pojawiają się w podstawie środkowego poziomu *subterminus*, która jest korelowana mniej więcej z podstawą górnego podpoziomu *disparilis* (patrz K. Narkiewicz, 2011: fig. 2). Górną granicę wieku określa końcowy zasięg *P. angustidiscus*, którego ostatnie wystąpienie odnotowano w dolnej części poziomu 12 MN (Klapper, 1989), co odpowiada dolnemu poziomowi *rhenana* (porównaj Klapper, Becker, 1999).

Ze względu na brak sukcesji konodontowej w profilu Terebin IG 5 nie udało się wyznaczyć granic między piętrami i podpiętrami. Na podstawie badań biostratygraficznych do żywotu zaliczono odcinek profilu na głęb. 1551,2–1608,6 m (fig. 18). Nie znaleziono żadnych konodontów w utworach włączonych do żywotu dolnego. Do żywotu środkowego zaliczono najwyższą część ogniwa machnowskiego, ogniwo żniatyńskie oraz prawdopodobnie całe ogniwo pełczańskie formacji telatyńskiej. Dolna część ogniwa pełczańskiego, w której znaleziono zespoły konodontowe, reprezentuje transgresywną część cyklu T-4 (M. Narkiewicz, 2011: fig. 4), korelowanego z eustatycznym zdarzeniem transgresywnym IIa (Johnson i in., 1985) znanym pod nazwą zdarzenia tagańskiego. Żywot górny stwierdzono tylko w dolnej części ogniwa rachańskiego formacji telatyńskiej. Na podstawie korelacji litostratygraficznej i cykli transgresywno-regresywnych (M. Narkiewicz, 2011: fig. 9) wiek utworów na głęb. 1432,8 m, występujących mniej więcej w środkowej części ogniwa lipowieckiego formacji modryńskiej, datowano w przybliżeniu na fran środkowy (Narkiewicz, Bultynck, 2011: fig. 8).

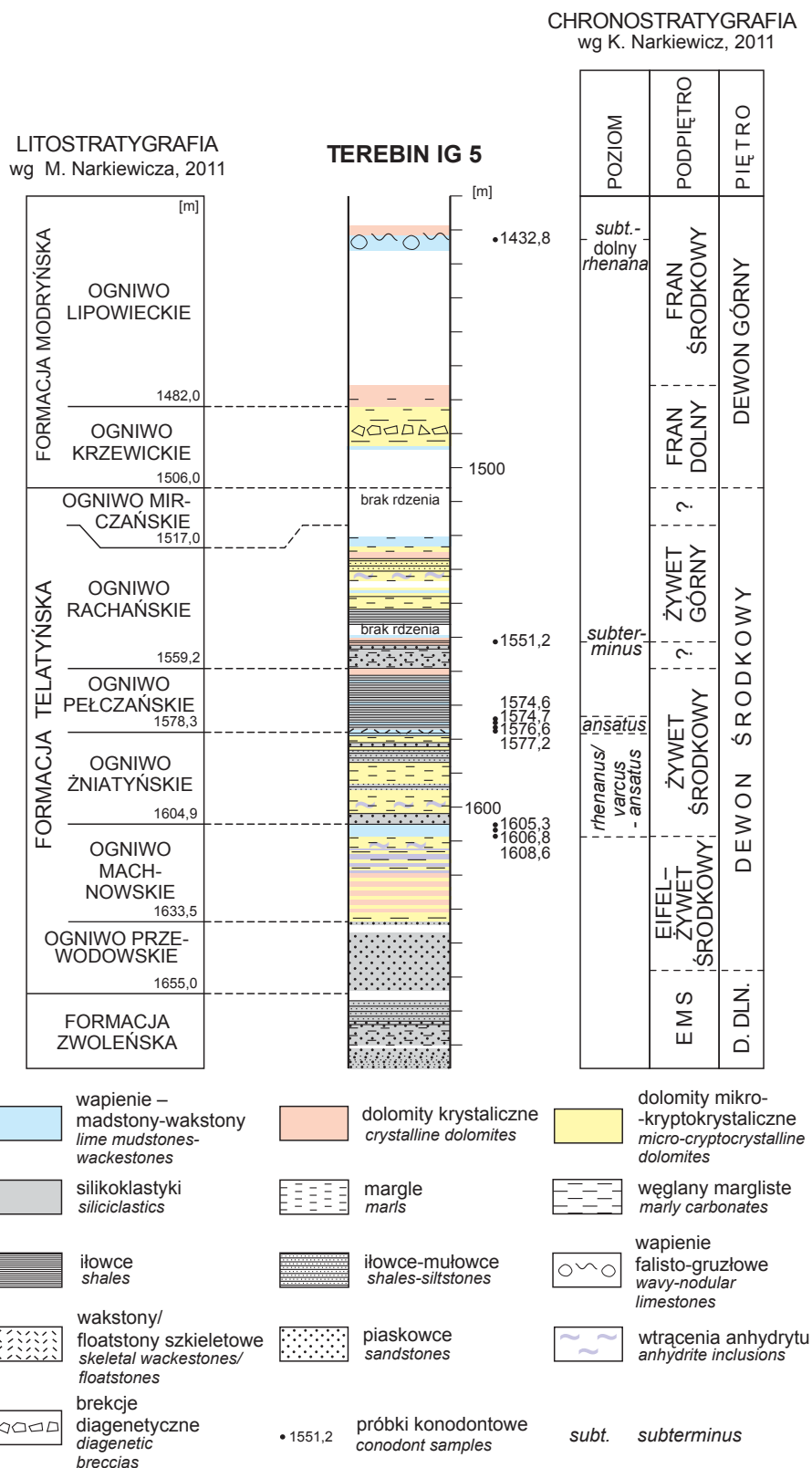


Fig. 18. Chronostratygrafia konodontowa formacji telatyńskiej i modryńskiej (dewon środkowy i górny) w profilu otworu wiertniczego Terebin IG 5

Conodont chronostratigraphy of the Telatyn and Modryń formations (Middle and Upper Devonian) in the Terebin IG 5 borehole section

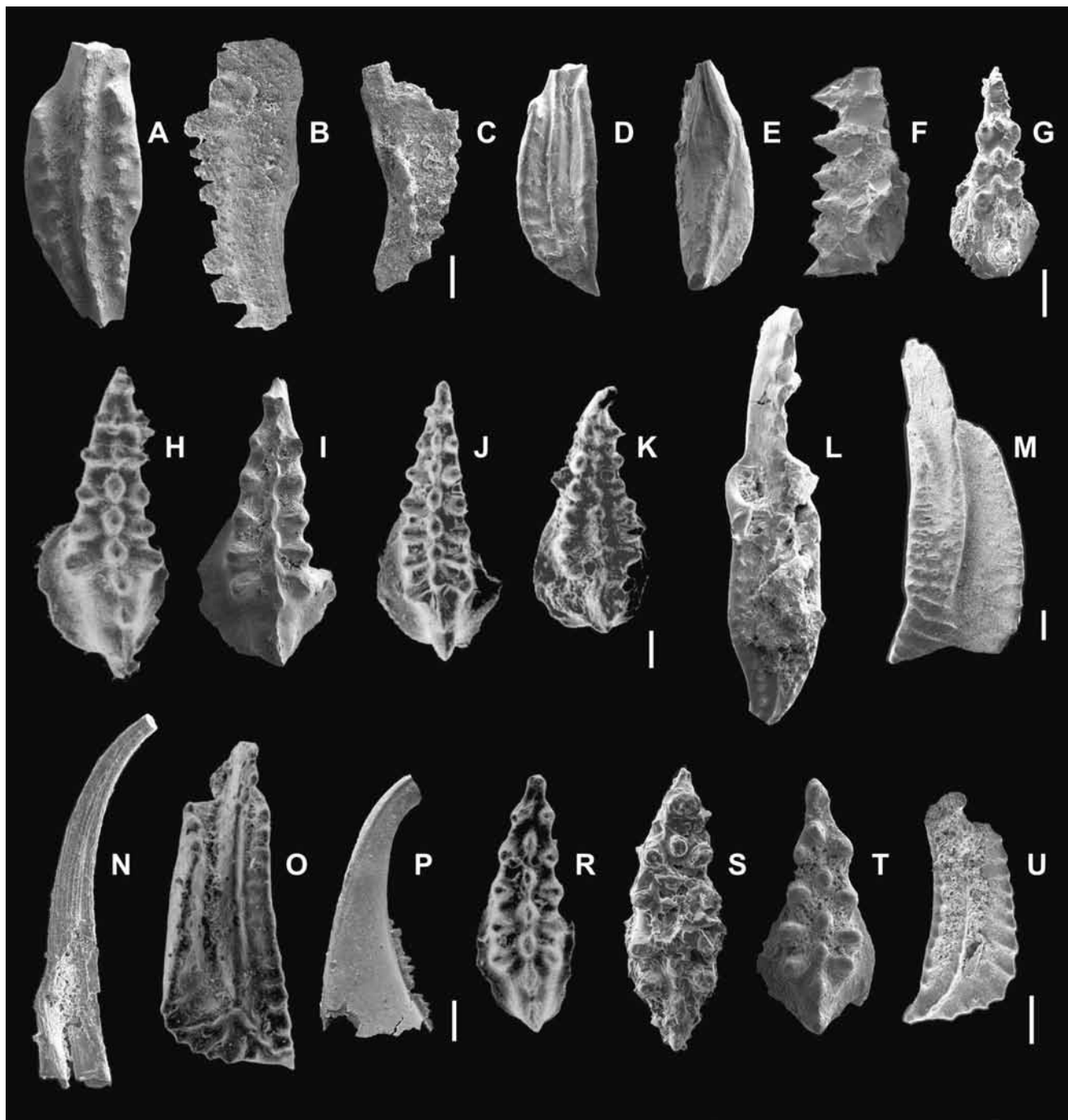


Fig. 19. Elementy konodontowe z formacji telatyńskiej i modryńskiej z profilu otworu Terebin IG 5

Skala dla wszystkich elementów – 100 μm . **A** – *Polygnathus angustidiscus* Youngquist, 1945; górna strona, głęb. 1432,8 m. **B** – *Mehlina gradata* Youngquist, 1945; widok z boku, głęb. 1432,8 m. **C** – *Polygnathus angustidiscus* Youngquist, 1945; widok z boku; wczesne stadium ontogenetyczne; głęb. 1432,8 m. **D–E** – *Polygnathus alatus* Huddle, 1934; D – górna strona; E – dolna strona, głęb. 1551,2 m. **F–G** – *Icriodus subterminus* Youngquist, 1945 morfotyp β Narkiewicz i Bultynck, 2010; F – widok z boku; G – górna strona, wczesne stadium ontogenetyczne; głęb. 1551,2 m. **H** – *Icriodus platyobliquimarginatus* Bultynck, 1987; górna strona, głęb. 1576,6 m. **I** – *Icriodus latecarinatus* Bultynck, 1974, górna strona, głęb. 1574,7 m. **J** – *Icriodus difficilis* Ziegler, Klapper i Johnson, 1976; górna strona, głęb. 1576,6 m. **K** – *Icriodus arkonensis walliserianus* Weddige, 1988; górna strona, głęb. 1577,2 m. **L** – *Polygnathus ansatus* Ziegler, Klapper i Johnson, 1976; górna strona, głęb. 1577,2 m. **M** – *Polygnathus linguiformis* Hinde, 1879; strona górna, głęb. 1574,7 m. **N** – *Neopanderodus* sp. Ziegler i Lindström, 1971; strona zewnętrzna, głęb. 1574,7 m. **O** – *Polygnathus parawebbi* Chatterton, 1974; górna strona, głęb. 1605,3 m. **P** – *Belodella devonica* (Stauffer, 1938); strona wewnętrzna, głęb. 1574,6 m. **R** – *Icriodus latecarinatus* Bultynck, 1974, górna strona, głęb. 1574,7 m. **S** – *Icriodus latecarinatus* Bultynck, 1974, górna strona, głęb. 1608,6 m. **T** – *Icriodus latecarinatus* Bultynck, 1974, górna strona, głęb. 1605,3 m. **U** – *Polygnathus parawebbi* Chatterton, 1974; górna strona, głęb. 1605,3 m.

Tabela 10

Występowanie i frekwencja elementów konodontowych w formacji telatyńskiej i modryńskiej
Conodont occurrence in the Telatyn and Modryń formations

Poziomy konodontowe	<i>rhenanus/varcus-ansatus</i>			<i>ansatus</i>				<i>subterminus</i>	<i>subterminus</i> – dolny <i>rhenana</i>
Głębokość pobrania próbek [m]	1608,6	1606,8	1605,3	1577,2	1576,6	1574,7	1574,6	1551,2	1432,8
<i>Mehlina gradata</i>									1
<i>Polygnathus angustidiscus</i>									2
<i>Icriodus subterminus</i>								1	
<i>Polygnathus alatus</i>								1	
<i>Polygnathus</i> cf. <i>P. ansatus</i>				2					
<i>Polygnathus xylus</i>					1			5	
<i>Icriodus difficilis</i>					1				
<i>Icriodus</i> cf. <i>I. difficilis</i>					1				
<i>Icriodus latecarinatus</i>			1			1			
<i>Icriodus</i> cf. <i>I. latecarinatus</i>	1						1		
<i>Icriodus platyobliquimarginatus</i>					1				
<i>Icriodus</i> cf. <i>I. lindensis</i>		1							
<i>Icriodus arkonensis walliserianus</i>				1					
<i>Polygnathus linguiformis linguiformis</i>				1		4			
<i>Polygnathus linguiformis</i> subsp. indet.							2		
<i>Polygnathus parawebbi</i>			6						
<i>Belodella triangularis</i>						2	1		
<i>Dvorakia chattertoni</i>		1							
<i>Neopanderodus</i> sp. indet.						1			
<i>Icriodus</i> sp. indet.			3	1	3	1	2		
<i>Polygnathus</i> sp. indet.			1	2	3	2		1	1
Elementy gałązkowe	3		6	5	3	5	1		16
Ogółem	4	2	17	12	13	16	7	8	20



Conodont elements from the Telatyn and Modryń formations in the Terebin IG 5 borehole section

Scale bar – 100 μ . **A** – *Polygnathus angustidiscus* Youngquist, 1945; upper view, depth 1432.8 m. **B** – *Mehlina gradata* Youngquist, 1945; lateral view, depth 1432.8 m. **C** – *Polygnathus angustidiscus* Youngquist, 1945; lateral view; early ontogenic stage; depth 1432.8 m. **D–E** – *Polygnathus alatus* Huddle, 1934; D – upper view; E – lower view, depth 1551.2 m. **F–G** – *Icriodus subterminus* Youngquist, 1945 morphotype β Narkiewicz et Bultynck, 2010; F – lateral view; G – upper view, early ontogenic stage; depth 1551.2 m. **H** – *Icriodus platyobliquimarginatus* Bultynck, 1987; upper view, depth 1576.6 m. **I** – *Icriodus latecarinatus* Bultynck, 1974, upper view, depth 1574.7 m. **J** – *Icriodus difficilis* Ziegler, Klapper et Johnson, 1976; upper view, depth 1576.6 m. **K** – *Icriodus arkonensis walliserianus* Weddige, 1988; upper view, depth 1577.2 m. **L** – *Polygnathus ansatus* Ziegler, Klapper et Johnson, 1976; upper view, depth 1577.2 m. **M** – *Polygnathus linguiformis* Hinde, 1879; upper view, depth 1574.7 m. **N** – *Neopanderodus* sp. Ziegler i Lindström, 1971; obverse view, depth 1574.7 m. **O** – *Polygnathus parawebbi* Chatterton, 1974; upper view, depth 1605.3 m. **P** – *Belodella devonica* (Stauf-fer, 1938); inner view, depth 1574.6 m. **R** – *Icriodus latecarinatus* Bultynck, 1974, upper view, depth 1574.7 m. **S** – *Icriodus latecarinatus* Bultynck, 1974, upper view, depth 1608.6 m. **T** – *Icriodus latecarinatus* Bultynck, 1974, upper view, depth 1605.3 m. **U** – *Polygnathus parawebbi* Chatterton, 1974; upper view, depth 1605.3 m

Maria NEHRING-LEFELD

BIOSTRATYGRAFIA MIKROPALEONTOLOGICZNA UTWORÓW DEWONU DOLNEGO

Przedmiotem opracowania jest zespół małżoraczków i tentakulitów wyizolowanych z utworów formacji sycyńskiej. Formacja ta została skorelowana z dolną częścią lochkowu dolnego.

Utwory formacji sycyńskiej są reprezentowane przez ciemnoszare iłowce, niekiedy margliste lub dolomitowe. Zawierają one soczewkowate przewarstwienia wapieni organodetrytycznych, zawierających bogatą faunę, przy czym występują w nich zarówno formy bentoniczne, jak też planktoniczne i nektoniczne.

Zespół małżoraczków wyizolowany z nielicznych próbek wapiennych jest bardzo ubogi ilościowo i mało zróżnicowany taksonomicznie (tab. 11). Mikroskamieniałości te są luźno rozproszone w materiale skalnym i nie tworzą skupisk. Na ogół są dość dobrze zachowane. Towarzyszą im nieliczne małże, tentakulity, ramienionogi i liliowce. W utworach napotkanych na głęb. 2248,2–2254,8 m znaleziono bardzo nieliczne elementy konodontowe. Do ich oznaczenia przyjęto symbolikę zaproponowaną przez Sweeta i Schönlauba (1975). Według opinii Klappera i Murphy'ego (1974) w synonimice aparatów konodontowych gatunkiem typowym jest *Ozarkodina confluens* (Branson et Mehl), natomiast *Ozarkodina typica* Branson et Mehl jest typowym gatunkiem formalnego rodzaju *Ozarkodina*. Na podstawie systematyki wieloelementowej można uznać, że znalezione w badanej próbce elementy należą do wieloelementowego rodzaju *Ozarkodina*. Określono je jako element platformowy (Pa) i element ozarkodinidowy (Pb). Można ponadto założyć, że elementy te należą do wieloelementowego podgatunku *Ozarkodina remscheidensis remscheidensis* (Ziegler). Podgatunek ten ma bardzo szerokie rozprzestrzenienie geograficzne, a jego zasięg stratygraficzny jest ściśle związany z żedynem dolnym (podział reński) i lochkowem dolnym (podział czeski – stratotypowy) (Nehring-Lefeld, 1985).

Szczegółowa analiza występujących w badanych utworach małżoraczków pozwoliła stwierdzić, że zidentyfikowane okazy należą do rodzin Kloedenellidae Ulrich et Bassler, Kloedeniidae Ulrich et Bassler, Aparchitidae Jones, Bollidae Bouček, Richinidae Sohn, Bairdiocyprididae Shaver, Healdiidae Harlton, Primitiidae Ulrich et Bassler i Cavellinidae Egorov (Nehring-Lefeld, 2012).

Kloedenellidae Ulrich et Basler w badanym zespole są reprezentowane przez jeden tylko gatunek – *Poloniella richteri* (De Koninck). Jego masowe występowanie jest charakterystyczne dla utworów formacji sycyńskiej, zidentyfikowanej na obszarze radomsko-lubelskim. Zazwyczaj tworzą bardzo liczne skupienia – zaobserwowano je na przykład w dewońskim profilu otworu wiertniczego Krowie Bagno IG 1 (Nehring, 1973). Początkowo sądzono, że pojawienie się rodzaju *Poloniella* w morskich utworach dewonu dolnego Europy wykształconych w facji ardeńsko-reńskiej jest związane z sedymentacją utworów zигenu i emsu (Jor-

dan, 1964; Polenowa, 1960). Należy podkreślić, że w niniejszym opracowaniu często użyto terminów dotyczących reńskiego podziału dewonu dolnego. W stratotypowym podziale czeskim utwory te zalicza się do formacji zwoleniskiej, odpowiadającej emsowi–pragowi, a zatem wyższemu lochkowowi (Miłaczewski, 2012). Koncepcję tę przyjęła Abushik, kiedy zaliczyła do zигenu dolnego poziom iwaniewski Podola, w którego utworach masowo występują *Poloniella*, określone przez tę autorkę jako *Poloniella oleskoiensis* (Neckaja) (Abushik, 1971). Rewizja oznaczeń i opracowań dotyczących małżoraczków występujących w dolnodewońskich profilach stratotypowych zachodniej Europy pozwoliła na udowodnienie, że *Poloniella richteri* (De Koninck) jest synonimem *Bollia richteri* De Koninck i *Poloniella oleskoiensis* (Neckaja). Zasięg pionowy *Poloniella* w morskich utworach dewonu dolnego, wykształconych w facji ardeńsko-reńskiej, jest większy niż zakładano i obejmuje utwory żedynu dolnego (*Hüinghäuser Schichten*, łupki z Flash – Reńskie Góry Łupkowe; łupki Liévin i Mondrepuits – Ardeny) oraz zигenu (warstwy z Herdorf, Sauerland i Siegerland) (Stoltidis, 1972). Na Podolu gatunek ten występuje masowo w utworach żedynu (górna część poziomu iwaniewskiego), a na Wołyniu – w poziomie borszczowskim (Abushik, 1971).

Rodzina Kloedeniidae Ulrich et Bassler jest reprezentowana w badanym odcinku profilu przez gatunki *Carinokloedenia alata* Abushik i *C. spinosa* (Fuchs). Z ostatniego z wymienionych gatunków w omawianym profilu stwierdzono tylko jeden okaz. Jego obecność w badanym odcinku profilu jest godna uwagi, ponieważ gatunek ten razem z *Poloniella richteri* (De Koninck) i *Cytherellina jonesi* (De Koninck) jest pospolitym elementem żedyńskiego zepołu małżoraczków. W Ardenach *Carinokloedenia spinosa* opisano go jako *Kloedenia lievinensis* (Fuchs). Gatunek ten jest charakterystycznym elementem żedynu Sauerlandu i Siegerlandu, jak również zигenu i emsu Sauerlandu i Siegerlandu i żedynu gór Eifel (Jordan, 1964; Stoltidis, 1972). *Carinokloedenia alata* Abushik jest w badanym zespole znacznie liczniejsza. Obecność jej stwierdzono w utworach poziomu waniewskiego Podola, a także na obszarze radomsko-lubelskim, w utworach formacji sycyńskiej (Nehring-Lefeld, 1985).

W badanym interwale profilu występują dość licznie przedstawiciele rodziny Richinidae Sohn. Stwierdzono tu gatunki *Richina kozłowskyi* Krandijevsky, *R. propria* Abushik i *R. biconica* Abushik. Są one pospolite w utworach poziomu borszczowskiego Podola. *Richina kozłowskyi* jest liczna w górnej części poziomu borszczowskiego i dolnej części poziomu czortowskiego, natomiast występowanie *R. biconica* i *R. propria* jest charakterystyczne dla dolnej i środkowej części tego poziomu.

Rodzinę Bolidae Bouček reprezentują w analizowanym zespole gatunki *Ulrichia* (*Ulrichia*) *pluripuncta* Swartz,

Tabela 11

Rozprzestrzenienie małżoraczków w utworach formacji sycyńskiej (lochkow dolny)

Distribution of ostracods in the Sycyna Formation deposits (Lower Lochkovian)

Małżoraczki	Głębokość (uzysk rdzenia) [m]
<i>Carinokloedenia spinosa</i> (Fuchs) <i>Ulrichia (Subulrichia) fragilis</i> Warthin <i>Ulrichia pluripuncta</i> Swartz <i>Poloniella richteri</i> (De Koninck) <i>Opisthoplax subcompressa</i> Abushik <i>Opisthoplax gyratus</i> Abushik <i>Richina kozlowskyi</i> Krandijevsky <i>Richina propria</i> Abushik <i>Cytherellina jonesi</i> (De Koninck) <i>Cytherellina oleskoiensis</i> (Neckaja) <i>Volyniella silurica</i> Krandijevsky et Gurevich, <i>Cytherellina</i> sp. indet. <i>Healdianella</i> sp. div. <i>Bollia</i> sp. <i>Conchoprimites</i> sp Elementy konodontowe Pa i Pb	2248,2–2254,8 (4,5)
<i>Poloniella richteri</i> (De Koninck) <i>Carinokloedenia alata</i> Abushik <i>Cytherellina jonesi</i> (De Koninck) <i>Bollia jugaloidea</i> Wilson	2304,8–2311,2 (1,0)
<i>Ulrichia (Ulrichia) pluripuncta</i> Swartz <i>Ulrichia (Subulrichia) fragilis</i> Warthin <i>Aparchites ? punctinellus</i> Ulrich et Bassler <i>Cytherellina jonesi</i> (De Koninck) <i>Richina biconica</i> Abushik Podocopida	2361,4–2365,0 (4,4)
<i>Poloniella richteri</i> (De Koninck) <i>Ulrichia (Subulrichia) fragilis</i> Warthin <i>Healdia ? obtusa</i> Abushik <i>Cytherellina oleskoiensis</i> (Neckaja) <i>Eobekena circulata</i> (Neckaja) <i>Healdianella cytherellinoides</i> (Kummerow) Liczne nieoznaczalne małżoraczki z rzędu Podocopida	2365,0–2367,5 (1,7)
Nie stwierdzono obecności małżoraczków	2417,3–2423,5 (6,7)

U. (Subulrichia) fragilis Warthin i *Bollia jugaloidea* Wilson. Wymienione powyżej małżoraczki z rodzaju *Ulrichia* są znane z utworów dolnej i środkowej części poziomu borszczowskiego Podola, jak również z utworów formacji sycyńskiej obszaru radomsko-lubelskiego. Są one ponadto bardzo pospolite w utworach dewonu dolnego i środkowego Ameryki Północnej. Gatunek *Bollia jugaloidea* Wilson został opisany z łupków Birdsong (Helderbergian) zachodniego Tennessee (Wilson, 1935).

Spośród przedstawicieli rodziny Primitiidae Ulrich et Basler w badanym zespole stwierdzono obecność *Opisthoplax subcompressa* Abushik i *O. gyratus* Abushik. Są to ga-

Tabela 12

Rozprzestrzenienie tentakulitów w utworach formacji sycyńskiej

Distribution of tentaculites in the Sycyna Formation deposits

Tentakulity	Głębokość [m]
<i>Tentaculites gyrocanthus</i> (Eaton)	2248,2–2251,8
<i>Tentaculites gyrocanthus</i> (Eaton) <i>Tentaculites scalaris</i> Schlotheim <i>Tentaculites schlotheimi</i> Koken	2251,8–2252,8
<i>Tentaculites gyrocanthus</i> (Eaton) <i>Tentaculites schlotheimi</i> Koken <i>Tentaculites scalaris</i> Schlotheim	2252,8–2253,8
<i>Sokolites zagora</i> Ljaschenko <i>Tentaculites gyrocanthus</i> (Eaton) <i>Tentaculites schlotheimi</i> Koken <i>Tentaculites scalaris</i> Schlotheim	2253,8–2254,8
<i>Tentaculites podolicus</i> Ljaschenko <i>Tentaculites scalaris</i> Schlotheim <i>Podolites rugosus</i> Ljaschenko <i>Turmalites podolicus</i> Ljaschenko	2304,8–2311,2
<i>Striatostyliolina</i> sp. <i>Tentaculites gyrocanthus</i> (Eaton) Nieoznaczalne szczątki skorupki tentakulitów	2361,4–2365,5
<i>Striatostyliolina gigantea</i> Urbanek et Hajłasz <i>Styliolina adulta</i> Urbanek et Hajłasz Nieoznaczalne szczątki skorupki tentakulitów i styliolin	3265,8–2367,5
<i>Guerichina</i> sp. Nieoznaczalne szczątki skorupki tentakulitów	2417,3–2423,5

tunki charakterystyczne dla utworów formacji sycyńskiej, zachowanych na obszarze radomsko-lubelskim. W profilach zlokalizowanych tam licznych otworów wiertniczych, spotyka się ich liczne skupiska i są one stałymi elementami zespołów małżoraczków lochkowu dolnego (Nehring-Lefeld, 1985). *Opisthoplax subcompressa* Abushik jest znany z całego profilu morskich utworów dewonu dolnego, rozprzestrzenionych na Podolu, natomiast występowanie *O. gyratus* Abushik jest związane z sedymentacją poziomu borszczowskiego.

Wśród gładkoskorupkowych małżoraczków należących do rzędu Podocopida Müller w badanym zespole występują *Cytherellina jonesi* (De Koninck) i *C. oleskoiensis* (Neckaja). Zaliczone są one do rodziny Bairdiocyprididae Shaver. Pierwszy z wymienionych gatunków jest charakterystyczny dla zespołu tych mikroskamieniałości znanych z żedynu Ardenów Belgii (łupki Liévin i Mondrepuits), jak również żedynu dolnego Artois (łupki z Drocourt i Mericourt). *Cytherellina oleskoiensis* (Neckaja) to gatunek charakterystyczny dla utworów żedynu Podola i Wołynia, a dokładniej – dla górnej i środkowej części poziomu borszczow-

skiego i poziomu czortkowskiego. Towarzyszą im gatunki *Healdianella angustata* Krandijevsky, *H. cytherellinoides* (Kummerow) i *Eobekena circulata* (Neckaja), a także niezidentyfikowane gatunkowo małżoraczki z wymienionej rodziny.

Rodzinę Healdiidae Harlton reprezentuje pojedynczo występująca *Healdia obtusa* Abushik i nieliczne *Healdia* sp. indet.

W podsumowaniu należy stwierdzić, że skład gatunkowy zespołu małżoraczek występujących w nielicznych próbkach litologicznych pochodzących z rdzeniowanych odcinków profilu Terebin IG 5 (głęb. 2246,0–2367, 8 m) pozwala je zaliczyć do utworów formacji sycyńskiej, a zatem dolnej części lochkowu dolnego.

W badanym interwale profilu (głęb. 2248,2–2423,5 m) stwierdzono obecność tentakulitów i styliolin. Jest to zespół niezbyt liczny i mało zróżnicowany gatunkowo (tab. 12). Był on przedmiotem opracowania B. Hajłasz i został zamieszczony w dokumentacji biostratygraficznej otworu Terebin IG 5 (Hajłasz, 1975). W utworach napotkanych na głęb. 2248,2–2254,8 m stwierdzono obecność *Tentaculites gyrocanthus* (Eaton), *T. schlotheimi* Koken i *T. scalaris* Schlotheim. Zakres czasowy występowania wymienionych gatunków jest dość szeroki – znane są bowiem zarówno z utworów przydolu górnego, jak i lochkowu dolnego. Tym samym nie mogą być uznane za taksony przewodnie.

W interwale głęb. 2248,2–2304,8 m występują gatunki *Turmalites podolicus* Ljaschenko, *Socolites zagora* Ljaschenko, *Podolites rugosus* Ljaschenko i wymieniony

uprzednio *Tentaculites scalaris* Schlotheim. Gatunek *Podolites rugosus* Ljaschenko został po raz pierwszy opisany z utworów warstw malinowieckich wyodrębnionych w utworach syluru górnego Podola. *Tentaculites podolicus* Ljaschenko jest gatunkiem charakterystycznym dla utworów poziomu czortkowskiego Podola. Poziom ten odpowiada górnej części formacji sycyńskiej. Na obszarze radomsko-lubelskim jego obecność stwierdzono w utworach tej formacji zidentyfikowanych w otworach wiertniczych Białopole IG 1 i Izdebno IG 1. Gatunki zidentyfikowane w interwale głęb. 2361,4–2423,5 m są charakterystyczne dla najniższej części lochkowu dolnego i tym samym odpowiada mu dolnej części formacji sycyńskiej. Przedział czasowy ich występowania jest dość szeroki, niektóre spośród nich są znane z utworów syluru górnego (przydolu). W opisanym zespole stwierdzono obecność gatunków *Striatostyliolina gigantea* Urbanek et Hajłasz, *Styliolina adulta* Urbanek et Hajłasz, *Tentaculites gyrocanthus* (Eaton), *Striatostyliolina* sp. i *Guerichina* sp. Gatunki te charakteryzują się gigantycznymi rozmiarami.

Podobny zespół tentakulitów znaleziono w zlokalizowanych na obszarze radomsko-lubelskim w otworach wiertniczych Strzelce IG 1, Strzelce IG 2, Białopole IG 1 oraz Maciejowice IG 1. Poza obszarem radomsko-lubelskim gigantyzm tentakulitów opisano w utworach przydolu górnego, zidentyfikowanych w zlokalizowanych w obniżeniu bałtyckim otworach wiertniczych Chłapowo IG 1, Karwia IG 1 i Tupadła IG 1 (Hajłasz, 1974).

Jolanta STUDENCKA

WYNIKI BADAŃ PALEONTOLOGICZNYCH RAMIENIONOGÓW

W latach 1987–1988 prowadzono badania nad ramienionogami z utworów dewońskich w ramach prac realizowanych przez PIG. Efektem tych prac stało się opracowanie archiwalne „Ramienionogi dewonu dolnego z wierceń wschodniej Lubelszczyzny” (Studencka, 1988). Wśród opracowywanego materiału znajdowały się także próbki pochodzące z otworu wiertniczego Terebin IG 5, z dwóch interwałów głęb.: 2362,4–2365,8 m i 2248,3–2254,8 m, z ilowców ciemnoszarych, szarych i szarzielonych z wkładkami wapieni ilastych.

W czasie pobierania przez autorkę materiału do badań (1987 r.) rdzeń był już niekompletny i częściowo zniszczony, toteż udało się pozyskać jedynie cztery próbki ze szczątkami ramienionogów, zawierające tylko 25 mniej lub bardziej nadających się do oznaczenia taksonomicznego okazów.

Stan zachowania szczątków ramienionogów, podobnie jak pochodzących z profilu otworu Białopole IG 1, był zdecydowanie zły w porównaniu z materiałem pobranym z innych badanych otworów wiertniczych (np. Busówno IG 1, Strzelce IG 2). Skorupki, których część uległa deformacji prawdopodobnie już w trakcie diagenety osadu, były pofragmentowane i praktycznie niemożliwe do wypreparowania.

Ośródkie zachowane na powierzchni osadu były w większości zatarte i rozłusowane. Z tego powodu możliwości oznaczenia badanych okazów były bardzo utrudnione i ograniczone do prześledzenia budowy zewnętrznej. Oznaczeń dokonano także na podstawie wykonanych odcisków latek-sowych.

Zarówno ilość, jak i jakość okazów nie pozwoliły na uznanie badanego materiału za zespół o szczególnej wartości stratygraficznej; niemniej poczynione oznaczenia mogą stanowić przyczynek do określenia wieku utworów dewońskich i korelacji z innymi badanymi profilami.

W zespole z profilu otworu Terebin IG 5 wszystkie znalezione fragmenty ramienionogów należały do gromady Articulata. W głębszym (2362,4–2365,8 m) przedziale głębokości znaleziono fragmenty spiriferidów oznaczone przez autorkę jako *Howellella* cf. *laeviplicata* (Kozłowski). Z wyższego interwału (2248,3–2254,8 m) udało się oznaczyć jeden gatunek należący do strofomenidów – *Mesoduvillina subinterstitialis* (Kozłowski, 1929) oraz ponownie *Howellella* cf. *laeviplicata* (Kozłowski). Pozostałe fragmenty i niekompletne skorupki można było zaklasyfikować jedynie do rodzajów *Camarotoechia* sp. i *Atrypa* sp.

Okazy gatunku *Mesodouvillina subinterstitialis* (Kozłowski) występowały w badanym materiale najliczniej. Kozłowski (1929), kreując gatunek *Strophomena (Brachyprion) subinterstitialis*, wyróżnił jego dwie odmiany: *subinterstitialis* sensu stricto i *subinterstitialis* var. *seretensis*; przy czym ta druga stała się podstawą do określenia cech rodzaju *Mesodouvillina* (Williams, 1950). Różnice opisane przez Kozłowskiego i przydawane im znaczenie stratygraficzne – gatunek *S. (B.) subinterstitialis* sensu stricto miała by występować przede wszystkim w utworach piętra borszczowskiego, natomiast gatunek *S. (B.) subinterstitialis* var. *seretensis* w dolnych poziomach piętra czortkowskiego (w ujęciu R. Kozłowskiego) – według późniejszych prac (Rubel, Teller, 1978) nie znajdują potwierdzenia. Również

autorka niniejszego rozdziału, na podstawie porównań z okazami pochodzącymi z profili otworów wiertniczych wschodniej Lubelszczyzny i wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Studencka, 1986, 1988), skłania się do przypuszczenia, że różnice są wynikiem szeroko pojętej zmienności wewnątrz gatunku i traktuje obie te odmiany jako jeden gatunek.

Podsumowując, w przedziale głęb. 2248,3–2365,8 m profilu otworu Terebin IG 5 stwierdzono występowanie nielicznych, słabo zachowanych fragmentów ramienionogów. Obecność jednego oznaczalnego gatunku *Mesodouvillina subinterstitialis* (Kozłowski, 1929) pozwala na sugestię, że wiek badanych utworów można określić jako przynależny w obecnym ujęciu stratygraficznym do lochkowu.

Elżbieta TURNAU

PALINOSTRATYGRAFIA UTWORÓW DEWONU

Uwagi wstępne

W profilu otworu Terebin IG 5 zespoły dobrze zachowanych spor roślin lądowych oraz akritarch napotkano w próbkach reprezentujących znaczną część dewonu dolnego i środkowego, uboższy materiał palinologiczny uzyskano dla dolnej części franu. Wyniki badań sporów dają podstawę do mniej lub bardziej precyzyjnego datowania kilku odcinków profilu dewonu; mniejsze znaczenie biostratygraficzne mają akritarchy. Badania palinostratygraficzne utworów dewonu dolnego, oparte na danych z kilku otworów z obszaru radomsko-lubelskiego, były omawiane w pracach Turnau (1985, 1986), Turnau i Jakubowskiej (1989) oraz Turnau i in. (2005). Wyższej części dewonu tego obszaru dotyczy późniejsza publikacja (Turnau, 2011). W niniejszym artykule zaprezentowano najważniejsze wyniki badań uzyskane dla otworu wiertniczego Terebin IG 5.

W celu przedstawienia podziału biostratygraficznego dewonu w profilu omawianego otworu wykorzystano dwa sporowe schematy stratygraficzne. Dla dewonu dolnego zastosowano podział Streela i in. (1987), który obejmuje szerokie poziomy Oppla, oraz poziomy interwałowe/filogenetyczne o znacznie węższym zakresie. Tego bardziej szczegółowego podziału nie można na badanym obszarze w pełni wykorzystać, gdyż brak tu niektórych gatunków wskaźnikowych. Mikroflora dewonu środkowego i górnego Polski ma wiele elementów wspólnych z mikroflorą wschodniej Europy, toteż sporowy schemat zonalny dla tego obszaru (Avkhimovitch i in., 1993) jest na terenie Polski bardzo przydatny. Zmodyfikowany schemat dla wschodniej Europy, obejmujący pięć poziomów interwałowych (Turnau, 1996, 2007), był stosowany dla dewonu środkowego i górnego Pomorza Zachodniego, częściowo także dla Gór Świętokrzyskich (Malec, Turnau, 1997; Turnau, Racki, 1999) i Lubelszczyzny (Turnau, 2011).

Wymienione schematy skorelowano, na ogół w przybliżeniu, ze schematami opartymi na faunie, m.in. na konodontach. Szczegółowej korelacji schematu dla żywego Po-

morza Zachodniego udało się dokonać na podstawie materiału uzyskanego z rejonu lubelskiego, gdzie elementy konodontowe występują w asocjacji ze sporami (Turnau, K. Narkiewicz, 2011).

Rozprzestrzenienie stratygraficzne spor i akritarch

Zasięgi wskaźnikowych i charakterystycznych gatunków spor w profilu dewonu dolnego z omawianego otworu przedstawiono w tabeli 13, najważniejsze gatunki zilustrowano na figurze 20. W próbce pochodzącej z formacji sycyńskiej (głęb. 2366,80 m) nie znaleziono spor, obecne były tylko akritarchy. Między innymi napotkano tu *Quadraditum fantasticum* Cramer, gatunek, którego zasięg kończy się w lochkowie (Molyneaux i in., 1996). Wniosek płynący z tego faktu jest zgodny z dotychczasowymi poglądami na temat pozycji stratygraficznej tej formacji.

Partie stropowe formacji czarnoleskiej (głęb. 1996,14–2052,50 m) zaliczono do poziomu Oppla *micrornatus*–*newportensis* (MN), poziomu filogenetycznego M. Oprócz wskaźnikowego *Emphanisporites micrornatus* var. *micrornatus* Steemans et Gerienne i innych gatunków pojawiających się w lochkowie i przechodzących do pragu (Richardson, McGregor, 1986; Steemans, 1989), takich jak *Streelisporea newportensis* (Chaloner et Streel) Richardson et Lister i *Chelinospora retorrada* Turnau, obecne są tu gatunki, których zasięg stratygraficzny kończy się w lochkowie, to jest *Chelinospora cassicula* Richardson et Lister i *Emphanisporites epicautuus* Richardson et Lister (Richardson, McGregor, 1986). A zatem koniec sedymentacji płytkomorskiej, którą w badanym regionie reprezentują utwory formacji czarnoleskiej, miał miejsce w środkowym lochkowie.

W dolnej części formacji zwolenńskiej (głęb. 1967,27–1989,15 m) napotkano zespoły zawierające gatunki *Emphanisporites micrornatus* var. *sinuosus* Steemans et Gerienne i *E. micrornatus* var. *micrornatus* w asocjacji z *Chelinospora cassicula* i *Emphanisporites epicautuus*. Wskazuje to

Tabela 13

Występowanie wybranych gatunków spor w reprezentatywnych próbkach utworów dewonu dolnego
Occurrence of selected spore species in representative samples from the Lower Devonian

Formacja	Czarneleska			Zwoleńska				
Głębokość [m]	2052,50	2012,75	1996,14	1989,15	1967,27	1705,02	1697,25	1671,70
Poziom Oppla	<i>micrornatus</i> — <i>newportensis</i> MN					<i>polygonalis</i> — <i>wetteldorfensis</i> PoW		
Poziom interwałowy	M			Si		W		Su
Piętro	lochkow					prag		?prag ?ems
<i>Ambitisporites dilutus</i> (Hoffmeister) Richardson et Lister	•	•	•	•	•		•	
<i>Apiculiretusispora plicata</i> Allen	•	•	•	•	•			•
<i>Archaeozonotriletes chulus</i> Cramer var. <i>chulus</i> Richardson et Lister	•		•		•	•	•	•
<i>Chelinospora retorrada</i> Turnau	•	•	•	•				
<i>Chelinospora cassicula</i> Richardson et Lister	•			•				
<i>Emphanisporites epicautuus</i> Richardson et Lister	•			•				
<i>Emphanisporites micrornatus</i> Richardson et Lister var. <i>micrornatus</i> Steemans et Gerienne	•	•	•	•				
<i>Laevolancis divellomedia</i> (Tchibrikova) Burgess et Richardson	•		•	•	•	•	•	•
<i>Streelispora newportensis</i> (Chaloner et Streel) Richardson et Lister	•	•	•	•				
<i>Emphanisporites micrornatus</i> Richardson et Lister var. <i>sinuosus</i> Steemans et Gerienne				•	?			
<i>Emphanisporites zavallatus</i> var. <i>gediniensis</i> Steemans et Gerienne						•	•	
<i>Emphanisporites micrornatus</i> Richardson et Lister var. <i>gediniensis</i> Steemans et Gerienne						•		
<i>Breconisporites breconensis</i> Richardson, Streel, Hassan et Steemans						•	•	•
<i>Apiculiretusispora brandtii</i> Streel						•		•
<i>Dibolisporites eifeliensis</i> Lanninger						•	•	•
<i>Brochotriletes foveolatus</i> Naumova							•	
<i>Dibolisporites wetteldorfensis</i> Lanninger							•	•
<i>Diaphanospora subita</i> (Arkhangelskaya) Higgs								•
<i>Dictyotriletes subgranifer</i> McGregor								•
<i>Verrucosisporites polygonalis</i> Lanninger								•

na obecność poziomu filogenetycznego Si górnego (nie najwyższego) lochkowu (Streel i in., 1987; Steemans, 1989).

W górnej części formacji zwoleńskiej (głęb. 1697,25–1705,02 m) występują gatunki *Dibolisporites eifeliensis* Lanninger i *D. wetteldorfensis* Lanninger, co pozwala zaliczyć tę część profilu do poziomu Oppla *polygonalis*–*wetteldorfensis* (PoW), poziomu interwałowego W, reprezentującego prag. Formy te napotkano w asocjacji z *Emphanisporites zavallatus* var. *gediniensis* Steemans et Gerienne i *Chelinosporites retorrada* Turnau, to jest z gatunkami nie przechodzącymi do emsu (Steemans, 1989). W pobliżu

stropu formacji zwoleńskiej, na głęb. 1671,70 m, pojawia się *Dictyotriletes subgranifer* McGregor, gatunek wskaźnikowy dla poziomu interwałowego Su. Jego dolna granica przebiega w pobliżu (powyżej lub poniżej) granicy poziomów konodontowych *dehiscens*/*pireneae* definiujących granicę prag/ems (Streel i in., 2000). Zatem formacja zwoleńska w omawianym otworze obejmuje lochkow górny po prag górny lub najniższy ems, brak tu dwóch emskich poziomów Oppla, wyróżnionych w trzech otworach w rejonie Radomia (Turnau, 1986; Turnau, Jakubowska, 1989; Turnau i in., 2005).

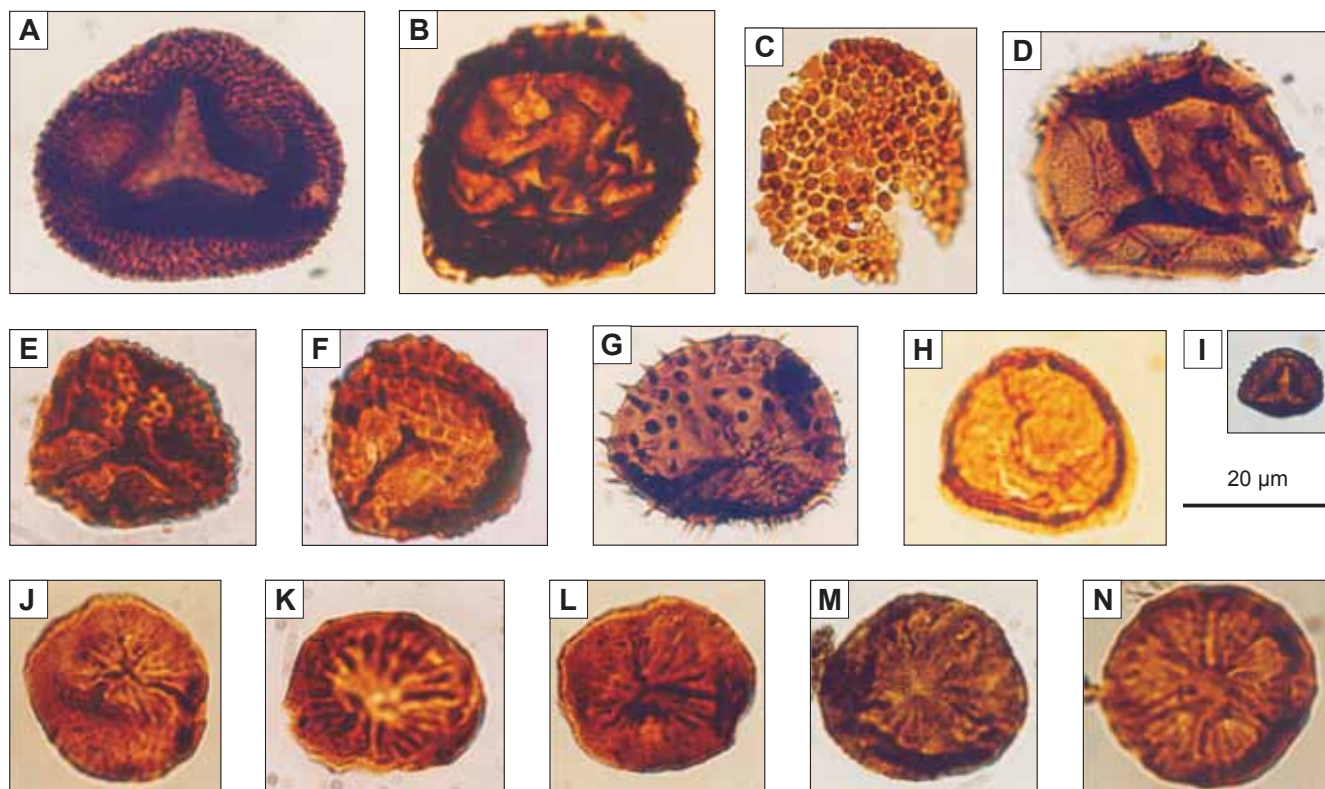


Fig. 20. Gatunki spor charakterystyczne dla dewonu dolnego z profilu otworu wiertniczego Terebin IG 5

A – *Apiculiretusispora brandtii*, głęb. 1671,7 m. **B** – *Chelinospora cassicula*, głęb. 1989,15 m. **C** – *Verrucosisporites polygonalis*, głęb. 1671,7 m. **D** – *Dictyotrilletes subgranifer*, głęb. 1671,7 m. **E** – *Streelisporea newportensis*, głęb. 2003,0 m. **F** – *Chelinospora retorrida*, głęb. 2003,10 m. **G** – *Dibolisporites eifeliensis*, głęb. 1705,02 m. **H** – *Diaphanospora subita*, głęb. 1671,7 m. **I** – *Dibolisporites wetteldorfensis*, głęb. 1671,7 m. **J, K** – *Emphanisporites micrornatus* var. *micrornatus*, głęb. 2003,10 m. **L, M** – *Emphanisporites micrornatus* var. *sinuosus*, głęb. 1989,5 m. **N** – *Emphanisporites epicautus*, głęb. 2003,10 m

Characteristic Lower Devonian spore species from the Terebin IG 5 borehole

A – *Apiculiretusispora brandtii*, depth 1671.7 m. **B** – *Chelinospora cassicula*, depth 1989.15 m. **C** – *Verrucosisporites polygonalis*, depth 1671.7 m. **D** – *Dictyotrilletes subgranifer*, depth 1671.7 m. **E** – *Streelisporea newportensis*, depth 2003.0 m. **F** – *Chelinospora retorrida*, depth 2003.10 m. **G** – *Dibolisporites eifeliensis*, depth 1705.02 m. **H** – *Diaphanospora subita*, depth 1671.7 m. **I** – *Dibolisporites wetteldorfensis*, depth 1671.7 m. **J, K** – *Emphanisporites micrornatus* var. *micrornatus*, depth 2003.10 m. **L, M** – *Emphanisporites micrornatus* var. *sinuosus*, depth 1989.5 m. **N** – *Emphanisporites epicautus*, depth 2003.10 m

Zasięgi wskaźnikowych i charakterystycznych gatunków spor w profilu żywetu i franu przedstawiono w [tabeli 14](#), najważniejsze gatunki zilustrowano na [figurze 21](#). Najniższe ogniwa należące do formacji telatyńskiej, leżące na formacji zwoleńskiej, nie były przez autorkę badane. W dolnej i środkowej części ogniwa żniatyńskiego tej formacji napotkano gatunek *Chelinospora concinna* Allen w asocjacji z *Aneurospora extensa* (Naumova) Turnau. Wskazuje to na obecność poziomu interwałowego *extensa* (Ex), podpoziomu Ex 2. Dolną granicę tego podpoziomu określa pojawienie się pierwszego z wymienionych taksonów. Obecność *Corystisporites collaris* var. *kalugianus* (Tchibrikova) Turnau, *Hystricosporites setigerus* (Kedo) Arkhangelskaya i *Retispora archaelepidophyta* (Kedo) McGregor et Camfield, to jest gatunków nieprzechodzących powyżej poziomu Ex 2 (Turnau, 1996), potwierdza powyższy wniosek. Zbadany interwał należy zatem do

żywetu, poziomu konodontowego *ansatus* (patrz dyskusja w pracy Turnau, K. Narkiewicz, 2011).

W zespołach spor napotkanych w spągu ogniwa pelczańskiego zanotowano pierwsze wystąpienie gatunku *Samarisporites triangulatus* Allen, określające dolną granicę podpoziomu Ex 3. Oprócz tego indeksowego gatunku w zespołach są obecne taksony nieprzechodzące do kolejnego poziomu Aur; są to: *Aneurospora extensa*, *Geminosporea decora* (Naumova) emend. Arkhangelskaya, *G. tenuispinosa* (Kedo) Turnau, *Lanatisporis bislimbatus* (Tchibrikova) Arkhangelskaya, *Verrucosisporites scurrus* (Naumova) McGregor et Camfield. Podpoziom Ex 3 obejmuje także dolną część ogniwa rachańskiego. Ogniwo pelczańskie należy zatem do żywetu, poziomu konodontowego *ansatus* (patrz K. Narkiewicz, M. Narkiewicz, 1998; Turnau, K. Narkiewicz, 2011). Dane akritarchowe dotyczące pozycji ogniwa pelczańskiego są spójne z danymi sporowymi, bowiem

Występowanie wybranych gatunków spor w reprezentatywnych próbkach utworów dewonu środkowego i górnego

Occurrence of selected spore species in representative samples from the Middle and Upper Devonian deposits

[illegible]

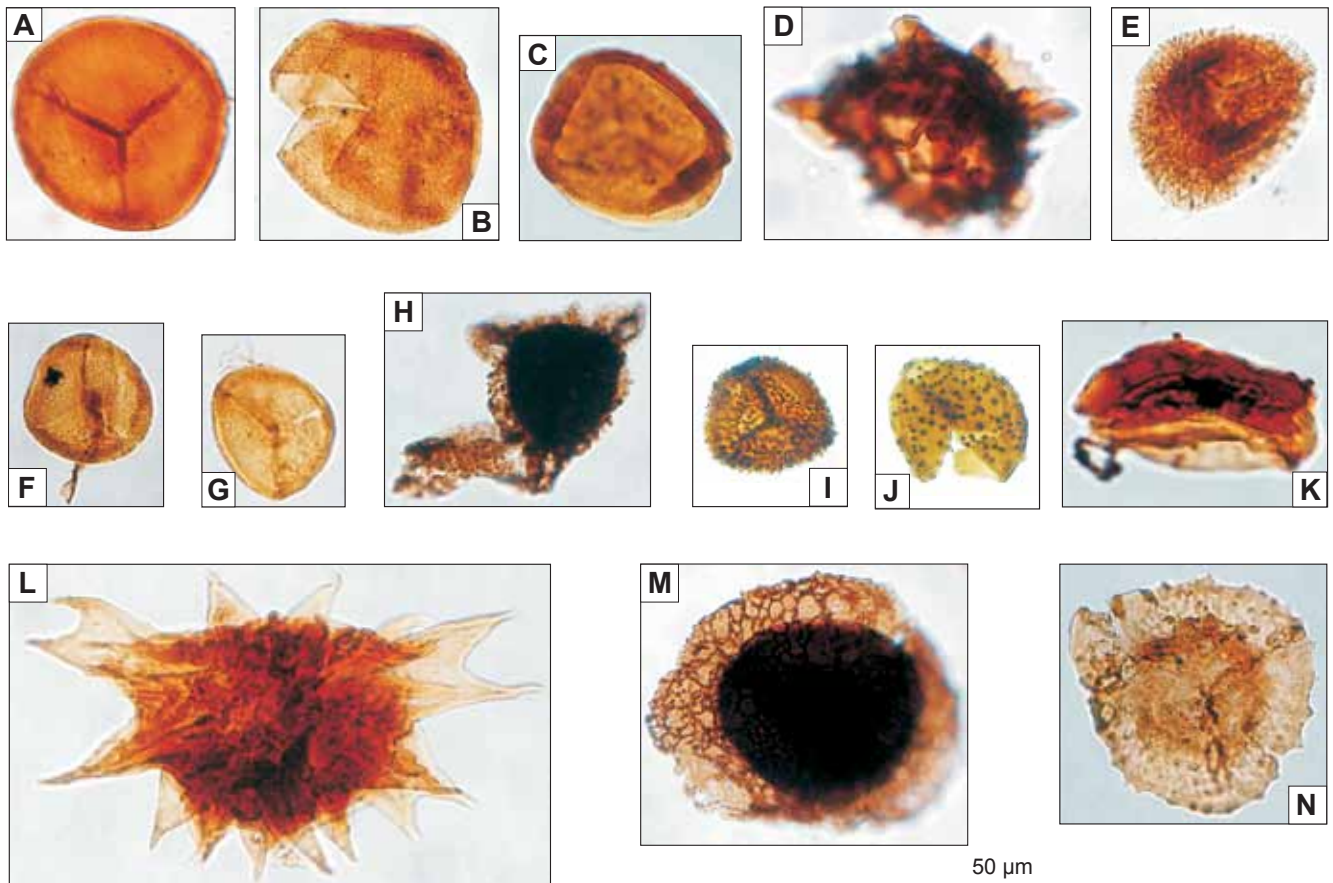


Fig. 21. Charakterystyczne gatunki spor dewonu środkowego i górnego z profilu otworu wiertniczego Terebin IG 5

A – *Aneurospora greggsi*, głęb. 1598,95 m. B – *Geminospora lemurata*, głęb. 1598,95 m. C – *Geminospora aurita*, głęb. 1557,35 m. D – *Chelinospora concinna*, głęb. 1604,10 m. E – *Lanatisporis bislimbatus*, głęb. 1604,10 m. F, G – *Aneurospora extensa*, głęb. 1557,35 m. H – *Samarisporites triangulatus*, głęb. 1577,2 m. I – *Geminospora tenuispinosa*, głęb. 1507,2 m. J – *Geminospora decora*, głęb. 1567,2 m. K – *Tholisporites* sp. cf. *T. densus*, głęb. 1526,90 m. L – *Corystisporites collaris* var. *kalugianus*, głęb. 1598,95 m. M – *Retispora archaeolepidophyta*, głęb. 1604,10 m. N – *Cristatisporites deliquescens*, głęb. 1493,25 m

Characteristic Middle and Upper Devonian spore species from the Terebin IG 5 borehole

A – *Aneurospora greggsi*, depth 1598.95 m. B – *Geminospora lemurata*, depth 1598.95 m. C – *Geminospora aurita*, depth 1557.35 m. D – *Chelinospora concinna*, depth 1604.10 m. E – *Lanatisporis bislimbatus*, depth 1604.10 m. F, G – *Aneurospora extensa*, depth 1557.35 m. H – *Samarisporites triangulatus*, depth 1577.2 m. I – *Geminospora tenuispinosa*, depth 1507.2 m. J – *Geminospora decora*, depth 1567.2 m. K – *Tholisporites* sp. cf. *T. densus*, depth 1526.90 m. L – *Corystisporites collaris* var. *kalugianus*, depth 1598.95 m. M – *Retispora archaeolepidophyta*, depth 1604.10 m. N – *Cristatisporites deliquescens*, depth 1493.25 m

w zespołach akritarch z tego ogniwa napotkano gatunek *Daillydium pentaster* (Staplin) Playford (por. Turnau, 2011).

W środkowej części ogniwa rachańskiego wyróżniono poziom *aurita* (Aur), którego dolną granicę określa ostatnie wystąpienie gatunku *A. extensa*. Zespoły poziomu Aur są uderzająco ubogie, dominują w nich spory z rodzaju *Geminospora*, brak tu licznych gatunków występujących regularnie w poziomie Ex 3 (por. tab. 14). Skład zespołów spor tego poziomu pozwala korelować jego dolną granicę z podstawą podpoziomu *incisa–micromanifesta* (IM) dla dewonu Europy Wschodniej (Avkhimovitch i in., 1993) lub poziomu o tej samej nazwie dla Białorusi (Obukhovskaya, 2000). Dolna granica tego poziomu jest korelowana pośrednio z granicą poziomów konodontowych górny *varcus*/ *her-*

manni (Rzhonsnitskaya, 2000). Bezpośrednie dane konodontowe z Gór Świętokrzyskich i rejonu lubelskiego pozwalają jedynie na mało precyzyjne datowanie granicy Ex/Aur. Przebiega ona w poziomie konodontowym w zakresie *ansatus–hermanni* (Turnau, Narkiewicz, 2011). Na podstawie powyższych danych można przypuszczać, że granica Ex/Aur i jej odpowiedniki mieszczą się w przedziale poziomów konodontowych *latifossatus–hermanni*.

W wyższej części ogniwa rachańskiego napotkano spory przypominające ważny stratygraficznie gatunek *Tholisporites densus* McGregor (oznaczono je jako *T. cf. densus*). Zespoły, w których występuje ten gatunek, określono w tabeli 14 jako „Aur? Den?”. Te nader ubogie asocjacje prawie nie różnią się od zespołów zaliczonych bez zastrzeżeń

do poziomu Aur, jednak obecność *Kraeuselisporites pomeranius* (Stempień-Sałek) Turnau może wskazywać, że jest to poziom *densus* (Den), którego dolna granica przebiega w pobliżu granicy żywet–fran (McGregor, Playford, 1992; Turnau, K. Narkiewicz, 2011). Zatem ogniwo rachańskie w swojej przeważającej części obejmuje żywet górny i prawdopodobnie odpowiada interwałowi od najwyższej części żywetu środkowego po najniższy fran.

Ważnym frańskim gatunkiem, którego obecność stwierdzono w połowie ogniwa krzewickiego formacji modryń-

skiej (na głęb. 1493,25 m), jest *Cristatisporites deliquescens* (Naumova) Arkhangelskaya. We wschodniej Europie takson ten pojawia się we franie dolnym, w poziomie konodontowym *transitans* lub *punctata*, zanika na pograniczu fran/ famen (Avkhimovitch i in., 1993), a najliczniej występuje we franie górnym, w poziomie *C. deliquescens*–*V. evlanensis* (DE), który odpowiada poziomom konodontowym *rhenana*–*linguiformis* (Obukhowskaya i in., 2000). Gatunek *C. deliquescens* jest też znany z franu Kanady (Richardson, McGregor, 1986).

Krzysztof RADLICZ

CHARAKTERYSTYKA PETROLOGICZNO-LITOLOGICZNA UTWORÓW DEWONU

Wstęp

Badania petrologiczno-mikrofacjalne utworów dewonu z otworu Terebin IG 5 oparto na makroskopowym opisie rdzeni wykonanym przez Miłaczewskiego („Dokumentacja wynikowa otworu Terebin IG 5” i ten tom), opisach mikroskopowych 147 płytek cienkich (tab. 15), 9 analizach minerałów ciężkich oraz 87 analizach chemicznych CaO, MgO, CO₂, w tym 42 analizach SO₃. Podział na grupy mikrofacjalne i klasy energii środowiska przyjęto wg Radlicza (tab. 16), a klasyfikację skał osadowych – wg Folka (1962, 1968). Cechy mikrofacjalne osadów zestawiono w tabelach 17–29, wyniki analiz minerałów ciężkich w tabeli 30, zaś zestawienie przeliczeń analiz chemicznych na skład drobinowy i mineralny na podstawie instrukcji metodycznej Radlicza (1974) oraz wartości stopnia dolomityczności *dd* w tabeli 31. Ponadto wszystkie cechy litologiczne, geochemiczne, mikrofacjalne wraz z interpretacją energetyczną i sedimentologiczną określono opisowo.

Metody badań

Przeliczenie analiz chemicznych na skład mineralny poprzedził przegląd płytek cienkich. W zależności od składu mineralnego stwierdzonego w płytkach cienkich i wyników oznaczeń chemicznych dobrano odpowiednio schemat przeliczeń analiz chemicznych (Radlicz, 1974) oraz obliczono wartości stopnia dolomityczności (Radlicz, 1967, 1968). Stopień dolomityczności jest określony wzorem:

$$dd = [\% \text{ wag.}] \text{ MgO} : [\% \text{ wag.}] \text{ CaO} \times 1320$$

i określa zawartość dolomitu w węglanach. Stosunek ten jest zawsze wyrażony liczbą całkowitą. W czystym dolomicie *dd* = 1000; przy 50% zawartości CaCO₃ i 50% zawartości dolomitu *dd* = 352; przy 95% zawartości CaCO₃ i 5% zawartości dolomitu *dd* = 29.

Podstawową klasyfikacji skał osadowych oraz terminologię przyjęto wg Folka (1962, 1968), a terminologię osa-

dów chemicznych – wg Friedmana (1965). Półilościowe oznaczenia udziału procentowego składników w płytkach cienkich przeprowadzono na podstawie wzorców stopnia zaczernienia pola wg Tanaka i Katada (1966).

Identyfikacje bioklastów w obrębie grup faunistycznych dokonano na podstawie atlasów oraz prac mikrofacjalnych, m.in.: Johnson (1951), Mišik (1966), Głazek i Radwański (1968), Masłow (1956, 1962) oraz Horowitz i Potter (1971). Strefy biofacjalne i mikrofacjalne przyjęto według autorów: Coogan (1969), Leavitt (1968), Krebs i Mountjoy (1972), Heckel (1972) oraz ELF Aquitaine (1977). Zastosowano kryteria podziału na grupy mikrofacjalno-energetyczne i dojrzałości osadów wg Folka (1962, 1968) oraz Plumleya i in. (1962).

Ze względu na współwystępowanie osadów terygeniczych, allochemowych, biogenicznych i chemicznych dla określenia grupy energetycznej i mikrofacjalnej osadu wprowadzono termin „terallochemy” (*terrigenous allochems*). Było to niezbędne w celu przyjęcia wspólnej klasyfikacji grup mikrofacjalnych dla osadów terygenicznych i allochemowych.

W przypadku osadów biogenicznych koralowcowo-stromatoporoidowych, często zdolomitizowanych w profilu dewonu, zgodnie z założeniem Plumleya i in. (1962) o odporności organizmów kolonialnych na fale morskie, przyjęto dla nich wysokoenergetyczne środowisko. W przypadku mat glonowych występuje zróżnicowanie na maty powstałe na płycznach otwartego zbiornika morskiego, powstałe w środowisku wysokoenergetycznym i powstałe w warunkach lagunowych odpowiadających pod względem energetycznym środowisku wód spokojnych. Dla osadów onkolitowych i oolitowych bez względu na ich genezę przyjęto wysokoenergetyczne środowisko ich powstawania (uwzględniono tu oczywiście stosunek allochemów do mikrytu lub pierwotnego sparytu). Zastosowano tu uproszczenie nieuwzględniające przypadku szybkiej sedimentacji niepozwalającej na wypłukanie mikrytu przez fale.

W przypadkach szczególnych okresowo bardzo wysokoenergetycznych, polegających głównie na mieszaniu się osadów różnych środowisk, wyróżnia się cechy diagnostyczne

Tabela 15

Spis płytek cienkich utworów dewonu z otworu wiertniczego Terebin IG 5

List of thin sections from Devonian deposits of the Terebin IG 5 borehole

Nr próbki	Głębokość [m]	Litologia
1	2	3
13	1258,5 +1,45	wapień bioklastyczny
14	1258,5 +1,70	wapień bioklastyczny
15	1258,5 +2,15	wapień bioklastyczny koralowcowy
16	1258,5 +2,50	iłowiec piaszczysty – kras
17	1258,5 +2,80	wapień zlepieńcowy – rudytowy
18	1258,5 +2,90	iłowiec piaszczysty – kras
19	1258,5 +3,25	wapień bioklastyczny
20	1258,5 +3,40	wapień bioklastyczny
21	1258,5 +4,05	wapień biolitytowy
22	1258,5 +4,80	wapień peloidowy
23	1258,5 +5,10	wapień mikrytowo-bioklastyczny
24	1258,5 +5,80	iłowiec – kras
25	1258,5 +7,50	wapień mikrytowo-bioklastyczny
26	1258,5 +9,10	wapień mikrytowy
27	1267,8 +1,40	wapień mikrytowo-bioklastyczny
28	1267,8 +8,10	wapień bioklastyczny
29	1277,5 +0,60	wapień biolitytowy stromatoporoidowy
30	1277,5 +1,70	dolomit marglisty
31	1277,5 +2,60	dolomit sparytowy
32	1277,5 +3,60	dolomit
33	1277,5 +5,50	dolomit z pirytem
34	1277,5 +7,30	wapień peloidowy
35	1314,5 +0,10	wapień peloidowy
36	1314,5 +6,10	wapień peloidowy
37	1314,5 +8,40	wapień biolitytowy koralowcowo-stromatoporoidowy
38	1314,5 +9,10	wapień peloidowo-ooidowy
39	1381,9 +0,40	wapień biolitytowy koralowcowy
40	1381,9 +2,40	dolomit biolitytowy
41	1381,9 +8,10	dolomit biolitytowy
42	1428,5 +1,50	dolomit sparytowy
43	1428,5 +4,10	wapień dolomitowo-marglisty, gruzłowy
44	1475,5 +0,10	dolomit
45	1475,5 +3,20	dolomit marglisty
46	1475,5 +4,10	dolomit sparytowy
47	1475,5 +5,50	margiel dolomitowy
48	1475,5 +6,50	dolomit marglisty

Nr próbki	Głębokość [m]	Litologia
1	2	3
49	1475,5 +8,50	dolomit marglisty
50	1485,0 +0,50	margiel ilasto-dolomitowy
51	1485,0 +4,40	dolomit marglisty
52	1485,0 +5,40	iłowiec dolomitowy
53	1485,0 +9,40	wapień dolomitowo-marglisty
54	1519,4 +0,40	iłowiec
55	1519,4 +2,70	dolomit sparytowy
56	1519,4 +5,50	margiel dolomitowy
57	1519,4 +7,30	dolomit anhydrytowy
58	1519,4 +9,30	piaskowiec b. drobnoziarnisty – waka
59	1529,0 +0,50	margiel dolomitowy
60	1529,0 +1,80	anhydryt ilasty
61	1529,0 +2,50	anhydryt dolomitowy
62	1529,0 +3,10	anhydryt dolomitowy
63	1529,0 +5,40	iłowiec dolomitowy
64	1529,0 +7,70	dolomit marglisty
65	1536,5 +4,50	iłowiec dolomitowy
66	1536,5 +7,50	iłowiec dolomitowy
67	1546,2 +0,30	dolomit marglisty – mata glonowa
68	1546,2 +1,60	dolomit
69	1546,2 +3,40	margiel dolomitowy
70	1546,2 +4,50	dolomit piaszczysty
70a	1546,2 +5,60	piaskowiec ortokwarcytowy
70b	1546,2 +8,40	piaskowiec laminowany z laminami ilastymi
71	1558,7 +0,30	iłowiec laminowany pyłowcem
71a	1558,7 +1,30	dolomit marglisty
72	1558,7 +3,50	iłowiec
73	1558,7 +7,90	iłowiec
74	1558,7 +8,50	iłowiec dolomitowy
75	1568,7 +0,50	margiel dolomitowy
76	1568,7 +3,50	iłowiec dolomitowy
77	1568,7 +7,60	wapień dolomitowo-marglisty
78	1568,7 +10,50	dolomit marglisty
79	1568,7 +11,50	margiel dolomitowy
80	1568,7 +13,30	piaskowiec ortokwarcytowy
81	1568,7 +18,50	margiel dolomitowy
82	1587,9 +1,50	margiel dolomitowy

Tabela 15 cd.

1	2	3
83	1587,9 +8,50	piaskowiec pylasto-ilasty – waka
84	1587,9 +10,50	anhydryt z przerostami iłowca
85	1587,9 +11,70	iłowiec dolomitowo-piaszczysty
86	1587,9 +16,10	dolomit marglisty ze sfalerytem
86a	1587,9 +17,50	piaskowiec z cementem anhydrytowym
86b	1587,9 +18,00	piaskowiec kwarcowo-łyszczkowy
87	1587,9 +18,50	pyłowiec dolomitowy
88	1587,9 +18,90	margiel
88a	1606,9 +0,50	dolomit marglisty
89	1606,9 +0,70	dolomit marglisty
90	1606,9 +1,70	dolomit z gniazdami anhydrytu
91	1606,9 +2,40	dolomit marglisty
92	1612,1 + 1,40	anhydryt z przerostami iłowca
93	1612,1 +4,80	anhydryt dolomitowy z przerostami iłowca
94	1612,1 +9,50	anhydryt
95	1612,1 +18,10	anhydryt
96	1631,0 +0,20	dolomit pylasty
96a	1631,0 +0,60	piaskowiec ilasty – waka
96b	1631,0 +2,40	piaskowiec dolomitowy TI
96c	1631,0 +3,50	piaskowiec ilasto-ortokwarcytowy
97	1637,0 +2,30	piaskowiec ortokwarcytowy
98	1637,0 +5,10	piaskowiec dolomitowy ortokwarcytowy TI
99	1637,0 +7,70	piaskowiec ilasty – waka
100	1637,0 +9,90	piaskowiec ortokwarcytowy
101	1648,7 +2,10	piaskowiec ortokwarcytowy
102	1648,7 +4,30	piaskowiec ortokwarcytowy
103	1657,1 +1,50	iłowiec piaszczysty z kongrecją dolomitową
104	1657,1 +5,10	piaskowiec bardzo drobnoziarnisty – waka
105	1657,1 +6,30	piaskowiec ortokwarcytowy
106	1657,1 +11,60	piaskowiec frakcjonalnie laminowany skośnie
107	1672,0 +2,50	iłowiec piaszczysty
108	1678,1 +1,30	piaskowiec ortokwarcytowy frakcjonalnie laminowany przekątnie
109	1681,1 + 2,20	piaskowiec średnioziarnisty ortokwarcytowy
110	1681,1 +3,60	iłowiec piaszczysty z kongrecją dolomitową
111	1687,7 +0,10	piaskowiec ilasto-hematytowy z ?pizoidami ilasto-piaszczystymi, hematytowymi
112	1687,7 +2,30	iłowiec piaszczysty
113	1687,7 +4,10	iłowiec pylasty, żelazisty z kongrecją dolomitową
114	1696,9 +0,50	piaskowiec drobnoziarnisty ortokwarcytowy
115	1696,9 +1,50	zlepienie z ?toczeńcami ilasto-piaszczystymi
116	1696,9 +3,50	piaskowiec ortokwarcytowy
117	1706,3 +1,50	iłowiec pylasty z kongrecjami dolomitowymi

1	2	3
118	1706,3 +3,30	piaskowiec kwarcowo-łyszczkowy laminowany
119	1706,3 +7,50	iłowiec żelazisty
120	1925,2 +0,20	iłowiec piaszczysty
121	1925,2 +5,40	piaskowiec ortokwarcytowy
122	1960,5 +1,40	piaskowiec ortokwarcytowy
123	1960,5 +2,30	piaskowiec kwarcowo-łyszczkowy laminowany
124	1960,5 +7,30	piaskowiec ortokwarcytowy
125	1970,0 +1,20	piaskowiec ortokwarcytowy
126	1970,0 +6,30	iłowiec pylasto-piaszczysty
127	1979,5 +1,50	piaskowiec ortokwarcytowy
128	1979,5 + 9,20	piaskowiec bardzo drobnoziarnisty
129	1989,0 +2,50	piaskowiec ilasty – waka tufitowa
130	1989,0 +7,20	iłowiec pylasto-piaszczysty
131	1998,5 +2,40	piaskowiec ortokwarcytowy
132	1998,5 +11,10	piaskowiec ilasty – waka tufitowa
133	1998,5 + 12,80	piaskowiec ortokwarcytowy
134	2013,5 +3,40	piaskowiec ortokwarcytowy
135	2013,5 +6,20	iłowiec
136	2013,5 +12,20	piaskowiec ortokwarcytowy
137	2013,5 +15,10	iłowiec pylasty
138	2030,7 +0,30	piaskowiec kwarcowo-łyszczkowy ortokwarcytowy laminowany skośnie
139	2030,7 +2,50	piaskowiec ortokwarcytowy
140	2030,7 +8,70	piaskowiec polimiktyczny ortokwarcytowy
141	2030,7 +10,20	piaskowiec zlepieńcowaty wapnisty
142	2030,7 +14,10	iłowiec piaszczysty z bioturbacjami
143	2030,7 +18,10	piaskowiec ortokwarcytowy przekątnie laminowany
144	2049,5 +3,50	piaskowiec kwarcowo-łyszczkowy laminowany – waka
145	2049,5 +9,50	piaskowiec ortokwarcytowy
146	2139,0 +0,70	iłowiec piaszczysty
147	2139,0 +3,30	piaskowiec ortokwarcytowy
148	2139,0 +7,50	piaskowiec ilasty – waka tufitowa
149	2139,0 +9,20	piaskowiec ortokwarcytowy
150	2248,2 +0,60	iłowiec z ramienionogami
151	2248,2 +2,30	biorudy – bruk sztormowy TI
152	2304,8 +0,20	iłowiec z fauną
153	2361,4 +0,50	iłowiec
154	2365,8 +1,20	iłowiec
155	2417,3 +0,50	iłowiec
156	2417,3 +6,30	iłowiec
157	2474,5 +0,20	iłowiec
158	2474,5 +6,5	iłowiec

Tabela 16

Klasyfikacja energetyczna osadów z podziałem na grupy, klasy i subklasy (według Folka, 1968)

Groups and energy efficiency classes of deposits (according to Folk, 1968)

Spoiwo	Udział terallochemów [%]	Udział ilu i mikrytu [%]	Cechy osadów		Nazwa grup mikrofacji i dojrzałości osadów	Symbole grup mikrofacji	Symbole klas i podklas energii środowiska	Środowisko energetyczne sedymentacji
			wysortowanie	obtoczenie				
Ilaste lub mikrytowe	do 1	powyżej 50	złe lub w różnym stopniu	złe lub w różnym stopniu	pelit, mikryt, dismikryt, pelit	M	1A	wody spokojne
	1–10						1B	
	10–25				mikryt i diamikryt terallochemowy	TAM	2A	wody okresowo aktywne
	25–50						2B	
Sparytowe	powyżej 50	15–50	umiarkowane umiarkowanie dobre	terallochemomikryty niedojrzałe	IMR	3A	wody słabo aktywne	
		5–15				3B		
		poniżej 5			SBMR	4A	wody umiarkowanie aktywne	
						4B		
		mało lub brak			MR	5A	wody silnie aktywne lub środowisko eoliczne	
		brak lub obecny *			SMR	5B	wody bardzo silnie aktywne, bruk sztormowy lub środowisko eoliczne	

* możliwy udział w przypadku osadów inwersji strukturalnej T1 bruku sztormowego, szybkość sedymentacji uniemożliwia całkowite wypłukanie mikrytu lub ilu

następujących typów inwersji strukturalnej – TI (Folk, 1968).

- I – ziarna obtoczone w ilastym matriksie;
- II – ziarna obtoczone, ale źle wysortowane;
- III – nietypowy stosunek obtoczenia do wielkości ziarna;
- IV – bimodalne obtoczenie w obrębie tej samej frakcji
- V – dobrze wysortowane dwie frakcje razem;
- VI – dobrze wysortowane, nieobtroczone ziarna w ilastym matriksie.

Dla typów tych Folk (1968) przyjął następujące warunki genetyczne:

- typ II, III, IV i V – kilka źródeł przerobionych osadów w materiale pierwotnym;
- typ I, II, IV i VI – mieszanie się osadów z dwóch różnych środowisk;
- typ I, II, VI – proces dojrzewania działający na zbyt wysokim poziomie energetycznym, a przez to stającym się procesem samoniszcącym (np. fale sztormowe niszczące osady plażowe).

Na podstawie mikroskopowych cech osadów autor wprowadził następujące grupy mikrofacjalno-energetyczne i dojrzałości osadów: M – mikryt, TAM – terallochemomikryt, IMR – osady niedojrzałe, SBMR – osady prawie dojrzałe, MR – osady dojrzałe, SMR – osady superdojrzałe, B – osady biogeniczne, SP – osady sparytowe i TI – osady inwersji strukturalnej. Na podstawie wymienionych kryteriów i badań opartych przede wszystkim na klasyfikacjach osadów wg Folka skonstruowano tabelę przewodnią dla grup osadów allochemo-teryogenicznych (tab. 17).

W przedziale grup bierze się pod uwagę stosunek terallochemów do sparytu i mikrytu + pelitu. W zależności od obróbki i wysortowania materiału terallochemowego wyróżnia się grupy dojrzałości osadów:

- ponaddojrzałych (*supermature*, SMR);
- dojrzałych (*mature*, MR);
- prawie dojrzałych (*submature*, SBMR);
- niedojrzałych (*immature*, IMR). Z punktu widzenia genetycznego osady podzielono na klasy i subklasy A oraz B – energii środowiska sedimentacyjnego.

Do grup mikrofacji M – mikrytowych i pelitowych zaliczono osady zawierające do 10% materiału ziarnowego; do mikrofacji TAM – mikrytów terallochemowych – zawierające 10–50% materiału ziarnowego.

Osady zawierające powyżej 50% materiału terallochemowego przy obecności mikrytu + pelitu lub ich nieobecności oraz zawierające ortochemy klasyfikuje się według stopnia dojrzałości:

- osady zawierające 5–50% mikrytu + pelitu zaliczono do niedojrzałych (IMR);
- zawierające poniżej 5% pelitu – do prawie dojrzałych (SBMR);
- osady bez pelitu lub ze śladami pelitu – do dojrzałych (MR) lub do ponaddojrzałych (SMR). W kryteriach dojrzałości bierze się również pod uwagę stopień obtoczenia i wysortowania oraz udział cementu ortochemicznego.

Dojrzałość strukturalna stanowi jeden z najważniejszych wskaźników do określenia fizycznego środowiska sedimentacji. Określa ona efektywność energii środowiska sortowania i abradowania ziaren. Przyjmując takie czynniki za wystarczające, można określić, że osady niedojrzałe akumulują się w miejscach niskiej energii hydrodynamicznej, takich jak np. równiny zalewowe, stożki napływowe oraz zabarierowe osady, osady nerytyczne i lagunowe.

Osady prawie dojrzałe (SBMR) tworzą się w strefach o umiarkowanej energii hydrodynamicznej. Materiał ziarnowy jest w różnym stopniu abradowany, lecz lepiej wysortowany niż w osadach niedojrzałych. Ponadto w osadach tych zaznacza się wyższy udział cementu ortochemowego. Pierwotnie osady te są bardziej porowe. Typowym przykładem takiego środowiska mogą być osady przybrzeżne odsłoniętego zbiornika oraz bariery wewnętrznej.

Osady dojrzałe (MR) tworzą się w strefach silnej energii hydrodynamicznej i eolicznej. Materiał ziarnowy podlegał czynnikowi wysortowania oraz w większym lub mniejszym stopniu abrazji. Typowym przykładem takiego środowiska są mielizny i rewy – bariery zewnętrzne podwodne.

Osady ponaddojrzałe (SMR) powstają w środowisku o bardzo silnej energii, o intensywniej abrazji i dobrym wysortowaniu. Typowym przykładem środowiska osadów ponaddojrzałych są wydmy pustynne oraz plaże i osady strefy kipieli.

Inwersje strukturalne (TI) określają anomalne cechy osadów odpowiadające wg Folka (1962, 1968) specyficznym warunkom genetycznym mieszania się osadów z dwóch różnych środowisk. Przykładem może być występowanie piasku eolicznego w łąkach lagunowych lub piasku sztormowego w osadach strefy niżejplywowej. Innym przykładem jest przerobienie osadów niżej energetycznych w środowisku wysokoenergetycznym, np. rozmycie osadów rzecznych przez fale sztormowe, oraz przerabianie osadów pod wpływem szeregu czynników w materiale pierwotnym.

Charakterystykę utworów dewonu przedstawiono w kolejności stratygraficznej (wg Miłaczewskiego, ten tom) w podziale na formacje i ogniwa. Wszystkie głębokości pobrania próbek są głębokościami wiertniczymi.

Charakterystyka mikrofacjalna osadów

Formacja sycyńska

Dolna granica formacji przebiega w odcinku nierdzienionym profilu na głębokości geofizycznej 2463,0 m, zaś górna – również w odcinku nierdzienionym na głęb. 2166,0 m. Z formacji sycyńskiej zbadano siedem próbek (nr 150, 153, 154, 155, 156, 151 i 152). Ponadto dla porównania z sylurskiego odcinka profilu pobrano próbki nr 157 i 158 (tab. 15).

Wśród osadów wyróżniono:

Ilowce z wkładkami wapieni bioklastycznych (biorudytów) (próbki nr 151 i 152). Wkładki występują miejscami, mają grubość do 5 cm, ponadto w masie ilastej wystę-

Tabela 17

Cechy mikrofacjalne utworów formacji sycyńskiej
Microfacies characteristics of Sycyna Formation deposits

Nr próbki	Głębokość [m]	Tekstura	Skład	Udział [%]	Wielkość terallochemów [mm]	Przewaga frakcji [mm]	Masa podstawowa		Uwagi
							skład	udział [%]	
150 153 154 155 157 158	2248,2 +0,6 2361,4 +0,5 2365,8 +1,2 2417,3 +0,5 2474,5 +0,2 2474,5 +6,5	równoległe laminowana	kwarc, muskowit, bioklasty: ramienionogi, trylobity, lingule, małżoraczki, problematyki	średnio 1–3 do 2 do 3	0,005–0,08 0,03–0,15 0,1–10,0	0,02–0,04	ilasta przekryształizowana	95–99	szczątki fauny przeważnie silnie rozkruszone; liczne grudki piritu; grupa mikrofacji mikrytowych M 1A, B
156	2417,3 +6,3	równoległe laminowana	kwarc, muskowit, bioklasty: steczka, peloidy	3 2 1 średnio 3	0,005–0,08 0,03–0,10 0,02–0,06	0,03	dolosparyt ilasta przekryształizowana	11 80	w laminach peloidów do 15% M 1B
152	2304,8 +0,2	równoległe laminowana	bioklasty: tentakulity, ramienionogi, trylobity, szkarłupnie, małże	śr. 20	0,1–8,0	0,04	ilasta przekryształizowana	80	grupa mikrofacji TAM 2A
151	2248,2 +2,3	równoległa	bioklasty: ramienionogi, lilowce, trylobity, serpuloidy, tentakulity	60	0,2–10,0		mikrytowa + sparytowa	40	wapien marglisty grupa mikrofacji osadów niedojrzałych IMR 3B, bruk sztorowy

pują rozproszone szczątki fauny trylobitów, konularii i ramienionogów zawiasowych oraz liliowców.

Iłowce ciemnoszare, laminowane równoległe, czasem o oddzielności łupkowej z nielicznymi rozproszonymi szczątkami fauny.

Iłowce formacji sycyńskiej należą do iłowców dolomitowych odznaczających się wysokimi wartościami stopnia dolomityczności $dd = 160–911$ (tab. 31). Cechy mikrofacjalne osadów formacji sycyńskiej zestawiono w tabeli 17.

Formacja czarnolesska

Dolna granica formacji przebiega w nierozdzienionym odcinku profilu. Górna granica znajduje się między marszami rdzeniowymi 1979,5–1989,0 m i 1989,0–1998,5 m, na głębokości wiertniczej 1989,0 m. Formacja czarnolesska jest złożona z iłowców, iłowców pylastych i piaszczystych, piaskowców ilastych – wak, piaskowców ortokwarcytowych niedojrzałych i prawie dojrzałych oraz piaskowców litoklastycznych. Wśród iłowców piaszczystych i piaskowców niedojrzałych stwierdzono utwory tufitowe. Utwory formacji czarnolesskiej odznaczają się dużą częstotliwością występowania laminowanych tekstur skośnych – małoskalowych, niekiedy zaburzonych konwolucyjnie i bioturbacyjnie. Wśród osadów zaburzonych bioturbacyjnie występują głównie pionowe norki ichnofauny o długości do 30 cm typu mieszkalno-żerowiskowego oraz skośne i poziome typu żerowiskowego.

Z utworów formacji czarnolesskiej zbadano 21 próbek (nr 129–149):

Iłowce, iłowce pylaste i piaszczyste zbadano w pięciu próbkach nr: 130, 135, 137, 142 i 146 (tab. 15).

Iłowce są ciemnoszare lub szarozielonkawe o oddzielności blokowej lub łupkowej, kruche.

Iłowce pylaste i piaszczyste są ciemnoszare i szarozielonkawe, poziomo, falisto i przekątnie laminowane z licznymi konwolucjami, pogrążami, mikrorozmyciami i zaburzeniami bioturbacyjnymi w postaci pionowych, skośnych i poziomych kanałów mieszalnych, mieszkalno-żerowiskowych i żerowiskowych ichnofauny. Często występują 0,5–3,0 cm przewarstwienia, smugi i soczewki jasnoszarych piaskowców tworzące heterolity iłowcowo-piaskowcowe. Wśród iłowców pylastych i piaszczystych występują utwory tufitowe (próbki nr 130, 142, 146). Cechy mikrofacjalne iłowców, iłowców pylastych i piaszczystych zestawiono w tabeli 18.

Piaskowce i pylowce piaszczyste zbadano w 16 próbkach, z czego trzy próbki zaklasyfikowano do wak grupy IMR 3A, cztery próbki do ortokwarcytowych piaskowców niedojrzałych grupy IMR 3B i dziewięć próbek do ortokwarcytowych piaskowców prawie dojrzałych grupy SBMR 4A.

Piaskowce ilaste i ortokwarcytowe piaskowce niedojrzałe zbadano w siedmiu próbkach nr: 129, 132, 139, 144, 147, 148 i 149 (tab. 15).

Piaskowce ilaste – waki są szare, ciemnoszare i zielonkawoszare, z laminacją smużystą poziomą, falistą, przekątną laminacją riplemarkową, z dużą częstotliwością

Tabela 18

Cechy mikrofacjalne utworów formacji czarnolesskiej
Microfacies characteristics of Czarnolas Formation deposits

Nr próbki	Głębokość [m]	Tekstura	Skład	Udział [%]	Wielkość ziaren [mm]	Przewaga frakcji [mm]	Masa podstawowa		Uwagi
							skład	udział [%]	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Iłowce, ilowce pylaste i piaszczyste									
135	2013,5 +6,2	równoległa	kwarc,	2	0,005–0,2	0,03–0,06	ilasta drobno-	88–96	próbka 142 zaburzona
137	2013,5 +15,1	soczewkowo	muskowit + biotyt	2–10	0,03–0,25 (terallochemy)	0,06–0,08	huseczkowa		bioturbacyjnie jest ilowcem
142	2030,7 +14,1	smużysta							tuftowym M 1B – TAM 2A
130	1989,0 +7,2	równoległa	kwarc,	5–50	0,02–0,3	0,05–0,08	ilasta przekrysta-	55–65	próbka 146 zaburzona
146	2139,0 +0,7	laminowana	skalenie, minerały ciężkie, muskowit + biotyt + chloryt	pojed. pojed. do 30	0,06–0,25 0,02–0,12 0,04–0,6		lizowana		bioturbacyjnie; liczny materiał piroklastyczny, tuftowe ilowce pylaste, piaszczyste TAM 2B
Piaszkowce ilaste – waki i ortokwarcytowe piaszkowce niedojrzałe									
132	1998,5 +11,1	soczewkowo	kwarc,	30–40	0,02–0,25	0,05–0,08	ilaste drobno	40–45	w próbie 132 zaburzenia
144	2049,5 +3,5	laminowana równoległa	skalenie, muskowit + biotyt + chloryt, zwęglone szczątki roślin	pojed. 15–30 pojed.	0,08–0,15 0,03–0,4	0,15–0,2	huseczkowe		bioturbacyjne i wysoki udział materiału piroklastycznego – waka tuftowa IMR 3A
148	2139,0 +7,5	smużysta zaburzona bioturbacyjnie	kwarc, skalenie, muskowit + chloryt + biotyt, minerały ciężkie bioklasty: wielkoraki, ryby intraklasty: ilowce, ilowce pylaste	50 pojed. pojed. pojed. spod. 20	0,01–0,2 0,1–0,4 0,2–5,0	0,08			tuftowa waka litoklastyczna IMR 3A
129	1989,0 +2,5	przekątnie	kwarc,	60–70	0,02–0,2	0,08–0,1	kwarcowe	15–23	w próbie 129 wysoki udział
139	2030,7 +2,5	laminowana	skalenie,	do 2	0,08–0,2		regeneracyjne		materiału piroklastycznego
147	2139,0 +3,3	ripplemarkowo	poskaleniowe agregaty kaolinitowe,	1–5	0,08–0,2		ilaste drobno-	8–10	tuftowy arenit niedojrzały IMR 3B
149	2139,0 +9,2		muskowit + chloryt + biotyt, intraklasty ilowców	5–10 pojed.	0,06–0,7 0,1–0,45	0,2–0,3	huseczkowe		
Prawie dojrzałe piaszkowce ortokwarcytowe									
136	2013,5 +12,2	przekątnie	kwarc,	60–70	0,03–0,4	0,1–0,12	kwarcowe	15–30	w próbie 138 w laminach
138	2030,7 +0,3	laminowana	skalenie	1	0,06–0,3		regeneracyjne		łyseżyków do 25%, biotyt +
143	2030,7 +18,1		poskaleniowe agregaty kaolinitowe,	1–3 do 1	0,09–0,3 0,02–0,16		ilaste blonkowe		chloryt przeważa nad muskowitem; skalenie obok
145	2049,5 +9,5		minerały ciężkie, muskowit + chloryt + biotyt, intraklasty ilowców	2–8 do 3	0,06–1,3 0,1–1,3	0,2–0,5		2–5	obtoczonych ziaren występują w formach tabliczkowych; silna regeneracja kwarcowa SBMR 4A

Tabela 18 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
131 133 134 140	1998,5 +2,4 1998,5 +12,8 2013,5 +3,4 2030,7 +8,7	równoległa i przekątnie laminowana	kwarc, skalanie poskaleniowe agregaty kaolinitowe, minerały ciężkie, muskowit + chloryt + biotyt, intraklasty iłowców	62–74 1–3 1–3 pojed. 2–5 2	0,02–0,4 0,08–0,4 0,08–0,4 0,02–0,15 0,06–1,3 0,1–5,5	0,15–0,18 0,3–0,5	kwarcowe regeneracyjne ilaste blonkowe relikty	20–30 do 2	silna regeneracja kwarcowa SBMR 4A
141	2030,7 +10,2	równoległa	kwarc, skalanie poskaleniowe agregaty kaolinitowe, minerały ciężkie, muskowit, intraklasty: iłowce, iłowce pylaste, pyłowce	50 1 2 1 sporad. 10	0,03–0,4 0,1–0,3 0,1–0,25 0,4–0,16 0,1–0,75 0,2–9,0	0,18 5,0	kwarcowe regeneracyjne kalcyfarytowe poikiloklastyczne	10 25	arenit litoklastyczny SBMR 4A

występowania zaburzeń konwolutnych, pogrążowych, spływowch, bioturbacyjnych oraz związanych z rozmyciem śródwarstwowym. Zaburzenia bioturbacyjne występują w formie kanałów i norek o przebiegu pionowym, skośnym i poziomym.

Piaskowce ortokwarcytowe niedojrzałe makroskopowo różnią się od piaskowców ortokwarcytowych dojrzałych głównie jaśniejszym zabarwieniem oraz większą twardością. Są one małoskalowo skośnie laminowane substancją łyszczykowo-ilastą. Lokalnie zawierają drobne intraklasty iłowców i pyłowców. Wśród piaskowców ilastych – wak i ortokwarcytowych piaskowców niedojrzałych – arenitów niedojrzałych stwierdzono osady tufitowe (próbki nr 129, 130, 132 i 148; [tab. 15](#)).

Cechy mikrofacjalne piaskowców ilastych i ortokwarcytowych niedojrzałych zestawiono w [tabeli 18](#).

Piaskowce ortokwarcytowe prawie dojrzałe ([tab. 18](#)) zbadano w próbkach nr: 131, 133, 134, 136, 138, 140, 141, 143 i 145 ([tab. 15](#)). Są to utwory jasnoszare i białoszare, z laminacją smużystą, przekątnie warstwowane w małej, rzadziej dużej skali, czasem ripplemarkowo laminowane łyszczykami (głównie chloryt + biotyt; muskowit w dużych pakietach blaszek). Lokalnie tekstura bywa zaburzona bioturbacyjnie. W wielu przypadkach w piaskowcach występują intraklasty iłowców i pyłowców o średnicy do 2 cm. Miejscami tworzą one większe nagromadzenia w postaci zlepieńców śródwarstwowch. Czasem towarzyszą im drobne fragmenty ryb.

Formacja zwoleńska

Dolna granica formacji przebiega w odcinku rdzeniowym profilu na głęb. 1989,0 m (głęb. geofizyczna 1993,0 m), zaś górna granica formacji – w odcinku rdzeniowym profilu na głębokości wiertniczej i geofizycznej 1658,1 m.

Z utworów formacji zwoleńskiej zbadano 26 próbek (nr 103–128), wśród których wyróżniono: iłowce pylaste i piaszczyste, piaskowce ilaste, piaskowce ortokwarcytowe i zlepienie. W skałach tych sporadycznie występują utwory tufitowe. Lokalnie pojawiają się iłowce plamiste złożone z peloidów ilastych podobnych do struktur gleb kopalnych opisanych przez Siutę i Motowicką (1965).

W stropowej części profilu w piaskowcach i iłowcach występują konkretne pirytowe oraz smużyste impregnacje pirytowe. W całym kompleksie osadów zwraca uwagę wiśniowobrunatne zabarwienie iłowców pylastych i piaszczystych oraz większa częstotliwość niż w innych profilach występowania septariowych konkrecji dolomitowe. Ponadto miejscami stwierdzono występowanie niewielkich ławic zlepieńcowych z materiałem allochtonicznym z fauną ([tab. 20](#) – próbka nr 115). Poziom z pizoidami hematytowo-ilastymi stwierdzono w próbce nr 111 ([tab. 18](#)).

Iłowce pylaste i piaszczyste zbadano w 9 próbkach nr: 103, 107, 110, 112, 113, 117, 119, 120 i 126 ([tab. 15](#)). Są to skały o barwie zielonkawej, ciemnoszarej lub wiśniowej. Często występują osady plamiste zielonkawe z wiśniowymi plamami lub wiśniowe z szarzielonymi.

Tabela 19

Cechy mikrofacjalne utworów formacji zwolenińskiej
Microfacies characteristics of Zwoleń Formation deposits

Nr próbki	Głębokość w m	Tekstura	Skład	Udział [%]	Wielkość ziaren [mm]	Przewaga frakcji [mm]	Masa podstawowa		Uwagi
							skład	udział [%]	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Iłowce pylaste i piaszczyste									
103 110	1657,1 +1,5 1681,1 +3,6	bezlądna	kwarc	20	0,01–0,42	0,1	ilasta drobnołuseczkowa	30	drobne konkrekcje septariowe TAM 2A
107 112 120	1672,0 +2,5 1687,7 +2,3 1925,2 +0,2	smużysta lub laminowana soczewkowo	kwarc, skałenie, minerały ciężkie, muskowit	30–40 pojed. sporad. 2–5	0,01–0,35 0,06–0,25 0,02–0,1 0,04–0,4	0,1–0,12 0,15	ilasta drobnołuseczkowa nierównomiernie impregnowana getytem-hematytem	58–68	TAM 2B próbka 107 – tuftowy iłowiec piaszczysty
113 119 126	1687,7 +4,1 1706,3 +7,5 1970,0 +6,3	bezlądna lub smużysta	kwarc, skałenie, muskowit	10–15 sporad. do 5	0,01–0,5 0,06–0,18 0,03–0,3	0,04–0,08 0,1–0,12	ilasta nierównomiernie impregnowana getytem-hematytem	80–90	TAM 2A w próbce 126 pionowe bioturbacje
117	1706,3 +1,5	laminowana soczewkowo	kwarc, muskowit + chloryt + biotyt	15 20	0,01–0,2 0,04–1,0	0,04–0,08 0,1–0,15	ilasta z impregnacjami getytowo-hematytowymi	65	TAM 2B laminy iłowców pylastych i pyłowców
Piaskowce ilaste – waki i ortokwareytowe piaskowce niedojrzale									
104	1657,1 +5,1	równoległa	kwarc	80	0,02–0,3	0,12	ilaste	20	
111	1687,7 +0,1	bezlądna	kwarc, pizoidy hematytowo-ilitowe	50 10	0,02–0,55 2,0–6,5	0,12	ilasto-hematytowe	40	waka tuftowa IMR 3A
106	1657,1 +11,6	przekątnie laminowana frakcjonalnie	kwarc skałenie, muskowit + chloryt + biotyt, minerały ciężkie	70 pojed. 2 pojed.	0,02–0,15 0,08–0,65 0,1–0,25 0,06–0,5 0,04–0,15	0,1 0,2 0,15	kwarcowe regeneracyjne ilaste drobnołuseczkowe	13 15	IMR 3B
118	1706,3 +3,3	przekątnie laminowana frakcjonalnie	kwarc skałenie, intraklasty iłowców, muskowit + chloryt + biotyt,	30 2 7 40	0,04–0,55 0,08–0,35 0,2–0,55 0,15–1,6	0,15 0,3 0,2 0,6–0,8	kwarcowe regeneracyjne dolosparyt ilasty	10 1 10	skałenie świeże i silnie zwiertzale

Tabela 19 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Ortokwarcytowe piaskowce prawie dojrzale i dojrzale									
105	1657,1 +6,3	smużysta	kwarc, minerały ciężkie	75 pojed.	0,02–0,25 0,02–0,12	0,12	kwarcowe regeneracyjne ilaste	20 5	pierwsza odmiana genetyczna na piaskowców prawie dojrzałych i dojrzalnych SBMR i MR
121 124 125 127	1925,2 +5,4 1960,5 +7,3 1970,0 +1,2 1979,5 +1,5	równoległa i przekątnie laminowana	kwarc, skalanie, poskaleniowe agregaty kaolinitowe, muskowit, chloryt, biotyt, intraklasty ilowców, bioklasty ryb	54–70 2–3 4–5 2–5 do 7 spod.	0,06–0,55 0,1–0,35 0,1–0,4 0,1–1,2 0,1–1,5 1,0–4,0	0,2 0,15–0,2 0,2 0,2–0,4	kwarcowe regeneracyjne kalcysparytowe ilaste	15–25 do 6 do 5	
122 123	1960,5 +1,4 1960,5 +2,3	przekątnie laminowana	kwarc, skalanie, poskaleniowe agregaty kaolinitowe, muskowit, chloryt, biotyt, minerały ciężkie	50–60 do 5 do 3 10–25 spod.	0,04–0,35 0,08–0,25 0,08–0,2 0,08–0,8 0,03–0,15	0,1–0,15 0,3	kwarcowe regeneracyjne ilaste	17–20 5	druga odmiana genetyczna piaskowców prawie dojrzałych SBMR
114 116 128	1696,9 +0,5 1696,9 +3,5 1979,5 +9,2	równoległa i przekątnie laminowana	kwarc, skalanie, muskowit, chloryt, biotyt, minerały ciężkie, intraklasty ilowców i mikrytowych wapieni	50–70 spod. 1–5 pojed. 5–15	0,04–0,4 0,1–0,25 0,06–0,5 0,03–0,25 0,1–0,9	0,1–0,15 0,2	kwarcowe regeneracyjne kalcysparytowe ilaste	5–20 do 20 3–5	trzecia odmiana genetyczna piaskowców prawie dojrzałych SBMR
108	1678,1 +1,3	przekątnie laminowa- na frakcjonalnie	kwarc, chloryt + biotyt, minerały ciężkie	75 spod. pojed.	0,06–0,60 0,15–0,3 0,03–0,2	0,12 0,3	kwarcowe regeneracyjne	25	czwarta odmiana genetyczna piaskowców dojrzałych MR
109	1681,1 +2,2	równoległa porowata	kwarc	72	0,06–1,08	0,4	kwarcowe regeneracyjne pory	18 10	

Tabela 20

Cechy mikrofacjalne zlepieńców formacji zwoleńskiej (próbka nr 115 z głęb. 1696,9 +1,5 m)
 Microfacies characteristics of Zwoleń Formation conglomerates (sample no. 115, depth 1696.9 +1.5 m)

Skład	Udział [%]	Wielkość ziaren [mm]	Przewaga frakcji [mm]	Uwagi
Kwarc	40	0,06–1,6	0,35	w ilowcach piaszczystych oraz w marglach pylastych i piaszczystych wtórna koncentracja kalcytu – kalicze (caliche)
Klasty: iłowce, iłowce pylaste i piaszczyste, waki, arenity ortokwarcytowe, mikrytowe wapienie pylaste, margle piaszczyste z fauną trylobitów, mszywiolów, ramienionogów, ryb, fosforyty pylaste	40	0,6–7,0		
Bioklasty: ryby, zwęglone szczątki roślin, spoiwo ilaste	pojed. pojed. 20			

Iłowce pylaste i piaszczyste są kruche, niekiedy z laminacją smużystą lub poziomą oraz przekątnie warstwowane w małej skali materiałem piaszczystym. Lokalnie struktury osadów są zaburzone bioturbacjami. W stropowych częściach formacji iłowce zawierają konkrecje i smużyste impregnacje pirytowe. W niższych częściach profilu licznie występują kuliste, spłaszczone i nieregularne konkrecje dolomitowe, septariowe pokryte bruzdami spękań. Miejscami nagromadzenie konkrecji w osadzie nadaje iłowcom wygląd zlepieńców. W profilu Terebin IG 5 występuje najwięcej konkrecji septariowych ze wszystkich dotychczas zbadanych profili formacji zwoleńskiej na Lubelszczyźnie. Lokalnie trafiają się duże, zwęglone szczątki psylofitów. Cechy mikrofacjalne iłowców pylastych i piaszczystych zestawiono w tabeli 19.

Piaskowce ilaste – waki (tab. 19) zbadano w dwóch próbkach: nr 104 i 111 (tab. 15). Są to utwory o barwie szarozielonkawej, wiśniowej, miejscami plamiste lub smużyste. W próbce 111 stwierdzono występowanie pizoidów hematytowo-illitowych o średnicy do 6,5 mm oraz wysoki udział materiału piroklastycznego, klasyfikujący piaskowiec jako waki tufitowe.

Piaskowce ortokwarcytowe – arenity ortokwarcytowe zbadano w 14 próbkach nr: 105, 106, 108, 109, 114, 116, 118, 121, 122, 123, 124, 125, 127 i 128 (tab. 15). Wśród piaskowców makroskopowo wyróżniono cztery odmiany strukturalno-teksturalne:

- piaskowce jasnoszare, z przekątną laminacją riplemarkową, z przewarstwieniami iłowców piaszczystych ze szczelinami z wysychania, drobnymi rozmyciami oraz ze śladami pełzania i żerowania bentosu; pod względem genetycznym łączą się głównie z osadzaniem w przybrzeżnych i basenowych strefach jeziornych oraz rzecznych, korytowych;
- piaskowce jasnoszare, przekątnie, riplemarkowo laminowane łyszczykami, z przerostami iłowców ciemnoszarych; również związane genetycznie z osadzaniem w przybrzeżnych i basenowych strefach jeziornych oraz rzecznych, korytowych;

- piaskowce jasnoszare, masywne, miejscami przekątnie warstwowane w dużej skali lub warstwowane poziomo, z licznymi ławiczkami zlepieńcowymi; genetycznie odmiana ta łączy się z sedimentacją korytową rzek i wytworzeniem bruku korytowego;
- piaskowce jasnoszare porowate, z przekątną laminacją riplemarkową, zaklasyfikowane do piaskowców dojrzałych; pod względem genezy piaskowce tej odmiany zaliczono do wydmowych.

Cechy mikrofacjalne piaskowców ortokwarcytowych zestawiono w tabeli 19.

Zlepienie (tab. 20) zbadano w próbce nr 115 (tab. 15). Zlepienie występuje w formie drobnych ławic wśród ortokwarcytowych piaskowców trzeciej z wymienionych wyżej odmian. Zawierają one bardzo urozmaicony materiał allochtoniczny oraz fragmenty ryb i zwęglone fragmenty flory.

Formacja telatyńska

Z dolnej części profilu formacji (ogniwa: przewodowskie, machnowskie i żniatyńskie w ówczesnym ujęciu), którą w dokumentacji wynikowej otworu Terebin IG 5 zaliczano do eiflu, przeanalizowano 31 próbek, wśród których wyróżniono: margle, margle dolomitowe, dolomity margliste i pylaste, skały anhydrytowo-dolomitowe, anhydryty ilaste, anhydryty, iłowce piaszczyste, pyłowce oraz piaskowce. Najwięcej próbek przebadano z piaskowców należących do grup mikrofacji osadów prawie dojrzałych SBMR, dojrzałych MR, niedojrzałych IMR – wak oraz inwersji strukturalnych TI.

Margle (próbka nr 88 – ogniwo machnowskie; tab. 15) o barwie ciemnoszarobrunatnej są twarde i masywne. Zawierają liczne fragmenty pokruszonych ramienionogów zawiasowych. Miejscami są gruzłowate. Cechy mikrofacjalne wapieni marglistych zestawiono w tabeli 21.

Margle dolomitowe z ogniwa żniatyńskiego (tab. 22) przeanalizowano w próbkach nr 79, 81 i 82. Są to utwory o barwie zielonkawej, szarozielonkawej, szarobrunatnej

i ciemnoszarej, przeważnie kruche, miejscami o oddzielności łupkowej. W wielu przypadkach zawierają cienkie przerosty szarobrunatnego dolomitu marglistego, a lokalnie – fragmenty lingul i wielkoraków.

Dolomity margliste i pylaste przebadano w siedmiu próbkach nr: 78, 86 – obie z ogniwa żniatyńskiego; 88a, 89, 90, 91 oraz 96 – z ogniwa machnowskiego (próbka 96 reprezentuje dolomit pylasty) (tab. 15). Dolomity margliste mają barwy ciemnoszarobrunatne, ciemnoszare i szarobeżowe. Są masywne, miejscami smugowane lub laminowane. Czasem zawierają nieregularne, nodulowe przerosty różowego i białego anhydrytu, lokalnie podobne gniazdowe skupienia krystaliczne kalcytowe. Dolomity margliste są przeważnie kruche, rzadziej twarde. Dolomit pylasty stwierdzono w strefie przejściowej między dolomitami i piaskowcem ilastym. Cechy mikrofacjalne dolomitów marglistych i dolomitu pylastego zestawiono w tabeli 22.

Anhydryty ilaste, anhydryty i skały anhydrytowo-dolomitowe ogniwa machnowskiego zbadano w pięciu próbkach: nr 84 i 92 (anhydryty ilaste), nr 94 i 95 (anhydryty), nr 93 (dolanhydryt) (tab. 15). Utwory te nie tworzą zwar-
tych kompleksów, lecz występują w formie gniazdowej –
nodularnej w marglach dolomitowych i w dolomitach mar-
glistych oraz w formie laminowanej anhydrytu i dolomitu
– mat kryptoglonowych.

Anhydryt w nodulach bywa biały lub różowy, zaś w laminach jasnoszary lub szary. Między osadami nodularnymi i laminowanymi zaznacza się stopniowe przejście. Cechy mikrofacjalne osadów anhydrytowych ogniwa machnowskiego zestawiono w tabeli 23.

Ilowce dolomitowo-piaszczyste (tab. 22) zbadano w próbie nr 85 (ogniwo żniatyńskie). Są to utwory szarozielonkawe, kruche. Pyłowiec dolomitowy zbadano w próbie nr 87 (ogniwo machnowskie) (tab. 15). Jest on ciemnoszary, smużysty z rozproszonymi bioklastami wielkoraków.

Wśród piaskowców formacji telatyńskiej wyróżniono drobno-, średnio- i nierównoziarniste, a wśród nich waki i piaskowce ortokwarcytowe.

Piaskowce ilaste – waki zbadano w czterech próbkach: nr 83 (skorygowana głębokość tej próbki wynosi 1594,1 m) – ogniwo żniatyńskie; nr 96a i 96c – ogniwo machnowskie; nr 99 – ogniwo przewodowskie (tab. 15). Piaskowce te odznaczają się zabarwieniem szarym, szarobeżowym, szarozielonkawym i ciemnoszarym, czasem przekątną laminacją riplemarkową lub smużystą, z silnymi zaburzeniami bioturbacyjnymi. Waki należą do grupy mikrofacjalnej osadów niedojrzałych IMR 3A. W próbce nr 96a występują liczne, obtoczone ziarna kwarcu o średnicy do 2–3 mm oraz intraklasty beżowych dolomitów mikrytowych. W tabeli 24 przedstawiono cechy mikrofacjalne wak.

Piaskowce ortokwarcytowe – arenity ortokwarcyto-
we (tab. 24) zbadano w siedmiu próbkach: nr 80, 86a, 86b – ogniwo zniatyńskie; nr 97, 100, 101 i 102 – ogniwo przewodowskie (tab. 15). Są to utwory jasnoszare lub białoszare, przeważnie przekątnie laminowane ripplemarkowo, czasem konwolutnie. Miejscami przekątna laminacja ripplemarkowa jest podkreślona dużym udziałem łyszczyków

Tabela 21

Cechy mikrofacjalne gruzlowego marglu ogniwa machnowskiego (próbka nr 88 z głęb. 1587,9 + 18,9 m)

Microfacial characteristics of Machnów Member nodular marl (sample no. 88, depth 1587.9 + 18.9 m)

Sporiwo					Gruzly				Uwagi
litologia	tekstura	skład	udział [%]	wielkość ziaren [mm]	litologia	skład	udział [%]	wielkość allochem. [mm]	
Margiel pylasto-dolomitowy	smużysta	kwarc, muskowit, bioklasty: ramienionogi, tentakulity, liliowce, dolosparyt, mikryt	5	0,005—0,08 0,03—0,1 0,15—1,2	wapien marglisty	bioklasty: ślimaki, ramienionogi, trylobity, tentakulity, problematyki	30	0,1—8,0	gruzyły: grupa mikrofacji mikrytów bioklastycznych TAM 2B spoiwo: grupa mikrofacji mikrytów terallochemowych TAM 2A
			10 70				70		

Tabela 22

Cechy mikrofacjalne utworów formacji telatyńskiej
Microfacies characteristics of Telatyn Formation deposits

Nr próbki	Głębokość [m]	Tekstura	Skład	Udział [%]	Wielkość ziaren [mm]	Przewaga frakcji [mm]	Masa podstawowa				Uwagi
							skład	udział [%]	wielkość ziaren [mm]	przewaga frakcji	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Margle dolomitowe (ogniwo żniatyńskie)											
79	1568,7 +11,5	smużysta bezładna	kwarc, bioklasty ryby, konodonty	pojed. pojed.	0,01–0,1 0,1–0,3	0,8	dolosparyt mikryt	30–50 50–70	0,002–0,01 (ortochemy)	0,005	liczne grudki pirytu M 1A
82	1587,9 +1,5										
81	1568,7 +18,5	smużysta	kwarc, peloidy + intraklasty	pojed. 20	0,01–0,08 0,04–0,8	0,04 0,2–0,25	dolosparyt	45	0,002–0,01 (ortochemy)	0,005	szczelina wysychania wzbogacona w materiał terygeniczny TAM 2A
Dolomity margliste i dolomit pylasty (ogniwo machnowskie)											
88a	1606,9 +0,5	bezładna					dolosparyt	60–75	0,01–0,3 0,2–4,0 (sparyt)	0,03–0,08	grudki i skupienia impregnacyjne pirytowe; grupa mikrofacji sparytowych SP
89	1606,9 +0,7						kalcysparyt	20–30			
90	1606,9 +1,7						anhydryt	do 5			
							sparytowy, gniazdowy mikryt	do 15			
91	1606,9 +2,4	falisto laminowana równoległe									mata kryptoglonowa z gniazdami anhydrytu; grupa mikrofacji biolitytowych B
78	1568,7 +10,5	równoległa	kwarc, bioklasty: ryby, konodonty peloidy	do 3 sporad.	0,04–0,2 0,1–0,5	0,1	dolosparyt piryt + sfaleryt	75–80 ok. 3	0,005–0,04	0,01	grupa mikrofacji sparytowych SP
86	1587,9 +16,1	laminowana równoległe		pojed.	0,04–0,1	0,08	mikryt	14–21			
96	1631,0 +0,2	smużysta	kwarc, bioklasty: wielkoraki, lingule, konodonty, ryby	30 2	0,01–0,05 0,06–1,6	0,04	dolosparyt mikryt	60 8	0,01–0,1	0,02	grupa mikrofacji TAM 2B dolomit pylasty

Tabela 22 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Iłowce dolomitowo-piaszczyste i pyłowacie dolomitowe (ogniwa żniatyńskie i machnowskie)											
85	1587,9 +11,7	smużysta	kwarc	ok. 10	0,04–0,2	0,1	dolosparyt mikryt	10 80	0,002–0,01	0,005	w mikrycie zielone skupienia chlorytowe M IB
87	1587,9 +18,5	smużysta	kwarc bioklasty: wielkoraki	50 ok. 2	0,01–0,1 0,06–1,25	0,04	dolosparyt mikryt	30 18	0,005–0,1	0,03	kanalowe impregnacje perytów, bioturbacje TAM 2B
Iłowce, ilowce dolomitowe i pylaste (ogniwa rachañskie i pelczańskie)											
54 66 72 73	1519,4 +0,4 1536,5 +7,5 1558,7 +3,5 1558,7 +7,9	smużysta	kwarc	spod.	0,005–0,06	0,02–0,04	illitowo chlorytowa przekrystalizowana	100			mikrofacja M1A
74 76	1558,7 +8,5 1568,7 +3,5	równoległe laminowana i smużysta	kwarc muskowit	pojed. pojed.	0,005–0,06	0,04	dolosparyt mikryt + substancja ilasta	15–20 80–85	0,005–0,1		liczne grudki i impregnacje perytowe
63 65	1529,0 +5,4 1536,5 +4,5	smużysta i równoległe laminowana	bioklasty: małże, małżoraczki, ryby, kalcifery, koralowce, brachiopody, problematyki	do 20	0,04–6,5		dolosparyt	5–15	0,02–0,15		w próbie 63 struktury oczkowe z dolosparytem; w próbie 65 laminy trójdzielne, mikrytowe, dolosparytowe i biosparytowe; liczne stylolity i mikrostylolity z perytem
71	1558,7 +0,3	soczewkowo laminowana równoległe	kwarc muskowit + chloryt	30 15	0,02–0,15 0,06–0,4	0,08	illitowa	55			heterolit ilowców z wakami; grupa mikrofacjalna TAM 2B
Margle dolomitowe i ilasto-dolomitowe (ogniwa rachañskie i pelczańskie)											
56 69	1519,4 +5,5 1546,2 +3,4	smużysta	bioklasty: ryby	pojed.			dolosparyt ilasta masa illitowo-chlorytowa	25–30 70–75	0,01–0,2	0,05	liczne grudki i impregnacje perytowe. mikrofacja dismikryt M 1A
59	1529,0 +0,5	smużysta	kwarc bioklasty: problematyki	5 pojed.	0,03–0,25		dolosparyt illit + chloryt	15 80	0,002–0,02	0,01	mikrofacja mikrytowa M IB

Tabela 22 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
75	1568,7 +0,5	smużysta	bioklasty: brachiopody, ryby, problematyki	15	0,2–11,5		dolosparyt	40	0,01–0,12	0,04	liczne grudki i impregnacje pirytowe mikrofacja mikrytów bioklastycznych TAM 2A
Wapień dolomitowo-marglisty (ogniwo pelczańskie)											
77	1568,7 +7,6	smużysta	bioklasty: brachiopody, zawiasowe lingule, liliowce, kolce jeżowców, węzowidła, serpuloidy, problematyki intraklasty mikrytów i mikrytów bioklastycznych	20	0,1–4,0	0,5	dolosparyt mikryt	15 50	0,02–0,15	0,07	bioklasty rozkruszone, część z nich zdolomityzo- wana i impregnowana pirytem
				15	0,8–11,5						grupa mikrofacji mikrytów biointrakla- stycznych TAM 2B
Dolomity margliste i piaszczyste (ogniwa raczańskie i pelczańskie)											
64 68 71a	1536,5 +0,2 1546,2 +1,6 1558,7 +1,3	równoległa lub smużysta					dolosparyt kalcejsparyt piryt	55–70 10–25 do 5	0,02–0,5 0,2–4,5	0,1–0,2	w próbie 64 i 68 relikty bioklastów koralowców, brachiopodów i problema- tyków; w próbie 71a relikty kanałów drażenia
70	1546,2 +4,5	smużysta	kwarc bioklasty problematyki	śr. 7 pojed.	0,04–0,25	0,15	dolosparyt kalcejsparyt	60 20	0,03–0,3 0,2–3,5	0,06–0,15	szczeliny zabliźnione korkowo kalcejsparytem
55	1519,4 +2,7	beżadna					dolosparyt anhydrit	83 2	0,04–0,4 0,1–0,4	0,1	grupy mikrofacji sparytowych SP
67	1546,2 +0,3	równoległe laminowana biogeniczna	mata kryptoglonowa								grupa mikrofacji biolitytowych

w laminach. Warstwowanie bywa zaburzone bioturbacyjnie. W wielu piaskowcach ortokwarcytowych występują drobne lub grubsze fragmenty pancerzy ryb, a lokalnie ostrokrawędziste intraklasty iłowców dolomitowych (próbka nr 86b). W próbce nr 102 stwierdzono pirytowe konkretacje cementacyjne oraz stylolity wypełnione pirytem. W piaskowcach ortokwarcytowych wyróżniono osady dojrzałe MR 5A powstałe w środowisku o silnej energii hydrodynamicznej (próbki nr 80 i 100) oraz osady prawie dojrzałe SBMR 4A-B powstałe w środowisku o umiarkowanej energii hydrodynamicznej (próbki nr 86a, 86b, 97, 101 i 102).

Piaskowce reprezentujące **inwersję strukturalną TI** zbadano w dwóch próbkach: nr 96b – ogniwo machnowskie i 98 – ogniwo przewodowskie (tab. 15). Probka nr 96b reprezentuje osad piaszczysto-dolomitowy z licznymi, obtoczonymi ziarnami kwarcu o średnicy do 2–3 mm. Osad należy do typu inwersji strukturalnej TI wg Folka (1968) i powstał w wyniku wymieszania materiału z różnych środowisk. Odznacza się złym wysortowaniem. Probka 98 reprezentuje arenit dolomitowo-ortokwarcytowy jasnoszary, bardzo twardy, przekątnie riplemarkowo, frakcjonalnie laminowany. Miejscami laminacja jest zaburzona bioturbacyjnie. Cechy mikrofacjalne osadów inwersji strukturalnej TI zestawiono w tabeli 24.

Z tej części profilu formacji przeanalizowano 22 próbki. Wśród utworów wyróżniono iłowce, iłowce dolomitowe, pylaste, margle dolomitowe, wapienie dolomitowo-margliste, dolomity margliste, dolomit piaszczysty, dolomity anhydrytowe, anhydryty dolomitowe, anhydryty ilaste, piaskowce pylaste – waki i piaskowce – arenity.

Iłowce zbadano w 9 próbkach: nr 54, 63, 65, 66, 71 – ogniwo rachańskie; nr 72, 73, 74, 76 – ogniwo pełczańskie (tab. 15). Wśród iłowców wyróżniono iłowce, iłowce dolomitowe oraz iłowce pylaste. Chemizm iłowców cechuje wyraźny nadmiar MgO niezwiązanego w węglanach, wynoszący 0,44–2,22%. Makroskopowo są to osady szarozielone, ciemnoszare, rzadziej fioletowobrunatne, kruche, często o oddzielności łupkowej. Miejscami zawierają pojedyncze fragmenty fauny w postaci lingul, małżoraczków oraz pionowe i poziome rurki stanowiące jamki mieszkalno-żerowiskowe i żerowiskowe ichnofauny. Iłowiec pylasty jest drobnolaminowany poziomo, z rozproszonym muskowitem oraz zwęgloną sieczką roślinną. Jest on zaburzony bioturbacyjnie. Cechy mikrofacjalne iłowców, iłowców dolomitowych i pylastych zestawiono w tabeli 22.

Margle dolomitowe (tab. 22) zbadano w 4 próbkach: nr 56, 59 i 69 – ogniwo rachańskie oraz nr 75 – ogniwo pełczańskie (tab. 15). Pod względem chemizmu osadów próbki nr 56 i 59 odznaczają się wysokim nadmiarem MgO niezwiązanym w węglanach, który wynosi 3,34 i 4,56%. W próbkach nr 69 i 75 nadmiaru MgO nie stwierdzono. Makroskopowo są to utwory szarozielone lub ciemnoszare, czasem o oddzielności łupkowej, kruche. W próbce nr 75 występują nieliczne skorupy ramienionogów zawiasowych oraz członki liliowców. Ponadto struktura osadów jest zaburzona bioturbacyjnie.

Tabela 23

Cechy mikrofacjalne anhydrytów ilastych, anhydrytów i dolanhydrytów formacji telatyńskiej (ogniwa żniatyńskie i machnowskie)

Microfacies characteristics of clayey anhydrites, anhydrites and dolanhydrites of Telatyn Formation (Żniatyn and Machnów members)

Nr próbki	Głębokość [m]	Struktura	Tekstura	Skład	Udział [%]	Wielkość sparytu [mm]	Przewaga frakcji [mm]	Uwagi
84	1587,9 +10,5	nodularna	oczkowo laminowana	anhydryt sparytowy dolosparyt mikryt ilasty	65–70	0,02–0,3 0,002–0,02	0,15 0,01	w nodulach igły i oczka anhydrytu zondowanego różnokierunkowo
92	1612,1 +1,4				10–15			
93	1612,1 +4,8				20			
94	1612,1 +9,5	nematotopowa nodularna	laminowana równolegle oczkowo laminowana	anhydryt sparytowy mikryt ilasty anhydryt mikrytowy mikryt ilasty	96	0,02–0,3	0,1	grupa mikrofacji sparytowych SP
95	1612,1 +18,1				4 92 8			

Tabela 24

Cechy mikrofacjalne utworów z formacji telatynskiej
Microfacies characteristics of Telatyn Formation deposits

Nr próbki	Głębokość [m]	Tekstura	Skład	Udział [%]	Wielkość ziaren [mm]	Przewaga frakcji [mm]	Spoiwo		Uwagi
							skład	udział [%]	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Piaskowce ilaste – waki (ogniwa żniatynskie, machnowskie i przewodowskie)									
83	1587,9 +8,5	smużysta bioturbacje	kwarc, skalenie, muskowit, minerały ciężkie	50 pojed. 8 pojed.	0,02–0,27 0,1–0,2 0,06–0,8	0,08	anhydrytowe kwarcowe regeneracyjne ilaste	10 10 22	liczne kryształy pirytu próbka z ogniwa żniatynskiego
96a	1631,0 +0,6	równoległa bioturbacje	kwarc, bioklasty: problematyki, intraklasty mikrytów	65 2 5	0,02–0,65 0,06–0,5 0,15–2,0	0,18	mikryt	28	bioturbacyjne żyłki i skupienia kalcytosparytowe
96c	1631,0 +3,5	równoległa	kwarc, skalenie, minerały ciężkie	80 pojed. pojed.	0,04 0,45 0,1–0,2	0,15	kalcytosparyt mikryt drobnołuszczkowy	5 15	grupa mikrofacjalna osadów niedojrzałych IMR 3A
99	1637,0 +7,7	przekątnie laminowana	kwarc	50	0,03–0,35	0,08	ilaste smużysto przekrystalizowane	50	próbka z ogniwa przewodowskiego
Piaskowce ortokwarcytowe – arenity dojrzałe i prawie dojrzałe (ogniwa żniatynskie i przewodowskie)									
80 86a 100	1568,7 +13,3 1587,9 +17,5 1637,0 +9,9	równoległa smużysta i przekątnie laminowana	kwarc, skalenie, muskowit + chloryt, minerały ciężkie, intraklasty mikrytowe, bioklasty: ryby	75 pojed. pojed. do 2 do 2 pojed.	0,04–0,65 0,12–0,35 0,15–0,9 0,02–0,32 0,1–0,4 0,2–0,45	0,2–0,25	kwarcowe regeneracyjne dolokalcysparytowe mikrytowe	18–20 3–5 do 3	w próbie 86a spoiwo jest głównie anhydroparytowe; w pozostałych próbkach silna regeneracja kwarcowa próbki 80 i 100 grupa mikrofacji osadów dojrzałych, pozostałe osady prawie dojrzałe

Tabela 24 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
102	1648,7 +4,3	przekątnie laminowana	kwarc, skalenię, minerały ciężkie	75 pojed. pojed.	0,1–1,0 0,2–0,35 0,06–0,35	0,4	kwarcowe regeneracyjne kalcysparyt mikryt	20 2 3	w próbce 102 gniazda pirytowe; w próbce 86b regeneracja mikroklina; skupienia kalcysparytowe poikloklastyczne międzylami- nowe robią wrażenie poziomych i skośnych śladów drążenia
97 101	1637,0 +2,3 1648,7 +2,1	równoległa	kwarc	75–80	0,02–0,5	0,2	kwarcowe regeneracyjne kalcysparyt ilaste relikty	17–20 do 3 do 5	
86b	1587,9 +18,0	falisto laminowana równoległe z bioturbacjami	kwarc, mikroklina, muskowit + biotyt + chloryt	20–70 5 5–50	0,04–0,2 0,1–0,2	0,1	kwarcowe regeneracyjne kalcydolosparytowe gniazdowe	do 20 do 40	
Piaskowce inwersji strukturalnej TI (ogniwa machnowskie i przewodowskie)									
96b	1631,0 +2,4	smużysta bioturbacyjna	kwarc, intraaklasty mikrytowe	50 2	0,04–2,1 0,1–1,4	0,25	mikryt	48	w próbce 96b ślady drążenia wypełnione kalcysparitem; obie próbki są genetycznie związane z wymieszaniem materiału z różnych środowisk
98	1637,0 +5,1	przekątnie laminowana frakcjonalnie	kwarc	60	0,03–0,42 0,1–0,95	0,08 0,25	dolosparyt kwarcowe regeneracyjne	30 10	
Piaskowce ortokwarcytowe i waki (ogniwo rachauńskie)									
58	1519,4 +9,3	smużysta	kwarc	75	0,03–0,32	0,09	kwarcowe regeneracyjne stykowe ilaste	5 20	ziarna główne ostrokra- wędziste; grupa mikrofacji osadów nie dojrzałych IMR 3A waka
70b	1546,2 +8,4	soczewkowo laminowana równoległe zaburzona bioturbacyjnie	laminy piaszczyste: kwarc, muskowit, chloryt, minerały ciężkie laminy ilasto- -piaszczyste: kwarc, chloryt, biotyt + muskowit, zwęglone włókna roślin	72 3 2 15 30 pojed.	0,02–0,2 0,1–0,5 0,02–0,15 0,02–0,15 0,06–0,4	0,1 0,08 0,2	kwarcowe regeneracyjne ilaste ilaste	15 55	rytmiczny heterolit piaskowców ortokwarcytowo-ilastych nie dojrzałych IMR 3B i ilowców łuszczkowo-kwarcowych TAM 2B koncentracja minerałów ciężkich w smugach do 7%
70a	1546,2 +5,6	równoległa	kwarc, skalenię, muskowit + chloryt + biotyt, minerały ciężkie	75 1 3 1	0,04–0,3 0,1–0,25 0,1–0,5 0,04–0,15	0,15	kwarcowe regeneracyjne kalcysparytowe poikloklastyczne gniazdowe	15	ziarna obtoczone mikrostylolity z pirytem grupa mikrofacji osadów prawie dojrzałych SBMR 4B

Tabela 25

**Cechy mikrofacjalne dolomitów anhydritowych, anhydritów dolomitowych
i anhydritów ilastych formacji teletyńskiej z formacji telatynskiej (ogniwo rachańskie)**

Microfacies characteristics of anhydritic dolomites, dolomitic anhydrites and clayey anhydrites from Telatyn Formation (Rachan Member)

Nr próbki	Głębokość [m]	Skład	Udział [%]	Wielkość sparytu [mm]	Przewaga frakcji [mm]	Uwagi
57	1519,4 +7,3	dolosparyt anhydryt + polihalit	80 15	0,05–0,2 0,2–6,0	0,1	skupienie konkrecyjne w iłowcu
60	1529,0 +1,8	anhydryt mikrytowy	75			tekstura laminowana falisto, rytmicznie anhydryt – chloryt
61	1529,0 +2,5	anhydryt sparytowy	70			tekstura oczkowa anhydrolosparytu w mikrycie marglu dolomitowego
62	1529,0 +3,1	anhydryt mikrytowy dolomikryt	50 50			tekstura laminowana oczkowo z laminami maty kryptoglonowej

Wapień dolomitowo-marglisty (tab. 22) zbadano w próbce nr 77 (ogniwo pelczańskie; tab. 15). Makroskopowo wapień jest szarobrunatny, twardy, gruzłowaty z rozkruszonymi i pełnymi skorupami ramienionogów zawiasowych. Miejscami osad odznacza się strukturą zaburzoną bioturbacyjnie; w spągu zawiera 5 cm wkładkę zlepu muszlowego. Mikrofacjalnie wapień dolomitowo-marglisty zaklasyfikowano do mikrytów intrabioklastycznych TAM 2B.

Dolomity margliste i piaszczyste zbadano w 6 próbkach: nr 55, 64, 67 i 68 – ogniwo rachańskie; nr 70 i 71a – ogniwo pelczańskie, w tym dolomit piaszczysty w próbce nr 70 (ogniwo rachańskie) (tab. 15). Makroskopowo są to osady drobno- i skrytokrystaliczne o barwie jasnoszarej, ciemnoszarej i ciemnoszarobrunatnej, miejscami prawie czarnej. Często bywają smugowane i zawierają fragmenty fauny ramienionogów, liliowców i koralowców oraz niewielkie gniazda białego anhydrytu. Lokalnie tekstura dolomitów jest zaburzona bioturbacyjnie. Dolomity margliste mikrofacjalnie zaliczono do grup osadów sparytowych i do biolitytowych – mat kryptoglonowych. Cechy mikrofacjalne dolomitów marglistych i piaszczystych zestawiono w tabeli 22.

Dolomity anhydritowe, anhydryty dolomitowe i anhydryty ilaste (tab. 25) zbadano w czterech próbkach nr: 57, 60, 61 i 62 (ogniwo rachańskie; tab. 15). Anhydrolomity stwierdzono w próbkach nr 57 i 61; dololanhydryt w próbce 62 i anhydryt ilasty w próbce nr 60. Próbkę nr 57 stanowi gniazdowe skupienie anhydrolomitowe w iłowcu, zaś pozostałe pochodzą z heterolitów dolomitowo-anhydritowo-ilastych. Są to osady ciemnoszare, drobnokrystaliczne, poziomo laminowane, miejscami masywne z przerostami ciemnoszarych iłowców oraz falisto laminowanych mat glonowych.

Piaszkowce ilaste – waki i ortokwarcytowe – arenity (tab. 24) zbadano w trzech próbkach nr: 58, 70a i 70b

(tab. 15). Próbkę nr 58 reprezentuje piaszkowiec pylasty – wakę odznaczający się zabarwieniem szarozielonkawym i teksturą zaburzoną bioturbacyjnie. Próbkę nr 70a (piaskowiec ortokwarcytowy) i nr 70b (piaskowiec pylasto-ilasty – waka) pochodzą z jednego kompleksu skał o miąższości 4,8 m (ogniwo rachańskie). Są to utwory ciemnoszare i jasnoszare z rozproszonym muskowitem i zwęgloną sieczką roślinną. W częściach dolnych skały są poziomo i falisto laminowane, miejscami z teksturą zaburzoną bioturbacyjnie.

Formacja modryńska

Stropowe części ogniwa zubowickiego formacji modryńskiej podlegały karbońskim zjawiskom krasowym, szeroko rozwiniętym na obszarze Lubelszczyzny.

Wśród utworów tej formacji wyróżniono: wapienie mikrytowe, mikrytowo-bioklastyczne, bioklastyczno-biomikrytowe, intraklastyczne, peloidowe, pelsparytowe i biolitytowe; dolomity mikrytowe, sparytowe i biolitytowe, margle dolomitowe i wapienie marglisto-dolomitowe.

Wapienie mikrytowe i mikrytowo-bioklastyczne (tab. 26) zbadano w czterech próbkach nr: 24, 25, 26 i 27 (wszystkie z ogniwa zubowickiego) (tab. 15). Są to skały o barwie szarobieżowej lub szarej, masywne, miejscami z laminacją smużystą, z pojedynczymi skorupami ramienionogów zawiasowych oraz gałązkami amfipor. Lokalnie wapienie są gruzłowate lub pocięte szwami stylolitowymi i mikrostylolitowymi.

Wapienie bioklastyczne zbadano w sześciu próbkach nr: 13, 14, 15, 19, 20 i 28 (wszystkie z ogniwa zubowickiego) (tab. 15). Są to skały o barwie szarobieżowej; drobnokrystaliczne, bardzo twarde z licznymi fragmentami ramienionogów zawiasowych i koralowców gałązkowych.

W wielu przypadkach zaznacza się zgruzłowanie typu stylolitowego. Należy podkreślić, że w wapieniach tych występują liczne szczeliny krasowe, wypełnione iłowcem i iłowcem piaszczystym. Wapienie bioklastyczne należą do

Tabela 26

Cechy mikrofacjalne utworów formacji modryńskiej
Microfacies characteristics of Modryń Formation deposits

Nr próbki	Głębokość [m]	Tekstura	Skład	Udział [%]	Wielkość ziaren [mm]	Przewaga frakcji [mm]	Masa podstawowa			Uwagi
							skład	udział [%]	wielkość sparytu [mm]	
Wapienie mikrytowe i mikryty bioklastyczno-peloidowe (ogniwo zubowickie)										
25 26	1258,5 +7,5 1258,5 +9,1	równoległa laminowana równoległa	bioklasty: kalcisfery, serpuloidy, małżoraczki	do 5	0,04–1,0		mikryt	do 100		mikrofacja M w próbce 26 nieregularne skupienia kaolinitu w mikrycie
23 27	1258,5 +5,1 1267,8 +1,4	równoległa smużysta	bioklasty: stylioliny, małżoraczki, otwornice, serpuloidy, małże, szkarłupnie, brachiopody, problematyki peloidy	10–30	0,04–6,0	0,2–0,4	mikryt kalcydolosparyt	60–75		mikrofacja TAM 2B
				10–15	0,04–0,6	0,15				
Wapienie dolomitowo-margliste (ogniwa lipowieckie i krzewickie)										
43	1428,5 +4,1	równoległa	intraklasty mikrytów ze ślimakami				matriks dolosparyt mikryt	25 25	0,01–0,15	osady gruzłowate w matriks liczne grudki i impregnacje pirytowe
53	1485,0 +9,4	równoległa	intraklasty mikrytów i biomikrytów bioklasty: serpuloidy, małżoraczki, koralowce, trylobity, małże, problematyki	20 30	0,1–2,0 0,1–2,2	0,4	matriks dolosparyt mikryt piryt	25 23 ok. 2	0,02–0,2	w próbce 53 liczne również idiotopowe kryształy pirytu
Margle dolomitowe i ilasto-dolomitowe (ogniwo lipowieckie i krzewickie)										
47 50 52	1475,5 +5,5 1485,0 +0,5 1485,0 +5,4	smużysta	kware bioklasty: zęby i łuski ryb, konodonty	sporad. sporad.	0,01–0,06		dolosparyt mikryt	15–30 70–85	0,001–0,15	smużysty układ dolosparytu i grudek pirytu

Tabela 27

Cechy mikrofacjalne utworów formacji modryńskiej
Microfacies characteristics of Modryń Formation deposits

Nr próbki	Głębokość [m]	Tekstura	Skład	Udział [%]	Wielkość ziaren [mm]	Przewaga frakcji [mm]	Sporiwo		Uwagi
							skład	udział [%]	
Wapienie bioklastyczne – biomikrytowe i biosparymkrityczne (ogniwo zubowickie)									
13 19 28	1258,5 +1,45 1258,5 +3,25 1267,8 +8,1	bezlądna równoległa	bioklasty: stylioliny, stromatoporydy, małżoraczki, otwornice, serpuloidy, małże, brachiopody, ślimaki, kolce jeżowców, kalcify, problematyki	60–70	0,06–12,0		mikryt	30–40	w próbce 13 bioklasty przekształczone; wapien pocięty szczelinami wypełnionymi kaolinitem; w próbkach liczne mikrostylolity młodsze od rekrytalizacji
14 15 20	1258,5 +1,7 1258,5 +2,15 1258,5 +3,4	równoległa	bioklasty: stromatoporydy, koralowce, brachiopody, stylioliny, małże, małżoraczki, otwornice, szkarłupnie, kalcify, problematyki	50–70	0,04–24,0		mikryt	30–50	w próbce 20 stromatoporydy bywają impregnowane kwarcem; wapienie bioklastyczne zaliczono do grupy mikrofacji osadów niedojrzałych IMR 3A
Wapien intraklastyczny rudytowy (ogniwo zubowickie)									
17	1258,5 +2,8		intraklasty wapieni mikrytowo-styliolinowych bioklasty: stylioliny, brachiopody	ok. 40 ok. 30	1,0–13,0	ok. 10,0	mikryt	ok. 30	intraklasty dobrze obtoczone
Wapienie peloidowe (ogniwo zubowickie)									
22	1258,5 +4,8	równoległa	peloidy intraklasty pelsparytów bioklasty: kalcify, małże, brachiopody, małżoraczki, problematyki	60 20 pojed.	0,04–0,5 0,6–5,3	0,15–0,2	kalcysparyt	20	w peloidach często kalcify: bioklasty zawierają powłoki mikrytowe; intraklasty obtoczone, silnie spłaszczone
34 35 36	1277,5 +7,3 1314,5 +0,1 1314,5 +6,1	równoległe laminowana	peloidy bioklasty: kalcify, małżoraczki, koralowce, małże, serpuloidy, brachiopody, problematyki intraklasty mikrytów	70 2–10 do 3	0,04–0,6 0,7–5,0	0,1–0,2	kalcysparyt + mikryt	20–25	kalcify z powłokami mikrytowymi; w próbce 36 między laminami peloidowymi laminą mat stromatoidowych
38	1314,5 +9,1	bezlądna	peloidy + ooidy (peloidy)	80	0,06–0,4	0,15–0,2	kalcysparyt	20	oolityzacja peloidów ooidy wód spokojnych

Tabela 28

Cechy mikrofacjalne dolomitów i dolomitów marglistych formacji modryńskiej (ogniwa zubowickie, lipowieckie i krzewickie)

Microfacies characteristics of dolomites and marly dolomites from Modryn Formation (Zubowice, Lipowiec and Krzewice members)

Nr próbki	Głębokość [m]	Tekstura	Skład ortochemów	Udział [%]	Wielkość sparytu [mm]	Przewaga frakcji i sparytu [mm]	Uwagi
40	1381,9 +2,4	biogeniczna	dolosparyt tła dolosparyt gniazdowy kalcyosparyt	85 5 10	0,01–0,15 0,1–0,4	0,06 0,2	relikty amfor, wypełnienie geod dolosparytowych – kalcyosparytowe średnio- i grubokrystaliczne
41 46 48	1381,9 +8,1 1475,5 +4,1 1475,5 +6,5	falisto laminowana równoległe biogeniczna	dolosparyt kalcyosparyt oczkowy	65–90 10–35	0,02–0,4 0,2–1,8	0,1–0,15	w centralnych częściach kryształów dolomitu skoncentrowane wzrosty mikrytowe; liczne mikrostylolity podolomityzacyjne stromatolity mikrofacje biolitytowe
33 49 51	1277,5 +5,5 1475,5 +8,5 1485,0 +4,4	falisto laminowana równoległe czasem oczkowa biogeniczna	dolosparyt kalcyosparyt oczkowy	do 20	0,001–0,0 0,02–0,2 0,2–1,4	0,01–0,03 0,08	liczne mikrostylolity z wypełnieniem asfaltenowym i pirytowym w próbie 51 laminy mat kryptoglonowych kolumnowo obustronnie wzrostowe; maty kryptoglonowe mikrofacja biolitytowa B
42 44	1428,5 +1,5 1475,5 +0,1	smużysta oczkowa	dolosparyt kalcyosparyt poikilotopowy	50–60 do 20 20–50	0,01–0,15 0,1–0,3 0,6–4,0	0,06–0,08 0,12–0,2	liczne stylolity i mikrostylolity podolomityzacyjne
31 32 45	1277,5 +2,6 1277,5 +3,6 1475,5 +3,2	beżadna lub smużysta	dolosparyt	60–90	0,005–0,1	0,02–0,05	mikrytu 10–40% grupy mikrofacji sparytowych
30	1277,5 +1,7	smużysta	dolosparyt w intraklastach brekcji	ok. 80	0,005–0,1	0,02	intraklasty dolomitowo-sparytowe brekcjowe w spoiwie mikrytowym; grupy mikrofacji TAM 2 A

Tabela 29

Cechy mikrofacjalne wapieni biogenicznych formacji modryńskiej (ogniwo zubowickie i lipowieckie)

Microfacies characteristics of Modryń Formation biogenic limestones (Zubowice and Lipowiec members)

Nr próbki	Głębokość [m]	Tekstura	Skład	Uwagi
21 39	1258,5 +4,05 1381,9 +0,4	biogeniczna	tabulata	komory wypełnione kalcysparytem; próbka 39 przekrystalizowana z relikdami koralowców
29 37	1277,5 +0,6 1314,5 +8,4		stromatoporoidy, amfipory	między gałązkami amfipor mikryt bioklastyczny ze styliolinami, kalcisferami i małżami

grupy mikrofacji osadów niedojrzałych – biomikrytów i biosparymikrytów typu flotstonów. W grupie tej wyróżniono mikrofację styliolinową, koralowcowo-ramienionogową, stromatoporoidowo-styliolinową oraz koralowcowo-stromatoporoidowo-ramienionogową. Cechy mikrofacjalne wapieni bioklastycznych zestawiono w tabeli 27.

Wapienie biogeniczne (tab. 29) zbadano w czterech próbkach: nr 21, 29 i 37 – ogniwo zubowickie oraz 39 – ogniwo lipowieckie (tab. 15). Są to skały szarobrunatne i jasnoszare, drobno- lub średniokrystaliczne z wyraźnie widocznymi koralowcami i stromatoporoidami. Wśród mikrofacji wyróżniono biolityty tabulataw, stromatoporoidowe i amfiporowe.

Wapienie intraklastyczne rudytowe o barwie szarobeżowej, twarde z klastami wapieni dobrze obtoczonych zbadano w jednej próbce nr 17 (ogniwo zubowickie). Cechy mikrofacjalne rudytu przedstawiono w tabeli 27.

Wapienie peloidowe (tab. 27) zbadano w pięciu próbkach nr: 22, 34, 35, 36 i 38 (wszystkie z ogniwa zubowickiego) (tab. 15). Wapienie peloidowe są jasnoszare lub jasnobieżowoszare, twarde, czasem smużyste, często gęsto pocięte systemami poziomymi i pionowymi stylolitów i mikrostylolitów. Pod względem mikrofacjalnym utwory te zaliczono do osadów niedojrzałych – pelmikrytów i prawie dojrzałych – pelsparytów.

Wapienie dolomitowo-margliste (tab. 26) zbadano w dwóch próbkach nr 43 i 53 (tab. 15). Próbka nr 43 m (ogniwo lipowieckie) reprezentuje osad gruzłowy ciemnoszarobrunatny, z soczewkowatymi, jaśniejszymi gruzłami wapiennymi, wyraźnie zaznaczającymi się w ciemniejszym, bardziej ilastym tle. Próbka nr 53 (ogniwo krzewickie) reprezentuje wapień dolomitowo-marglisty ciemnoszary, bardzo twardy. Zaliczono go do grupy mikrofacji osadów niedojrzałych – biointramikrytów.

Margle dolomitowe i ilasto-dolomitowe franu (tab. 26) zbadano w trzech próbkach: nr 47 – ogniwo lipowieckie oraz 50 i 52 – ogniwo krzewickie (tab. 15). Są to utwory o barwie ciemnoszarej, szarozielonej lub brunatnoszarej, dość kruche, lokalnie zawierają pirytowe konkretacje. W wielu przypadkach bywają poprzerastane laminowanymi matami glonowymi. Mikrofacjalnie margle dolomitowe i margle ilasto-dolomitowe zaliczono do grupy mikrytów i dismikrytów M 1A.

Dolomity i dolomity margliste franu zbadano w 13 próbkach: nr 30, 31, 32, 33 – ogniwo zubowickie; nr 40, 41, 42, 44, 45, 46, 48 i 49 (ogniwo lipowieckie) oraz nr 51 – ogniwo krzewickie (tab. 15). Dolomity mają barwy jasnoszarobeżowe, szarobrunatne, ciemnoszarobrunatne, ciemnozielone, rzadziej brudnobiałe. Wśród dolomitów wyróżniają się odmiany jawno- i skrytokrystaliczne. Wśród jawnokrystalicznych są masywne i porowato-jamiste, czasem z relikdami struktur amfipor (próbka nr 40). Wśród tej odmiany spotyka się dolomity laminowane faliście, należące do zdolomitowanych struktur mat glonowych (próbki nr 41, 46 i 48). W odmianach skrytokrystalicznych stwierdzono dolomity masywne i laminowane faliście. Te ostatnie reprezentują maty kryptoglonowe. Dolomity zaklasyfikowano do grup mikrofacjalnych: biolitytów sparytowych, biolitytów mikrosparytowych oraz sparytów. Cechy mikrofacjalne dolomitów zestawiono w tabeli 28.

Analizy minerałów ciężkich

Badania minerałów ciężkich wykonano z 11 próbek piaskowców z formacji zwolenickiej, czarnolesskiej oraz teltańskiej (ogniwo przewodowskie i machnowskie). Analiza trzech próbek z formacji czarnolesskiej dała negatywne wyniki z powodu stwierdzenia głównie łuszczyków oraz pojedynczych minerałów przezroczystych i nieprzezroczystych, natomiast pozostałe osiem próbek dało wynik pozytywny. Ziarna minerałów ciężkich odznaczają się dobrą obróbką mechaniczną. Jedynie pojedyncze ziarna cyrkonu zachowały swą idiomorficzną postać. Obok minerałów detrytycznych występują licznie autigeniczne: piryty, sfaleryty, węglany, siarczany i anhydryt. Dla lepszego zobrazowania zmienności mineralogicznej przeliczono na procentową zawartość minerały nieprzezroczyste, węglany, siarczany, tlenki oraz sumę minerałów przezroczystych. Ponadto minerały przezroczyste przeliczono na 100%. Wyniki badań zestawiono w tabeli 30.

Głównym wskaźnikiem zmian środowiska sedymentacyjnego jest zanik siarczanów wśród minerałów ciężkich w osadach i pojawienie się piryty (próbki nr 96b–116; tab. 30). We wszystkich próbkach minerałów ciężkich dominują ziarna dobrze obtoczone, które musiały przejść kil-

Tabela 30

Wyniki analiz minerałów ciężkich formacji zwoleńskiej i telatyńskiej (ogniwa machnowskie i przewodowskie)
Results of heavy minerals analysis of deposits from Zwoleń and Telatyn formations (Machnów and Przewodów members)

Nr próbki	96b	98	108	109	116	121	124	127
Głębokość [m]	1631,0 +2,4	1637,0 +5,1	1678,1 +1,3	1681,1 +2,2	1696,9 +3,5	1925,2 +5,4	1960,5 +7,3	1979,5 +1,5
Udział % wag. minerałów ciężkich	0,05	0,04	0,12	0,24	0,10	0,10	0,17	0,12
Liczba ziaren minerałów ciężkich	632	883	1158	1004	909	804	1022	795
Nazwa minerałów	Udział % minerałów							
Magnetyt	9,8	1,6	0,8	1,1	5,3	1,7	8,4	8,4
Ilmenit	10,4	15,1	5,5	2,1	18,0	20,4	26,2	19,5
Piryt	14,7	50,5	76,7	59,8	40,7	2,1	0,1	0,4
Sfaleryt	7,9	–	0,1	–	–	–	–	–
Węglany	18,7	0,1	–	–	–	0,6	2,9	1,6
Siarczany	10,0	–	–	–	0,6	33,3	27,6	20,6
Tlenki Fe	–	–	–	–	–	0,4	–	–
Minerały przezroczyste	28,5	32,7	16,9	37,0	35,4	41,5	34,8	49,5
Cyrkon	72,8	57,0	77,6	80,6	59,3	10,8	23,8	51,7
Granat	1,1	0,8	–	–	0,6	–	0,8	–
Turmalin	11,7	29,0	13,3	9,1	25,5	14,4	21,1	18,1
Rutyl	13,9	11,6	6,6	6,7	10,6	5,1	16,3	7,6
Brukity	0,5	–	–	–	–	–	–	–
Anataz	–	0,4	–	1,1	2,5	2,4	14,1	6,1
Tytanit	–	0,4	1,0	0,3	0,3	–	–	0,5
Epidot	–	–	0,5	0,3	–	–	–	1,0
Hornblenda	–	0,8	–	0,8	0,3	–	–	0,2
Dysten	–	–	0,5	–	0,3	–	–	–
Diaposyd	–	–	–	–	0,3	–	–	–
Chloryt + biotyt	–	–	0,5	1,1	0,3	67,3	23,9	14,8

ka cykli sedymentacyjnych. Pochodzą z resedymencji starszych osadów.

Zawartość magnetytu wśród minerałów ciężkich (tab. 30) w próbkach nr 124 i 127 wynosi 8,4%; w wyżej pobranych próbkach nr 98–121 zmniejsza się do 0,8–5,3%, a następnie wzrasta w próbce nr 96b do 9,8%.

Ilmenit – leukoksen występuje głównie w próbkach nr 116–127 w ilości 18,0–26,2%, następnie w próbkach nr 108–109 jego udział maleje do 2,1–5,5% i w formacji przewodowskiej, w próbkach nr 96b i 98, wzrasta do 10,4–15,1%.

Udział pirytu i siarczanów wykazuje odwrotną zależność. W próbkach nr 121, 124 i 127 udział pirytu wynosi 0,1–2,1%, zaś siarczanów 20,6–33,3%. W próbkach nr 98–116 udział pirytu gwałtownie rośnie w granicach 40,7–76,7%, podczas gdy zawartość siarczanów w próbce nr 116 zaledwie dochodzi do 0,6%. W formacji przewodowskiej w próbce nr 96b piryt stanowi 14,7%, zaś siarczanów dochodzi do 10,0%. Rzutuje to na utleniające i redukcyjne środowisko, a równocześnie na okresową ewaporację siarczanów w reszkowych, silnie zmineralizowanych zbiornikach.

kach wodnych oraz na przesunięcie się strefy osadzania w rejon bagien i starorzeczy, gdzie panuje środowisko redukcyjne, sprzyjające wytrącaniu się siarczków żelaza i cynku.

Przy rozpatrywaniu składu minerałów przezroczystych zwrócono uwagę na obecność minerałów najbardziej odpornych na transport, minerałów łatwospławialnych – biotytu i chlorytu (próbki nr 121, 124 i 127). Występują tu asocjacje: cyrkonowo-turmalinowo-rutyłowa i biotytowo-chlorytowo-cyrkonowo-turmalinowo-rutyłowo-atanazowa (próbki nr 121, 124 i 127). Należy podkreślić, że próbki bogate w biotyt i chloryt pochodzą z osadów laminowanych z laminami łyszczykowymi. Wydaje się, że ich udział lub brak w poszczególnych próbkach jest spowodowany zróżnicowaną energią środowiska w czasie transportu materiału terygenicznego: w zakolach rzek i jeziorach o słabym przepływie, gdzie istnieje większa możliwość osadzania tych minerałów, oraz z powodu pokroju blaszkowego, dzięki któremu mogą być łatwo przenoszone przez wiatr.

Wśród przezroczystych minerałów brak typomorficznych minerałów metamorficznych, takich jak: granat, dysyten, staurolit, andaluzyt, epidot i tytanit, lub występują one w śladowych ilościach. Jest to zastanawiające, ponieważ wśród nielicznych idiomorficznych ziaren cyrkonu występują one z elongacją 2,5–3,0, a więc typową dla skał metamorficznych. Sugeruje to, że biotyt i chloryt pochodzą ze skał subfacji zieleńcowej.

Uwagi i wnioski

Formacja sycyńska

Utwory formacji sycyńskiej, rdzeniowane w niewielkim zakresie, pod względem mikrofacjalnym są podobne do odpowiadających im utworów z sąsiednich otworów wiertniczych. Wykształcone są w postaci iłowców dolomitowych, laminowanych poziomo z rozproszoną fauną. W górnych częściach profilu występują wśród tych utworów cienkie wkładki marglistych wapieni biorudytowych z cementem ilastym i kalcysparytowym mikrofacji inwersji strukturalnej TI osadów niedojrzałych IMR 3B – brachio-podowo-liliowcowo-trylobitowej. Utwory reprezentują kompleks regresywny spływającego się morza, w strefie wód stojących z nielicznymi prądami dennymi ze znakami bruku sztormowego (tab. 17) (Brenner, Davies, 1973; Dżułyński, Kubicz, 1975).

Formacja czarnolesska

Utwory formacji czarnolesskiej są wykształcone w grupach mikrofacji terygeniczych:

- iłowców, iłowców pylastych i piaszczystych M 1B – TAM 2B osadzonych w środowisku wód spokojnych i okresowo aktywnych (tab. 18);
- piaskowców ilastych – wak i prawie dojrzałych piaskowców ortokwarcytowych, kwarcowych, kwarco-

wo-łyszczykowych i litoklastycznych zawierających miejscami bioklasty ryb i wielkoraków (tab. 18).

Cechą charakterystyczną całego kompleksu jest warstwowanie przekątne i poziome, oraz przekątna laminacja riplemarkowa. Warstwowanie jest często zaburzone bioturbacjami pionowymi, skośnymi i poziomymi. Bioturbacje występują szczególnie w osadach wzbogaconych w materiał piroklastyczny (w postaci kwarcu klinowo-wiórkowego, świeżych tabliczek skaleni oraz świeżego biotytu). Obok tego świeżego materiału piroklastycznego jest obecny materiał silnie zwietrzały.

Pod względem facjalnym utwory formacji czarnolesskiej reprezentują płytki zbiornik, odznaczający się szybką akumulacją. Występują tu głównie osady plaży, barier i przybrzeżne.

Formacja zwolenńska

Kontynuacją sedimentacyjną formacji czarnolesskiej są utwory formacji zwolenńskiej wykształcone w facji old redu. Są to:

- iłowce pylaste i piaszczyste (tab. 19) z bioturbacjami i impregnacjami pirytowymi oraz konkrecjami dolomitowymi;
- piaskowce ilaste – waki tufitowe, ortokwarcytowe piaskowce kwarcowe, polimiktyczne niedojrzałe, prawie dojrzałe i dojrzałe (tab. 19);
- zlepieńce (tab. 20) z fragmentami ryb i psylofitów;
- w próbce 11 występują pizoidy hematytowo-illitowe (tab. 19).

Iłowce pylaste i piaszczyste zaliczono do grupy mikrofacji mikrytów terallochemowych. Charakteryzują się one nierównomiernym zażelazieniem (tab. 19). W profilu wyraźnie zaznacza się zmienność facji utlenionej – getytowo-hematytowej i redukcyjnej – pirytovej. Wydaje się, że obszar występowania facji old redu był bardzo nawodniony, w środowisku takim dochodziło do silnego, elektrolitycznego zażelazienia osadów (Siuta, Motowicka, 1965). W osadach tych stwierdzono nagromadzenie septariowych konkrecji kalcytowo-dolomitowo-syderytowych odznaczających się selektywną mineralogicznie budową. W centrum konkrecji występuje kalcysparyt otoczony dolosparytem. Zewnętrzne powłoki są złożone z dolomitu żelazistego i z syderytu. Tego rodzaju formy i ich nagromadzenia wskazują na ewaporację silnie zmineralizowanych roztworów i na wysychanie drobnych zbiorników wodnych lub bagien.

W profilu formacji zwolenńskiej występują licznie piaskowce prawie dojrzałe SBMR i dojrzałe MR powstałe w wyniku czynników hydrodynamicznych i eolicznych (tab. 19). Występowanie piaskowców polimiktycznych z laminacją poziomą, smużystą, przekątną riplemarkową i warstwowaniem przekątnym dużej skali, podkreślonym smugami lub laminami łyszczykowymi, wskazuje na przewagę akumulacji wodnej: rzecznej, jeziornej i niewykluczone, że okresowo morskiej w strefie pływow.

Utwory powstałe w wyniku akumulacji rzecznej są reprezentowane przez różne strefy depozycyjne: korytowe,

ławice śródkorytowe, wały brzegowe i facje pozakorytowe. Obecne wśród nich osady tufitowe są nierównomiernie rozmieszczone w profilu i trudne do skorelowania z poziomami osadów tufitowych nawet z sąsiednich otworów wiertniczych.

Formacja telatyńska

Ogniwo przewodowskie. Osady ogniwa przewodowskiego, rozpoczynającego nowy cykl sedymentacyjny, odznaczają się wysoką dojrzałością piaszczystych osadów, inwersją strukturalną T1 powstałą w wyniku wymieszania materiału z różnych środowisk (tab. 24). Towarzyszące im piaszczyste ilaste – waki (próbka 96a – tab. 24) mają tekstury zaburzone bioturbacjami ichnofauny. Utwory piaszczyste w ogniwie przewodowskim wskazują na nierównomierne rozwój bariery brzegowej.

Ogniwo machnowskie i zniatyńskie. Utwory anhydrytowe, dolomitowe i ilaste, podobnie jak w sąsiednich profilach, są genetycznie związane ze strefą nadpływową – obszarem sebhya. Wskaźnikiem środowiska są nodule anhydrytowe wśród osadów dolomitowych i ilastych. Tego rodzaju utwory mogą być porównywane z utworami i warunkami powstania osadów w Zatoce Perskiej (Coogan, 1969). Towarzyszące im utwory dolomitowe są wczesno- i średniodiagenetyczne.

Ogniwa pelczańskie, mirczańskie i rachańskie. W górnej części formacji telatyńskiej, podobnie jak w jej dolnej części, występuje trójdzielność litostratygraficzna osadów stwierdzona przez Miłaczewskiego (1981). Trójdzielność ta, wyrażająca się poprzez charakter litologiczny osadów, jest związana z nowym cyklem transgresywno-regresyjnym morza. Duże zróżnicowanie litologiczne osadów, a także grup mikrofacjalnych w żywocie – od mikrytów M 1A do osadów prawie dojrzałych SBMR 4B oraz sparytów i biolitytów mat kryptoglonowych – wynikało z oscylacji transgresywno-regresyjnej zbiornika morskiego.

Wyróżniono następujące typy litologiczne:

Iłowce, iłowce dolomitowe i pylaste (tab. 22) odznaczają się teksturami laminowanymi i smużystymi; miejscami zawierają w laminach smużysto rozmieszczony pył kwarcowy, łuseczki muskowitu, grudki i żyłki pirytu oraz mikrostylolity z treścią pirytową. W wielu miejscach smużysto rozmieszczone są osobniki mikrodoloparu i lokalnie pojedyncze bioklasty małżów, małżoraczków i ryb. Miejscami trafiają się zaburzenia tekstury bioturbacjami żerowiskowymi ichnofauny.

Udział węglanów w iłowcach, iłowcach dolomitowych i pylastych wynosi 1,73–19,57%, w tym dolomitu 1,41–18,57%, zaś ich stopień dolomityczności $dd = 857$ – 1000 (średnio węglanów jest 11,16%, w tym dolomitu 6,55%, zaś $dd = 677$) (tab. 31).

Osady te powstawały w płytkim zbiorniku lagunowym o śladowym przepływie, o intensywnej ewaporacji dolomitowej i środowisku redukcyjnym w osadzie dennym. Dolo-

mityzacja zachodziła we wczesnym i średnim etapie diagenety, stąd wysokie wartości stopnia dolomityczności dd .

Margle dolomitowe i ilasto-dolomitowe (tab. 22) odznaczają się teksturami smużystymi i soczewkowo-laminowanymi. Miejscami zawierają do 15% bioklastów ryb, ramienionogów, liliowców i bardzo drobną sieczkę problematyków. Ponadto licznie występują osobniki doloparu, grudki i impregnacje pirytowe rozmieszczone smużysto.

Udział węglanów w marglach dolomitowych i ilasto-dolomitowych wynosi 25,46–65,81%, w tym dolomitu 10,72–40,72%, zaś $dd = 282$ – 821 (średnia zawartość węglanów 36,75%, w tym dolomitu 21,16% i $dd = 589$) (tab. 31).

W marglach dolomitowych, podobnie jak w iłowcach, depozycja zachodziła w strefie nadpływowej o bardzo słabym przepływie, w środowisku redukcyjnym osadów dennych; lokalnie doszło do wpływów środowiska morskiego, które ujawniły się obecnością bioklastów ramienionogów zawiasowych i liliowców. Dolomityzacja zachodziła od wczesnego do późnego etapu diagenety.

Wapień dolomitowo-marglisty, gruzłowy (tab. 22) odznacza się teksturą smużystą. Zawiera gruzły wapieni dolomitowych mikrofacji mikrytów intrabioklastycznych TAM 2B z rozmieszczonymi równolegle fragmentami ramienionogów zawiasowych i bezzawiasowych, jeżowców, wężowideł, serpuloidów i sieczką problematyków oraz intraklastami mikrytów i mikrytów bioklastycznych. W mikrytowej masie podstawowej występują osobniki doloparu, grudki i żyłki pirytu rozmieszczone równolegle i towarzyszą im mikrostylolity z treścią pirytową.

Osady te zawierają 77,91% węglanów, w tym 11,77% dolomitu, $dd = 88$ (tab. 31). W gruzłowych wapieniach dolomitowo-marglistych w gruzłach występują zarówno zespoły fauny morskiej, jak i brakicznej: ramienionogi bezzawiasowe i serpuloidy. Dolomityzacja zachodziła w średnim i późnym etapie diagenety.

Dolomity margliste i piaszczyste (tab. 22) odznaczają się strukturą porfirotopową, sparytową lub mikrytową, teksturą smużystą, równoległą lub laminowaną w masie kryptoglonowej. Lokalnie występują relikty bioklastów, koralowców i ramienionogów wypełnione grubszymi osobnikami doloparu. Miejscami są pocięte mikrostylolitami oraz szczelinami spękań wypełnionych kalcysparytem w etapie po dolomityzacji i lityfikacji.

Dolomity margliste i piaszczyste zawierają 78,4–89,9% węglanów, w tym 54,43–81,71% dolomitu oraz do 8,32% anhydrytu; $dd = 502$ – 844 . Średnia zawartość węglanów wynosi 84,72%, w tym 63,74% dolomitu oraz 2,7% anhydrytu; $dd = 633$ (tab. 31).

Dolomity głównie reprezentują wtórnie zdolomityzowane osady wapienne różnych facji wokółbarierowych z reliktyami koralowców i ramienionogów typu biorudyty – stożek przybarierowy i strefę pozabarierową, płytką – matą kryptoglonową.

Dolomity anhydrytowe, anhydryty dolomitowe, anhydryty ilaste (tab. 25) występują w formie kongrecji w iłowcach, w nodulach lub w laminowanych heterolitach dolomitowo-anhydrytowo-ilastych oraz w matach krypto-

Tabela 31
Zestawienie przeliczeń analiz chemicznych na układ drobinowy i mineralny (w %) oraz stopień dolomityczności *dd* z utworów dewonu
Recalculation of chemical analyses to the ionic and mineral composition (in %) and the dolomitisation degree *dd* of Devonian deposits

Nr próbki	Głębokość [m]	CaCO ₃	MgCO ₃	FeCO ₃	CaSO ₄	Niewęglanowe MgO	W węglanach		MgO/CaO	<i>dd</i>	Suma węglanów	Dolomit
							CaO	MgO				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
14	1258,5 +1,70	92,99	2,51	0,79	–	–	52,1	1,2	0,023	32	96,29	5,49
15	1258,5 +2,15	91,38	0,98	0,03	–	–	51,2	0,47	0,009	13	92,39	2,14
19	1258,5 +3,25	94,06	1,17	1,13	–	–	52,7	0,56	0,011	15	96,36	2,56
21	1258,5 +4,05	93,17	0,94	3,03	–	–	52,2	0,45	0,009	13	97,14	2,06
22	1258,5 +4,80	97,45	0,29	–	–	0,53	54,6	0,14	0,003	4	97,74	0,63
23	1258,5 +5,10	98,88	0,21	1,08	–	–	55,4	0,10	0,002	3	100,00	0,46
25	1258,5 +7,50	91,92	0,21	0,71	–	–	51,5	0,10	0,002	3	92,84	0,46
27	1267,8 +1,40	96,74	0,21	0,92	–	–	54,2	0,10	0,002	3	97,87	0,46
28	1267,8 +8,10	96,91	0,71	0,58	–	–	54,3	0,34	0,006	8	98,20	1,55
29	1277,5 +0,60	97,79	0,21	0,50	0,02	–	54,79	0,10	0,002	3	98,50	0,46
30	1277,5 +1,70	49,87	33,26	1,61	0,14	–	27,94	15,90	0,569	791	84,74	72,74
31	1277,5 +2,60	60,15	31,80	0,66	–	–	33,70	15,20	0,451	627	92,61	69,55
32	1277,5 +3,60	48,55	33,05	0,26	–	–	27,20	15,80	0,581	808	81,86	72,28
33	1277,5 +5,50	58,90	33,47	1,13	–	–	33,00	16,00	0,485	675	93,50	73,20
34	1277,5 +7,30	97,45	0,65	0,03	–	–	54,60	0,31	0,006	8	98,13	1,42
35	1314,5 +0,10	98,70	0,38	–	–	0,22	55,30	0,18	0,003	4	99,08	0,83
36	1314,5 +6,10	95,49	1,36	–	–	0,35	53,50	0,65	0,012	17	96,85	2,97
37	1314,5 +8,40	98,86	0,25	–	0,03	0,27	55,39	0,12	0,002	3	99,11	0,55
38	1314,5 +9,10	97,80	0,19	–	–	0,46	54,80	0,09	0,002	3	97,99	0,42

Tabela 31 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
39	1381,9 +0,40	98,16	0,82	1,61	–	–	55,00	0,39	0,007	1z	100	1,79
40	1381,9 +2,40	55,33	41,82	0,66	–	–	31,00	19,80	0,639	889	97,41	90,59
41	1381,9 +8,10	53,37	41,63	1,00	0,05	–	29,68	19,90	0,666	926	96,00	91,04
42	1428,5 +1,50	60,15	35,16	–	–	0,59	33,70	16,81	0,499	694	95,31	76,89
43	1428,5 +4,10	81,21	7,95	1,16	–	–	45,50	3,80	0,084	117	90,32	17,39
44	1475,5 +0,10	75,14	22,80	1,47	–	–	42,10	10,90	0,259	360	99,41	49,86
45	1475,5 +3,20	41,76	28,43	4,50	–	–	23,40	15,30	0,654	910	74,69	62,18
46	1475,5 +4,10	57,99	34,93	0,97	0,26	–	32,49	16,70	0,514	715	93,89	76,39
47	1475,5 +5,50	44,80	5,75	–	–	0,75	25,10	2,75	0,110	153	50,55	12,58
48	1475,5 +6,50	60,68	29,29	1,40	–	–	34,00	14,00	0,412	573	91,37	64,06
49	1475,5 +8,50	55,11	30,33	1,05	0,05	–	30,88	14,50	0,470	654	86,49	66,33
50	1485,0 +0,50	19,28	16,23	0,37	–	0,55	10,80	7,75	0,719	1000	35,88	35,51
51	1485,0 +4,40	62,36	25,83	–	0,14	1,15	34,94	12,35	0,353	491	88,19	56,49
52	1485,0 +5,40	15,53	9,14	–	–	0,63	8,70	4,37	0,502	698	24,67	19,99
53	1485,0 +9,40	75,03	11,13	–	0,14	0,42	42,04	5,32	0,127	177	86,16	24,34
54	1519,4 +0,40	1,57	0,21	–	0,05	1,40	0,88	0,10	0,114	159	1,78	0,46
55	1519,4 +2,70	52,54	37,36	–	4,76	0,74	29,44	17,86	0,607	844	89,90	81,71
56	1519,4 +5,50	15,42	10,58	–	0,14	3,34	8,64	5,06	0,586	815	26,00	23,14
57	1519,4 +7,30	44,12	33,47	1,92	14,52	–	24,72	16,00	0,647	900	79,50	73,20
58	1519,4 +9,30	1,14	0,96	–	2,82	0,28	0,64	0,46	0,719	1000	2,10	2,10
59	1529,0 +0,50	20,56	4,90	–	0,19	4,56	11,52	2,34	0,203	282	25,46	10,72
60	1529,0 +1,80	–	–	–	75,16	0,64	–	–	–	–	–	–
61	1529,0 +2,50	24,67	21,55	–	25,56	–	13,82	10,30	0,719	1000	46,30	46,30

Tabela 31 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
62	1529,0 +3,10	28,34	17,90	–	49,82	0,24	15,88	8,56	0,539	750	46,24	39,15
63	1529,0 +5,40	20,40	1,78	–	0,41	1,85	11,43	0,85	0,074	103	22,18	3,89
64	1536,5 +0,2	54,92	24,89	–	8,32	–	30,77	11,90	0,387	538	79,81	54,43
65	1536,5 +4,5	10,41	7,51	–	0,17	1,21	5,83	3,59	0,616	857	17,92	16,42
66	1536,5 +7,5	3,73	3,14	0,32	0,02	2,22	2,09	1,50	0,719	1000	7,19	6,87
67	1546,2 +0,30	60,56	25,62	–	0,17	0,75	33,93	12,25	0,361	502	86,18	56,03
68	1546,2 +1,60	59,70	29,60	–	0,12	1,45	33,45	14,15	0,423	588	89,30	64,74
69	1546,2 +3,40	17,24	11,92	0,79	0,09	–	9,66	5,70	0,590	821	29,95	26,07
70	1546,2 +4,50	48,26	28,24	1,90	0,15	–	27,04	13,50	0,499	694	78,40	61,76
71	1558,7 +0,30	0,77	0,64	0,32	0,02	1,10	0,43	0,30	0,719	1000	1,73	1,41
72	1558,7 +3,50	1,95	1,63	0,74	0,02	1,43	1,09	0,77	0,719	1000	4,32	3,58
73	1558,7 +7,90	2,80	2,36	0,90	0,07	4,67	1,57	1,03	0,719	1000	6,06	5,16
74	1558,7 +8,50	9,03	7,15	–	0,10	0,48	5,06	3,42	0,676	940	16,18	15,64
75	1568,7 +0,50	44,32	18,62	2,87	0,17	–	24,83	8,90	0,358	498	65,81	40,72
76	1568,7 +3,50	11,08	8,49	–	0,46	0,44	6,21	4,06	0,654	910	19,57	18,57
77	1568,7 +7,60	72,53	5,38	–	0,14	0,03	40,64	2,57	0,063	88	77,91	11,77
78	1568,7 +10,50	46,15	30,96	0,92	0,34	–	25,86	14,80	0,572	796	78,03	67,71
79	1568,7 +11,50	17,38	14,48	–	0,14	0,78	9,74	6,92	0,710	988	31,86	31,67
80	1568,7 +13,30	0,23	0,19	–	1,68	0,40	0,13	0,09	0,719	1000	0,42	0,42
81	1568,7 +18,50	26,17	20,48	–	0,09	0,51	14,66	9,79	0,668	926	46,65	44,79
82	1587,9 +1,50	27,63	21,17	–	0,29	0,38	15,48	10,12	0,658	910	48,80	46,30
83	1587,9 +8,50	0,09	0,08	–	2,36	1,16	0,05	0,04	0,719	1000	0,17	0,17

Tabela 31 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
84	1587,9 +10,50	–	–	–	85,37	–	–	–	–	–	–	–
85	1587,9 +11,70	11,78	9,24	–	0,24	2,48	6,60	4,42	0,670	932	21,02	20,21
86	1587,9 +16,10	53,15	32,25	–	0,54	1,08	29,78	15,42	0,518	721	85,40	70,53
87	1587,9 +18,50	19,31	4,04	–	0,20	3,67	10,82	1,93	0,178	248	23,35	8,84
88	1587,9 +18,90	59,86	3,81	–	0,20	0,78	33,52	1,82	0,054	75	63,64	8,33
89	1606,9 +0,70	57,74	26,46	–	0,60	0,15	32,35	12,65	0,391	544	84,20	57,87
90	1606,9 +1,70	51,96	34,95	–	5,31	0,89	29,11	16,71	0,574	798	86,91	76,44
91	1606,9 +2,40	41,35	33,05	–	0,32	0,58	23,17	15,23	0,657	914	74,40	72,28
92	1612,1 +1,40	4,96	3,87	–	68,02	0,75	2,78	1,85	0,665	925	8,83	8,46
93	1612,1 +4,80	7,03	5,93	1,11	61,56	0,85	3,94	2,85	0,719	1000	14,07	12,96
94	1612,1 +9,50	–	–	–	96,08	0,49	–	–	–	–	–	–
95	1612,1 +18,10	–	–	–	92,34	0,22	–	–	–	–	–	–
96	1631,0 +0,20	33,16	24,37	–	0,78	2,65	18,58	11,65	0,627	872	57,53	53,30
150	2248,2 +0,60	15,88	2,91	–	–	3,71	8,90	1,39	0,156	217	18,79	6,36
151	2248,2 +2,30	74,25	0,67	–	–	2,08	41,60	0,32	0,008	11	74,92	1,47
152	2304,8 +0,20	3,93	3,01	–	–	1,96	2,20	1,44	0,655	911	6,94	6,58
153	2361,4 +0,50	12,67	3,31	–	–	2,12	7,10	1,58	0,223	310	15,98	7,24
154	2365,8 +1,20	11,60	3,26	–	–	0,94	6,50	1,56	0,240	334	14,86	7,13
155	2417,3 +0,50	14,28	2,91	–	–	3,11	8,00	1,39	0,174	242	17,19	6,36
156	2417,3 +6,30	5,53	3,01	–	–	2,86	3,10	1,44	0,465	647	8,54	6,58
157	2474,5 +0,20	17,85	2,40	–	–	3,75	10,00	1,15	0,115	160	20,25	5,25
158	2474,5 +6,5	4,82	2,64	–	–	3,44	2,70	1,26	0,467	650	7,46	5,77

glonowych. Zawierają one 46,24–79,5% węglanów, w tym 39,15–73,2% dolomitu oraz 14,52–75,16% anhydrytu; $dd = 750\text{--}1000$ (średnio 57,43% węglanów, w tym 52,88% dolomitu, 41,27% anhydrytu; $dd = 913$) (tab. 31).

Utwory anhydrytowo-dolomitowe i anhydrytowe utworzyły się w strefie sebhya nadpływowej, w strefie międzypływowej i niżepływowej, w warunkach intensywnego parowania i ewaporacji siarczanów oraz węglanów.

Piaskowce ortokwarcytowe prawie dojrzałe SBMR 4B, piaskowce niedojrzałe IMR 3A, heterolity piaskowców ortokwarcytowych i ilastych oraz iłowców łyszczykowo-kwarcowych z minerałami ciężkimi (tab. 24). Tekstury są smużyste i równoległe lub laminowane, zaburzone bioturbacjami ichnofauny. Miejscami są pocięte mikrostylolitami z treścią pirytową.

Piaskowce masywne i laminowane heterolity piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowe utworzyły się w strefie prądów zawieszinowych, w zbiorniku bogatym w zawieszinę ilastą, w którym sedimentację rozpoczynają piaskowce kwarcowe, następnie piaskowce ilaste i iłowce piaszczyste, bogate w łyszczyki. W osadach tych panuje środowisko zasadowe, sprzyjające korozji kwarcu, a następnie cementacji błonkowej i interstycjalnej. W profilu wyróżniają się strefy depozycji morskiej, śródlagunowej, lagunowej-brzeżnej – sebhya i bariery piaskowcowej.

Formacja modryńska

Utwory franu były rdzeniowane w niewielkim stopniu. Ze względu na trudność interpretacji zmian środowiska sedimentacyjnego w profilu otworu scharakteryzowano podobne mikrofacje ze wszystkich ogniw formacji.

Wapienie mikrytowe i mikryty bioklastyczno-peloidowe stwierdzono w próbkach nr: 23, 25, 26 i 27 (tab. 26). Wapienie te odznaczają się teksturami równoległymi, smużystymi i laminowanymi równoległe. Zawierają 5–30% bioklastów: kalcisfery, serpuloidy i małżoraczki, a więc zespół typowy dla zbiornika brakicznego (Coogan, 1969; Horowitz, Potter, 1971; Heckel, 1972; Elf-Aquitaine, 1977) oraz stylioliny, otwornice, szkarłupnie, ramienionogi, małże oraz peloidy – zespół mieszany brakiczno-morski, zabarrierowy (Gradziński i in., 1976). Cement osadów jest mikrytowy. Zawartość węglanów wynosi 92,84–100%, w tym dolomitu 0,46%; $dd = 3$. Średnia zawartość węglanów wynosi 96,9%, w tym dolomitu 0,46%; $dd = 3$ (tab. 31).

Osady mikrytowe osadzały się w środowisku wód spokojnych, lagunowych, zaś mikryty bioklastyczne w sąsiedztwie przerwanej bariery, kanału umożliwiającego wpływy środowiska morskiego w brakicznym.

Wapienie bioklastyczne facji biokalkarenitowo-rudytywowej wyróżniono w próbkach: nr 13, 14, 15, 19, 20 i 28 (tab. 27). Tekstury tych wapieni bywają bezładne lub równoległe. Wśród bioklastów stwierdzano: stylioliny, stromatoporoide, koralowce, ramienionogi, szkarłupnie, małże, ślimaki, otwornice, kalcisfery i problematyki (Johnson, 1951; Horowitz, Potter, 1971). Koralowce, stromatoporoide oraz niektóre skorupki fauny bywają w różnym stopniu

przekryształizowane, a w próbce nr 20 stromatoporoide są impregnowane kwarcem.

Bioklasty tkwią w cemencie mikrytowym. Są to osady stożków nasypowych sąsiadujących z niewielkimi zaroślami stromatoporooidowymi i koralowcowymi w strefie niżepływowej. Bioklasty dostały się do zbiornika morskiego z bogatą zawiesziną mikrytu wapiennego, a więc w środowisku wód prawie stojących. Zawartość węglanów w tych utworach wynosi 92,39–98,21%, w tym dolomitu 1,55–5,49%; $dd = 8\text{--}32$; średni udział węglanów wynosi 95,81%, w tym dolomitu 2,94%, $dd = 17$ (tab. 31). Obniżony udział węglanów można tłumaczyć występowaniem mikrostylolitów, zasięgiem szczelin krasowych wypełnionych iłowcem oraz kwarcowymi impregnacjami bioklastów, natomiast podwyższona zawartość dolomitu mogła być wynikiem przemiany aragonitu w kalcyt w procesach diagenetycznych.

Wapienie biogeniczne stwierdzono w próbkach nr: 21, 29, 37 i 39 (tab. 29).

Wśród biogenicznych organizmów kolonijnych stwierdzono: koralowce *Tabulata*, stromatoporoide masywne i gałązkowe – *Amphipora*. Rozmieszczenie struktur biogenicznych potwierdza tezę o niewielkich rozmiarach budowli biogenicznych w postaci zarośli lub zagajników podwodnych (Wray, 1972; Heckel, 1974; Ziegler i in., 1974; Gradziński i in., 1976). Wapienie biogeniczne zawierają 97,14–100% węglanów, w tym 0,46–2,06% dolomitu; $dd = 5\text{--}13$; średnia zawartość węglanów wynosi 98,69%, w tym dolomitu 1,22%; $dd = 7$ (tab. 31). Tak małe budowle organiczne wskazują na niekorzystne warunki ich rozwoju, tendencję podnoszenia dna i przewagę czynników niszczących nad budującymi.

Wapień zlepieńcowy – intrabiorudyty stwierdzono w próbce nr 17 (tab. 27). Złożony jest on z dobrze obtoczonych intraklastów mikrytów styliolinowych w matriksie zawierającym 30% bioklastów styliolin i ramienionogów w cemencie mikrytowym. Reprezentuje typ mikrofacji inwersji strukturalnej TI mieszania się materiałów z dwóch środowisk: wysokoenergetycznego w niskoenergetycznym (Folk, 1968).

Wapień zlepieńcowy jest przykładem osadu niedojrzałego IMR, powstałego w wyniku transportu obtoczonego materiału wapiennego do środowiska okresowo aktywnego w strefie otwartego morza.

Wapienie peloidowe zbadano w pięciu próbkach nr: 22, 34, 35, 36 i 38 (tab. 27). Wapienie te reprezentują fację zabarrierową (Coogan, 1964; Heckel, 1972; Gradziński i in., 1976; Elf-Aquitaine, 1977). Obok peloidów o średnicy 0,04–0,6 mm, stanowiących 60–80% objętościowych, występują tu w ilości do 20% intraklasty wapieni pelsparytowych i mikrytowych o średnicy 0,6–5,3 mm i do 10% bioklastów (kalcisfery, małżoraczki, koralowce, serpuloidy, małże, ramienionogi oraz problematyki). W przeważającej części peloidów występują kalcisfery, zaś inne bioklasty są otoczone błonkową otoczką mikrytową i tworzą tzw. ooidy powierzchniowe (ang. *superficial oolite*) (Gradziński i in., 1976). W próbce nr 38 obok typowych peloidów stwierdzo-

no mikrytowe ooidy z relikami budowy wielopowłokowej. Występuje tu prawdopodobnie oolizacja peloidów lub mikrytyzacja powłok ooidów (Gradziński i in., 1976). W próbce nr 36 w stromatolicie stwierdzono laminy peloidowe, a między nimi laminy wzrostowe stromatolitu (Kingsman, 1969). Obecność w stromatolicie lamin peloidowych wskazuje, że tworzyły się one w bliskim sąsiedztwie płytkiej strefy zabarierowej. Peloidy tkwią w cemencie kalcymikrosparytowym lub kalcysparytowym. Wskazuje to na to, że peloidy deponowały w przepływowym środowisku, w którym została wypłukana mikrytowa zawiesina wapienna.

Wapienie peloidowe zawierają 96,85–99,08% węglanów, w tym 0,42–2,47% dolomitu; $dd = 3$ –17. Średni udział węglanów wynosi 97,96%, w tym dolomitu 1,25%; $dd = 7$ (tab. 31). Wysoki udział dolomitu wskazuje, że Mg został uwolniony w trakcie przemiany aragonitu w kalcyt w etapie wczesnej diagenety.

Wapienie dolomitowo-margliste zbadano w próbkach: nr 43 – ogniwo lipowieckie i nr 53 – ogniwo krzewickie (tab. 26). Są to osady gruzłowe złożone z intraklastów osadów mikrytowych i biointramikrytowych oraz bioklastów: ślimaki, trylobity, małże, małżoraczki i sieczki niezidentyfikowanej fauny – problematyki (Horowitz, Potter, 1971). Gruzły intraklastowe tkwią w matriksie mikrytowo-dolosparytowym, bogatym w grudki, impregnacje oraz kryształki pirytu. Wydaje się, że piryt w grudkach i impregnacjach żyłkowych jest starszy od idiotopowo wykształconych kryształków. Skład petrograficzny gruzłów i matriksu sugerują, że gruzły są allogeniczne i znajdują się na wtórnym złożu, a więc są zlepioncami. Zawierają one 86,6–90,32% węglanów, w tym dolomitu 17,39–24,34%; $dd = 117$ –177; średnia zawartość węglanów wynosi 88,27%, w tym dolomitu 20,87%; $dd = 147$ (tab. 31). Osady te mogą być wynikiem niszczącej działalności *tsunami*, przeniesienia skał z otwartego morza w strefę wód spokojnych w redukcyjne środowisko osadów dennych.

Margle dolomitowe i ilasto-dolomitowe zbadano w trzech próbkach nr: 47, 50 i 52 (tab. 26). Margle odznaczają się teksturami smużystymi podkreślonymi smugowym rozmieszczeniem dolosparu i grudek pirytu. Wśród terallochemów występują sporadycznie ziarna pyłu kwarcowego oraz zęby i łuski ryb i konodonty. Masa podstawowa jest mikrytowa ilasto-marglista. Udział węglanów w marglach dolomitowych i ilasto-dolomitowych wynosi 24,67–50,55%, w tym dolomitu 12,58–35,51%; $dd = 153$ –1000; średnią zawartość określono na 37,0% węglanów, w tym dolomitu 22,69%; $dd = 617$ (tab. 31). Osady te reprezentują strefę wód spokojnych obfitujących w zawiesinę ilastą z niewielkimi prądami dennymi w środowisku redukcyjnym, poniżej podstawy falowania. Dolomit tworzył się w osadzie od wczesnego do średniego stadium diagenety.

Dolomity i dolomity margliste zbadano w trzynastu próbkach nr: 30, 31, 32, 40, 41, 42, 44, 45, 46, 48, 49 i 51 (tab. 28).

Wśród nich stwierdzono kilka odmian:

- dolomity porfirotopowe, oczkowe i kawerniste z relikami *Amphipora*, *Tabulata* i stromatoporoidów masywnych (Horowitz, Potter, 1971);

- dolomity laminowane faliste, mikrytowo-sparytowe i oczkowe (ang. *birdseye*);
- stromatolity laminowane równoległe, mikrosparytowe, najczęściej z systemem równoległych mikrostylolitów przebiegających równoległe do laminacji – maty kryptoglonowe;
- dolomity o teksturze bezładnej, oczkowe, dolomikrytowo-sparytowe i mikryty allochemowe; te ostatnie można rozpoznać, jeśli w bezpośrednim sąsiedztwie występują wapienie.

Najbardziej pospolite są dolomity laminowane równoległe, miejscami oczkowe (*birdseye*), mikrytowe lub mikrosparytowe z oczkami dolosparowymi. Często występują struktury mikrokolumnowe. Systemy równoległych mikrostylolitów mają wypełnienie pirytowe lub asfaltenowe. W próbce nr 30 występuje dolomit mikrosparytowy, brekcjowy, wskazujący na zjawiska tektoniczne – trzęsienia ziemi.

Dolomity i dolomity margliste zawierają: 74,69–99,41% węglanów, w tym 49,85% dolomitu; $dd = 368$ –926; średnia wartość węglanów wynosi 88,88%, w tym dolomitu 70,12%; $dd = 701$ (tab. 31).

We wczesnym franie sedymentacja zachodziła w zbiorniku morskim z bogatą zawiesiną ilastą w strefie przedbarierowej, na co wskazuje obecność wśród bioklastów trylobitów i konodontów. Złożone utwory zawierają przerosły mat kryptoglonowych i stromatolitów, wskazujące na stopniowe spływanie się zbiornika morskiego i wytworzenie się strefy sebhya (Coogan, 1969; Kingsman, 1969; Wolf, 1973; Gradziński i in., 1976).

Wydaje się, że dolomitizacja w ogniwie krzewickim i niższej części lipowieckiego zachodziła w etapach wczesnej i średniej diagenety w środowisku redukcyjnym przez przesączanie przez osady wód o wyższej mineralizacji magnezowej do niższej (ang. *dolomitization by seepage refluxion*). Wśród dolomitów występuje piryt, mogący świadczyć o redukcyjnym środowisku. Wyróżniono trzy generacje pirytu:

- najstarszą, bakteryjną – w postaci grudek;
- drugą – w postaci wypełnień mikrostylolitów;
- trzecią – w postaci idiotopowych kryształków utworzonych w późnej diagenecie–epigenecie.

Dolomity z wyższych poziomów ogniwa lipowieckiego są średniodiagenetyczne, porowato-jamiste, porfirotopowe, gniazdowe i oczkowe z relikami koralowców i stromatoporoidów. Wytworzyły się w wyniku dolomitizacji drobnych budowli biogenicznych, podobnie jak w kompleksie raf w profilu Łągowa w Górach Świętokrzyskich scharakteryzowanego przez Czerwińskiego (1960), porównującego go do raf atolu Funa Futi.

Utwory franu były w niewielkim stopniu rdzeniowane i dlatego są trudne do interpretacji środowiska sedymentacyjnego.

W dolnych odcinkach rdzeni, zaliczanych przez Miłaczewskiego (ten tom) do ogniwa krzewickiego i lipowieckiego, występują głównie osady:

- margli ilasto-dolomitowych mikrofacji dismikrytowej M 1A;

- mikrofacji biolitytowej B – mat glonowych;
- mikrofacji sparytowej SP – dolomitów;
- mikrofacji osadów gruzłowych wapienno-dolomitowych.

Wapienie marglisto-dolomitowe (próbka nr 53 – tab. 26) cechuje zespół bioklastów płytkiego szelfu morskiego, natomiast leżące wyżej margle ilasto-dolomitowe i margle dolomitowe z przerostami zdolomityzowanych mat kryptoglonowych i stromatolitów mogą reprezentować bardzo-płytką strefę osadzania odpowiadającą strefie ławicy (*bank*) i lagunie.

Utwory wyższej części ogniwa lipowieckiego reprezentują mikrofacjalnie osady sparytowe, dolomitowe z relikta-
mi stromatoporoidów (tab. 28 – próbki nr 40, 41 i 42).

Porfirotopowe, gniazdowe i oczkowe struktury tych skał mogą wskazywać, że proces dolomityzacji odbywał się powoli, prawdopodobnie jak w przypadku kompleksu rafowego z profilu Łagowa w Górach Świętokrzyskich, scharakteryzowanego przez Czermańskiego (1960) i porównywanego do raf atolu Funa Futi.

Utwory ogniwa zubowickiego reprezentują kompleks bardzo zróżnicowany litologicznie i mikrofacjalnie. Wyodróżniono tu mikrofacje:

- peloidowe (tab. 27) z przewarstwieniami mikrofacji biolitytowych: stromatoporoidowych, stromatolity-
wych i koralowcowych (tab. 29);
- biomikrytowe – mikrofacji koralowcowo-stromato-
poroidowo-brachiopodowej, koralowcowo-brachio-
podowej, stromatoporoidowo-styliolinowej i stylioli-
nowej (tab. 27);
- mikrofacji mikrytów M 1B i mikrytów allochemo-
wych TAM 2B (tab. 26);
- mikrofacji sparytowych.

Tak duże zróżnicowanie mikrofacjalne mogło być wy-
nikiem dużej labilności dna zbiornika. Reprezentowane są
tu osady od ławicy zabarierowej do osadów otwartego mo-
rza powyżej i poniżej podstawy falowania. Kompleks dolo-
mitowy w tej formacji prawdopodobnie jest rezultatem
późnodiagenetycznej dolomityzacji.

KARBON

Maria I. WAKSMUNDZKA

LITOLOGIA, STRATYGRAFIA I SEDYMENTOLOGIA

Profil otworu wiertniczego Terebin IG 5 zlokalizowano w południowo-wschodniej części lubelskiego basenu karbońskiego, w którego podłożu występuje kraton wschodnioeuropejski (fig. 22). Otwór ten leży na obszarze zapadli-
ska terebińskiego, ograniczonego od północy uskokiem włodzimierskim (Żelichowski, 1972). Charakteryzowany profil dowiązano do oddalonego o ok. 9 km ku południo-
wemu zachodowi profilu otworu Terebin IG 4 (Waks-
mundzka, 2012: fig. 22). Utwory karbonu w profilu Terebin IG 5 występują w interwale głęb. 535,0–1259,5 m według
pomiarów geofizycznych i mają miąższość 724,5 m. Dane wiertnicze wskazują, że ich strop znajduje się na głęb. 533,1 m, spąg – 1259,9 m, a miąższość wynosi 726,8 m. W nadkładzie utworów karbonu występują utwory jury, a w podłożu – dewonu górnego.

Litologia

Podstawą opisu litologii była analiza litofacjalna rdzeni wiertniczych oraz interpretacja pomiarów geofizyki otwo-
rowej wykonane przez autorkę, uzupełnione na podstawie opisu archiwalnego rdzeniowanej części profilu karbonu
znajdującego się w dokumentacji wynikowej (Żelichowski i in., 1977). Utwory karbonu przerdzeniowano w 44%, przy
uzysku rdzenia wynoszącym w sumie 324 m. W przystro-
powym, prawie 190 m miąższości odcinku, uzysk rdzenia
był ciągły. Pozostałą część profilu przerdzeniowano w kil-
ku-kilkunastometrowych interwałach oddzielonych kilku-

dziesięciometrowymi odcinkami przewierconymi gryze-
rem. Stan rdzeni wiertniczych był dość dobry, co umożli-
wiło ich szczegółowy opis makroskopowy.

Profil karbonu jest złożony z przeławicających się wa-
pieni, margli, ilowców, mułowców, piaskowców, ilowców
węglistych i węgli. Miąższościowo dominują ilowce i mu-
łowce, ale w niższej części profilu dość duży udział mają
również wapienie. Występują one w ławicach o miąższości
0,2–9,0 m. Są to wapienie organodetrytyczne, masywne,
rzadko dolomityczne, o barwie jasnoszarej, szarej, ciemno-
szarej lub szarobeżowej. Często jest spotykany detryt fauny
morskiej oraz goniatyty, ramienionogi, koral, kamarote-
chia. Miejscami są obecne spęknięcia wypełnione kalcytem,
impregnacje pirytem i partie skrzemionkowane. Margle
występują rzadko, w ławicach o miąższości 0,06–4,00 m.
Mają barwę szarą, ciemnoszarą lub czarną, zawierają licz-
ny detryt fauny morskiej, czasami *Gigantoproductus* sp.
i żyłki kalcytu.

Iłowce mają duży udział miąższościowy i występują
w warstwach o miąższości 0,1–19,0 m. Często spotykane są
ilowce masywne lub laminowane poziomo, o barwie ciem-
noszarej lub czarnej, zawierające faunę, tj.: ramienionogi,
małże, goniatyty, syringopory, małżoraczki, *Camarotechia*
sp., *Echinoconchus* i czasami nieoznaczalny detryt muszlo-
wy. Sporadycznie występują pogrzy, bioturbacje, konkre-
cje i laminy syderytowe oraz konkretacje pirytowe.

Wśród ilowców są również obecne takie, które charak-
teryzują się strukturą masywną, ciemnoszarą lub czarną
barwą, zawierające dużą ilość zwałonej sieczki roślinnej

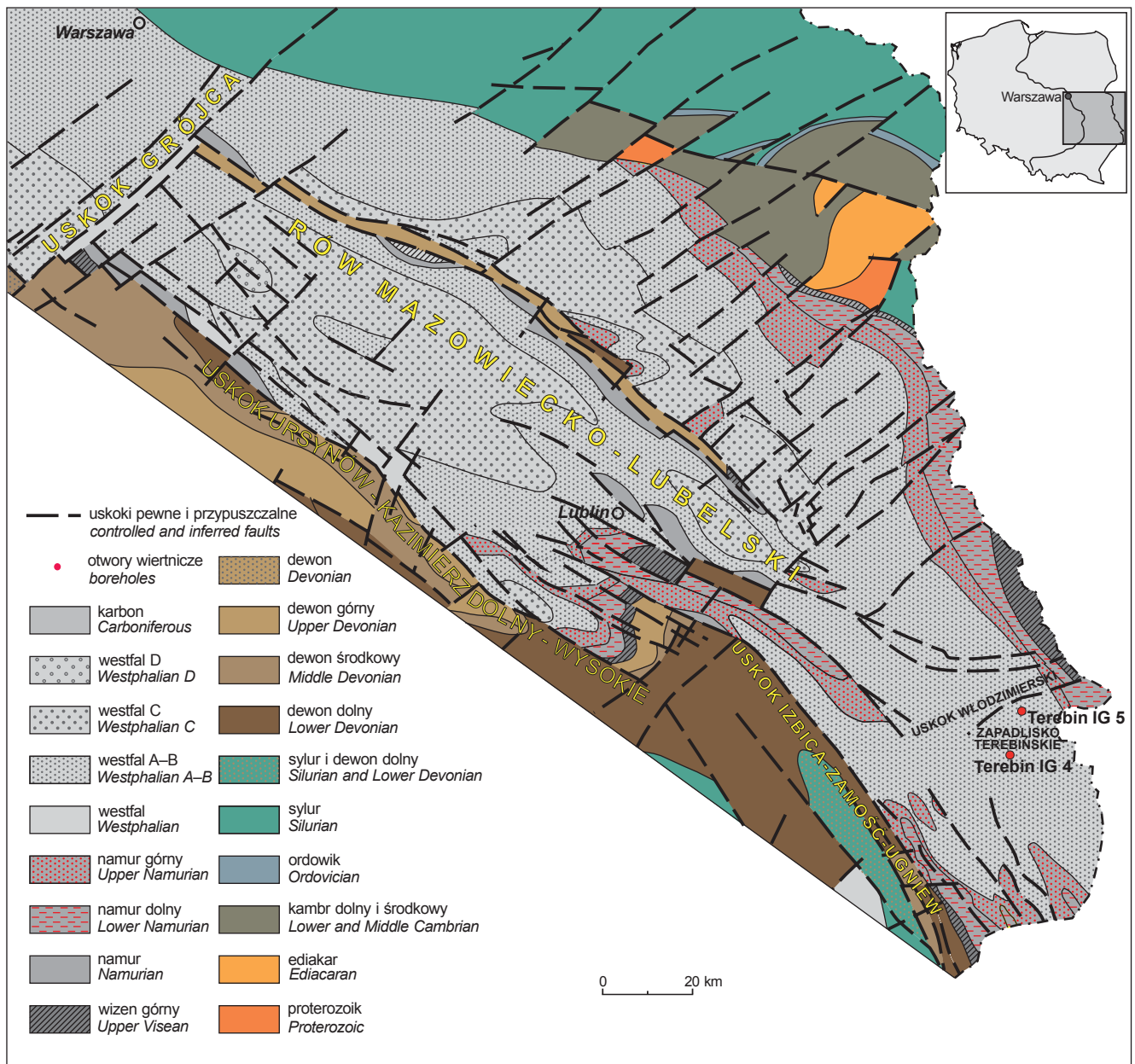


Fig. 22. Fragment mapy strukturalno-geologicznej basenu lubelskiego, bez utworów młodszych od karbonu (wg Żelichowskiego, Porzyckiego, 1983, zmienione)

Part of the structural-geological map of the Lublin Basin, without strata younger than Carboniferous (after Żelichowski, Porzycki, 1983, modified)

i dużych fragmentów flory, np. kalamitów. Czasami występują pojedyncze spirytizowane stigmarie, apendiksy oraz niestateczne warstwowania gęstościowe. Hłowce trzeciego typu charakteryzują się szarą lub jasnoszarą barwą, rzadziej ciemnoszarą, czarną lub jasnoszarobieżową, obecnością zlustrowań kompakcyjnych i gruzłowej struktury, nadających im cechy tzw. gleby stigmariowej. Obecna jest liczna zwęglona sieczka roślinna, stigmarie, apendiksy, kalamity oraz konkracje i impregnacje syderytowe. Podobne cechy mają również niektóre mułowce.

Duży udział w profilu karbonu mają mułowce i mułowce piaszczyste, które mogą mieć miąższość ok. 0,15–16,00 m. Najczęściej mają barwę ciemnoszarą i szarą, rzadziej jasnoszarą. Są to mułowce o strukturze masywnej, laminowane poziomo, soczewkowo lub faliście. Najczęściej występuje w ich obrębie zwęglona sieczka roślinna, laminy i konkracje syderytowe, a sporadycznie – bioturbacje, zaburzenia związane z niestatecznymi warstwowaniami gęstościowymi lub wywołane korzeniami roślin, pojedyncze stigmarie i apendiksy, konkracje piritowe.

Piaskowce pojawiają się rzadko, w postaci cienkich ławic, jedynie w przystropowej części utworów karbonu stwierdzono dwie grubsze ławice. Dominują piaskowce drobnoziarniste, a średnio- i gruboziarniste występują rzadziej. Spotykana jest struktura masywna, laminacje smużyste, riplemarkowe, jak również warstwowania przekątne rynnowe i małokątowe. Laminacje i warstwowania często są podkreślone drobną zwęgloną siecią roślinną, a czasami syderitem. W spągach niektórych piaskowców występują powierzchnie erozyjne podkreślone klastami węglistymi, syderytowymi, mułowcowymi. Czasami piaskowce są zaburzone korzeniami roślin, fałdkami spływowymi, sporadycznie bioturbacjami.

W profilu dość liczne są cienkie warstwy węgla o miąższości 0,02–1,00 m. Są to węgle humusowe, najczęściej durynowe i klarynowe, półbłyszczące lub rzadko witynowe z pojedynczymi pasemkami klarynowymi. Najczęściej są średniopasemkowe, rzadziej cienko- lub grubopasemkowe, zwykle kruche, czasami z oddzielnością kostkową. Na poziomych płaszczyznach spękań występują soczewki fuzynu, na pionowych – cienkie blaszki kalcytu. Często są spotykane skupienia, laminy lub pojedyncze kryształki pirytu, a czasami laminy iłowców lub iłowców węglistych. Oprócz węgla w profilu karbonu są też obecne czarne iłowce węgliste (łupki węglowe) o miąższości 0,05–0,25 m, w których obrębie występują laminy węgla witynowych, liczne skupienia pirytu, rzadko fauna słodkowodna.

Chronostratygrafia i stratygrafia sekwencji

Znajdujący się w dokumentacji wynikowej archiwalny podział utworów karbonu w profilu otworu Terebin IG 5 wprowadzili Żelichowski i in. (1977) na podstawie analizy pomiarów geofizyki otworowej. Autorzy wydzielili:

- silezjan, na głęb. 533,0–1125,3 m (miąższość 592,3 m);
- westfal A, na głęb. 533,0–668,2 m (miąższość 135,2 m);
- namur B–C, na głęb. 668,2–832,0 m (miąższość 163,8 m);
- namur A, na głęb. 832,0–1125,3 m (miąższość 293,3 m);
- dinant, na głęb. 1125,3–1259,5 m (miąższość 134,2 m);
- wizen górny, na głęb. 1125,3–1259,5 m (miąższość 134,2 m).

Szczegółowa analiza profilu rdzeniowego i pomiarów geofizyki otworowej wykonana przez Feldman-Olszewską (ten tom) oraz autorkę, w bezpośrednim sąsiedztwie wyznaczonej na głębokości geofizycznej 533,0 m granicy jury i karbonu (Żelichowski i in., 1977) wykazała, że granica ta znajduje się 2 m niżej, czyli na głębokości geofizycznej 535,0 m. Autorka zaproponowała w tym tomie również nowe granice chronostratygraficzne w obrębie utworów karbonu, które wyznaczono przy zastosowaniu metodologii stratygrafii sekwencji (fig. 23, 24). Podstawy tej metodologii i najistotniejsze wyniki zostały zaprezentowane we wcześniejszych pracach autorki (Waksmundzka, 2006, 2010, 2012, 2013). Profil karbonu w otworze Terebin IG 5 zinterpretowano na podstawie analizy litofacjalnej rdzeni

wiertniczych, jak również pomiarów geofizyki otworowej, a następnie skorelowano z profilem otworu Terebin IG 4. Jako poziom odniesienia przyjęto spąg najgrubszej w profilu ławicy piaskowców występujących w pobliżu stropu utworów karbonu. Na schemacie korelacyjnym wyróżniono granice sekwencji depozycyjnych, powierzchnie maksimum zalewu oraz ciągi systemowe z zastosowaniem wcześniej opracowanego modelu dla basenu lubelskiego (Waksmundzka, 2008a). Przebieg granic sekwencji w niższej i środkowej części profilu jest bardziej hipotetyczny, niż w części wyższej ze względu na nieobecność piaskowców koryt rzecznych i wciętych dolin. Granice te postawiono w spągach innych litofacji lądowych, powstałych na równiach deltowych, tj. gleb stigmarowych, węgla oraz piaskowców koryt rozprzodających delty.

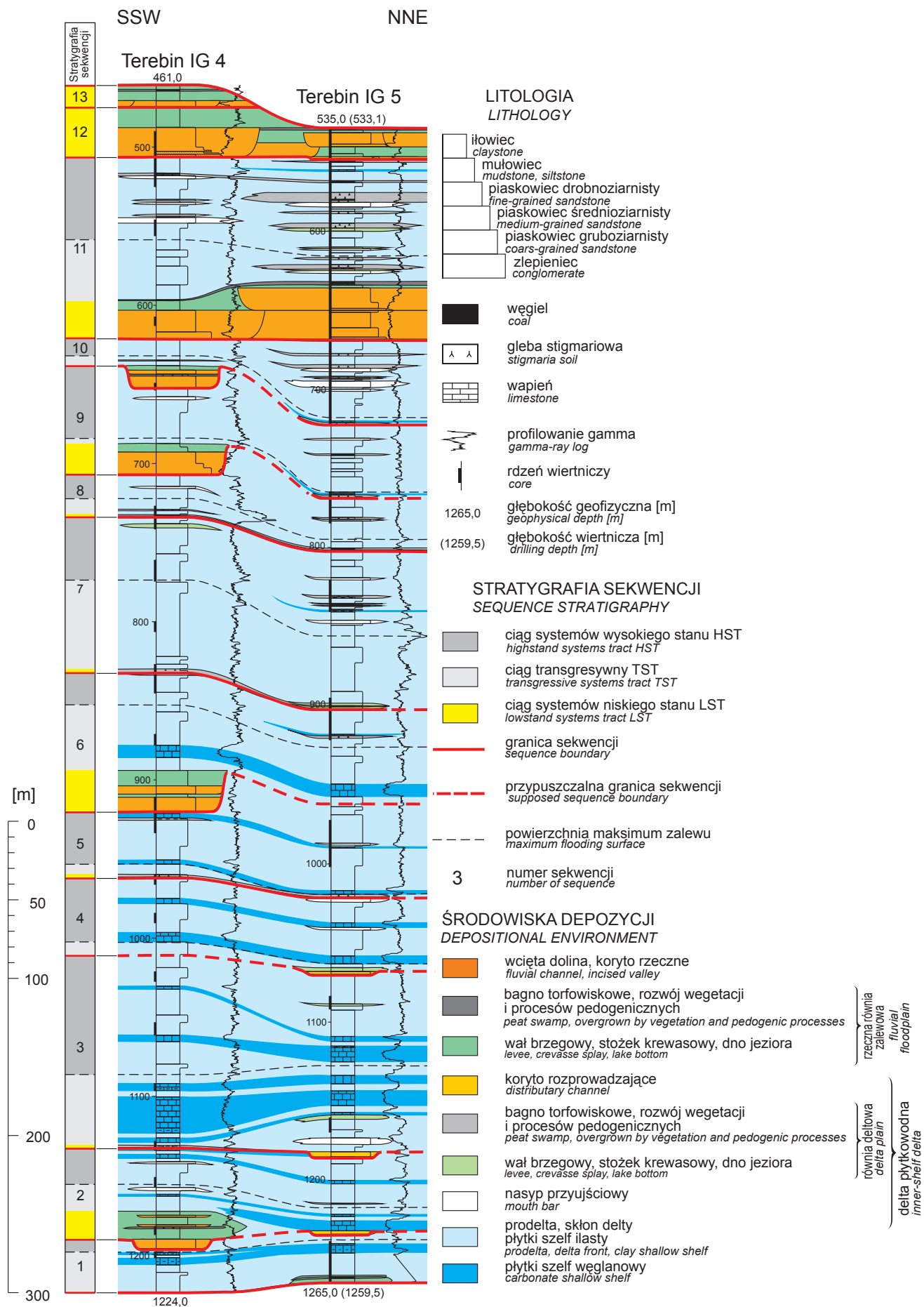
Podział stratygrafii sekwencji dowiązано do globalnego i zachodnioeuropejskiego podziału karbonu na podstawie zlokalizowania na krzywych profilowania gamma charakterystycznych dwóch sąsiednich maksimów odpowiadających powierzchniom maksymalnego zalewu sekwencji 7 i 8. Założono, że te maksima, podobnie jak w wielu innych profilach utworów karbonu basenu lubelskiego, odpowiadają izochronicznym horyzontom makrofaunistycznym, tj. *Posidonia* I i *Posidonia* II (Waksmundzka, 2010), które zostały opisane w niektórych pełnordzeniowanych profilach przez Musiał i Tabor (1988), a ich wiek oznaczono na podstawie znalezionych goniatytów.

Dowiązanie do nieformalnego zachodnioeuropejskiego podziału karbonu (fig. 24) wykonano ze względów praktycznych w celu umożliwienia korelacji profilu Terebin IG 5 z innymi profilami w basenie lubelskim, w których jak dotychczas nie wyróżniono pięter globalnych. Granice pięter zachodnioeuropejskich wydzielono w następujących przedziałach głębokościowych (w nawiasach podano głębokości wiertnicze):

- namur C, na głęb. 535,0 (533,0)–554,0 (552,25) m (miąższość 19,00/19,25 m);
- namur B, na głęb. 554,0 (552,25)–722,0 (719,0) m (miąższość 168,0/166,75 m);
- namur A, na głęb. 722,0 (719,0)–962,0 m (miąższość 240,0 m);
- wizen górny, na głęb. 962,0–1233,5 m (miąższość 271,5 m);
- ?wizen środkowy, na głęb. 1233,5–1259,5 (1259,9) m (miąższość 26,0 m).

Fig. 23. Korelacja litofacjalna i stratygrafia sekwencji utworów karbonu w rejonie otworu wiertniczego Terebin IG 5

Lithofacies correlation and sequence stratigraphy of the Carboniferous succession in the Terebin IG 5 borehole area

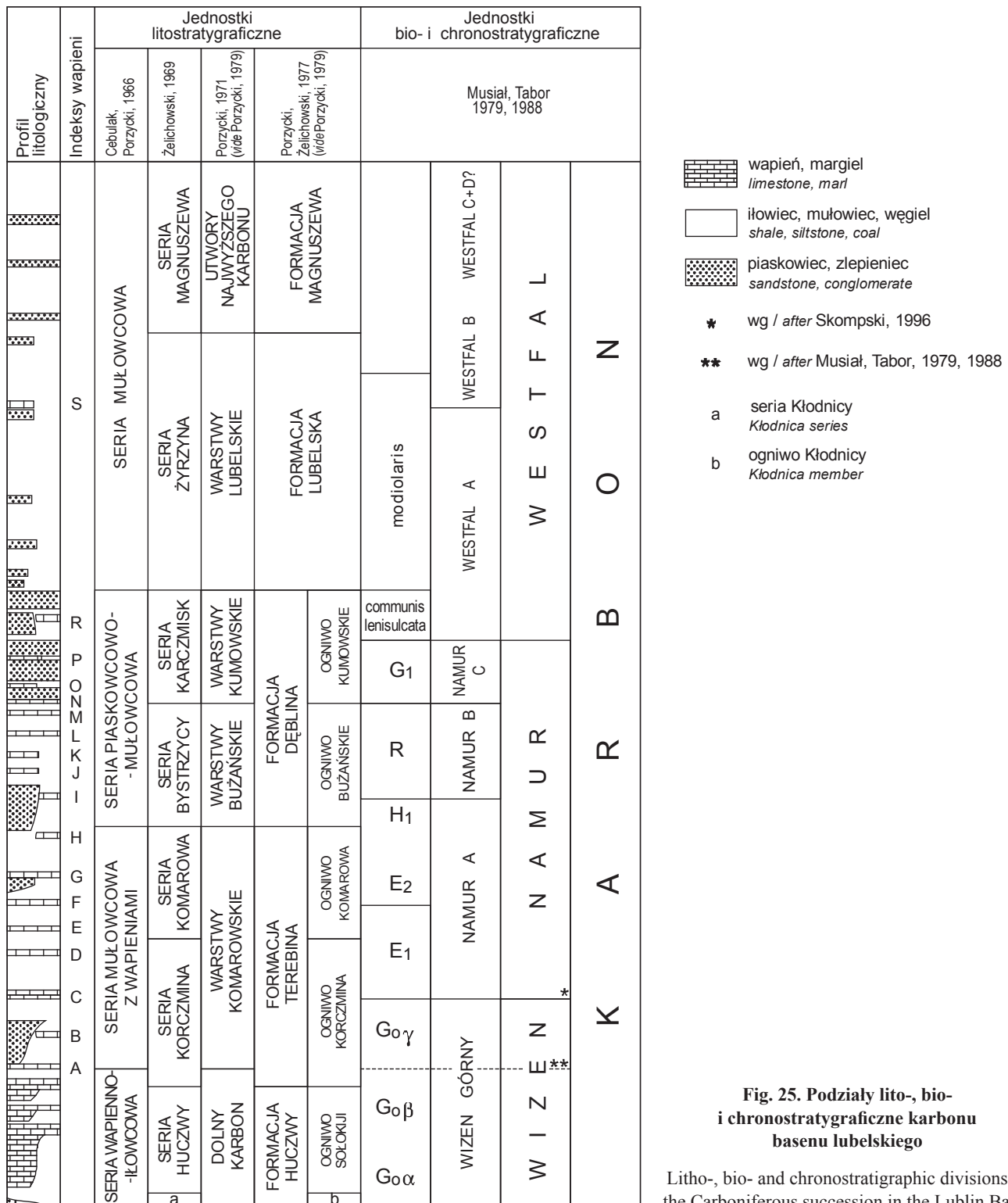


Charakterystyka litofacialna profilu stratygraficznego

Wizen. Wizenowi odpowiadają utwory sekwencji 1–5. Spąg pokrywa się ze spągiem utworów karbonu, a strop – z górną niezgodnością sekwencji 5. W profilu występują głównie iłowce i mułowce powstałe na obszarze delt płytkowodnych i płytkiego szelfu ilastego, jak również liczne

wapienie reprezentujące środowisko płytkiego szelfu węglanowego. Utwory te tworzą ciągi transgresywne powstałe w czasie podnoszenia się względnego poziomu morza (WPM) i ciągi wysokiego stanu WPM.

Serpuchow. Utwory włączone do sekwencji 6–7 odpowiadają serpuchowowi. Ich strop przebiega wzdłuż górnej niezgodności sekwencji 7 i jest tożsamy z granicą śródkar-



bońską, oddzielającą missisip i pensylwan. Utwory serpu-chowu są wykształcone głównie jako iłowce i mułowce powstałe na obszarze delt płytkowodnych i płytkiego szelfu ilastego w czasie podnoszenia się i wysokiego stanu WPM.

Baszkir. Do baszkirow należą utwory sekwencji 8–12, a jego strop pokrywa się ze stropem utworów karbonu. W profilu dominują mułowce, dość duży udział mają również iłowce powstałe na obszarze delt płytkowodnych i płytkiego szelfu ilastego, w czasie podnoszenia się i wysokiego stanu WPM. Dość często są spotykane, zwłaszcza w wyższej części profilu, iłowcowe gleby stigmariowe, które powstały na obszarach równi deltowych. Częściej niż w profilu wizenu i serpu-chowu występują piaskowce deltowych nasypów przyujściowych zdeponowane głównie w czasie wysokiego stanu WPM, jak również piaskowce koryt rzecznych powstałe w czasie wypełniania wciętych dolin u schyłku niskiego stanu WPM. Najgrubsza w profilu ławica piaskowcowa, o miąższości wynoszącej 32 m, występuje w obrębie ciągu niskiego stanu sekwencji 11.

W niższej części profilu baszkirow przypuszczalnie występuje luka stratygraficzna, notowana również na pozostałym obszarze basenu lubelskiego (Waksmundzka, 1998, 2010), która odpowiada podpiętom zachodnioeuropejskim, tj. wyższemu alportianowi i kinderscoutianowi (fig. 24).

Litostratygrafia

Nieformalny podział litostratygraficzny utworów karbonu w profilu otworu Terebin IG 5 wprowadzili Żelichowski i in. (1977) na etapie opracowania dokumentacji wynikowej. Wyróżnili oni następujące jednostki:

- formacja Dęblina, na głęb. 533,0–786,5 m (miąższość 251,5 m);
- ogniwo kumowskie, na głęb. 535,0–668,2 m (miąższość 133,2 m);
- ogniwo bużańskie, na głęb. 668,2–786,5 m (miąższość 118,3 m);
- formacja Terebina, na głęb. 786,5–1134,0 m (miąższość 251,5 m);
- ogniwo Komarowa, na głęb. 786,5–957,5 m (miąższość 171,0 m);
- ogniwo Korczmina, na głęb. 957,5–1134,0 m (miąższość 176,5 m);
- formacja Huczwy, na głęb. 1134,0–1259,5 m (miąższość 125,5 m).

Porównanie granic wymienionych jednostek z granicami sekwencji depozycyjnych i ich korelacją z chronostratygrafią karbonu umożliwiło określenie rozpiętości czasowej jednostek litostratygraficznych (fig. 24, 25). Utwory formacji Huczwy odpowiadają przypuszczalnemu wizenowi środkowemu i niższej części wizenu górnego, utwory formacji Terebina – wyższej części wizenu górnego i namurowi A bez części najwyższej, natomiast utwory formacji Dęblina – najwyższej części namuru A oraz namurowi B i niższej części C. Rozpiętość czasowa utworów formacji Terebina odpowiada jej zasięgowi przyjmowanemu w literaturze. W przypadku pozostałych jednostek stwierdzono dość duże różnice, które występują również w innych profilach karbonu basenu lubelskiego (Waksmundzka, 2007a, b, 2008a, b, 2011, 2012), co wskazuje na diachronizm granic jednostek litostratygraficznych uznawanych w literaturze za izochroniczne (Porzycki, Żelichowski, 1977 w: Porzycki, 1979).

Stanisława WOSZCZYŃSKA

WYNIKI BADAŃ MIKROPALEONTOLOGICZNYCH UTWORÓW KARBONU

Badania mikropaleontologiczne wykonano w 1977 r. na podstawie 20 próbek pochodzących z interwału głębokości 552,5–1246,5 m (tab. 32). W próbkach z głębokości 552,5;

562,0–575,5; 919,5 i 1236,0–1244,0 m nie stwierdzono mikrofauny.

Tabela 32

Wykaz mikroskamieniałości oznaczonych w utworach karbonu

The listing of Carboniferous microfossils

Głębokość [m]	Mikrofauna	Frekwencja
1	2	3
552,5	brak mikrofauny	–
561,0	<i>Ammodiscus semiconstrictus</i> Waters	30
	<i>Hyperammina</i> sp.	8
	<i>Healdia boggyensis</i> Harlton	6

Głębokość [m]	Mikrofauna	Frekwencja
1	2	3
561,5	<i>Glyphostomella holdenvillensis</i> (Harlton)	15
	<i>Ozawainella ciscoensis</i> (Harlton)	8
	<i>Tetrataxis concava</i> Galloway et Ryniker	7
	<i>Archaeodiscus donetzianus</i> Sosnina	5
	<i>Profusulinella primitiva</i> Sosnina	12
	<i>Globivalvulina biserialis</i> Cushman et Waters	2

Tabela 32 cd.

1	2	3
552,5	brak mikrofauny	–
561,0	<i>Ammodiscus semiconstrictus</i> Waters <i>Hyperammina</i> sp. <i>Healdia boggyensis</i> Harlton	30 8 6
561,5	<i>Glyphostomella holdenvillensis</i> (Harlton) <i>Ozawainella ciscoensis</i> (Harlton) <i>Tetrataxis concava</i> Galloway et Ryniker <i>Archaediscus donetzianus</i> Sosnina <i>Profusulinella primitiva</i> Sosnina <i>Globivalvulina biserialis</i> Cushman et Waters	15 8 7 5 12 2
562,0	brak mikrofauny	–
567,5	brak mikrofauny	–
575,5	brak mikrofauny	–
625,0	<i>Ammodiscus semiconstrictus</i> Waters <i>Reoph expatiatius</i> Plummer	50 7
683,5	<i>Ammodiscus semiconstrictus</i> Waters <i>Hyperammina</i> sp. <i>Healdia boggyensis</i> Harlton konodonty	30 15 15 3
753,0	<i>Pseudostaffella needhami</i> Thompson <i>Ozawainella ciscoensis</i> (Harlton) <i>Tetrataxis concava</i> Galloway et Ryniker <i>Millerella marblensis</i> Thompson <i>Spiryllina</i> sp.	15 30 5 8 20

1	2	3
753,0 (cd.)	<i>Novella</i> sp. <i>Archaediscus donetzianus</i> Sosnina <i>Endothyra westfaliana</i> Woszczyńska <i>Healdia boggyensis</i> Harlton <i>Bairdia perincerta</i> Kellett	12 10 10 5 1
765,8	<i>Endothyra</i> sp. <i>Arhaediscus</i> sp.	1 1
919,5	brak mikrofauny	–
919,8	brak mikrofauny	–
988,0	<i>Arhaediscus krestovnikovi</i> Rauser <i>Endothyra</i> sp.	3 2
988,2	<i>Arhaediscus krestovnikovi</i> Rauser	3
1085,0	? <i>Rectocornuspira issatchkensis</i> (Dain) <i>Leoblichia ammonoides</i> (Brady) <i>Paramillerella</i> sp. nov. <i>Tetrataxis</i> sp.	50 1 5 3
1236,0	brak mikrofauny	–
1236,5	brak mikrofauny	–
1241,0	brak mikrofauny	–
1244,0	brak mikrofauny	–
1246,5	<i>Ostracoda</i> sp.	4

Aleksandra KOZŁOWSKA

PETROLOGIA UTWORÓW KARBONU

Wstęp

Charakterystykę skał karbonu oparto na analizie 74 próbek, z których 17 należy do utworów wizenu, 6 do serpuchowu i 50 do baszki. Zastosowano podział stratygraficzny globalnych pięter karbonu przyjęty przez Waksmundzką (ten tom). Badane utwory są reprezentowane przez skały klastyczne (piaskowce, mułowce i iłowce), którym miejscami towarzyszą skały węglanowe. W obrębie utworów wizenu i serpuchowu występują głównie mułowce i iłowce oraz wapienie organodetrytyczne, natomiast pod rządnie – piaskowce. Utwory baszki są reprezentowane przez piaskowce i mułowce, rzadziej iłowce. Lokalnie towarzyszą im wapienie organodetrytyczne i syderyt.

Większość analizowanych próbek reprezentuje piaskowce, część mułowce i iłowce oraz kilka – wapienie i jedna – syderyt. Wszystkie próbki poddano badaniom w mikroskopie polaryzacyjnym, które obejmowały standardową analizę mikroskopową płytek cienkich i, jeśli było to możliwe, analizę barwnikową oraz porowatości. Dodatkowo szcze-

gółowym badaniom poddano piaskowce z zastosowaniem następujących metod:

- analizy katodoluminescencyjnej;
- badań w elektronowym mikroskopie skaningowym (SEM) i mikrosondzie energetycznej EDS ISIS;
- badań izotopowych;
- badań w podczerwieni;
- badań wybranych właściwości fizycznych skał.

Charakterystyka petrograficzna

Piaskowce

Jedna próbka piaskowca należy do piętra wizenu, natomiast wszystkie pozostałe – do piętra baszki.

Szkielet ziarnowy. Wśród analizowanych piaskowców arenity, skały o zawartości matriksu <15% obj., przeważają nad wakami, w których głównym składnikiem spoiwa jest

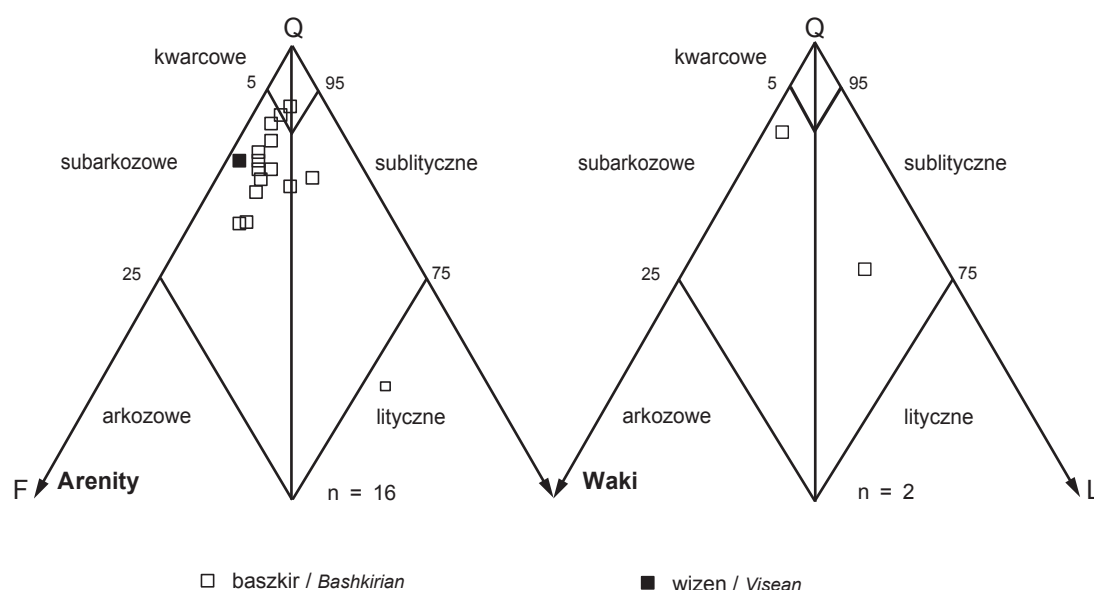


Fig. 26. Piaskowce karbonu na tle trójkątów klasyfikacyjnych Pettijohna i in. (1972)

The Carbiniferous sandstones classified according to the classification triangle of Pettijohn *et al.* (1972)

matriks w ilości >15%. Wyróżniono głównie arenity i waki subarkozowe, rzadziej sublityczne oraz miejscami arenity kwarcowe i lityczne (tab. 33, fig. 26). Arenity są skałami o strukturze od bardzo drobno- do gruboziarnistej i teksturze przeważnie bezładnej. Waki są reprezentowane przez piaskowce bardzo drobnoziarniste, o teksturze kierunkowej, podkreślonej ułożeniem materii organicznej i blaszek łyżczyków.

Głównym składnikiem mineralnym szkieletu ziarnowego piaskowców jest kwarc, który przeciętnie stanowi ok. 60% obj. skały (tab. 33). W piaskowcach baszkiru kwarc monokrystaliczny przeważa ilościowo nad kwarcem polikrystalicznym, którego zawartość najczęściej wynosi ok. 15% obj. Piaskowiec wizenu (głęb. 985,5 m) charakteryzuje się zaś wyższą zawartością kwarcu polikrystalicznego (38,0% obj.) nad monokrystalicznym (27,7% obj. skały). Do grupy ziaren kwarcu polikrystalicznego, poza kwarcem, zaliczono także okruchy kwarcytów, łupków kwarcowych oraz czertów (Pettijohn i in., 1972). Zawartość skałeni waha się od 2,0 do 11,0% obj. i reprezentują je plagioklasy oraz skałenie potasowe. Ziarna plagioklasów badane w katodoluminescencji wykazują świecenie w barwach zielonych, a skałeni potasowych w niebieskich (fig. 27A, B). W obrębie ziaren skałeni obserwowano efekty działania procesów rozpuszczania, przeobrażania oraz zastępowania przez minerały wtórne. łyżczyki, głównie muskowit i biotyt (często przeobrażany w chloryt), występują powszechnie w ilości ok. 5%. Maksymalną ich zawartość, 17% obj. skały, odnotowano w wacie sublitycznej z głęb. 783,9 m. Bardzo często blaszki łyżczyków są powyginane, co jest skutkiem działania kompaktacji mechanicznej w skałę. W badanych piaskowcach stwierdzono również obecność minerałów ciężkich, głównie cyrkonu i apatytu.

Kolejnym składnikiem szkieletu ziarnowego są litoklasty, których zawartość waha się od 1,3 do 16,3% obj. skały. Wśród litoklastów dominują skały metamorficzne, przeważnie łupki kwarcowo-łyżczykowe. Skały wulkaniczne kwaśne oraz fragmenty szkliwa wulkanicznego są powszechne w ilości ok. 1%. Jednak w dwóch próbkach z głęb. 611,4 i 783,9 m stanowią one dominujące litoklasty. Skały głębinowe i osadowe (głównie iłowce i mułowce) występują rzadziej.

Materiał detrytyczny w piaskowcach najczęściej jest półobtoczony i na ogół dobrze wysortowany. Wielkość najczęstszej średnicy ziaren kwarcu waha się w granicach 0,08–0,50 mm, a wielkość średnicy maksymalnej w przedziale 0,18–1,65 mm. Stosunek wielkości największego do najczęstszego ziarna kwarcu waha się od 1,6 do 4,7 i najczęściej wynosi ok. 3,0. W arenitach między ziarnami dominują kontakty punktowe, rzadziej proste i wklęsło-wypukłe. W wakach przeważają kontakty punktowe lub ich brak.

W arenitach występuje spoiwo typu porowego i/lub kontaktowego, natomiast w wakach – porowo-kontaktowe. Przestrzenie między ziarnami detrytycznymi są wypełnione całkowicie lub częściowo spoiwem – matriksem (mieszanka detrytycznych minerałów ilastych z pyłem kwarcowym) i/lub cementem.

Cementy. W badanych piaskowcach zidentyfikowano następujące cementy: kwarc, minerały ilaste (kaolinit, illit i chloryty), węglany (ankeryt, syderyt i kalcyt) oraz lokalnie piryt (fig. 27A–F, 28A–D).

Kwarc autogeniczny tworzy obwódki syntaksjalne na ziarnach kwarcu, zarastając w różnym stopniu przestrzenie porowe (fig. 27C, D). Jego zawartość waha się od 0 do

Tabela 33

Wyniki analiz planimetrycznych piaskowców karbonu

Results of modal analyses in the Carboniferous sandstones

Głębokość [m]	539,0	542,5	544,4	551,0	583,1	611,4	625,6	643,2	646,0
Typ piaskowca	ar sa	ar sa	ar k	ar sa	ar sl	ar l	ar sa	ar sa	ar sa
Kwarc	suma	51,0	72,6	51,3	58,0	36,4	62,0	56,6	67,3
	monokrystaliczny	41,0	49,3	40,3	38,3	22,4	49,7	42,3	49,7
	polikrystaliczny	10,0	23,3	11,0	19,7	14,0	12,3	14,3	17,6
Skalenie		8,3	2,7	5,3	3,7	6,0	4,3	8,0	3,7
Litoklasty	suma	3,4	1,7	2,4	4,7	16,3	2,0	3,4	2,3
	osadowe	0,7	0,0	0,7	0,3	2,0	0,0	0,7	1,0
	metamorficzne	1,7	1,7	0,0	3,7	4,3	1,3	1,7	0,3
	głębiny	0,0	0,0	0,7	0,0	1,7	0,0	0,3	0,3
Lyszczyki	wylewne	1,0	0,0	1,0	0,7	8,3	0,7	0,7	0,7
		12,0	6,7	1,3	9,3	3,3	6,3	15,3	2,3
Minerały akcesoryczne i nieprzezroczyste		0,0	0,0	Cr 0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Matriks	suma	14,3	13,7	6,7	14,0	5,7	8,0	8,3	6,0
	ilasty	9,0	9,0	5,0	9,3	4,7	5,7	6,3	4,0
	ilasto-żelazisty	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Kaolinit autigeniczny	mułkowy	5,3	4,7	1,7	4,7	1,0	2,3	2,0	2,0
		6,3	9,0	9,7	8,0	2,0	7,0	2,0	4,0
Minerały ilaste autigeniczne inne		It 2,3	0,0	0,0	Chl 0,3	Chl sl	It 0,7	0,0	It 2,0
Węgłany	suma	0,0	0,0	0,0	2,7	30,3	2,3	0,7	0,7
	kalcyt	0,0	0,0	0,0	0,0	29,3	0,0	0,0	0,0
	dolomit/ ankeryt	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,3	0,7	0,4
	syderyt	0,0	0,0	0,0	2,7	1,0	0,0	0,0	0,3
Kwarc autigeniczny		2,4	5,6	4,3	4,3	0,0	7,4	5,7	11,7
Piryty/ hematyt		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Materia organiczna		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Suma [%]		100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Pory (wartości liczone >300 punktów)		4,8	4,5	16,4	2,0	0,0	6,3	4,5	10,4
Wyniki w przeliczeniu na 100%	kwarc	81,4	87,7	93,4	83,7	62,0	90,8	83,2	91,8
	skaleń	13,2	9,7	3,5	8,6	10,2	6,3	11,8	5,1
	litoklasty	5,4	2,6	3,1	7,7	27,8	2,9	5,0	3,1
Najczęstsze ziarno kwarcu [mm]		0,10	0,16	0,50	0,12	0,22	0,10	0,18	0,28
Maksymalne ziarno kwarcu [mm]		0,32	0,40	1,65	0,42	0,58	0,30	0,80	0,65

Tabela 33 cd.

Głębokość [m]	647,5	656,6	659,4	666,0	687,0	699,9	783,9	831,5	985,5
Typ piaskowca	ar sa	ar sa	ar sa	ar sa	ar sa	wa sa	wa sl	ar sa	ar sa
suma	63,4	61,4	56,0	73,3	53,7	53,0	44,0	29,3	65,7
monokrystaliczny	50,7	49,0	41,7	51,7	44,4	41,7	32,7	23,3	27,7
polikrystaliczny	12,7	12,4	14,3	21,6	9,3	11,3	11,3	6,0	38,0
Skalenie	5,7	8,0	11,0	8,7	5,3	4,7	4,7	2,0	8,3
suma	2,3	4,0	3,4	3,6	3,3	1,3	10,3	2,3	1,3
osadowe	0,3	0,3	0,0	0,3	0,3	0,0	2,7	0,0	0,0
metamorficzne	1,0	2,0	2,0	1,0	2,0	1,3	3,0	1,3	0,3
głębiny	0,0	0,4	0,7	1,3	0,3	0,0	0,6	0,0	0,0
wylewne	1,0	1,3	0,7	1,0	0,7	0,0	4,0	1,0	1,0
Lyszczyki	2,3	5,0	12,0	0,0	6,7	6,0	17,0	8,7	3,0
Minerały akcesoryczne i nieprz.	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
suma	7,6	5,0	5,0	4,7	14,7	17,6	16,7	8,3	10,7
ilasty	6,3	2,3	4,7	3,7	9,3	7,3	10,7	2,0	8,0
ilasto-żelazisty	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
mułkowy	1,3	2,7	0,3	1,0	5,4	10,3	6,0	6,3	2,7
Kaolinit autigeniczny	6,3	7,0	3,3	3,7	1,3	0,7	3,0	0,0	2,3
Minerały ilaste autigeniczne inne	0,0	0,0	It 2,3	Chl śl	0,0	0,0	Chl 1,0	0,0	It 1,0
suma	2,0	2,0	1,0	2,3	1,3	4,4	3,3	47,7	3,0
kalcyt	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	37,7	0,0
dolomit/ ankeryt	2,0	2,0	1,0	2,3	1,0	3,7	3,3	0,0	3,0
syderyt	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,7	0,0	10,0	0,0
Kwarc autigeniczny	10,4	7,3	5,7	3,7	13,4	12,3	0,0	0,0	1,7
Piryty/ hematyt	0,0	Pi 0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Materia organiczna	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	1,7	3,0
Suma [%]	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Pory (wartości liczone >300 punktów)	11,0	4,5	3,5	7,7	7,9	8,0	0,0	0,0	n.o.
kwarc	88,8	83,7	79,6	85,6	86,2	89,8	74,6	87,2	87,3
skałen	8,0	10,9	15,6	10,2	8,5	8,0	8,0	6,0	11,0
litoklasty	3,2	5,4	4,8	4,2	5,3	2,2	17,4	3,8	1,7
Najczęstsze ziarno kwarcu [mm]	0,38	0,24	0,18	0,48	0,08	0,08	0,08	0,08	0,12
Maksymalne ziarno kwarcu [mm]	0,90	0,38	0,85	0,85	0,20	0,18	0,30	0,22	0,42

Arenity: ar k – kwarcowy, ar sa – subarkozowy, ar sl – sublityczny, ar l – lityczny; **waki:** wa sa – subarkozowa, wa sl – sublityczna; Chl – chloryty, Cr – cyrkon, It – ilit, Pi – piryt; śl – ślady; n.o. – nie oznaczono

Arenites: ar k – quartz arenite, ar sa – subarkosic arenite, ar sl – sublithic arenite, ar l – lithic arenite; **wackes:** wa sa – subarkosic wacke, wa sl – sublithic wacke; Chl – chlorites, Cr – zircon, It – illite, Pi – pyrite; śl – traces; n.o. – no determined

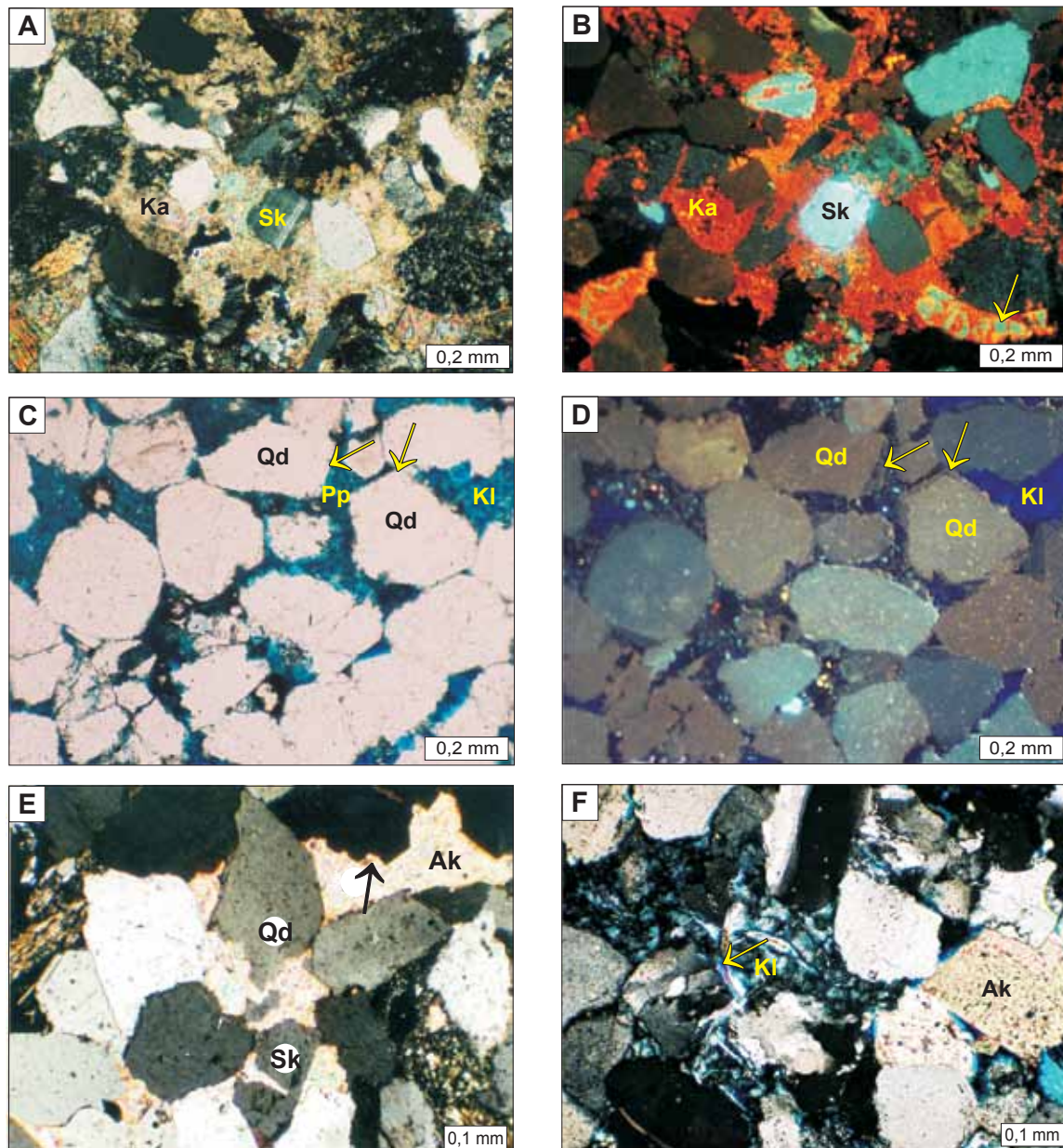


Fig. 27. Zdjęcia wykonane w mikroskopie polaryzacyjnym (PL) i w katodoluminescencji (CL)

A – cement kalcytowy (Ka) w piaskowcu drobnoziarnistym, arenicie litycznym; ziarno skalenia (Sk); głęb. 611,4 m, PL – nikole skrzyżowane. **B** – obraz w CL próbki z fot. A; kalcyt (Ka) wykazuje luminescencję o barwie czerwono-pomarańczowej; ziarna skaleni potasowych (Sk) charakteryzują się barwą niebieską, a plagioklasy – zieloną; relikty ziarna skalenia w kalcytcie (strzałka). **C** – porowatość pierwotna (Pp) między obwódkami kwarcu autigenicznego (strzałki) i mikroporowatość w kaolinicie (Kl); ziarna kwarcu (Qd); głęb. 647,5 m, PL – bez analizatora. **D** – obraz w CL próbki z fot. C; kwarc autigeniczny (strzałki) wykazuje luminescencję o barwie ciemnobrązowej, a ziarna kwarcu (Qd) są brązowe i niebiesko-brązowe; kaolinit (Kl) świeci na niebiesko. **E** – cement ankerytowy (Ak) w piaskowcu drobnoziarnistym, arenicie arkozowym; ankeryt miejscami zastępuje ziarna skaleni (Sk) i kwarcu (Qd) oraz cement kwarcowy (strzałka); głęb. 659,0 m, PL – nikole skrzyżowane. **F** – blaszka łuszczyku (strzałka) przeobrażana w kaolinit (Kl); romboedryczny kryształ ankerytu (Ak); głęb. 656,6 m, PL – nikole skrzyżowane

Photographs taken in polarizing microscope (PL) and cathodoluminescence (CL)

A – calcite (Ka) cement in fine-grained sandstone, lithic arenite; feldspar (Fs) grain; depth 611.4 m, PL – crossed nicols. **B** – CL image of sample shown in phot. A; red-orange luminescence of calcite (Ka), potassium feldspar (Sk) is blue and plagioclase – green; relicts of feldspar grain in calcite (arrow). **C** – primary porosity (Pp) between authigenic quartz overgrowths (arrows) and microporosity in kaolinite (Kl); quartz grains (Qd); depth 647.5 m, PL – without analyser. **D** – CL image of sample shown in phot. C; dark brown luminescence of authigenic quartz (arrows) and quartz grains (Qd) are brown and blue-brown; blue luminescence of kaolinite (Kl). **E** – ankerite (Ak) cement in fine-grained sandstone, arkosic arenite; ankerite locally replaces feldspar (Fs) and quartz (Qd) grains and quartz cement (arrow); depth 659.0 m, PL – crossed nicols. **F** – mica flake (arrow) altered to kaolinite (Kl); rhomboedric crystal of ankerite (Ak); depth 656.6 m, PL – crossed nicols

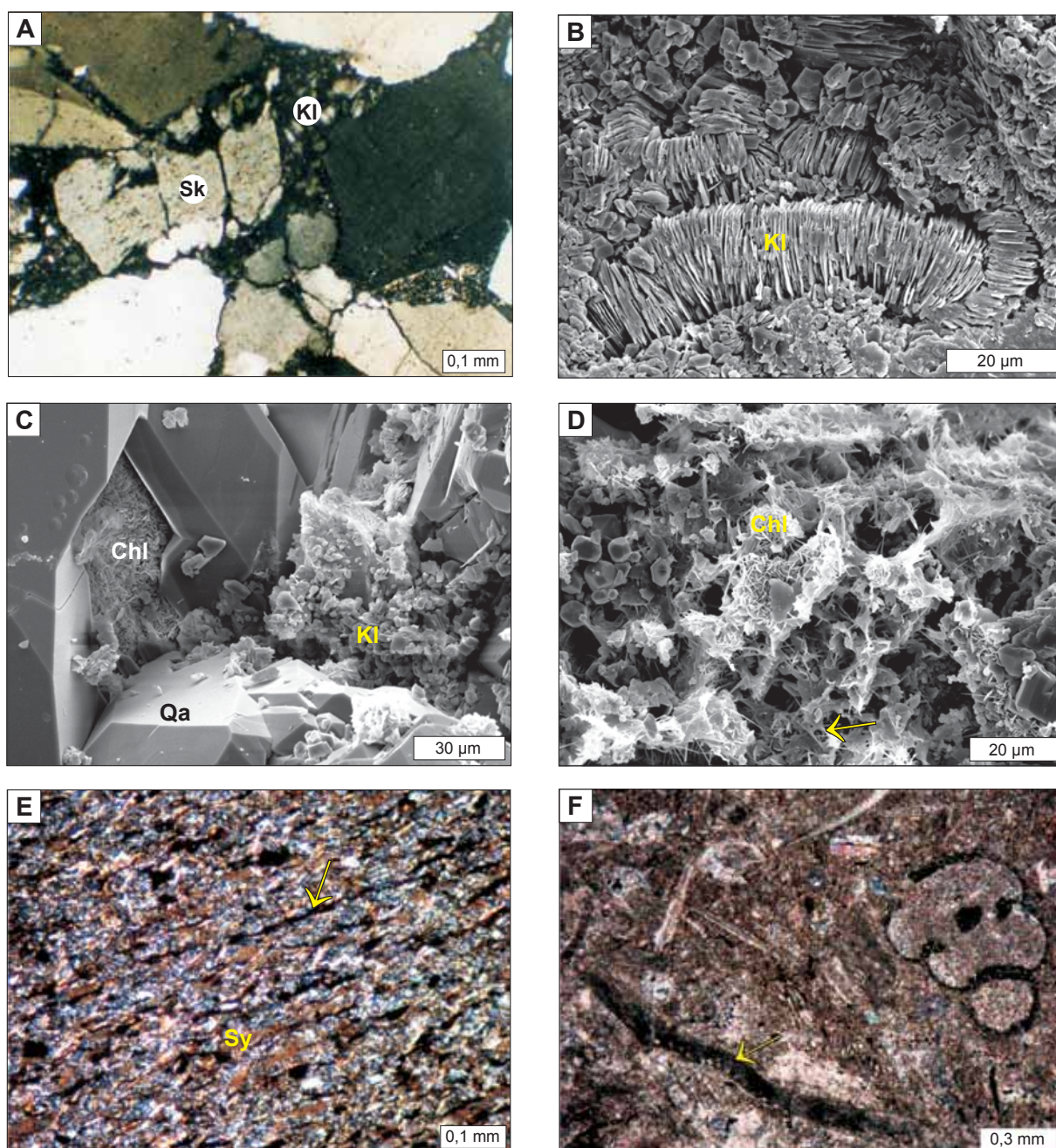


Fig. 28. Zdjęcia wykonane w mikroskopie polaryzacyjnym (PL) i skaningowym mikroskopie elektronowym (SEM)

A – ziarno skalenia potasowego (Sk) przeobrażane w kaolinit (Kl); głęb. 544,4 m, PL – nikole skrzyżowane. **B** – kaolinit (Kl) robakowaty; głęb. 583,1 m, obraz SEM. **C** – kaolinit (Kl) blokowy i chloryty (Chl) tworzące obwódki na ziarnach kwarcu obrastane kwarcem autogenicznym (Qa); głęb. 646,0 m, obraz SEM. **D** – illit włóknisty (It) i chloryty (Chl) rozetkowe; głęb. 666,0 m; obraz SEM. **E** – mułowiec syderytowy o teksturze kierunkowej podkreślonej ułożeniem materii organicznej (strzałka) i syderytu (Sy); głęb. 996,5 m, PL – nikole skrzyżowane. **F** – wapień (pakston) zawierający liczne fragmenty bioklastów m.in. otwornice (po prawej) oraz glony (strzałka); głęb. 988,0 m, PL – nikole skrzyżowane

Photographs taken in polarizing microscope (PL) and scanning electron microscope (SEM)

A – potassium feldspar grain (Sk) altered to kaolinite (Kl); depth 544.4 m, PL – crossed nicols. **B** – vermicular kaolinite (Kl); depth 583.1 m; SEM image. **C** – blocky kaolinite (Kl) and chlorite (Chl) rims on quartz grains overgrown by authigenic quartz (Qa); depth 646.0 m; SEM image. **D** – fibrous illite (It) and rosette chlorites (Chl); depth 666.0 m; SEM image. **E** – siderite mudstone with lamination marked by arrangement of organic matter (arrow) and siderite (Sy); depth 996.5 m, PL – crossed nicols. **F** – limestone (pakstone) containing abundant bioclast fragments e.g. foraminifera (on right) and algae (arrow); depth 988.0 m, PL – crossed nicols

Tabela 34

Skład chemiczny (EDS) węglanów [% mol.]
Chemical composition (EDS) of carbonates [% mol.]

Głębokość [m]	Punkt analizy	Ca [% wag.]	Mg [% wag.]	Fe [% wag.]	Mn [% wag.]	CaCO ₃ [% mol.]	MgCO ₃ [% mol.]	FeCO ₃ [% mol.]	MnCO ₃ [% mol.]	Rodzaj węglanu
611,4	1	37,75	0,38	1,46	0,05	95,5	1,3	3,1	0,1	Fe-kalcyt
646,0	1	22,03	7,63	8,88	1,22	53,7	25,8	18,0	2,5	ankeryt
659,0	1	22,25	7,50	8,88	1,03	54,4	25,5	18,0	2,1	ankeryt
	2	0,77	3,12	26,01	2,31	2,7	15,1	75,7	6,7	syderoplesyt
931,5	1	1,3	3,47	40,07	0,52	3,2	12,1	83,6	1,1	syderoplesyt
	2	37,97	0,29	1,26	0,27	95,8	1,0	2,6	0,6	Fe-kalcyt

13,4% obj., przeciętnie wynosi ok. 6% obj. skały. Granica między kwarcem detrytycznym a obwódką niekiedy jest zaznaczona przez obecność inkluzji fluidalnych. W obrazie katodoluminescencyjnym cement kwarcowy charakteryzuje się luminescencją w barwie ciemnobrązowej (fig. 27C, D); odróżnia się wyraźnie od ziaren kwarcu, które wykazują świecenie w barwie brązowej, niebieskobrązowej lub zielonobrązowej. Obwódki kwarcu autigenicznego są powszechnie rozpuszczane oraz wypierane przez węglany (fig. 28E).

Wśród minerałów ilastych w piaskowcach karbonu dominuje kaolinit, którego zawartość wynosi ok. 4% obj., a maksymalnie 12,3% obj. skały. Tworzy się w procesie przeobrażania blaszek muskowitu (fig. 27F) oraz ziaren skali (fig. 27A). W katodoluminescencji kaolinit wykazuje świecenie w barwie ciemnoniebieskiej (fig. 27C, D). Na podstawie morfologii wyróżniono kaolinit robakowaty i blokowy (Kozłowska, 2004). Kaolinit robakowaty tworzy agregaty kryształów, rozciągające się zwykle krzywoliniennie na długości do kilkuset mikrometrów i najczęściej jest grubokrystaliczny (fig. 28B). Kaolinit blokowy zwykle jest drobnokrystaliczny i tworzy skupienia o niewielkiej rozciągłości (fig. 28C). Analiza w podczerwieni próbki z głęb. 583,1 m nie potwierdziła występowania dickitu (Kozłowska, 2011). Obecność niewielkiej ilości autigenicznego illitu stwierdzono w kilku próbkach, głównie na podstawie badań w skaningowym mikroskopie elektronowym. Kryształity illitu mają postać włókien lub igiełek, które narastają na illicie blaszkowym (fig. 28D). Występowanie w części badanych próbek chlorytów autigenicznych ujawniły obserwacje w mikroskopie elektronowym. Chloryty autigeniczne najczęściej tworzą obwódki na ziarnach kwarcu (fig. 28C). Bardzo często obserwuje się narastanie na chlorytach autigenicznych kryształów kwarcu, rzadziej zaś – chloryty wypełniające przestrzenie porowe lub narastające na powierzchni kaolinitu. Chloryty są wykształcone albo w postaci kryształów ustawionych prostopadle do powierzchni ziaren, albo w formie kulistych rozetek (fig. 28D). Skład chemiczny chlorytów badanych w mikrosondzie energetycznej EDS ISIS wskazuje na Fe-chloryty, które charakteryzują się wysoką zawartością żelaza i znacznie niższą magnezu.

Z cementów węglanowych powszechnie występuje ankeryt, którego zawartość waha się od 0 do 4,0% obj. skały, przeciętnie wynosi 2,0%. Jego kryształy zawierają 18,0% mol. FeCO₃, 25,8–25,5% mol. MgCO₃, 54,4–53,7% mol. CaCO₃ i 2,5–2,1% mol. MnCO₃ (tab. 34). Ankeryt najczęściej występuje w postaci izolowanych euhedralnych kryształów romboedrycznych (fig. 27F) lub tworzy cement porowy (fig. 27E). Ponadto ankeryt jest produktem wtórnych procesów zastępowania ziaren: skali, kwarcu i litoklastów oraz składników cementu: kwarcu autigenicznego kaolinitu (fig. 27E). Wartość $\delta^{18}\text{O}$ wynosi $-6,90\text{‰}_{\text{PDB}}$, a wartość $\delta^{13}\text{C}$ $-8,35\text{‰}_{\text{PDB}}$ (tab. 35), co wskazuje na tworzenie się ankerytu w strefie termalnej dekarboksylacji materii organicznej (Morad, 1998).

Kalcyt stwierdzono tylko w dwóch próbkach piętra baszkir, ale jego zawartość wynosi ponad 30,0% obj. skały (tab. 33). Reprezentuje on kalcyt żelazisty (Fe-kalcyt), który zawiera: 95,5–95,8% mol. CaCO₃, 2,6–3,1% mol. FeCO₃, 1,0–1,3% mol. MgCO₃, i 0, –0,6% mol. MnCO₃ (tab. 34). W katodoluminescencji Fe-kalcyt charakteryzuje się świeceniem w barwach: czerwono-pomarańczowych oraz żółto-pomarańczowych (fig. 27A, B) w zależności od udziału domieszek żelaza i manganu. Kalcyt najczęściej tworzy cement porowy, miejscami podstawowy, wypełniający przestrze-

Tabela 35

**Oznaczenia izotopowe węgla i tlenu
w cementach węglanowych**

Carbon and oxygen isotopic determinations
in carbonate cements

Głębokość [m]	Rodzaj węglanu	$\delta^{13}\text{C}$ PDB [‰]	$\delta^{18}\text{O}$ PDB [‰]	$\delta^{18}\text{O}$ VSMOW [‰]
583,1	ankeryt	–8,35	–6,90	23,75
611,4	kalcyt	–9,25	–16,78	13,56
931,5	kalcyt	–0,27	–11,07	19,45
	syderoplesyt	2,44	–12,50	17,97

Tabela 36

Właściwości fizyczne wybranych piaskowców
 Petrophysical features of selected sandstones

Głębokość [m]	Gęstość objętościowa [g/cm ³]	Gęstość szkieletowa [g/cm ³]	Porowatość całkowita [%]	Średnia kapilarna [μm]	Powierzchnia właściwa [m ² /g]	Pory >0,1 μm [%]	Pory >1 μm [%]	Średnica progowa [μm]	Przepuszczalność [mD]
539,0	2,07	2,46	15,82	0,14	2,19	82	44	10	n.o.
542,5*	2,17	2,54	14,35	0,32	0,81	93	53	5	46,590
544,4*	2,04	2,62	22,43	1,07	0,41	97	85	70	996,800
551,0	2,31	2,63	11,96	0,11	1,81	82	35	2	n.o.
583,1	2,38	2,69	11,49	0,08	2,30	66	17	2	n.o.
625,6	2,31	2,66	13,26	0,16	1,43	87	54	3	n.o.
646,0*	2,25	2,59	13,17	0,29	0,81	91	67	5	153,320
659,4*	2,30	2,55	10,05	0,16	1,12	84	47	5	46,060
666,0	2,22	2,57	13,05	0,26	0,96	92	78	70	n.o.
699,9	2,32	2,64	12,06	0,16	1,28	87	48	4	n.o.
985,5*	2,49	2,64	6,47	0,09	1,02	69	14	0,5	n. prz.

* – oznaczenia wykonane w Instytucie Nafty i Gazu w Krakowie, n.o. – nie oznaczono, n. prz. – nieprzepuszczalna

* – determinations made in Oil and Gas Institute in Cracow, n.o. – not determined, n. prz. – no permeability

nie porowe międzyziarnowe i wewnątrzziarnowe. Kalcyt zastępuje ziarna skaleni (fig. 27A, B), litoklastów i kwarcu. Wyniki badań izotopowych kalcytu wynoszą: wartości $\delta^{18}\text{O}$ –16,78 i –11,07‰_{PDB}, a wartości $\delta^{13}\text{C}$ –9,25 do –0,27‰_{PDB} (tab. 35). Wartości $\delta^{13}\text{C}$ wskazują na tworzenie się kalcytu w strefie mikrobiologicznej metanogenezy materii organicznej (Morad, 1998).

Syderyt (minerał szeregu syderyt–magnezyt) występuje w części badanych próbek. Jego zawartość wynosi od 0 do 10,0%, przeciętnie poniżej 1% obj. skały. Zidentyfikowano wczesną generację syderytów (Kozłowska, 1997, 2001, 2004), które tworzą bardzo drobno- lub drobnokrystaliczne ziarna rozsiane lub ich skupienia. Zbadane syderyty zawierają przeciętnie: 75,7–83,6% mol. FeCO_3 , 12,1–15,1% mol. MgCO_3 , 2,7–3,2% mol. CaCO_3 i 0,6–1,1% mol. MnCO_3 (tab. 34) i reprezentują syderoplesyt. Syderyt często otacza ziarna detrytyczne lub wypełnia pierwotną przestrzeń porową w skale. Miejscami syderyt jest wypierany przez Fe-kalcyt. Wyniki oznaczeń izotopowych tlenu $\delta^{18}\text{O}$ wynoszą –12,50‰_{PDB}, a węgla $\delta^{13}\text{C}$ 2,44‰_{PDB} (tab. 35). Wartości $\delta^{13}\text{C}$ wskazują na tworzenie się syderytu w strefie mikrobiologicznej metanogenezy (Morad, 1998).

Przestrzeń porowa. W płytkach cienkich wykonanych ze skał nasączonych niebieską żywicą zmierzono procentowy udział pustych porów w piaskowcach baszkirow. Udział ten waha się od 0 do 16,4% obj. skały (tab. 33). W analizowanych piaskowcach wyróżniono porowatość pierwotną, zachowaną przy niecałkowitym wypełnieniu porów przez cementy (fig. 27C) oraz wtórną. Na porowatość wtórną składają się: porowatość powstała w wyniku rozpuszczania

ziaren (głównie skaleni i litoklastów) i cementów (głównie kwarcu) oraz mikroporowatość (fig. 27C). W skale dominuje porowatość pierwotna.

W wybranych piaskowcach wykonano oznaczenia właściwości petrofizycznych – pięciu próbek, w Instytucie Nafty i Gazu w Krakowie (Narkiewicz, 1996) oraz sześciu próbek w Akademii Górniczo-Hutniczej (Narkiewicz, 2005). W analizowanych skałach baszkirow porowatość waha się od 10,05 do 22,43%, przeciętnie wynosi 13,8% (tab. 36). Piaskowce te charakteryzują się dobrą porowatością (Jenyon, 1990). Średnie wartości udziału porów o wielkości >0,1 μm w badanych piaskowcach wahają się od 66 do 97%, a o wielkości >1 μm – od 17 do 85%. Średnica progowa, która bardzo dobrze określa zdolność transportu płynów złożowych przez daną przestrzeń porową, mieści się w przedziale 2–70 μm. Wartości przepuszczalności piaskowców karbonu, maksymalnie wynoszące 996,8 mD, wskazują na osady o dobrej, a miejscami nawet bardzo dobrej przepuszczalności (Levorsen, 1956). Jedna próbka reprezentująca wizen charakteryzuje się porowatością 6,47% i jest nieprzepuszczalna (tab. 36). Zmierzona w niej średnia wartość udziału porów o wielkości >0,1 μm wynosi 69%, o wielkości >1 μm – 14%, natomiast średnica progowa – 0,5 μm.

Diagenеза

W historii diagenезы osadów karbonu wyróżniono eo- i mezodiagenезę (Choquette, Pray, 1970). W eodiagenезie miała miejsce kompaktacja mechaniczna oraz tworzyły się cementy, z których najważniejsze to: syderyt, Fe-chloryty

obwódkowe, kaolinit robakowaty i kwarc. Rozpuszczane były ziarna skaleni i blaszki łuszczyków. W mezodiagenie nadal zachodziła kompaktacja mechaniczna, która w ostatnim etapie przeszła w chemiczną. Kontynuowana była cementacja kwarcem, a miejsce kaolinitu robakowatego zajął kaolinit blokowy. Krystalizowały późniejsze cementy węglanowe: Fe-kalcyt i ankeryt. Tworzyły się chloryty rozetkowe i illit włóknisty. Nadal były rozpuszczane ziarna skaleni oraz dodatkowo cementy: węglany i kwarc. Z obserwowanych efektów działania procesów diagenetycznych na piaskowce, największy wpływ na redukcję porowatości miały kompaktacja i cementacja. Kompaktacja zredukowała porowatość przeciętnie o 46,2%, a cementacja o 36,8% (fig. 29); Houseknecht, 1987). Analiza efektu oddziaływania na porowatość rodzaju występującego spoiwa w piaskowcach sugeruje, że przewaga cementów kwarcowego i kaolinitowego nad pozostałymi ma przeważnie pozytywny wpływ (tab. 37; Kozłowska, 2005). W profilu utworów karbonu znaczną część stanowią osady rzeczne (tab. 37). Są to głównie arenity subarkozowe, lokalnie kwarcowe, średnio- i drobnoziarniste. Głównymi cementami piaskowców są kwarc i kaolinit, a węglany – głównie ankeryt, rzadziej syderyt – występują w zmiennych ilościach. Porowatość ich najczęściej wynosi ok. 15%. Osady deponowane z przepływów hiperpyknaalnych reprezentuje arenit subarkozowy średnioziarnisty o porowatości ok. 13%. Piaskowiec jest scementowany kwarcem, kaolinitem oraz ankerytem. Osady deltowe nasypu przyujściowego reprezentują arenity i waki subarkozowe i sublityczne, od bardzo drobnych- do drobnoziarnistych. W piaskowcach tych z cementów występują: kwarc, kaolinit oraz węglany, głównie ankeryt i syderyt, lokalnie kalcyt. Porowatość piaskowców wynosi ok. 12%. Osady równi deltowej to waka subarkozowa, bardzo drobnoziarnista, nieporowata. Głównymi składnikami spoiwa są cement kalcytowy oraz matriks ilasty.

Mułowce. Mułowce pięter baszkir, serpuhow i wizen charakteryzują się jednakowym składem mineralnym, analogicznym do składu piaskowców. Wśród nich wyróżniono mułowce i mułowce piaszczyste. Skały te mają strukturę aleurytową i aleurytowo-psamitową. Mułowce charakteryzują się przeważnie teksturą kierunkową, podkreśloną równoległym ułożeniem blaszek minerałów ilastych i łuszczyków, którym często towarzyszą materia organiczna i bardzo drobnokrystaliczny syderyt. Niekiedy tekstura kierunkowa jest związana z różnym uziarnieniem materiału detrytycznego, który przeważnie jest słabo obtoczony. Z łuszczyków występuje muskowit i biotyt, często przeobrażany w chloryt. Masa podstawowa jest złożona z minerałów ilastych i pyłu kwarcowego. W próbce mułowca z głęb. 556,5 m występuje skupienie sferolitów syderytowych o budowie radialnej i przeciętnej średnicy ok. 0,07 mm. Próbkę skał pobrane z głęb. 771,5 i 996,5 m, zawierające znaczne ilości bardzo drobnokrystalicznego syderytu, nazwano mułowcami syderytowymi. Lokalnie, w niewielkich ilościach występuje porowy cement węglanowy (kalcyt lub ankeryt).

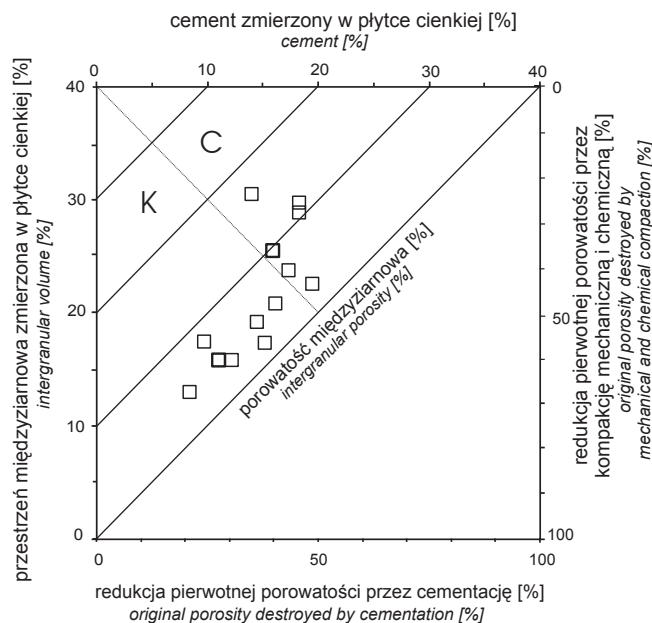


Fig. 29. Diagram Houseknechta (1987) obrazujący wpływ kompaktacji i cementacji na pierwotną porowatość piaskowców baszkiru

C – przewaga cementacji, K – przewaga kompaktacji

Diagram of Houseknecht (1987) showing the effect of compaction and cementation on primary porosity of the Bashkirian sandstones

C – predominance of cementation, K – predominance of compaction

Howce. Wśród iłowców pięter baszkir, serpuhow i wizen wyróżniono iłowce i iłowce mułkowe. Iłowce reprezentują skały o strukturze pelitowej i pelitowo-aleutykowej. Tekstura tych skał jest przeważnie bezładna, niekiedy lekko kierunkowa, podkreślona ułożeniem łuseczek minerałów ilastych i łuszczyków oraz materii organicznej i syderytu. Iłowce są zbudowane z minerałów ilastych i pelitu kwarcowego. Miejscami występują ziarna kwarcu i blaszki łuszczyków (muskowit i biotyt przeobrażany w chloryt). Z minerałów autogenicznych występują bardzo drobnokrystaliczny syderyt oraz piryt framboidalny (głęb. 1252,0 m).

Próbka z głęb. 1235,8 m (wizen) reprezentuje iłowiec mułkowy z niewielką ilością materii organicznej, w którym tkwi duży fragment mszywiola zbudowanego z kalcytu.

W próbce pochodzącej z głęb. 1258,0 m (wizen) w masie ilastej tkwią ooidy o budowie koncentryczno-radialnej. Część ooidów jest spłaszczone. Ooidy są zbudowane z węglanu, prawdopodobnie kalcytu i nie mają widocznego detrytycznego jądra. W ooidach zaznaczają się efekty procesu zastępowania węglanami i pirytem. W skale powszechna jest pirytyzacja i silifikacja.

Skały węglanowe. Jedna próbka (głęb. 715,0 m), reprezentująca baszkir, to skała syderytowa – syderyt mikrosparytowy. Składa się on głównie z syderytu oraz niewielkiej ilości materii organicznej, pojedynczych ziaren kwarcu i blaszek łuszczyków.

Tabela 37

Oznaczenia porowatości wybranych próbek piaskowców oraz główne składniki spoiwa (w przeliczeniu na 100%)

Porosity determinations of selected sandstone samples and main component of cement (calculated as 100%)

Głębokość [m]	Piętro i facja	Nazwa skały	Porowatość w płytce cienkiej [%]	Porowatość z porozy- metru [%]	Matriks + cement ortochemiczny = 100%				
					matriks	cement ortochemiczny			
						kwarc autigeniczny	kaolinit	węglany	inne
539,0	baszkir rz k	ar sa dr	4,8	15,82	56,5	9,5	24,9	0,0	9,1
542,5	baszkir rz k	ar sa dr	4,5	14,35	48,4	19,8	31,8	0,0	0,0
544,4	baszkir rz k	ar k śr nr	16,4	22,43	32,4	20,7	46,9	0,0	0,0
551,0	baszkir rz k	ar sa dr	2,0	11,96	48,3	14,8	27,6	9,3	0,0
583,1	baszkir d n	ar sl śr	2,9	11,49	29,0	10,8	44,6	15,6	0,0
611,4	baszkir d n	ar l dr	0,0	n.o.	15,0	0,0	5,3	79,7	0,0
625,6	baszkir d n	ar sa bdr	6,3	13,26	31,5	29,1	27,6	9,1	2,7
643,3	baszkir rz k	ar sa śr nr	4,5	n.o.	49,7	34,1	12,0	4,2	0,0
646,0	baszkir rz k	ar sa śr	10,4	13,17	24,6	48,0	16,4	2,8	8,2
647,5	baszkir rz k	ar sa śr	11,0	n.o.	28,9	39,5	24,0	7,6	0,0
656,6	baszkir rz k	ar sa dr	4,5	n.o.	23,5	34,3	32,9	9,3	0,0
659,4	baszkir rz k	ar sa dr	3,5	10,05	28,9	32,9	19,1	5,8	13,3
666,0	baszkir h p	ar sa śr	7,7	13,05	32,6	25,7	25,7	16,0	0,0
687,0	baszkir d n	ar sa bdr	9,4	n.o.	47,9	43,7	4,2	4,2	0,0
699,9	baszkir d n	wa sa bdr	8,0	12,06	50,3	35,1	2,0	12,6	0,0
783,9	baszkir d n	wa sl bdr nr	0,0	n.o.	69,6	0,0	12,5	13,8	4,1
831,5	baszkir d r	ar sa bdr nr	0,0	n.o.	14,8	0,0	0,0	85,2	0,0
985,5	wizen d n	ar sa dr	n.o.	6,47	57,2	9,1	12,3	16,1	5,3

Facje: rz k – koryto rzeczne, p h – przepływ hiperpyknałny, d n – nasyp przyujściowy delty, d r – równia deltowa; **piaskowce:** ar – arenit, wa – waka; sa – subarkozowy, sl – sublityczny, l – lityczny, bdr – bardzo drobnoziarnisty, dr – drobnoziarnisty, śr – średnioziarnisty, gr – gruboziarnisty, nr – nierównoziarnisty; n.o. – nie oznaczono

Facies: rz k – koryto rzeczne, p h – przepływ hiperpyknałny, d n – nasyp przyujściowy delty, d r – równia deltowa/delta plane; **sandstones:** ar – arenite, wa – wacke, sa – subarkosic, sl – sublithic, l – lithic, bdr – very fine-grained, dr – fine-grained, śr – medium-grained, gr – coars-grained, nr – unequally-grained; n.o. – no determined

Cztery próbki, po jednej z piętra baszkir (głęb. 562,0 m) i serpucho (głęb. 919,7 m) oraz dwie z piętra wizen (głęb. 988,0 i 1234,5 m) należą do wapieni organodetrytycznych, miejscami marglistych. W niektórych przypadkach są one lekko zrekrytalizowane (głęb. 562,0 i 1234,5 m). Według klasyfikacji Dunhama (Jaworowski, 1987) należą one do pakstonów i greistonów. Wapienie składają się głównie z bioklastów, których zawartość przeciętnie wynosi ok. 70% obj. skały i z cementu kalcytowego. Spoiwo ma charakter spar, mikrospar i rzadziej mikrytu. Wśród bioklastów występują fragmenty należące głównie do: otwornic, szkarłupni, ramienionogów, małżów, glonów i mszycowców, rzadziej do koralowców, małżoraczków, ślimaków i cefalopodów. Okruchy fauny miejscami są spirytyzowane, rzadziej zsilifikowane, ponadto obecne w nich pustki są

niekiedy wypełnione kaolinitem. Domieszki terygeniczne w wapieniach to najczęściej minerały ilaste i materia organiczna, ponadto miejscami wodorotlenki żelaza oraz ziarna kwarcu detrytycznego. Niektóre wapienie wykazują teksturę mniej lub bardziej kierunkową, podkreśloną liniowym ułożeniem fragmentów muszli głównie ramienionogów i małżów (głęb. 919,7 i 1234,5 m).

Podsumowanie

1. Utwory karbonu są reprezentowane głównie przez skały klastyczne, najczęściej piaskowce, mułowce i ilowce oraz lokalnie skały węglanowe, głównie pakstony organodetrytyczne oraz rzadziej syderyty.

2. Piaskowce to najczęściej arenity i waki subarkozowe należące do piętra baszkir. Przestrzenie między ziarnami detrytycznymi są wypełnione całkowicie lub częściowo spoiwem – matriksem i/lub cementem reprezentowanym przez: kwarc, minerały ilaste i węglany, a sporadycznie także piryt. Cement kwarcowy ma obecne postać obwódek syntaksjalnych na ziarnach kwarcu. Głównym autogenicznym minerałem ilastym jest kaolinit, natomiast Fe-chloryty i illit pojawiają się w mniejszej ilości. Wśród cementów węglanowych powszechnie występują ankeryt i minerały szeregu izomorficznego syderyt–magnezyt, natomiast lokalnie – Fe-kalcyt.

3. Porowatość piaskowców piętra baszkir, pomierzona w płytkach cienkich, waha się od 0 do 16,4% obj. skały. W skale porowatość pierwotna przeważa nad wtórną. Najwyższe wartości porowatości i przepuszczalności zmierzone

laboratoryjnie wynoszą odpowiednio 22,43% i 996,8 mD. Zawartość porów o wielkości $>0,1\ \mu\text{m}$ wynosi maksymalnie 97%, a $>1\ \mu\text{m}$ – 85%. Średnica progowa mieści się w przedziale 2–70 μm . Wyniki badań porowatości, przepuszczalności oraz cech przestrzeni porowej wskazują na dobre właściwości zbiornikowe piaskowców piętra baszkir, szczególnie rzecznych.

4. W analizowanych piaskowcach dostrzeżono efekty działania następujących procesów diagenetycznych: kompaktacji, cementacji, zastępowania, przeobrażania i rozpuszczania. Największy wpływ na redukcję porowatości miały kompaktacja i cementacja. Kompaktacja zredukowała porowatości przeciętnie o 46,2%, a cementacja o 36,8%. Piaskowce, w których głównymi składnikami spoiwa są cementy kwarcowy i kaolinitowy, najczęściej charakteryzują się wyższą porowatością w porównaniu z innymi piaskowcami.

JURA

Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA JURY GÓRNEJ

W otworze wiertniczym Terebin IG 5 profil jurajski jest bardzo zredukowany, ze względu na lokalizację otworu w skrajnie brzeżnej części basenu jurajskiego. Stwierdzono tu 14,0-metrowej miąższości kompleks reprezentujący jedynie niewielki odcinek jury górnej, a mianowicie oksford górny oraz ?najniższy kimeryd. Kompleks ten leży bezpośrednio na iłowcach karbonu, a przykrywa go zlepieniec, a wyżej wapienie albu górnego (kreda dolna). Stwierdzona w spągu kompleksu jurajskiego znaczna luka stratygraficzna obejmuje perm, trias oraz jurę dolną i środkową, a także oksford dolny i środkowy. Jest to w znacznym stopniu luka sedymentacyjna. Obecna w stropie kompleksu luka, obejmująca kimeryd i tyton oraz kredę dolną, jest zarówno luką sedymentacyjną, jak i erozyjną.

Profil jurajski w omawianym otworze wiertniczym został w pełni przedzieleny. Występuje on na głęb. 521,0–535,0 m (wg pomiarów geofizycznych). Rozpoczyna go 2,4-metrowej miąższości warstwa piaskowca średnioziarnistego, różnoziarnistego, o warstwowaniu przekątnym, zawierającego wodorotlenki żelaza. Wyżej znajduje się warstwa piaskowca ilastego o miąższości 3 m, o barwie białej, bardzo słabo zwięzłego, kwarcowego, z obfitym kaolinitem w spoiwie.

Powyżej na krzywej PG zaznacza się pakiet o miąższości ok. 3 m utworów mułowcowych, a następnie warstwa piaskowca o miąższości ok. 2 m. Utwory te nie zostały stwierdzone w materiale rdzeniowym.

Najwyższy odcinek utworów jurajskich jest wykształcony w postaci kompleksu mułowcowo-iłowcowego o miąższości 4,0 m. Są to mułowce ciemnoszare lub szare, miejscami piaszczyste, z licznymi rizoidami.

Wszystkie opisane utwory wydzielono jako formację jarczowską o miąższości 13,5 m. Kompleks piaskowcowy stwierdzony w dolnym odcinku formacji powstał najpraw-

dopodobniej w środowisku delty, podczas gdy występujące wyżej utwory mułowcowo-iłowcowe z rizoidami reprezentują środowisko bagien (Niemczycka, 1976a, b; Gutowski i in., 2005), rozwijających się prawdopodobnie na obszarze równi deltowej.

W stropie utworów jurajskich stwierdzono jeszcze warstwę o miąższości 0,3 m mułowca o barwie pstrej, seledynowo-jasnoszare-wiśniowej, z ochrowymi plamami. Został on wydzielony jako formacja tyszowiecka. Są to utwory o genezie lądowej. Niemczycka (1976b) uważała, że reprezentują one stożki napływowe, powstałe u stóp płaskowyżów pociętych rzekami, natomiast Gutowski i in. (2005) sugerowali dla ich powstania środowisko playi. Wydaje się, że obecność wkładek morskich z otwornicami, małżoraczkami i ślimakami w obrębie tej formacji w pobliskim otworze Grabowiec IG 3 (Niemczycka, Marcinkiewicz, 1981) może wskazywać raczej na środowisko sebhyy. Nie jest również wykluczone, że utwory stwierdzone w profilu otworu Terebin IG 5 stanowią pokrywę zwietrzelinową, powstałą w wyniku wietrzenia mułowców formacji jarczowskiej w najpóźniejszej jurze lub wczesnej kredzie.

Żadna z formacji górnjurajskich stwierdzonych w profilu otworu Terebin IG 5 nie jest precyzyjnie datowana. *Megaspora Horstisporites harrisi* (Murray) Potonié, oznaczona przez T. Marcinkiewicz (Niemczycka, Marcinkiewicz, 1981) z górnego odcinka formacji jarczowskiej, ma szeroki zasięg stratygraficzny, od górnego synemuru aż po oksford.

Niemczycka (1976b, 1997) na podstawie położenia formacji jarczowskiej w profilu sugerowała jej wiek na oksford górny. Badania geologów ukraińskich datują horyzont pstry (*multicolored horizon*) – według Gutowskiego i in. (2005) odpowiednik formacji jarczowskiej i tyszowieckiej w regionie lwowskim – na kimeryd dolny.

KREDA

Krzysztof LESZCZYŃSKI

WĘGLANOWA SUKCESJA UTWORÓW KREDY

Utwory kredy w otworze wiertniczym Terebin IG 5 zostały sprofilowane przez Krassowską, która opracowała profil litologiczny i dokonała podziału chronostratygraficznego. Granice jednostek chronostratygraficznych są przybliżone i wyznaczone na podstawie korelacji krzywych pomiarów geofizycznych otworu Terebin IG 5 z licznymi sąsiednimi otworami, w szczególności z w pełni rdzeniowanym otworem Tyszowce IG 1 oraz częściowo rdzeniowanym otworem Mircze IG 1 (Krassowska, 1976), z uwzględnieniem danych paleontologicznych uzyskanych z materiału rdzeniowego, głównie badań zespołów otwornicowych. Litologię opracowano na podstawie informacji z rdzeni wiertniczych, pomiarów geofizycznych oraz pomocniczo z próbek okruchowych. Jednak należy zaznaczyć, że opisy litologiczne, w tym opisy rdzeni wiertniczych, są w tym otworze bardzo lakoniczne i ogólnikowe.

Utwory kredy w profilu otworu Terebin IG 5 mają miąższość 486,0 m, z czego 0,5 m przypada na kredę dolną (alb górny), a 485,5 m na kredę górną reprezentowaną przez wszystkie piętra od cenomanu po mastrycht górny. Rdzeniowano tylko interwał od 466,0 m do spągu utworów kredy, odpowiadający odcinkowi turon–alb górny.

Miąższość utworów kredy i wydzielonych interwałów chronostratygraficznych w otworze Terebin IG 5 oraz kilku pobliskich otworach wiertniczych przedstawia tabela 38. Lokalizację tych otworów na tle mapy strukturalnej spągu kredy pokazano na figurze 30. Badania mikrofaunistyczne przeprowadziła E. Witwicka. Makrofauny przewodniej w utworach kredy tego otworu nie znaleziono.

Z odcinków rdzeniowanych wykonano analizy chemiczne na zawartość CaCO_3 , jednak nie wszystkie wyniki tych pomiarów wydają się w pełni wiarygodne.

Sekwencja kredowa leży na mułowcowych utworach karbonu reprezentujących baszkir (Waxmundzka, ten tom). Istnieje tu zatem ogromna luka stratygraficzna, obejmująca prawie całą kredę dolną, trias, perm i część karbonu.

Warstwę spągową kredy, która występuje w rdzeniu (0,4 m rdzenia), Krassowska opisała jako „zlepieniec podstawowy o lepiszczu marglisto-piaszczystym”. Być może chodzi tu o skałę podobną do tej opisanej ze spągowej części profilu kredy w otworze Tyszowce IG 1 i zaliczonej na podstawie korelacji regionalnych do albu górnego. Występuje tam „zlepieniec barwy jasnozielonej, miejscami o odcieniu żółtawym, kruchy i słabo zwięzły” (Krassowska, 1976). Badania petrograficzne tego zlepieńca wykazały, że jest on zbudowany głównie z płaskich otoczków margli dolomitycznych. Ponieważ skład petrograficzny jest zbliżony do składu górnourajskich margli dolomitycznych występujących w profilu otworu Tyszowce IG 1, uznano, że powstał on z rozmywania tych utworów w trakcie transgresji późnego albu (Krassowska, 1976). W profilu otworu Husynne IG 1, zlokalizowanym ok. 12 km na ENE od Terebina IG 5, A. Krassowska opisała „zlepieniec podstawowy – margiel piaszczysty, szary, miejscami o odcieniu zielonawym, z widocznym rozsianym glaukonitem, zlepieńcowaty, z licznymi żwirkami kwarcu, otoczkami czarnego łupku i piaskowca karbońskiego wielkości 2–7 mm, z pojedynczymi fosforytami wielkości około 2 cm, z dwoma otoczkami węgla wielkości około

Tabela 38

Porównanie miąższości (w metrach) utworów kredy w otworach Terebin IG 5, Teptiuków IG 1, Tyszowce IG 1, Kosmów IG 1 i Mircze IG 1

Thickness (in metres) of the Cretaceous deposits in the Terebin IG 5, Teptiuków IG 1, Tyszowce IG 1, Kosmów IG 1 and Mircze IG 1 boreholes

Stratygrafia		Terebin IG 5		Teptiuków IG 1	Tyszowce IG 1		Kosmów IG 1		Mircze IG 1	
Mastrycht	górny	137,0	35,0	63,0	275,0	123,8	10,2	–	110,0	10,0
	dolny		102,0			151,2		10,2		100,0
Kampan		111,0		101,0	130,0		115,0		110,0	
Santon		56,0		55,0	78,2		76,0		75,0	
Koniak (część wyższa)		33,0		33,0	34,3		34,0		35,0	
Turon–koniak (część niższa)		130,0		146,6	122,7		108,6		93,0	
Cenoman		18,5		4,9	5,4		4,7		5,4	
Alb górny		0,5		–	2,2		–		–	
Kreda		486,0		403,5	647,8		348,5		428,4	

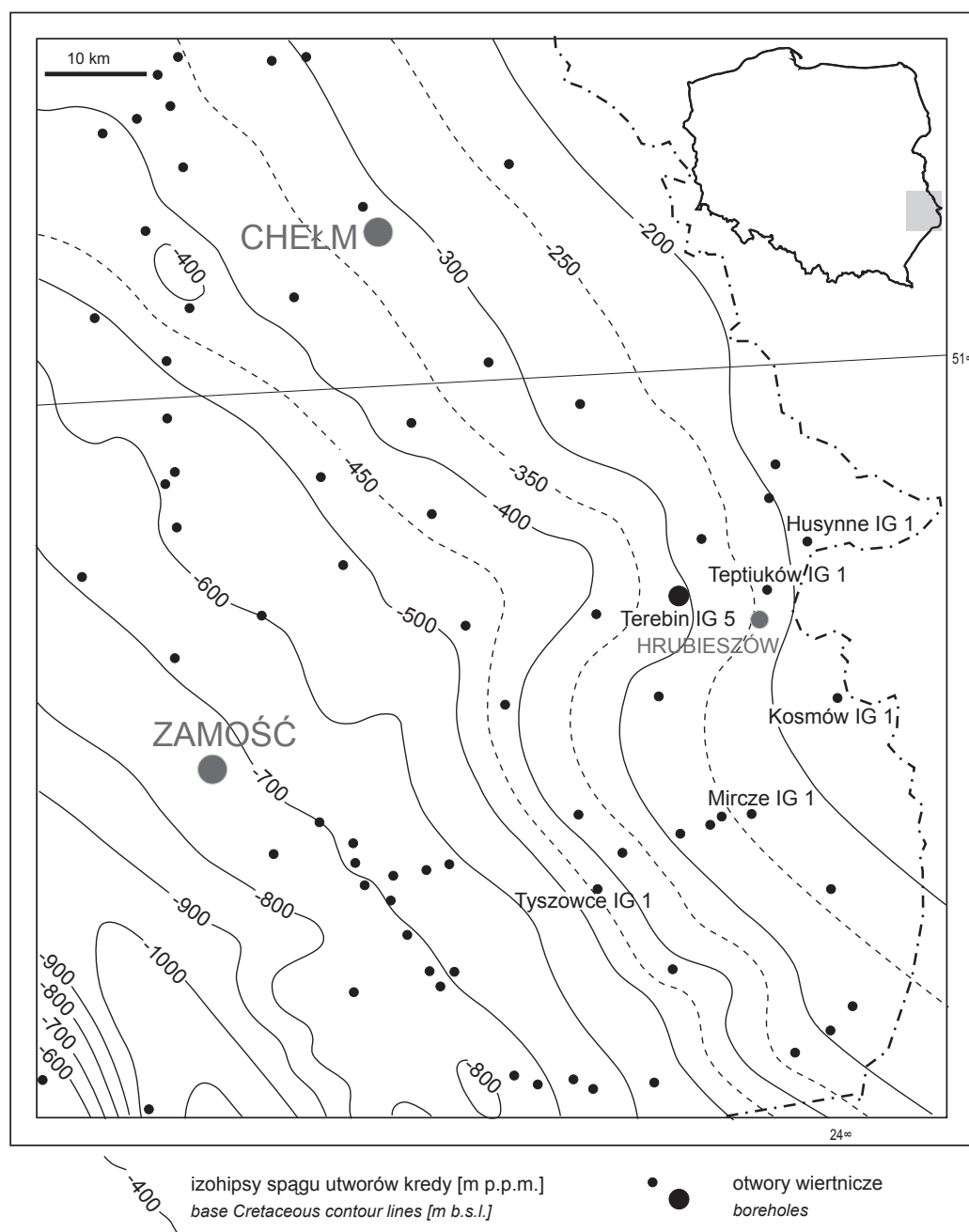


Fig. 30. Mapa strukturalna spągu kredy w rejonie Chełm–Zamość

Structural map of the base of the Cretaceous in the Chełm–Zamość region

1 cm i 0,5 cm” (op. cit.). Ta warstwa ma w rdzeniu z otworu Husynne IG 1 miąższość 0,2 m i została włączona do cenomanu.

Warstwę zlepieńca z otworu Terebin IG 5, dla której na podstawie pomiarów geofizyki wiertniczej przyjęto głębokość występowania 520,5–521,0 m i miąższość 0,5 m, w całości włączono do albu górnego, chociaż jej przynależność stratygraficzna nie jest jednoznaczna. Oczywiście jest, że powierzchnia transgresji późnej kredy nie jest izochroniczna i sekwencja kredowa zaczyna się coraz młodszymi osadami, ku E i NE, począwszy od albu środkowego (bliżej brzozy śródpolskiej), poprzez alb górny, aż po cenoman.

W utworach albu górnego rejonu Zamościa–Hrubieszowa powszechnie występują konkracje fosforytowe, jednak w opisie litologicznym z otworu Terebin IG 5, Krassowska o nich nie wspomina.

Profil cenomanu, o miąższości 18,5 m, w dolnej części jest reprezentowany według opisu litologicznego rdzeni przez wapienie margliste organodetrytyczne z fauną *Inoceramus*, nazywane wapieniami inoceramowymi. Są one zbudowane z fragmentów skorup tych organizmów, które są bardzo charakterystyczną i powszechnie spotykaną biofacją w utworach cenomanu na obszarze lubelskim. Zawartość

CaCO₃ pomierzona na głęb. 520,0 m wyniosła 82,0%. W górnej części profilu cenomanu występują wapienie margliste o zawartości CaCO₃ na głęb. 511,0 m – 69,0%, a na głęb. 516,0 m – 81,0%.

W profilu otworu Husynne IG 1 w najwyższej części utworów cenomanu stwierdzono występowanie twardego dna, świadczącego o przerwie w sedimentacji. Może ono odpowiadać granicy między cyklami K3-III a K3-IV, wydzielonymi przez Leszczyńskiego (1997, 2010, 2012). Ze względu na bliskość otworów Husynne IG 1 i Terebin IG 5 nie jest wykluczone istnienie przerw w sedimentacji w najwyższym cenomanie również w profilu omawianego otworu.

Interwał wydzielony jako turon–koniak (część niższa) ma miąższość 130,0 m. W najniższej części występują wapienie szarobiałe, średnio twarde, o miąższości 7,6 m. Wyżej leżą wapienie kredopodobne, szarobiałe ze stylolitami i pojedynczymi krzemieniami, o miąższości ok. 34,6 m. Najwyższą część tego interwału budują wapienie margliste. Profil turonu–niższej części koniak otworu Terebin IG 5 jest profilem przejściowym między strefą występowania wapieni na SW i obszarem depozycji kredy piszącej, rozciągającym się ku wschodowi. Stąd występowanie tzw. wapieni kredopodobnych. Utwory typowej kredy piszącej notowane są między innymi w otworach Teptiuków IG 1, Husynne IG 1 czy Kosmów IG 1 (Krassowska, 1976).

Interwał odpowiadający przypuszczalnie wyższemu koniakowi (= koniak *sensu* Błaszczewicz, 1997) ma miąższość 33,0 m. Ten interwał na znacznym obszarze ma bardzo zbliżone miąższości (tab. 38). Jak wynika z regionalnego rozpoznania i pomiarów geofizyki wiertniczej, prawdopodobnie jest on zbudowany z wapieni marglistych. Warto wspomnieć, że w otworze Tyszowce IG 1 w odcinku korelowanym z tym interwałem oznaczono m.in. *Inoceramus involutus* Sowerby (Krassowska, 1976).

Należy zaznaczyć, że granica koniak/santon jest w tym regionie problematyczna i stawiana z dużym przybliżeniem. Badania mikro- i makrofaunistyczne prowadzone w wielu otworach nie dają jednoznacznych przesłanek do jej precyzyjnego postawienia.

Odcinek profilu santonu, o miąższości 56,0 m, również jest zbudowany z wapieni marglistych. Na znacznym obszarze zaznacza się tu jednak nieco większe zailenie skał w porównaniu do leżących niżej wapieni (Krassowska, 1976).

W kampanie najprawdopodobniej kontynuowała się monotonna sedimentacja wapieni marglistych. W otworze Terebin IG 5 ten fragment profilu ma miąższość 111,0 m. Granicę między kampanem a mastrychtem postawiono na granicy litologicznej między wapieniami marglistymi a marglami zaliczonymi do mastrychtu dolnego.

Mastrycht najprawdopodobniej jest reprezentowany zarówno przez dolne, jak i górne podpiętro. Na obecność utworów mastrychtu górnego na tym obszarze wskazuje zespół otwornicowy znaleziony w sąsiednich otworach wiertniczych (Krassowska, 1976). Na podstawie regionalnego rozpoznania utworów mastrychtu dolnego stwierdzono, że w otworze Terebin IG 5 interwał ten jest prawdopodobnie dwudzielny litologicznie. Część dolną reprezentują margle, a wyżej występują wapienie margliste.

Mastrycht górny reprezentują wapienie margliste, a w stropie być może występują margle. Miąższość utworów mastrychtu wynosi 137,0 m, z czego na mastrycht dolny przypada 102,0 m, a na mastrycht górny – 35,0 m. Powierzchnia stropowa utworów mastrychtu (i całej kredy) jest powierzchnią erozyjną. Najwyższe partie profilu mastrychtu zostały zerodowane w kenozoiku. Na utworach kredy leżą czwartorzędowe mułki i lessy.

Profil kredy w otworze Terebin IG 5 cechuje zdecydowana dominacja utworów węglanowych otwartego zbiornika morskiego, które pojawiają się tuż ponad rozpoczynającą sukcesję kredową warstwą zlepioną deponowaną w stadium transgresji morskiej. Utwory węglanowe są tu reprezentowane głównie przez wapienie pelityczne, organodetrytyczne (tzw. wapienie inoceramowe) i margliste. W profilu turonu występują wapienie kredopodobne, natomiast w profilu mastrychtu – margle. W profilu kredy otworu Terebin IG 5 nie stwierdzono obecności ani skał krzemionkowo-węglanowych (opok), ani kredy piszącej charakterystycznej dla wschodniej i północnej części Lubelszczyzny.

Eugenia GAWOR-BIEDOWA, Emilia WITWICKA

BIOSTRATYGRAFIA UTWORÓW GÓRNOKREDOWYCH NA PODSTAWIE OTWORNIC

Pierwszą biostratygrafię utworów górnokredowych w profilu otworu Terebin IG 5 na podstawie otwornic ustaliła już w latach siedemdziesiątych XX wieku E. Witwicka. Autorka obecnego opracowania ponownie przeprowadziła analizę 41 próbek, z których jedynie 17 to próbki rdzeniowe. Oznaczono wszystkie gatunki wchodzące w skład bioceoz w poszczególnych próbkach (tab. 39). Przeprowadzone badania potwierdziły słuszność podziału stratygraficznego dokonanego przez E. Witwicką. Mimo wymieszania fauny w próbkach płuczkowych, co wykluczyło możliwość współwystępowania obok siebie poszczególnych gatunków, można określić wiek osadów, z których próbka pocho-

dzi. Dotyczy to jednak tylko pięter wydzielanych na podstawie otwornic przewodnich. Pięter takich jak santon, wydzielanych na podstawie stopniowego rozwoju filogenetycznego poszczególnych grup otwornic, nie można wydzielić jedynie w wyniku badań próbek pobranych z płuczki.

Cenoman

Najniżej pobrana próbka, z głęb. 519,70 m, jest wieku cenomańskiego. Stwierdzono w niej charakterystyczny dla wymienionego wieku, choć bardzo ubogi, zespół otwornic w następującym składzie: *Gavelinella cenomanica* (Brot-

zen) – przewodni dla cenomanu, *G. lodziensis* Gawor-Biedowa, *Hedbergella planispira* (Tappan) – przekraczające niekiedy nieznacznie dolną i górną granicę tego piętra oraz *Tritaxia plumerae* Cushman znaną również z utworów albu górnego. Są tu także małżoraczki i koprolity. Te ostatnie są liczne w osadach płytkowodnych. Wymieniony wyżej gatunek *Gavelinella lodziensis* Gawor-Biedowa, opisany w 1972 r. z niecki łódzkiej, występuje w cenomanie i niekiedy w dolnym turonie na obszarze całego Niżu Polskiego: obniżenie podlaskie – profil otworu Stadniki IG 1, obniżenie bałtyckie – profil otworu Grudziądz IG 1, region lubelski – profil otworu Białopole IG 1, niecka pomorska – profil otworu Tuchola IG 1, monoklina przedsudecka – profil otworu Gorzów Wielkopolski IG 1 (Gawor-Biedowa 2011a, b; 2012a, b). Bogatsze biocenozy stwierdzono w warstwach z głęb. 507,70–516,10 m. W ich składzie znajdują się dalsze gatunki przewodnie dla utworów cenomanu *Gavelinella baltica* i również niższych warstw turonu *Lingulogavelinella arachnoidea* Gawor-Biedowa. Występuje ona w utworach wymienionego wieku nie tylko na Niżu Polskim, lecz również w Sudetach w synklinorium północnosudeckim (Gawor-Biedowa, 1991b). Otwornice są drobne i oblepione skalą. Towarzyszą im liczne koprolity. Najlicniejszy gatunkowo skład biocenozy stwierdzono w utworach z głęb. 503,70 m. W jej składzie znajduje się przewodni dla cenomanu gatunek *Rotalipora appenninica* (Renz) i zapowiadający optimum rozwoju gatunków tego rodzaju w późnym cenomanie *Rotalipora thomei* Hagn et Zeil. Na podstawie dowodów negatywnych, tj. braku gatunku *Gavelinella varsoviensis* Gawor-Biedowa, należącego do otwornicowego podpoziomu *Gavelinella varsoviensis* i poziomu *Rotalipora appenninica*, można przypuszczać, że w omawianym profilu brak jest utworów cenomanu dolnego. Zaznacza się natomiast podpoziom *Cibicides gorbenkoi* wymienionego wyżej poziomu, odpowiadający makrofaunistycznemu poziomowi *Acanthoceras rhotomagnense*. Trudne do oznaczenia fragmenty otwornic ze skał z głęb. 500,70 m nie pozwalają na ścisłe określenie wieku utworów, z których pochodzi wymieniona próbka. Być może jest to czas, w którym przy sprzyjających warunkach ekologicznych powstałby poziom rozkwitu taksonu – *Rotalipora*, odpowiadający cenomanowi górnemu.

Turon

W omawianym profilu stwierdzono utwory zarówno dolnego, jak i górnego turonu. Utrudnione jest określenie położenia najwyższych warstw turonu z powodu licznych zanieczyszczeń, pochodzących z nadległych osadów różnych pięter.

Turon dolny. Wśród większości drobnych, nieoznaczalnych fragmentów otwornic w próbce z głęb. 492,20 m stwierdzono *Dicarinella imbricata* (Mornod), gatunek przewodni dla turonu dolnego. Towarzyszą mu, podobnie jak na Niżu Polskim i w Sudetach, *Lingulogavelinella arachnoidea* Gawor-Biedowa i przedstawiciele rodzaju *Hed-*

bergella Ehrenberg, 1843. W próbce z warstw z głęb. 485,40 m stwierdzono następny dolnoturoński gatunek – *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli) z towarzyszącymi gatunkami *Hedbergella brittonensis* Loeblich et Tappan i występującym we wszystkich utworach górnokredowych gatunkiem – *Valvulinaria lenticula* (Reuss). Najbogatszą biocenozę dolnoturońską stwierdzono w próbce z głęb. 483,40 m. Występują tu obok siebie najważniejsze dla turonu dolnego gatunki otwornic, tj. *Lingulogavelinella globosa* (Brotzen), reprezentowany przez wyjątkowo liczne osobniki *Dicarinella imbricata* (Mornod), *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli), *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi), *Hedbergella brittonensis* Loeblich et Tappan oraz kosmopolityczne gatunki górnokredowe – *Arenobulimina preslii* (Reuss) i *Globigerinelloides asperus* (Ehrenberg). W próbce z omawianych warstw znajdują się również drobne, nieoznaczalne otwornice. Warstwy z głęb. 477,60 m zaliczono do turonu dolnego, gdyż stwierdzono w nich, z gatunków charakterystycznych dla tego etapu ewolucyjnego – *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi) i *Hedbergella brittonensis* Loeblich et Tappan. Należy zaznaczyć, że w kolejnych próbkach stan zachowania otwornic jest zły i w utworach znajdują się liczne koprolity. Omawiane utwory z głęb. 477,60–492,20 m należą do podpoziomu *Praeglobotruncana oraviensis*, poziomu *Helvetoglobotruncana helvetica*. Wymieniony podpoziom otwornicowy odpowiada makrofaunistycznemu poziomowi z *Inoceramus labiatus* i *I. lamarki*.

Turon górny. Dzięki próbkom rdzeniowym można z całkowitą pewnością twierdzić, że utwory z głęb. 466,20–474,60 m nie są wieku dolnoturońskiego. Nie znaleziono w nich bowiem gatunków charakterystycznych dla wymienionego wieku. Stwierdzona w tych utworach *Gavelinella berthelini* (Keller) występuje wprawdzie również w utworach turonu dolnego, ale zanika w jego najwyższych warstwach, wyznaczając górną granicę tego piętra (Gawor-Biedowa, 1984; Gawor-Biedowa i in., 1984). W górnym turonie rozpoczyna się następny etap rozwoju ewolucyjnego licznych taksonów, w tym gatunków z rodzajów *Marginotruncana* Hofker, 1956, *Archaeoglobigerina* Pessagno, 1967, *Heterohelix* Ehrenberg, 1843 i *Stensioeina* Brotzen, 1936, dających liczne gatunki przewodnie. W próbkach z wymienionego odcinka profilu stwierdzono *Archaeoglobigerina cretacea* (d'Orbigny), *Marginotruncana coronata* (Bolli). W próbkach płuczkowych z głęb. 420,00–460,00 m zanotowano dalsze gatunki, rozpoczynające zasięgi występowania w turonie górnym. Należą do nich: *Marginotruncana linneiana* (d'Orbigny), *M. angusticarinata* (Gandolfi), *Stensioeina praeexsculpta* (Keller), *Globorotalites michelinianus* (d'Orbigny), *Whiteinella baltica* Douglas et Rankin i inne (tab. 39), występujące również w wyższych piętrach kredy górnej. Próbkę z głęb. 420,00 m uznano za pochodzącą z najwyższych warstw turonu górnego, gdyż powyżej tej głębokości nie stwierdzono już *Gavelinella berthelini* (Keller), a poniżej nie zanotowano jeszcze rozpoczynającej zasięg występowania z początkiem koniakum *Stensioeina exsculpta* (Reuss).

Koniak

Do koniaku zaliczono utwory, w których zanotowano równoczesne występowanie *Stensioeina praeexsculpta* (Keller) i *S. exsculpta* (Reuss). Są to próbki pobrane z głęb. 340,00–400,00 m. Zawarty jest w nich cały inwentarz gatunków z rodzaju *Marginotruncana*, rozpoczynający swój rozwój w turonie górnym oraz liczne inne gatunki. Do najważniejszych z nich należy zaliczyć charakterystyczny dla turonu górnego–santonu dolnego gatunek *Stensioeina polonica* Witwicka, *Gavelinella thalmani* (Brotzen), *G. vom-bensis* (Brotzen) i *Stensioeina gracilis* Brotzen. W przypadku profilu otworu Terebin IG 5 zasięg taksonu *Gavelinella thalmani* jest trudny do opisanie w utworach koniak-u i santonu dolnego. *Gavelinella vom-bensis* ma szerszy zasięg stratygraficzny. W omawianym profilu występuje od turonu górnego do kampanu włącznie. *Stensioeina gracilis* charakteryzuje utwory od koniak-u do kampanu.

Santon–kampan

Próbki płuczkowe nie dają możliwości wydzielenia santonu, gdyż piętro to jest wyróżniane na podstawie stopniowego pojawiania się gatunków. Jedynym gatunkiem przewodnim wśród otwornic dla tego piętra jest *Bolivinoides strigillatus* (Chapman). W przypadku jego braku, piętra tego nie można wydzielić wyłącznie na podstawie badań próbek pobranych z płuczki. Granicę między koniakiem a santodem w kredzie Polski wyznacza koniec zasięgu występowania gatunku *Stensioeina praeexsculpta* (Keller). Nie stwierdzono go w próbkach powyżej głęb. 340,00 m. Należy dodać, że wszystkie inne zanotowane w tej próbce gatunki występują również w utworach santonu i kampanu. W próbce pobranej z głęb. 320,0 m są wymieszane gatunki otwornic różnych pięter, a wśród nich *Marginotruncana coronata* (Bolli), ginąca z końcem santonu dolnego. Można więc przyjąć, że w omawianym profilu występują utwory tego podpiętra. Stwierdzona w tej próbce *Pseudogavelinella clementiana* (d'Orbigny) rozpoczyna zasięg występowania w połowie santonu w tej jego części, w której nie występuje już *Marginotruncana coronata* (Bolli). Pojawiająca się nagle w połowie santonu *Pseudogavelinella clementiana* (d'Orbigny) ginie z końcem kampanu, wyznaczając jego górną granicę (Gawor-Biedowa, 1992). Trudno więc ustalić, z którego piętra pochodzą znajdujące się w tej próbce okazy omawianego gatunku. W próbce pochodzącej z głęb. 320,00 m znajduje się również gatunek *Cibicidoides involutus* (Reuss), wyznaczający granicę między santodem a kampanem. Paleontologiczne opracowanie gatunków znajdujących się we wspomnianej próbce i w pozostałych próbkach, jak również zasięgi ich występowania przedstawiono w pracy Gawor-Biedowej (1992). Podsumowując, za santonko-kampańskie uznano te próbki, w których stwierdzono obecność *Pseudogavelinella clementiana* (d'Orbigny), ginącą w kredzie na Niziu Polskim z końcem kampanu (Gawor-Biedowa i in., 1984).

Mastrycht

W omawianym profilu są wykształcone utwory obu podpięter mastrychtu. Świadczą o tym liczne, wymieszane ze sobą otwornice przewodnie.

Mastrycht dolny. Przewodni gatunek mastrychtu dolnego – *Angulogavelinella gracilis* (Marsson) – zanotowano w próbkach z głęb. 100,00–160,00 m. Towarzyszą mu przedstawiciele rodzaju *Bolivinoides* Cushman, obfitującego w gatunki przewodnie w kampanie i mastrychcie. W wymienionych próbkach znaleziono *Bolivinoides sidestrandensis* Barr i *B. miliaris* Hiltermann et Koch oraz *Bolivina incrassata* Reuss i *B. decurrens* (Ehrenberg), charakterystyczne dla najmłodszych utworów kampanu i mastrychtu. Wśród omawianych gatunków o różnych zasięgach występowania jest jeden, który obok przewodniego *Angulogavelinella gracilis* (Marsson), może wskazywać na pochodzenie próbki z utworów mastrychtu dolnego. Jest nim *Stensioeina exsculpta* (Reuss), która zanika w najstarszym mastrychcie dolnym. W próbce z głęb. 100,00 m zanotowano również gatunek przewodni dla obu podpięter mastrychtu – *Neoflabellina reticulata* (Reuss) oraz kosmopolityczny gatunek – *Rosita contusa* (Cushman), występujący w utworach mastrychtu na obu półkulach, w Polsce również w najwyższym kampanie.

Mastrycht górny. Za próbki skał mastrychtu górnego uznano te, w których stwierdzono już *Angulogavelinella gracilis* (Marsson), a w których zanotowano liczne gatunki przewodnie dla biopoziomów mastrychtu górnego. Za pochodzące z mastrychtu górnego uznano próbki z głęb. 36,00–80,00 m, z gatunkami przewodnimi dla mastrychtu górnego; stwierdzono w nich *Cibicidoides bembix* (Marsson) i *Pseudouvirina cristata* (Marsson). Z gatunków górnomastrychckich znaleziono *Gavelinella gankinoensis* (Neckaja) i *Bolivina crassa* Vassilenko et Mjatluk. Na podstawie ich obecności można przypuszczać, że w utworach mastrychtu górnego w omawianym profilu istniał podpoziom z *Gavelinella gankinoensis* poziomu *Anomalinoides pinguis*, odpowiadający makrofaunistycznemu poziomowi z *Belemnitella junior*. Dalsze stwierdzone w tych próbkach gatunki – *Bolivinoides giganteus* Hiltermann et Koch, *Pyramidina minuta* (Marsson), *Gavelinella sahlstroemi* (Brotzen), *G. danica* (Brotzen) i towarzyszące im *Fronicularia biformis* (Marsson), *Spiroplectammia suturalis* (Kalinin) oraz *Gansserina gansseri* (Bolli) mówią o obecności w mastrychcie górnym tego profilu podpoziomu *Bolivinoides giganteus* poziomu *Anomalinoides pinguis*. Odpowiada on makrofaunistycznemu poziomowi *Hoploscaphites constrictus crassus* (Gawor-Biedowa, 1984). Należy jednak dodać, że nie zanotowano tu gatunków występujących w najwyższych utworach mastrychtu górnego na Wyżynie Lubelskiej (Gawor-Biedowa, 1992). Stwierdzono natomiast opisany z otworu Telatyn IG 1 w 1987 r. gatunek *Telatynella clavata* Gawor-Biedowa. Jest to gatunek charakterystyczny dla utworów kampanu i mastrychtu, szeroko rozprzestrzeniony na Niziu Polskim.

