

Marek NARKIEWICZ¹

LITOSTRATYGRAFIA, SYSTEMY DEPOZYCYJNE I CYKLE TRANSGRESYWNO-REGRESYWNE DEWONU BASENU LUBELSKIEGO

Abstrakt. W wyniku analizy 19 kluczowych profili wiertniczych, wspartej reinterpretacją materiałów publikowanych, zmodyfikowano i uzupełniono dotychczasowy formalny podział litostratygraficzny dewonu środkowego i górnego, obejmując nim cały basen lubelski. Wydzielono 6 nowych oraz zrewidowano 6 wcześniej wydzielonych formacji i ogniw. Jednostki litostratygraficzne przypisano do systemów depozycyjnych: od aluwialnego, przybrzeżnych systemów morsko-ładowych, przez platformę węglanową, płytki szelf, lagunę ewaporacyjną, po głębszy szelf i basen szelfowy. Wyróżniono 11 cykli transgresywno-regresywnych odpowiadających rangą sekwencjom trzeciego rzędu. Architektura depozycyjna odzwierciedla cztery etapy rozwoju basenu. Etap wczesnodewoński odpowiada jednemu megacyklowi T-R, złożonemu niemal wyłącznie z osadów terygeniczych, od ilasto-mulistych otwartomorskich po aluwialne systemy warunkowane tektoniczną ruchliwością bloków podłoża. Na etap środkowodewoński–wczesnofrański składa się 7 niegrubych cykli T-R rejestrujących znaczną zmien-

ność w sukcesji środowisk depozycyjnych. Płytsze środowiska występują w SE i NE części basenu, erozja przeważa w części NW. Z etapem środkowo–późnofrańskim (3 cykle T-R) wiąże się wzrost tempa sedymentacji uwarunkowany przez puls subsydencji tektonicznej, przewaga węglanowych systemów otwartomorskich i największy zasięg zbiornika. Etap fameński, odpowiadający pojedynczemu cyklowi T-R, charakteryzuje się największymi miąższościami osadów i najsilniejszymi gradientami facjalnymi. Zaznaczył się wówczas rozwój wyraźnego depocentrum, a następnie aktywizacja tektoniczna wzdłuż obrzeżenia NE. Basen dewoński dzieli się na segmenty poprzeczne: komarowski (SE), lubelski (centralny) i stężycki (NW). Pierwszy charakteryzuje się rozwojem systemów proksymalnych, w tym ładowych, ale przy znacznej subsydencji. Drugi reprezentuje maksymalną subsydencję i najbardziej głębokowodne facje, natomiast trzeci – wyklinowanie osadów i/lub facje płytkomorskie w strefie obrzeża basenu, zwłaszcza w środkowym dewonie i franie.

Słowa kluczowe: litostratygrafia, system depozycyjny, cykl transgresywno-regresywny, subsydencja, dewon, basen lubelski.

WSTĘP

Dewoński basen lubelski stanowi część przedpola waryscydów w południowo-wschodniej Polsce, położoną na obrzeżeniu platformy wschodnioeuropejskiej. Usytuowanie w sąsiedztwie krawędzi platformy (strefy Teisseyre’a-Tornquista) warunkowało rozwój subsydencji i sedymentacji w dynamicznie zmieniającym się polu naprężeń przenoszonych od zachodu i południa, od strony orogenu, a także od wschodu, od wnętrza kratonu (M. Narkiewicz, 2007). Pod względem paleogeograficznym lubelski basen dewoński był usytuowany we wschodniej części całego systemu tropikalnych zbiorników epikontynentalnych na południowym obrzeżeniu łądu Old Redu (Laurosji). Ku zachodowi baseny te roz-

ciągały się ku Górą Świętokrzyskim, Pomorza i dalej, w stronę Niemiec i Belgii (Belka, M. Narkiewicz, 2008).

Dewon lubelski od lat 60. ubiegłego wieku był przedmiotem intensywnych prac wiertniczych, głównie związanych z prowadzonymi do dziś poszukiwaniami węglowodorów (Miłaczewski, Żelichowski, 1970). Badania stratygraficzne, początkowo rozproszone w opracowaniach cząstkowych, głównie otworowych, zostały podsumowane przez Miłaczewskiego (1981a) i Miłaczewskiego i in. (1983). Prace te są kamieniami milowymi w badaniach dewonu lubelskiego, omawiają zasadnicze rysy litostratygrafii i formułują model sedymentacji i paleogeografii. W ujęciu kartograficznym

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; e-mail: marek.narkiewicz@pgi.gov.pl

zostały podsumowane w atlasie pod redakcją Żelichowskiego i Kozłowskiego (1983).

Kolejny etap badań wiązał się z zastosowaniem koncepcji analizy basenowej i elementów stratygrafii sekwencji, podsumowanych częściowo w pracy M. Narkiewicza i in. (1998b). W następnych latach autor zebrał dalszy materiał analityczny, częściowo wykorzystany w opracowaniach niepublikowanych (M. Narkiewicz, 2002; M. Narkiewicz, red., 2005a, b). Zestawione w niniejszej pracy nowe dane pozwalają na modyfikację i rozszerzenie istniejącego podziału litostraty-

graficznego. Jednostki litostratygraficzne stanowią z kolei dogodny szkielet korelacyjny do przedstawienia modelu architektury depozycyjnej opartego na określeniu systemów depozycyjnych i ich wzajemnych relacji w ramach cykli transgresywno-regresywnych. W zamierzeniu autora model ten ma być możliwe wiernym odzwierciedleniem dynamiki depozycyjnej, a w połączeniu z danymi bio- i chronostratygraficznymi, stanowi podstawę do odtworzenia ewolucji basenu na tle ram paleogeograficznych i paleotektonicznych (M. Narkiewicz i in., 2011, ten tom).

OBSZAR BADAŃ, MATERIAŁY I METODY BADAWCZE

OBSZAR BADAŃ

Obszar badań (fig. 1) ciągnie się szerokim pasem od rejonu Wilgi na N od Warszawy ku SE do granicy państwowej koło Hrubieszowa i Tomaszowa Lubelskiego. W przybliżeniu odpowiada on strefie podpermsko-mezozoicznych wychodni karbonu, między elewacją radomsko-kraśnicką a wyniesieniem platformy wschodnioeuropejskiej, na którym perm i mezozoik leżą bezpośrednio na podłożu staropaleozoicznym i prekambryjskim. W tektonicznym planie waryscyjskim obejmuje więc dwie duże jednostki regionalne – rów lubelski (Żelichowski, 1972) oraz elewację hrubieszowską (M. Narkiewicz, Dadlez, 2008), dawniej określaną m.in. jako lubelsko-podlaska część podniesionej platformy prekambryjskiej (Żelichowski, 1972). Skały dewońskie badanego obszaru uległy miejscami intensywnym deformacjom późnokarbońskim, których charakter i geneza jest przedmiotem rozbieżnych interpretacji (Antonowicz i in., 2003; Dadlez, 2003; M. Narkiewicz, 2003; M. Narkiewicz i in., 2007a; Krzywiec, 2007, 2009).

Granica północna i wschodnia dewońskiego basenu lubelskiego, obecnie ukryta pod osadami karbońskimi (fig. 1) ma charakter erozyjny, aczkolwiek korelacje stratygraficzne wskazują na sedymentacyjne wyklinowanie się w tych kierunkach dewonu i rozwój facji bardziej płytkomorskich i lądowych. Granica południowo-wschodnia, odpowiadająca granicy państwowej, jest czysto umowna. Basen lubelski przechodzi w sposób ciągły w basen lwowski, gdzie jednostki stratygraficzne dewonu SE Lubelszczyzny mają swoje lokalne odpowiedniki (Miłaczewski, 1968, 1981a). Najbardziej problematyczne jest ustalenie granicy południowo-zachodniej – z basenem łysogórsko-radomskim, omówionym w osobnym artykule w tym tomie (M. Narkiewicz, 2011). Ogólnie, oba baseny oddziela strefa elewacji radomsko-kraśnickiej, natomiast szczegółowe ustalenie granicy, przedstawionej na figurze 1, zostało przedyskutowane w pracy M. Narkiewicza i in. (2011, ten tom). Tam także omówiono zmienny w czasie i przestrzeni rozwój depocentrów na całym obszarze południowo-wschodniej Polski.

Od dawna znana jest zmienność litofacji wzdłuż osi dewońskiego basenu lubelskiego, w kierunku NW–SE. W nawiązaniu do trójdzielnego podziału na zasadnicze obszary litofacyjne (Miłaczewski, 1968) wyróżniono trzy poprzeczne segmenty basenu: komarowski (SE), lubelski (centralny) i stężycki (NW).

Granice segmentów przedstawiono na figurze 1, natomiast ich charakterystykę litostratygraficzną podsumowuje schemat na figurze 2.

BADANE PROFILE

Podstawowy materiał badawczy stanowiły opisy rdzeni 19 otworów (lokalizacja – fig. 1) sporządzone w latach 1993–2003. Materiały wiertnicze przechowywane są w przypadku wierceń wykonanych przez PIG w Centralnym Archiwum Geologicznym (magazyny w Iwicznej i Hołownie), natomiast z wierceń naftowych – w Centralnym Magazynie Rdzeni PGNiG w Chmielniku. Dla każdego z otworów przeanalizowano zapis profilowania geofizycznego, w tym zwłaszcza dane o promieniotwórczości naturalnej (PG) i wzbudzonej (PNG). Ponadto, dla części badanych profili wykorzystano jedynie dane z publikacji lub opracowania archiwalne, co odnotowano przez odpowiednie cytowanie w tekście. Część otworów wykazuje powtórzenie sukcesji osadowej w górnym skrzydle uskoków odwróconych. W takich sytuacjach opisano odpowiednie fragmenty profili określeniami „góra” i „dół”.

METODY BADAŃ

Makroskopowe opisy rdzeni uzupełnione zostały badaniami przeciętych, częściowo naszlifowanych powierzchni. Ogółem wykorzystano 225 okazów, w całości udokumentowanych fotograficznie. Wykorzystano również badania 300 płytek cienkich, w większości barwionych uniwersalnym roztworem Evamy’ego (Migaszewski, M. Narkiewicz, 1983). Część fotografii okazów przedstawiono na tablicach I–XXI. Wszystkie te obserwacje zostały wykorzystane do zestawienia roboczych profili w skali 1:200. Profile porównano następnie z zapisem karotażowym, co umożliwiło skorygowanie głębokości „geofizycznych” różniących się o 2 do 10 m od głębokości rdzeni. Różnicę obrazują korelacyjne zestawienia profili, na których dla porównania pozostawiono skalę głębokości pomiarów geofizycznych. Z reguły, głębokości otworowe podane w tekście pracy i na ilustracjach odnoszą się do zapisu rdzeniowego. W szczególności dotyczy to położenia granic stratygraficznych w profilach. Nieliczne wyjątki, podkreślone w tekście i opisach ilustracji, wiążą się z sytuacjami, gdy dysponowano jedynie zapisem karotażowym.

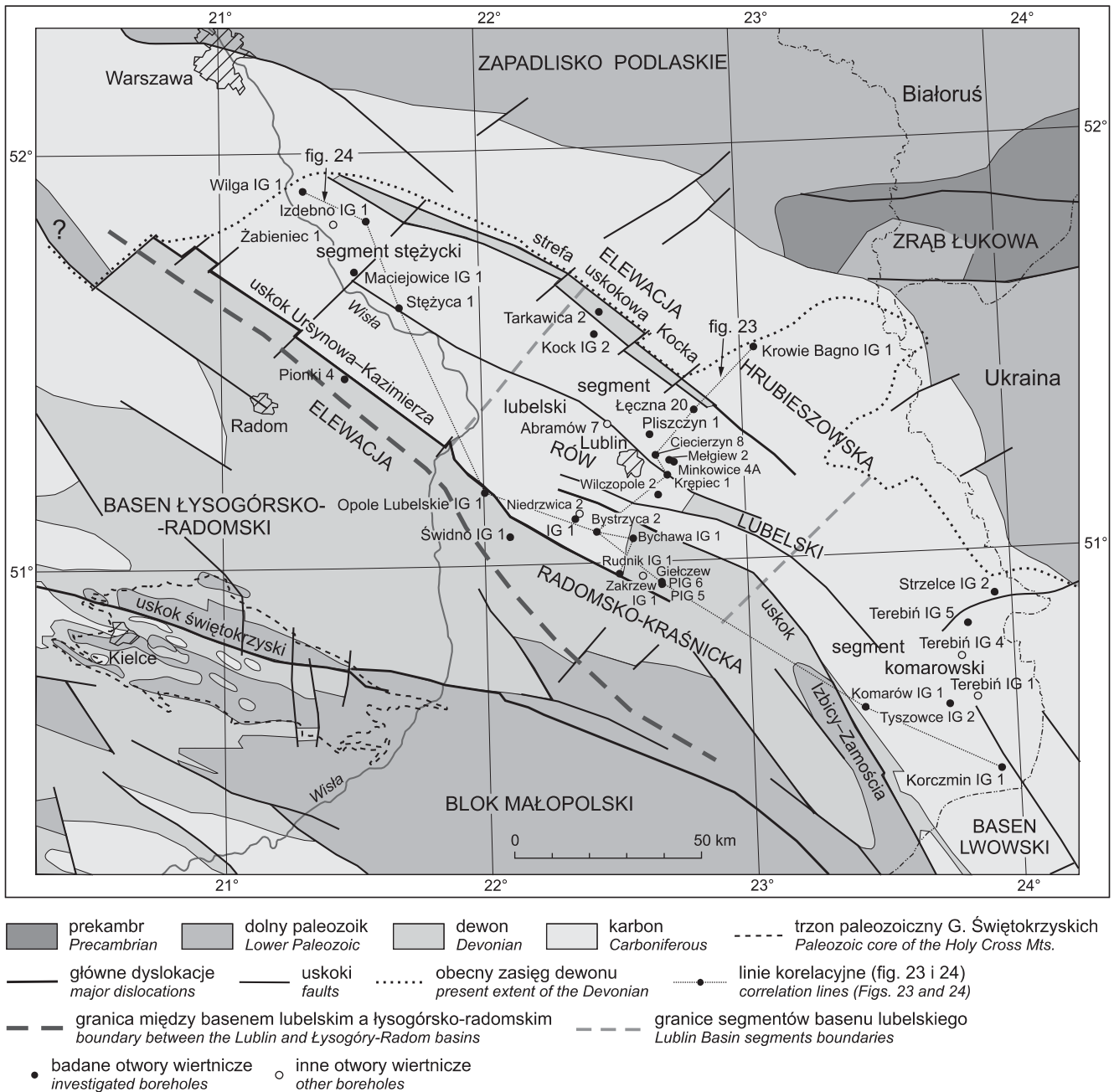


Fig. 1. Lokalizacja badanych profili wiertniczych na tle mapy geologicznej odkrytej, bez permu i mezo-kenozoiku (wg Pożaryskiego i Dembowskiego, red., 1983, zmienione). Jednostki regionalne w planie waryscyjskim wg podziału M. Narkiewicza i Dadleza (2008). Granice basenu lubelskiego i jego segmentacja – por. tekst

Location of the investigated borehole sections against the sub-Permian-Mesozoic map (after Pożaryski and Dembowski, eds., 1983, modified). Variscan regional units after M. Narkiewicz and Dadlez (2008). Details of the Lublin Basin boundaries and segmentation explained in the text

Przy opisach makroskopowych posługiwano się powszechnie stosowanymi systemami klasyfikacyjnymi i terminologicznymi dotyczącymi skał osadowych; w przypadku skał węglanowych stosowano terminologię Dunhama (1962) rozszerzoną przez Embry'ego i Klovana (1971). Co do terminologii dolomitów, zamiennie stosowano terminy „dolo-

mity krystaliczne” i „dolosparty”. Określenie „dolomikryty” stosowano dla skał o makroskopowo czytelnym pokroju krypto-mikrokrystalicznym. Dunhamowski termin „madston dolomitowy” obejmuje szerszą kategorię skał, włącznie z przypadkami zastępowania mikrytowego tła skalnego przez drobny dolosparyt. Wprowadzono opisowy termin „dolomit

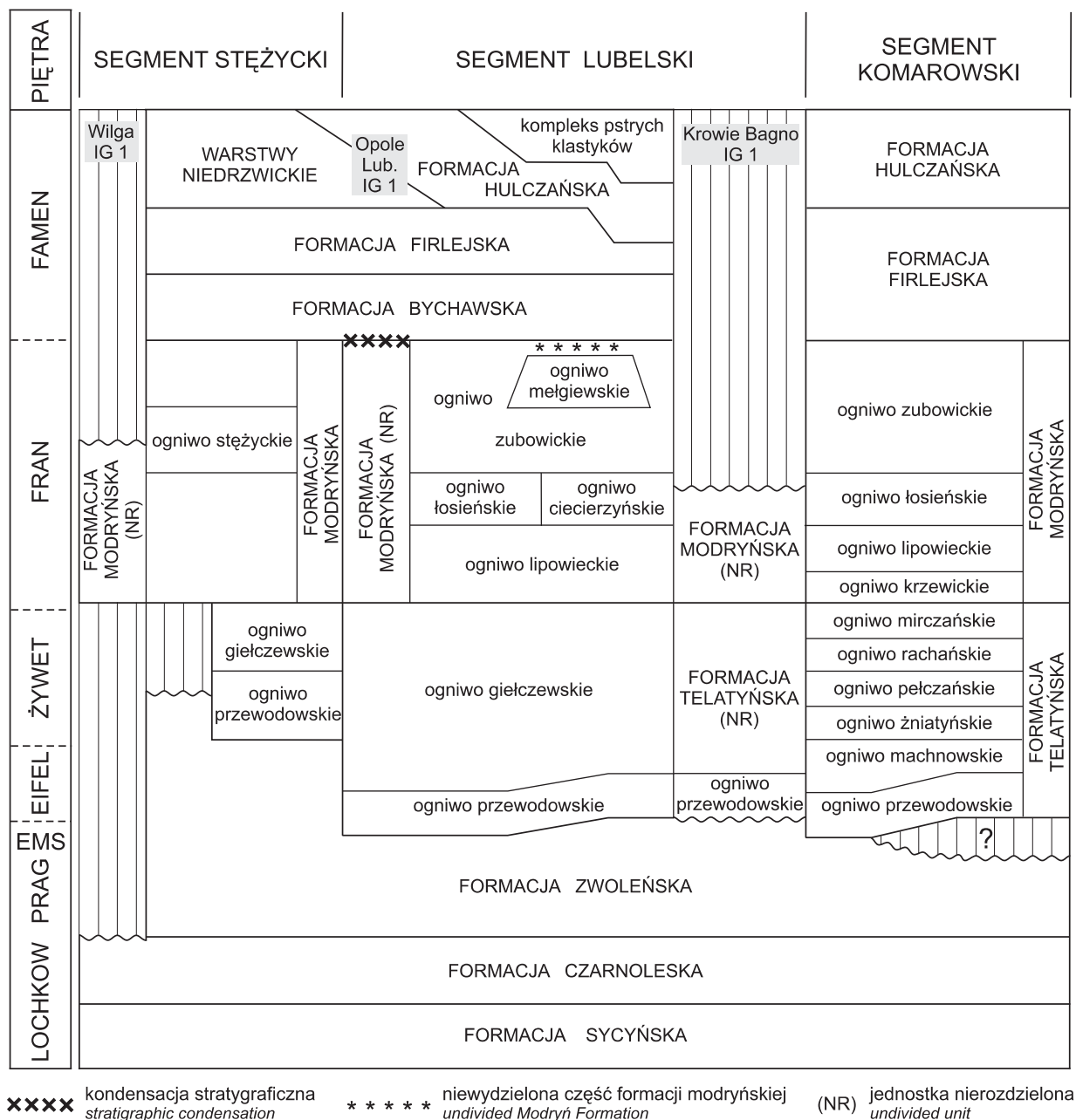


Fig. 2. Schemat podziału litostratygicznego dewonu na podstawie prac Miłaczewskiego (1981a) i Miłaczewskiego i in. (1983) oraz zmian i uzupełnień wprowadzonych w tej pracy

Granice pięter wyznaczone z uwzględnieniem wyników badań K. Narkiewicz (2011, ten tom) i Turnau (2011, ten tom)

Schematic lithostratigraphic framework of the Devonian after Miłaczewski (1981a), Miłaczewski *et al.* (1983), modified and supplemented in the present paper

Position of stage boundaries partly after K. Narkiewicz (2011, this volume), and Turnau (2011, this volume)

(rzadziej wapien) marmurkowy” na określenie jednorodnych bądź laminowanych madstonów o jasnych barwach, z charakterystycznymi szaroszarymi plamami/strefami rozproszonej impregnacji drobnokrystalicznym pirytem. Skały te, występujące w różnych ogniach stratygraficznych, zostały szerzej zilustrowane na tablicach fotograficznych (por. dalej).

Nowe jednostki litostratygiczne, a także modyfikacje jednostek dotychczas stosowanych, zostały wprowadzone zgodnie z wytycznymi Komisji Stratygrafii przy ING PAN (Racki, M. Narkiewicz, red., 2006). Wiek jednostek podano z uwzględnieniem najnowszych danych konodontowych (K. Narkiewicz, 2011; K. Narkiewicz, Bultynck, 2011, ten tom) i palinologicznych (Turnau i in., 2005; 2011, ten tom).

Korelację badanych profili oparto głównie na porównaniu zapisów krzywych karotażowych wykalibrowanych litologicznymi obserwacjami rdzeni. Jednostki litostratygraficzne zinterpretowano w kategoriach systemów depozycyjnych. Zgodnie z przyjętą tu definicją, system depozycyjny jest trójwymiarowym zespołem genetycznie powiązanych facji, rejestrujących zasadnicze (paleo)geomorfologiczne elementy basenów (Galloway, 1989). Facje współwystępujące w ramach systemu depozycyjnego są definiowane za pośrednictwem cech sedymentologicznych i zespołów skamieniałości, ale przy założeniu (będącym efektem interpretacji), że są ze sobą ściśle związane wspólnym usytuowaniem w basenie i analogicznymi mechanizmami depozycji (Brown, Fisher, 1977; Walker, 1992). Do interpretacji zastosowano znane z literatury ogólne modele fa-

cialne, w tym zwłaszcza odnoszące się do osadów węglanowych i mieszanych węglanowo-teryogeniczno-siarczanowych (Wilson, 1975; Walker, James, red., 1992). Wykorzystano ponadto modele opracowane dla porównywalnych facji w innych basenach dewońskich (m.in. Stoakes, 1980; Wendte i in., 1992; Machel, Hunter, 1994).

Pionowe następstwo facji i systemów depozycyjnych o określonej pozycji paleobatymetrycznej i położeniu względem brzegu zbiornika, dało z kolei podstawę do wyróżnienia cykli transgresywno-regresywnych czytelnym co najmniej w skali badanego basenu. Skalą wiekową odpowiadają one cyklem 3. rzędu względnych wahań poziomu morza w basenie (Johnson i in., 1985; Embry, 1988, 1995).

LITOSTRATYGRAFIA

Opisane niżej jednostki nawiązują w znacznej części do wydzieleni wprowadzonych wcześniej przez Miłaczewskiego (1981a) i Miłaczewskiego i in. (1983). Z niewielkimi wyjątkami są to jednostki formalne (por. fig. 2). Szerzej omówiono i zilustrowano jednostki nowe, więcej miejsca poświęcono też wydzieleniom, których definicja i/lub opis uległy rewizji. Położono przy tym większy nacisk na elementy opisu lito-facjalnego i sedymentologicznego wykorzystane do interpretacji architektury depozycyjnej.

FORMACJE DOLNODEWOŃSKIE

Formacja sycyńska

Formacja składa się niemal w całości z iłowców i mułowców szarych z liczną fauną morską (graptolity, ramienionogi, małżoraczki, tentakulity, liliowce) z podrzędnymi wkładkami, soczewkami i gruzłami wapiennymi, a częściowo dolomitycznymi (Miłaczewski, 1981a). Iłowce i mułowce wykazują zmienność od ciemnoszarych, regularnie laminowanych, o wyraźnym pokroju łupkowym, z pirytem i znacznie większą domieszką organiczną (m.in. uwęglona flora), do jaśniejszych, słabiej złupkowanych i o nierównych powierzchniach oddzielności. Partie węglanowe składają się z madstonów (laminy, gruzły) lub wakstonów i pakstonów (grubsze wkładki i soczewy) z dużym udziałem redeponowanych szkieletów, głównie ramienionogów, krynoidów, tentakulitów, małżoraczek, trylobitów i małży (por. Nehring-Lefeld, 1985; Tomczykowa, 1988, 1991; Studencka, 2007). Szerszy opis jednostki podano w pracach Miłaczewskiego (1981a, 2007) i Miłaczewskiego i in. (1983).

Grube (170–700 m), monotonne utwory ilaste formacji sycyńskiej reprezentują system depozycyjny głębszego szelfu z sedymentacją ilasto-mulistą w warunkach otwartego zbiornika morskiego o głębokościach sięgających poniżej sztormowej podstawy falowania, przy znikomym udziale osadów węglanowych. Charakterystyczne dla omawianego systemu, szare do ciemnoszarych utwory ilaste deponowane były zapewne w środowisku dys- i anaerobowym, na głębokości rzędu

100–200 m lub okresowo (miejscami) większej (Miłaczewski, 1981a). Nieliczne, cienkie wkładki węglanowe z detrytem szkieletowym organizmów bentonicznych reprezentują przypuszczalnie epizody redepozycji sztormowej (?) ze środowisk płytszych, znajdujących się w strefie natlenionej bliżej brzegu zbiornika. Znikomy udział materiału węglanowego i jego nierafowy charakter wskazują na brak intensywniejszej sedymentacji węglanowej w strefach przybrzeżnych, a co najwyżej występowanie rampy węglanowo-ilastej.

Dane sporowe z profilu Pionki 4 wskazują na przynależność formacji do dolnego lochkowu (Turnau i in., 2005; Turnau, 2011, ten tom), natomiast zakres datowań konodontowych obejmuje cały lochkow (Nehring, 1985).

Formacja czarnoleska

Charakterystyczne dla tej formacji jest współwystępowanie ciemnoszarych, niemal czarnych iłowców i mułowców, z dojrzałymi jasnoszarymi arenitami kwarcowymi, tworzącymi wtrącenia w heterolitach lub regularne warstwy decymetrowe do metrowych (Miłaczewski, 1981a). Typowe są warstwowania przekątne, głównie małoskalowe (zmarszczkowe) i średnioskalowe, oraz struktury bioturbacyjne, w tym systemy nor. Powszechnie występuje niewielka domieszka węglanowa w postaci cementów oraz mniej lub bardziej regularnych soczew, gruzłów i przewarstwień. Szkielety organiczne są rzadko spotykane, aczkolwiek Miłaczewski (*op. cit.*) przytacza małże, lingulidy, wielkoraki, szczątki ryb oraz nieliczne tentakulity i małżoraczki w dolnej części. Utwory te osiagają miąższość kilkadziesiątu, maksymalnie 200 metrów.

Osady formacji czarnoleskiej są tu interpretowane jako system klastyków szelfowych deponowanych w warunkach płytkomorskich, w strefie marginalnej zbiornika (Miłaczewski, 1981a). Cechą charakterystyczną utworów tego systemu jest ich płaska geometria i znaczna oboczna ciągłość, przy stosunkowo niewielkich miąższościach.

W górnej części formacji w otworach Terebiń IG 5 i Pionki 4 znaleziono zespoły sporowe poziomu interwałowego M, wskazujące na środkową część lochkowu (Turnau i in., 2005; Turnau, 2011, ten tom).

Formacja zwoleńska

Charakterystyczne dla tych utworów jest następstwo osadów silikoklastycznych o urozmaiconym uziarnieniu – od pstrych iłowców i mułowców do dojrzałych piaskowców (arenitów kwarcowych) i podrzędnych zlepieńców śródformacyjnych. Według Miłaczewskiego (1981a; tamże szerszy opis i interpretacja formacji) grupują się one w cykle sedymentacyjne o ziarnie drobniejącym ku górze. Powszechnie spotykane są też poziomy węglanowych konkrecji pedogenicznych typu caliche wskazujące na rozwój paleogleb w klimacie suchym. Obok szczątków flory o różnym stopniu uwęglenia, w formacji zwoleńskiej stwierdzono nieliczne skamieniałości wielkoraków, ryb i ramienionogów Inarticulata. Miąższość jednostki zmienia się obocznie, od 200 do około 1300 m. Według Miłaczewskiego (*op. cit.*) dolna granica jest stopniowa, natomiast górna ma w wielu profilach charakter erozyjny (por. też Miłaczewski i in., 1983). Strop formacji zwoleńskiej odznacza się silnym diachronizmem związanym z lokalną erozją poprzedzającą rozwój basenu środkowodeńskiego i, przypuszczalnie, z transgresywnym ułożeniem osadów formacji telatyńskiej środkowego dewonu (por. opis formacji telatyńskiej).

Osady formacji zwoleńskiej są zaliczane do systemu aluwialnego. Przewaga mułowcowych litofacji równi zalewowej nad piaskowcami korytowymi wskazuje na dominację rzek meandrujących (Miłaczewski, 1981a). Z taką interpretacją koresponduje brak grubookruchowych osadów proksymalnych stożków aluwialnych i/lub rzek roztokowych o znacznym gradiencie. O warunkach suchego klimatu świadczą pstry barwy i poziomy caliche.

Turnau i in. (2005) udokumentowali w górnej części formacji w profilu Terebiń IG 5 następstwo sporowych poziomów interwałowych PoW–W (wyższy prag) i PoW–Su (pogranicze pragu i emsu). Zdaniem cytowanych autorów brak jest w tym profilu poziomów AB i FD reprezentujących niemal cały ems, z wyjątkiem ?najniższej i najwyższej części piętra.

FORMACJA TELATYŃSKA

Formacja telatyńska została ustanowiona przez Miłaczewskiego (1981a) na południowo-wschodniej Lubelszczyźnie. W niniejszej pracy została rozszerzona na większość obszaru basenu lubelskiego, z wyjątkiem części północno-zachodniej, gdzie jej odpowiedników nie stwierdzono. Za poszerzeniem regionalnym przemawia ogólne podobieństwo litologiczne kompleksu osadów występujących w segmencie lubelskim i stężyckim między charakterystycznymi, czytelnymi w zapisie litologicznym i karotażowym formacjami – zwoleńską od dołu i modryńską od góry. Ponadto, dokładniejsze porównania regionalne wykazały oboczną ciągłość charakterystycznych horyzontów już wcześniej wykorzystywanych do korelacji na obszarze SE Lubelszczyzny (*op. cit.*; por. dalej).

Dotychczasowe nazewnictwo. – Profile spoza SE Lubelszczyzny były wcześniej nieformalnie dzielone przez Miłaczewskiego (Miłaczewski, Żelichowski, 1970; Miłaczewski, 1995; por. zestawienie w: Pajchłowa, Miłaczewski, 2003) na różne

serie litologiczne, wymienione niżej przy opisie ogniwa przewodowskiego i gielczewskiego.

Definicja (zrewidowana). – Kompleks osadowy, na ogół dwudzielny, w dolnej części złożony z szarych piaskowców, mułowców i iłowców, a w górnej – o zróżnicowanej litologii, ze znacznym udziałem skał węglanowych, a także, w segmencie komarowskim, anhydrytów i skał silikoklastycznych. W brzeźnych częściach występowania formacji obserwuje się redukcję miąższości, której towarzyszy wzrost udziału skał silikoklastycznych.

Stratotypy. – W związku z regionalnym rozszerzeniem zasięgu formacji i rewizją jej definicji konieczne jest ustanowienie dodatkowego hipostratotypu w profilu Gielczew PIG 5 (głęb. 1960,7–2140,5 m), reprezentującym centralny segment basenu lubelskiego (fig. 3).

Granice. – *Dolna granica* jest wyraźna w zapisie karotażowym, zwłaszcza w przypadkach, gdy spągową część formacji, tj. ogniwo przewodowskie, reprezentuje kompleks czystych piaskowców kwarcowych (np. profile Komarów IG 1, Gielczew PIG 5, Bystrzyca 2, Krowie Bagno IG 1; por. fig. 3, 4).

Miąższość i zasięg regionalny. – Według Miłaczewskiego (1981a) miąższość formacji rośnie w segmencie komarowskim od około 150 m na NE do około 250 m na SW. W segmencie centralnym miąższość rośnie w tym kierunku od około 50 (Krowie Bagno IG 1) do maksymalnie 180–190 m (Gielczew PIG 5; Opole Lubelskie IG 1). Ku NW następuje redukcja miąższości, do około 20 m w profilu Stężyca 1 (fig. 5) i do całkowitego wyklinowania dalej ku NW.

Opis. – Opis formacji podał Miłaczewski (1981a; por. też dalej, opis ogniwa przewodowskiego i gielczewskiego). Nietypowo wykształcona formacja telatyńska występuje w Krowim Bagnie IG 1. Znaczny udział mają tu osady klastyczne, które tworzą w dolnej części zwarty kompleks jasnych piaskowców kwarcowych przelawionych pstrykami mułowcami i iłowcami (fig. 3).

Wiek. – Miłaczewski (*op. cit.*) zaliczał formację w całości do dewonu środkowego na podstawie analizy makrofauny, porównań z basenem lwowskim i ogólnych przesłanek litologicznych. Nowsze dane palinologiczne wskazują jednak, że, przynajmniej lokalnie, niższa część formacji należy do emsu wyższego (por. dalej, opis ogniwa przewodowskiego; Turnau i in., 2005; Turnau, 2011, ten tom). Korelacja cykli T-R (por. dalej) sugeruje diachronizm dolnej granicy formacji – coraz młodszy jej wiek ku wschodowi, w stronę brzegu basenu. W profilu Terebiń IG 5 konodonty żywetu środkowego (nie starsze niż poziom *rhenanus/varcus*) stwierdzono 25 m powyżej stropu ogniwa przewodowskiego (K. Narkiewicz, 2011, ten tom). Dane konodontowe z profilu Gielczew PIG 5 i Mełgiew 2 i palinologiczne z profilu Gielczew PIG 6 (Turnau, 2011, ten tom) wskazują, że najwyższa część formacji należy już do franu dolnego.

Interpretacja systemów depozycyjnych. – Systemy depozycyjne, omówione szczegółowiej przy opisach poszczególnych ogniw, są silnie zróżnicowane w pionie i obocznie. W segmencie komarowskim dominują systemy związane ze strefą brzezną basenu i silnie odizolowane od jego części otwartomorskich (ewaporatowe). W segmencie centralnym przeważa odcięty płytki szelf węglanowy, a mniejszy udział ma platforma węglanowa.

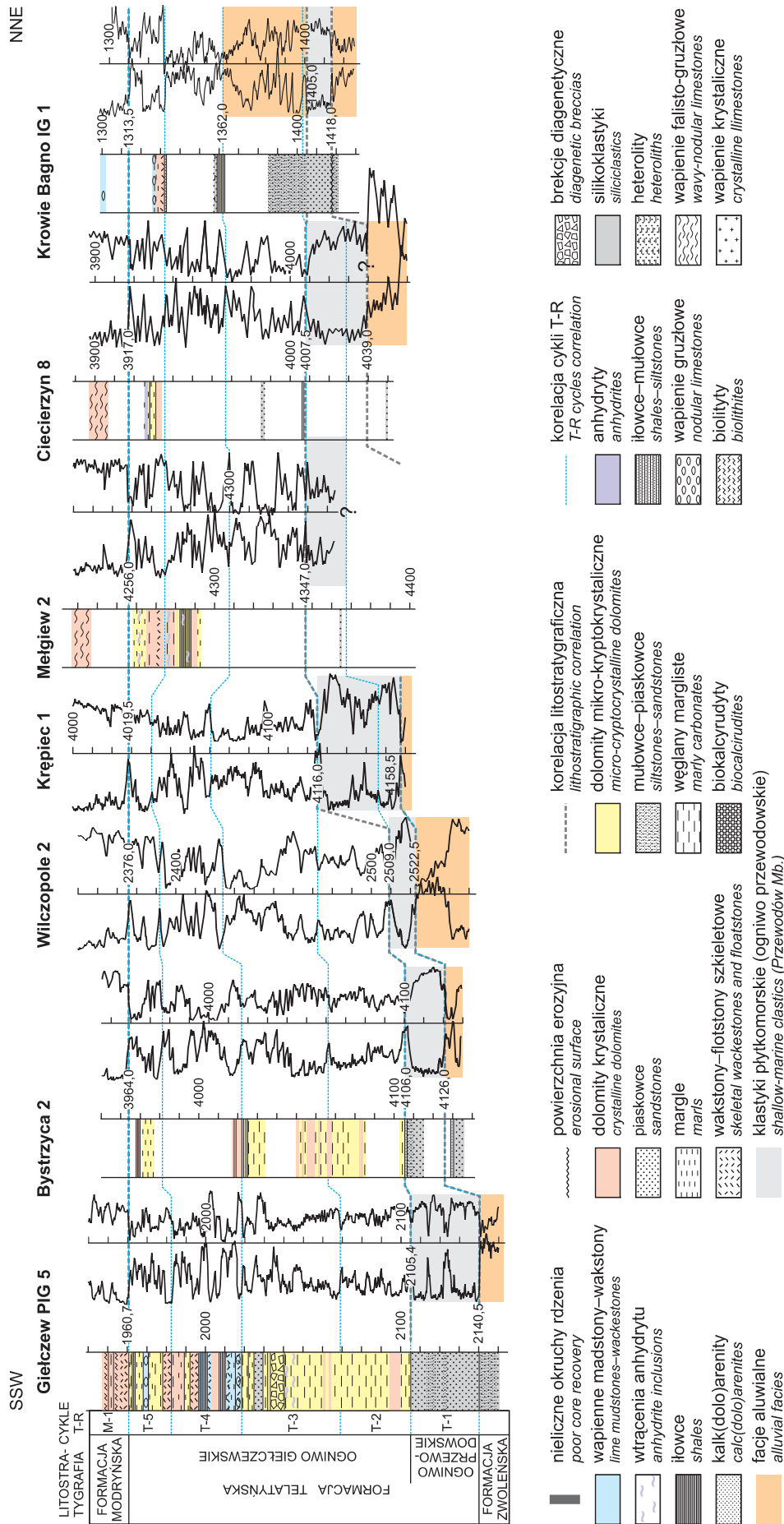


Fig. 3. Korelacja kluczowych profili formacji telatyńskiej w segmencie centralnym basenu lubelskiego

Lokalizacja profili – por. fig. 1; wszystkie głębokości podane w metrach; brak szrafury w profilach granicznych oznacza odcinki nierzedziowane; krzywe PG i PNG, odpowiednio z lewej i prawej strony; cykle T-R – cykle transgresywno-regresywne

Correlation of key sections of the Tetałyń Formation in the Central Segment of the Lublin Basin

Location of the sections – see Fig. 1. All depths given in metres. Lack of pattern in stratigraphic columns marks non-cored intervals. Gamma ray and neutron-gamma logs on the left and right, respectively. T-R cycles – transgressive-regressive cycles

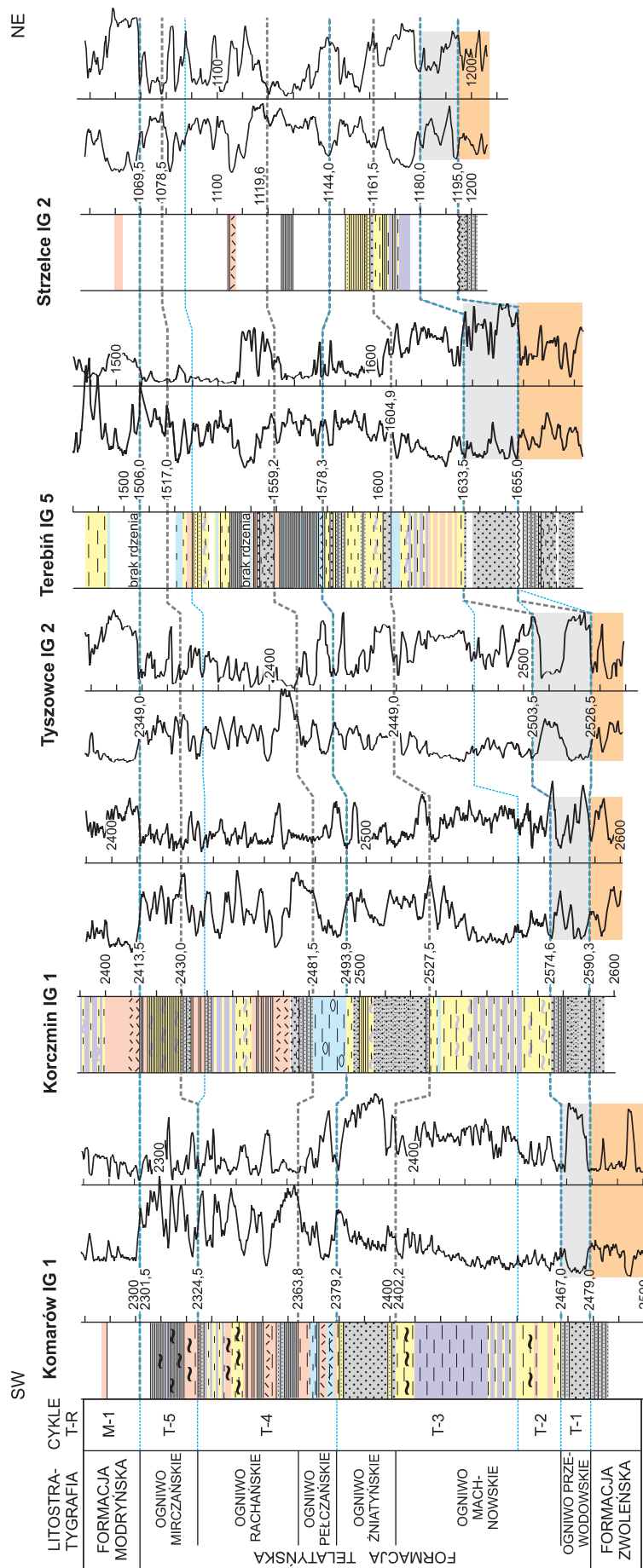


Fig. 4. Korelacja kluczowych profili formacji telatyńskiej w segmencie komarowskim

Objaśnienia – por. fig. 3

Correlation of key sections of the Tetały Formation in the Komarów Segment

Explanations – see Fig. 3

Ogniwo przewodowskie

Dotychczasowe nazewnictwo. – W środkowej i zachodniej części Lubelszczyzny jednostka była określana jako seria terygeniczna eiflu (Miłaczewski, Żelichowski, 1970; Giełczew PIG 5 – Miłaczewski, 1995), albo włączana do serii old redu, tj. obecnej formacji zwoleńskiej (Opole Lubelskie IG 1; Miłaczewski, 1972a).

Definicja (zrewidowana). – Definicja podana przez Miłaczewskiego (1981a) pozostaje aktualna w części zawierającej charakterystykę litologiczną, natomiast w odniesieniu do relacji z jednostkami sąsiadującymi w profilu stosuje się jedynie do SE Lubelszczyzny (segment komarowski). W segmencie centralnym ogniwo jest na ogół przykryte węglanowymi utworami ogniwa giełczewskiego (por. dalej). Jedynie w skrajnie ku wschodowi usytuowanym profilu Krowie Bagno IG 1 nad jasnoszarymi piaskowcami przewodowskimi występują pstre osady terygeniczne.

Stratotyp. – W związku z regionalnym rozszerzeniem zasięgu ogniwa i rewizją definicji konieczne jest ustanowienie dodatkowego hipostratotypu w profilu Giełczew PIG 5 (głęb. 2105,4–2140,5 m; fig. 3).

Granice. – *Dolna granica* – por. opis formacji telatyńskiej. W profilach segmentu centralnego ogniwo przewodowskie jest przykryte przez utwory dolomityczne ogniwa giełczewskiego, a w profilu Krowie Bagno IG 1 od dołu i od góry graniczy z pstrymi klastykami.

Mięszość i zasięg regionalny. – W porównaniu z pierwotną koncepcją Miłaczewskiego (*op. cit.*) zasięg ogniwa został rozszerzony ku NW, podobnie jak całej formacji telatyńskiej. Mięszość jest zmienna, od około 15 do 35–40 m.

Opis. – W segmencie centralnym i stężyckim występują podobne utwory jak w segmencie komarowskim (por. Miłaczewski, 1981a). Charakterystyczne jasnoszare do niemal białych piaskowce wykazują warstwowania smużyste i przekątne w różnej skali oraz obecność cementów węglanowych (tabl. I, fig. 1–3). Stwierdzono też intraklasty (płatki) mułowe i konwolucje. W mułowcach obecne są miejscami zaburzenia bioturbacyjne, a w profilu Stężyca 1 stwierdzono kongrecje węglanowe (pedogeniczne?). W tym ostatnim profilu w stropowej części ogniwa występuje pojedyncza wkładka pstrego mułowca, o grubości 25 cm.

Wiek. – Ogniwo zaliczane było przez Miłaczewskiego (*op. cit.*) do prawdopodobnego niższego eiflu, jednak nowsze

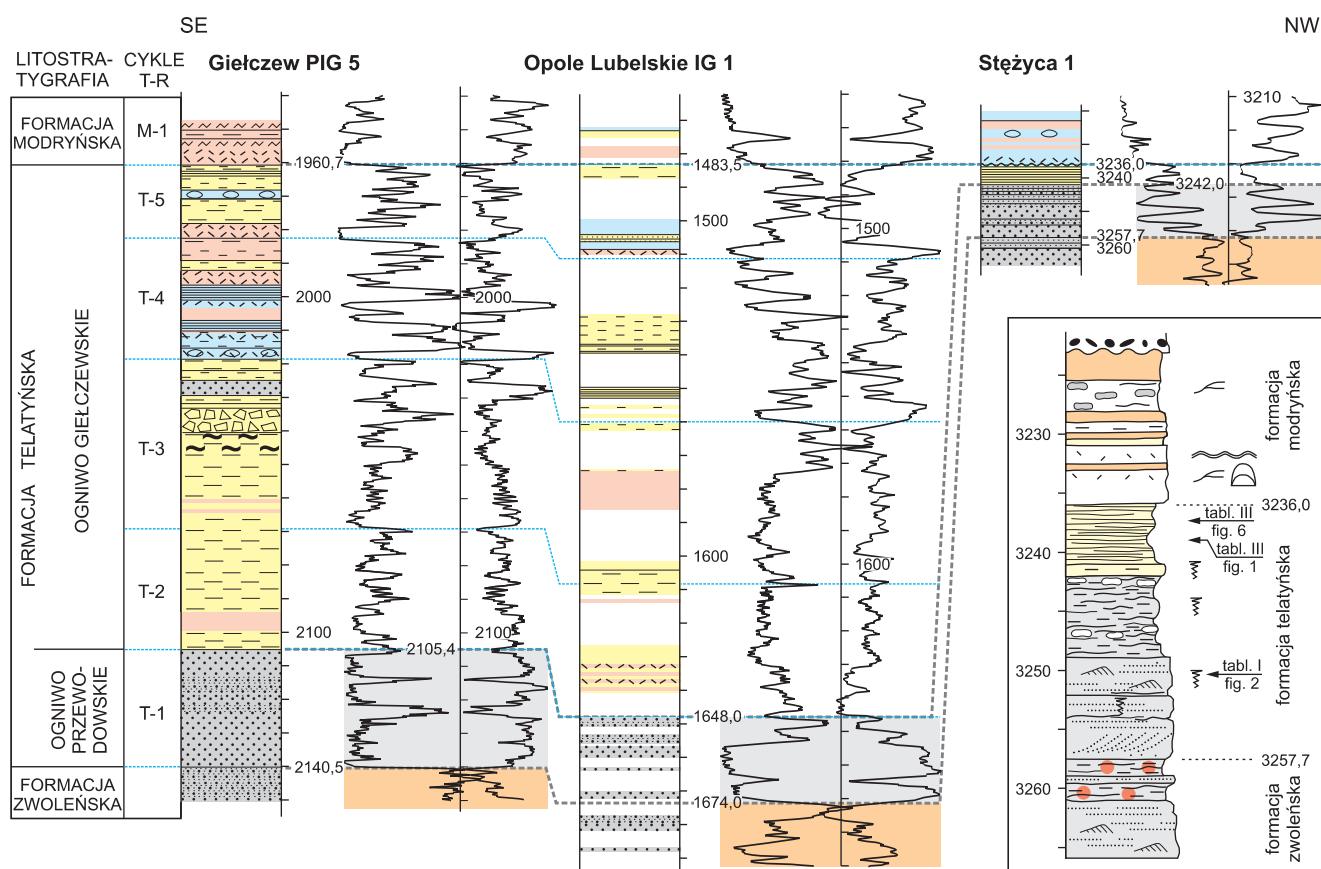


Fig. 5. Korelacja formacji telatyńskiej w profilach Giełczew PIG 5, Opole Lubelskie IG 1 i Stężyca 1

W prawym dolnym rogu – szczegóły profilu Stężycy 1 (por. objaśnienia na s. 62); objaśnienia – por. fig. 3

Correlation of the Telatyń Formation in the Giełczew PIG 5, Opole Lubelskie IG 1 and Stężyca 1 boreholes



In the lower right corner – details of the Stężyca 1 section (cf. explanations on page 62). Explanations – see Fig. 3

OBJAŚNIENIA DO FIG. 6, 7, 12–17
EXPLANATION TO FIGS. 6, 7, 12–17










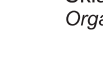
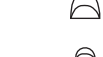

Główne typy litologiczne
Main lithological types

	wapień <i>limestones</i>
	dolomikryty <i>dolomiticrites</i>
	dolosparyty <i>dolosparites</i>
	anhydryty <i>anhydrites</i>
	skały silikoklastyczne <i>siliciclastics</i>



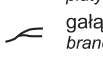

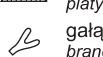

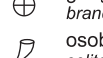

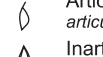
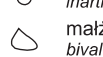
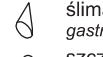
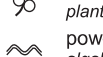
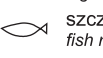
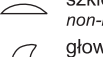
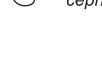


Odmiany litologiczne
Lithological varieties

	piaskowce <i>sandstones</i>
	mułowce i piaskowce <i>siltstones and sandstones</i>
	iłowce, łupki ilaste <i>claystones, shales</i>
	iłowce–mułowce pstre <i>variegated claystones–siltstones</i>
	iłowce wapieniste, margle ilaste <i>calcareous shales, clayey marls</i>
	margle <i>marls</i>
	wapień margliste <i>marly limestones</i>
	wapień gruzłowe <i>nodular limestones</i>
	wakstony szkieletowe <i>skeletal wackestones</i>
	pakstony–grejnstony <i>packstones–grainstones</i>
	wakstony–pakstony <i>wackestones–packstones</i>
	osad zbioturbowany <i>bioturbated sediment</i>
	biolityty <i>biolithites</i>
	faliste smugi ilaste <i>wavy clayey seams</i>
	muszlowiec <i>coquina</i>
	poziom paleoglebowy <i>palaeosol horizon</i>
	zaburzenia tektoniczne <i>tectonic deformations</i>
	z zilustrowany okaz <i>illustrated specimen</i>
	granica cyklu T-R <i>T-R cycle boundary</i>

Struktury sedymentacyjne i diagenetyczne
Sedimentary and diagenetic structures

	warstwowanie przekątne średnioskalowe <i>medium-scale cross-bedding</i>
	warstwowanie zmarszczkowe <i>ripple cross-lamination</i>
	laminacja płaska równoległa <i>planar lamination</i>
	śródformacyjnie zaburzona laminacja <i>intraformational lamination disturbance</i>
	struktury bioturbacyjne <i>bioturbation structures</i>
	struktury fenestralne <i>fenestral structures</i>
	laminacja mikrobialna <i>microbial lamination</i>
	klasty z jasnymi obwódkami <i>intraclasts with light rims</i>
	onkoidy <i>oncoids</i>
	powierzchnia erozyjna ze szczelinami krasowymi <i>karsted erosional surface</i>
	zlepnięcia śródformacyjne <i>intraformational conglomerates</i>
	gruźły redeponowane <i>redeposited nodules</i>
	„gruźłowe” wypełnienia makroporów anhydrytem <i>nodular-like anhydrite-filled vugs</i>

Składniki organiczne
Organic components

	masywne domal	stromatopory <i>stromatopores</i>
	gruźłowe nodular	
	blaszkowe platy	
	gałązkowe gałązkowe	tabulaty <i>tabulate corals</i>
	masywne domal	
	blaszkowe platy	
	gałązkowe gałązkowe	tetrakorale <i>tetracorals</i>
	osobnicze solitary	
	krynoidy crinoids	
	Articulata articulate	ramienionogi <i>brachiopods</i>
	Inarticulata inarticulate	
	małże bivalves	
	ślímaki gastropods	
	szczątki roślin plant remains	
	powłoki glonowe/mikrobialne algal/microbial coatings	
	szczątki ryb fish remains	
	szkielety blaszkowe niezidentyfikowane non-identified platy skeletons	
	głównonogi cephalopods	

dane palinologiczne wskazują, że w profilu Giełczew FIG 5 co najmniej niższa część ogniwa należy do emsu wyższego (poziom sporowy FD – Turnau i in., 2005; Turnau, 2011, ten tom). Wyższa część ogniwa została zaliczona do poziomu AP, który obejmuje najwyższy ems i dolną część eiflu. Korelacja cykli T-R (por. dalej) sugeruje, że ogniwo przewodowskie ma charakter diachroniczny, jest coraz młodsze ku brzeżnym partiom zbiornika. Pośrednio potwierdzają to dane biostratygraficzne wskazujące na środkowo- lub nawet późnożywecki wiek utworów węglanowych leżących zaledwie 25 m nad klastykami ogniwa przewodowskiego w profilu Terebiń IG 5 reprezentującym wschodnie obrzeże basenu (K. Narkiewicz, 2011, ten tom).

Interpretacja systemów depozycyjnych. – System depozycyjny morskich klastyków przybrzeżnych.

Ogniwo dolomitów i wapieni z Giełczwi

Nazwa. – Pochodzi od wsi Giełczew w gminie Wysokie, około 30 km na S od Lublina, gdzie usytuowany jest stratotyp jednostki.

Dotychczasowe nazewnictwo. – Seria węglanowa (Giełczew FIG 5 i FIG 6; Miłaczewski, 1995); seria dolomitów szarobrunatnych i dolomitów szarych z iłowcami (Opole Lubelskie IG 1; Miłaczewski, 1972a).

Definicja. – Kompleks zróżnicowanych skał węglanowych, głównie marglistych dolomitów mikro- i drobnokrystalicznych, powyżej szarych klastyków ogniwa przewodowskiego, a poniżej bardziej jednorodnych litologicznie węglanów formacji modryńskiej. Podrzędny udział mają wkładki klastyczne i anhydrytowe, a także, głównie w górnej części, wapień i dolosparyty z relikami szkieletowymi.

Stratotyp. – Profil otworu Giełczew FIG 5 (głęb. 1960,7 – 2105,4 m; fig. 3).

Granice. – *Dolna granica* na ogół ostra, wyraźnie zaznaczona w zapisie karotażowym (por. fig. 3, 5), odpowiada spągowi ciemnych dolomikrytów marglistych nad klastykami ogniwa przewodowskiego (fig. 6A). *Górna granica* odpowiada spągowi formacji modryńskiej (fig. 6C – por. dalej).

Miąższość i zasięg regionalny. – W segmencie lubelskim miąższość waha się od około 150 (Giełczew FIG 5, Opole Lubelskie IG 1) do około 90 m (Ciecierzyn 8). W segmencie

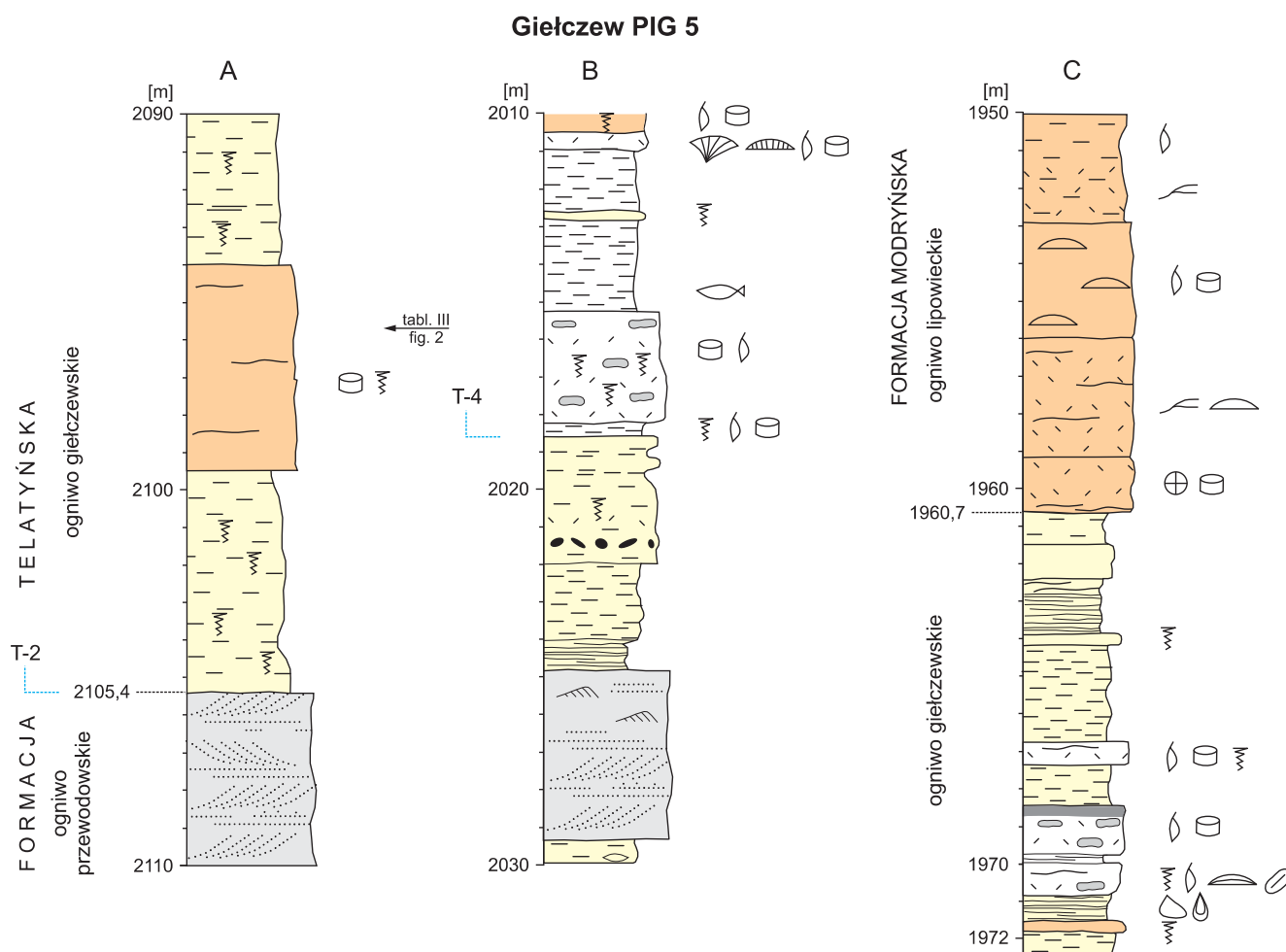


Fig. 6. Wybrane fragmenty profili formacji telatyńskiej w otworze wiertniczym Giełczew FIG 5

Selected intervals of the Trelatyn Formation in the Giełczew FIG 5 borehole

stężycyckim ogniwo występuje jedynie w części SE i to w postaci silnie zredukowanej (Stężycza 1 – fig. 5).

Opis. – W profilu stratotypowym w dolnej części przewagę mają dolomikryty o różnym stopniu marglistości i często wykazujące regularną laminację płaską równoległą (por. tabl. IV, fig. 4) lub pofalowaną, zaburzoną (stromatolitową – por. tabl. III, fig. 5). Częste są przejawy bioturbacji (por. tabl. III, fig. 3, 4; tabl. IV, fig. 2, 6), a także występują nieliczne drobne trochity i inne bioklasty (tabl. III, fig. 2; tabl. XVII, fig. 4). Wyżej w tym interwale stwierdzono warstwy zlepieńców i brekcji śróformacyjnych, związane z poziomami erozji lub rozpuszczania diagenetycznego siarczanów (brekcje rozpuszczeniowo-kolapsyjne; por. tabl. IV, fig. 1). Same siarczany występują podrzędnie, w postaci nieregularnych gniazd i żyłek anhydrytu. Dla środkowej części profilu charakterystyczny jest kilkumetrowy pakiet jasnoszarych piaskowców kwarcowych o przekątnym warstwowaniu.

Górna część profilu odznacza się silnym zróżnicowaniem; dominują tu wapienie ze znacznym lokalnie udziałem szkieletów organicznych (wakstony–flotstony), w różnym stopniu zastąpione przez dolosparyty z relikdami struktur szkieletowych (tabl. IV, fig. 3, 5). Znaczny udział mają też szare łupki ilasto-margliste z siewką roślinną, dolomikryty oraz ciemne margle dolomityczne. Zespół szkieletów organicznych w wapieniach i dolosparytach jest zdominowany przez ramienionogi i krynoidy, ale lokalnie stwierdzono liczne gałązkowe tetrakorale, tabulaty i stromatoporoidy.

W innych profilach (Bystrzyca 2, Mełgiew 2, Ciecierzyn 8) w stropowej części ogniwa ciemne, niemal czarne iłowce dolomityczne i dolomikryty współwystępują z pojedynczymi decymetrowymi wkładkami jednorodnych bądź laminowanych anhydrytów (tabl. XVII, fig. 5, 6). W profilu Opole Lubelskie IG 1 ogniwo składa się głównie z dolomikrytów marglistych, margli dolomitycznych i drobnych dolosparytów. Podrzędny jest udział wapieni i mułowców dolomitycznych (fig. 5; Żelichowski, red., 1972). W silnie zredukowanym (6 m) profilu ogniwa w otworze Stężycza 1 dominują zielonkawe iłowce dolomityczne z wkładkami dolomikrytów i z cienkimi (10 cm) warstwami i laminami piaskowców drobno- i średnioziarnistych, zbioturbowanych (tabl. III, fig. 1, 6; tabl. IV, fig. 7).

Wiek. – Odpowiedniki ogniwa w profilu Opole Lubelskie IG 1 były umownie zaliczane do dewonu środkowego (Miłaczewski, 1972a). Próbkę sporowe z metrowego interwału powyżej dolnej granicy ogniwa w otworze Gielczew PIG 5 zaliczono (Turnau, 2011, ten tom) do poziomu AP, reprezentującego pogranicze emsu i eiflu, prawdopodobnie najniższy eifel. W wyższych, choć nie najwyższych partiach ogniwa w Gielczwi PIG 5 znaleziono natomiast spory poziom Aur wyższego żywetu. W otworze Gielczew PIG 6 tuż poniżej stropu występują spory poziomu Den, którego dolna granica wypada w pobliżu granicy dewonu środkowego i górnego, prawdopodobnie już w najniższym franie (Turnau, *op. cit.*). Na położenie górnej granicy ogniwa w dolnym franie wskazują też dane konodontowe z profilu Gielczew PIG 5 (K. Narkiewicz, 2011, ten tom).

Interpretacja systemów depozycyjnych. – Ogniwo gielczewskie reprezentuje zróżnicowane środowiska depozycyjne platformy węglanowej i odciętego płytkiego szelfu węglanowego z nieznacznym udziałem przybrzeżnych klasty-

ków. Dominują ewaporatowe równie pływowe i/lub w różnym stopniu odcięte laguny z przewagą sedimentacji ilasto-dolomitycznej. W górnej, ale nie najwyższej części występują w zmiennym stopniu zdolomityzowane wapienie zewnętrznej (otwartej) i środkowej platformy węglanowej. Osady tych różnych stref sedimentacji tworzą skomplikowane następstwo pionowe związane z kilkoma cyklami transgresywno-regresywnymi (por. dalej). W segmencie stężycyckim (część SE) ogniwo występuje w postaci silnie zredukowanych perytoralnych osadów ilasto-dolomitycznych (Stężycza 1 – fig. 5).

Podział formacji telatyńskiej w segmencie komarowskim

Na SE Lubelszczyźnie część formacji telatyńskiej powyżej ogniwa przewodowskiego została przez Miłaczewskiego (1981a) podzielona na 5 ogniwi. Dalej podano ich skrócone charakterystyki, z naciskiem na stwierdzone różnice w porównaniu z diagnozami i opisami oryginalnymi.

Ogniwo machnowskie. – Diagnostyczną cechą jednostki jest znaczny udział anhydrytów w profilu (tabl. I, fig. 6, 7; tabl. XVII, fig. 1), obok dolomikrytów marglistych oraz, podrzędnie, wapieni i dolosparytów (tabl. I, fig. 4, 5, 8). Dolna część ogniwa składa się na ogół z dolomitów, w większości dolomikrytów, interpretowanych jako system depozycyjny odciętego płytkiego szelfu węglanowego. W części środkowej i górnej dominują warstwy siarczanowe, zaliczone tu do systemu laguny ewaporacyjnej. Ku NE miąższość ogniwa ulega znacznej redukcji, od około 65 do około 20 m, m.in. na skutek facjalnego zastąpienia jego dolnej części przez klastyki ogniwa przewodowskiego (por. dalej).

Ogniwo żniatyńskie. – Charakterystycznym składnikiem litologicznym są szare i zielonkawe piaskowce i mułowce kwarcowe (tabl. II, fig. 1; tabl. XVII, fig. 2). Dominują one w profilach południowej części segmentu komarowskiego, gdzie zaliczono je do systemu aluwialnego (Korczmian IG 1) lub płytkowodnych klastyków szelfowych (Komarów IG 1). Ku NE ogólnie drobnieje ziarno osadów klastycznych, a jednocześnie zwiększa się udział marglistych dolomikrytów (fig. 4; tabl. II, fig. 2). W profilu Strzelce IG 2 przeważają już iłowce i mułowce dolomityczne. Nie zaobserwowano skamieniałości organizmów typowo morskich, a jedynie łądowe lub marginalnomorskie (Miłaczewski, 1981a). Facje te reprezentują system proksymalnej (przyładowej) platformy węglanowoterygeniczej. Miąższość ogniwa zmienia się w niewielkim zakresie 20–25 m.

Ogniwo pelczańskie. – Zgodnie z pierwotną definicją Miłaczewskiego (*op. cit.*) do tego ogniwa należą głównie wapienie, niekiedy dolomity, margle i iłowce z licznymi skamieniałościami morskimi i częstymi przejawami bioturbacji (tabl. II, fig. 3, 4; tabl. XVII, fig. 3). Przykryte są one (np. w profilu stratotypowym Korczmin IG 1) osadami drobnoklastycznymi – iłowcami i mułowcami, tworzącymi charakterystyczny pakiet, o wyraźnie podwyższonych wartościach na krzywej PG (fig. 4). W otworze Komarów IG 1 znaczny udział mają dolosparyty (tabl. II, fig. 3, 4), natomiast ekwiwalenty wapieni pelczańskich z Korczmina IG 1 w profilach Terebiń IG 5 i Strzelce IG 2 (fig. 4) są wykształcone jako szare łupki ilaste z nielicznymi poziomami marglistymi i/lub wzbogaconymi w morską faunę

ramienionogów i krynoidów (fig. 7). W obu przypadkach powyżej występują osady klastyczne ogniwa rachańskiego, czytelnego w rdzeniach (mułowce w otworze Terebiń IG 5) i w karotażach (Strzelce IG 2). Na tej podstawie skorygowano występowanie ogniwa w obu profilach: w Terebinii IG 5 włączono do niego pakiet iłwców na głębokości 1561–1575 m, natomiast w Strzelcach IG 2 do ogniwa pelczańskiego zaliczono górną część serii terygeniczo-dolomitowej (czyli ogniwa żniatyńskiego) Miłaczewskiego (1976). Skorygowana definicja ogniwa pelczańskiego powinna zatem uwzględniać fakt, iż w NE części segmentu komarowskiego jednostka jest reprezentowana głównie przez łupki ilaste i ilasto-margliste z niewielkim udziałem węglanów i ogólnie ubogie w skamieniałości. Silnie węglanowe odmiany ogniwa można zaliczyć do systemu otwartego szelfu węglanowo-ilastego, natomiast łupki ilaste reprezentują prawdopodobnie facje brakiczne, wysłodzone laguny i estuaria. Miąższość ogniwa rośnie od SW (ok. 15 m) ku NE (ok. 25 m) (fig. 4).

Ogniwo rachańskie. – Wyróżnia się ono znacznym udziałem utworów drobnoklastycznych, w tym głównie mułowców i iłwców (tabl. II, fig. 5), zwłaszcza w części spagowej i stropowej, aczkolwiek w profilach Korczmin IG 1 i Terebiń IG 5 kilkumetrowy pakiet mułowców stwierdzono też około 10 m poniżej stropu ogniwa. Pozostałe składniki litologiczne obejmują różnorodne dolomity (tabl. II, fig. 6), anhydryty i wapienie. System depozycyjny, określane tu jako marginalnomorski, klastyczno-węglanowo-siarczanowy, reprezentuje skomplikowane pionowe następstwo płytkowodnych facji w zakresie od węglanowych, otwartomorskich, przez odcięte środowiska ewaporatowe do klastyków przybrzeżnych. Miąższość zmienia się nieznacznie w granicach 40–50 m.

Ogniwo mirczańskie. – Należy tu pakiet iłwców, w zmiennym stopniu dolomitycznych oraz zawierających wkładki anhydrytowe (tabl. II, fig. 7). Dolna granica jest ustalona w stropie najwyższej warstwy mułowców lub piaskowców, przykrytych iłwcami. Marginalnomorski system depozycyjny odznacza się większym niż wcześniej (ogniwo rachańskie) stopniem odcięcia od otwartego zbiornika. Miąższość w części SW wynosi około 20 m i wykazuje tendencję do redukcji ku NE do około 10 m.

Miłaczewski (1981a) prowadził granicę eiflu z żywetem między ogniwami żniatyńskim a pelczańskim „drogą pośrednich korelacji”, na podstawie występowania różnych skamieniałości, korelacji z basenem lwowskim i ogólnego następstwa lito- i biofacjalnego. W żadnym z badanych profili segmentu komarowskiego nie stwierdzono dotąd zespołów konodontowych ani sporowych o jednoznacznie eifelskim wieku. Konodonty żywetu środkowego znaleziono oprócz ogniwa pelczańskiego (K. Narkiewicz, M. Narkiewicz, 1998) również w ogniwie machnowskim, w profilu Terebiń IG 5 (K. Narkiewicz, 2011, ten tom). W tym samym profilu sporowe zespoły środkowego i górnego żywetu znaleziono w ogniwach żniatyńskim, pelczańskim i rachańskim (Turnau, 2011, ten tom). Prowadzi to do wniosku, iż granica pięter przebiega znacznie niżej niż do tej pory sądzono – prawdopodobnie w obrębie (w niższej części?) ogniwa machnowskiego. W profilu Terebiń IG 5, reprezentującym wschodnie obrzeżenie basenu, dane palinostratygraficzne i konodontowe przemawiają łącznie za silną kondensacją stratygraficzną eiflu, w interwale ogniwa przewodowskiego i niższej części machnowskiego.

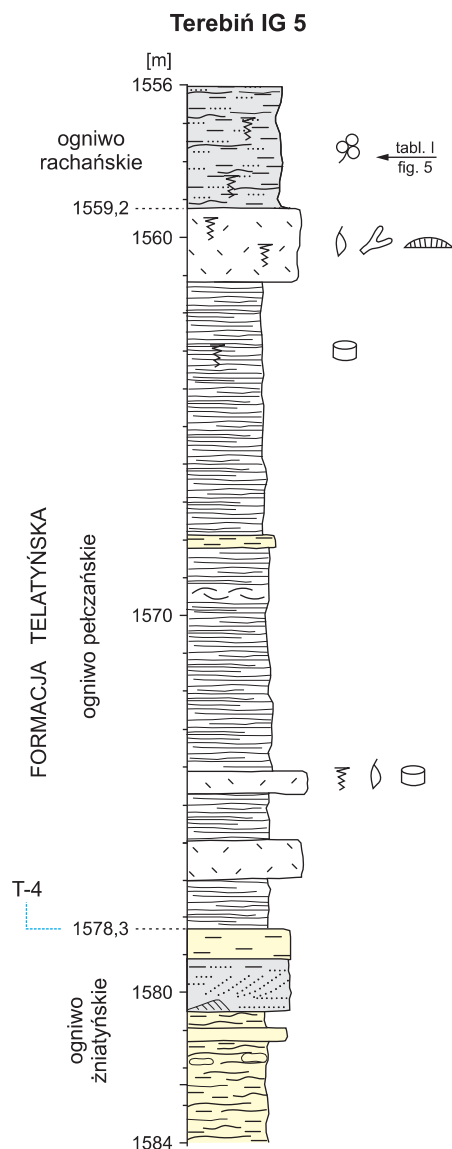


Fig. 7. Szczegółowy profil litologiczny ogniwa pelczańskiego w otworze wiertniczym Terebiń IG 5

Detailed lithology of the Pelcza Member in the Terebiń IG 5 borehole

FORMACJA MODRYŃSKA

Dotychczasowe nazewnictwo. – Miłaczewski (1981a) ustanowił formację modryńską i podzielił ją na ogniwia w SE części basenu lubelskiego. Nieformalny podział dla reszty basenu zastąpiono wydzieleniami formalnymi w otworach Gielczew PIG 5 i 6 (Miłaczewski, 1995), a następnie w niektórych innych otworach opisanych w pracy archiwalnej pod redakcją M. Narkiewicza (2005a; por. też K. Narkiewicz, M. Narkiewicz, 2008; Miłaczewski, Radlicz, 2008). Jednostki te we wcześniejszych publikacjach miały różne nazwy niefor-

malne (por. zestawienie w pracy Pajchlowej i Miłaczewskiego, 2003). W profilu Krowie Bagno IG 1 Miłaczewski (1975) wydzielił trzy serie litologiczne, od dołu – wapienno-dolomitową (9 m), dolomitów jamistych (72,5 m) i wapienno-koralowcową (61,5 m). W Opolu Lubelskim IG 1 do formacji modryńskiej włączono całość serii wapienno-koralowcowej (1145–1473 m) oraz najwyższe 10 m serii dolomitów szarych z iłowcami (Miłaczewski w: Żelichowski, red., 1972). W części północno-zachodniej basenu (m.in. Maciejowice IG 1, Izdebnio IG 1, Wilga IG 1) fran został podzielony na dolną serię dolomitową i górną wapienno-koralowcową, przy czym do tej pierwszej zaliczano miejscami, np. w rejonie Abramowa, cały profil piętra (Miłaczewski, 1981b; Miłaczewski i in., 1983). Matyja i Żbikowska (1985) podzieliły formację na cztery nieformalne jednostki (A–D) w profilach Bystrzyca 2 i Minkowice 4A. Podział ten nie odpowiada jednak rzeczywistej zmienności litologicznej w profilach; w przypadku otworu Minkowice 4A autorki nie uwzględniły powtórzeń tektonicznych (por. fig. 7 – K. Narkiewicz i Bultynck, 2011, ten tom).

Definicja (zrewidowana). – Formacja modryńska tworzy na całym obszarze basenu lubelskiego charakterystyczny kompleks skał głównie węglanowych sąsiadujący od dołu i od góry z osadami o znacznej domieszce terygeniczej. Od dołu graniczy z litologicznie urozmaiconą, węglanowo-klastyczno-anhydrytową formacją telatyńską, natomiast od góry z wapieniami marglistymi i marglami formacji bychawskiej lub firlejskiej. W brzeżnych częściach basenu, w strefach silnej erozji przedpóźnowieżeńskiej formacja przykryta jest osadami karbońskimi. Obok dominujących skał czysto węglanowych, podrzędny udział mają margle, iłowce wapniste lub dolomityczne. W segmencie lubelskim, w środkowej części jednostki występuje węglanowo-anhydrytowe ogniwo ciecierzynskie. Węglany są silnie zróżnicowane w pionie i regionalnie: od laminowanych dolomikrytów i kawernistych dolosparytów, przez wapienie ziarniste i szkieletowe, madstony i wakstony falisto-gruzłowe i gruzłowe, po biolityty o zmiennym składzie szkieletów organicznych.

Stratotyp. – Nowe hipostratotypy ustala się w otworach Gielczew PIG 6 (1552,4–2006,9 m; fig. 8) i Wilga IG 1 (3096,3–3144,0 m; patrz dalej – fig. 11) w związku z regionalnym rozszerzeniem zasięgu formacji i rewizją jej definicji.

Granice. – *Dolna granica* formacji biegnie w stropie silnie ilastych skał węglanowych, często margli lub iłowców dolomitycznych ze zmiennym udziałem anhydrytów. Zmiana litologiczna w spągowej części jednostki jest bardzo czytelna na krzywych PG i PNG. *Górna granica* jest również wyraźnie zapisana na krzywych karotażowych w spągu margli i wapieni marglistych formacji bychawskiej lub firlejskiej (fig. 8–11).

Miąższość i zasięg regionalny. – Maksymalną miąższość osiąga formacja w depocentrum segmentu komarowskiego (Korcza IG 1 – 480 m). W pozostałych badanych otworach z tego segmentu pierwotna grubość osadów uległa redukcji w wyniku erozji przedpóźnowieżeńskiej – do około 360 m w Komarowie IG 1, a do 230–250 m w rejonie Strzelc i Terebinia (fig. 9). W segmencie lubelskim maksymalne miąższości występują w rejonie Gielczwi (ok. 455 m), malejąc nieco ku NE, do 400–412 m (Ciecierzyn 8, Krepiec 1) w rejonie Lublina. Znaczne miąższości pozorne (do ok. 500 m) sugerowane przez korelację powtórzonych odcinków profilu

Mełgiew 2 (fig. 8) wynikają częściowo z dużych upadów. Ku wschodowi, w otworze Krowie Bagno IG 1 miąższość zmniejsza się do około 140 m na skutek erozji przedpóźnowieżeńskiej. Z kolei, w kierunku północno-zachodnim miąższość formacji maleje do 340 m w Opolu Lubelskim IG 1 oraz około 200 m w Stężycy 1 i Maciejowicach IG 1 (fig. 10, 11). W innych profilach segmentu stężyckiego miąższość jest zmienna: od 47,7 m w Wildze IG 1, gdzie uległa redukcji erozyjnej przed późnym wizenem, do około 250 m w Izdebnio IG 1, głównie na skutek wzrostu grubości górnej części formacji. W profilu Żabieniec 1 położonym około 10 km na W od Izdebnia IG 1, pełna miąższość wynosi 275 m, co sugeruje znacznie szerszy pierwotny zasięg formacji ku północy.

Opis i nowy podział na ogniwa. – W wyniku rewizji jednostki zmieniono wewnętrzny jej podział, ustanawiając nowe ogniwa w celu wierniejszego odzwierciedlenia pierwotnej zmienności litologicznej (fig. 2). Zrezygnowano natomiast z wydzielenia ogniwa werbkowickiego, odpowiadającego według Miłaczewskiego (1981a, b) kompleksowi wtórnych, krystalicznych dolomitów jamistych, nieregularnie zastępujących środkowe partie formacji o miąższości od 40 do 250 m. Głównym argumentem przeciwko utrzymywaniu formalnego statusu ogniwa jest trudność jednoznacznego określenia granic, związana z nieregularnym przebiegiem dolomityzacji. Typowe są przypadki selektywnego, częściowego zastępowania wapieni o różnej miąższości i w różnych miejscach profilu. Ta nieregularność powoduje, że m.in. w stratotypowym profilu Korczmin IG 1 w obrębie ogniwa werbkowickiego, poniżej stropu wyznaczonego przez Miłaczewskiego (1981a, b) na głębokości 2085 m, znalazły się ponad 10-metrowe kompleksy wapienne (por. fig. 9). O nieregularnym występowaniu ogniwa pisał sam Miłaczewski (1981a, s. 29), dokumentując m.in. anomalnie wysoki zasięg dolomityzacji w profilach Terebinia IG 1 (*op. cit.*, fig. 18) i Korczmin IG 1 (*op. cit.*, fig. 20). Uznano, że wydzielenie ogniwa w środkowej części formacji modryńskiej w segmencie lubelskim i komarowskim należy oprzeć na pierwotnych cechach litofacjalnych, takich jak występowanie dolomikrytów (ogniwo z Łosienia) i anhydrytów (ogniwo ciecierzynskie). Dotychczasowe ogniwo werbkowickie powinno być utrzymane, zwłaszcza w geologii naftowej, jako nieformalny **kompleks dolomitów kawernistych**, zawierający jedno z najlepszych skał zbiornikowych w całym dewonie lubelskim (Darlak i in., 1998).

Nowe ogniwa – krzewickie, łosieńskie i ciecierzynskie (por. dalej), odzwierciedlają pierwotną architekturę depozycyjną basenu, a także znacznie lepiej służą celom korelacyjnym. Ogniwo ciecierzynskie ma ponadto znaczenie jako element systemu naftowego, bowiem jego rozprzestrzenienie warunkuje w dużym stopniu właściwości zbiornikowe skał oraz tworzenie się pułapek strukturalnych (M. Narkiewicz i in., 2007b). Znaczenie dla poszukiwań naftowych ma również ogniwo z Mełgwi reprezentujące budowle organiczne w stropie omawianej formacji, gdzie stwierdzono przemysłowe akumulacje węglowodorów (złoża Mełgiew B, *op. cit.*). Najwyższa, nienazwana część formacji powyżej ogniwa mełgiewskiego w profilu Gielczew PIG 6 (1552,4–1567,0 m; fig. 8) składa się z typowych wapieni gruzłowych do intraklastyczno-gruzłowych (tabl. XII, fig. 3; tabl. XXI, fig. 1), z podrzędnym udziałem składników szkieletowych – drob-

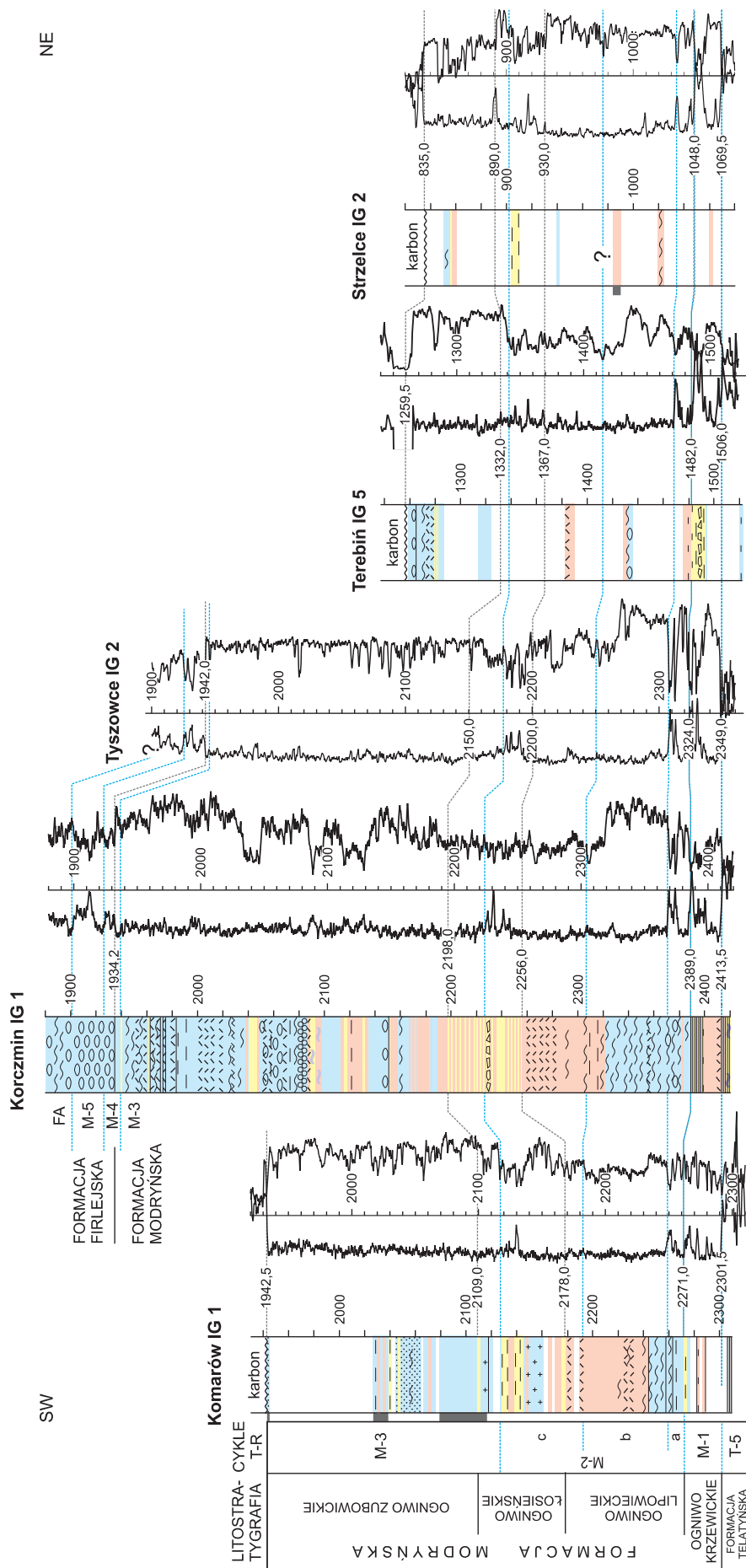


Fig. 9. Korelacja kluczowych profili formacji modryńskiej w segmencie komarowskim

Objaśnienia – por. [fig. 3](#)

Correlation of key sections of the Modryń Formation in the Komarów Segment

Explanations – see [Fig. 3](#)

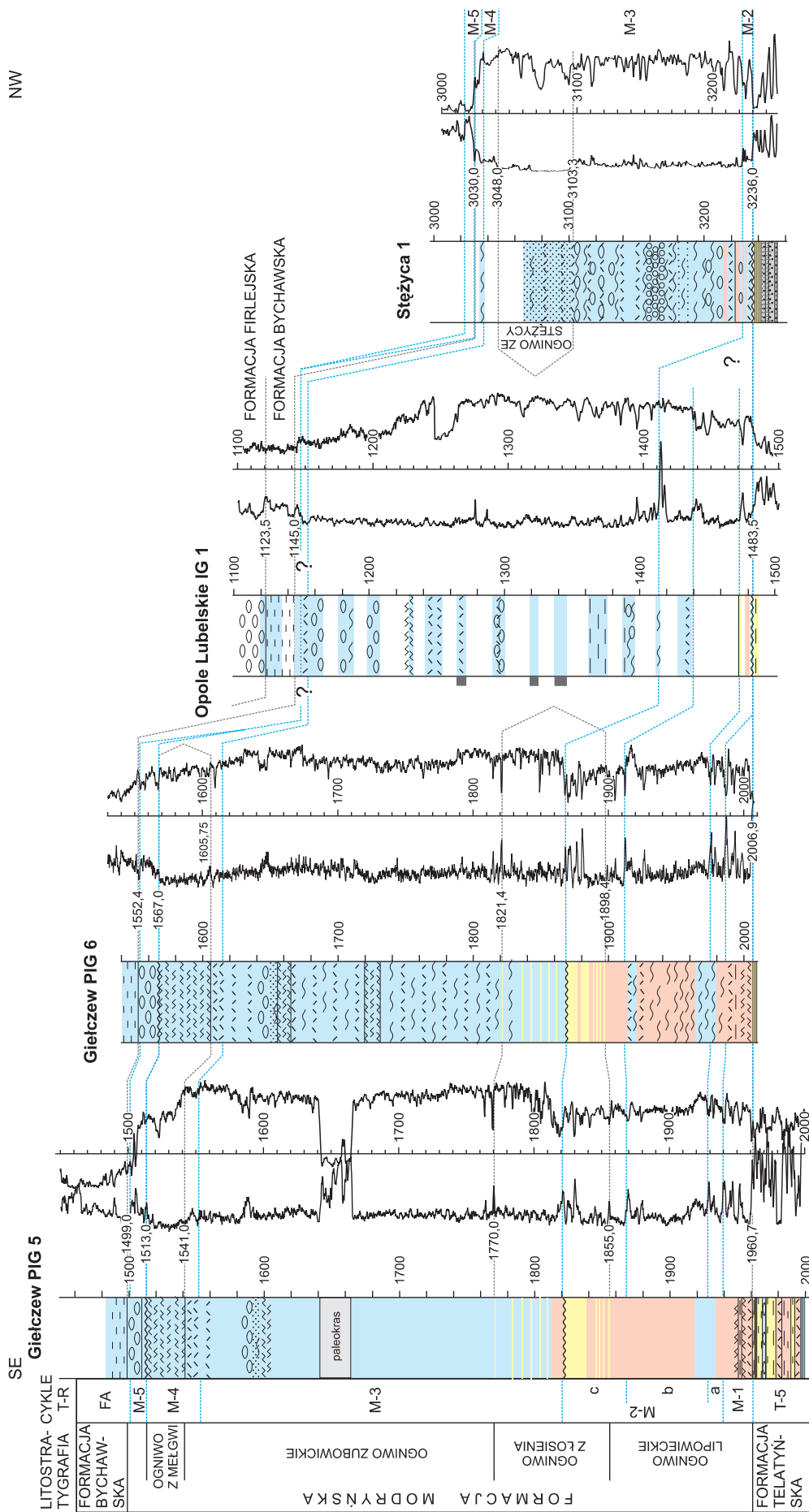


Fig. 10. Korelacja formacji modryńskiej w profilach Gielczew PIG 5, Gielczew PIG 6, Opole Lubelskie IG 1 i Stężycza 1
 Objasnienia – por. fig. 3

Correlation of the Modryń Formation in the Gielczew PIG 5, Gielczew PIG 6, Opole Lubelskie IG 1 and Stężycza 1 boreholes
 Explanations – see Fig. 3

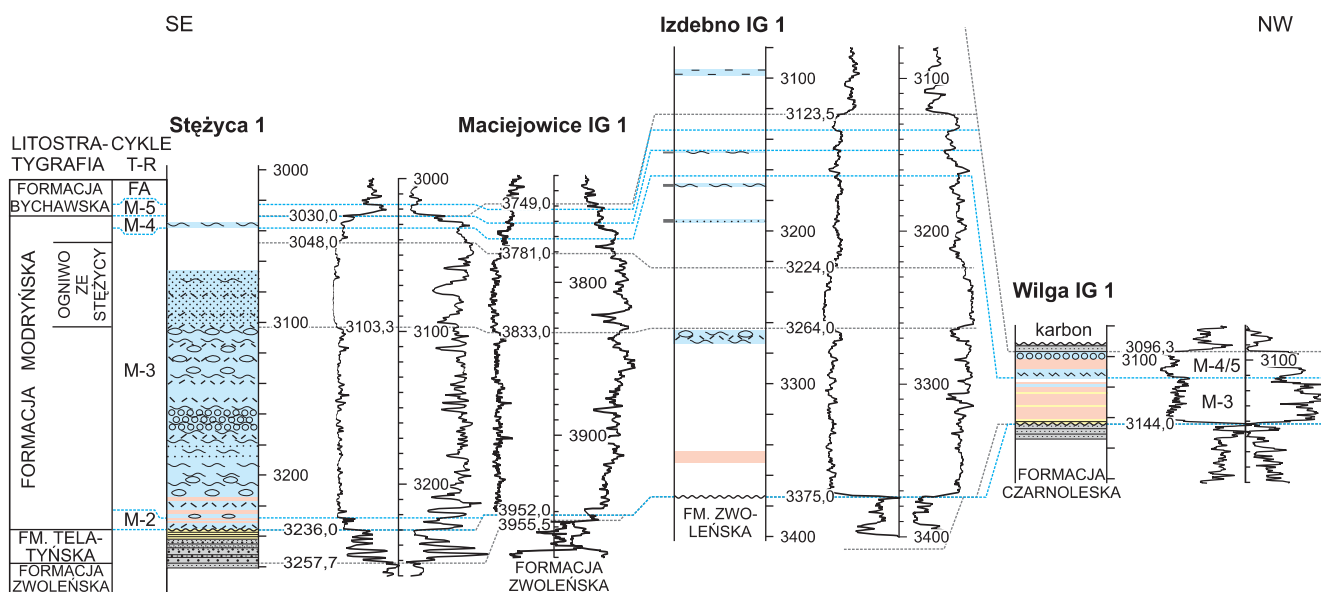


Fig. 11. Korelacja formacji modryńskiej w profilach Stężycza 1, Maciejowice IG 1, Izdebno IG 1 i Wilga IG 1

Objaśnienia – por. fig. 3

Correlation of the Modryń Formation in the Stężycza 1, Maciejowice IG 1, Izdebno IG 1 and Wilga IG 1 boreholes

Explanations – see Fig. 3

nych trochitów, ramienionogów, tetrakoralii masywnych i głowonogów (por. dalej – fig. 16B).

Na NW od profilu Bystrzyca 2, w rejonie Opola Lubelskiego, następuje ujednoczenie litologii w ramach całkowicie wapiennej formacji modryńskiej, traci więc podstawy wydzielenie ogniwa z Łosienia lub ciecierzynskiego. W stropie formacji modryńskiej występuje natomiast litofacja skondensowanych stratygraficznie wapieni głowonogowych (Miłaczewski, 1972b; Szulczewski, 1972). Jeszcze dalej ku NW, w rejonie Stężycy, pojawia się w środkowej części formacji specyficzny kompleks wapieni ziarnistych, wydzielony tu jako ogniwo stężycyckie. Poniżej występują głównie wapień z liczną fauną i częstymi strukturami bioturbacyjnymi, flotstony do rudstonów wykazujące w licznych przypadkach strukturę falistą do gruzłowej (tabl. XIV, fig. 1). Cienkie przeławiczenia nieregularnie laminowanych dolomitów i wapieni o charakterystycznej strukturze marmurkowej (tabl. XIII, fig. 5–7; tabl. XIV, fig. 2) reprezentują regresywne części podrzędnych cykli spłyceniowych.

Skrajnie północno-zachodni zasięg formacji jest reprezentowany przez hipostatratotypowy otwór Wilga IG 1. W dolnej części występują tu dolomikryty, w tym z laminacją mikrobialną (tabl. XIV, fig. 6, 7; tabl. XXI, fig. 3) oraz zbioturbowane dolosparyty z paleoglebowymi (?) poziomami charakterystycznych intraklastów (fig. 12A; tabl. XIV, fig. 4, 8). Skamieniałości są nieliczne, ograniczają się do amfipor w dolosparytach. W wyższej części mniejszy udział mają dolomikryty, a większy – wapień. Te ostatnie to u dołu madstony, wakstony i biolityty stromatoporoidowe z ramienionogami, a w stropie – zlepieńce śródformacyjne z ziarnistym i/lub nieco marglistym tłem różnorodnych, niewysortowanych

klastów (fig. 12B; tabl. XIV, fig. 3, 5; tabl. XXI, fig. 4). Wśród tych ostatnich odnotowano madstony (w tym redeponowane gruzły cementacyjne) i onkoidy.

Nietypowy profil formacji stwierdzono również w otworze Krowie Bagno IG 1, reprezentującym najdalszy na NE zasięg jednostki w segmencie lubelskim. W dolnej części występują tu szare madstony i wakstony jednorodne do gruzłowych z licznymi ramienionogami, przechodzące ku górze w porowate dolosparyty (tabl. XXI, fig. 2). Wyższą część profilu tworzą różnorodne brekcje o urozmaiconym składzie klastów – od jasnych madstonów wapiennych, przez margliste dolomikryty po dolosparyty szare. Tło brekcji (rozpuszczeniowo-kolapsyjnych?) stanowi iłowiec-mułowiec wapienisty. Występują też warstwy jasnych madstonów wapiennych i wapieni krystalicznych oraz iłowców i mułowców.

Wiek. – Dolną granicę formacji w segmencie komarowskim Miłaczewski (1981a, s. 37) utożsamiał z granicą dewonu środkowego i górnego, stawiając ją „w miejscu, gdzie znikają liczne organizmy euryhaliczne (małżoraczki, liścionogi), a pojawiają się stenohaliczne koralowce”. Również odpowiedniki formacji modryńskiej w segmencie stężycyckim (otwory Maciejowice IG 1 i Izdebno IG 1) utożsamiane były z pięciem frańskim (Miłaczewski i in., 1983). Wyżej przytoczone dane konodontowe i sporowe (por. opis formacji telatyńskiej) wskazują na położenie dolnej granicy w obrębie franu dolnego. Włączenie do formacji modryńskiej skondensowanych wapieni głowonogowych z Opola Lubelskiego IG 1 pociąga za sobą wniosek o znacznym diachronizmie stropu formacji. W wymienionym profilu wapień te należą do dolnego famenu (Szulczewski, 1972; K. Narkiewicz, Bultynck, 2011, ten tom), podczas gdy strop formacji w profilu

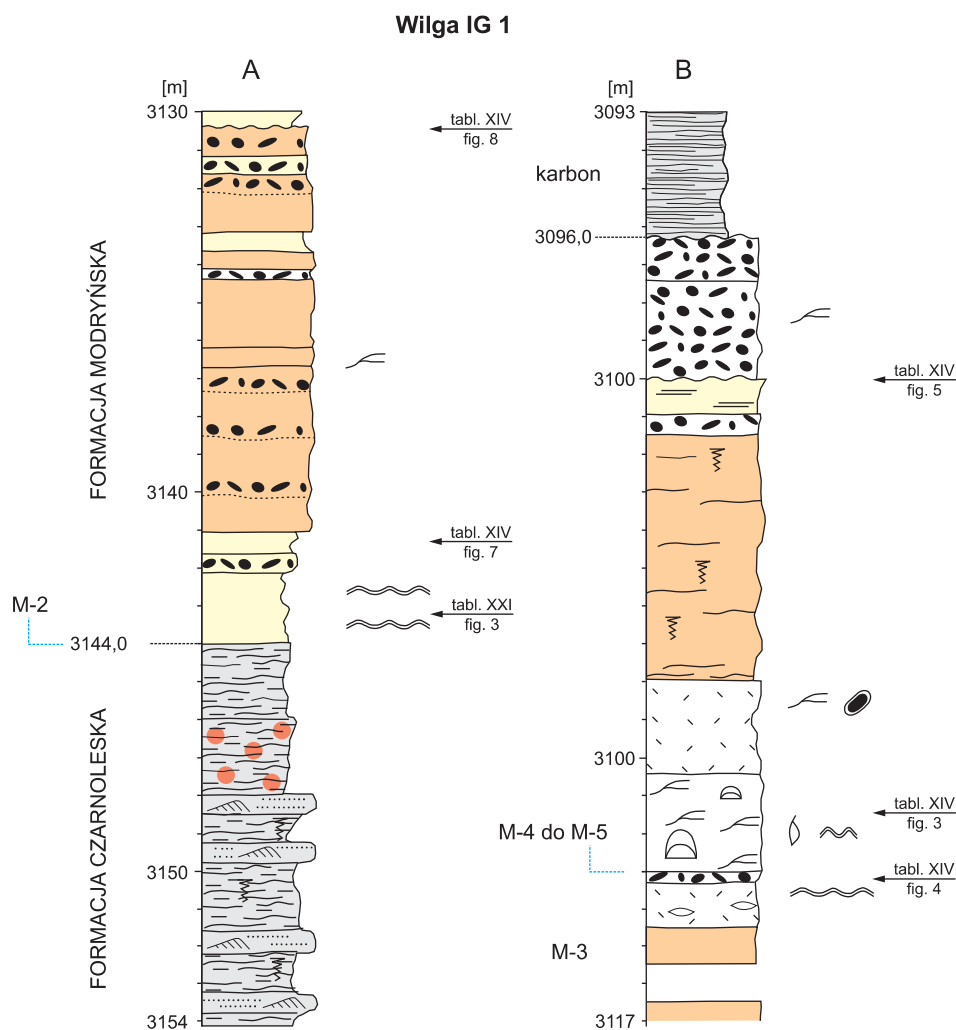


Fig. 12. Wybrane fragmenty profili formacji modryńskiej w otworze wiertniczym Wilga IG 1

Selected intervals of the Modryń Formation in the Wilga IG 1 borehole

Giełczew PIG 5 przebiega w najwyższym franie (K. Narkiewicz, Bultynck, *op. cit.*). W profilu Wilga IG 1 w stropie formacji, tuż poniżej erozyjnej granicy z wizenem górnym znaleziono zespół konodontów należących do niższej części franu środkowego (*op. cit.*).

Interpretacja systemów depozycyjnych. – Formacja modryńska ma skomplikowaną wewnętrzną architekturę depozycyjną, odpowiadającą głównie różnym facjom systemu platformy węglanowej (ogniwa: krzewickie, łosieńskie i zubowickie). Przechodzą one obocznie i/lub w pionie w osady otwartego szelfu węglanowo-ilastego (ogniwo lipowieckie), laguny ewaporacyjnej (ogniwo ciecierzynskie), budowli stromatoroidowo-mikrobiałnych (ogniwo z Mełgwi) oraz marglistych facji międzyrafowych otwartego szelfu węglanowo-ilastego (por. dalej interpretację poszczególnych ogniw).

Wilga IG 1 i Krowie Bagno IG 1 reprezentują zredukowane miąższości formacji w przybrzeżnych częściach platformy

węglanowej. Charakterystyczne poziomy brekcji i zlepieńców odpowiadają etapom erozji i/lub rozpuszczania osadów.

Ogniwo wapieni, dolomitów i anhydrytów z Krzewicy

Nazwa. – Pochodzi od nazwy miejscowości położonej w pobliżu stratotypowego profilu wiertniczego Korczmin IG 1.

Dotychczasowe nazewnictwo. – Miłaczewski (1981a) włączał omawiane osady do dolnej części ogniwa lipowieckiego na obszarze SE Lubelszczyzny.

Definicja. – Najniższa część formacji modryńskiej w segmencie komarówkim 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.

Stratotyp. – Stratotypem ogniwa jest w pełni rdzeniowa ny profil otworu Korczmin IG 1 (głęb. 2389,0–2413,5 m; fig. 9, 13A). Hipostratotyp ustanowiono w profilu Tyszowce IG 2 (głęb. 2321,0–2346,2; fig. 9), gdzie rdzeniowana jest dolna część ogniwa wraz z granicą z niżej leżącym ogniwem mirczańskim formacji telatyńskiej.

Granice. – Dolną granicę wyznaczono w profilu Korczmin IG 1 powyżej 2,5-metrowego pakietu szarych iłwców, o słabo czytelnej teksturze łupkowej, przedzielonych warstwą

zdomolityzowanego muszłowca ramienionogowego, o grubości około 40 cm (fig. 13A). Wyżej występują czysto węglanowe dolosparyty jednorodne z licznymi relikami szkieletowymi. Według dokumentacji otworu Tyszowce IG 2 (Miłaczewski w: Kulikowski, 1970, niepubl.) najwyższą część formacji telatyńskiej tworzą 3-metrowej miąższości dolomikryty z porostami szarego anhydrytu. W rdzeniach, od głębokości 2346,2 m ku górze występują dolomity krystaliczne, w dolnej części z relikami koralii i stromatoporoidów. Dolna granica

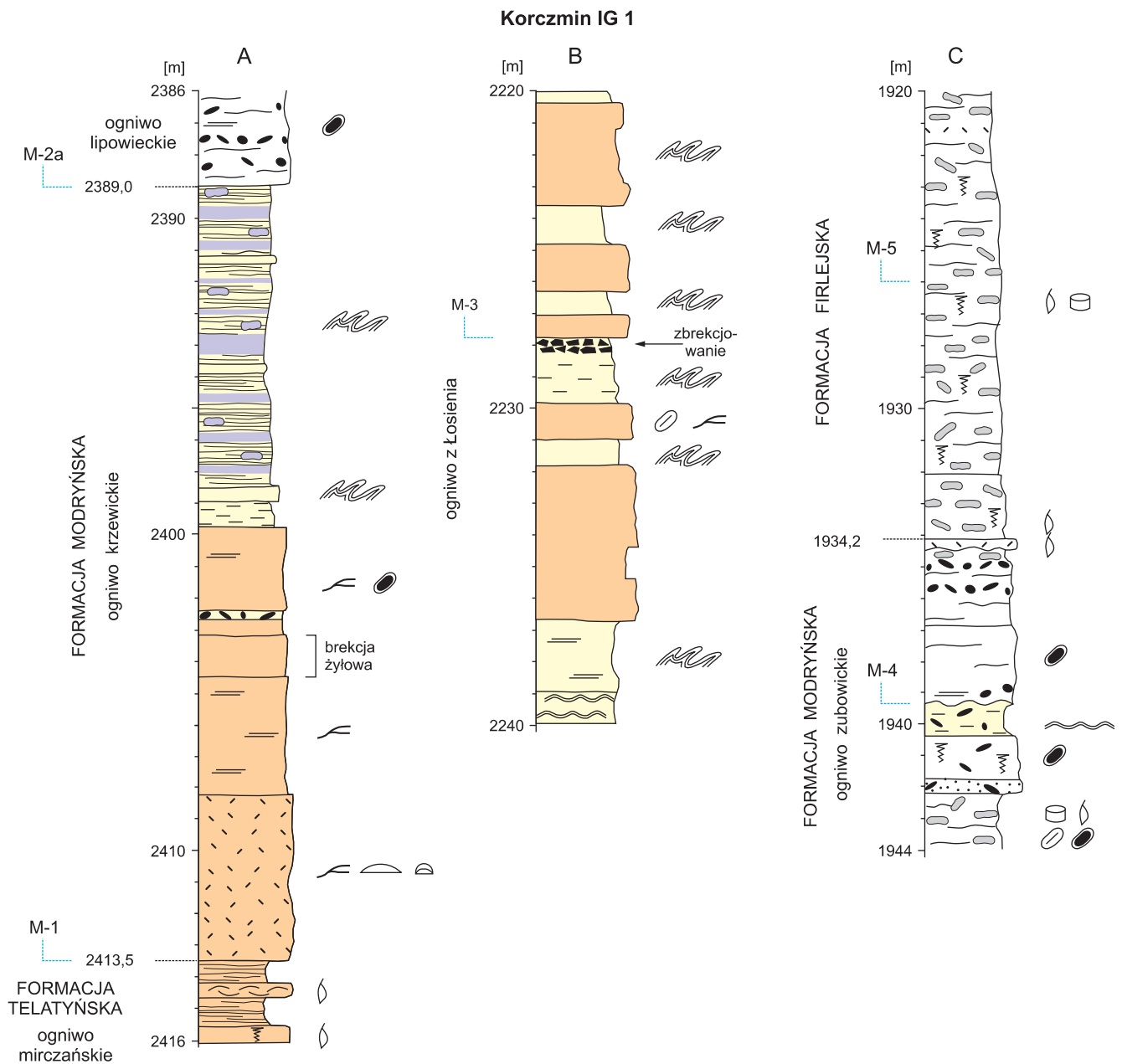


Fig. 13. Wybrane fragmenty formacji modryńskiej w otworze wiertniczym Korczmin IG 1

Selected intervals of the Modryń Formation in the Korczmin IG 1 borehole

ogniwa (2349,0 m) odpowiada dobrze udokumentowanemu, skokowemu spadkowi wartości PG i jednoczesnemu wzrostowi PNG w spągu formacji modryńskiej (fig. 9).

Górna granica jest również ostra i w profilu stratotypowym wyraża się kontrastem litologicznym między warstwami anhydrytów, iłowców i margli dolomitycznych z dolomikrytami a wyżej leżącymi ciemnoszarymi lub niemal czarnymi madstonami wapiennymi, nieco marglistymi (fig. 13A). W profilu Komarów IG 1 w stropie ogniwa występują madstony wapienne i dolomikryty, natomiast w Terebiniu IG 5 – kompleks margli dolomitycznych i dolomikrytów laminowanych, często zaburzonych śródformacyjnie. We wszystkich analizowanych profilach górna część ogniwa charakteryzuje się podwyższonymi wartościami PG i obniżonymi PNG (poziom korelacyjny fr 1, por. Miłaczewski, 1981a).

Mięszość i zasięg regionalny. – Występowanie ogniwa ograniczone jest do SE segmentu basenu lubelskiego, gdzie wykazuje ono stałą mięszość 20–30 m (fig. 9).

Opis. – Dolną część tej dwudzielnej jednostki tworzą dolomity krystaliczne ze zmiennym, choć miejscami znacznym udziałem reliktyw szkieletowych, głównie stromatoporoidów gałązkowych, blaszkowych i gruzłowych (tabl. V, fig. 3). Pierwotnie były to wapienne wakstony szkieletowe, a miejscami nawet biolityty stromatoporoidowe; podrzędny udział miały madstony dolomitowe. Ku górze rośnie domieszka ilasta, pojawiają się iłowce i margle dolomityczne oraz dolomikryty, w tym laminowane (tabl. V, fig. 1, 2, 5), a także szare anhydryty laminowane i gruzłowe (Korczmin IG 1, Terebiń IG 1 – dane z dokumentacji otworowej). Silne zaburzenia laminacji mają charakter plastycznych i kruchych deformacji *in situ*, spowodowanych prawdopodobnie śródformacyjnym płynięciem warstw siarczanów i/lub ich rozpuszczaniem podpowierzchniowym (Terebiń IG 5).

Wiek. – Datowania konodontowe warstw nieco powyżej stropu ogniwa w profilu Korczmin IG 1 sugerują, że jednostka należy do franu dolnego i nie jest młodsza od poziomu *transitans* (K. Narkiewicz, Bułtynck, 2011, ten tom). Zespół spory wy stwierdzony przez Turnau (2011, ten tom) w środkowej części ogniwa w otworze Terebiń IG 5 datuje te osady na franie niższy niż poziomy *transitans-punctata*.

Interpretacja systemów depozycyjnych. – Dolna część ogniwa reprezentuje środkową platformę węglanową, natomiast górna – platformę proksymalną, z facjami perylitoralnymi, częściowo lagunowymi, odciętymi od otwartego zbiornika.

Ogniwo wapieni i dolomitów z Lipowca

Dotychczasowe nazewnictwo. – Utrzymano dotychczasową nazwę ogniwa ustalonego przez Miłaczewskiego (1981a), aczkolwiek zmieniona została koncepcja wydzielenia jednostki (por. dalej). W konsekwencji, część utworów dotychczas zaliczanych do ogniwa lipowieckiego włączona została do nowego ogniwa krzewickiego (por. wyżej), a z kolei do opisywanej jednostki włączono część zarzuconego w tej pracy ogniwa werbkowickiego.

Definicja (zrewidowana). – Wapienie i dolomity krystaliczne zawierające na ogół liczne szkielety fauny otwartomorskiej lub ich relikty, oraz często wykazujące struktury falisto-gruzłowe i/lub bioturbacyjne. Od dołu i od góry ograniczone

są dolomitami silniej marglistymi (często dolomikrytami) i anhydrytami. Dolosparyty mają charakter wtórny po wapieniach i na ogół zachowują ich charakterystyczne struktury, w tym szkieletowe, bioturbacyjne i falisto-gruzłowe. Wyjątkowo mogą występować cienkie warstwy dolomikrytowe.

Stratotyp. – Po uwzględnieniu rewizji ogniwa, zmieniono przedział głębokości jego występowania w profilu stratotypowym Korczmin IG 1 (Miłaczewski, 1981a) na 2256,0–2389,0 m. Całość ogniwa lipowieckiego wydzielonego przez Miłaczewskiego (1981a) w pierwotnym profilu hipostratotypowym w Terebiniu IG 4 zaliczono tu do nowego ogniwa krzewickiego (głęb. 1757,5–1802,5 m). Nowym hipostratotypem ogniwa jest profil Giełczew PIG 6 (głęb. 1898,4–2006,9 m), reprezentatywny dla segmentu lubelskiego (fig. 9).

Granice (zrewidowane). – W segmencie lubelskim (centralnym), gdzie *dolna granica* ogniwa jest tożsama z dolną granicą formacji modryńskiej, odpowiada ona kontrastowi litologicznemu między marglistymi dolomikrytami ogniwa giełczewskiego a zdolomityzowanymi wakstonami szkieletowymi i biolitytami stromatoporoidowymi (fig. 6C). Znacznym spadek domieszki ilastej odzwierciedlony jest w zapisie karatażowym, aczkolwiek w spągowej części ogniwa zaznaczają się charakterystyczne piki krzywej PG (= poziomy fr 1 i fr 2; Miłaczewski, 1981a) reprezentujące pakiety marglistych dolosparytów (fig. 8). W segmencie komarowskim dolna granica biegnie między marglistymi dolomikrytami i anhydrytami ogniwa krzewickiego a czystszyimi wapieniami i dolosparytami (fig. 9). *Górna granica* odpowiada opisanemu dalej spągowi ogniwa z Łosienia (fig. 14A) lub ogniwa ciecierzynskiego (fig. 15A).

Mięszość i zasięg regionalny. – W segmencie lubelskim ogniwo osiąga maksymalne mięszości w rejonie Giełczwi (106–108 m), natomiast ku NE jest na ogół cieńsze, przy zmienności od 66 (Krepiec 1) do 98 m (Mełgiew 2). Na NW od otworu Bystrzyca 2 ogniwo lipowieckie traci wyrazistość i w rejonie Opola Lubelskiego nie wyróżnia się już w obrębie formacji modryńskiej. W segmencie komarowskim mięszość ogniwa rośnie od 93 (Komarów IG 1) do 115–124 m (rejon Tyszowców, Terebinia i Strzelc), a maksymalnie do 133 m w Korczminie IG 1.

Opis. – W segmencie komarowskim profile ogniwa wykazują charakterystyczną polaryzację. W dolnej części przeważają nieco margliste osady o pokroju gruzłowym lub falisto-gruzłowym z powierzchniami twardych den i spirytyzowanych intraklastów hiatusowych (tabl. VI, fig. 4). Często obserwuje się przejawy bioturbacji, w postaci czytelnych, izolowanych nor różnokierunkowych oraz mniej regularnych zaburzeń struktury falistej. Szkielety organiczne, głównie ramienionogów i trochitów, są podrzędne ilościowo. Stwierdzono też ślimaki i głowonogi oraz okrągławe onkoidy o średnicy do 4 cm. Ku górze rośnie udział osadów jednorodnych i laminowanych (niemal całkowicie zdolomityzowanych), pojawiają się szkielety stromatoporoidów gałązkowych i masywnych oraz różnorodnych tabulatów i tetrakoralii (tabl. V, fig. 4). Część laminitów ma charakter stromatolitowy (mikrobialny) i wykazuje strukturę fenestralną (tabl. VI, fig. 3).

W segmencie lubelskim najpełniejszy profil ogniwa zbadano w otworze hipostratotypowym Giełczew PIG 6. Jest on tu trójdzielny, przy czym dwie górne części odpowiadają

zmienności wyżej opisanej z SE Lubelszczyzny. W dolnej części – korelacyjnym odpowiedniku ogniwa tyszowieckiego – u dołu występuje około 20-metrowy kompleks zdolomityzowanych biolitytów z płaskimi stromatoporoidami, zbliżonych do wapieni kadzielniańskich z Gór Świętokrzyskich (M. Narkiewicz i in., 1990). Ku górze przechodzą one w madstony–pakstony ze stromatoporoidami gałązkowymi i masywnymi, tetrakoralami gałązkowymi i onkoidami, przykryte przez czarne, nieregularnie laminowane dolosparyty ze strukturą „marmurkową”. Wyżej występują charakterystyczne warstwy falisto-gruzłowe, zbioturbowane (tabl. V, fig. 7; por. też tabl. V, fig. 6), przechodzące w jednorodne i laminowane dolosparyty i wapienie (tabl. VI, fig. 1), w których obecne są poziomy wzbogacone w onkoidy, a także gałązkowe i masywne szkielety koralu i stromatoporoidów (tabl. XVIII, fig. 1–4). Około 15 m poniżej stropu ogniwa stwierdzono wyjątkową warstwę dolomikrytu laminowanego, o grubości 25 cm, ze strukturami tipi i erozyjnym stropem. W pozostałych badanych profilach segmentu lubelskiego występuje podobne następstwo litofacji, aczkolwiek zaznacza się słabsza domieszka ilasta oraz większy udział czystych dolosparytów wtórnych po madstonach i wakstonach szkieletowych oraz biostromach stromatoporoidowych (tabl. VI, fig. 2, 5–8). Podrzędny udział mają relikty wapienne.

Krzywe karotażowe wykazują charakterystyczny wzrost wartości PG w spągowych partiach jednostki: dwa maksima w segmencie lubelskim (= fr 1 i fr 2 – Miłaczewski, 1981a), a tylko górne z nich w segmencie komarowskim. Minima krzywych PNG odzwierciedlają partie porowatych i/lub kawernistych dolosparytów (fig. 8, 9).

Wiek. – W segmencie komarowskim (Korczmin IG 1) spągowe partie ogniwa K. Narkiewicz i Bultynck (2011, ten tom) datowali na górną część poziomu *transitans*, a jego strop jest nie młodszy od dolnego poziomu *hassi*. W segmencie lubelskim dolna granica ogniwa nie jest starsza od górnej części zony MN 1 najniższego franu (Gielczew PIG 5) lub od poziomu *transitans* (Mełgiew 2). Górna granica wypada w przedziale poziomów dolny *hassi-jamieae* (Gielczew PIG 5). Dane te świadczą o przynależności ogniwa do dolnego franu i przynajmniej niższej części franu środkowego (poziomy *punctata*–dolny *hassi*). Datowania z profili Gielczew PIG 5 i Mełgiew 2 wskazują na znaczny stopień kondensacji stratygraficznej franu dolnego reprezentowanego w spągowych partiach ogniwa (K. Narkiewicz, Bultynck, 2011, ten tom). Potwierdzeniem tej interpretacji jest stwierdzenie niewiele nad spągami ogniwa osadów należących do środkowofrańskiego poziomu *punctata* w profilach Korczmin IG 1 i Komarów IG 1.

Interpretacja systemów depozycyjnych. – W dwudzielnym wykształceniu, typowym dla segmentu komarowskiego, dolna część ogniwa jest reprezentowana przez facje otwartego, niżejplywowego szelfu węglanowo-ilastego przechodzące ku górze w system środkowej platformy stromatoporoidowo-koralowej. Jest to zatem rozwój typowy dla cyklu T-R spływającego się ku górze. W segmencie lubelskim dolna część ogniwa (dominujące biolityty i wakstony szkieletowe) jest reprezentowana przez system otwartej platformy węglanowej, będący dystalnym, bardziej otwartomorskim ekwiwalentem spływającej się ku górze sukcesji ogniwa tyszowieckiego.

Oboczne gradienty litofacjalne wskazują na ogólnie głębsze środowiska ku W (SW ?).

Niżejplywowy szelf węglanowo-ilasty odpowiada strefie batymetrycznej pośredniej między platformą węglanową a basenem szelfowym o przewadze sedymentacji ilastej. Płaska, obocznie ciągła geometria tych utworów przemawia przeciwko ich przynależności do systemu rampy węglanowej lub stoku platformy.

Ogniwo dolomitów i wapieni z Łosienia

Nazwa. – Łosień – niewielka miejscowość koło wsi Gielczew, około 3 km na SE od lokalizacji stratotypowego otworu Gielczew PIG 6.

Dotychczasowe nazewnictwo. – Ogniwo odpowiada części zarzuconego w tej pracy ogniwa werbkowickiego (serii dolomitowej) i/lub fragmentów jednostek przyległych (Miłaczewski, 1981a), w których występują typy litologiczne charakterystyczne dla nowej jednostki, w tym zwłaszcza dolomikryty.

Definicja. – 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 przeławiczenia o zmiennej grubości w obrębie dolosparytów i wapieni – na ogół jasnych madstonów–grejnstonów.

Uwagi. – Dolomikryty mogą występować również w ogniwie lipowieckim (Gielczew PIG 6) i zubowickim (np. Korczmin IG 1 – por. fig. 9), ale tylko jako nieliczne izolowane wkładki. Obserwacje makroskopowe rdzeni z ogniwa łosieńskiego oraz badania petrologiczne wskazują na obecność procesów wtórnej rekrytalizacji, które doprowadziły do częściowego zastąpienia dolomikrytów przez dolomity krystaliczne (tabl. XVIII, fig. 6). Anhydryty, charakterystyczne dla ogniwa ciecierzynskiego, występują podrzędnie, na ogół w postaci gruzłów i soczew, po części wypełniających wtórne kawerny w dolomitach. Również w tym przypadku nastąpiło najprawdopodobniej częściowe zatarcie pierwotnych proporcji typów litologicznych, bowiem obserwacje rdzeni wskazują na rozpuszczanie pierwotnych siarczanów. Towarzyszą mu deformacje śródformacyjne – zarówno ciągłe zaburzenia lamin, jak i brekcjonowanie kolapsyjne (tabl. VII, fig. 7; tabl. VIII, fig. 1). W niektórych przypadkach procesy wtórne – dolomityzacja, rekrytalizacja oraz dedolomityzacja – mogą utrudniać identyfikację granic omawianego ogniwa.

Stratotyp. – Stratotyp wyznaczono w Gielczwi PIG 6 (głęb. 1821,4–1898,4 m; fig. 10); hipostatotyp – w Korczminie IG 1 (głęb. 2198,0–2256,0 m; fig. 9).

Granice. – *Dolną granicę* wyznacza pojawianie się licznějších wkładek dolomikrytowych. W profilu stratotypowym, od głębokości 1898,4 m ku górze, przeławiczenia dolomikrytowe w ciemnoszarych–szarych dolosparytach średniokrystalicznych występują ze znaczną częstotliwością (fig. 14A). W Korczminie IG 1 czytelną granicę stanowi spąg najniższej warstwy dolomikrytovej, o jasnych barwach i laminacji falistej do silnie śródformacyjnie zaburzonej. Warstwa ta występuje ponad kompleksem ciemnych, drobnych dolosparytów bitumicznych, jednorodnych, ku górze nieregularnie laminowa-

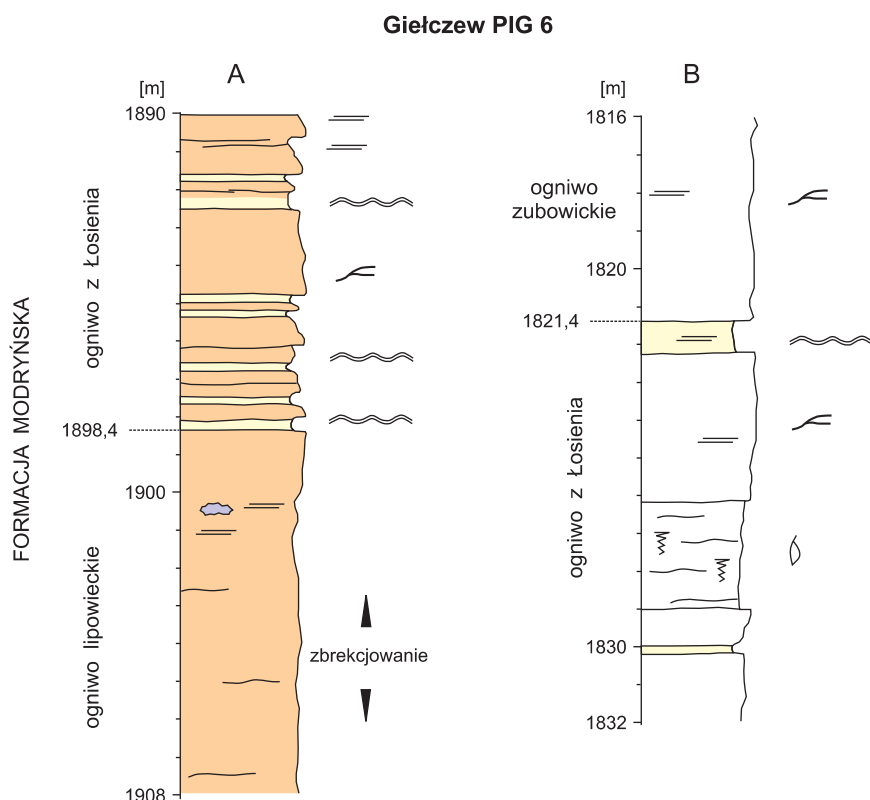


Fig. 14. Szczegółowe profile litologiczne najniższej (A) i najwyższej (B) części ogniwa z Łosienia w otworze wiertniczym Giełczew PIG 6

Detailed lithological sections of the lowermost (A) and uppermost (B) part of the Łosień Member in the Giełczew PIG 6 borehole

nych i zbrekcjowanych *in situ*. Wyżej obserwuje się rytmiczne następstwo dolomikrytów i dolosparytów (fig. 13B).

Górna granica w Giełczewi PIG 6 została postawiona w stropie najwyższej wkładki dolomikrytowej nad kilkumetrowym pakietem beżowoszarých kalcytulutów (fig. 14B). Składa się ona z następującego (od spągu): 10 cm zielonkawego dolomikrytu o pokroju marmurkowym wywołanym przez pirytację, 35 cm dolomikrytu szarego jednorodnego, ku górze subtelnie laminowanego, 35 cm jasnego dolomikrytu z niewyraźną laminacją mikrobialną. W Korczminie IG 1 górną granicę postawiono w stropie cyklicznie warstwowanej sukcesji dolosparytów ciemnych i jasnych dolomikrytów z poziomami intraklastów (warstwy 10–50 cm). Powyżej występuje około 10-metrowy kompleks dolomitów, głównie dolosparytów ciemnych z relikami szkieletowymi, z dwiema pojedynczymi warstwami dolomikrytu marmurkowego o grubości 20 i 30 cm.

W części profili obie granice są czytelne jako wyraźne piki na krzywych PG i PNG, w związku z podwyższoną zawartością domieszki ilastej w granicznych warstwach dolomikrytowych. Stąd też, dane geofizyczne mogą być pomocne przy ustalaniu nierozdzielonych granic ogniwa (por. Tyszowce IG 2, Terebiń IG 5 i Strzelce IG 2 – fig. 9).

Mięszość i zasięg regionalny. – Ogniwo z Łosienia występuje w brzeżnej (SW) części segmentu centralnego i w segmencie komarowskim. Maksymalną mięszość stwierdzono w Giełczewi PIG 5 i 6 (85 i 77 m), natomiast w segmencie komarowskim maleje ona od około 60–70 m w części SW i SE (Komarów IG 1, Korczmin IG 1) do 35–40 m na NE (Terebiń IG 5 i Strzelce IG 2).

Opis. – W segmencie lubelskim (Giełczew PIG 6) ogniwo jest wyraźnie dwudzielne. Dół (do głębokości około 1868 m) składa się z dolomitów, w tym dolosparytów jednorodnych z niewielkim udziałem relików szkieletowych, dolomikrytów ciemnych niemal czarnych, regularnie laminowanych oraz jaśniejszych, o nieregularnej, często zaburzonej strukturze stromatolitowej. Stropowe granice wkładek dolomikrytowych mają na ogół charakter powierzchni erozyjnych z lokalnymi intraklastami. W przedziale 1877,1–1868,7 m występuje charakterystyczny kompleks nieregularnie laminowanych dolomikrytów, częściowo z soczewkami anhidrytu, bardzo silnie zdeformowanych śródformacyjnie, włącznie z brekcjowaniem (tabl. VIII, fig. 1; tabl. XIX, fig. 1). Obserwuje się kilka (5, 6) powierzchni erozyjnych (tabl. VII, fig. 5) oraz klasty ciemnych dolosparytów, a całość zwieńczona jest wyraźną

powierzchnią nieciągłości. Wyżej dominują jasne, subtelnie laminowane madstony–wakstony wapienne z podrzędnymi cienkimi (15–70 cm) wkładkami dolomitowymi, w tym dolosparytów nieregularnie lub selektywnie zastępujących wapienie (tabl. VII, fig. 2) oraz warstw jasnych dolomikrytów – laminitów mikrobialnych i/lub marmurkowych o ostrych granicach (tabl. VII, fig. 1; tabl. XVIII, fig. 5). Wapienie są na ogół pozbawione skamieniałości, podrzędnie występują stromatoporoidy gałązkowe, lokalnie tworzące cienkie biostromy. Powszechne są natomiast płaskie intraklasty, znaleziono też onkoidy.

W segmencie komarowskim występują podobne odmiany litologiczne dolomitów i wapieni. Lokalnie silniej zaznacza się marglistość dolomikrytów, np. w Strzelcach IG 2 występują iłowce dolomityczne i dolomity ilaste. W profilu Komarów IG 1 stwierdzono przejawy rekryystalizacji wapieni i dedolomitacji/rekryystalizacji dolomitów, prowadzące do powstania charakterystycznych białych wapieni krystalicznych (tabl. VII, fig. 6; tabl. VIII, fig. 2). Występują też czytelne makroskopowo przykłady rekryystalizacji dolomikrytów, które są nieregularnie zastępowane przez drobne–średnie dolosparyty wapniste. Przynajmniej część dolosparytów jasnych o laminacji zaburzonej, obserwowanych np. w Korczminie IG 1, może być również produktem rekryystalizacji dolomikrytów.

Wiek. – W segmencie komarowskim ogniwo z Łosienia należy do niższej części franu środkowego (nie niższej niż poziom *punctata*, a nie wyższej niż dolny *hassi*). W segmencie lubelskim wiek ogniwa mieści się w szerszym przedziale franu środkowego – od dolnego poziomu *hassi* do *jamieae* (K. Narkiewicz, Bultynck, 2011, ten tom).

Interpretacja systemów depozycyjnych. – Charakterystyczną rytmiczną sukcesję wapienno(dolosparytowo)–dolomikrytową można zinterpretować jako spływające się ku górze cykle perylitoralne proksymalnej (wewnętrznej) platformy węglanowej. Obejmują one niżejplywowe wapienie i dolomity ze szkieletami organicznymi, płytsze niżejplywowe i(lub) lagunowe ciemne dolomikryty regularnie laminowane (anoksja, odcięcie od otwartego zbiornika) oraz najpłytsze laminowane nieregularnie warstwy stromatolitów, zaburzone zapewne w związku z ekspozycją powierzchniową i erozją. Zbrekcjonowane *in situ* fragmenty profilu reprezentują przypuszczalnie pierwotne facje węglanowo-ewaporatowe, w których wtórne rozpuszczanie anhydrytów doprowadziło do powstania śródformacyjnych brekcji kolapsyjnych. Wzrost proporcji jasnych dolomikrytów mikrobialnych odzwierciedla ogólną tendencję regresywną, natomiast większy udział niżejplywowych członów cykli jest charakterystyczny dla etapów transgresywnych (Goldhammer i in., 1987; McLean, Mountjoy, 1994).

Ogniwo dolomitów, anhydrytów i wapieni z Ciecierzyna

Nazwa. – Pochodzi od miejscowości Ciecierzyn położonej około 10 km na NE od Lublina, w pobliżu której zlokalizowany jest profil stratotypowy.

Dotychczasowe nazewnictwo. – Opisowana jednostka odpowiada części ogniwa werbkowickiego (serii dolomitów jamistych) i/lub jednostek przyległych (Miłaczewski, 1981a, b), w których występują charakterystyczne dla ogniwa z Ciecierzyna anhydryty o genezie sedymentacyjnej.

Definicja. – Urozmaicony zespół dolomitów, anhydrytów i wapieni, tworzących wzajemne przeławiczenia o różnej skali – od gruzłów i lamin po kilkumetrowe pakiety jednorodnych litologicznie warstw. Diagnostycznym typem litologicznym są szare, drobnokrystaliczne anhydryty (por. opis poniżej).

Stratotyp. – Stratotyp jednostki ustalono w otworze Ciecierzyn 8 (głęb. 3750,0–3847,7 m; fig. 8), gdzie ciągłym rdzeniowaniem objęto całą dolną część jednostki. Hipostratotypem jest otwór Mełgiew 2, w którym ogniwo występuje w przedziale głębokości 4050,0–4158,0 m i, w wyniku powstania tektonicznego, 3669,0–3788,0 m (fig. 8).

Granice. – W żadnym z badanych otworów opisywane ogniwo nie ma pełnej dokumentacji rdzeniowej. *Dolna granica* została wyznaczona w rdzeniach w profilu stratotypowym i w profilu Krępiec 1. W tym pierwszym spąg ogniwa wyznacza dolna granica najniższej wkładki szarego anhydrytu – 60-centymetrowej warstwy o strukturze silnie zaburzonej („trzewiowej”) (fig. 15A). Poniżej występują dolosparyty średnikrystaliczne z relikami struktury ziarnistej, bioklastycznej. Miejskami obserwuje się niewyraźną laminację i centymetrowe oczka białego anhydrytu – wypełnienia kawern w dolosparytach. W profilu Krępiec 1 na szarych wapieniach biostromalnych – biolitytach z masywnymi stromatoporoïdami i gałązkowymi tabulatami, leżą szare anhydryty gruzłowe ku górze przechodzące w nieregularnie laminowane (tabl. VIII, fig. 3). Przy kontakcie z anhydrytami wapienie są częściowo zdolomityzowane, a w najniższej części anhydrytów znaleziono pojedyncze szkielety koralii. *Górna granica* nie została stwierdzona w badanych rdzeniach, a jej położenie ustalono na podstawie interpolacji między interwałami rdzeniowanymi. Można przyjąć, że strop ogniwa wyznacza najwyższa grubsza (? 50 cm) wkładka anhydrytowa. Trzeba jednak podkreślić, że pojedyncze cienkie warstwy anhydrytu mogą występować powyżej tak wyznaczonej granicy. Na przykład w Mełgwi 2, na głębokości 3640 m (ok. 30 m powyżej stropu ogniwa) stwierdzono ilastą wkładkę dolomikrytowo-anhydrytową o grubości około 50 cm w ciemnych madstonach–pakstonach wapiennych z fauną stromatoporoïdów i ramienionogów.

Miaższość i zasięg regionalny. – Ogniwo ciecierzynskie jest obocznym odpowiednikiem ogniwa z Łosienia, ograniczonym do centralnej części segmentu lubelskiego, gdzie wykazuje stałą miaższość 100–120 m.

Opis. – Diagnostyczny typ litologiczny – anhydryty – występuje w postaci lamin i gruzłów, wyraźnych warstw o grubości decymetrowej, a także masywnych jednorodnych pakietów o grubości do 3 m (tabl. IX, fig. 1–6; tabl. XIX, fig. 3–6). Są to skały szare, drobnokrystaliczne, często o zaburzonej wewnętrznie strukturze. Zaburzenia mają różną skalę – od pofalowanych pakietów lamin, przez silniejsze fałdowanie i zbrekcjonowanie śródformacyjne, po znaczne deformacje całych kilkumetrowych zespołów warstw wykazujących silną zmienność upadów w rdzeniach. To ostatnie jest związane z odkłuciami i uskokami odwróconymi, preferencyjnie zlokalizowanymi w kompleksach anhydrytowych (por. M. Narkiewicz i in., 2007b). Gruzły i laminy lub całe ich pakiety występują w zmiennej proporcji w iłowcach dolomitycznych, dolomitach marglistych i wapieniach, z reguły madstonach (tabl. VIII, fig. 3, 6; tabl. IX, fig. 4, 5). Grubsze przeławiczenia

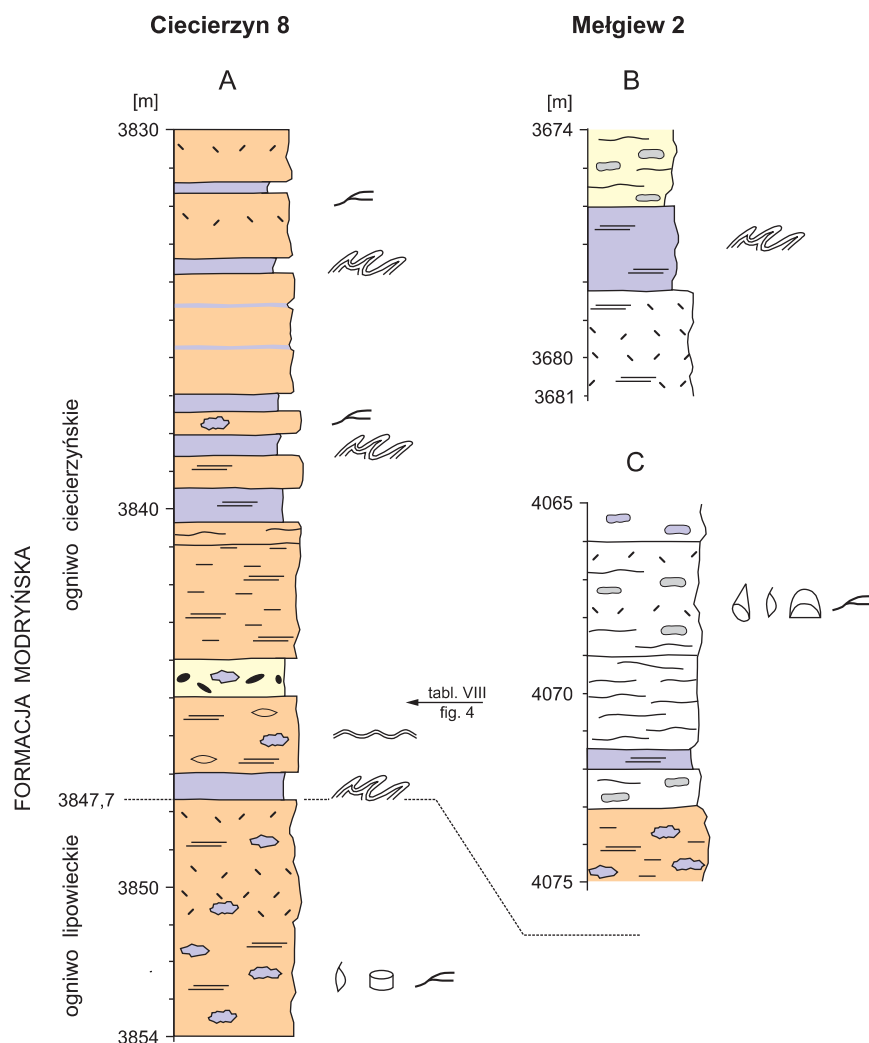


Fig. 15. Wybrane fragmenty ogniwa ciecierzynskiego w otworach wiertniczych Ciecierzyn 8 i Mełgiew 2

Selected intervals of the Ciecierzyn Member in the Ciecierzyn 8 and Mełgiew 2 boreholes

wapienne mogą zawierać składniki szkieletowe o umiarkowanie urozmaiconym składzie, na ogół gałązkowe i gruzłowe stromatoporoidy. Obecne są też dolospartyty, w tym laminowane (tabl. VIII, fig. 4) i z relikami szkieletowymi. Większe kawerny po rozpuszczonych szkieletach, na ogół są wtórnie wypełnione anhydrytem. Znaczny udział w profilu mają miejscami dolomikryty, reprezentowane przez dwie margliste odmiany: jasne o laminacji stromatolitowej i ciemniejsze do niemal czarnych – regularnie laminowane (tabl. VIII, fig. 5; tabl. IX, fig. 5). Stwierdzono przejawy rekrytalizacji dolomikrytu (tabl. XIX, fig. 5–7). Podrzednie spotykane są cienkie warstwy margli dolomitycznych.

Wiek. – W otworze Mełgiew 2 wiek ogniwa mieści się w przedziale od dolnego poziomu *hassi* do dolnego *rhenana*, co wynika pośrednio z datowania próbek poniżej i powyżej ogniwa (K. Narkiewicz, Bułtynck, 2011, ten tom). Jeżeli zało-

żymy, że ogniwo z Łosienia jest wiekowym odpowiednikiem ogniwa ciecierzynskiego, to możemy zawęzić wiek tego ostatniego do franu środkowego (bez dolnego poziomu *rhenana*).

Interpretacja systemów depozycyjnych. – Korelacja (fig. 8) wskazuje, że ogniwo ciecierzynskie jest obocznym odpowiednikiem ogniwa z Łosienia, reprezentowanego przez charakterystyczne następstwo cykli spływających się ku górze. Jest prawdopodobne, że sedimentacja omawianego ogniwa następowała w warunkach nieco większej subsydencji. Stąd biorą się większe miąższości jednostki, mniejszy udział typowych facji skrajnie płytkich, stromatolitowych, a większy – otwartomorskich wapieni. Rytmiczność sedimentacji jest słabiej zaznaczona i (lub) mniej regularna niż w ogniwie łosińskim. Poziomy anhydrytów prawdopodobnie odpowiadają epizodom odcięcia centralnych części szelfu od otwartego zbiornika w czasie cyklicznego obniżania poziomu morza.

Sytuacja paleogeograficzna byłaby więc zbliżona do laguny utworzonej w centralnych częściach platformy węglanowej. Na przemian panowały tam warunki bliskie normalnomorskim i ewaporacyjne, prowadzące do silniejszego zasolenia. Na silne kontrasty i szybkie zmiany warunków zasolenia wskazuje obecność wkładek anhydrytowych w wapieniach z fauną morską (por. [fig. 15C](#); por. też [tabl. VIII, fig. 3, 7](#)).

Ogniwo wapieni z Zubowic

Dotychczasowe nazewnictwo. – Dotychczasowa koncepcja ogniwa zubowickiego (Miłaczewski, 1981a) została w tej pracy zmodyfikowana. W związku z rezygnacją z wydzielenia ogniwa werbkowickiego, w omawianej jednostce znalazły się dolomity krystaliczne występujące powyżej ogniwa łosieńskiego i ciecierzynskiego. Ponadto, w segmencie lubelskim wyłączono z opisywanej jednostki biolityty występujące przy stropie formacji modryńskiej (= ogniwo z Mełgwi; por. dalej) oraz leżącą nad nimi, nienazwaną część formacji modryńskiej ([fig. 8](#)).

Definicja (zrewidowana). – Główną odmianą litologiczną są wapienie, często ze znacznym udziałem szkieletów organicznych, w tym stromatoporoidów i koralii (wakstony i rudstony szkieletowe, biolityty). W typowych przypadkach wykazują one charakterystyczną strukturę falisto-gruzłową ([tabl. X, fig. 1](#)). W segmencie komarowskim powszechnie spotyka się nieregularne zastępowanie niższych partii ogniwa przez dolosparyty. Charakterystyczna jest cykliczność w skali metrowej lub decymetrowej, z najwyższymi partiami cykli rozwiniętymi jako podrzędne ilościowo dolomikrytowe laminity mikrobialne.

Stratotyp. – W ustanowionym przez Miłaczewskiego (*op. cit.*) profilu stratotypowym Korczmin IG 1 zakres głębokościowy ogniwa zubowickiego ulega zmianie zgodnie ze zrewidowaną definicją i obejmuje obecnie przedział głębokości 1934,2–2198,0 m. W profilu hipostratotypowym Terebiń IG 4 (*op. cit.*) interwał ogniwa powinien być w przyszłości skorygowany, po dokładniejszym wydzieleniu ogniwa z Łosienia. Jako dodatkowy hipostratotyp ustanawia się tu profil Gielczew PIG 6 (głęb. 1605,75–1821,4 m; [fig. 8](#)).

Granice. – *Dolna granica* została uchwycona w profilach Gielczew PIG 6 ([fig. 14B](#)), Komarów IG 1 i Korczmin IG 1, gdzie odpowiada stropowi najwyższych warstw dolomikrytowych należących do ogniwa z Łosienia. Nie udało się natomiast w żadnym z badanych otworów prześledzić w rdzeniach granicy z ogniwem ciecierzynskim (por. wcześniej). *Górna granica* jest związana z wyraźnym przejściem litologicznym do biolitytów mełgiewskich ([fig. 16A](#)) lub marglistych wapieni formacji firlejskiej (segment komarowski; [fig. 13C](#)). We wszystkich przypadkach granica jest czytelna również na profilach geofizycznych ([fig. 8, 9](#)).

Miąższość i zasięg regionalny. – Ogniwo zubowickie występuje w całym segmencie komarowskim oraz w segmencie lubelskim, z wyjątkiem części NW w rejonie Opola Lubelskiego ([fig. 10](#)). W segmencie komarowskim stwierdzono miąższość 208 m w Tyszowcach IG 2 i 264 m w Korczminie IG 1, w pozostałych badanych otworach ogniwo uległo erozyjnej redukcji przedpóźnowizeńskiej. W segmencie lubelskim osiąga przeciętnie miąższość 230–245 m, przy minimum 213 (Bystrzyca 2), a maksimum około 270 m w Mełgwi 2.

Opis. – W stratotypowym profilu Korczmin IG 1 zaznacza się wyraźna dwudzielność. Dolny kompleks (2089–2198 m) charakteryzuje się cyklicznym następstwem zespołów jasnych dolomikrytów z laminacją stromatolitową leżących na ciemnych madstonach i wakstonych szkieletowych. Te ostatnie często wykazują struktury bioturbacyjne i/lub falisto-gruzłowe i są w znacznej części zastąpione dolosparytami. Cykle mają miąższość przeciętnie 2–5, maksymalnie do 10 m i na ogół są zwieńczone powierzchniami erozyjnymi rozwiniętymi na laminowanych lub marmurkowych dolomikrytach, o miąższości decymetrowej i nierzadko o strukturze fenestralnej. Występują także ciemne, regularnie laminowane odmiany dolomikrytów. Czytelne szkielety lub ich reliktów wykazują niewielkie zróżnicowanie, dominują stromatoporoidy, głównie gałązkowe, obecne też są onkoidy. Wyższy kompleks (1934,2–2198,0 m) charakteryzuje się słabiej zaznaczoną cyklicznością i znacznie mniejszym udziałem nielicznych warstw dolomikrytów, z wyjątkiem około 5-metrowej wkładki na głębokości około 2040–2045 m. Dominują ciemne bitumiczne wapienie – madstony i wakstony szkieletowe ze zmiennym udziałem i składem szkieletów – od pojedynczych ramienionogów i trochitów do licznych koralii i stromatoporoidów, a nawet kilkumetrowych biolitytów stromatoporoidowo-renalcisowych. Miejscami zespół szkieletowy jest bardzo zróżnicowany, obok stromatoporoidów zawiera też tetrakorale gałązkowe i masywne, tabulaty gałązkowe, trochity, ramienionogi i megalodonty. Znaczny udział mają lokalnie jasne laminity mikrobialne, stromatolity, onkoidy i pakstony przepelnione rurkami glonowymi (por. [tabl. XI, fig. 4, 6](#)). Często występują poziomy z intraklastami, m.in. płaskimi, rozwiniętymi w obrębie laminatów.

W pozostałych badanych profilach segmentu komarowskiego reprezentowana jest jedynie niższa część ogniwa ([fig. 9](#)). W Komarowie IG 1 nie obserwowano wyraźnych cykli sedymentacyjnych takich jak w Korczminie IG 1, aczkolwiek podrzędnie obecne są tu laminowane i marmurkowe dolomikryty przeławicające się głównie z kalkarenitami (wakstony i pakstony), częściowo zdolomityzowanymi. Wśród szkieletów organicznych przeważają ramienionogi, mniejszy jest udział stromatoporoidów, trochitów i tetrakoralii gałązkowych. W pozostałych dwóch profilach ogólne odmiany litofajalne są podobne jak w Korczminie IG 1 (niższa część). W Terebinu IG 5 występują czytelne drobne (grubość na ogół <1 m) cykle obejmujące ciemne wapienie lub dolosparyty, nierzadko z fauną (wakstony szkieletowe, a nawet biolityty stromatoporoidowe) i jasne dolomikrytowe laminity mikrobialne ([tabl. XI, fig. 3](#)). Charakterystyczne są poziomy caliche (?) z dużymi (do 10 cm) pizoidami lub onkoidami w ilastym tle skalnym.

W profilu hipostratotypowym Gielczew PIG 6, w ogniwie zubowickim można wyróżnić trzy kompleksy litologiczne rozdzielone dwoma około 10-metrowymi zespołami biolitytów (por. [fig. 8](#)). Te ostatnie składają się z akumulacji szkieletowych *in situ*, stromatoporoidowo-renalcisowej (dolna) i złożonej głównie z blaszkowych i masywnych stromatoporoidów (górna). Najniższy kompleks (1731,3–1821,4 m) charakteryzuje się przewagą ciemnoszarych madstonów–wakstonów jednorodnych, przechodzących w falisto-gruzłowe i gruzłowe. Udział szkieletów – głównie różnorodnych stromatoporoidów, pod-

Giełczew FIG 6

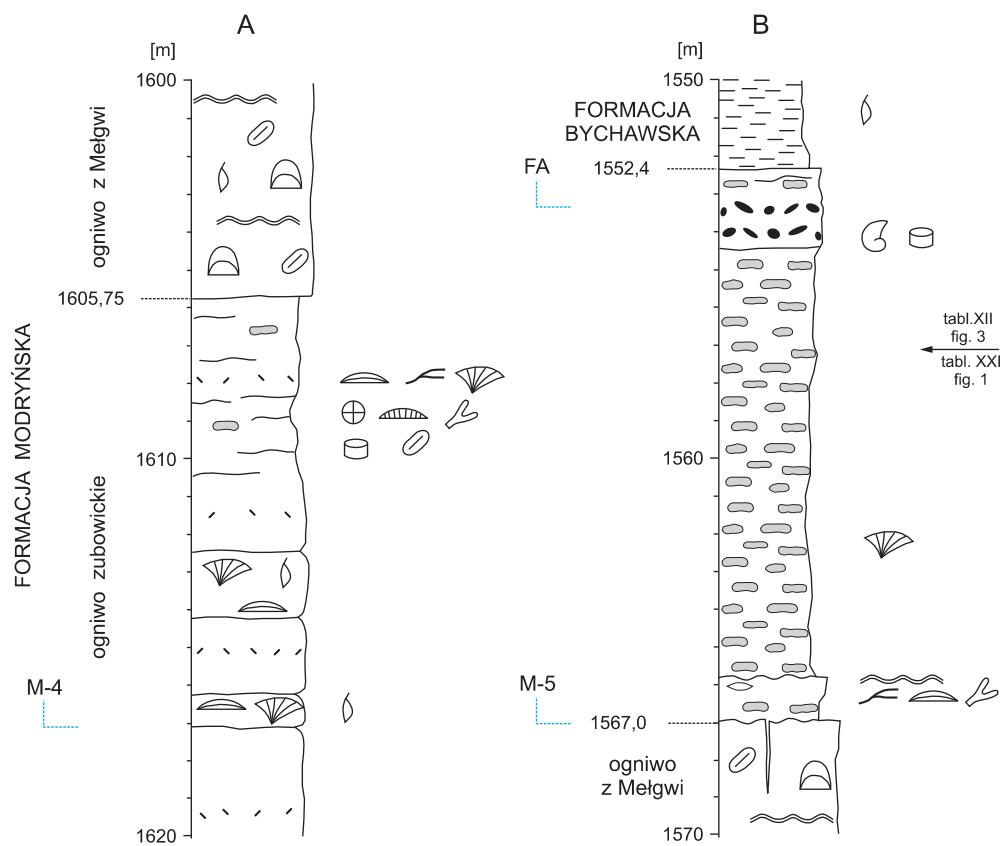


Fig. 16. Szczegółowe profile litologiczne stropu ogniwa zubowickiego (A) i formacji modryńskiej (B) w otworze wiertniczym Giełczew FIG 6

Detailed lithological sections of the topmost part of the Zubowice Member (A) and Modryń Formation (B) in the Giełczew FIG 6 borehole

rzędnie ramienionogów, ślimaków, tetrakorali i tabulatów gałązkowych – jest zmienny, od pojedynczych po biostromy stromatoporoidowe (tabl. XX, fig. 4). Miejscami liczne są onkoidy i poziomy intraklastów, ale bez wyraźnych powierzchni erozyjnych. Podrzędny udział mają laminity mikrobialne z fenestrami, a cykliczność perylitoralna jest słabo czytelna. Kompleks środkowy (1719,8–1664,8 m) odróżnia się od dolnego słabiej czytelnymi strukturami falisto-gruzłowymi, obecnością regularnej laminacji oraz większym miejscami udziałem szkieletów organicznych, głównie gałązkowych stromatoporoidów. Górny kompleks (1655,3–1605,75 m) charakteryzuje się zróżnicowaną litologią, od kalkarenitów i wapieni gruzłowych w spągu po czyste wapienie ziarniste (wakstony i pakstony) z intraklastami i licznymi, zróżnicowanymi szkieletami organicznymi o cechach bliskiej redepozycji (rudstony – brak wy-sortowania, nieznaczna abrazja). Obecne są też dwie cienkie (1–2 m) wkładki biolitytów koralowo-stromatoporoidowych z ramienionogami. Poza tym, wśród szkieletów przeważają blaszkowe i gałązkowe stromatoporoidy, masywne i gałąz-

kowe tetrakorale, blaszkowe i gałązkowe tabulaty, krynoidy i *Renalcis*.

W profilach z rejonu Lublina prześledzono fragmenty głównie wyższej części ogniwa (por. fig. 8). Typową odmianą litologiczną są tu ciemne, niemal czarne, czyste madstony do pakstonów, jednorodne, laminowane lub o strukturze falisto-gruzłowej do gruzłowej i ze zróżnicowanym występowaniem struktur bioturbacyjnych (tabl. X, fig. 2–4, 7; tabl. XI, fig. 5; tabl. XX, fig. 6). Znamienne jest brak dolomikrytów (poza pojedynczą wkładką z anhydrytem w Mełgwi 2 – por. wyżej), natomiast dolospartyty wtórne (tabl. XX, fig. 5) towarzyszą podrzędnym strefom częściowej dolomityzacji, selektywnie obejmującej margliste partie skały. Szkielety organiczne, w tym głównie stromatoporoidów i koralów, odznaczają się zmienną frekwencją w profilu: od pojedynczych do izolowanych *in situ* (flotstony) po pakstony szkieletowe (rudstony) (tabl. X, fig. 5). Występują różnorodne stromatoporoidy i tabulaty (masywne, blaszkowe, gałązkowe), a także masywne i gałązkowe tetrakorale, ramienionogi i ślimaki. Poziomy

z dużymi szkieletami mają na ogół charakter detrytyczny (bliska redepozycja – por. tabl. XI, fig. 2), ale występują też pojedyncze metrowe (do 4 m) poziomy biolitytów (tabl. XI, fig. 1). Miejscami w profilu znaczny udział mają kalkarenity (tabl. X, fig. 6; por. też tabl. XII, fig. 4), stwierdzano też onkoidy oraz wczesne (synsedymantacyjne) krzemienie. Występują także poziomy lokalnych, kanciastych intraklastów, ale bez wyraźnych powierzchni erozyjnych (tabl. XI, fig. 7).

Wiek. – W segmencie komarowskim (Korczmin IG 1) w dolnej części ogniwa stwierdzono poziom dolny *hassi*, natomiast górna sięga do dolnego poziomu *rhenana* i nie jest młodsza niż górny *rhenana*. W segmencie lubelskim dolna granica ogniwa biegnie w przedziale dolny poziom *hassi-jamiae* franu środkowego, a górna mieści się w interwale od dolnego do górnego poziomu *rhenana*, czyli już we franie górnym (K. Narkiewicz, Bultynck, 2011, ten tom).

Interpretacja systemów depozycyjnych. – Opisane utwory zaliczono do otwartej (zewnątrznej i środkowej) platformy węglanowej. Wariant bardziej proksymalny jest reprezentowany przez wyraźne cykle sublitoralne–perylitoralne. Facje dystalne, o silniejszych wpływach otwartego zbiornika przy ogólnie większej głębokości depozycji obejmują falisto-gruzłowe madstony i wakstony szkieletowe, rudstony i biolityty typu raf kępkowych. Charakterystyczne poziomy kanciastych intraklastów zinterpretowano jako autobrekcje, o przypuszczalnej genezie sejsmicznej (Spaletta, Vai, 1984).

Ogniwo biolitytów z Mełgwi

Nazwa. – Pochodzi od miejscowości Mełgiew koło Lublina, w pobliżu której zlokalizowany jest hipostatotypowy otwór Mełgiew 2.

Dotychczasowe nazewnictwo. – W rejonie Giełczwi utwory te były wcześniej włączane do ogniwa zubowickiego – dawnej nieformalnej serii wapienno-koralowcowej (M. Narkiewicz, red., 2005a).

Definicja. – Nieciągłe obocznie wapienie stromatoporooidowo-koralowcowe ze szkieletami w pozycji wzrostu oraz przejawami wczesnej cementacji, związane ze stropową częścią formacji modryńskiej. Typowe są jasne barwy i czysto węglanowy skład mineralny (tabl. XII, fig. 1, 2, 5).

Uwagi. – Biolityty stromatoporooidowe mogą też występować poniżej, w obrębie ogniwa zubowickiego (por. opis), ale tworzą tam cieńsze akumulacje, nie przywiązane do określonego poziomu w stropie formacji modryńskiej.

Stratotyp. – Stratotypem jest profil Giełczew PIG 6 (głęb. 1567,0–1605,75 m; fig. 9), gdzie opisywane ogniwo jest w pełni rdzeniowane. Zapis rdzeniowy w profilu hipostatotypowym Mełgiew 2 (głęb. 3429–3439 m) jest bardzo skąpy, a granice ogniwa wyznaczono głównie na podstawie karotaży.

Granice. – W profilu stratotypowym *dolna granica* biegnie w stropie kompleksu ciemnoszarych do szarobeżowych wakstonów–pakstonów z izolowanymi, redeponowanymi centymetrowymi szkieletami, w tym stromatoporooidów, tetrakoralami (masywne i gałązkowe) i tabulatów (blaszkowe i gałązkowe), trochitów, onkoidów i glonów *Renalcis* (fig. 16A). W tych ogólnie czystych wapieniach widoczne są niewyraźne gruzły – strefy cementacji materiału drobnoziarnistego, otoczone tłem jaśniejszym, wykazującym przejawy kom-

pakcji chemicznej. Na tych utworach, tworzących stropową część ogniwa zubowickiego, z wyraźną, ostrą granicą leżą jasne i czyste wapienie masywne ogniwa z Mełgwi. *Górna granica* jest równie ostra i ma charakter erozyjny, a w najwyższych 2 m ogniwa obecne są szczeliny wypełnione czerwona, drobnoklastyczną treścią (fig. 16B). Wyżej leżą ciemnoszare, nieco margliste wakstony szkieletowe, o niewyraźnym pokroju gruzłowym. W zapisie geofizycznym obie granice zaznaczają się jako, odpowiednio, spadek i wzrost wartości PG, natomiast wartości PNG są zróżnicowane, chociaż często obniżone w całym przedziale ogniwa (Mełgiew 2) lub w górnej jego części (Giełczew PIG 5) (fig. 8).

Mięszość i zasięg regionalny. – Utwory te zostały stwierdzone w pojedynczych profilach segmentu lubelskiego, gdzie charakteryzują się zmienną mięszością: 38,75 m (Giełczew PIG 6), 28 (Giełczew PIG 5), 15–20 (Zakrzew IG 1 – poniżej głęb. 2090 m, por. fig. 6, M. Narkiewicz i in., 1998b), 10 (20 m ?) (Mełgiew 2), 16 m (Pliszczyn 1). Oboczne zmiany mięszości korespondują z izolowanym charakterem poszczególnych wystąpień biolitytów i ich przypuszczalną soczewkową lub kopułową geometrią.

Opis. – W profilu stratotypowym do omawianego ogniwa należą bardzo charakterystyczne jasne, niemal białe i czyste wapienie masywne nie wykazujące śladów uławicenia. Struktura tych skał, choć miejscami słabo czytelna, ujawnia znaczne zróżnicowanie makroskopowe. W tle mikrytowym i ziarnistym widoczne są różnorodne szkielety organiczne, w tym stromatoporooidów masywnych, *Renalcis*, krzaczkowe kolonie tetrakoralami, ramienionogi, onkoidy i różne inne struktury charakterystyczne dla mikrobialitów, takie jak laminacja i fenestra. Obserwuje się ostre powierzchnie nieciągłości, w tym niemal pionowe, oddzielające partie o zróżnicowanej budowie. Częste są różnego rodzaju pierwotne pory, w tym śród- i międzyskieletowe oraz rozpuszczeniowe, wypełnione osadami wewnętrznymi i cementami sparytowymi. Część dużych szkieletów jest redeponowana, ale wiele znajduje się w pozycji wzrostu. W zapisie karotażowym ogniwo zaznacza się jako interwał wyjątkowo niskich wartości PG, o charakterystycznym wklęsłym przebiegu, z powodu wzrostu marglistości poniżej i powyżej biolitytów (fig. 8).

W Mełgwi 2, w szczątkowo zachowanym rdzeniu obserwowano niemal białe, czyste wapienie z licznymi stromatoporooidami masywnymi, blaszkowymi i gałązkowymi oraz glonami *Renalcis* i pojedynczymi ramienionogami. Górna granica ogniwa (3429 m – fig. 8) została wyznaczona na podstawie karotaży – w interwale niewielkiego wzrostu wartości PG. Jest jednak możliwe, że biolityty (drugi ich kompleks ?) występują jeszcze wyżej, do głębokości około 3420 m, powyżej której, w okrucach rdzenia, stwierdzono ciemnoszare, nieco margliste madstony i wakstony szkieletowe z gałązkowymi tabulatami.

W Pliszczynie 1 w stropie formacji modryńskiej wyróżniają się dwa poziomy biolityty o grubości 4 (dół) i 8 m (górną) rozdzielone 4-metrowej grubości ciemnoszarymi, marglistymi wapieniami falisto-gruzłowymi ze zmiennym udziałem szkieletów stromatoporooidów gruzłowych i gałązkowych oraz tabulatów gałązkowych (M. Narkiewicz, red., 2005b). Sukcesja ta występuje też w skrzydle dolnym uskoku odwróconego na głębokości około 3937–3953 m, gdzie zidentyfikowano ją

dzięki charakterystycznemu zapisowi karotażowemu (niskie, rosnące stopniowo ku stropowi wartości PG). W skrzydle górnym (nasuniętym) dzięki dobremu rdzeniowaniu można obserwować biolityty w przedziale 3616,0–3631,7 m. Dolny zespół charakteryzuje się dominacją dużych (>20 cm) masywnych stromatoporoidów, przy mniejszym udziale tabulatów gałązkowych i blaszkowych. W górnym biolitycie przeważają grubogałązkowe i gruzłowe stromatoporoidy oraz gałązkowe tabulaty. Szkielety zachowują pozycję wzrostu, obserwuje się też pierwotne pory międzyskieletowe z wczesnymi kalcytowymi cementami podmorskimi. Ku górze podrzędnie występują partie nieco margliste z ciemnymi falistymi smugami ilastymi.

Wiek. – W otworze Giełczew PIG 5 wiek ogniwa mieści się w przedziale od dolnego do górnego poziomu *rhenana* franu górnego (K. Narkiewicz, Bultynck, 2011, ten tom).

Interpretacja systemów depozycyjnych. – Silne oboczne zmiany miąższości na niewielkich odległościach (por. profile Giełczew PIG 5 i PIG 6 – fig. 10) oraz izolowany charakter wystąpień biolitytów sugerują, iż tworzyły one budowle organiczne przypuszczalnie typu kopców mułowych i/lub niewielkich struktur rafowych. Wznosiły się ponad dno zbiornika ku płytszej strefie o silniejszej dynamice wód – w pobliżu podstawy falowania. Wskazuje na to, obok charakterystycznego zespołu organicznego i jasnych barw, brak domieszki terygenicznej oraz obecność procesów wczesnej cementacji i erozji synsedymantacyjnej. W strefach nieco głębszych i(lub) na obrzeżach budowli ich wzrost mógł być okresowo zahamowany lub nawet przerwany przez przykrycie pozarafowymi mułami węglanowo-ilastymi (Pliszczyn 1).

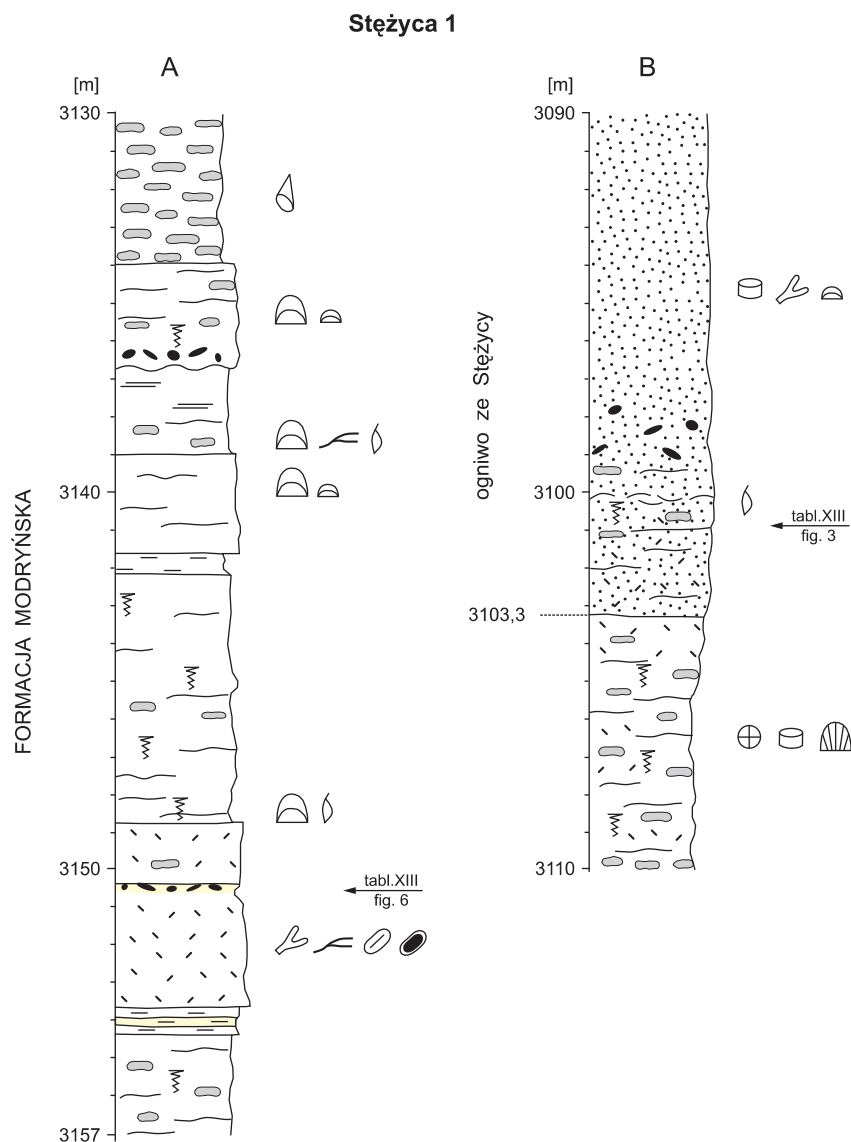


Fig. 17. Wybrane fragmenty formacji modryńskiej w otworze wiertniczym Stężycza 1

Selected intervals of the Modryń Formation in the Stężycza 1 borehole

Ogniwo wapieni ziarnistych ze Stężycy

Nazwa. – Pochodzi od profilu stratotypowego Stężycza 1.

Dotychczasowe nazewnictwo. – Miłaczewski i in. (1983) włączali te utwory do serii wapienno-koralowcowej.

Definicja. – Diagnostyczną cechą ogniwa jest czysto węglanowy charakter i ziarnisty pokrój wapieni. Dominują kalkarenity ze zmiennym udziałem większych bio- i intraklastów. Nieznaczna domieszka ilasta występuje w postaci cienkich horyzontalnych smug falistych.

Stratotyp. – Stratotypem ogniwa jest profil wiercenia Stężycza 1 w przedziale głębokości 3048,0–3103,3 m (fig. 10).

Granice. – *Dolna granica* w profilu stratotypowym została wyznaczona w stopie najwyższej warstwy szarobeżowych madstonów–wakstonów falisto-gruzłowych, charakterystycznych dla niższej części formacji, a poniżej szarych wakstonów–pakstonów o grubości około 2,5 m, pokroju ziarnistym i z niewyraźnymi partiami falisto-gruzłowymi (fig. 17). Przechodzą one ku górze w typowe dla ogniwa, brązowawe jednorodnie kalkarenity. Granica zaznacza się jako spadek wartości na krzywej PG. *Granica górna* nie została stwierdzona w badanym materiale rdzeniowym. Na krzywych geofizycznych wyznaczono ją w miejscu wzrostu natężenia promieniowania naturalnego do wartości występujących poniżej dolnej granicy jednostki (fig. 10). Wskazuje to na powrót litofacji wapieni marglistych.

Mięszkość i zasięg regionalny. – Opisowane ogniwo stwierdzono wyłącznie w segmencie stężyckim basenu lubelskiego. W profilu stratotypowym mięszkość wynosi około 55 m, podobnie jak w profilu Maciejowice IG 1. Dalej ku NW maleje ona do 40 m (Izdebn IG 1), a następnie ulega całkowitej redukcji (fig. 11).

Opis. – Beżowo-brązowe do szarych i ciemnoszarych, jednorodnie kalkarenity wykazują miejscami czarne plamki (tlenki Mn ?) i tekstury mikroporowate, z którymi związany jest zapach bituminów. W tle kalkarenitowym, utworzonym z wakstonów–grejnstonów, obecne są źle wysortowane i często nieobtoczone klasty o urozmaiconym charakterze – intraklasty, onkoidy i elementy szkieletowe (tabl. XIII, fig. 1; tabl. XX, fig. 1–3). Wśród tych ostatnich odnotowano ramienionogi, tabulaty i ?stromatoporoidy masywne i gałązkowe oraz tetrakorale. Szkielety są z reguły redeponowane, nie zauważono form w pozycji wzrostu. Podrzędny udział w górnej części mają laminity mikrobialne (tabl. XIII, fig. 2; tabl. XX, fig. 2), a szczątki glonowe spotykane są też w kalkarenitach w postaci rurek (Palaeobereselleae) i przerobionego mikrytu mikrobialnego. W nieznacznej proporcji występują wapienie falisto-gruzłowe, w których udział materiału ziarnistego, szkieletowego jest umiarkowany (wakstony szkieletowe), natomiast gruzły wykazują przynajmniej częściową redepozycję i przeróbkę śródformacyjną (tabl. XIII, fig. 3, 4).

Wiek. – Ogniwo stężyckie należy do franu, prawdopodobnie do franu środkowego i(lub) górnego – taki wniosek płynie z datowania cyklu M-3, w którego skład wchodzi opisane osady (M. Narkiewicz i in., 2011, ten tom).

Interpretacja systemów depozycyjnych. – Facje ogniwa stężyckiego należą do szeroko rozumianego systemu platformy węglanowej. Reprezentują one platformę proksymalną – przybrzeżne ciała piaszczyste i pływisty glonowe, o silnej

na ogół turbulencji (kalkarenity) oraz o ogólnie normalnych morskich warunkach zasolenia i temperatury (bogaty zespół fauny). Tendencja do spływania się ku górze wiąże się z przejściem do skrajnie płytkich równi mułowych z laminitami mikrobialnymi.

LITOSTRATYGRAFIA FAMENU

W famenie basenu lubelskiego formalnie zdefiniowano jedynie formację firlejską i hulczańską (Miłaczewski, 1981a; Pajchłowa, Miłaczewski, 2003). Formacja bychawska (= seria wapieni pasiastych; Miłaczewski, Żelichowski, 1970) nie była wprawdzie ustanowiona zgodnie z regułami formalnej litostratygrafii, ale weszła już do literatury geologicznej za sprawą publikacji Miłaczewskiego (1981a), została też obszernie opisana w późniejszych pracach (m.in. Miłaczewski i in., 1983; M. Narkiewicz i in., 1998b). W przypadku warstw niedrzwickich (Miłaczewski, Niemczycka, 1967; Miłaczewski, Żelichowski, 1970) zachowano nazwę nieformalną, bowiem jednostka ta jest jeszcze słabo rozpoznana, a jej dotychczasowe wyróżnianie w niektórych profilach (np. Izdebn IG 1, por. dalej) budzi wątpliwości.

Formacja bychawska

Typową odmianą litologiczną są ciemnoszare do czarnych madstony margliste, tworzące decymetrowe wkładki, soczewki albo mniej lub bardziej regularne gruzły w obrębie czarnych margli (tabl. XV, fig. 1, 2). Kilku-, kilkunastometrowe pakiety regularnie warstwowane o laminacji horyzontalnej (tabl. XXI, fig. 5) występują na przemian z zaburzonymi zespołami warstw wykazującymi fałdki osuwiskowe, mikrouskoki oraz budinaż synsedymencyjny, a także zawierającymi wyraźne klasty, po części będące redeponowanymi gruzłami cementacyjno-konkrecyjnymi (tabl. XV, fig. 3, 4). Gruzły wykazują też miejscami deformacje tektoniczne o charakterze ekstensyjnym lub kompresyjnym (tabl. XV, fig. 4). Ubogi zespół makroskopowych szczątków organicznych składa się z nielicznych ramienionogów, krynoidów, cienkoskorupowych małży i goniatytołów. Dolna granica jednostki została wyznaczona ponad marglistymi wapieniami formacji modryńskiej, w miejscu wyraźnego, skokowego obniżenia domieszki ilastej, widocznego na krzywej PG (fig. 18). Powyżej tego ujemnego piksu wartości PG rosną, co odzwierciedla silnie marglisty charakter osadów.

Formacja bychawska występuje w osiowej i SW części segmentów lubelskiego i stężyckiego, a jej mięszkość osiąga maksymalnie 700–800 m w centralnej części segmentu lubelskiego, malejąc do 300 m ku NE i 400 m ku SW (fig. 18). Minimalne mięszkości około 30 m stwierdzono w rejonie Opola Lubelskiego IG 1; dalej ku NW rosną one do około 240 m w Stężycy, a następnie maleją do 160 m w Maciejowicach IG 1 (Miłaczewski i in., 1983) i około 170 m w Izdebn IG 1. W Izdebn IG 1 formacja bychawska (głęb. 2957,0–3123,5 m) charakteryzuje się typowym wykształceniem litologicznym przy podwyższonej zawartości materiału szkieletowego w partiach stropowych.

Laminacja osadu mikrytowo-marglistego, jego ciemne barwy, brak bioturbacji przy ubóstwie materiału szkieletowego

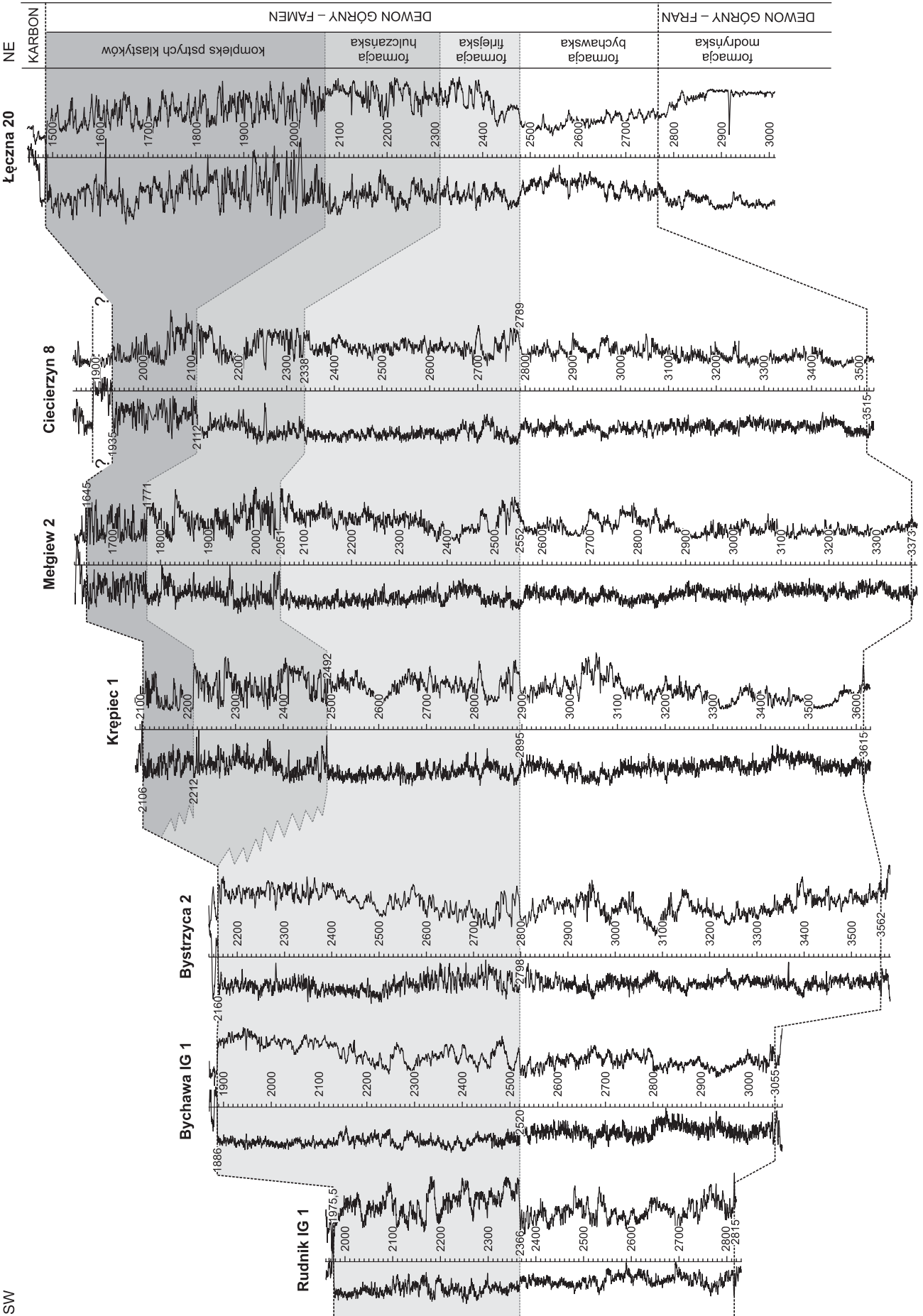


Fig. 18. Korelacja famenu segmentu centralnego w przekroju poprzecznym do osi depocentrum basenu lubelskiego

Correlation of the Famennian in the Central Segment across the Lublin Basin depocenter



wskazują łącznie na niskotlenowe warunki depozycji, zapewne znacznie poniżej sztormowej podstawy falowania. Zaburzenia śródformacyjne mogły powstać na skutek procesów osuwiskowych i wpływów grawitacyjnych (por. też Radlicz w: Miłaczewski i in., 1983) indukowanych przez aktywność sejsmiczną (por. tabl. XV, fig. 3). Można oceniać, przez analogię z porównywalnymi facjami z zachodniej Kanady (Stoakes, 1980) i Gór Świętokrzyskich (M. Narkiewicz, K. Narkiewicz, 1992), że głębokość depozycji przekraczała sto metrów, podobnie jest szacowana przez Miłaczewskiego i in. (1983). System depozycyjny można określić jako aktywny tektonicznie basen szelfowy z sedymentacją ilasto-węglanową w środowisku dys- i anaerobowym. Silnie węglanowe osady u podstawy formacji (ujemny pik PG) są interpretowane jako zapis pulsu transgresywnego początkującego fameński cykl T-R (por. dalej).

Formacja bychawska należy w całości do famenu dolnego, przy czym jej dolna granica przebiega nieco powyżej (np. Opole Lubelskie IG 1) lub poniżej (Giełczew PIG 5) granicy franu z famenem (por. wyżej). Granica górna biegnie prawdopodobnie w pobliżu granicy famenu dolnego i środkowego (K. Narkiewicz, Bultynck, 2011, ten tom).

Formacja firlejska

Charakterystyczne dla tej jednostki są szare, margliste wapienie gruzłowe – zbiturbowane madstony i wakstony ze zmiennym udziałem materiału szkieletowego, głównie ramienionogów i krynoidów, a ponadto ślimaków, glonów (m.in. w postaci onkoidów), mszywiolów i głowonogów (tabl. XV, fig. 5–7; tabl. XVI, fig. 1–5). Litologia zmienia się od madstonów i szkieletowych wakstonów jednorodnych oraz margli, przez wapienie, o strukturze falisto-gruzłowej, do dominujących, typowych wapieni gruzłowych o genezie cementacyjno-konkrecyjnej. Struktury gruzłowe wykazują szereg faz powstawania i późniejszej deformacji, poczynając od eogenetycznej cementacji, powszechnie spotykanych deformacji bioturbacyjnych (tabl. XV, fig. 5, 7) i pirytyzacji, przez synsedymentacyjną przeróbkę i tworzenie się lokalnych intraklastów (tabl. XVI, fig. 2–4), budinaż sedymentacyjny, aż do późnych deformacji tektonicznych. Obok wapieni gruzłowo-detrytycznych, zawierających redeponowane gruzły – intraklasty, występują struktury gruzłowo-brekcjowe wykazujące kruche spękania synsedymentacyjne *in situ* wcześniej scementowanych, centymetrowych gruzłów i buł (tabl. XVI, fig. 2). Materiał szkieletowy występuje w postaci rozproszonej w wakstonach lub też tworzy centymetrowe–decymetrowe warstwy pakstonów. W górnych partiach jednostki maleje domieszka ilasta, natomiast pojawia się bardziej urozmaicony zespół płytkowodnych form szkieletowych, m.in. z glonami,

mszywiolami gałązkowymi i ślimakami. W segmencie komarowskim (Korczmin IG 1) spąg jednostki jest erozyjny (fig. 13C), a wyżej występują sedymentacyjne oznaki kondensacji stratygraficznej – hardgroundy i spirytyzowane intraklasty. Obecne są też podrzędnie odmiany litofacjalne zbliżone do wapieni i margli bychawskich. W stropie pojawiają się pojedyncze decymetrowe warstwy piaskowca kwarcowego, a także pakstony onkoidowe i dolosparyty drobne (por. też Miłaczewski, 1981a).

Zapis krzywych PG i PNG potwierdza obserwacje o ogólnie mniejszym niż w formacji bychawskiej udziale substancji ilastej, a zarazem o jego dużym zróżnicowaniu w profilu. Dolna granica ma charakter stopniowego przejścia, w segmencie lubelskim i stężyckim, lub kontrastu z wapieniami formacji modryńskiej (segment komarowski). Wyraźnie zaznacza się ona w profilach geofizycznych, gdzie została przeprowadzona w miejscu wydatnego spadku wartości PG, a wzrostu PNG (fig. 9, 18).

W segmencie komarowskim miąższość formacji osiąga maksymalnie około 400 m. Największą wartość, do 600–650 m, odnotowano w SW części segmentu lubelskiego. Ulega ona redukcji ku NE do około 400–500 m w rejonie Mełgwi i do 180 m w otworze Łączna 20 (fig. 18). Minimalną miąższość stwierdzono w Opolu Lubelskim IG 1 (ok. 40 m), natomiast w segmencie stężyckim według Miłaczewskiego i in. (1983) przekracza ona 90 m w Maciejowicach IG 1. Obecne badania nie potwierdziły występowania jednostki w pobliskim Izdebnie IG 1.

Osady formacji zaliczono do systemu węglanowo-ilastej szelfu niższej płytkowej. Depozycja zachodziła w warunkach morskich, otwartych lub nieco odciętych, w strefie batymetrycznej pośredniej między platformą węglanową a basenem szelfowym, o przewadze sedymentacji ilastej. Obecne obserwacje nie potwierdziły zmienności obocznej i zespołu struktur sedymentacyjnych charakterystycznych dla rampy węglanowo-ilastej, jak to interpretowali M. Narkiewicz i in. (1998b). Brak struktur osuwiskowych i wpływów grawitacyjnych sugeruje, iż gradienty batymetryczne i zapewne ogólne głębokości depozycji były mniejsze niż w trakcie sedymentacji osadów formacji bychawskiej. Sedymentacja rozwijała się prawdopodobnie w środowisku otwartego głębszego szelfu przy rosnącym dopływie terygenów i w warunkach niepokoju tektonicznego (Miłaczewski, 1981a). O tym ostatnim świadczy obecność charakterystycznych poziomów wapieni gruzłowo-detrytycznych interpretowanych jako sejsmity (por. też Radlicz, 1977).

Wiek jednostki odpowiada w segmencie komarowskim famenowi dolnemu i dolnej części famenu środkowego (Korczmin IG 1), natomiast w pozostałej części basenu obejmuje dolny famen środkowy (K. Narkiewicz, Bultynck, 2011,

ten tom). Według Kalisia (1969) w segmencie centralnym, w profilu Niedrzwica 2 wapienie gruzłowe występują w piętrze woklumeriowym, czyli aż do famenu górnego (por. też Szulczewski, 1972; Miłaczewski, 1978). Datowania te budzą jednak wątpliwości z powodu braku dostatecznej dokumentacji litostratygraficznej i małej precyzji wniosków biostratygraficznych opartych głównie na ramienionogach i głowonogach. Na przykład w kluczowym profilu Niedrzwica 2 wyższa część, zaliczana do strunu (do głęb. 2614,5 m) reprezentowana jest przez czarne mułowce i iłowce wapniste z bogatą fauną i szczątkami flory (Kaliś, 1969), a więc odpowiada raczej warstwom niedrzwickim (por. dalej). Ku dółowi pojawiają się wapienie z bogatą fauną brachiopodową i pojedynczymi trochitami, które mogą należeć nie do formacji firlejskiej, a do innej, nie nazwanej dotąd jednostki. Dopiero niżej, od 2643,6 m w dół, występuje kompleks wapieni gruzłowych odpowiadający formacji firlejskiej. Jednakże, oznaczone stąd ramienionogi mają według Kalisia (1969) zasięgi stratygraficzne obejmujące znaczną część famenu, w tym również famen dolny.

Warstwy niedrzwickie

Jednostka ta została wyróżniona przez Miłaczewskiego (1966; Miłaczewski, Niemczycka, 1967). Charakterystycznymi odmianami litologicznymi są ciemnoszare, niemal czarne, regularnie laminowane wapienie ilaste i margliste oraz margle wapniste i dolomityczne. Podrzednie występują iłowce wapnisto-dolomityczne, dolomikryty i piaskowce wapniste lub dolomityczne. Wśród składników organicznych przeważają ramienionogi, występują też małżoraczki, małże, głowonogi i uwęglone szczątki roślin. Dolna granica jednostki ma charakter nieciągłości sedymentacyjnej (Opole Lubelskie IG 1 – Miłaczewski, 1972) lub kontrastowego przejścia sedymentacyjnego wapieni gruzłowych formacji firlejskiej w leżące na nich zgodnie ciemnoszare margle ilasto-dolomityczne. Miłaczewski i in. (1983) wydzielili jako warstwy niedrzwickie część profilu Izdebnu IG 1 (2898,0–2957,0 m) stwierdzoną bezpośrednio pod karbonem. Są one tu reprezentowane w dolnej części przez regularnie warstwowane, ciemne wapienie i margle z domieszką drobnego materiału silikoklastycznego, z lingulidami i uwęgloną sieczką roślinną. Ku górze przechodzą w wapienie o niewyraźnym pokroju gruzłowym, z licznymi ramienionogami i krynoidami.

Stwierdzony regionalny zasięg jednostki obejmuje SW część segmentu lubelskiego w rejonie Abramowa, Opola Lubelskiego i Niedrzwicy (Miłaczewski, 1978; Miłaczewski i in., 1983). Miąższość wszędzie została zredukowana przez erozję podewońską. W okolicach Opola Lubelskiego IG 1, gdzie profil jest niemal pełny, miąższość wynosi około 100 m (Miłaczewski, 1972a), natomiast w okolicach Bełzyc i Niedrzwicy dochodzi do 350 m (Niedrzwica IG 1; Miłaczewski, 1978).

Osady formacji zaliczono ogólnie do systemu basenu szelfowego z sedymentacją węglanowo-ilastą w warunkach dys- i anaerobowych zapewne znacznie poniżej sztormowej podstawy falowania. Istnieje więc analogia do środowiska sedymentacji formacji bychawskiej, aczkolwiek zapewne bez charakterystycznych przejawów niepokoju tektonicznego. Nietypowe następstwo w rejonie Izdebnu sugeruje zmiany w końco-

wych etapach depozycji w tym rejonie basenu –mniejszą domieszkę ilastą w warunkach transgresji, która odsunęła źródła terygenów.

Szulczewski (1972) ustalił na podstawie konodontów wiek spągu warstw niedrzwickich w Opolu Lubelskim IG 1 na dolny podpoziom lub dolną część górnego podpoziomu *Pa. quadrantinodosa* (= obecny poziom *marginifera* famenu środkowego). Według Miłaczewskiego (1972a) w wyższej części jednostki występują głowonogi wskazujące na piętra toIIIβ i ?toIV dawnego podziału niemieckiego (= wyższy famen środkowy). W profilu Niedrzwica IG 1 (Miłaczewski, 1978) granica formacji firlejskiej i niedrzwickiej ma natomiast występować w piętrze woklumeriowym (= wyższa część famenu górnego). Datowanie to, oparte na wynikach badań Kalisia (1969) budzi jednak wcześniej wspomniane wątpliwości.

Formacja hulczańska

Jednostka ta jest reprezentowana przez urozmaicone utwory terygeniczo-węglanowo-anhydrytowe z nielicznymi skamieniałościami. Zakres zmienności typów litofacjalnych obejmuje jasnoszare piaskowce wapniste (tabl. XVI, fig. 6), dolomity, anhydryty i wapienie piaszczyste lub ilaste (tabl. XXI, fig. 6) oraz iłowce i mułowce zielonkawce. Podrzednie udział mają zlepieńce. Zespół organiczny składa się z liczących ramienionogów i krynoidów (w niższej części) oraz lingulidów, małżoraczek, otwornic, glonów i sieczki roślinnej. Silne wahania krzywych PS, PO i PG odzwierciedlają dużą pionową zmienność litologiczną (Miłaczewski, 1981a). Dolna granica ma charakter ciągłego przejścia od wapieni gruzłowych do wapieni piaszczystych. Jest na ogół wyraźnie zaznaczona na krzywych PG (wzrost wartości) i PNG (spadek) (fig. 18). W segmencie komarowskim, w profilu Korczmin IG 1 dominującą odmianą litologiczną są dolomity pozbawione szczątków szkieletowych, w tym dolomikryty z laminacją mikrobialną oraz czarne dolosparyty. Znaczący udział mają laminowane i gruzłowe anhydryty (częściowo zachowane jako pseudomorfozy), natomiast osady klastyczne spotykane są podrzednie.

Formacja hulczańska występuje w segmencie komarowskim oraz w NE części lubelskiego i stężyckiego, gdzie osiąga maksymalne miąższości do 300 m. Bardzo wyraźna jest przy tym zależność miąższości i litologii od bliskości synsedymencyjnych stref uskokowych – Kocka i Włodzimierza Wołyńskiego (por. tabl. 6 w: Żelichowski, Kozłowski, red., 1983).

Charakter sedymentologiczny formacji jest słabo rozpoznany, m.in. z powodu niedostatecznego materiału rdzeniowego. Dotychczasowe obserwacje wskazują na szeroki wachlarz środowisk depozycyjnych – od morskich, przybrzeżnych po lądowe, o ogólnej tendencji do spływania się ku górze. Osady można zaliczyć do marginalnomorskiego systemu klastyczno-węglanowo-siarczanowego, obejmującego zmienne obocznie facje pogranicza sedymentacji morskiej i lądowej w warunkach aktywnej tektoniki blokowej na obrzeżu basenu.

Wiek formacji jest słabo udokumentowany, ogólnie zaliczana jest do famenu (Miłaczewski, 1981a). W segmencie komarowskim dolna granica z formacją firlejską, biegnie prawdopodobnie w pobliżu dolnej granicy famenu środkowego.

Kompleks pstrych klastyków

Należy tu najwyższa część utworów dotychczasowej formacji hulczańskiej w stropie famenu w NE strefie segmentu lubelskiego (por. otwory Krępiec 1, Mełgiew 2, Ciecierzyn 8 i Łączna 20 na [fig. 18](#) oraz Pliszczyn 1; M. Narkiewicz, red., 2005a). Charakterystyczne dla tych utworów jest zmienne następstwo osadów o bardzo urozmaiconym uziarnieniu – od pstrych iłowców i mułowców do jasnych piaskowców kwarcowych ([tabl. XVI](#),

[fig. 7](#)) oraz ciemniejszych, arkozowych i szarogłazowych. Występują też zwirowce polimiktyczne, zawierające obok klastów lokalnych odmiany „egzotyczne”, w tym otoczaki skał krystalicznych. Krzywe PG i PNG charakteryzują się znacznymi i nieregularnymi wahaniami w pionie, odzwierciedlającymi zmienny udział iłowców i mułowców w skali metrowej, a nawet decymetrowej. Osady te należą do systemu aluwialnego, a obecność zwirowców wskazuje na bliskość denudowanych obszarów, m.in. podłoża prekambryjskiego na NE obrzeżeniu basenu.

SYSTEMY DEPOZYCYJNE A CYKLE TRANSGRESYWNO-REGRESYWNE

Według Miłaczewskiego (1981a) sedymentacja dewońska zachodziła w ramach dwóch długotrwałych cykli sedymentacyjnych: sylursko-wczesnodewońskiego oraz środkowo-późnodewońskiego. Ten pierwszy składał się z „etapu regresywnego” (odpowiadającego formacji sycyńskiej i czarnoleskiej) oraz „etapu sedymentacji kontynentalnej” (formacja zwoleńska). Etap transgresywny drugiego cyklu obejmuje osady eiflu-wczesnego famenu, podczas gdy w famenie późnym nastąpiła regresja zakończona „ruchami wznoszącymi synorogenezy bretońskiej”. Ten ogólny schemat zachowuje aktualność do dziś, a megacykl wczesnodewoński przedstawiono dalej bez istotnych modyfikacji i dalszych podziałów. Szereg cykli transgresywno-regresywnych niższego rzędu wyróżniono natomiast w obrębie megacyklu środkowo-późnodewońskiego (M. Narkiewicz i in., 1998b; M. Narkiewicz, 2002, 2005a). Poszerzony materiał analityczny umożliwił modyfikację tego ostatniego podziału i jego rozciągnięcie na cały basen lubelski.

ARCHITEKTURA DEPOZYCYJNA DEWONU DOLNEGO

Dewon dolny Lubelszczyzny charakteryzuje się daleko idącymi analogiami facjalnymi do równowiekowych sukcesji zachodniej Ukrainy, co wskazuje na istnienie ciągłego basenu sedymentacyjnego zamkniętego od wschodu skłonem lądowego masywu ukraińskiego (Miłaczewski, 1981a). Osady wczesnodewońskie, o maksymalnej miąższości około 2,5 km, stanowią łącznie część jednego megacyklu depozycyjnego zapoczątkowanego w sylurze. Dewońskie partie części transgresywnej tego cyklu są reprezentowane przez grube utwory głębszego szelfu formacji sycyńskiej. Na Podolu i Wołyniu obserwuje się w lochkowie przejście facjalne od osadów otwartego zbiornika w rejonie zapadliska karpackiego i w niecce lwowskiej ku brzeżnym facjom na zachodnim obrzeżu tarczy ukraińskiej (Drygant, 2003). Odpowiedniki facjalne formacji sycyńskiej, określane tam jako seria tywerska, osiągają maksymalną miąższość 530 m, malejącą ku NE przy rosnącym udziale wapieni i coraz bogatszym zespole fauny bentonicznej. Ku wschodowi przechodzą one w facje marglisto-dolomityczne, a następnie w czerwone klastyki serii ikwiańskiej, o miąższości dochodzącej do około 360 m.

W stropowych partiach formacji sycyńskiej zaznacza się tendencja regresywna, związana z progradacją systemu klastyków przybrzeżnych formacji czarnoleskiej. Podobną tendencję obserwuje się na Podolu, gdzie w najwyższej części serii ty-

werskiej (jednostka iwaniewska) wzrasta domieszka klastyczna, pojawiają się czerwone barwy, a zespół skamieniałości ogólnie ubożeje i traci charakter otwartomorski. Wyżej leżą już odpowiedniki formacji zwoleńskiej – czerwone klastyki serii dniestrzańskiej. Według Uchmana i in. (2004) pogranicze serii tywerskiej i dniestrzańskiej odpowiada stopniowemu przejściu od morskich środowisk lagunowych (*offshore lagoon*), przez wewnętrzną lagunę lub zatokę (*inshore lagoon or bay*) po równinę fluwialno-estuariową z okresowymi zalewami morskimi (*fluvial-estuarine plain*).

W basenie lubelskim kulminacja regresji zbiega się z początkiem sedymentacji utworów zaliczonych do systemu aluwialnego formacji zwoleńskiej. Sedymentacja aluwialna wcześniej zakończyła się w centralnych partiach basenu, przechodząc w osady morskie. Natomiast w obrzeżeniu NE górna granica osadów formacji zwoleńskiej ma charakter erozyjny, a facje aluwialne występują aż do dewonu środkowego (por. dalej). Zmiana obocznie, ale lokalnie znaczna miąższość utworów lądowych (200–1500 m) sugeruje, że depozycja miała uwarunkowania tektoniczne, związane z aktywnością uskokuw w otoczeniu basenu i w jego podłożu (por. M. Narkiewicz i in., 2011, ten tom).

Odpowiednikiem facjalnym formacji zwoleńskiej na zachodniej Ukrainie jest formacja terebowelska, reprezentująca bardzo zbliżony system depozycyjny, interpretowany jako równina aluwialna, z rzekami meandrującymi i jeziorami (Drygant, 2003; Uchman i in., 2004). Dla formacji tej, podobnie jak dla zwoleńskiej, typowy jest brak osadów grubookruchowych. Dolna granica jest silnie diachroniczna, związana z postępującą ku zachodowi regresją – od najniższego lochkowu na wschodzie (gdzie spągową część formacji tworzy seria ikwiańska) aż po pogranicze lochkowu i pragu na zachodzie, w rejonie niecki lwowskiej i zapadliska karpackiego (Uchman i in., 2004; Małkowski i in., 2009). W tym ostatnim regionie całość formacji odpowiada serii dniestrzańskiej, o miąższości do około 1200 m, zaliczanej do pragu i emsu. Sedymentację tych utworów wiąże się z rozwojem wzdłuż krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej rowu o przebiegu NW–SE (Drygant, 2003; por. też Uchman i in., 2004).

CYKLE T-R W OBRĘBIE FORMACJI TELATYŃSKIEJ

We wcześniejszych opracowaniach (M. Narkiewicz i in., 1998b; M. Narkiewicz, 2002; M. Narkiewicz, red., 2005) wyróżniono w obrębie formacji telatyńskiej cztery cykle trans-

gresywno-regresywne: II, IIIa, IIIb i IVa. W wyniku analizy większej liczby profili reprezentatywnych dla całego regionalnego zasięgu formacji zmodyfikowano dotychczasowy podział, wyróżniając pięć cykli (T-1 do T-5). Cykle T-1 do T-3 ustalono w obrębie dawnego cyklu II, cykl T-4 odpowiada w przybliżeniu IIIa, natomiast nieuzasadnione okazało się wydzielenie osobnych cykli IIIb i IVa, które tu połączono w jeden – T-5. Korelacja karotażowa pozwoliła na prześledzenie wyróżnionych cykli w segmencie komarowskim i lubelskim (fig. 19; por. też fig. 3, 4), natomiast w segmencie stężyckim ulegają one prawdopodobnie amalgamacji w silnie skondensowanej stratygraficznie sukcesji płytkowodnej (część SE), a dalej ku NW zanikają w związku z dominującym reżimem erozyjnym (fig. 5).

Cykl T-1

W południowo-zachodniej części segmentu komarowskiego (Komarów IG 1, Korczmin IG 1) cykl jest w całości reprezentowany przez przybrzeżnomorskie klastyki ogniwa przewodowskiego (fig. 4). Korelacja karotażowa oraz stosunki miąższościowe sugerują, że w części NE facje marginalnomorskie przechodzą obocznie w aluwialny system depozycyjny formacji zwoleńskiej (Terebiń IG 5, Strzelce IG 2), a sedimentacja morska zaczyna się od transgresji cyklu T-2. Dane

paliostrotygraficzne z profilu Terebiń IG 5 (Turnau i in., 2005; Turnau, 2011, ten tom) wskazują, że w późnym emsie i/lub na pograniczu emsu i eiflu panowały warunki erozji, która prawdopodobnie usunęła wyższą część formacji zwoleńskiej. W świetle tych danych osady cyklu T-1 są w Terebiń IG 5 i Strzelcach IG 2 nieobecne z powodu panowania reżimu erozyjnego.

Podobny diachronizm można interpretować w przypadku segmentu centralnego. W części SW cykl T-1 również odpowiada klastykom przewodowskim, a transgresja jest wyraźnie zapisana jako wkraczanie facji morskich na aluwialne w późnym emsie (Turnau, 2011, ten tom). W profilu Gielczew PIG 5 występują trzy cykle niższego rzędu o ziarnie drobniejszym ku górze (zespoły piaskowcowo-mułowcowe). Korelacja karotażowa sugeruje, że w profilu Bystrzyca 2 mamy do czynienia z amalgamacją dwóch wyższych subcykli, podczas gdy najniższy zanika, przechodząc obocznie (?) w pstrę klastyki zwoleńskie. Jeszcze dalej ku NE, cykl T-1 obejmuje jedynie dolną część ogniwa przewodowskiego, bowiem wyższy cykl T-2 jest również reprezentowany przez facje klastyczne (Krepiec 1, Mełgiew 2, Ciecierzyn 8 – fig. 3). Według przyjętej tu interpretacji, w skrajnie północno-wschodnim profilu Krowie Bagno IG 1, występuje jedynie cykl T-2, o znacznie zredukowanej miąższości, odpowiadający językowi facji marginalnomorskich i najniższej części wyżej leżących utworów aluwialnych

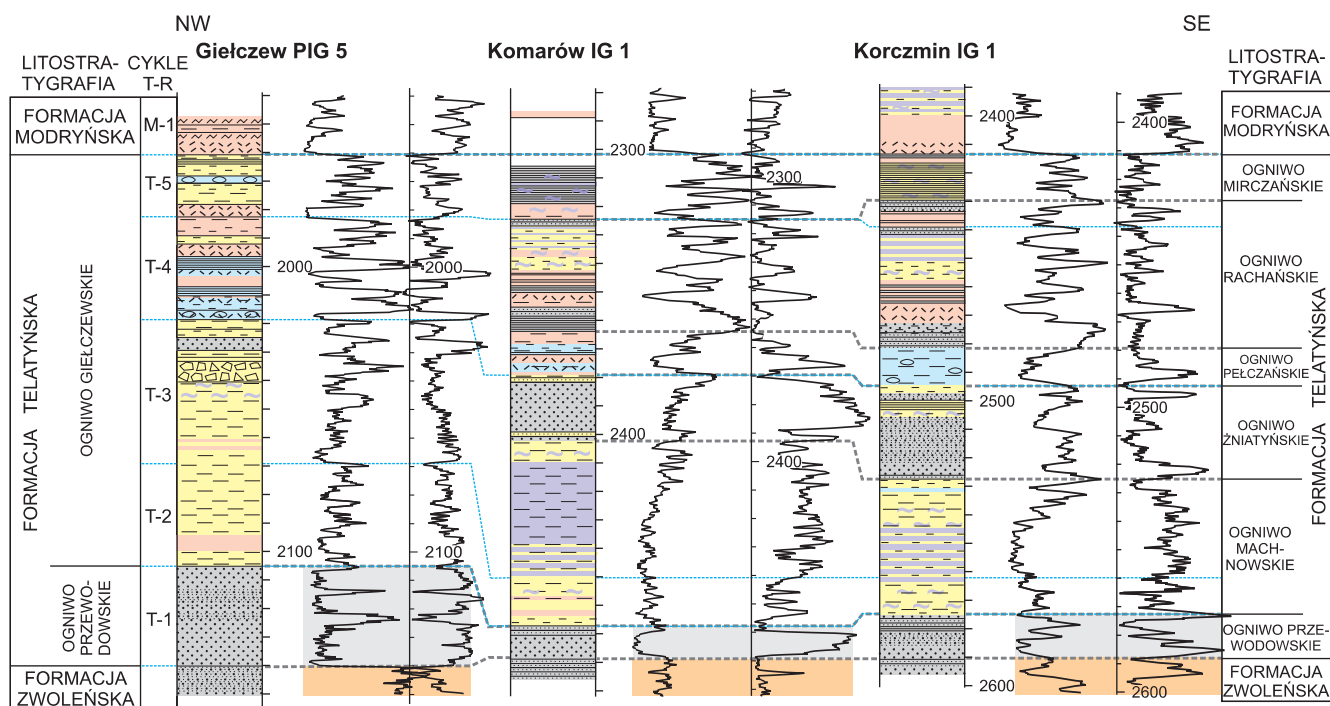


Fig. 19. Korelacja formacji telatyńskiej między segmentem centralnym (Gielczew PIG 5) a komarowskim (Komarów IG 1 i Korczmin IG 1)

Objaśnienia – por. fig. 3

Correlation of the Telatyń Formation between the Central Segment (Gielczew PIG 5) and the Komarów Segment (Komarów IG 1 and Korczmin IG 1)

Explanations – see Fig. 3

(fig. 3). Przez analogię do profilu Terebinia IG 5 osady cyklu T-2 leżą bezpośrednio na erozyjnej powierzchni ścinającej formację zwoleńską, oddzielone od niej luką stratygraficzną o znacznym zakresie wiekowym.

Ku NW, w profilu Opole Lubelskie IG 1, charakterystyka cyklu T-1 jest podobna jak w Giełczwi PIG 5, można nawet dopatrzeć się kontynuacji trzech subcykli o ziarnie drobniejszym ku górze (fig. 5). W segmencie stężyckim, cykle T-1 do T-5 ulegają prawdopodobnie amalgamacji (Stężyca 1), a dalej ku NW albo mają swoje odpowiedniki w lądowych facjach formacji zwoleńskiej, albo nie występują na skutek erozji (fig. 5, 11).

Cykl T-2

W rejonie SW segmentu komarowskiego (Komarów IG 1, Korczmin IG 1) cykl T-2 obejmuje dolne partie ogniwa machnowskiego, reprezentowane przez margliste dolomikryty, natomiast w części NE jest zapisany w postaci przybrzeżnomorskich klastyków przewodowskich przykrywających aluwialne facje zwoleńskie (fig. 4). Podobna sytuacja występuje w segmencie centralnym, gdzie na SW występują dolomikryty ogniwa giełczewskiego, natomiast w rejonie Lublina klastyki cyklu T-2 zalegają na podobnie wykształconych osadach cyklu T-1 (Krepiec 1, ?Ciecierzyn 8 – fig. 3).

Cykl T-3

W segmencie komarowskim dolna, transgresywna część cyklu składa się z węglanowo-anhydrytowych utworów ogniwa machnowskiego. W części NE zalegają one na klastykach cyklu T-2, natomiast ku południowi i zachodowi transgresja jest zapisana przez pojawienie się wkładek anhydrytowych, przy jednoczesnej redukcji domieszki terygenicznnej (por. krzywe PG – fig. 4). Górna, regresywna część cyklu jest reprezentowana przez klastyki ogniwa żniatyńskiego oraz – w stropie – przez pakiet mułowców i/lub margli dolomitycznych. Grubość osadów cyklu T-3 wyraźnie maleje, od około 70 m na SW do 35 m na NE, głównie kosztem cieniejącego ogniwa transgresywnego.

W segmencie centralnym transgresja nie zaznacza się w części SW wyraźną zmianą litofacji, a jedynie zmniejszoną domieszką terygeniczną (krzywe PG – fig. 3). W części NE transgresywnie facje węglanowe wkraczają na podłoże złożone z klastyków przewodowskich. Górne, choć nie najwyższe fragmenty cyklu w profilu Giełczew PIG 5 charakteryzują się występowaniem perylitoralnych węglanów i siarczanów oraz pakietem piaskowcowym. Najdalej ku NE (Krowie Bagno IG 1) osady morskie cyklu przechodzą obocznie w facje aluwialne. W profilu Opole Lubelskie IG 1 cykl T-3 charakteryzuje się niskimi zawartościami domieszki terygenicznnej w części dolnej, natomiast wyraźnym jej wzrostem ku górze (por. krzywa PG, fig. 5).

Cykl T-4

W segmencie komarowskim dolna część cyklu T-4 odpowiada ogniwu pełczańskiemu – wyraźnemu poziomowi transgresywnemu z fauną otwartomorską (Miłaczewski, 1981a;

K. Narkiewicz, M. Narkiewicz, 1998). W strefie dystalnej jest ono reprezentowane pierwotnie przez facje wapienne z liczną i urozmaiconą fauną, natomiast ku brzegowi zbiornika (Terebinia IG 5, Strzelce IG 2) pojawia się dominujący udział szarych, terygenicznnych osadów ilastych, o zredukowanej domieszce węglanowej i ze znacznie uboższym zespołem morskich organizmów. Taka zmienność może być interpretowana jako przejście od facji otwartego morza do brackicznego systemu depozycyjnego, graniczącego od strony lądu z rozwiniętymi systemami rzecznyymi w warunkach równi aluwialnej o przewadze akumulacji. Dominująca pod względem miąższości część regresywna cyklu, odpowiada tu w znacznej części ogniwu rachańskiemu, o przewadze, zwłaszcza ku stropowi, facji terygenicznnych, dolomitycznych i siarczanowych (fig. 4).

W segmencie centralnym obserwuje się w obrębie cyklu T-4 znacznie mniejsze pionowe zróżnicowanie litofacjalne (fig. 3, 19). Wyraźny poziom transgresywny tworzą wapienie z obfitą morską fauną, natomiast w górnej części przeważają margliste dolomity i margle dolomityczne (Giełczew PIG 5). W profilu Krowie Bagno IG 1 do cyklu T-4 zaliczono mułowce i dolomity leżące na osadach aluwialnych (fig. 3).

Cykl T-5

W segmencie komarowskim cykl T-5 w całości odpowiada ogniwu mirczańskiemu w profilu Komarów IG 1 oraz dodatkowo najwyższym partiom ogniwa rachańskiego, powyżej charakterystycznej wkładki mułowcowej w Korczminie IG 1 i Terebinii IG 5 (fig. 4). W dolnej części występują dolospartyty i wapienie, natomiast w górnej, regresywnej – iłowce z anhydrytem. W segmencie centralnym etap transgresywny cyklu T-5 reprezentują częściowo zdolomityzowane wakstony szkieletowe, natomiast regresywny – głównie dolomikryty margliste i margle dolomityczne (fig. 3, 5). We wszystkich badanych profilach osady cyklu T-5 charakteryzują się znaczną domieszką terygeniczną, która ulega raptownej redukcji z końcem cyklu, odpowiadającym granicy formacji telatyńskiej z modryńską.

CYKLE T-R W OBRĘBIE FORMACJI MODRYŃSKIEJ

W obrębie formacji modryńskiej wyróżniono 5 cykli transgresywno-regresywnych, od M-1 do M-5. Nawiązują one do wcześniejszych wydzielen M. Narkiewicza i in. (1998b), aczkolwiek z pewnymi modyfikacjami. Cykl M-1 odpowiada niemal całej wyższej części cyklu IV, wyodrębnionej w opracowaniu M. Narkiewicza (red., 2005a) jako IVb. Stropowe partie subcyklu IVb zaliczono jednak już do wyższego cyklu M-2, jako subcykl M-2a. Ogniwo transgresywnie tego subcyklu, rozpoczynające cały cykl M-2, a występujące powyżej charakterystycznego poziomu karotazowego **fr 1** (Miłaczewski, 1981a), ma duże znaczenie regionalne, co ujawniła korelacja między segmentem lubelskim a komarowskim (fig. 20). Pozostała część cyklu M-2 (M-2b i c) reprezentuje dawny cykl V. Cykl M-3 odpowiada dokładnie dawnemu VIa, natomiast cykl M-4 jest tożsamy z VIb (M. Narkiewicz i in., 1998b). Najwyższy cykl M-5, w pierwszej wersji podziału włączany do cyklu VII, później był dzielony na dwa subcykle VIc i d (Narkiewicz, red., 2005a), połączone z kolei w jeden VIb (K. Narkiewicz, M. Narkiewicz, 2008).

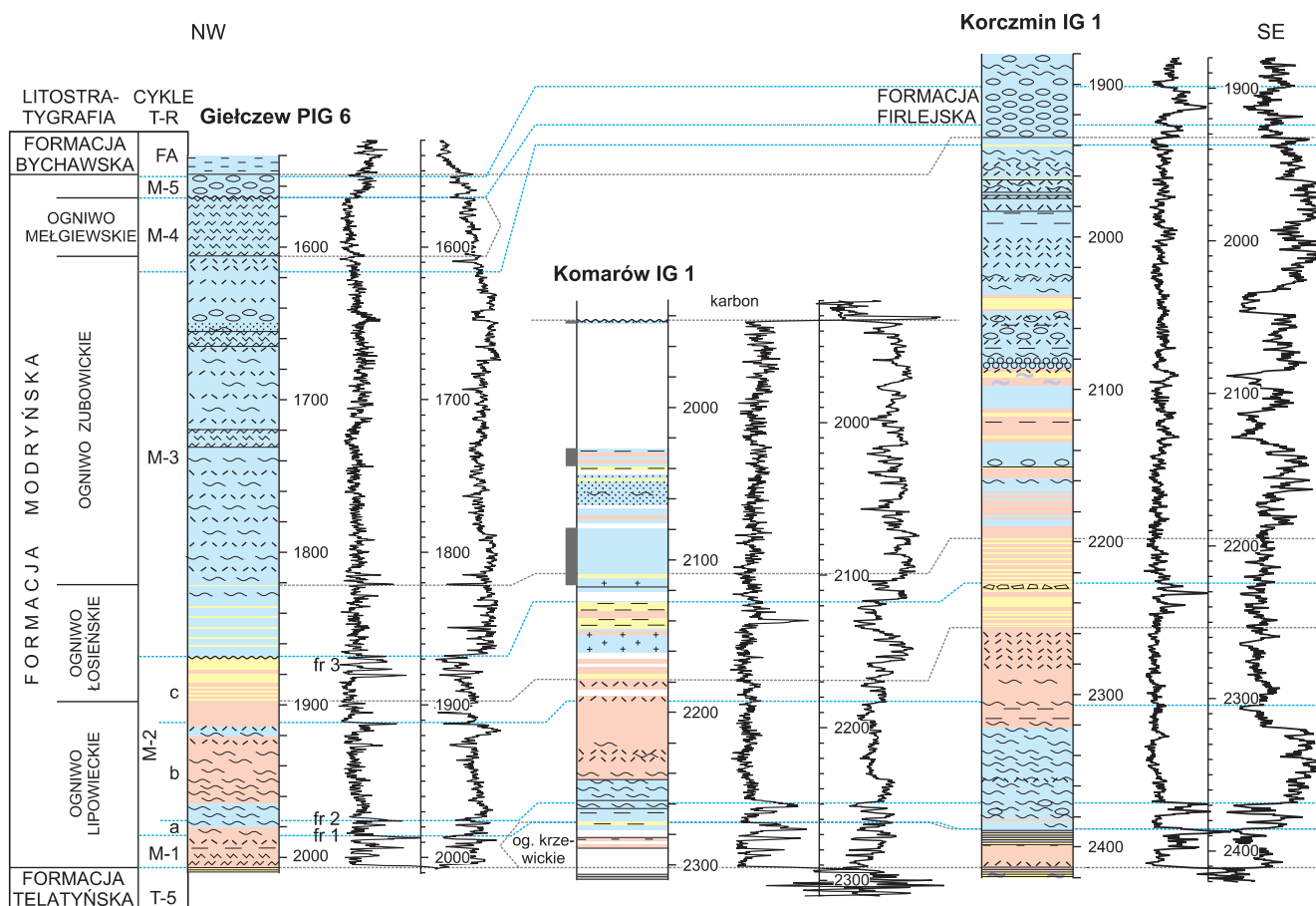


Fig. 20. Korelacja formacji modryńskiej między segmentem lubelskim (Gielczew PIG 6) a komarowskim (Komarów IG 1 i Korczmin IG 1)

fr 1–fr 3 – charakterystyczne poziomy karotazowe (Miłaczewski, 1981a; por. tekst.); objaśnienia – por. fig. 3

Correlation of the Modryń Formation between the Central Segment (Gielczew PIG 6) and the Komarów Segment (Komarów IG 1 and Korczmin IG 1)

fr 1–fr 2 – characteristic geophysical markers (Miłaczewski, 1981a; cf. the text); explanations – see Fig. 3.

Cykl M-1

Cykl ten jest czytelnie rozwinięty w segmencie komarowskim, gdzie w całości odpowiada ogniwu krzewickiemu (fig. 9). Dolna jego część (por. opis ogniwa) reprezentuje czyste węglany środkowej platformy leżące bezpośrednio na regresywnych iłowcach cyklu T-5. Faza regresywna cyklu M-1 jest zapisana jako perylitoralne i lagunowe, silnie ilaste osady dolomityczne i anhydrytowe (fig. 13A). W otworze Gielczew PIG 6 cykl M-1 odpowiada niższej części ogniwa lipowieckiego, w której część transgresywna (= biolityty „kadzielniańskie”) przechodzi w facje płytsze, aż do laminowanych dolosparytów (fig. 8). W innych profilach segmentu lubelskiego czytelny jest na krzywych PG wzrost zawartości domieszki terygeniczej w stropowych partiach cyklu, ale tendencja ta traci na wyrazistości ku NE równoległe z redukcją grubości cyklu. Stopniowy spadek miąższości cyklu obserwuje się też ku NW (por. otwory Gielczew PIG 6 i Bystrzyca 2 – fig. 8),

aż do całkowitej redukcji w profilu Opole Lubelskie IG 1 (fig. 10). Dalej ku NW cyklowi M-1 odpowiada już reżim erozyjny (fig. 10, 11).

Cykl M-2

Cykl M-2 jest rozprzestrzeniony w segmencie komarowskim i lubelskim, włącznie z ich strefami brzeżnymi (fig. 8–11). Maksymalną miąższość 140–160 m osiąga w segmencie komarowskim, natomiast w segmencie lubelskim charakteryzuje się miąższością 100–120 m malejącą ku NW do około 70 m. W segmencie stężyckim obserwuje się dalszą redukcję miąższości, do około 14 m w Stężycy 1 i do zera dalej ku NW.

Dolna granica cyklu zaznacza się na niemal całym badanym obszarze jako spadek zawartości domieszki terygeniczej w węglanach, zapisany w malejących wartościach PG, powyżej charakterystycznego piksu fr 1. Towarzyszący temu kontrast litofacjalny jest największy w segmencie komarow-

skim, gdzie na perylitoralnych-lagunowych osadach ogniwa krzewickiego leżą niemal czarne wapienne madstony z intraklastami i słabo zaznaczoną strukturą falistą. Transgresywny charakter wykazuje tu niższa część ogniwa lipowieckiego (por. opis wyżej). W segmencie lubelskim, w rejonie Giełczwi transgresywne partie cyklu reprezentowane są przez częściowo zdolomityzowane biostromy stromatoporoidowo-koralowe, natomiast w profilu Ciecierzyn 8 przez dolosparyty wykazujące struktury bioturbacyjne i relikty szkieletowe. Spąg cyklu M-2 zaznacza się wyraźnie w profilu Stężycy 1, gdzie na iłowcach dolomitycznych z wkładkami dolomikrytów (= strop silnie zredukowanej formacji telatyńskiej) leżą madstony wapienne, wapienie ziarniste i biostromy stromatoporoidowe. Dalej ku NW transgresywne facje cyklu M-2 ulegają wyklinowaniu depozycyjnemu i(lub) erozyjnemu (fig. 11).

Górna granica cyklu M-2 jest wyraźną nieciągłością sedymentacyjną, często powierzchnią erozyjną ścinającą zbrekcjowane dolomikryty (brekcje rozpuszczeniowo-kolapsyjne) w profilach Giełczew PIG 5 i 6, Korczmin IG 1 (fig. 13B; K. Narkiewicz, M. Narkiewicz, 2008) lub nieregularnie laminowane dolomikryty o pokroju marmurkowym w Stężycy 1. Te charakterystyczne utwory są częścią płyciejacej ku górze sukcesji w dolnej części ogniwa z Łosienia (segment lubelski i komarowski) i ogniwa ciecierzynskiego. W Ciecierzynie 8 nie zauważono jednak wyraźniejszej nieciągłości – na nieregularnie laminowanych marglistych dolomikrytach mikrobialnych leżą tu niżejplywowe(?) dolomikryty i dolosparyty z laminami i warstwami anhydrytów oraz madstonów wapiennych. W Krowim Bagnie IG 1 do wyższej części cyklu M-2 zaliczono iłowce i mułowce zielonkawe z wkładkami wapieni, przykryte źle wysortowanymi brekcjami polimikrytycznymi (fig. 8). Strop cyklu M-2 przypada na górną granicę charakterystycznego zespołu dodatnich anomalii PG, określanego jako poziom **fr 3** (fig. 20; Miłaczewski, 1981a), reprezentującego regresywną część subcyklu M-2c (por. dalej).

W części profili segmentu komarowskiego i lubelskiego można wyróżnić trzy subcykle M-2a–c, które w zapisie karotażowym charakteryzują się rosnącymi stopniowo ku stropowi wartościami PG odzwierciedlającymi wzrost terygenicznego domieszki ilastej w miarę rozwoju kolejnych regresji. Subcykl M-2a, odpowiadający przedziałowi między geofizycznymi poziomami **fr 1** i **fr 2**, odznacza się najmniejszą miąższością (kilka–kilkanaście metrów). Jest czytelny we wszystkich profilach segmentu komarowskiego (fig. 9), natomiast jego zapis karotażowy zanika w NE części segmentu lubelskiego i w segmencie stężycy (fig. 8, 10). W profilach Komarów IG 1 i Korczmin IG 1 w stropie subcyklu M-2a występuje powierzchnia erozyjna lub warstwa dolomikrytu, a powyżej obserwuje się zjawiska skondensowanej depozycji otwartomorskiej: hardgroundy, spirytyzowane klasty, wzbogacenie w szczątki ramienionogów, trochitów i głowonogów. Subcykle M-2b i c można wyróżnić w całym segmencie lubelskim, aczkolwiek ku NE tracą one czytelność w zapisie karotażowym (fig. 8). W Giełczwi PIG 6 granica tych subcykli wypada w stropie cienkiej wkładki dolomikrytowej nad marglistymi wakstonami szkieletowymi. W Krępcu 1 nad dolomikrytem marmurkowym z anhydrytem występują przeławienia anhydrytów i dolosparytów z relikdami fauny, przechodzące ku górze w margliste dolomikryty z anhydrytami

(= faza regresywna subcyklu M-2c). W profilu Mełgiew 2 (górnym) granica subcykli M-2 b i c jest słabo czytelna w rdzeniu. W Komarowie IG 1 granica ta jest prowadzona w stropie dolosparytu o strukturze laminitu mikrobiального, przykrytego dolosparytem z relikdami trochitów i ramienionogów. Z kolei w Korczminie IG 1 z granicą subcykli wiąże się wzrost różnorodności zespołów szkieletowych, a jednocześnie pojawienie się podrzędnej cykliczności depozycji – cykli spłyceńowych lub zasoleniowych. Podział cyklu M-2 na subcykle można, choć z pewnymi trudnościami, prześledzić jeszcze w Opolu Lubelskim IG 1, jednak dalej na NW (Stężycza 1) jest to już niemożliwe.

Cykl M-3

Odpowiada on dawniej wyróżnianemu cyklowi VIa, opisanemu w pracy K. Narkiewicz i M. Narkiewicza (2008). Odznacza się najszerzym rozprzestrzenieniem w basenie, a zarazem osiąga największe miąższości, maksymalnie do około 300 m w Korczminie IG 1, a nawet 320 m w Mełgwi 2; ta ostatnia wartość może być jednak tektonicznie zawyżona (fig. 8–11). W segmencie lubelskim typowa miąższość waha się od 240 do 260 m. W części NE tego segmentu (Krowie Bagno IG 1) miąższość cyklu uległa redukcji na skutek przedpóźnowiejszej erozji. Występowanie w zachowanej dolnej części świadectw sedymentacji płytkowodnej i erozji wskazuje jednak na spłykanie facji ku NE i towarzyszącą mu redukcję pierwotnej miąższości cyklu. Miąższość cyklu M-3 maleje w segmencie stężycy do około 170 m w Stężycy 1, a następnie przejściowo rośnie do około 200 m w Izdebnie IG 1. W profilu Wilga IG 1 cykl ten, erozyjnie zredukowany do około 30 m, wyróżniono w dolnej części sukcesji, uwzględniając jego szerokie występowanie w całym basenie i tendencję zmian miąższości w segmencie stężycy ku NW.

Dolna granica cyklu w segmencie komarowskim i lubelskim biegnie w obrębie ogniwa łosieńskiego i ciecierzynskiego. W zapisie karotażowym zaznacza się ona wyraźnie jako spadek wartości PG powyżej poziomu **fr 3** (Miłaczewski, 1981a). W niższej części cyklu M-3, tendencja transgresywna zaznacza się wzrostem udziału niżejplywowych mułów szkieletowych lub laminowanych anhydrytów przy mniejszej proporcji laminitów dolomikrytowych w podrzędnych cyklach spływających się ku górze. W segmencie komarowskim tego rodzaju cykliczna sukcesja utrzymuje się dłużej – również w niższej części ogniwa zubowickiego (por. wyżej, dolny kompleks w Korczminie IG 1 oraz pozostałe profile). Znacznie mniej czytelna jest ona w segmencie lubelskim (por. opis dolnego kompleksu ogniwa zubowickiego w Giełczwi PIG 6). W wyższej części cyklu przewagę mają madstony i wakstony szkieletowe ze zmiennym udziałem szkieletów stromatoporoidów i koralów. W segmencie lubelskim częste są struktury falisto-gruzłowe przy braku skrajnie płytkowodnych przeławień perylitoralnych (por. opis ogniwa zubowickiego). Charakterystyczne jest powszechne występowanie struktur glonowych, a także poziomów biolitytów stromatoporoidowo-glonowych, interpretowanych tu jako niewielkie biohermy. Świadczy to o ogólnie płytkowodnych warunkach platformy węglanowej, generalnie spływającej się ku SE. Poziomy biolitytów mogą reprezentować podrzędne pulsy trans-

gresji, które odsuwały źródła terygenów niekorzystnych dla rozwoju zespołów rafowych, a zarazem zapewniały przestrzeń akomodacji dla większych raf kępkowych. W stropowych partiach cyklu w segmencie lubelskim występują madstony i wakstony z ubogą fauną. Wyraźniejsze przejawy tendencji regresywnych obserwuje się w profilu Korczmin IG 1, w postaci wkładek dolomikrytowych.

Redukcji miąższości cyklu ku NW towarzyszy pojawianie się płytkowodnych facji regresywnych systemu węglanowych ciał piaszczystych i płycizn glonowych w segmencie steżycim (ogniwo steżyckie). Osady te rejestrują wyraźny trend spłyceńowy, a w ich stropie rośnie udział domieszki terygeniczej, widoczny w zapisie PG (fig. 11). Płytkowodny charakter dolomitycznych osadów cyklu M-3 jest też czytelny w profilu Wilga IG 1.

Na tle pozostałych cykli M-3 ma cechy nietypowe. Ogólnie przypomina cykl quasi-symetryczny: stopniowe pogłębienie (w warunkach cyklicznej agradacji), następnie tendencja do spłykania (ale komplikowana pulsami transgresywnymi niższego rzędu reprezentowanymi przez budowle organiczne i spadek dostawy iliterygenicznego), zakończone raptownym pogłębieniem z początkiem cyklu M-4. Nietypowa charakterystyka miąższego cyklu M-3 może wynikać z tektonicznych uwarunkowań cyklu (K. Narkiewicz, M. Narkiewicz, 2008; M. Narkiewicz i in., 2011, ten tom). Zgodne z taką interpretacją jest występowanie w ogniwie zubowickim poziomów charakterystycznych brekcji śródformacyjnych interpretowanych jako sejsmity.

Cykl M-4

W przedziale głębokości cykli M-4 i M-5 w stropie formacji modryńskiej i tuż powyżej obserwuje się charakterystyczny wzór krzywych geofizycznych (fig. 8–11). Na ogół są to trzy cieńsze interwały o mniejszych wartościach PG przedzielonych grubszymi partiami o wartościach podwyższonych, świadczących o większej ilastej domieszce terygeniczej. Oboczna zmienność tego schematu ogólnego jest jednakże znaczna, a jej powodem jest po części lokalne występowanie budowli organicznych ogniwa mełgiewskiego. W przypadku Gielczwi PIG 6 porównano zapis geofizyczny wariantu rafowego z danymi rdzeniowymi, natomiast profil pozbawiony biolitytów mełgiewskich przeanalizowano w Rudniku IG 1 (fig. 21). W otworze tym górna część formacji modryńskiej uległa powtórzeniu tektonicznemu, dzięki czemu dysponujemy zapisem rdzeniowym znacznego odcinka cykli M-4 i M-5. Wyniki porównania cykli M-4 i M-5 w obu wierceniach zastosowano do korelacji otworów, w których omawiana część formacji była gorzej rdzeniowana.

W profilach Gielczew PIG 5 i PIG 6 początek cyklu M-4 jest reprezentowany u podstawy biolitytu mełgiewskiego przez kilkunastometrowy zespół kalkarenitów z liczną i wyjątkowo zróżnicowaną fauną tetrakorali, tabulatów i płaskich stromatoporoidów (fig. 16A). Występują w nim dwie wkładki biolitytu (podrzedne biohermy?); spąg niższej uznano za dolną granicę cyklu M-4. Podniesienie się poziomu morza zapewniło przestrzeń akomodacji dla wzrostu budowli

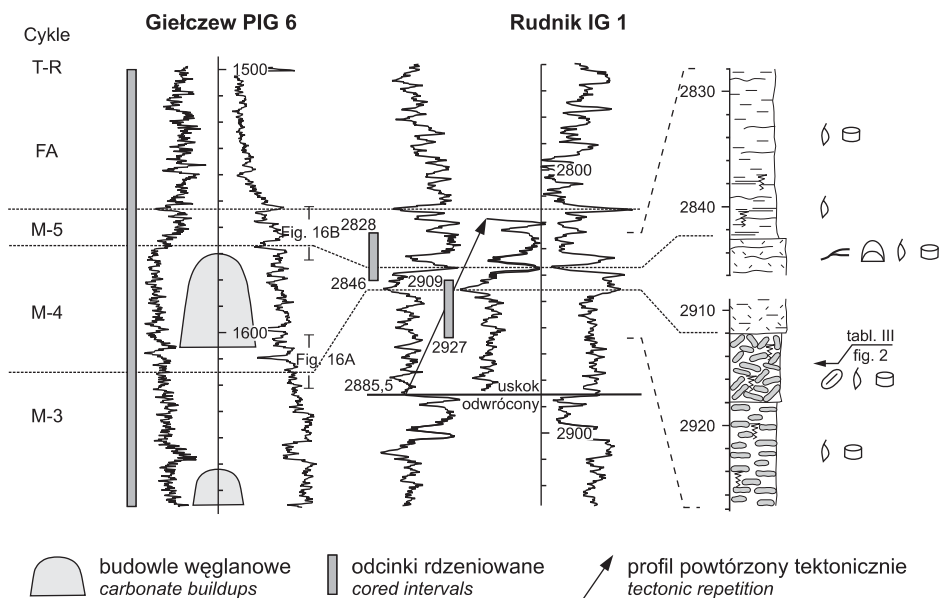


Fig. 21. Korelacja stropowych partii formacji modryńskiej w profilach wiertniczych Gielczew PIG 6 i Rudnik IG 1 (zauważ tektoniczne powtórzenie w profilu)

Z prawej strony profilu Rudnik IG 1 przedstawiono szczegóły litologii wybranych przedziałów głębokości (por. objaśnienia na s. 62)

Correlation of topmost parts of the Modryń Formation in the Gielczew PIG 6 and Rudnik IG 1 boreholes
(Note a tectonic repetition in the Rudnik IG 1)

On the right side – details of lithology of the selected depth intervals (see explanations on page 62)

organicznej, o grubości dochodzącej do 40 m (Giełczew FIG 6). Występujące w stropie biolitytu szczeliny wypełnione czerwona treścią są natomiast dowodem na wynurzenie i rozwój procesów wietrzeniowych w warunkach wymuszonej regresji. Maksymalna miąższość rafowego wariantu cyklu M-4 wynosi 50 m.

W profilu Rudnik IG 1 regresywna część cyklu M-3 jest wyraźnie czytelna w postaci przejścia od wapieni gruzłowych z oznakami bioturbacji, ramienionogami i trochitami do charakterystycznych wapieni gruzłowo-detrytycznych (głęb. 2912–2918 m) ze źle wysortowanymi klastami w postaci redeponowanych, częściowo przerobionych śródformacyjnie gruzłów w marglistym tle skalnym. Transgresja M-4 zaznacza się jako ostre przejście do wapieni ziarnistych przeławianych czarnymi madstonami marglistymi. Przechodzą one ku górze w szare jednorodne wakstony ze strukturami falisto-gruzłowymi i redeponowanymi szkieletami stromatoporoidów (= faza regresywna cyklu). Ogólnie miąższość „pozarafowego” wariantu cyklu M-4 wynosi około 10 m, a w innych profilach waha się od około 5 do 15 m. W Korczminie IG 1 cykl zaczyna się od laminowanych madstonów powyżej erozyjnej powierzchni stropowej M-3 (fig. 13C). Ta dolna granica wyraźnie zaznacza się na głębokości około 1940 m, jako spadek wartości PG, które rosną ku górze w silnie marglistych utworach w najniższej części formacji firlejskiej (fig. 9).

Korelacja karotażowa sugeruje, że cykl M-4 kontynuuje się od segmentu lubelskiego ku NW do rejonu Maciejowic i Izdebnia, gdzie osiąga grubość 10–20 m (fig. 10, 11). W profilu Opole Lubelskie IG 1 cykle M-4 i M-5 nie dają się rozdzielić (fig. 10), zapewne na skutek amalgamacji związanej z kondensacją stratygraficzną, stwierdzoną przez Szulczewskiego (1972). Z głębokości około 1148 m (po korekcie względem rdzeni – ok. 1145 m) opisał on wymieszana stratygraficznie faunę konodontową pogranicza franu i famenu (por. też K. Narkiewicz, Bułtynck, 2011, ten tom). W związku z kondensacją również położenie dolnej granicy cyklu FA jest niepewne w zakresie kilku metrów (fig. 10).

Cykl M-5

Pełny zapis rdzeniowy cyklu M-5 w Giełczwi FIG 6 składa się głównie z wapieni gruzłowych z nieliczną fauną, leżących na skrasowiałej powierzchni biolitytu cyklu M-4 (fig. 16B). W dolnej części widoczny jest podrzędny metrowy cyklotem, reprezentowany przez wakstony szkieletowe z koralami i stromatoporoidami, zwieńczony mikrobialnym laminitem fenestralnym, z powierzchnią erozyjną w stropie. Górna granica cyklu M-5 występuje tuż poniżej ciemnych marglistych madstonów formacji bychawskiej, w obrębie zlepieńców śródformacyjnych z trochitami i głowonogami, reprezentujących stadium regresywne i początek transgresji kolejnego cyklu (fig. 16B).

W „pozarafowym” profilu Rudnika IG 1 cykl M-5 jest reprezentowany głównie przez ciemnoszare–czarne madstony ilaste i margle, w niższej części z laminacją regularną, miejscami zaburzona bioturbacyjnie i przejawami pirytyzacji. Obecne są ramienionogi i, rzadziej, trochity (fig. 21). W innych profilach segmentu lubelskiego można prześledzić granice cyklu na podstawie karotaży (fig. 8). Jego miąższość

waha się od około 10 m w Giełczwi FIG 5 do około 40 m w Krępcu 1. Prawdopodobnie rośnie ona w profilach pozarafowych, co wiąże się z wypełnianiem reliefu depozycyjnego w otoczeniu budowli organicznych. Niejasny jest przypadek Mełgwi 2, gdzie miąższość wydaje się być wyjątkowo duża (ponad 40 m?), jednak brak rdzenia utrudnia identyfikację górnej granicy biolitytów, a więc i cyklu M-4 (por. opis ogniw mełgiewskiego).

W Korczminie IG 1 granice cyklu zostały wyznaczone na podstawie charakterystycznego wzoru krzywej PG (por. fig. 20), natomiast w zapisie sedimentacyjnym nie są one wyraźnie czytelne. W segmencie stężyckim, gdzie grubość cyklu wynosi około 10 m, jego dokumentacja rdzeniowa jest bardzo skąpa.

ARCHITEKTURA DEPOZYCYJNA FAMENU

Najpełniejszy obraz wewnętrznej architektury famenu uzyskano dla centralnej części segmentu lubelskiego (fig. 18), gdzie zarazem te utwory osiągają maksymalną miąższość: od około 800 m w części SW (Rudnik IG 1) przez około 1700 m w rejonie Lublina do około 1400 m w części NE (Łęczna 20). Dalej ku NW, w profilu Opole Lubelskie IG 1 pierwotna miąższość famenu – oszczędzonego tam w znacznym stopniu przez erozję przedśrodkowojurajską – zmniejsza się do około 200 m (Miłaczewski, 1972a). Dane te sugerują, że redukcja miąższości famenu wzdłuż SW brzegu basenu ma podłoże sedimentacyjne, a nie jest efektem późniejszej erozji. W segmencie stężyckim obserwuje się miąższości rzędu 200–300 m, aczkolwiek trudno jest tu oszacować rozmiary erozji przedpóźnowizeńskiej. Również w segmencie komarowskim pierwotne miąższości famenu maleją w porównaniu z segmentem centralnym – do około 600 m w osi depocentrum basenu (Żelichowski, Kozłowski, red., 1983).

Korelacja profili (fig. 18) wskazuje, że omawiany etap sedimentacji w segmencie lubelskim rozpoczął się w najwcześniejszym famenie, a ilasto-wapienne osady bychawskie osiągają dwukrotnie większe miąższości w części osiowej basenu niż w jego partiach brzeżnych (SW i NE). Koresponduje to z obserwacjami sedimentologicznymi wskazującymi na istnienie paleoskłonów i aktywności tektonicznej w basenie szelfowym. Początek sedimentacji wapieni gruzłowych formacji firlejskiej oznacza ogólne spłylenie basenu szelfowego i wyrównanie gradientów batymetrycznych, ale w warunkach dalszej znacznej subsydencji i tektoniki synsedimentacyjnej na węglanowo-ilastym szelfie niżejplywowym. Wkrótce potem zaznacza się początek progradacji klastyków hulczańskich od strony aktywnej tektonicznie NE krawędzi basenu, przebiegającej wzdłuż obecnej strefy uskokowej Kocka. Progradujący system klastyków przybrzeżnych zachowuje w przybliżeniu stałą miąższość, wyklinowując się zapewne na SW od depocentrum. Bilans subsydencji tektonicznej i akumulacji osadów systematycznie przechyla się na korzyść tej ostatniej, co prowadzi do depozycji w rejonie NE krawędzi basenu osadów aluwialnych o znacznej miąższości (ok. 600 m lub więcej), a następnie ich progradacji ku SW. Tak więc, całość osadów fameńskich reprezentuje jeden duży, uwarunkowany tektonicznie cykl T-R, określane tu jako FA.

Rozkład pierwotnych miąższości wyższego famenu jest częściowo zniekształcony przez erozję zapoczątkowaną na przelomie dewonu i karbonu, która mogła lokalnie zredukować znaczniejsze miąższości utworów w rejonie południowo-zachodnim. Jednakże, charakterystyczny układ utworów regresywnych formacji hulczańskiej i kompleksu pstrych klastyków wskazuje na ich depozycyjne wyklinowanie ku SW. Miłaczewski (1978) zakładał, na podstawie analizy skąpcich danych biostratygraficznych, że przechodzą one w tym kierunku w systemy głębszego szelfu lub basenu szelfowego węglanowo-ilastego (= strop formacji firlejskiej i warstwy niedrzwickie). Tendencja regresywna byłaby w tej części basenu zapisana bardziej subtelnie – jedynie przez zwiększoną domieszkę ilastą i napławione szczątki roślinne. Trzeba jednak podkreślić, że najwyższa część sukcesji górnodewońskiej jest jeszcze słabo rozpoznana pod względem sedymentologicznym i biostratygraficznym.

W segmencie komarowskim (Korczmin IG 1) utwory fameńskiego cyklu depozycyjnego są słabiej rozwinięte niż

w segmencie centralnym. Ogniwo transgresywne jest reprezentowane przez system szelfu węglanowo-ilastego (formacja firlejska), o miąższości maksymalnej około 500 m. Regresywne osady węglanowo-siarczanowe i klastyki przybrzeżne formacji hulczańskiej osiągają miąższość do 200 m.

W segmencie stężycykim utwory omawianego cyklu należą przede wszystkim do systemu wapienno-ilastego basenu szelfowego. Tendencje regresywne są tu wyraźnie czytelne, jako przejście litofacjalne od typowych wapieni i margli bychawskich, przez odmianę z większą ilością materiału szkieletowego, po osady z domieszką mułku terygenicznego i sieczką roślinną. To spływające się ku górze następstwo jest zaburzone przez obecność w stropie niemal czystych wapieni o pokroju gruzłowym z fauną morską i szczątkami roślin (Izdebno IG 1 – por. wyżej). Być może reprezentują one warunki nieco bardziej otwartomorskie, oddalone od źródeł terygenów na skutek słabo rozpoznanego pulsu transgresywnego w późnym famenie.

ROZWÓJ BASENU I JEGO POPRZECZNA SEGMENTACJA

Mówiąc o basenie lubelskim, mamy na myśli jedynie jego zachowaną do dzisiaj, dostępną badaniom część, ograniczoną od wschodu granicą państwa. Granice NW i NE są efektem procesów erozji przedpóźnowizeńskiej. Ku SE basen lubelski przechodzi w basen lwowski, natomiast od SW graniczy z basenem łysogórsko-radomskim wzdłuż wąskiej strefy przejściowej biegnącej wzdłuż elewacji radomsko-krańnickiej (M. Narkiewicz i in., 2011, ten tom).

ETAPY ROZWOJU

Główne, opisane niżej, etapy sedymentacji w basenie lubelskim zdefiniowano na podstawie porównania elementów architektury depozycyjnej dewonu środkowego i górnego w skali całego basenu: cykli T-R, ich miąższości, tworzących je systemów depozycyjnych i zasięgu sedymentacji w zbiorniku. Elementy te, częściowo czytelne już w korelacji profili stratygraficznych (fig. 4, 5, 8–11), przedstawiono w przekroju poprzecznym (fig. 22) i podłużnym (fig. 23) względem osi depocentrum o kierunku NW–SE. Wiek zdarzeń depozycyjnych i cykli T-R przeanalizowano w pracy M. Narkiewicza i in. (*op. cit.*), gdzie również przedyskutowano wpływ eustatyki i tektoniki na kształtowanie architektury depozycyjnej.

Etap wczesnodewoński

Architektura depozycyjna dewonu dolnego nie była przedmiotem szczegółowych badań. Ogólną charakterystykę wczesnodewońskiego megacyklu depozycyjnego, reprezentowanego przez grube osady terygeniczne, przedstawiono w poprzednim rozdziale. W pracy M. Narkiewicza i in. (*op. cit.*) omówiono przebieg i kontekst regionalny sedymentacji wczesnodewońskiej z uwzględnieniem basenu łysogórsko-radomskiego.

Etap środkowodewoński–wczesnofrański

Etap ten obejmuje cykle T-1 do T-5 i M-1 do M-2, charakteryzując się wyrównanymi miąższościami, na ogół rzędu kilkunastu do kilkudziesięciu metrów (fig. 22, 23). Osady tego etapu stwierdzono na całym badanym obszarze basenu, z wyjątkiem północnej części segmentu stężycykiego na NW od skondensowanego stratygraficznie profilu otworu Stężycyca 1 (fig. 23).

Opisywany etap dzieli się na dwa wyraźne podetapy – środkowodewoński i wczesnofrański – rozdzielone epizodem regresji u schyłku cyklu T-5. Na NW od Bystrzycy 2 (fig. 23) z regresją jest związana luka sedymentacyjna spowodowana przez niedepozycję i/lub nieznaczną erozję. Podetap środkowodewoński charakteryzuje się ogólnym wzrostem udziału facji otwartomorskich, od terygenicznego cyklu T-1 przez cykle T-2 do T-3 ze znacznym udziałem systemów przybrzeżnych i/lub odciętych od otwartego zbiornika morskiego, aż po dominujące facje otwartej platformy węglanowej. Cykl T-5 reprezentuje, zwłaszcza w górnej części, system odciętego szelfu lub proksymalnej platformy węglanowej. Grubość osadów podetapu środkowodewońskiego maleje ku NE, ale głównie na skutek redukcji miąższości cykli T-1 do T-3, przy wyrównanych miąższościach dwóch górnych cykli (por. fig. 3, 4, 22). Ogólnej redukcji miąższości towarzyszy wzrost udziału terygenów, a facje stają się bardziej przybrzeżne i odcięte od otwartego zbiornika. Szczególnie jest to zauważalne w profilu Krowie Bagno IG 1, gdzie znaczny udział mają facje aluwialne (fig. 22), ale jest również widoczne w profilach segmentu komarowskiego (fig. 4).

Podetap wczesnofrański ma cechy cyklu symetrycznego: od platformy węglanowej przez system otwartego szelfu węglanowo-ilastego, po dominującą proksymalną platformę i lagunę ewaporacyjną. Słabiej niż we wcześniejszym podetaapie zaznacza się redukcja miąższości ku NE. Gradienty facjalne wydają się być również bardziej wyrównane, nie wskazują

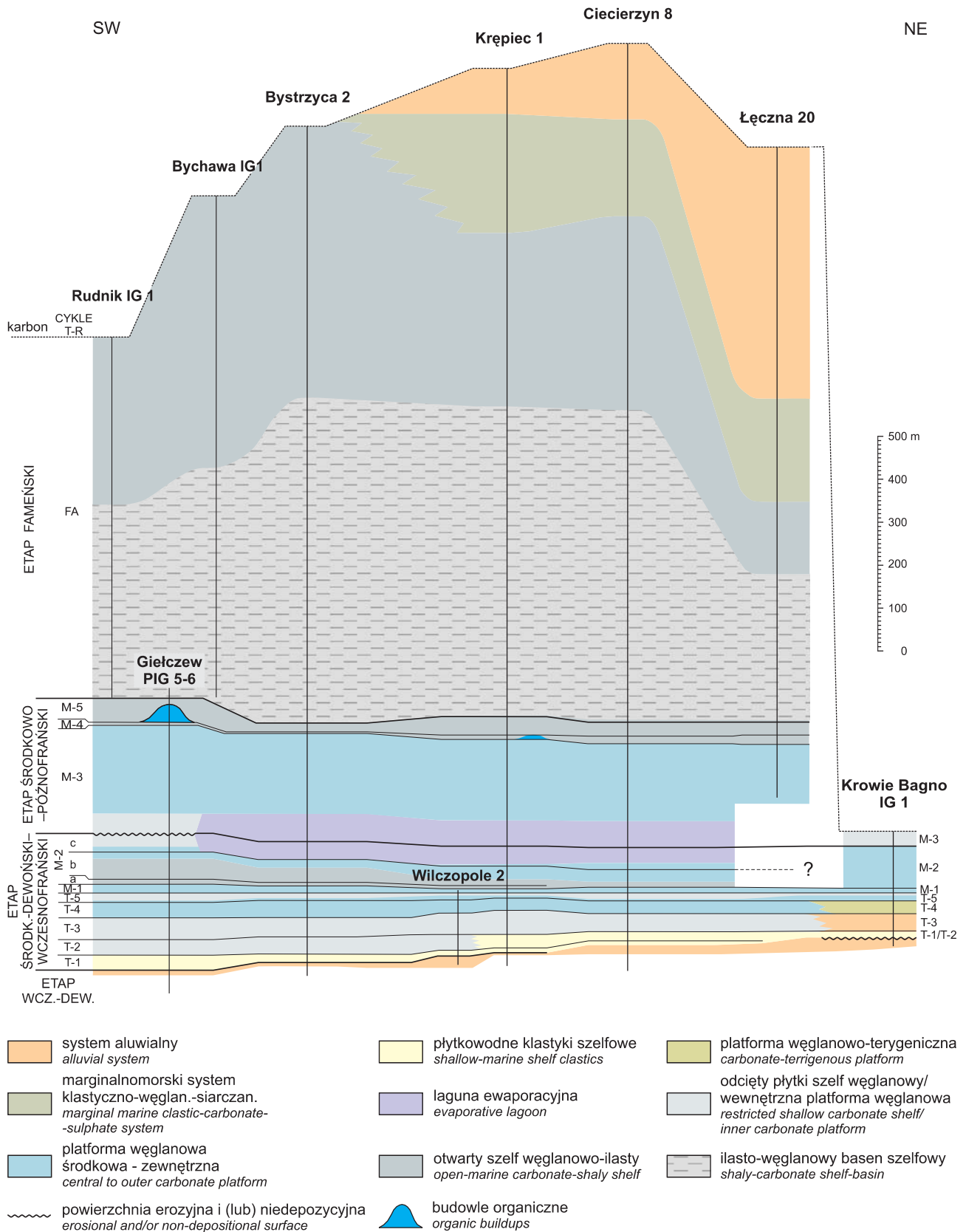


Fig. 22. Architektura depozycyjna dewonu środkowego i górnego basenu lubelskiego w przekroju poprzecznym (SW-NE) segmentu centralnego (lokalizacja przekroju – fig. 1)

Depositional architecture of the Middle and Upper Devonian of the Lublin Basin in a transversal (SW-NE) cross-section of the Central Segment (for a location – see Fig. 1)

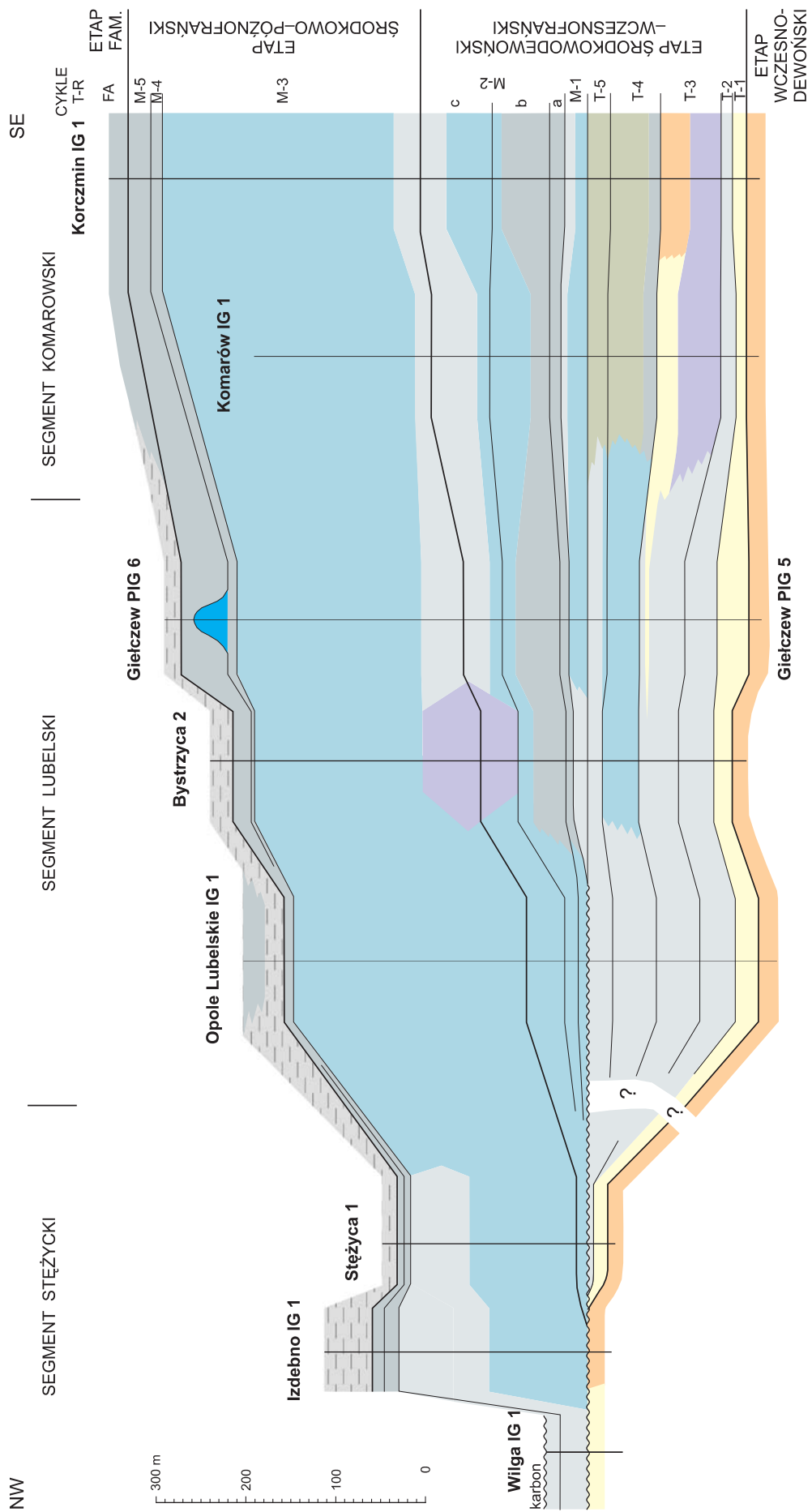


Fig. 23. Architektura depozycyjna dewonu środkowego i górnego basenu lubelskiego w przekroju podłużnym (NW-SE) (lokalizacja przekroju – fig. 1)

Depositional architecture of the Middle and Upper Devonian of the Lublin Basin in a longitudinal (NW-SE) cross-section (for a location – see Fig. 1)

na istnienie strefy przybrzeżnej w rejonie profili wysuniętych maksymalnie na NE. Sugeruje to ogólnie większy zasięg transgresji cykli M-1 i M-2 w kierunku wschodnim, w porównaniu z podetapem środkowodewońskim.

Etap środkowo- i późnofrański

Etap ten obejmuje cykle M-3 do M-5, a na jego znaczną miąższość (sięgającą nieco ponad 300 m) składają się głównie osady cyklu M-3. Depozycja była prawdopodobnie poprzedzona okresem erozji, przynajmniej w otoczeniu lokalnego depocentrum reprezentowanego przez system laguny z depozycją siarczanowo-węglanową (por. K. Narkiewicz, M. Narkiewicz, 2008). Później dominowała rozległa i gruba platforma węglanowa cyklu M-3, której rozwój zakończył się wraz z transgresją M-4. Dwa najwyższe cykle T-R charakteryzują się znacznie zredukowanymi miąższościami, miejscami nawet kondensacją stratygraficzną (Opole Lubelskie IG 1). Cechą charakterystyczną niższego z nich jest rozwój budowli organicznych o znacznych rozmiarach; dominującym systemem depozycyjnym był jednak otwarty szelf węglanowo-ilaisty, przechodzący miejscami w stokowe facje przyrafowe i płytkowodne osady regresywne. Omawiany etap reprezentuje maksymalny zasięg sedymentacji w basenie dewońskim, przekraczając ku NW, a prawdopodobnie również pierwotnie ku NE, granicę osadów podetapu wczesnofrańskiego. W skali badanego obszaru nie zaznacza się natomiast gradient zmian miąższościowych ani facjalnych poprzecznie do rozciągłości basenu (por. fig. 22). Należy jednak podkreślić, że ewentualne bardziej przybrzeżne facje ze strefy NE uległy erozji przedpóźnowizeńskiej (fig. 9, 22).

Wcześniejsza analiza (K. Narkiewicz, M. Narkiewicz, 2008) doprowadziła do wniosków o tektonicznych uwarunkowaniach silnego wzrostu subsydencji w środkowym franie. Wyniki obecnych badań są zgodne z tym wnioskiem, aczkolwiek teza o wyraźnie wyodrębnionym depocentrum środkowofrańskim ma pokrycie wyłącznie w wynikach analizy facjalnej (ograniczony system laguny, ciągłość sedymentacji), a nie jest potwierdzona rozkładem miąższości. Natomiast z tektonicznymi uwarunkowaniami subsydencji spójne są świadectwa aktywności sejsmicznej opisane wyżej z ogniwa zubowickiego. Ponadto, lokalna tektonika synsedymentacyjna mogła warunkować znaczne lokalne wahania miąższości cykli M-3 do M-5 w rejonie profilu Izdebnio IG 1 (por. fig. 11 i 23).

Etap fameński

W famenie mamy do czynienia z jednym dużym cyklem T-R, którego architektura wewnętrzna została bliżej scharakteryzowana we wcześniejszym rozdziale. Cykl FA reprezentuje etap maksymalnej subsydencji uwarunkowanej tektonicznie, z wyraźnym depocentrum w segmencie lubelskim. Depozycja trwała prawdopodobnie do końca famenu i została zakończona na skutek blokowych ruchów wypiętrzających („faza bretońska” – M. Narkiewicz i in., 1998a).

SEGMENTACJA POPRZECZNA

Już sam schemat litostratygraficzny (fig. 2) dokumentuje znaczne różnice między poprzecznymi segmentami basenu, odzwierciedlone w różnym charakterze litologicznym i zasięgu wyróżnionych jednostek. Zmienność wzdłuż osi basenu staje się jeszcze wyraźniejsza po uwzględnieniu korelacji cykli i systemów depozycyjnych (fig. 23).

Różnice zaznaczają się już w etapie środkowodewońskim –wczesnofrańskim. Dla podetapu środkowodewońskiego charakterystyczna jest wyrównana miąższość sumaryczna osadów w segmencie komarowskim i lubelskim, przy silnej redukcji, aż do zera, w segmencie stężyckim. Segment komarowski wyróżnia się dominacją przybrzeżnych i lądowych systemów depozycyjnych, przy dużym udziale klastyków. Również profil Stężyca 1, reprezentujący skrajny zasięg dewonu środkowego ku NW, jest zdominowany przez osady marginalnomorskie.

Podetap wczesnofrański charakteryzuje się bardziej stopniową redukcją miąższości osadów ku NW, przy braku wyraźnego gradientu facjalnego. To ostatnie nie dotyczy jednak cyklu M-1, który na NW od Giełczwi PIG 6 nabiera charakteru bardziej płytkomorskiego, a na NW od Bystrzycy 2 ulega redukcji, przechodzi w powierzchnię erozyjną i (lub) niedepozycyjną i jest przekraczającą przykryty przez osady wyższego cyklu. Różnice w miąższościach widoczne na figurze 23 mogą po części wynikać z różnego usytuowania profili względem osi wydłużonego depocentrum – por. np. Komarów IG 1 i Korczmin IG 1 (por. fig. 1 i 23).

W etapie środkowo-późnofrańskim obserwuje się niewielkie gradienty oboczne miąższości w segmencie komarowskim i lubelskim (centralnym). Ten ostatni wyróżnia się jednak występowaniem systemu laguny ewaporacyjnej i dużych budowli organicznych, odpowiednio w niższej i wyższej części osadów. W segmencie stężyckim, osady środkowego i późnego franu przekraczającą leżą na powierzchni erozyjnej reprezentującej stopniowo coraz szerszą lukę stratygraficzną ku NW (fig. 10, 11). Dominująca we franie środkowym, zewnętrzna i centralna część platformy węglanowej przechodzi w facje platformy bardziej proksymalnej. Ich udział zwiększa się ku NW aż do całkowitej dominacji w profilu Wilga IG 1, gdzie występuje również redukcja miąższości osadów. Ta tendencja sugeruje, że redukcja miąższości franu w strefie NW segmentu stężyckiego (Wilga IG 1) ma przynajmniej częściowo charakter synsedymentacyjny, a nie jest wyłącznie efektem przedwizeńskiej erozji. Wynikałoby stąd, że w istocie basen frański spłycał się w kierunku NW, a późniejsza erozja przedpóźnowizeńska (obserwowana w Wildze IG 1) nałożyła się jedynie na tendencję obocznych zmian w sedymentacji.

W etapie fameńskim zaznaczały się największe różnice miąższości i facji między trzema segmentami poprzecznymi (patrz wyżej). W segmencie centralnym rozwinęło się wyraźne depocentrum, o pierwotnych miąższościach osadów sięgających niemal 2000 m (Żelichowski, Kozłowski, red., 1983, Tabl. 5). Największe miąższości osiągają zarówno transgresywne osady ilasto-węglanowe, jak i systemy regresywnych facji marginalnomorskich do aluwialnych (fig. 22). W seg-

mencie komarowskim część transgresywna cyklu składa się wyłącznie z osadów otwartego szelfu węglanowo-ilastego, brak jest natomiast głębszych facji basenu szelfowego, a także facji aluwialnych najwyższego famenu. Famen segmentu stężyckiego jest najslabiej rozpoznany, wykazuje on podobne następstwo systemów depozycyjnych jak w segmentcie lubelskim, ale przy znacznie mniejszych miąższościach. Charakterystyczne jest też pojawianie się płytkomorskich litofacji wapiennych w stropie sukcesji (Izdebno IG 1), przy słabszym wykształceniu przybrzeżnych klastyków hulczańskich.

PODSUMOWANIE I WNIOSKI

Dewoński basen lubelski tworzy wydłużone depocentrum rozciągające się w kierunku SE–NW wzdłuż brzegu platformy wschodnioeuropejskiej w południowo-wschodniej części Polski (fig. 1). Ku SE przechodzi stopniowo w basen lwowski, natomiast od SW graniczy wzdłuż wąskiej strefy z basenem łosogórsko-radomskim (M. Narkiewicz i in., 2011, ten tom).

Analiza kluczowych profili dewonu środkowego i górnego basenu lubelskiego dała podstawy do modyfikacji i uzupełnienia dotychczasowego podziału litostratygraficznego oraz rozciągnięcie go na cały obszar basenu (fig. 2). Obecnie, niemal całość sukcesji dewońskiej podzielona jest na formalne jednostki litostratygraficzne. Wyjątkiem jest wyższa część famenu, która pozostaje najslabiej rozpoznana (warstwy niedrzwickie, kompleks pstrych klastyków).

Wyróżnione jednostki litostratygraficzne zinterpretowano w kategoriach facji i systemów depozycyjnych, opierając się na profilach sedimentologicznych oraz analizie zespołów organicznych i struktur sedimentacyjnych w rdzeniach i płytkach cienkich. Stwierdzono występowanie systemów silikoklastycznych i węglanowych, tych ostatnich ze zróżnicowanym udziałem materiału terygenicznego i facji siarczanowych. Obejmują one szeroki zakres od systemu aluwialnego, przybrzeżnych systemów morsko-lądowych, przez platformę węglanową, płytki szelf i lagunę ewaporacyjną, po głębszy szelf i basen szelfowy.

Analiza sedimentologiczna rdzeni i interpretacja pomiarów geofizycznych pozwoliła na wyróżnienie i korelację w skali całego basenu pięciu cykli transgresywno-regresywnych w formacji telatyńskiej (reprezentującej w przybliżeniu dewon środkowy) i sześciu w obrębie osadów dewonu górnego. Pod względem czasu trwania cykle odpowiadają sekwencjom trzeciego rzędu (Embry, 1988, 1995). Architektura depozycyjna odzwierciedla cztery wyraźne etapy rozwoju basenu: (1) wczesnodewoński, (2) środkowodewoński–wczesnofrański, (3) środkowo–późnofrański i (4) fameński (fig. 22, 23). Etap 1. odpowiada jednemu megacyklowi T-R, którego faza regresywna (klastyki formacji zwoleńskiej) reprezentuje okres wzmoczonej, zróżnicowanej obocznie subsydencji uwarunkowanej zapewne ruchami blokowymi podłoża. Etap 2. charakteryzuje się silną zmiennością systemów depozycyjnych w pionie, co wynika z następstwa niegrubych cykli transgresywno-regresywnych (T-1 do T-5 i M-1 do M-2). Systemy depozycyjne i rozkład miąższości wskazują na ogólnie płytsze środowiska w SE i NE części badanego basenu oraz przewagę erozji w części NW. Etap 3. charakteryzuje się

Przyczyny opisanej zmienności sedimentacji wzdłuż osi depocentrum basenu nie są oczywiste. W etapach przedfameńskich przejście między segmentem lubelskim a komarowskim jest stopniowe, co sugeruje brak związku z synsedymacyjnymi ruchami bloków podłoża. Wyraźniejszy gradient, być może uwarunkowany tektonicznie, jest związany z granicą segmentu lubelskiego i stężyckiego. Silne oboczne gradienty sedimentacyjne poprzeczne i podłużne względem osi basenu towarzyszą też etapowi fameńskiemu, kiedy wpływ tektoniki blokowej na depozycję wydaje się największy.

zwiększoną miąższością w porównaniu z dwoma poprzednimi i najbardziej jednolitym, morskim charakterem systemów depozycyjnych. Miał on niewątpliwie najszersze rozpręstrzenie, sięgające daleko poza obecny obszar basenu lubelskiego, a subsydencja miała uwarunkowania tektoniczne (K. Narkiewicz, M. Narkiewicz, 2008). Etap 4. odpowiada jednemu cyklowi FA, który charakteryzuje się największymi miąższościami osadów i najsilniejszymi gradientami facjalnymi poprzecznymi i podłużnymi względem osi basenu. Architektura depozycyjna jest uwarunkowana przez wykształcenie się wyraźnego depocentrum w pierwszej fazie, a następnie aktywizację tektoniczną wzdłuż granicy NE.

Zmienność systemów depozycyjnych wzdłuż osi basenu w etapach 2–4, uzasadnia wyróżnianie trzech segmentów poprzecznych: komarowskiego, lubelskiego (centralnego) i stężyckiego. Segment komarowski charakteryzuje się rozwojem najbardziej proksymalnych, w tym lądowych systemów depozycyjnych, przy znacznej subsydencji. Segment centralny reprezentuje maksymalną subsydencję i najbardziej głębokowodne facje, natomiast segment stężycki – wyklinowanie osadów, warunki erozji lub płytkomorskie facje w strefie obrzeża basenu, zwłaszcza w etapie 2. i 3.

Podziękowania. Autor dedykuje niniejszą pracę doktorowi Lechowi Miłaczewskiemu, zasłużonemu badaczowi dewonu lubelskiego, autorowi pionierskich i w znacznym stopniu aktualnych do dzisiaj opracowań stratygraficznych i kartograficznych. Jego konsultacje były dla autora nieocenioną pomocą zwłaszcza w pierwszych etapach badań. Praca częściowo opiera się na wynikach badań prowadzonych w ciągu ostatnich kilkunastu lat w ramach tematów planowych Państwowego Instytutu Geologicznego, w tym głównie *Analiza basenów sedimentacyjnych Niżu Polskiego* (projekt zamawiany KBN PBZ 02-03; M. Narkiewicz i in., 1998a, b), *Śródkowodewońska ewolucja basenu epikontynentalnego południowej Polski* (temat 6.20.1319.00.0 finansowany w ramach badań statutowych PIG; M. Narkiewicz, 2002) oraz *Geologia i system naftowy rowu lubelskiego a perspektywy poszukiwawcze finansowanego przez Narodowy Fundusz Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej* (M. Narkiewicz, red., 2005a). Część materiałów badawczych, w tym rdzeni i danych geofizyki otworowej uzyskano dzięki pomocy kierownictwa służb geologicznych PGNiG, w tym zwłaszcza dyr. dyr. Marka Hoffmana i Tadeusza Wilczka. W trakcie wieloletnich prac terenowych korzystano z życzliwej pomocy

szeregu osób – pracowników magazynów rdzeni: Józefa Stelmaszczyka i Janusza Łyszkowskiego (CAG Iwiczna), Heleny i Mariana Sakowiczów (CAG Hołowno) oraz Marka Bohdana (Centralny Magazyn Rdzeni PGNiG w Chmielniku). Dzięku-

ję również Leszkowi Skowrońskiemu i Janowi Turczynowiczowi (PIG-PIB Warszawa) za pomoc w przygotowaniu materiałów graficznych, a także Andrzejowi Jackowiczowi i Tadeuszowi Szyrakowi za wykonanie naszlifów i szlifów.

LITERATURA

- ANTONOWICZ L., HOOPER R., IWANOWSKA E., 2003 — Synklina lubelska jako efekt cienkonaskórkowych deformacji waryscyjskich. *Prz. Geol.*, **51**, 4: 344–350.
- BELKA Z., NARKIEWICZ M., 2008 — Devonian. *W: The geology of central Europe* (red. T. McCann). Vol. 1: Precambrian and Palaeozoic: 383–410. Geological Society, London.
- BROWN L.F., FISHER W.L., 1977 — Seismic stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazil rift and pull-apart basins. *W: Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration* (red. C.E. Payton). *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir*, **26**: 213–248.
- DADLEZ R., 2003 — Synklina lubelska jako efekt cienkonaskórkowych deformacji waryscyjskich – dyskusja. *Prz. Geol.*, **51**, 9: 729.
- DARŁAK B., KOWALSKA-WŁODARCZYK M., KOBYŁECKA A., LEŚNIAK G., SUCH P., 1998 — Przegląd wyników badań właściwości zbiornikowych i filtracyjnych wybranych skał zbiornikowych basenów młodopaleozoicznych Niżu Polskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **165**: 147–153.
- DRYGANT D., 2003 — About the problem of correlation and stratigraphic division of Lower Devonian deposits in the Volyn'–Podillia part of the East-European Platform. *Naukovi Zapiski Deržavnogo Prirodnoznavčogo Muzeu*, **18**: 195–208 [po ukraińsku, ang. podsumowanie].
- DUNHAM R. J., 1962 — Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *W: Classification of carbonate rocks* (red. W.E. Ham). *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir*, **1**: 108–121.
- EMBRY A.F., 1988 — Triassic sea-level changes: evidence from the Canadian Arctic Archipelago. *W: Sea-level changes: an integrated approach* (red. C.K. Wilgus i in.). *Soc. Econ. Petrol. Mineral. Special Publ.*, **42**: 249–259.
- EMBRY A.F., 1995 — Sequence boundaries and sequence hierarchies: problems and proposals. *W: Sequence stratigraphy on the northwest European margin* (red. R.J. Steel i in.): 1–11. Elsevier.
- EMBRY A.F., KLOVAN J.E., 1971 — A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, NWT. *Can. Petrol. Geol. Bull.*, **19**: 730–781.
- GALLOWAY W.E., 1989 — Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **73**: 125–142.
- GOLDHAMMER, R.K., DUNN, P.A., HARDIE, L.A., 1987 — High frequency glacio-eustatic sea-level oscillations with Milankovitch characteristics recorded in middle Triassic platform carbonates in northern Italy. *Amer. J. Sci.*, **287**: 853–892.
- JOHNSON J.G., KLAPPER G., SANDBERG C.A., 1985 — Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **96**: 567–587.
- KALIŚ J., 1969 — Wstępna charakterystyka serii górnodewońskiej z niektórych wierceń zachodniej części niecki lubelskiej. *Acta Geol. Pol.*, **19**, 4: 805–821.
- KRZYWIEC P., 2007 — Nowe spojrzenie na tektonikę regionu lubelskiego (SE Polska) oparte na wynikach interpretacji danych sejsmicznych. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **422**: 1–18.
- KRZYWIEC P., 2009 — Devonian-Cretaceous repeated subsidence and uplift along the Teisseyre-Tornquist zone in SE Poland – Insight from seismic data interpretation. *Tectonophysics*, **475**, 1: 142–159.
- KULIKOWSKI A., 1970 — Dokumentacja wyników otworu badawczego (strukturalno-parametrycznego) Tyszowce IG 2. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MACHEL H.G., HUNTER I.G., 1994 — Facies models for Middle to Late Devonian shallow-marine carbonates, with comparisons to modern reefs: a guide for facies analysis. *Facies*, **30**: 155–176.
- MAŁKOWSKI K., RACKI G., DRYGANT D., SZANIAWSKI H., 2009 — Carbon isotope stratigraphy across the Silurian-Devonian transition in Podolia, Ukraine: evidence for a global biogeochemical perturbation. *Geol. Mag.*, **146**, 5: 674–689.
- MATYJA H., ŻBIKOWSKA B., 1985 — Stratygrafia dewońskiej serii węglanowej z kilku wierceń w rejonie Lublina. *Prz. Geol.*, **33**, 5: 259–263.
- McLEAN D.J., MOUNTJOY E.W., 1994 — Allocyclic control on Late Devonian buildup development, southern Canadian Rocky Mountains. *Journ. Sed. Res.*, **B64**, 3: 326–340.
- MIGASZEWSKI Z., NARKIEWICZ M., 1983 — Identyfikacja pospolitych minerałów węglanowych przy użyciu wskaźników barwiących. *Prz. Geol.*, **31**, 4: 258–261.
- MIŁACZEWSKI L., 1966 — Utwory dewońskie w wierceniu Niedrzwica IG 1 (streszcz. ref.). *Kwart. Geol.*, **10**, 4: 1098–1099.
- MIŁACZEWSKI L., 1968 — Porównanie dewonu obszaru lwowskiego i lubelskiego (streszcz. ref.). *Kwart. Geol.*, **12**, 4: 1053–1055.
- MIŁACZEWSKI L., 1972a — Kryteria podziału stratygraficznego dewonu. *W: Opole Lubelskie IG 1* (red. A.M. Żelichowski). *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Inst. Geol.*, **3**: 18–31, 37–45.
- MIŁACZEWSKI L., 1972b — Znalezisko *Manticoceras adorfense* Wedekind a problemy dewonu górnego na Lubelszczyźnie. *Kwart. Geol.*, **16**, 3: 575–585.
- MIŁACZEWSKI L., 1975 — Dewon. *W: Krowie Bagno IG 1* (red. L. Miłaczewski). *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Inst. Geol.*, **25**: 30–44, 106, 113–115, 121–124.
- MIŁACZEWSKI L., 1976 — Dewon. *W: Strzelce IG 1 i IG 2* (red. L. Miłaczewski). *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Inst. Geol.*, **31**: 20–27, 38–46, 62–68.
- MIŁACZEWSKI L., 1978 — Wyniki badań stratygraficznych i litologicznych. Dewon. *W: Niedrzwica IG 1* (red. T. Niemczycka). *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Inst. Geol.*, **45**: 78–85.
- MIŁACZEWSKI L., 1981a — Dewon południowo-wschodniej Lubelszczyzny. *Pr. Inst. Geol.*, **101**.
- MIŁACZEWSKI L., 1981b — Warunki geologiczne występowania dolomitów w dewonie na obszarze radomsko-lubelskim. *Prz. Geol.*, **29**, 10: 510–513.
- MIŁACZEWSKI L., 1995 — Wyniki otworów Giełczew. *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **51**, 3: 120–122.

- MIŁACZEWSKI L., 2007 — Dewon. *W: Busówno IG 1* (red. J. Paczeńska). *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.*, **118**: 113–118.
- MIŁACZEWSKI L., NIEMCZYCKA T., 1967 — Budowa geologiczna rejonu Niedzwicy. *Kwart. Geol.*, **11**, 3: 557–571.
- MIŁACZEWSKI L., RADLICZ K., 2008 — Dewon – wyniki badań litostratygraficznych i petrograficznych. *W: Lublin IG 1* (red. M.I. Waksmundzka). *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.*, **119**: 70–113.
- MIŁACZEWSKI L., ŻELICHOWSKI A.M., 1970 — Wgłębna budowa geologiczna obszaru radomsko-lubelskiego. Przewodnik 42 Zjazdu Pol. Tow. Geol., 7–32. Lublin 3–5 września 1970. Wyd. Geol., Warszawa.
- MIŁACZEWSKI L., RADLICZ K., NEHRING M., HAJŁASZ B., 1983 — Osady dewonu w podłożu północno-zachodniej części lubelskiego odcinka niecki brzeźnej. *Biul. Inst. Geol.*, **344**: 23–56.
- NARKIEWICZ K., 2011 — Biostratygrafia konodontowa środkowego dewonu obszaru radomsko-lubelskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **196**: 147–192.
- NARKIEWICZ K., BULTYNCK P., 2011 — Biostratygrafia konodontowa dewonu górnego Lubelszczyzny. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **196**: 193–254.
- NARKIEWICZ K., NARKIEWICZ M., 1998 — Conodont evidence for the mid-Givetian Taghanic Event in south-eastern Poland. *Palaeont. Pol.*, **58**: 213–223.
- NARKIEWICZ K., NARKIEWICZ M., 2008 — The mid-Frasnian subsidence pulse in the Lublin Basin (SE Poland): sedimentary record, conodont biostratigraphy and regional significance. *Acta Geol. Pol.*, **58**, 3: 287–301.
- NARKIEWICZ M., 2002 — Środkowodewońska ewolucja basenu epikontynentalnego południowej Polski. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- NARKIEWICZ M., 2003 — Tektoniczne uwarunkowania rowu lubelskiego (późny dewon–karbon). *Prz. Geol.*, **51**, 9: 771–776.
- NARKIEWICZ M. (red.), 2005a — Budowa geologiczna i system naftowy rowu lubelskiego a perspektywy poszukiawcze. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- NARKIEWICZ M. (red.), 2005b — Zintegrowany, tektoniczno-diaogenetyczny model właściwości zbiornikowych węglanów dewońskich rowu lubelskiego. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- NARKIEWICZ M., 2007 — Development and inversion of Devonian and Carboniferous basins in the eastern part of the Variscan foreland (Poland). *Geol. Quart.*, **51**, 3: 231–256.
- NARKIEWICZ M., 2011 — Litostratygrafia, systemy depozycyjne i cykle transgresywno-regresywne dewonu środkowego i franu basenu łysogórsko-radomskiego na północ od Gór Świętokrzyskich. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **196**: 7–52.
- NARKIEWICZ M., DADLEZ R., 2008 — Geologiczna regionalizacja Polski – zasady ogólne i schemat podziału w planie podkenozoicznym i podpermskim. *Prz. Geol.*, **56**, 5: 391–397.
- NARKIEWICZ M., NARKIEWICZ K., 1992 — Transgressive pulse in the Upper Frasnian of the Janczyce I section (Holy Cross Mts): sedimentology and conodont biofacies. *Kwart. Geol.*, **36**, 3: 281–304.
- NARKIEWICZ M., RACKI G., WRZOŁEK T., 1990 — Litostratygrafia dewońskiej serii stromatoporoidowo-koralowcowej w Górach Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, **34**, 3: 433–456.
- NARKIEWICZ M., POPRAWA P., LIPIEC M., MATYJA M., MIŁACZEWSKI L., 1998a — Pozycja paleogeograficzna i tektoniczna a rozwój subsydencji dewońsko-karbońskiej obszaru pomorskiego i radomsko-lubelskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **165**: 31–46.
- NARKIEWICZ M., MIŁACZEWSKI L., KRZYWIEC P., SZEWCZYK J., 1998b — Zarys architektury depozycyjnej basenu dewońskiego na obszarze radomsko-lubelskim. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **165**: 57–72.
- NARKIEWICZ M., JAROSIŃSKI M., KRZYWIEC P., WAKSMUNDZKA M.I., 2007a — Regionalne uwarunkowania rozwoju i inwersji basenu lubelskiego w dewonie i karbonie. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **442**: 19–34.
- NARKIEWICZ, M., JAROSIŃSKI M., KRZYWIEC P., 2007b — Wpływ diagenety i tektoniki na rozwój właściwości zbiornikowych dolomitów frańskich w centralnej części rowu lubelskiego. *Prz. Geol.*, **55**, 1: 61–70.
- NARKIEWICZ M., NARKIEWICZ K., TURNAU E., 2011 — Rozwój sedymentacji dewońskiej w basenie łysogórsko-radomskim i lubelskim. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **196**: 289–318.
- NEHRING-LEFELD M., 1985 — Biostratygrafia osadów dewonu dolnego obszaru radomsko-lubelskiego na podstawie małżozwój i konodontów. *Pr. Inst. Geol.*, **112**.
- PAJCHŁOWA M., MIŁACZEWSKI L., 2003 — Korelacja biostratygraficzna dewonu Polski z innymi obszarami. *W: Budowa geologiczna Polski, t. III, Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych, część 1b, z. 1, Dewon* (red. L. Malinowska): 20–26. *Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- POŻARYSKI W., DEMBOWSKI Z. (red.), 1983 — Mapa geologiczna Polski i krajów ościennych bez utworów kenozoicznych, mezozoicznych i permskich 1:1 000 000. *Inst. Geol.*, Warszawa.
- RACKI G., NARKIEWICZ M. (red.), 2006 — Polskie zasady stratygrafii. *Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- RADLICZ K., 1977 — Geneza i rozwój osadów gruzłowych w osadach dewonu górnego w południowo-wschodniej części Polski. *Kwart. Geol.*, **21**, 4: 915–916.
- SPALETTA C., VAI G.B., 1984 — Upper Devonian intraclast paragneisses interpreted as seismites. *Marine Geol.*, **55**, 1/2: 133–144.
- STOAKES F.A., 1980 — Nature and control of shale basin fill and its effects on reef growth and termination: Upper Devonian Duvernay and Ireton Formations of Alberta, Canada. *Can. Petrol. Geol. Bull.*, **28**, 3: 345–410.
- STUDENCKA J., 2007 — Ramienionogi z utworów dewonu dolnego. *W: Busówno IG 1* (red. J. Paczeńska). *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.*, **118**: 119–123.
- SZULCZEWSKI M., 1972 — Konodonty górnodewońskie i ich znaczenie stratygraficzne. *W: Opole Lubelskie IG 1* (red. A.M. Żelichowski). *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Inst. Geol.*, **3**: 32–37.
- TOMCZYKOWA E., 1988 — Silurian and Lower Devonian biostratigraphy and palaeoecology in Poland. *Biul. Inst. Geol.*, **359**: 21–41.
- TOMCZYKOWA E., 1991 — Upper Silurian and Lower Devonian trilobites of Poland. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **134**.
- TURNAU E., 2011 — Palinostratygrafia dewonu obszaru radomsko-lubelskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **196**: 255–288
- TURNAU E., JAKUBOWSKA L., 1989 — Early Devonian miospores and age of the Zwolen Formation (Old Red Sandstone facies) from Ciepeliów IG-1 borehole. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **59**, 3/4: 391–416.
- TURNAU E., MIŁACZEWSKI L., WOOD G.D., 2005 — Spore stratigraphy of Lower Devonian and Eifelian (?), alluvial and marginal marine deposits of the Radom-Lublin area (Central Poland). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **75**, 1: 121–137.

- UCHMAN A., DRYGANT D., PASZKOWSKI M., POREBSKI S., TURNAU E., 2004 — Early Devonian trace fossils in marine to non-marine redbeds in Podolia, Ukraine: palaeoenvironmental implications. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **214**: 67–83.
- WALKER R.G., 1992 — Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. *W: Facies models – response to sea level change* (red. R.G. Walker, N.P. James): 1–14. Geol. Assoc. Canada.
- WALKER R.G., JAMES N.P. (red.), 1992 — Facies models – response to sea level change. Geol. Assoc. Canada.
- WENDTE J., STOAKES F.A., CAMPBELL C.V., 1992 — Devonian–Early Mississippian carbonates of the Western Canada Sedimentary Basin: a sequence stratigraphic framework. *Soc. Econ. Petrol. Mineral. Short Course*, **28**.
- WILSON J.L., 1975 — Carbonate facies in geologic history. Springer, New York.
- ŻELICHOWSKI A.M., 1972 — Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi i Bugiem. *Biul. Inst. Geol.*, **263**: 1–97.
- ŻELICHOWSKI A.M. (red.), 1972 — Opole Lubelskie IG 1. *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Inst. Geol.*, **3**: 3–91.
- ŻELICHOWSKI A.M., KOZŁOWSKI S., (red.), 1983 — Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego. Wyd. Geol., Warszawa.

LITHOSTRATIGRAPHY, DEPOSITIONAL SYSTEMS AND TRANSGRESSIVE-REGRESSIVE CYCLES IN THE DEVONIAN OF THE LUBLIN BASIN (SOUTH-EASTERN POLAND)

Abstract. Previous lithostratigraphic subdivision of the Middle and Upper Devonian has been supplemented, modified and extended over the entire Lublin Basin in SE Poland as a result of investigations of 19 key borehole sections and reinterpretation of published data. Six new members have been defined, whereas six other units of a formation or member rank have been revised. The lithostratigraphic units have been ascribed to depositional systems ranging from alluvial and marginal marine to a carbonate platform, shallow restricted shelf, evaporative lagoon, to open-marine carbonate-shaly shelf and deeper shaly-carbonate shelf basin. The systems have been attributed to 11 transgressive-regressive (T-R) cycles corresponding to 3rd order depositional sequences. The depositional architecture reflects four stages of a basin development. The Early Devonian stage corresponds to a single T-R megacycle, comprising terrigenous sediments from open marine shaly basin to alluvial systems controlled partly by synsedimentary block movements. The Middle Devonian to Early Frasnian stage comprises 7 T-R cycles with a total thickness <400 m and displaying considerable depositional facies

variability. Generally, shallower-water environments extended in SE and NE parts of the basin, whereas erosion prevailed in its NW segment. The Middle–Late Frasnian stage (3 T-R cycles) is characterized by initially increased depositional rates connected with a pulse of tectonic subsidence, predominance of open-marine carbonate systems, and a maximum basin extent. The Famennian developmental stage, corresponding to a single T-R cycle, is exceptional due to a maximum sediment-thickness and strong lateral facies and thickness gradients related to a distinct depocentre development, followed by increased activity of a tectonic zone in NE. The Devonian basin can be divided into three transversal segments: Komarów (SE), Lublin (central), and Stężycza (NW). The first one is characterized by a largest proportion of shallow-marine and alluvial facies, and a considerable total subsidence. The central segment represents a maximum subsidence and deepest marine facies, whereas the NW one – reductions of sediment-thickness and/or shallower-water facies near the basin margin, particularly in the Middle Devonian and Frasnian.

Key words: lithostratigraphy, depositional architecture, transgressive-regressive cycle, subsidence, Devonian, Lublin Basin

SUMMARY

The Devonian Lublin Basin was situated at the margin of the East European Platform in the Variscan foreland in SE Poland. Location close to the platform margin (= the Teisseyre-Tornquist Zone) resulted in subsidence and depositional development in a changing stress-field propagated from the orogenic front in the west and south as well as from the cratonic interior in the east (M. Narkiewicz, 2007). In terms of palaeogeography the Lublin Basin belongs to the eastern extension of the long belt of tropical epicontinental basins at the southern margin of the Old Red Continent or Laurussia – from Ukraine in the east to Belgium in the west (Belka, M. Narkiewicz, 2008).

The study area (Fig. 1) corresponds approximately to the zone of the sub-Permian–Mesozoic Carboniferous subcroppings between the Radom–Kraśnik Elevation in the SW and the elevated part of the East European Platform in the NE. To the SE the Lublin Basin gradually passes into the Lviv Basin (Miłaczewski, 1968, 1981a), whereas from the SW it is bordered by the Łysogóry–Radom Basin (M. Narkiewicz, 2011; M. Narkiewicz *et al.*, 2011; this volume).

This study is based on descriptions of cores from 19 boreholes located in Figure 1, and on wireline logs, particularly on measurements of natural and induced radioactivity (gamma ray and neutron gamma logs). Macroscopic observations were supplemented by investigations of 225 saw-cut cores and 300 thin sections (Pl. I–XXI). Formal lithostratigraphic units have been defined according to recommendations in the “Polish stratigraphic principles” (Racki, M. Narkiewicz, eds. 2006). The age of the units was established basing on updated results of the conodont studies (K. Narkiewicz, 2011; K. Narkiewicz, Bultynck, 2011, this volume) and palynostratigraphic investigations (Turnau *et al.*, 2005; Turnau, 2011, this volume).

LITHOSTRATIGRAPHY

The Lower Devonian formations (Fig. 2) were adopted after Miłaczewski (1981a) who gives their more detailed descriptions. They form a single transgressive-regressive (T-R) megacycle, initi-

ated in the Late Silurian as deeper shaly-silty shelf sediments passing upwards to the lower Lochkovian (**Sycyna Formation**, thickness 170–700 m). They shallow upwards into the marginal-marine clastics of the **Czarnolas Formation** up to 200 m thick. The upper Lochkovian to middle Emsian is represented by alluvial redbeds of the **Zwoleń Formation** of variable thickness 200 to 1300 m.

The **Telatyń Formation**, corresponding to the upper Emsian to lowermost Frasnian was established by Miłaczewski (1981a) in SE Lublin area. In this paper its concept has been extended over the most of the Lublin Basin. The sediment-thickness decreases from 250 m in the south to 50 m in the east and wedges out completely towards NW (Figs. 3–5). Its lower part (**Przewodów Member**) comprises shallow-marine siliciclastics, whereas the upper one – variable carbonate-clastic-sulphate succession ascribed to facies ranging from alluvial to shallow-shelf and carbonate platform. Most of the formation in the central and NW parts of the basin is defined here as the new **Gielczew Member** (Fig. 6; Pls. III–IV; Pl. XVII, Figs. 4–6). It comprises various carbonates, mostly marly dolomite mudstones with a small proportion of nearshore clastics, 90–150 m thick and wedging out towards NW. The depositional systems included predominantly shallow-marine environments of a carbonate platform to restricted shelf.

The **Modryń Formation** (Miłaczewski, 1981a) corresponds roughly to the Frasnian, and is composed of different shallow-marine carbonates and subordinate anhydrites, of a total thickness from 480 m in SE to ca. 50 m in NW (Figs. 8–11). Near its base a new **Krzewica Member** has been established in SE part of the basin. It is a complex of limestones, dolomites and anhydrites 20–30 m thick, representing carbonate platform facies developed as a shallowing-upwards succession (Fig. 13A; Pl. V; Figs. 1–3, 5). Most of the lower Modryń Fm. is however ascribed to the **Lipowiec Member** (Miłaczewski, 1981a) comprising marly-calcareous open-marine subtidal sediments, ca. 100 m thick (Pl. V, Figs. 4, 6, 7; Pl. VI, Figs. 1–8; Pl. XVIII, Figs. 1–4). The middle part of the formation is commonly composed of replacive vuggy-crystalline dolomites, designed by Miłaczewski (1981a, b) as the **Werbkowiec Member**. Nevertheless, its irregular occurrence both vertically and laterally, and diffuse boundaries with the limestones speak in favour of abandonment of this unit as a formal member. Instead, two other new members have been established: calcareous-dolomitic **Łosień Member**, 85 m (SW) to <40 m (NE) thick (Pl. VII, Figs. 1–7; Pl. VIII, Figs. 1, 2; Pl. XVIII, Figs. 5, 6; Pl. XIX, Figs. 1, 2), grading laterally into the **Ciecierzyn Member** 100–120 m thick (Figs. 13B, 14, 15; Pl. VIII, Figs. 3–7; Pl. IX, Figs. 1–6; Pl. XIX, Figs. 3–6). The former unit corresponds to an inner platform whereas the latter – to a restricted evaporative lagoon. Upper two-thirds of the formation thickness are mainly composed of the coral-stromatoporoid limestones and dolosparites of the **Zubowice Member** 200–250 m thick and attributed here to an outer or central platform (Pls. X, XI; Pl. XX, Figs. 4–6). Upper part of the formation in the central segment comprises stromatoporoid-coral-algal buildups attaining thickness of 40 m and designated as the **Melgiew Member** (Fig. 16; Pl. XII, Figs. 1, 2, 5). In the NW segment the characteristic **Stężycza Member** has been described, composed of homogeneous wackestones to grainstones (Pl. XIII, Figs. 1–4; Pl. XX, Figs. 1–3), up to 55 m thick and tapering towards NW. They represent nearshore carbonate sand bodies grading into peritidal microbial laminites (Fig. 17).

The Famennian units, adopted here generally after Miłaczewski (1981a; Miłaczewski *et al.*, 1983) form a thick shallowing-upward succession (Fig. 18). Its lower part (except for the SE segment) is composed of the **Bychawa Formation** typified by pelagic dark clayey-calcareous mudstones up to 800 m thick in the depocenter of the central segment and rapidly thinning to NE and SW (Pl. XV, Figs. 1–4; Pl. XXI, Fig. 5). It shows widespread features characteristic of a tectonic unrest – slumping and gravity flows probably induced by seismic activity. The formation is overlain by the **Firlej Formation**, up to 650 m thick in SE segment. It is composed of nod-

ular wackestones attributed to a subtidal calcareous-marly shelf also displaying evidence of seismic/tectonic activity (Pl. XV, Fig. 5–7). Upper part of the Famennian succession along the NE basin margin is composed of nearshore carbonates, sulphates and clastics of the **Hulcze Formation** up to 300 m thick and prograding south-westwards (Pl. XVI, Fig. 6; Pl. XXI, Fig. 6). They pass upwards into alluvial redbeds with conglomerates containing detrital material derived from eastern cratonic sources (Pl. XVI, Fig. 7). The prograding clastic wedge passes SW-wards into open marine facies of the **Firlej** type and, further west into marly-calcareous shelf basin facies of the **Niedrzewica Beds** (> 350 m thick) with a considerable terrigenous input but with a clearly open marine fauna.

DEPOSITIONAL ARCHITECTURE AND BASIN DEVELOPMENT

The depositional architecture of the Lower Devonian T-R megacycle has not been investigated in detail here, and it was summarized basing mostly on published data. Sedimentological observations and data on biotic assemblages in the Middle–Upper Devonian deposits allowed their more detailed facies interpretation. This in turn enabled the author to distinguish several depositional systems (Brown, Fisher, 1977; Galloway, 1989; Walker, 1992), and T-R cycles corresponding to the 3rd order depositional sequences (Johnson *et al.*, 1985; Embry, 1988, 1995). The Telatyń Formation comprises cycles T-1 to T-5 (Figs. 3–5, 19), the Modryń Formation – M-1 to M-5 (Figs. 8–11, 20–21), whereas the Famennian corresponds to the single FA megacycle. Correlations across the basin were possible owing to comparisons of wireline logs calibrated with core observations. The depositional architecture is presented in the transverse (Fig. 22) and longitudinal (Fig. 23) cross-sections relative to the depocentre axis running NW–SE. The age of depositional events and the T-R cycles is analysed by M. Narkiewicz *et al.* (2011, this volume) who also discuss relative influence of eustasy and tectonics on the basin-fill development.

Early Devonian stage. – The Lower Devonian of the Lublin Basin reveals close analogies to co-eval successions of the Western Ukraine, which confirms existence of a continuous basinal area bounded to the east by the Ukrainian landmass (Miłaczewski, 1981a). The western flank of the Ukrainian Shield is onlapped by a belt of continental and marginal marine deposits wedging out to the east (Drygant, 2003; Uchman *et al.*, 2004; Małkowski *et al.*, 2009). The facies equivalents of the Zwoleń Formation, designated as the Dniester Suite attain the thickness of ca. 1200 m in the SE prolongation of the Lublin Basin. The deposition is here related to a graben developed along the SE–NW trending margin of the East European Platform (Drygant, 2003; see also Uchman *et al.*, 2004).

Middle Devonian–Early Frasnian stage. – It includes T-R cycles T-1 to T-5 and M-1 to M-2, characterized by laterally uniform thicknesses on the order of a few tens of meters (Figs. 22, 23). The deposits representing this stage occur across the entire basin except for its NW-most part. The Middle Devonian and Early Frasnian depositional substages are separated by a regression episode by the end of the T-5 deposition, marked as a non-depositional and/or erosional gap in NW part. The earlier substage is characterized by increasing significance of open-marine facies, from the terrigenous T-1 cycle, through T-2 and T-3 with a considerable proportion of nearshore or restricted systems, to a dominance of open marine carbonate platform in T-5. The latter partly represents, particularly in its upper portion, restricted shelf or inner platform systems. Overall sediment-thickness decreases to NE, mainly at the expense of the T-1 to T-3 reduction (cf. Figs. 3, 4, 22). This thinning is accompanied by increased terrigenous component, whereas the facies become more proximal (nearshore) and restricted. The Early Frasnian depositional substage displays characteristics of a symmetrical higher-order cycle: from a carbonate platform, to an open-marine

carbonate-shaly shelf to an inner platform and evaporative lagoon. The sediment-thickness reduction towards NE is less pronounced than in the preceding substage, while facies gradients appear also more uniform. This may suggest a wider extent of the M-1 and M-2 transgressions eastwards considerably beyond their present erosional edge.

Middle and Upper Frasnian stage. – It comprises cycles M-3 to M-5 of which the thick M-3 sediments predominate. The deposition was probably preceded by an erosional episode, at least outside a local depocentre where an evaporative lagoon with a sulphate-carbonate deposition developed (see K. Narkiewicz, M. Narkiewicz, 2008). Subsequently, a widespread and thick carbonate platform was established whose growth was terminated by the M-4 transgression. The two uppermost T-R cycles are characterized by significantly reduced sediment-thickness, partly even a stratigraphic condensation. In the lower one large carbonate buildups (Mełgiew Mb.) developed locally in the central basin segment. Prevailing depositional system was nevertheless an open-marine carbonate shaly shelf locally grading into buildup-slope facies and shallow-water regressive facies. During this stage the Devonian basin reached its maximum extent. The subsidence pulse was tectonically controlled and may be partly correlated with the extensional event in the Pripjat Graben area (K. Narkiewicz, M. Narkiewicz, 2008). Consistent with this interpretation are sedimentological observations of autobreccia of a probable seismic origin in the Zubowice Mb. Moreover, a local syn-sedimentary tectonics may have been responsible for significant local M-3 to M-5 thickness changes in the area of the Izdebnó IG 1 borehole (Figs. 11 and 23).

Famennian stage. – The Famennian T-R megacycle represents a period of maximum tectonically-controlled subsidence with a distinct depocentre in the central basin segment. Deposition probably

continued until late Famennian and was terminated by a regional uplift due to the “Bretonian” block tectonics near the Devonian-Carboniferous boundary (M. Narkiewicz *et al.*, 1998a; M. Narkiewicz, 2007).

Transversal basin-segmentation. – Three transversal segments, denoted as Stężycza (NW), Lublin (central) and Komarów (SE) significantly differ in their Middle–Late Devonian subsidence and depositional evolution. For the Middle Devonian substage characteristic is a uniform sediment-thickness in the Komarów and Central segments and a strong reduction down to zero in the Stężycza Segment. The Komarów Segment is typified by abundant clastics in prevailing nearshore and continental depositional systems. Early Frasnian substage is characterized by a more gradual thickness-reduction towards NW and a lack of significant regional facies gradients. In the Middle–Late Frasnian stage the central segment is distinct by its evaporative lagoon system and large organic buildups. In the Stężycza Segment the deposits onlap the erosional unconformity with a stratigraphic gap gradually increasing north-westwards (Figs. 10, 11). Outer and central carbonate platform facies which dominate in the Middle Frasnian in SE are replaced by a more proximal inner platform. This may indicate that indeed the basin shallowed to the NW, while the later pre-Viséan erosion (see Wilga IG 1 in Figs. 11, 12), was merely superimposed on lateral trends in sedimentation towards the basin margin. During the Famennian FA cycle the differences between the segments became most pronounced. In the Central Segment nearly 2000 m of sediments accumulated in the distinct depocentre (Fig. 22). The transgressive part of the cycle in the Komarów Segment lacks deposits of the deeper shaly-carbonate shelf-basin, while in the regressive part no alluvial system has been encountered. The Famennian of the Stężycza Segment is relatively poorly known; it displays a similar succession of depositional systems as the Central Segment, although with significantly decreased sediment-thickness.

TABLICE

Tablice I–XVI – zdjęcia przeciętych powierzchni rdzeni; długość skali – 1 cm

Plates I–XVI – photos of cut core surfaces; scale bar – 1 cm

Tablice XVII–XXI – zdjęcia szlifów w świetle przechodzącym i przy jednym nikolu (o ile nie podano inaczej); długość skali – 2 mm

Plates XVII–XXI – photos of thin sections in transmitted light with one nicol (if not stated otherwise); scale bar – 2 mm

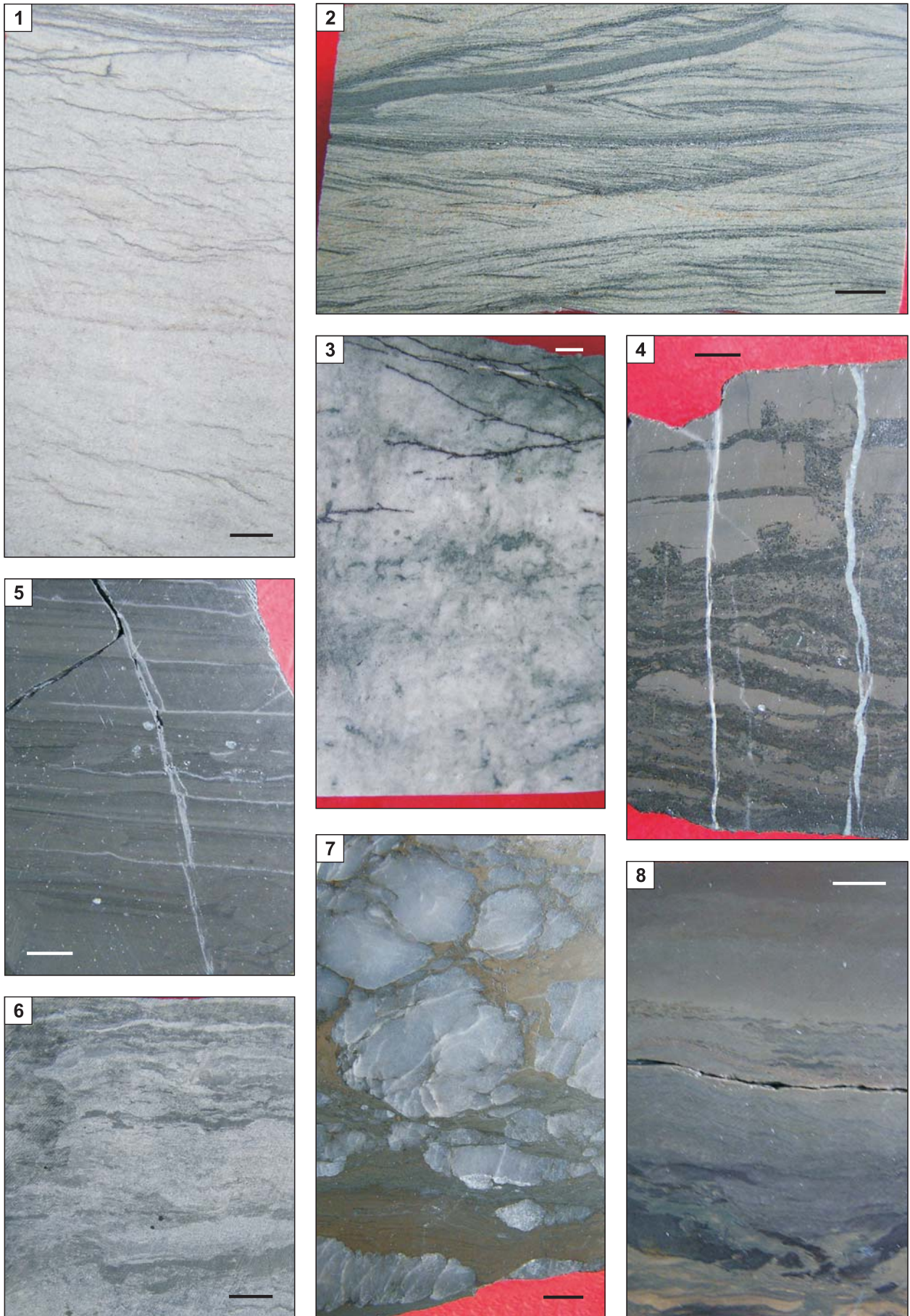
TABLICA I

Formacja telatyńska Telatyń Formation

- Fig. 1. Drobnoskalowe warstwowanie przekątne w piaskowcu – drobnodziarnistym arenicie kwarcowym; Komarów IG 1, głęb. 2478,3 m
Small-scale cross-bedding in a sandstone – fine-grained quartz arenite. Komarów IG 1, depth 2478.3 m
- Fig. 2. Warstwowanie smużyste w piaskowcu – drobnodziarnistym arenicie kwarcowym; Stężycza 1, głęb. 3250,3 m
Flaser bedding in a sandstone – fine-grained quartz arenite. Stężycza 1, depth 3250.3 m
- Fig. 3. Zbioturbowany piaskowiec (arenit kwarcowy) z cementem kalcytowym; Stężycza 1, głęb. 3253,7 m
Bioturbated sandstone (quartz arenite) with a calcitic cement. Stężycza 1, depth 3253.7 m
- Fig. 4. Madston dolomitowy (dolomikryt) z bioturbacyjnie zaburzonymi, nieregularnymi laminami dolomitu ziarnistego – dolarenitu z ooidami; Komarów IG 1, głęb. 2461,0 m
Dolomite mudstone (dolomicrite) with bioturbated irregular laminae of grained dolomite – dolarenite with ooids. Komarów IG 1, depth 2461.0 m
- Fig. 5. Płasko laminowany, ciemny dolomikryt marglisty; Komarów IG 1, głęb. 2460,0 m
Dark marly dolomicrite with a planar lamination. Komarów IG 1, depth 2460.0 m
- Fig. 6. Nieregularne warstewki ilasto-dolomityczne (ciemniejsze) na przemian z grubszymi anhydrytowymi (jaśniejsze); Komarów IG 1, głęb. 2425,0 m
Alternating darker clayey-dolomitic and thicker anhydritic laminae. Komarów IG 1, depth 2425.0 m
- Fig. 7. Gruzły anhydrytowe w obrębie silnie ilastego ciemniejszego tła (zauważ laminację w dolnej części); Komarów IG 1, głęb. 2410 m
Anhydrite nodules in a clayey darker matrix (note lamination in the lower part). Komarów IG 1, depth 2410 m
- Fig. 8. Dolomikryt marglisty, nieregularnie laminowany z zaburzonymi wkładkami ciemniejszymi, w stropie przechodzące w ciemny dolomikryt regularnie (płasko) laminowany; Strzelce IG 2, głęb. 1170,4 m
Irregularly laminated marly dolomicrite with disturbed darker intercalations passing near the top into dark dolomicrite with a regular planar lamination. Strzelce IG 2, depth 1170.4 m

Fig. 1–3 – ogniwo przewodowskie; fig. 4–8 – ogniwo machnowskie

Fig. 1–3 – Przewodów Member; Fig. 4–8 – Machnów Member



TABLICA II

Formacja telatyńska Telatyń Formation

- Fig. 1. Warstwowanie smużyste w piaskowcu kwarcowym; Komarów IG 1, głęb. 2384,4 m
Flaser bedding in a quartz arenite. Komarów IG 1, depth 2384.4 m
- Fig. 2. Dolomikryt; Strzelce IG 2, głęb. 1153,7 m
Dolomicrite. Strzelce IG 2, depth 1153.7 m
- Fig. 3. Nory w marglistym dolosparycie drobnokrystalicznym; Komarów IG 1, głęb. 2365,0 m
Burrows in a marly fine-crystalline dolosparite. Komarów IG 1, depth 2365.0 m
- Fig. 4. Częściowo zdolomityzowany (ciemne partie), zbioturbowany wapienny wakston szkieletowy; widoczne skorupki ramienionogów i trochity; Komarów IG 1, głęb. 2377,0 m
Partly dolomitized (darker areas), bioturbated skeletal lime wackestone. Note brachiopod and crinoid fragments. Komarów IG 1, depth 2377.0 m
- Fig. 5. Heterolity z zaburzeniami bioturbacyjnymi; Terebiń IG 5, głęb. 1557,9 m
Bioturbated heteroliths. Terebiń IG 5, depth 1557.9 m
- Fig. 6. Dolomikryt nieregularnie laminowany z powierzchnią erozyjną w stropie, przykryty warstwą zlepieńca śródformacyjnego złożonego z lokalnych, źle wysortowanych i częściowo kanciastych intraklastów, przykrytego z kolei zielonym iłowcem; Komarów IG 1, głęb. 2326,4 m
Irregularly laminated dolomicrite with an erosional surface at the top, overlain by intraformational conglomerate composed of local poorly-sorted and partly angular intraclasts, in turn overlain by a green claystone. Komarów IG 1, depth 2326.4 m
- Fig. 7. Anhydryt o strukturze ziarnistej (gruby arenit-drobny rudyt); Komarów IG 1, głęb. 2318,0 m
Anhydrite displaying grained structure (coarse arenite-fine rudite). Komarów IG 1, depth 2318.0 m

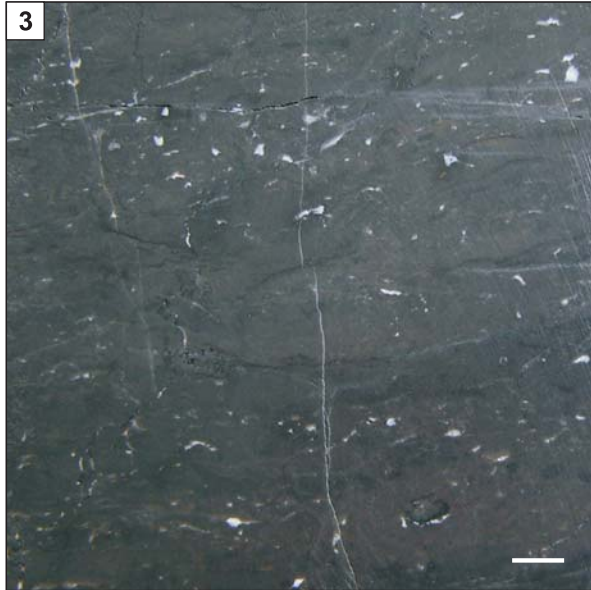
Fig. 1, 2 – ogniwo żniatyńskie; fig. 3, 4 – ogniwo pelczańskie; fig. 5, 6 – ogniwo rachańskie; fig. 7 – ogniwo mirczańskie
Figs. 1, 2 – Żniatyń Member; Figs. 3, 4 – Pelcza Member; Figs. 5, 6 – Rachanie Member; Fig. 7 – Mircza Member



TABLICA III

Formacja telatyńska, ogniwo gielczewskie Telatyn Formation, Gielczew Member

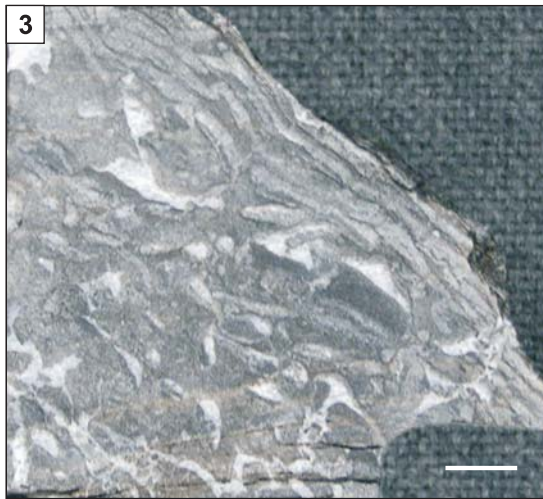
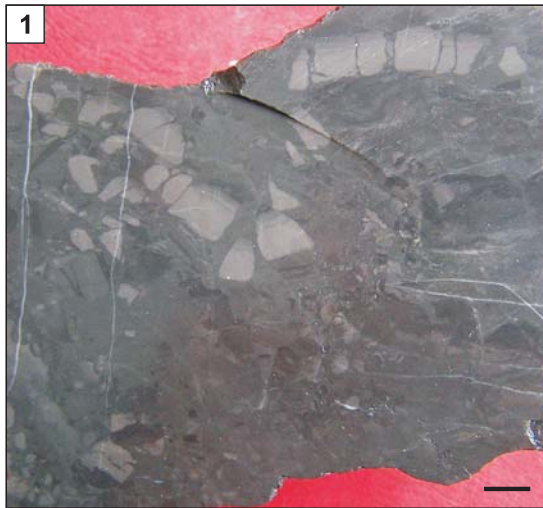
- Fig. 1. Jasny marglisty dolomikryt, w dolnej części z subtelnym smugowaniem (poprzerywane warstewki) i norami (prawa strona); Steżyca 1, głęb. 3238,95 m
Light marly dolomiticrite, in the lower part with a subtle broken lamination and burrows (right). Steżyca 1, depth 3238.95 m
- Fig. 2. Ciemny drobny dolosparyt – zdolomityzowany wackston z ziarnami szkieletowymi, w tym krynoidów; por. szlif – tabl. XVII, fig. 4; Gielczew PIG 5, głęb. 2095,7 m
Dark, fine-crystalline dolosparite – dolomitized wackestone with skeletal grains including crinoids. Compare thin section Pl. XVII, Fig. 4. Gielczew PIG 5, depth 2095.7 m
- Fig. 3. Ciemny madston dolomitowy z nieregularnymi fenestrami (o genezie ?bioturbacyjnej) i pojedynczymi ziarnami szkieletowymi; Bystrzyca 2, głęb. 4016,5 m
Dark dolomite mudstone with irregular fenestrae (?bioturbational origin) and single skeletal grains. Bystrzyca 2, depth 4016.5 m
- Fig. 4. Ciemny marglisty madston dolomitowy z wyraźnymi horyzontalnymi norami i impregnacjami pirytowymi; Bystrzyca 2, głęb. 4105,8 m
Dark marly dolomite mudstone with distinct horizontal burrows and pyrite impregnation. Bystrzyca 2, depth 4105.8 m
- Fig. 5. Jasny laminowany madston dolomitowy z warstewkami ziarnistymi; w górnej części – struktury fenestralne; Bystrzyca 2, głęb. 4019,0 m
Light laminated dolomite mudstone with grained laminae; note fenestral structures in the upper part. Bystrzyca 2, depth 4019.0 m
- Fig. 6. Jasny madston dolomitowy o niewyraźnej strukturze marmurkowej i nieregularnej laminacji; w górnej części – nierówna powierzchnia erozyjna przykryta warstwą z lokalnymi intraklastami; Steżyca 1, głęb. 3237,4 m
Light dolomite mudstone with an indistinct “marble-like” structure and irregular lamination; in the upper part – uneven erosional surface overlain by local intraclastic material. Steżyca 1, depth 3237.4 m



TABLICA IV

Formacja telatyńska, ogniwo gielczewskie Telatyń Formation, Gielczew Member

- Fig. 1. Madston dolomitowy z warstwowaniem zaburzonym na skutek zbrekcjowania (poprzerywana jaśniejsza warstewka w górnej części); przypuszczalny efekt rozpuszczania wkładek siarczanowych (?) w trakcie diagenety; Bystrzyca 2, głęb. 4024,1 m
Dolomite mudstone with a bedding disturbed due to brecciation (a broken lighter bed in the upper part). This is probably related to a dissolution of sulphates (?) during diagenesis. Bystrzyca 2, depth 4024.1 m
- Fig. 2. Niewyraźna laminacja i struktury bioturbacyjne (drobne poziome nory) w dolomicie drobnokrystalicznym; Bystrzyca 2, głęb. 4082,1 m
Indistinct lamination and bioturbation structures (small horizontal burrows) in fine-crystalline dolomite. Bystrzyca 2, depth 4082.1 m
- Fig. 3. Dolosparyt powstały przez zastąpienie wackstonu szkieletowego (zauważ częściowo rozpuszczone szkielety wypełnione ciemnym krystalicznym osadem geopetalnym i cementem dolomitowym); w górnej części – zaburzona laminacja; Mełgiew 2, głęb. 4270,3 m
Dolosparite formed by a replacement of a skeletal wackestone (note partly leached skeletons filled with a dark geopetal crystalline sediment and a dolomite cement). In the upper part – disturbed lamination. Mełgiew 2, depth 4270.3 m
- Fig. 4. Czarny ilasty dolomit o pokroju łupkowym, z regularną laminacją płaską; Ciecierzyn 8, głęb. 3930,6 m
Black clayey dolomite with a shaly appearance and regular planar lamination. Ciecierzyn 8, depth 3930.6 m
- Fig. 5. Dolosparyt – zdolomityzowany wackston szkieletowy (zauważ relikty gałązkowych tetrakorali) o słabo czytelnej strukturze gruzłowej; Krępiec 1, głęb. 4043,5 m
Dolosparite – dolomitized skeletal wackestone (note relics of branching tetracorals) with a poorly visible nodular structure. Krępiec 1, depth 4043.5 m
- Fig. 6. Ciemny marglisty madston dolomitowy o płaskiej laminacji, częściowo zaburzonej bioturbacyjnie; Mełgiew 2, głęb. 4259,5 m
Dark marly dolomite mudstone with a planar lamination, partly disturbed by burrowing. Mełgiew 2, depth 4259.5 m
- Fig. 7. Arenit kwarcowy z laminacją płaską do nieco falistej; Stężycza 1, głęb. 3239,95 m
Quartz arenite with a planar to slightly wavy lamination. Stężycza 1, depth 3239.95 m



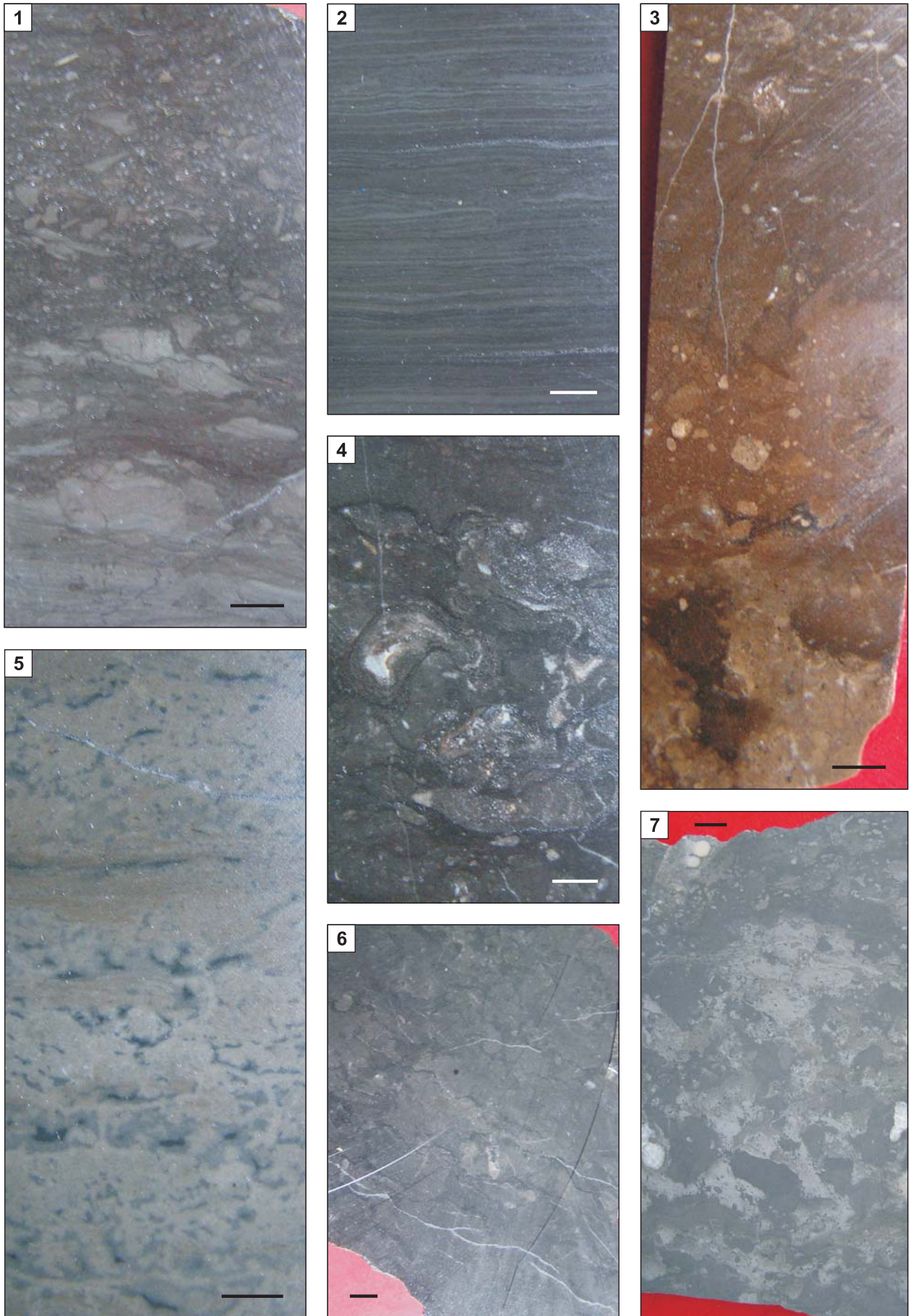
TABLICA V

Formacja modryńska Modryń Formation

- Fig. 1. Poziom erozji śródformacyjnej w nieregularnie laminowanym, jasnym dolomikrycie; kanciaste, niewysortowane okruchy lokalnego pochodzenia; Komarów IG 1, głęb. 2274,2 m
Intraformational erosion level in irregularly laminated light dolomiticrite. Note angular unsorted clasts of a local origin. Komarów IG 1, depth 2274.2 m
- Fig. 2. Ciemny, regularnie płasko laminowany dolomikryt marglisty; Komarów IG 1, głęb. 2275,5 m
Dark marly dolomiticrite with a regular planar lamination. Komarów IG 1, depth 2275.5 m
- Fig. 3. Dolomitowy wakston fenestralny ścięty powierzchnią erozyjną przykrytą przez dolomit o strukturze ziarnisto-zlepieńcowej, przechodzący ku górze w dolomitowy wakston-pakston ze szkieletami organicznymi; Strzelce IG 2, głęb. 1060,6 m
Fenestral dolomite wackestone truncated by an erosional surface overlain by grained-intraclastic dolomite, grading upwards into dolomite wacke-packstone with organic skeletons. Strzelce IG 2, depth 1060.6 m
- Fig. 4. Drobnny dolosparyt zastępujący wakston szkieletowo-onkoidowy o strukturze falisto-gruzłowej; Komarów IG 1, 2214,3 m
Fine dolosparite replacing skeletal-oncoid wackestone with a wavy-nodular structure. Komarów IG 1, depth 2214.3 m
- Fig. 5. Jasny dolomitowy madston o strukturze marmurkowej (nieregularne ciemniejsze impregnacje drobnym pirytem); Strzelce IG 2, głęb. 1062,0 m
Light dolomite mudstone showing a marble-like structure (irregular darker impregnations of fine-crystalline pyrite). Strzelce IG 2, depth 1062.0 m
- Fig. 6. Madston dolomitowy o strukturze bioturbacyjnej i z drobnymi falistymi smugami ilastymi; Mełgiew 2, 4230,1 m
Bioturbated dolomite mudstone with thin wavy clay-seams. Mełgiew 2, depth 4230.1 m
- Fig. 7. Zbioturbowany, częściowo nieregularnie zdolomityzowany wakston (drobny dolosparyt – ciemniejsze partie); Giełczew PIG 6, głęb. 1964,55 m
Bioturbated, partly irregularly dolomitized wackestone (fine dolosparite – darker areas). Giełczew PIG 6, depth 1964.55 m

Fig. 1–3, 5 – ogniwo krzewickie; fig. 4, 6, 7 – ogniwo lipowieckie

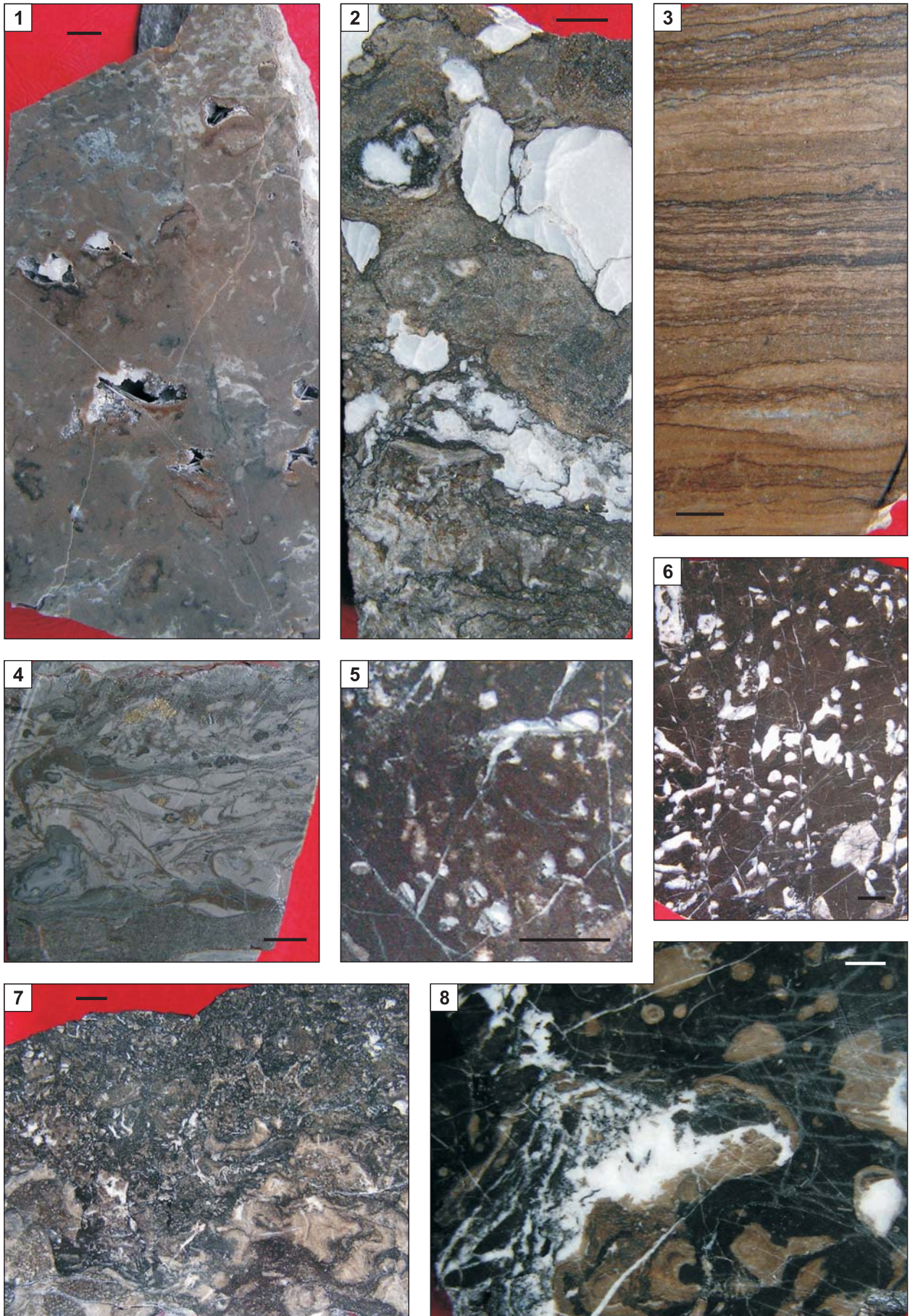
Figs. 1–3, 5 – Krzewica Member; 4, 6, 7 – Lipowiec Member



TABLICA VI

Formacja modryńska, ogniwo lipowieckie Modryń Formation, Lipowiec Member

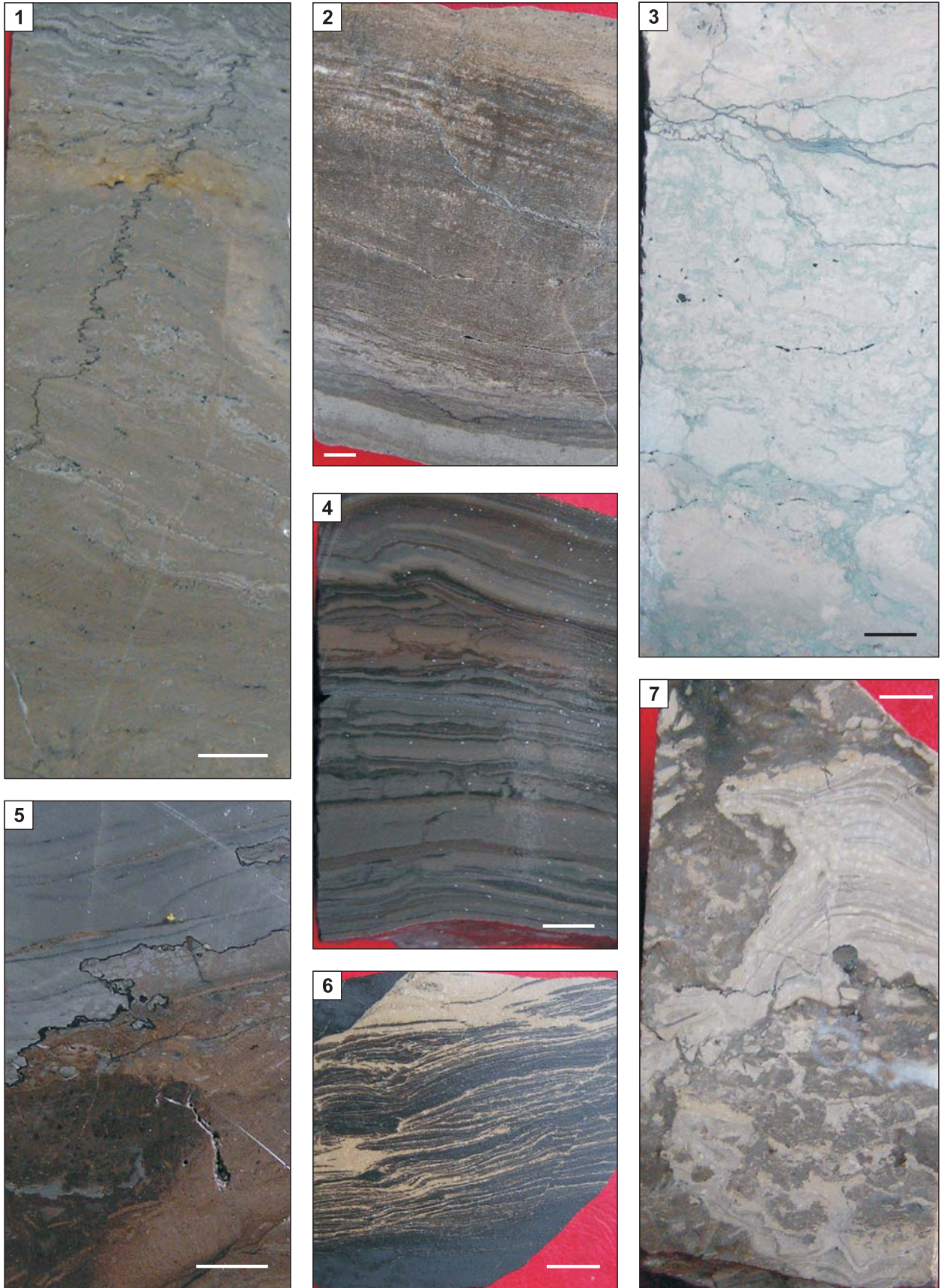
- Fig. 1. Dolosparyt z niewyraźnymi relikdami smug ilastych i struktur szkieletowych; nieregularne pory rozpuszczeniowe częściowo wypełnione cementem kalcytowym; Giełczew PIG 6, głęb. 1923,2 m
Dolosparite with vague relics of clay seams and skeletal structures. Irregular dissolutional vugs partly filled with a calcite cement. Giełczew PIG 6, depth 1923.2 m
- Fig. 2. Dolosparyt z reliktową strukturą gruzłową i „gruzłami” białego anhydrytu – w istocie wtórnymi wypełnieniami kawern po rozpuszczonych selektywnie gruzłach wapiennych i szkieletach organicznych; Ciecierzyn 8, głęb. 3859,0 m
Dolosparite with a relic nodular structure and “nodules” of a white anhydrite – actually secondary infillings of vugs after selectively leached calcareous nodules and organic skeletons. Ciecierzyn 8, depth 3859.0 m
- Fig. 3. Dolosparyt z laminacją nieregularną, stromatolitową; Strzelce IG 2, głęb. 940,2 m
Dolosparite with an irregular stromatolitic lamination. Strzelce IG 2, depth 940.2 m
- Fig. 4. Wapienny wakston szkieletowy z licznymi muszlami ramienionogów i obwódkowo spirytyzowanymi klastami (stalonej barwy); Komarów IG 1, głęb. 2259,0 m
Skeletal lime wackestone with abundant brachiopod shells and clasts with pyritized rims (grey-blue). Komarów IG 1, depth 2259.0 m
- Fig. 5. Dolosparyt zastępujący wakston amfiporowy; gałązki amfipor częściowo rozpuszczone, wypełnione krystalicznym osadem geopetalnym i późnym cementem; Mełgiew 2, głęb. 3831,5 m
Dolosparite replacing amphiporid wackestone. Amphipora branches are partly leached, filled with a crystalline geopetal sediment and later cement. Mełgiew 2, depth 3831.5 m
- Fig. 6. Zdolomityzowany wapień amfiporowy; Mełgiew 2, głęb. 3848,95 m
Dolomitized amphiporid limestone. Mełgiew 2, depth 3848.95 m
- Fig. 7. Zdolomityzowany rudston stromatoporoidowo-glonowy; Krępiec 1, głęb. 3973,9 m
Dolomitized stromatoporoid-algal rudstone. Krępiec 1, depth 3973.9 m
- Fig. 8. Dolosparyt zastępujący flotston stromatoporoidowy ze szkieletami gałązkowymi i drobnymi masywnymi (gruzłowymi); mniejsze szkielety całkowicie zastąpione, większe – częściowo rozpuszczone i wtórnie wypełnione białym dolomitowym cementem; Mełgiew 2, głęb. 3816,2 m
Dolosparite replacing stromatoporoid floatstone with branching and small domal (nodular) skeletons. Smaller forms are completely replaced, larger – partly leached and filled with a white dolomite cement. Mełgiew 2, depth 3816.2 m



TABLICA VII

Formacja modryńska, ogniwo z Łosienia Modryń Formation, Łosień Member

- Fig. 1. Jasny laminit mikrobialny (zauważ nieregularną laminację); Gielczew PIG 6, głęb. 1842,8 m
Light microbial laminitite (note irregular lamination). Gielczew PIG 6, depth 1842.8 m
- Fig. 2. Drobnny dolosparyt z zachowaną pierwotną laminacją regularną; Gielczew PIG 6, głęb. 1866,05 m
Finely-crystalline dolosparite with preserved primary regular lamination. Gielczew PIG 6, depth 1866.05 m
- Fig. 3. Jasny dolomikryt marglisty o pokroju gruzłowo-intraklastycznym; Strzelce IG 2, głęb. 907,5 m
Light marly dolomiticrite with a nodular-intraclastic appearance. Strzelce IG 2, depth 907.5 m
- Fig. 4. Ciemny, regularnie laminowany dolomikryt marglisty ze śródformacyjnymi zaburzeniami ciągłymi (mikrofałdek) i nieciągłymi (poprzerywane laminy); sejsmiczna geneza deformacji (?); Komarów IG 1, głęb. 2139,5 m
Dark, marly, regularly laminated dolomiticrite with intraformational deformations – both continuous (microfold) and discontinuous (broken laminae). Deformations of seismic (?) origin. Komarów IG 1, depth 2139.5 m
- Fig. 5. Erozyjny kontakt ciemnych dolosparytów o strukturze detrytycznej, z wyżej leżącymi laminowanymi dolomikrytami; Gielczew PIG 6, głęb. 1875,7 m
Erosional contact of dark dolosparites with detrital structure, with overlying laminated dolomiticrite. Gielczew PIG 6, depth 1875.7 m
- Fig. 6. Ciemny, nieregularnie laminowany dolosparyt (zaburzenia laminacji) częściowo selektywnie odbarwiony/zrekrytalizowany; Komarów IG 1, głęb. 2141,4 m
Dark, irregularly laminated dolosparite (disturbed lamination) partly selectively decolourised/recrystallized. Komarów IG 1, depth 2141.4 m
- Fig. 7. Fragmenty jasnego, laminowanego dolomikrytu, częściowo plastycznie zdeformowane, otoczone wapnistym dolosparytowym, ciemniejszym tłem; ?brekcja kolapsyjna; Komarów IG 1, głęb. 2175,0 m
Fragments of light laminated dolomiticrite, partly plastically deformed, in a calcareous dolosparitic darker matrix. ?Collapse breccia. Komarów IG 1, depth 2175.0 m

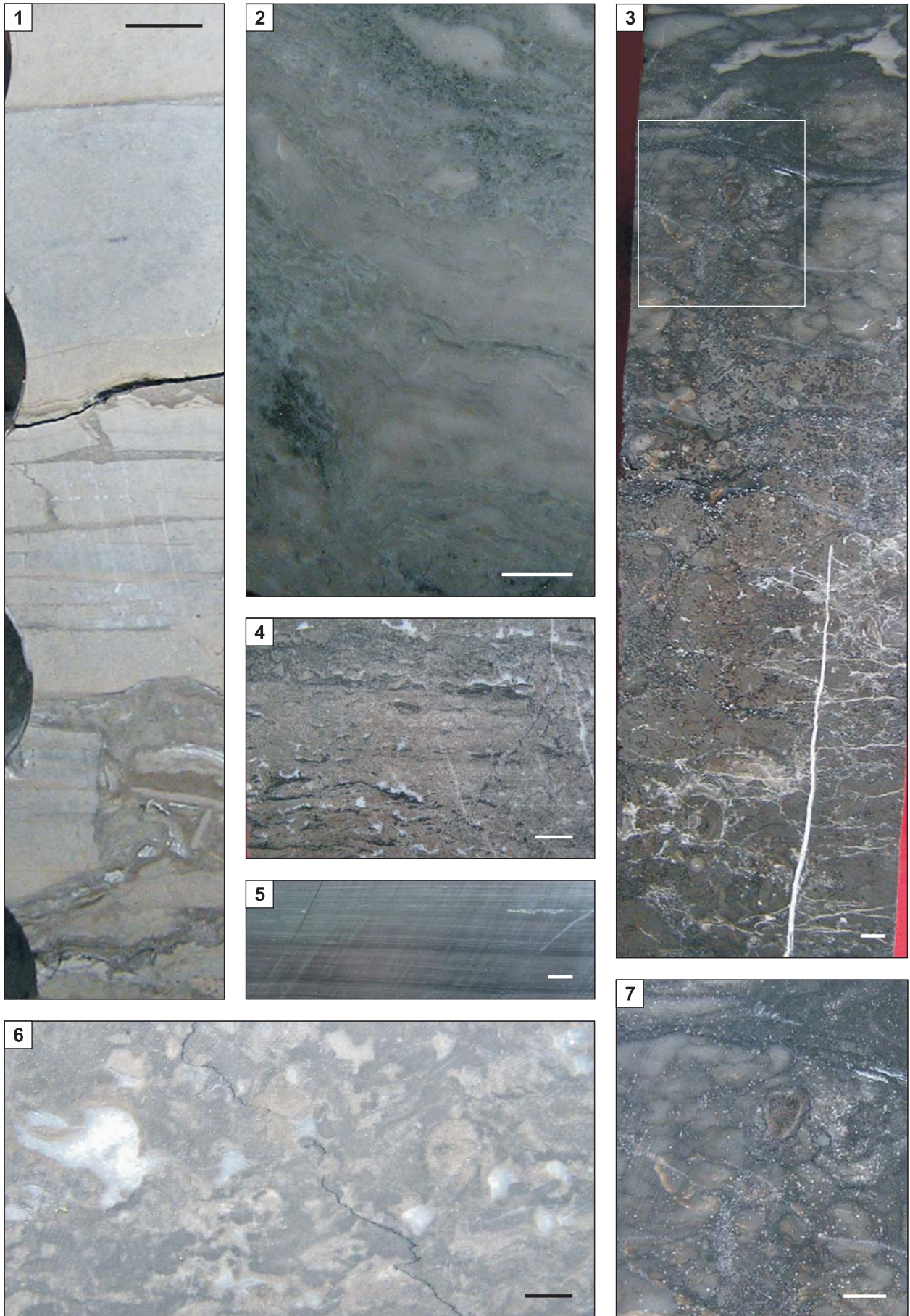


TABLICA VIII

Formacja modryńska Modryń Formation

- Fig. 1. Dolomikryt jednorodny i subtelnie laminowany, ku dołowi spękany i zbrekcjowany *in situ* z przejściem w brekcję rozpuszczeniowo-kolapsyjną; Giełczew PIG 6, głęb. 1875,2 m
Homogeneous and subtly laminated dolomicrite passing downward into fractured and in situ brecciated dolomite, with a transition to a solution-collapse breccia. Giełczew PIG 6, depth 1875.2 m
- Fig. 2. Wapienny madston niewyraźnie laminowany, częściowo zrekrytalizowany; Komarów IG 1, głęb. 2115,1 m
Indistinctly laminated lime mudstone, partly recrystallized. Komarów IG 1, depth 2115.1 m
- Fig. 3. Częściowo zdolomityzowany wakston/flotston stromatoporoidowo-głonowy (zauważ struktury onkoidowe) przechodzący ku górze w gruzłowy anhydryt wyznaczający spąg ogniwa ciecierzynskiego; biały prostokąt – fragment powiększony na fig. 7; Krępiec 1, głęb. 3952,65 m
Partly dolomitized wackestone and algal-stromatopore floatstone (note oncolite structures) passing upwards into a nodular anhydrite marking bottom of the Ciecierzyn Member. White rectangle – fragment enlarged in Fig. 7. Krępiec 1, depth 3952.65 m
- Fig. 4. Dolosparyt z reliktową nieregularną laminacją i poziomymi fenestrami (zauważ wypełnienia geopetalne). Ciecierzyn 8, głęb. 3845,1 m
Dolosparite with a relic irregular lamination and horizontal fenestrae (note geopetal infillings). Ciecierzyn 8, depth 3845.1 m
- Fig. 5. Czarny ilasty dolomit regularnie laminowany z soczewkami pirytu. Ciecierzyn 8, głęb. 3825,2 m
Regularly laminated black clayey dolomite with pyrite lenses. Ciecierzyn 8, depth 3825.2 m
- Fig. 6. Madston dolomitowy z nieregularnymi wtrąceniami białego anhydrytu (?cement); Krępiec 1, głęb. 3929,6 m
Dolomite mudstone with irregular inclusions of a white anhydrite (?cement). Krępiec 1, depth 3929.6 m
- Fig. 7. Powiększenie fragmentu fig. 3 pokazujące szczegóły gruzłowej struktury anhydrytu oraz szkielet koralu otoczony anhydrytem
Enlarged fragment of Fig. 3 showing details of a nodular anhydrite and a coral embedded in anhydrite

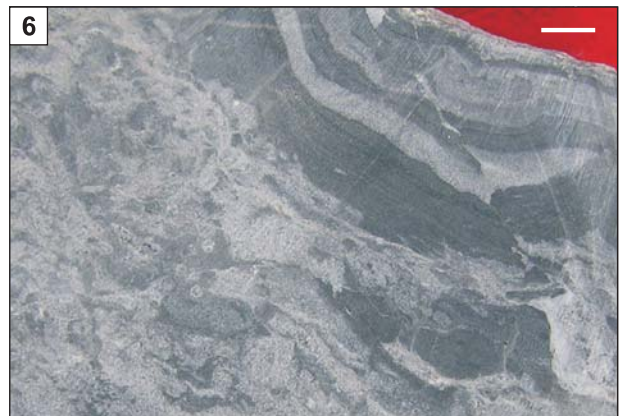
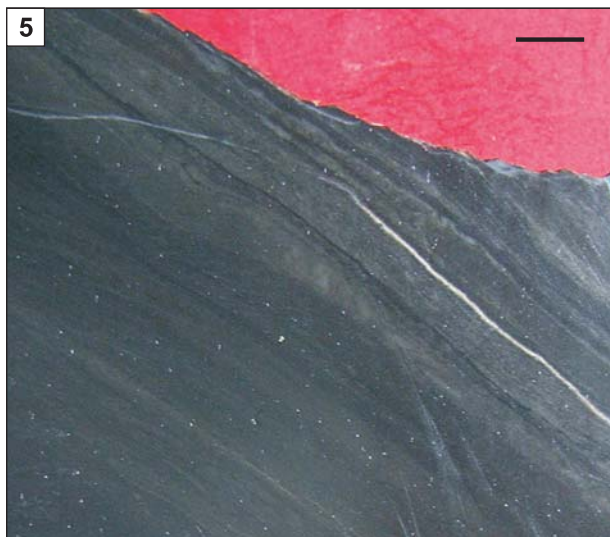
Fig. 1, 2 – ogniwo z Łosienia; fig. 3–7 – ogniwo ciecierzynskie
Figs. 1, 2 – Łosień Member; Figs. 3–7 – Ciecierzyn Member



TABLICA IX

Formacja modryńska, ogniwo ciecierzynskie Modryń Formation, Ciecierzyn Member

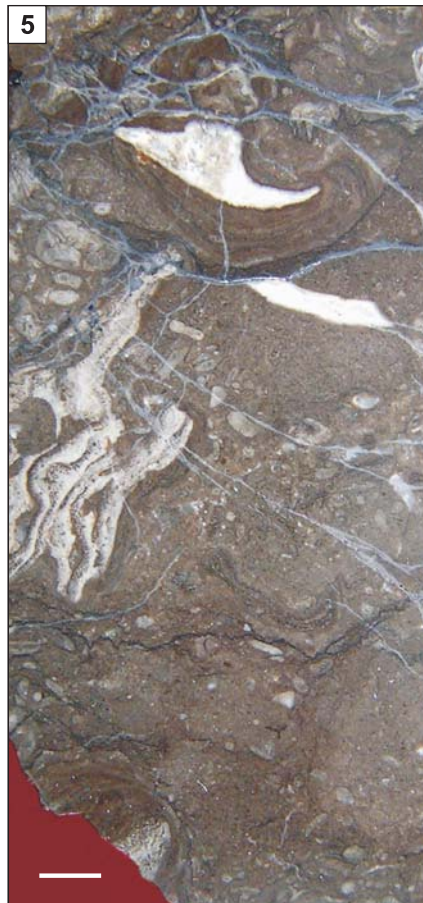
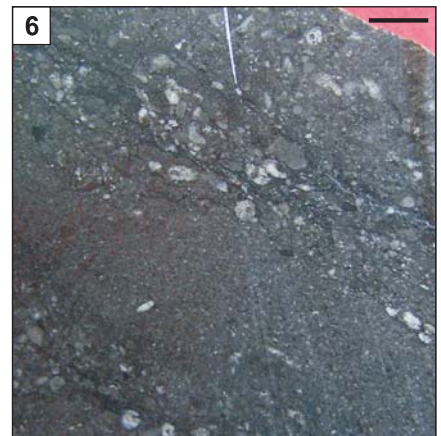
- Fig. 1. Regularnie, płasko laminowany madsston dolomityczno-wapienny z ciemnymi skupieniami anhydrytu (por. szlif – tabl. XIX, fig. 5, 6); Mełgiew 2, głęb. 4115,3 m
Regular planar lamination in a dolomitic-calcareous mudstone with dark inclusions of anhydrite (cf. thin section – Pl. XIX, Fig. 5, 6). Mełgiew 2, depth 4115.3 m
- Fig. 2. Ciemny, regularnie laminowany dolomikryt ze strzępiastymi skupieniami białego anhydrytu; Krępiec 1, głęb. 3937,1 m
Dark, regularly laminated dolomicrite with jagged fragments of a white anhydrite. Krępiec 1, depth 3937.1 m
- Fig. 3. Nieregularne drobne gruzły i soczewki anhydrytu w ilasto-dolomitycznym tle; Mełgiew 2, głęb. 4151,4 m
Irregular small nodules and lenses of anhydrite in a clayey-dolomitic matrix. Mełgiew 2, depth 4151.4 m
- Fig. 4. Warstwa/soczewa dolomikrytu marglistego z silnie zaburzoną laminacją; od dołu – laminowany anhydryt, od góry – drobnogruzłowy anhydryt; Krępiec 1, głęb. 3945,1 m
Layer or lens of a marly dolomicrite with strongly disturbed lamination; bottom – laminated anhydrite, top – finely nodular anhydrite. Krępiec 1, depth 3945.1 m
- Fig. 5. Regularnie laminowany ciemny dolomikryt z warstewkami jaśniejszego anhydrytu (górze), częściowo nieznacznie zaburzonymi; Mełgiew 2, głęb. 3768,1 m
Regularly laminated dark dolomicrite with laminae of lighter anhydrite (upper part), partly slightly disturbed. Mełgiew 2, depth 3768.1 m
- Fig. 6. Silnie zaburzony anhydryt laminowany z warstewkami ilasto-wapiennymi; Bystrzyca 2, głęb. 3818,6 m
Strongly disturbed laminated anhydrite with clayey-calcareous laminae. Bystrzyca 2, depth 3818.6 m



TABLICA X

Formacja modryńska, ogniwo zubowickie Modryń Formation, Zubowice Member

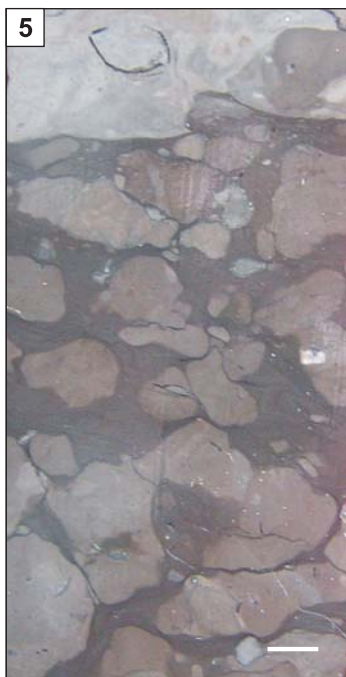
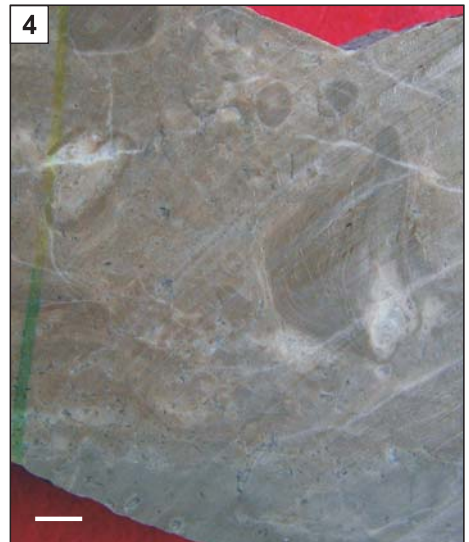
- Fig. 1. Szkieletowy wakston wapienny o strukturze falisto-gruzłowej; widoczne szkielety amfipor i ślimaków; Gielczew PIG 6, głęb. 1752,4 m
Skeletal lime wackestone with a wavy-nodular structure. Visible are amphiporid and gastropod remains. Gielczew PIG 6, depth 1752.4 m
- Fig. 2. Zbioturbowany wakston szkieletowy o strukturze gruzłowej, miejscami z licznymi trochitami i norami; Rudnik IG 1, głęb. 2991,3 m
Bioturbated skeletal wackestone with a nodular structure, locally with numerous crinoid remains and burrows. Rudnik IG 1, depth 2991.3 m
- Fig. 3. Zbioturbowany drobny kalkarenit z licznymi poziomymi stylolitami i ilastymi smugami rezydualnymi; Rudnik IG 1, głęb. 2997,0 m
Bioturbated fine-grained calcarenite with numerous horizontal stylolites and residual clayey seams. Rudnik IG 1, depth 2997.0 m
- Fig. 4. Wakston szkieletowo-intraklastyczny z chaotycznie rozmieszczonymi (bioturbacja) fragmentami m.in. gałązkowych i drobnych masywnych stromatoporoidów; ciemne ziarna – bioklasty i intraklasty impregnowane pirytem; Rudnik IG 1, głęb. 3051,4 m
Skeletal-intraclastic wackestone with chaotically distributed (due to a bioturbation) fragments of i.a. branching and small domal stromatoporoids. Dark grains – bioclasts and intraclasts impregnated with pyrite. Rudnik IG 1, depth 3051.4 m
- Fig. 5. Rudston stromatoporoidowo-tabulatowo-onkoidowy; Rudnik IG 1, głęb. 2995,0 m
Stromatoporoid-tabulate-oncoid rudstone. Rudnik IG 1, depth 2995.0 m
- Fig. 6. Kalkarenit (pakston) z dużymi intraklastami i fragmentami amfipor; Mełgiew 2, głęb. 3915,3 m
Calcarenite (packstone) with large intraclasts and amphiporid fragments. Mełgiew 2, depth 3915.3 m
- Fig. 7. Regularnie laminowany, wapienny wakston marglisty; Rudnik IG 1, głęb. 3044,95 m
Regularly laminated, marly lime wackestone. Rudnik IG 1, depth 3044.95 m



TABLICA XI

Formacja modryńska, ogniwo zubowickie Modryń Formation, Zubowice Member

- Fig. 1. Biolityt złożony głównie z blaszkowych stromatoporoidów; Krępiec 1, głęb. 3755,3 m
Biolithite composed mainly of platy stromatoporoids. Krępiec 1, depth 3755.3 m
- Fig. 2. Rudston stromatoporoidowo-koralowy (góra – masywny szkielet tetrakorała); Mełgiew 2, głęb. 3919,4 m
Coral-stromatoporoid rudstone (top – fragment of a domal tetracoral). Mełgiew 2, depth 3919.4 m
- Fig. 3. Jasny, nieregularnie laminowany dolomikryt prawdopodobnie o genezie mikrobialnej; Strzelce IG 2, głęb. 856,0 m
Light, irregularly laminated dolomiticrite of a probable microbial origin. Strzelce IG 2, depth 856.0 m
- Fig. 4. Wapienny wackston fenestralny z onkoidami i gałązkowymi stromatoporoidami; Strzelce IG 2, głęb. 851,8 m
Fenestral lime wackestone with oncoids and branching stromatoporoids. Strzelce IG 2, depth 851.8 m
- Fig. 5. Wapień gruzłowy przykryty zbioturbowanym madstonem wapiennym (widoczny przekrój skorupki ramienionoga); część gruzłów wykazuje struktury bioturbacyjne i ślady lokalnej redepozycji; Rudnik IG 1, głęb. 2914,6 m
Nodular limestone overlain by bioturbated lime mudstone (note a brachiopod cross-section). Some nodules display bioturbation and evidence of a local reworking. Rudnik IG 1, depth 2914.6 m
- Fig. 6. Niewyraźnie laminowany wackston, lokalnie fenestralny z intraklastami przypuszczalnie pochodzenia glonowego; Strzelce IG 2, głęb. 853,5 m
Vaguely laminated wackestone, locally with fenestral structures and intraclasts of a probable algal origin. Strzelce IG 2, depth 853.5 m
- Fig. 7. Lokalne kanciaste intraklasty tworzące poziom typu autoklastycznej parabrekcji prawdopodobnie o genezie sejsmicznej (Spaletta, Vai, 1984); widoczny brak wyraźnej powierzchni erozyjnej; Mełgiew 2, głęb. 3522,1 m
Local angular intraclasts forming a level of an autoclastic parabreccia probably of a seismic origin (Spaletta, Vai, 1984). Note lack of a distinct erosional surface. Mełgiew 2, depth 3522.1 m

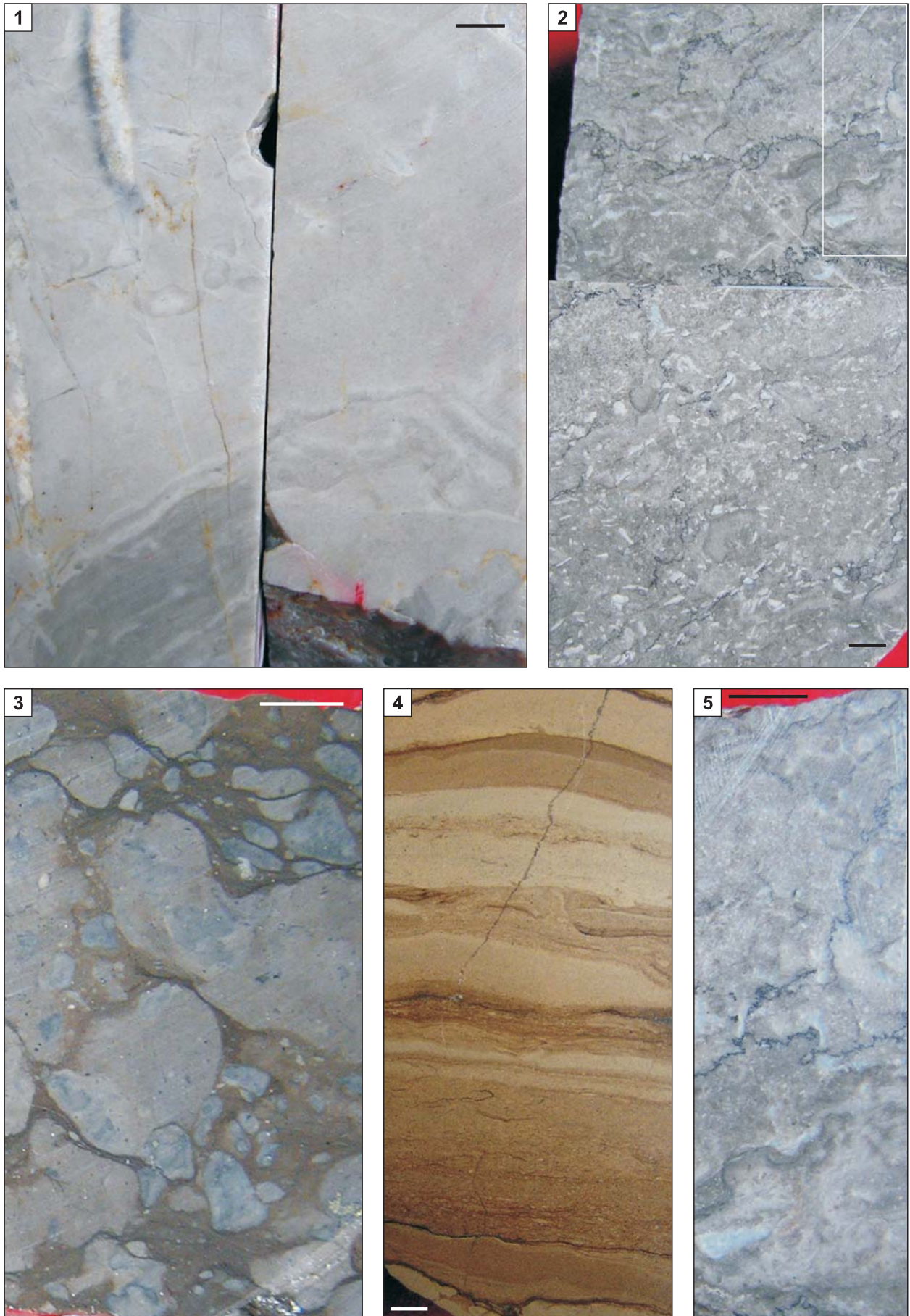


TABLICA XII

Formacja modryńska Modryń Formation

- Fig. 1. Jasny biolityt stromatoporoidowo-glonowy; Giełczew PIG 6, głęb. 1572,3 m
Light stromatoporoid-algal biolithite. Giełczew PIG 6, depth 1572.3 m
- Fig. 2. Biolityt stromatoporoidowo-glonowy; w prawym górnym rogu zaznaczono fragment powiększony na fig. 5; Mełgiew 2, głęb. 3435–3441 m
Stromatoporoid-algal biolithite. Area marked in the upper right corner is shown in detail in Fig. 5. Mełgiew 2, depth 3435–3441 m
- Fig. 3. Marglisty wapień (madston) gruzłowy; gruzły są częściowo redeponowane (ostre zarysy i przypadkowa orientacja) i wykazują nieregularne, stalowoszare strefy spirytyzowane; również niektóre niewielkie klasty są impregnowane pirytem; por. szlif – tabl. XXI, fig. 1; Giełczew PIG 6, głęb. 1557,1 m
Marly, nodular lime mudstone. Nodules are partly redeposited (note sharp outlines and chaotic orientation) and display irregular blue-grey pyritized areas. Also some smaller clasts are impregnated with pyrite. Cf. thin section – Pl. XXI, Fig. 1. Giełczew PIG 6, depth 1557.1 m
- Fig. 4. Naprzemianległe laminy wapiennych madstonów i drobnych kalkarenitów (pakstonów); laminacja nieco zaburzona plastycznie; Strzelce IG 2, głęb. 857,5 m
Alternating laminae of lime mudstones and fine-grained calcarenites (packstones); Lamination is slightly plastically disturbed. Strzelce IG 2, depth 857.5 m
- Fig. 5. Powiększenie fragmentu fig. 2 pokazujące szczegóły struktury biolitytu; Mełgiew 2, głęb. 3435–3441 m
Enlargement of a fragment from Fig. 2 showing details of a biolithite structure. Mełgiew 2, depth 3435–3441 m

Fig. 1, 2, 5 – ogniwo z Mełgwi; fig. 3 – stropowa część formacji (nierozdzielona); fig. 4 – ogniwo zubowickie
Figs. 1, 2, 5 – Mełgiew Member; Fig. 3 – upper part (undivided); Fig. 4 – Zubowice Member



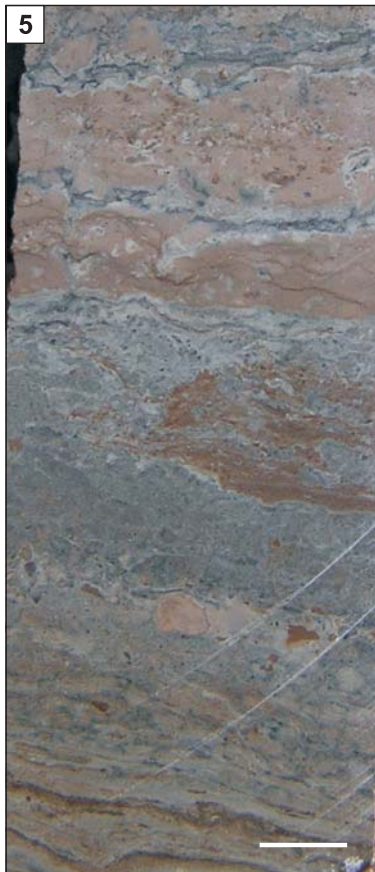
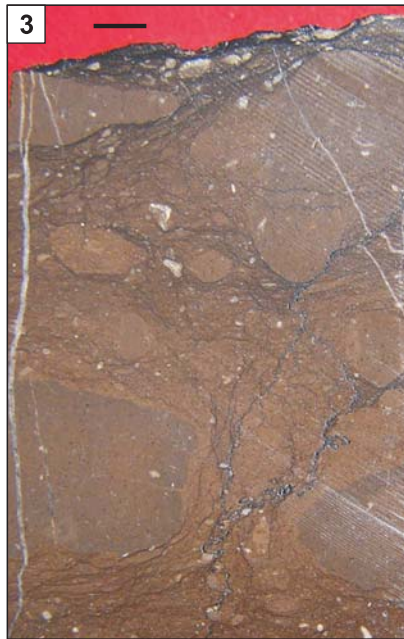
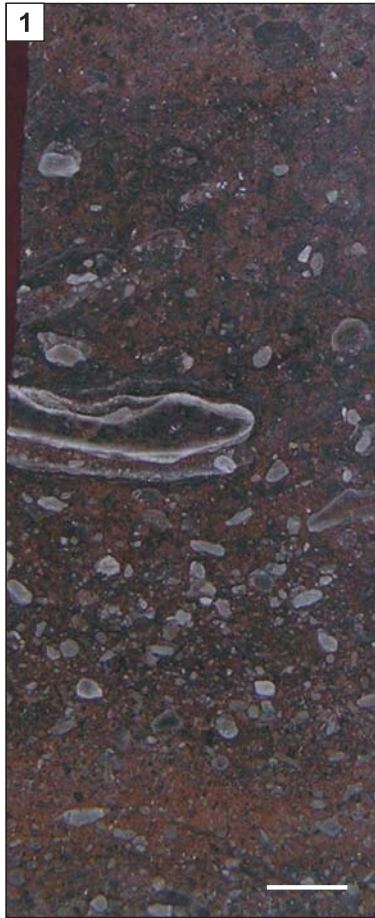
TABLICA XIII

Formacja modryńska – otwór Stężycza 1 Modryń Formation – Stężycza 1 borehole

- Fig. 1. Grejnston z większymi klastami (onkoidy ? obwódkowo odbarwione intraklasty ?); głęb. 3066,5 m
Grainstone with larger clasts (oncooids ? intraclasts with bleached rims ?); depth 3066.5 m
- Fig. 2. Wapień z nieregularną laminacją o genezie mikrobialnej (por. szlif na [tabl. XX, fig. 2](#)); głęb. 3067,3 m
Limestone with irregular microbial lamination (cf. thin section in [Pl. XX, Fig. 2](#)); depth 3067.3 m
- Fig. 3. Wakston szkieletowy o strukturze gruzłowej; gruzły częściowo redeponowane; głęb. 3100,9 m
Skeletal wackestone with a nodular structure; nodules are partly redeposited; depth 3100.9 m
- Fig. 4. Wakston-pakston szkieletowy o strukturze falisto-gruzłowej; w dolnej części widoczna kolonia koralu drobno-gałązkowych (por. szlif – [tabl. XX, fig. 3](#)); głęb. 3087,7 m
Skeletal wackestone-packstone with a wavy-nodular structure; in the lower part – colony of branching corals (cf. thin section – [Pl. XX, Fig. 3](#)); depth 3087.7 m
- Fig. 5. Madston i intraklastyczny wakston wapienno-dolomityczny, w dolnej i górnej części z zachowaną nieregularną laminacją; nieregularne, stalowo-szare impregnacje pirytowe nadają miejscami skale pokrój marmurkowy; głęb. 3173,5 m
Calcareous-dolomitic mudstone and intraclastic wackestone, in the lower and upper part – with preserved irregular lamination; patchy blue-grey pyritic impregnation gives a marble-like appearance to the rock; depth 3173.5 m
- Fig. 6. Jasny wapnisty dolomikryt nieregularnie laminowany z impregnacjami pirytowymi częściowo zgodnymi z laminacją; głęb. 3150,6 m
Irregularly laminated light calcareous dolomicrite with a pyritic impregnation partly following lamination pattern; depth 3150.6 m
- Fig. 7. Dolomikryt (wakston intraklastyczny) o pokroju marmurkowym, ku górze nieregularnie laminowany, z powierzchnią erozyjną przykrytą przez czarny płasko laminowany dolomikryt marglisty; głęb. 3213,05 m
Dolomicrite (intraclastic wackestone) with a marble-like appearance, irregularly laminated upwards, and topped by erosional surface overlain by black planar-laminated marly dolomicrite; depth 3213.05 m

Fig. 1–4 – ogniwo stężyckie; Fig. 5–7 – spągowa część formacji (nierozdzielona)

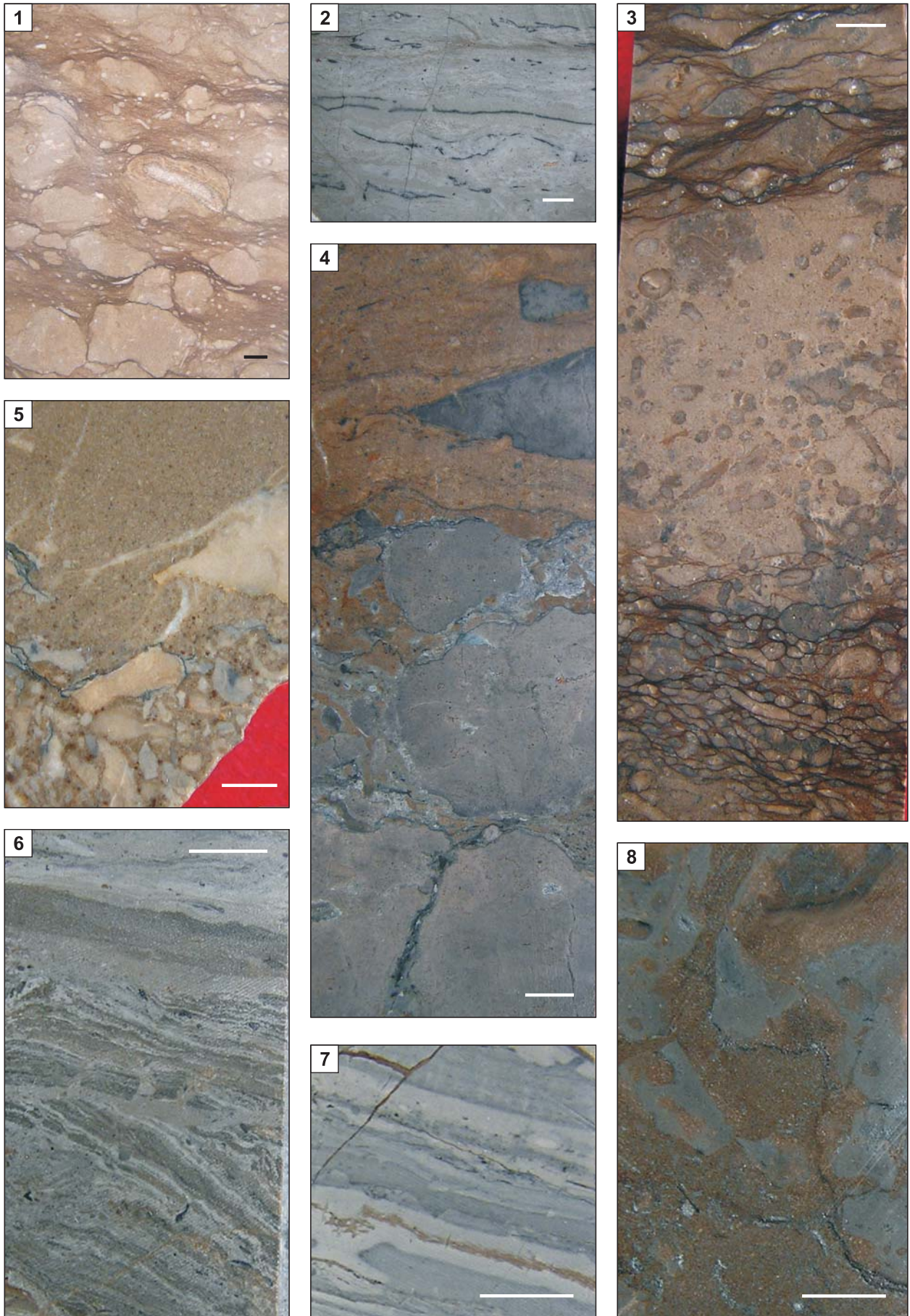
Figs. 1–4 – Stężycza Member; Figs. 5–7 – lower part (undivided)



TABLICA XIV

Formacja modryńska nierozdzielona Undivided Modryń Formation

- Fig. 1. Wapienny wakston gruzłowy ze szkieletami amfipor; środek – duży onkoid rozwinięty na gałązce tabulata; Steżyca 1, głęb. 3162,8 m
Nodular lime wackestone with amphiporid skeletons; in the middle – large onkoid developed around a tabulate branch. Steżyca 1, depth 3162.8 m
- Fig. 2. Laminit fenestralny (wapień) z zaburzoną, lokalnie poprzerwaną laminacją, intraklastami i zgodnymi z laminacją impregnacjami pirytowymi; Steżyca 1, głęb. 3231,95 m
Calcareous fenestral laminites with a disturbed, locally broken lamination, intraclasts and pyritic impregnation following laminae. Steżyca 1, depth 3231.95 m
- Fig. 3. Biostroma amfiporowa (dół) przykryta przez kalkarenit z redeponowanymi gałązkami stromatoporoidów (środek), z kolei przykryta przez wakston szkieletowy o strukturze falisto-gruzłowej (górze); Wilga IG 1, głęb. 3111,45 m
Amphipora biostrome (bottom) overlain by calcarenite with redeposited stromatoporoid branches (middle), in turn overlain by a skeletal wackestone with a wavy-nodular structure. Wilga IG 1, depth 3111.45 m
- Fig. 4. Klasy szarego wapiennego madstona fenestralnego o nieregularnych, skorodowanych granicach impregnowanych pirytem (?), tkwiące w ziarnistym tle skalnym; Wilga IG 1, głęb. 3113,2 m
Clasts of grey fenestral lime mudstone, with irregular corroded boundaries impregnated with pyrite (?), embedded in a grained sediment. Wilga IG 1, depth 3113.2 m
- Fig. 5. Wapienna brekcja śródformacyjna złożona z klastów jasnych madstonów w kalkarenitowym tle; Wilga IG 1, głęb. 3100,1 m
Calcareous intraformational breccia composed of light mudstone clasts embedded in calcarenitic sediment. Wilga IG 1, depth 3100.1 m
- Fig. 6. Dolomit o nieregularnej laminacji (mikrobialnej), w środkowej części silnie zaburzonej przez spękania warunkujące powstawanie lokalnych intraklastów; Wilga IG 1, głęb. 3119,4 m
Dolomite with an irregular (microbial) lamination, disrupted by fractures in the middle part, with a formation of local intraclasts. Wilga IG 1, depth 3119.4 m
- Fig. 7. Nieregularnie zaburzona laminacja w dolomicrycie, częściowo podkreślona przez selektywną impregnację pirytową (pokrój marmurkowy); Wilga IG 1, głęb. 3141,3 m
Irregularly disturbed lamination in a dolomicrite, partly accentuated by a selective pyritic impregnation (marble-like appearance). Wilga IG 1, depth 3141.3 m
- Fig. 8. Dolosparyt z czytelną strukturą brekcji syngedymacyjnej – klasy o nieregularnych, korozyjnych (?) granicach w brązowym nieco marglistym tle o ziarnistym pokroju; ?poziom glebowy; Wilga IG 1, głęb. 3130,45 m
Dolosparite with an apparent syngedimentary-breccia structure – irregular clasts with corrosive (?) boundaries in a brownish slightly marly matrix with a grained appearance; ?palaeosol level. Wilga IG 1, depth 3130.45 m

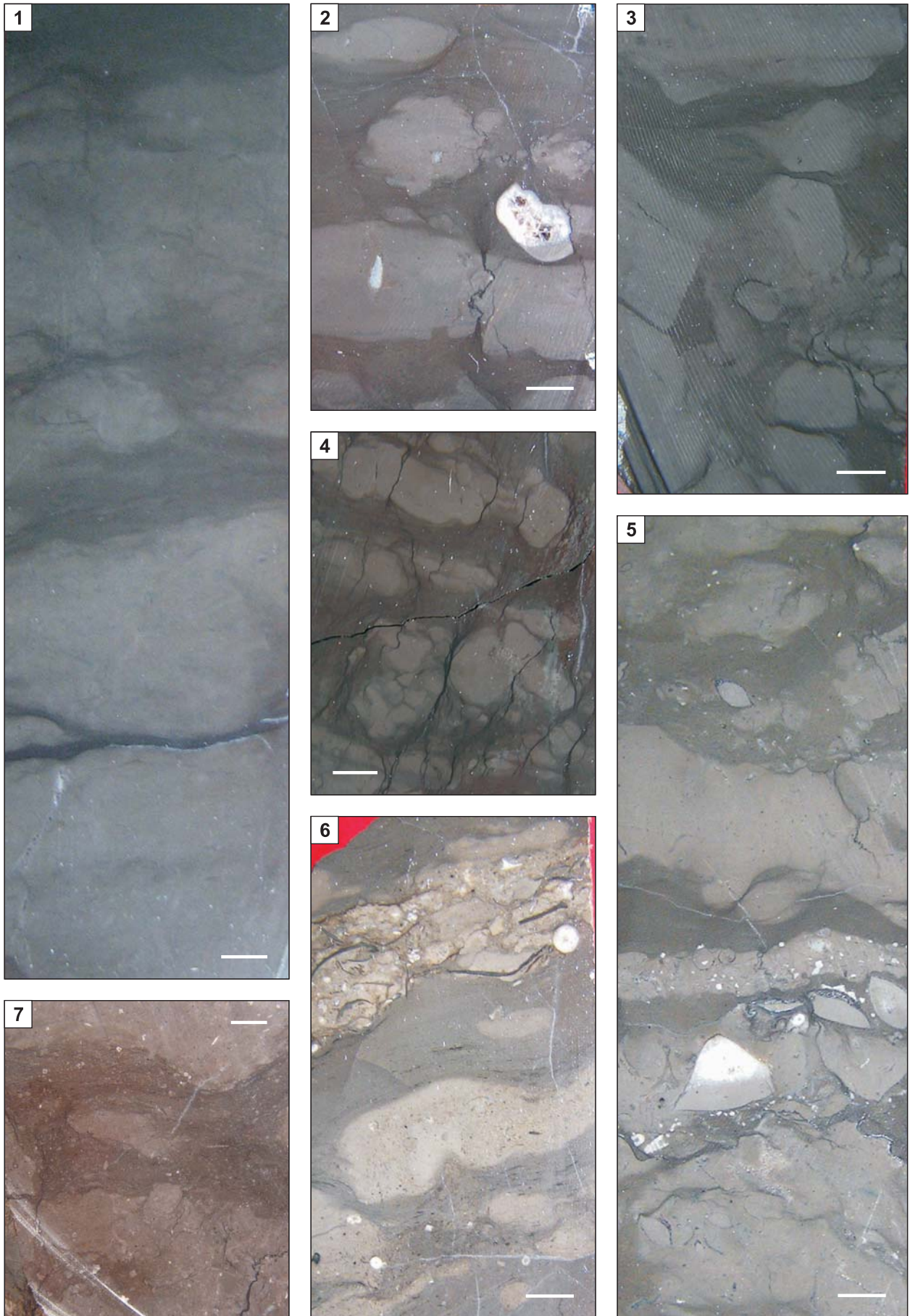


TABLICA XV

- Fig. 1. Niewyraźny „pasiasty” pokrój wapieni i margli formacji bychawskiej – wkładki, soczewy i gruzły madstona marglistego przedzielone ciemnym marglem; Rudnik IG 1, głęb. 2482,0 m
Diffuse “banded” appearance of limestones and marls of the Bychawa Formation – intercalations, lenses and nodules of marly mudstone embedded in a dark marl. Rudnik IG 1, depth 2482.0 m
- Fig. 2. Faliste warstwy i gruzły madstona oraz przekrój pojedynczego ramienionoga z geopetalnym wypełnieniem osadem mikrytowym; Bychawa IG 1, głęb. 2591,2 m
Wavy beds and nodules of a mudstone and a cross-section of a brachiopod with a geopetal micritic sediment. Bychawa IG 1, depth 2591.2 m
- Fig. 3. Przemieszczone, chaotycznie zorientowane gruzły oraz redeponowany fragment warstwy madstona (lewa środkowa część zdjęcia); świadectwa niepokoju sedymentacyjnego interpretowane jako sejsmity; Bychawa IG 1, głęb. 2619,0 m
Displaced, chaotically oriented nodules and redeposited fragment of a mudstone layer (left center). Evidence of a depositional unrest interpreted as seismites. Bychawa IG 1, depth 2619.0 m
- Fig. 4. Struktura gruzłowa; gruzły częściowo redeponowane (intraclasty – por. dół zdjęcia); stromo nachylone tektoniczne stylolity i smugi rezydualne – przejawy rozpuszczania ciśnieniowego i towarzyszących mu deformacji; Rudnik IG 1, głęb. 2611,6 m
Nodular structure; nodules are partly redeposited (intraclasts – cf. bottom). Steeply inclined tectonic stylolites and other residual seams are evidence of pressure-solution and accompanying deformation phenomena. Rudnik IG 1, depth 2611.6 m
- Fig. 5. Wapienny madston i wakston szkieletowy o strukturze falisto-gruzłowej i przejawach bioturbacji (widoczne zarzysy nor); dolna połowa okazu – warstewka wzbogacona w drobne trochity i muszle ramienionogów; Rudnik IG 1, głęb. 2269,2 m
Lime mudstone and skeletal wackestone with a wavy-nodular structure and bioturbation phenomena (note distinct burrows). Lower half – a layer enriched in minute crinoid remains and brachiopods. Rudnik IG 1, depth 2269.2 m
- Fig. 6. Madston gruzłowy, góra – warstwa wakstona szkieletowego z trochitami i ramienionogami; Rudnik IG 1, głęb. 1987,6 m
Nodular mudstone, upper part – layer of a skeletal wackestone with crinoid and brachiopod remains. Rudnik IG 1, depth 1987.6 m
- Fig. 7. Zbioturbowany wakston szkieletowy o pokroju gruzłowym; Bystrzyca 2, głęb. 2188,3 m
Bioturbated skeletal wackestone with a nodular appearance; Bystrzyca 2, depth 2188.3 m

Fig. 1–4 – formacja bychawska; fig. 5–7 – formacja firlejska

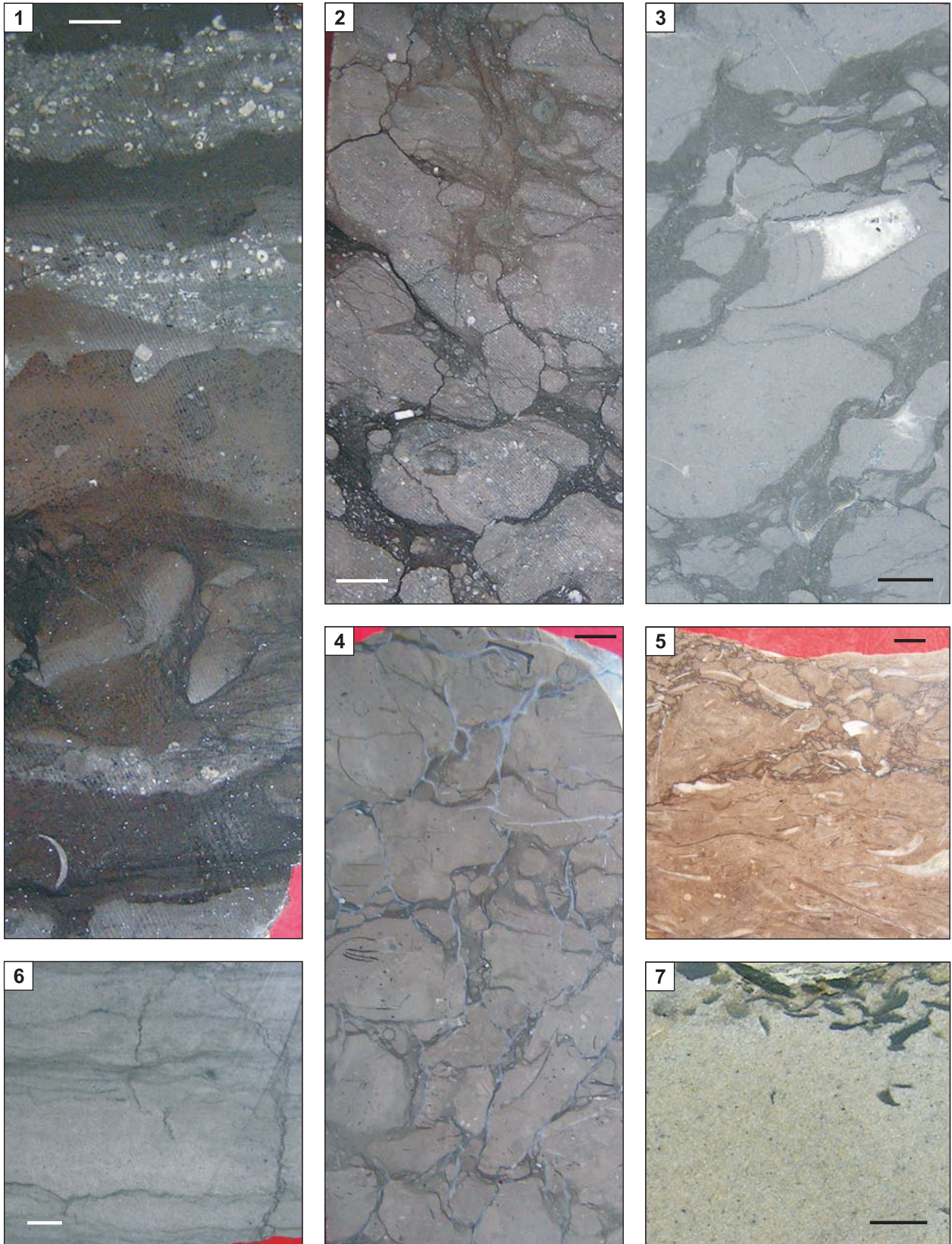
Figs. 1–4 – Bychawa Formation; Figs. 5–7 – Firlej Formation



TABLICA XVI

- Fig. 1. Madston i wackston z podrzędnymi powierzchniami erozyjnymi; struktury falisto-gruzłowe, w tym bioturbacyjne (dolna połowa) oraz warstwy i soczewki wackstonów i pakstonów szkieletowych, głównie trochitowych (górze); Bychawa IG 1, głęb. 2047,9 m
Mudstone and wackestone with minor erosional surfaces; wavy-nodular structures including burrowing (lower half) and layers/lenses of skeletal wackestones and packstones, mainly crinoidal (top). Bychawa IG 1, depth 2047.9 m
- Fig. 2. Wackston szkieletowy o strukturze gruzłowej z przejściem w intraklastyczną (redeponowane gruzły – zwłaszcza dolna część okazu); Bychawa IG 1, głęb. 1915,0 m
Skeletal wackestone with a nodular structure grading into clastic development (redeposited nodules – particularly lower part). Bychawa IG 1, depth 1915.0 m
- Fig. 3. Odgrzebane i redeponowane gruzły/intraklasty w marglisto-ziarnistym tle; środek – muszla głowonoga; Bychawa IG 1, głęb. 2111,0 m
Exhumed and redeposited nodules/intraclasts in a marly-grained matrix. Middle – cephalopod shell. Bychawa IG 1, depth 2111.0 m
- Fig. 4. Ciasno upakowane, redeponowane gruzły (= intraklasty) zbudowane z madstonów i wackstonów szkieletowych o strukturze zbioturbowanej; Rudnik IG 1, głęb. 2340,7 m
Tightly packed, redeposited nodules (= intraclasts) composed of skeletal bioturbated mudstones and wackestones. Rudnik IG 1, depth 2340.7 m
- Fig. 5. Wackston–pakston intraklastyczno-szkieletowy; Bystrzyca 2, głęb. 2354,0 m
Intraclastic-skeletal wackestone to packstone. Bystrzyca 2, depth 2354.0 m
- Fig. 6. Drobnio-średnioziarnisty piaskowiec (arenit) kwarcowy, o niewyraźnej strukturze falistej i spoiwie wapnistym; Mełgiew 2, głęb. 1974,1 m
Finely- to medium-grained quartz arenite with a vague wavy structure and a calcareous matrix. Mełgiew 2, depth 1974.1 m
- Fig. 7. Jednorodny piaskowiec (arenit) kwarcowy, wapnisty, z intraklastami ciemnego iłowca (płatki mułowe) w stropie; Mełgiew 2, głęb. 1706,5 m
Homogeneous, calcareous quartz arenite with intraclasts of a dark claystone (mud-flakes) near the top. Mełgiew 2, depth 1706.5 m

Fig. 1–5 – formacja firlejska; fig. 6 – formacja hulczańska; fig. 7 – kompleks pstrych klastyków
Figs. 1–5 – Firlej Formation; Fig. 6 – Hulcze Formation; Fig. 7 – variegated clastics complex



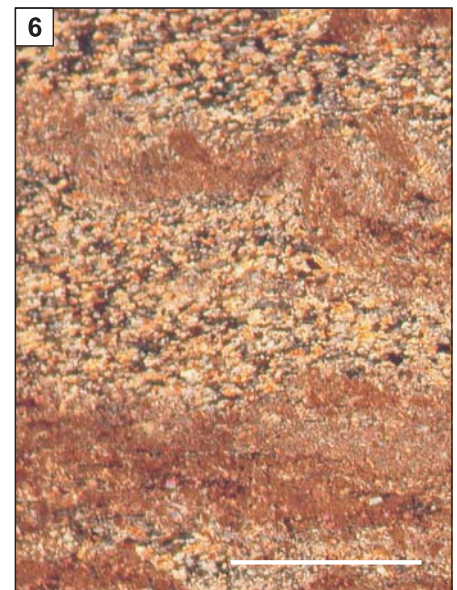
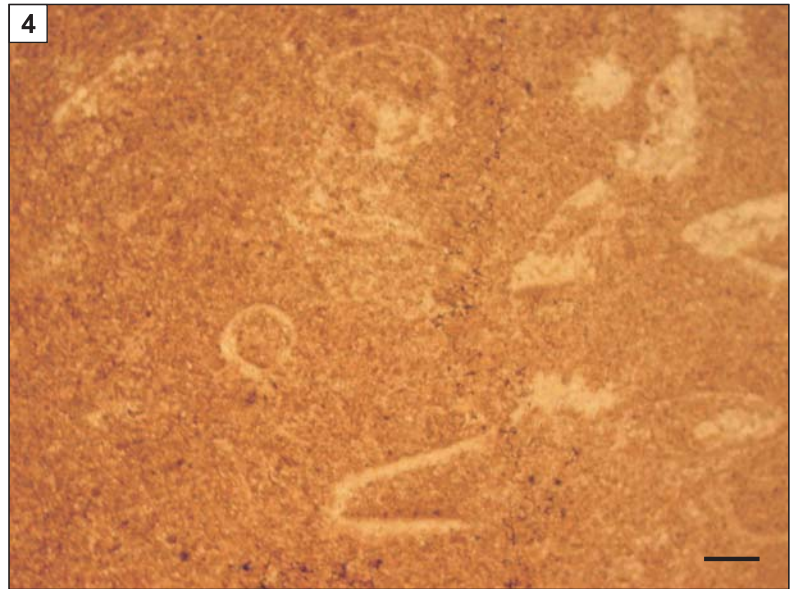
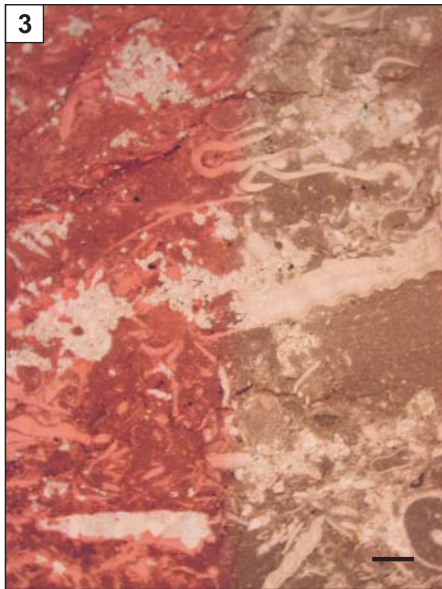
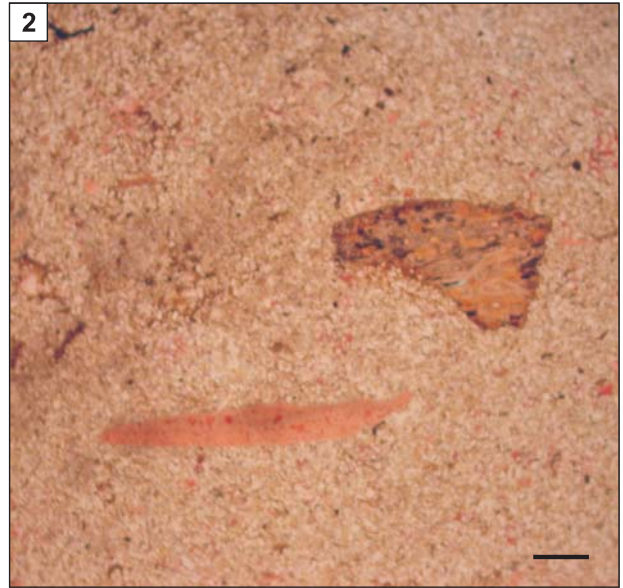
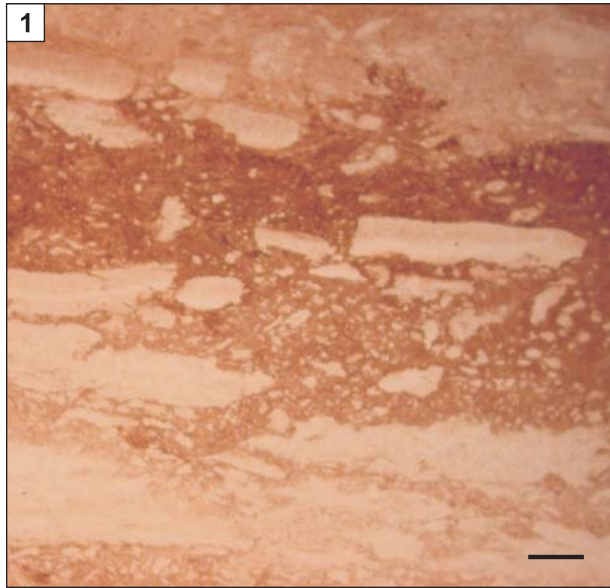
TABLICA XVII

Formacja telatyńska Telatyń Formation

- Fig. 1. Anhydryt detrytyczny; intraklasty czystego drobnokrystalicznego anhydrytu w ilasto-anhydrytowym tle skalnym; Tyszowce IG 2, głęb. 2479,0 m
Detrital anhydrite. Intraclasts of pure, fine-crystalline anhydrite in a clayey-anhydritic matrix. Tyszowce IG 2, depth 2479.0 m
- Fig. 2. Arenit kwarcowy z dużymi bioklastami (fragmenty kostne ryb); Terebiń IG 5, głęb. 1604,8 m
Quartz arenite with large bioclasts (bone fragments of fishes). Terebiń IG 5, depth 1604.8 m
- Fig. 3. Częściowo zdolomityzowany pakston szkieletowy; wśród bioklastów – fragmenty ramienionogów i trylobitów; lewa połowa szlifów barwiona (kalcyt – czerwony, dolomit – niezabarwiony); Tyszowce IG 2, głęb. 2418,0 m
Partly dolomitized skeletal packstone. Among bioclasts – fragments of brachiopods and trilobites. Left half stained with Evamy's solution (calcite – reddish, dolomite – not stained). Tyszowce IG 2, depth 2418.0 m
- Fig. 4. Dolomitowy wakston szkieletowy; tło – mikro- i drobnokrystaliczny dolomit; Gielczew PIG 5, głęb. 2095,7 m
Skeletal dolomite wackestone; matrix composed of a micro- to fine-crystalline dolomite. Gielczew PIG 5, depth 2095.7 m
- Fig. 5. Zaburzone laminy anhydrytowo-ilasto-dolomitowe; zaznaczono fragment powiększony na fig. 6; Melgiew 2, głęb. 4259,5 m
Deformed anhydrite-clayey-dolomitic laminae. Marked fragment is enlarged in Fig. 6. Melgiew 2, depth 4259.5 m
- Fig. 6. Powiększony fragment okazu z fig. 5
Enlarged fragment of Fig. 5

Fig. 1 – ogniwo machnowskie; fig. 2 – ogniwo żniatyńskie; fig. 3 – ogniwo pelczańskie; fig. 4–6 – ogniwo gielczewskie; fig. 5, 6 – skrzyżowane nikole

Fig. 1 – Machnów Member; Fig. 2 – Żniatyń Member; Fig. 3 – Pelcza Member; Figs. 4–6 – Gielczew Member; Figs. 5, 6 – crossed nicols

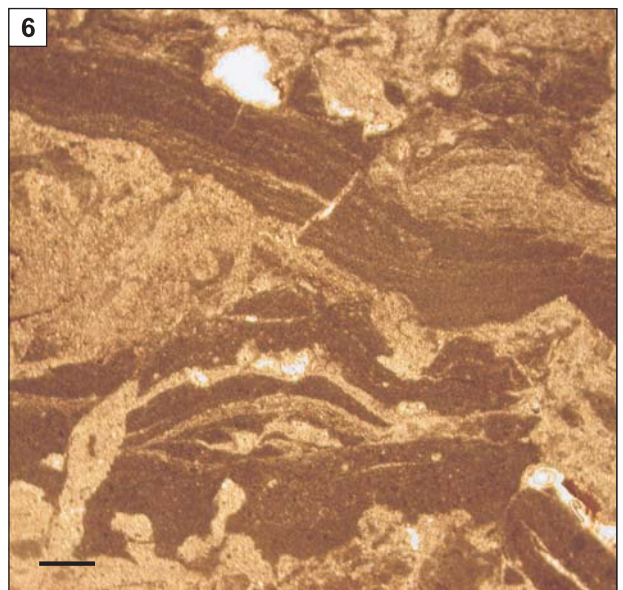
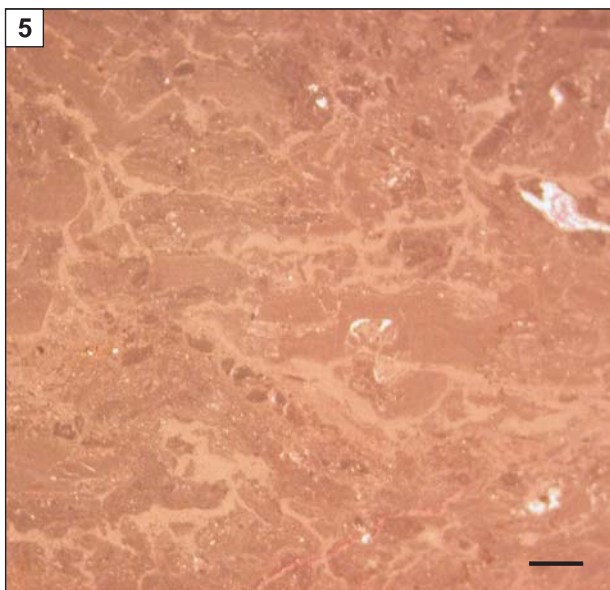
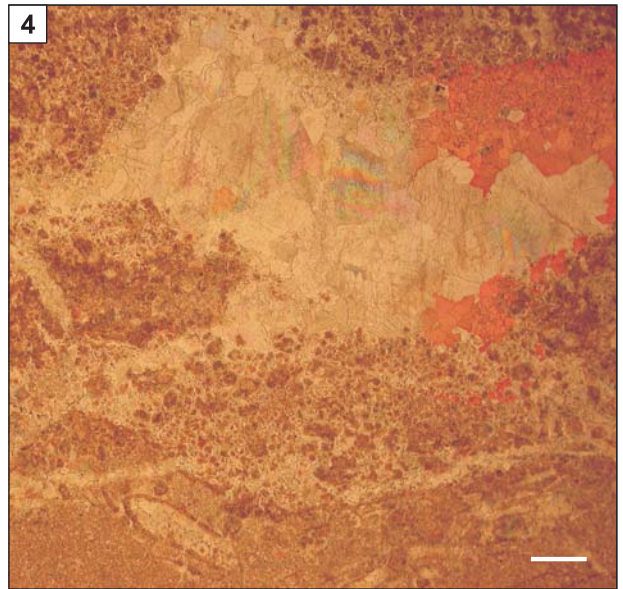
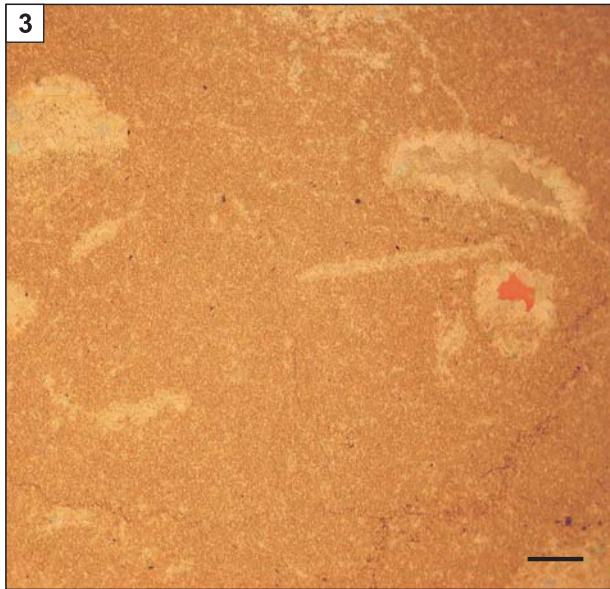
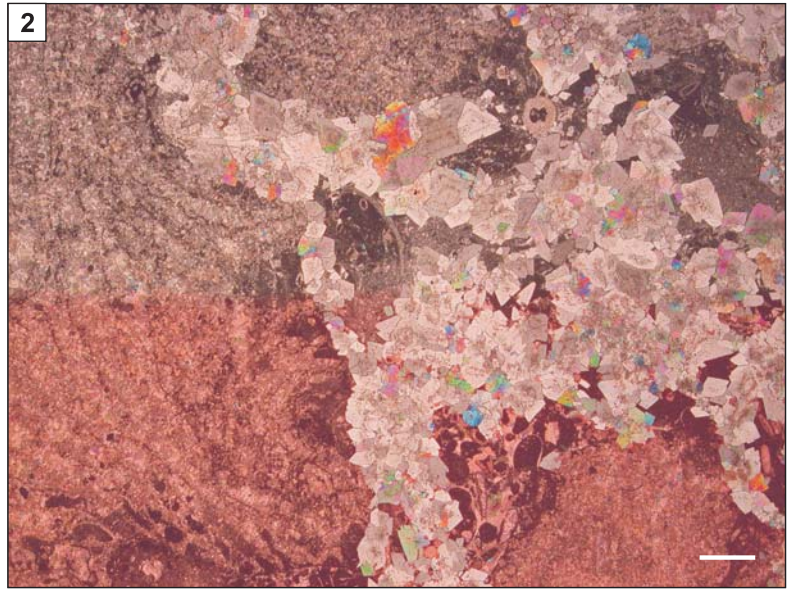
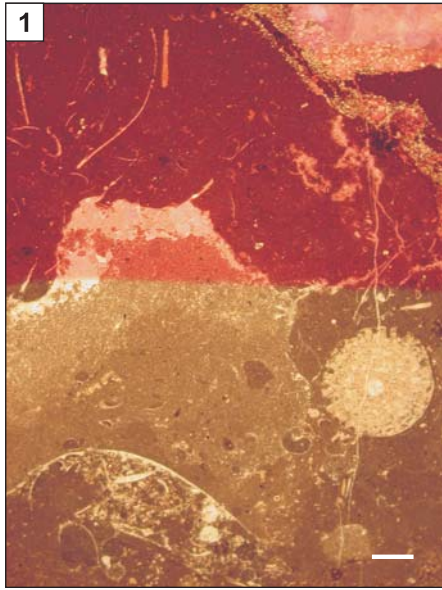


TABLICA XVIII

Formacja modryńska Modryń Formation

- Fig. 1. Zbioturbowany wapienny wakston szkieletowy z dużymi porami rozpuszczeniowymi częściowo wypełnionymi mikrytowym osadem wewnętrznym; górna połowa szlif barwiona; Giełczew PIG 5, głęb. 1929,9 m
Bioturbated skeletal lime wackestone with large dissolutional vugs partly filled with a micritic internal sediment. Upper part stained. Giełczew PIG 5, depth 1929.9 m
- Fig. 2. Rudston stromatoporoidowy częściowo zastąpiony przez średnio- i grubokrystaliczny dolomit; dolna połowa szlif barwiona; Giełczew PIG 6, głęb. 1915,4 m
Stromatoporoid rudstone partly replaced with a medium- to coarse-crystalline dolomite. Lower part stained. Giełczew PIG 6, depth 1915.4 m
- Fig. 3. Zdolomityzowany wakston szkieletowy; tło zastąpione przez drobnokrystaliczny dolomit; relikty szkieletowe na ogół rozpuszczone, pory wtórnie wypełnione osadem wewnętrznym, cementem dolomitowym i kalcytowym (czerwony); szlif barwiony; Giełczew PIG 6, głęb. 1923,9 m
Dolomitized skeletal wackestone. Matrix replaced by a fine-crystalline dolomite; skeletal relics mainly leached, secondary vugs filled with an internal crystal sediment, dolomite cement and calcite cement (red). Stained thin section. Giełczew PIG 6, depth 1923.9 m
- Fig. 4. Relikty struktur ziarnistych i szkieletowych w dolosparycie; góra okazu – duża kawerna rozpuszczeniowa częściowo wypełniona grubokrystalicznym cementem dolomitowym oraz kalcytem blokowym (czerwony); prawa połowa szlif barwiona; Giełczew PIG 6, głęb. 1983,8 m
Relics of grained and skeletal structures in a dolosparite. Upper part – large dissolutional vug partly filled with a coarse-crystalline dolomite cement and blocky calcite cement (red). Right half stained. Giełczew PIG 6, depth 1983.8 m
- Fig. 5. Dolomikryt o klastycznym pokroju związanym z silnie zaburzoną laminacją; Giełczew PIG 6, głęb. 1842,8 m
Dolomicrite showing clastic appearance due to a strongly disturbed lamination. Giełczew PIG 6, depth 1842.8 m
- Fig. 6. Silnie zaburzony dolomikryt laminowany wykazujący częściową selektywną rekrytalizację (jasne partie); białe strefy – porowatość; Giełczew PIG 6, głęb. 1875,4 m
Strongly disturbed laminated dolomicrite showing partial selective recrystallization (light zones). White areas – open pores. Giełczew PIG 6, depth 1875.4 m

Fig. 1–4 – ogniwo lipowieckie; fig. 5, 6 – ogniwo z Łosienia; fig. 2 – skrzyżowane nikole
Figs. 1–4 – Lipowiec Member; Figs. 5, 6 – Łosień Member; Fig. 2 – crossed nicols

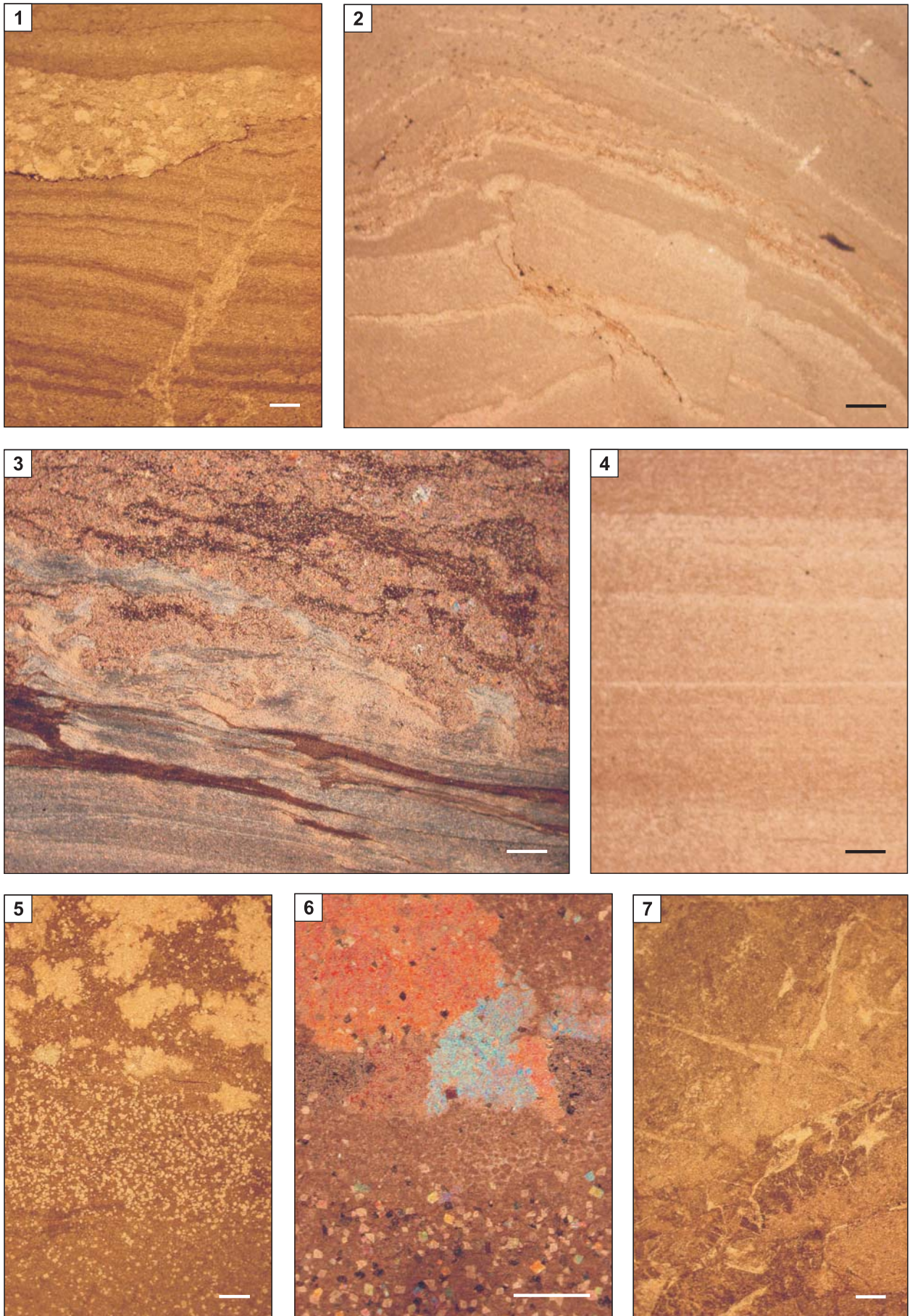


TABLICA XIX

Formacja modryńska Modryń Formation

- Fig. 1. Synsedymenacyjnie spękany laminowany dolomikryt-dolomikrosparyt; górna połowa – warstewka grubokrystalicznego dolomitu z anhedralnym kwarcem (pseudomorficzna po warstewce anhydrytowej ?); Gielczew PIG 6, głęb. 1875,7 m
Synsedimentary fracturing of a laminated dolomicrite-dolomicrosparite. Upper part – layer of a coarse-crystalline dolomite with anhedral quartz (pseudomorph after anhydrite ?). Gielczew PIG 6, depth 1875.7 m
- Fig. 2. Zaburzona laminacja w dolomikrycie – fragment większego mikrofałdku obalonego; Tyszowce IG 2, głęb. 2193,0 m
Disturbed lamination in a dolomicrite – fragment of a larger recumbent microfold. Tyszowce IG 2, depth 2193.0 m
- Fig. 3. Drobnokrystaliczny anhydryt laminowany; górna część okazu – partia ilasto-dolomityczna z domieszką anhydrytu (drobne wtrącenia); Krępiec 1, głęb. 3945,1 m
Fine-crystalline laminated anhydrite. Upper part – clayey-dolomitic with small inclusions of anhydrite. Krępiec 1, depth 3945.1 m
- Fig. 4. Regularna płaska laminacja w ciemnym dolomitycznym anhydrycie ilastym; Mełgiew 2, głęb. 3768,2 m
Regular planar lamination in dark clayey-dolomitic anhydrite. Mełgiew 2, depth 3768.2 m
- Fig. 5. Dolomikryt wapienisty z licznymi euhedralnymi kryształkami dolomitu (dół), w górnej części – skupienia grubokrystalicznego anhydrytu; Mełgiew 2, głęb. 4115,3 m
Calcareous dolomicrite with numerous euhedral dolomite crystals (bottom), and concentrations of coarse-crystalline anhydrite (upper part). Mełgiew 2, depth 4115.3 m
- Fig. 6. Okaz zilustrowany na fig. 5, ale przy skrzyżowanych nikolach i większym powiększeniu; Mełgiew 2, głęb. 4115,3 m
Thin section illustrated in Fig. 5 shown with crossed nicols and under larger magnification. Mełgiew 2, depth 4115.3 m
- Fig. 7. Nieregularna rekrytalizacja dolomikrytu (ciemne partie) – relikty otoczone przez jaśniejszy neodolosparyt; drobne spęknięcia (najjaśniejsze) wypełnione cementem anhydrytowym; Mełgiew 2, głęb. 3745,2 m
Irregular recrystallization of dolomicrite (dark parts) – relics in a lighter neodolosparite. Small fractures – filled with anhydrite cement (brightest areas). Mełgiew 2, depth 3745.2 m

Fig. 1, 2 – ogniwo z Łosienia; fig. 3–6 – ogniwo ciecierzynskie; fig. 3 i 6 – skrzyżowane nikole
Figs. 1, 2 – Łosień Member; Figs. 3–6 – Ciecierzyn Member; Figs. 3 and 6 – crossed nicols

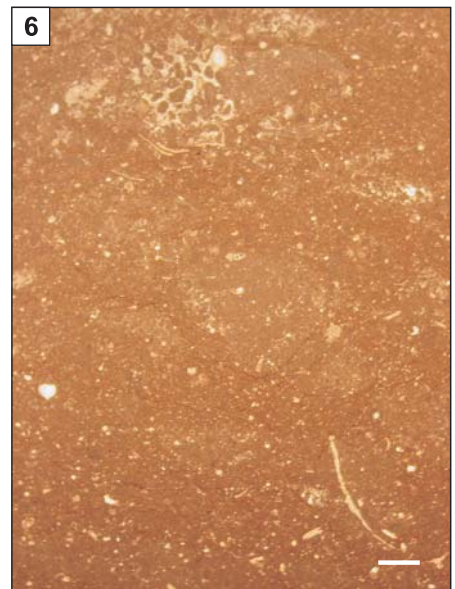
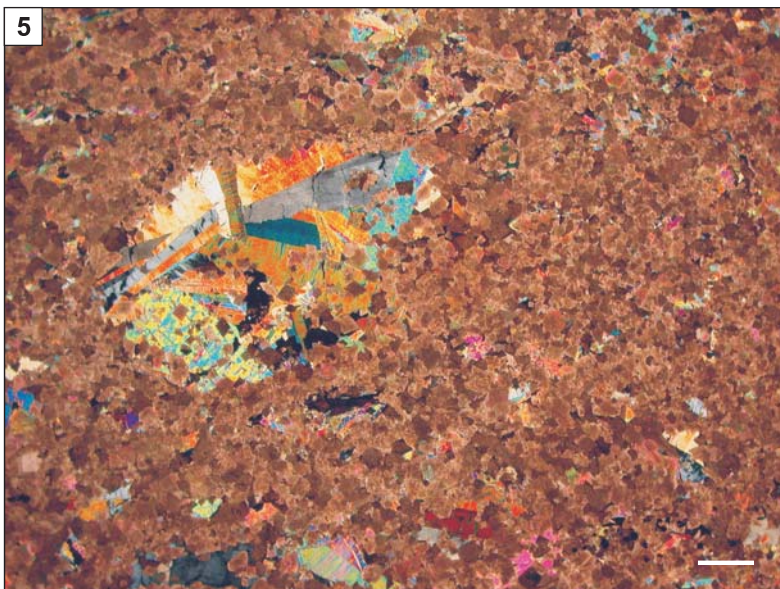
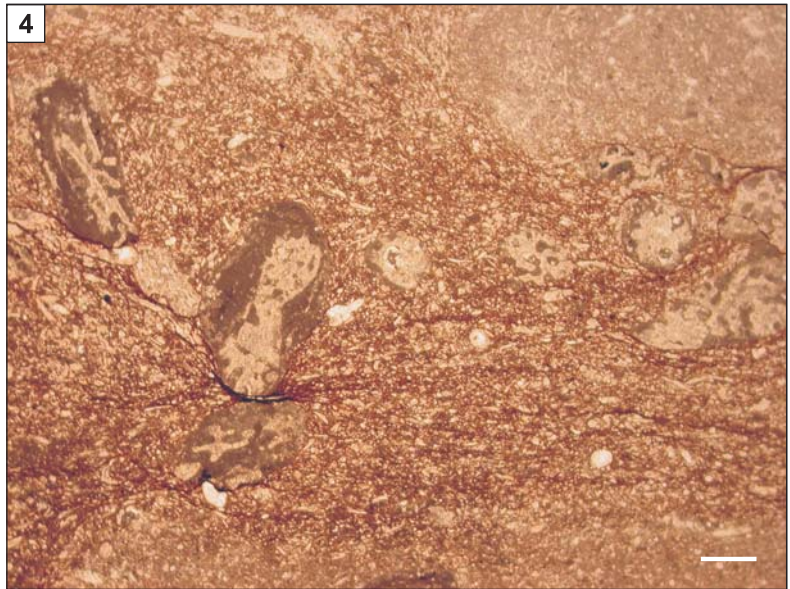
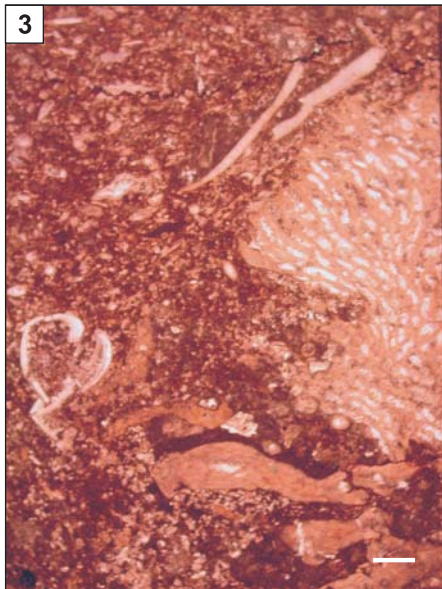
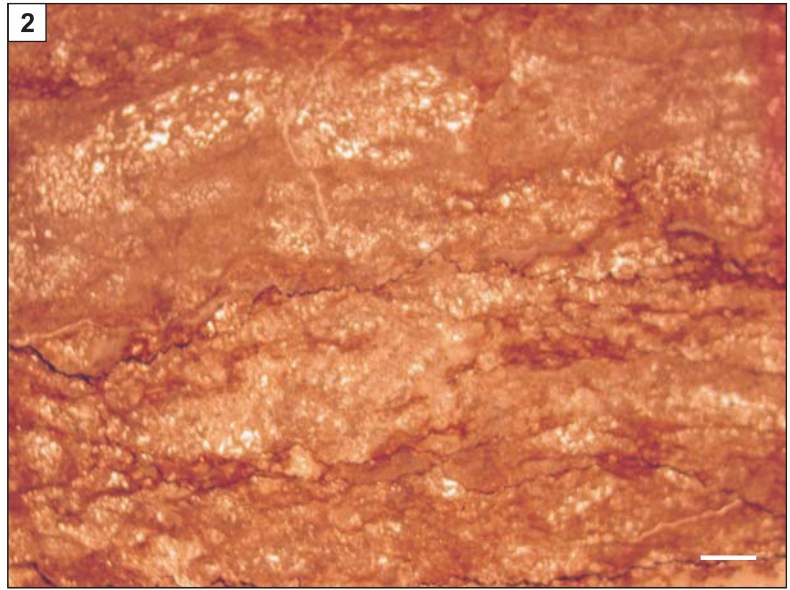
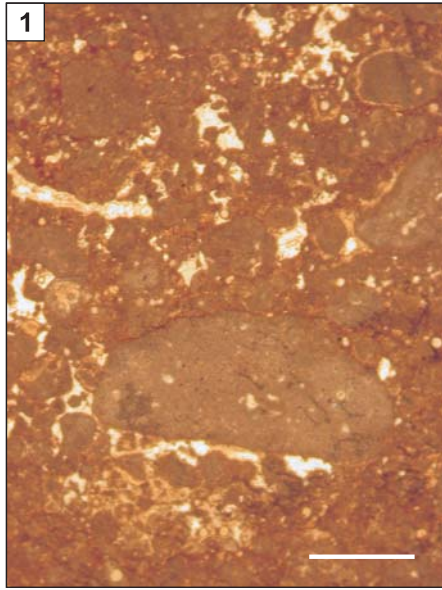


TABLICA XX

Formacja modryńska Modryń Formation

- Fig. 1. Grejnston złożony z niewysortowanych fragmentów mikrytowych o genezie mikrobialnej i licznych kalcysfer; Stężycza 1, głęb. 3066,5 m
Grainstone composed of unsorted micritic fragments of a microbial origin and numerous calcispheres. Stężycza 1, depth 3066.5 m
- Fig. 2. Laminit mikrobialny (por. tabl. XIII, fig. 2); Stężycza 1, głęb. 3067,3 m
Microbial laminite (cf. Pl. XIII, Fig. 2). Stężycza 1, depth 3067.3 m
- Fig. 3. Wapienny pakston z niewysortowanymi redeponowanymi fragmentami szkieletowym, m.in. tabulatów (prawa część okazu); szlif barwiony; Stężycza 1, głęb. 3087,7 m
Lime packstone with unsorted redeposited skeletal fragments, i.a. of tabulates (right part). Stained thin section. Stężycza 1, depth 3087.7 m
- Fig. 4. Fragment przewężenia tła marglistego między gruzłami, których brzegi widoczne są w górnym prawym rogu i na dole zdjęcia; widoczne szkielety amfipor, częściowo z onkoidowymi otoczkami mikrobialnymi; Giełczew FIG 6, głęb. 1752,4 m
Marly matrix constricted between two nodules whose rims are visible in the upper right and lower part of the photo. Amphiporid fragments, partly with oncoidal microbial envelopes. Giełczew FIG 6, depth 1752.4 m
- Fig. 5. Średnio- i grubokrystaliczny dolosparyt z kawerną po rozpuszczonym szkielecie gałązkowym wypełnioną krystalicznym osadem geopetalnym i cementem anhydrytowym; Krępiec 1, głęb. 3945,8 m
Medium- to coarse-crystalline dolosparite with a vug after dissolved skeletal branch filled with a geopetal crystalline sediment and anhydrite cement. Krępiec 1, depth 3945.8 m
- Fig. 6. Zbioturbowany pakston peloidowo-szkieletowy z mało czytelnymi zarysami nor; Giełczew FIG 6, głęb. 1700,0 m
Bioturbated peloid-skeletal packstone with poorly visible burrow outlines. Giełczew FIG 6, depth 1700.0 m

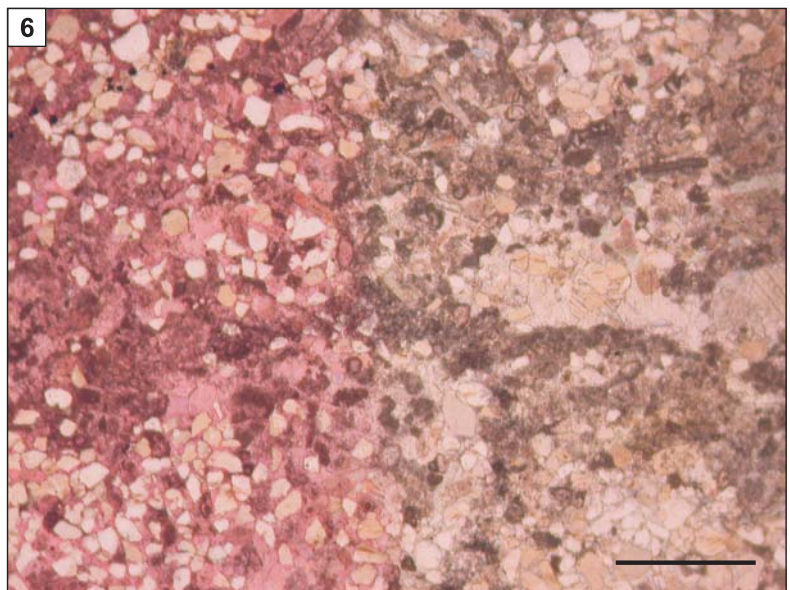
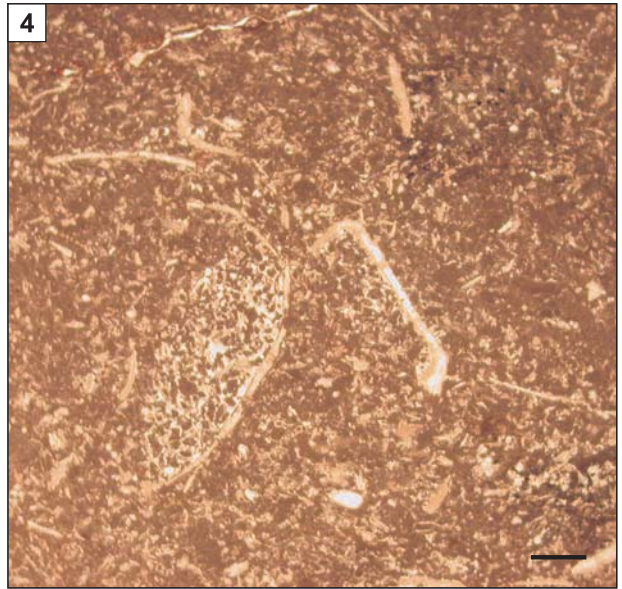
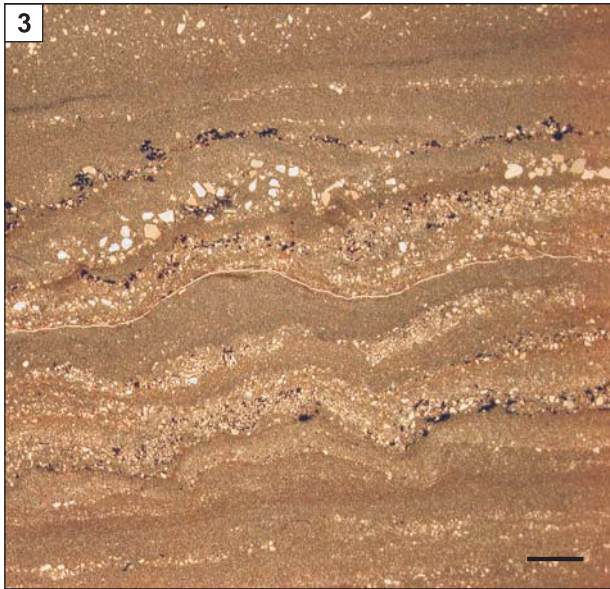
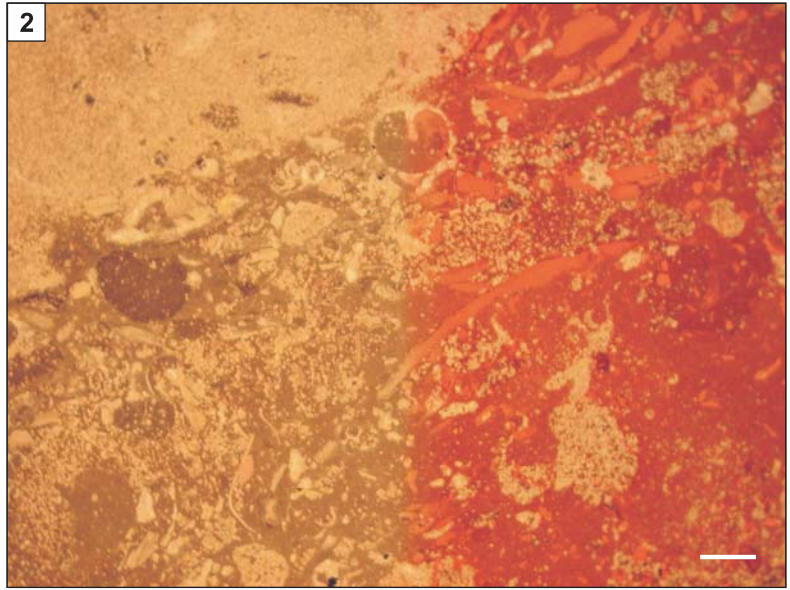
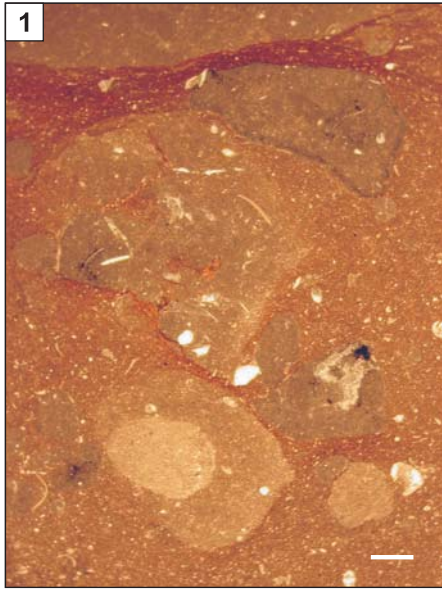
Fig. 1–3 – ogniwo stężyckie; fig. 4–6 – ogniwo zubowickie; fig. 5 – skrzyżowane nikole
Figs. 1–3 – Stężycza Member; Figs. 4–6 – Zubowice Member; Fig. 5 – crossed nicols



TABLICA XXI

- Fig. 1. Szczegóły struktury wackstona gruzłowego; widoczne drobne intraklasty, częściowo z mikrokystalicznymi impregnacjami pirytem (ciemne skupienia, m.in w obwódce ziarna w górnej części okazu); góra – ilasta smuga rezydualna; Giełczew PIG 6, głęb. 1557,1 m
- Details of a nodular wackestone; visible are small intraclasts, partly with fine disseminated pyrite (darker concentrations, i.a. in the rim of the grain in the upper part). Top – clayey residual seam. Giełczew PIG 6, depth 1557.1 m
- Fig. 2. Częściowo zdolomityzowany wackston szkieletowy (głównie fragmenty ramienionogów i ślimaków); lewa środkowa część okazu – ziarno mikrytowe impregnowane pirytem; lewa góra – całkowita dolomityzacja; prawa połowa szlif zabarwiona; Krowie Bagno IG 1, głęb. 1291,5 m
- Partly dolomitized skeletal wackestone (mainly remains of brachiopods and gastropods). Middle left – micritic grain impregnated with pyrite; upper left – complete dolomitization. Right half stained. Krowie Bagno IG 1, depth 1291.5 m
- Fig. 3. Nieregularnie laminowany dolomikryt; niektóre laminy wzbogacone w piasek i pył kwarcowy i podkreślone drobnymi skupieniami pirytu; Wilga IG 1, głęb. 3143,2 m
- Irregularly laminated dolomicrite. Some laminae are enriched in quartz silt and sand and underlined by occurrence of fine pyrite. Wilga IG 1, depth 3143.2 m
- Fig. 4. Pakston peloidowo-szkieletowy z dużymi fragmentami ramienionogów; Wilga IG 1, głęb. 3119,0 m
- Peloid-skeletal packstone with large brachiopod fragments. Wilga IG 1, depth 3119.0 m
- Fig. 5. Przekrój pionowej nory w wapiennym madstonie jednorodnym; nad nim ciemniejszy madston silniej ilasty ze śladami laminacji; szlif barwiony; Giełczew PIG 6, głęb. 1539,8 m
- Vertical burrow in a homogeneous lime mudstone overlain by a darker more marly mudstone with traces of lamination. Stained thin section. Giełczew PIG 6, depth 1539.8 m
- Fig. 6. Wapienny grejnston peloidowo-szkieletowy z przewagą bioklastów glonowych (komórki, rurki) oraz ze znaczną domieszką drobnego piasku kwarcowego; lewa połowa szlif barwiona; Mełgiew 2, głęb. 1874,2 m
- Peloid-skeletal lime grainstone with predominant algal fragments (cells, tubes) and a considerable fine quartz-sand admixture. Left half stained. Mełgiew 2, depth 1874.2 m

Fig. 1–4 – formacja modryńska nierozdzielona; fig. 5 – formacja bychawska; fig. 6 – formacja hulczańska
Figs. 1–4 – undivided Modryń Formation; Fig. 5 – Bychawa Formation; Fig. 6 – Hulcze Formation



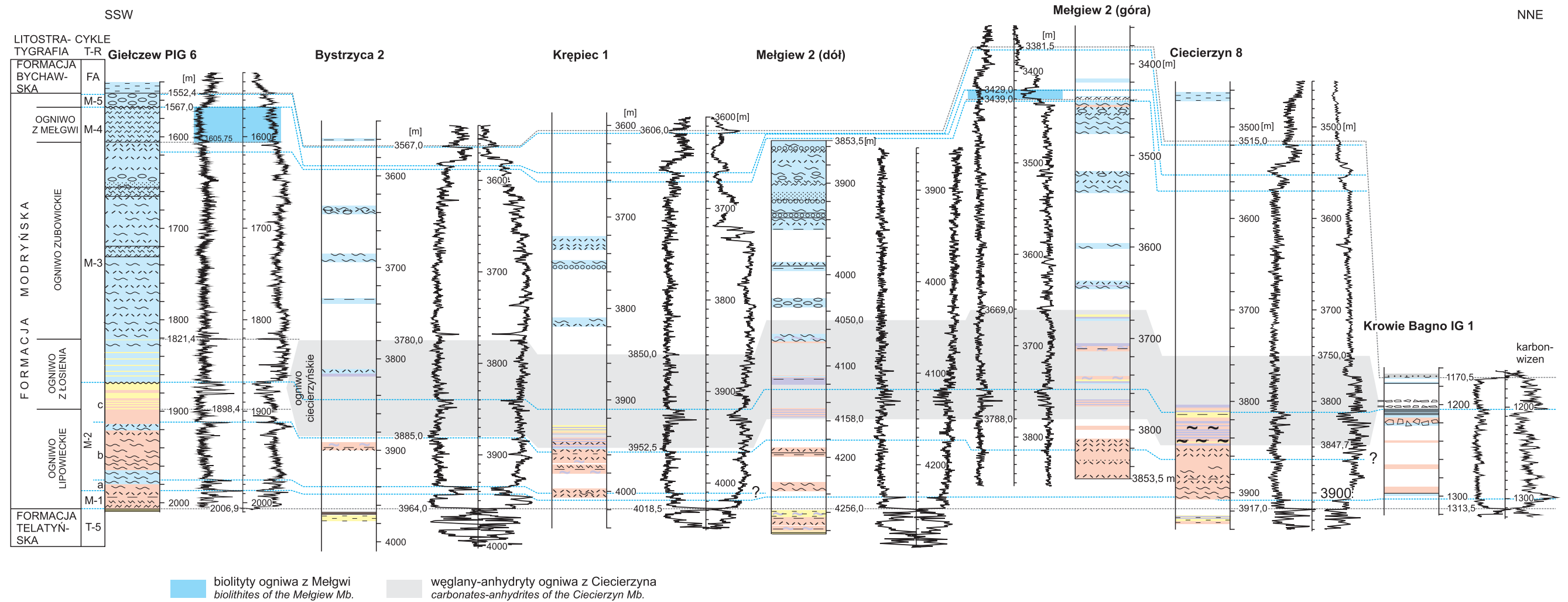


Fig. 8. Korelacja kluczowych profili formacji modryńskiej w segmencie centralnym

Górny profil Mełgiew 2 reprezentuje powtórzenie tektoniczne powyżej powierzchni uskoku odwróconego na głębokości 3853,5 m (por. tekst). Inne objaśnienia – por. fig. 3

Correlation of key sections of the Modryń Formation in the Central Segment

The upper section of the Mełgiew 2 borehole represents a tectonic repetition above reverse-fault plane at depth 3853.5 m (cf. the text). Other explanations – see Fig. 3