Państwowy Instytut Geologiczny
Państwowy Instytut Badawczy

Państwowa służba geologiczna
Państwowa służba hydrogeologiczna

Ocena perspektywiczności geologicznej zasobów złóż węglowodorów oraz przygotowanie materiałów na potrzeby przeprowadzenia postępowania przetargowego w celu udzielenia koncesji na poszukiwanie i rozpoznawanie lub wydobywanie złóż węglowodorów – etap II
Zadanie 22.5004.1502.08.0

Pakiet danych geologicznych do postępowania przetargowego na poszukiwanie złóż węglowodorów
Obszar przetargowy „Chełmno”

Opracował:
Zespół pod kierunkiem
dr. Huberta KIERSNOWSKIEGO
i mgr Joanny ROSZKOWSKIEJ-REMIN

Koordynator zadania:
dr Krystian WÓJCIK

Sfinansowano ze środków Narodowego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej

Warszawa, listopad 2017 r.

Skład zespołu autorskiego:

dr Hubert KIERSNOWSKI – kierownik zespołu
mgr Joanna ROSZKOWSKA-REMIN – kierownik zespołu

prof. dr hab. Paweł ALEKSANDROWSKI
mgr Dariusz BRZEZIŃSKI
mgr Martyna CZAPIGO-CZAPLA
mgr inż. Joanna FABIAŃCZYK
dr Anna FELDMAN-OLSZEWSKA
dr Andrzej GŁUSZYŃSKI
mgr Marcin JANAS
dr Marek JASIONOWSKI
dr Jacek KASIŃSKI
mgr inż. Sylwia KIJEWSKA
dr Ewa KLIMUSZKO
dr Olimpia KOZŁOWSKA
mgr inż. Joanna KRASUSKA
dr Tomasz KRZYWICKI
dr Marta KUBERSKAmgr inż. Rafał LASKOWICZ
dr Krzysztof LESZCZYŃSKI
dr Mirosław LIDZBARSKI
prof. dr hab. Hanna MATYJA
dr Zdzisław PETECKI
prof. dr hab. Grzegorz PIEŃKOWSKI
dr hab. Teresa PODHALAŃSKA
dr inż. Olga ROSOWIECKA
mgr Katarzyna SADŁOWSKA
inż. Leszek SKOWROŃSKI
mgr Krzysztof SOKOŁOWSKI
mgr Ewa TARNAWSKA
prof. dr hab. Ryszard WAGNER
dr Krystian WÓJCIK

Przedłożony Geologiczny Pakiet Informacyjny dla obszaru przetargowego „Chełmno” został przygotowany na zlecenie Departamentu Geologii i Koncesji Geologicznych Ministerstwa Środowiska. Zakres informacji geologicznej jaka powinna się znaleźć w przedkładanym opracowaniu został określony w piśmie tegoż Departamentu nr DGK-IV.4773.18.2017.TC z dnia 09.08.2017 roku. Zgodnie z art. 49.f Ustawy z dnia 9 czerwca 2011 roku Prawo geologiczne i górnicze (Dz.U. z 2017 r. poz. 2126) obszary przeznaczone do postępowania przetargowego ustala organ koncesyjny we współpracy z państwową służbą geologiczną. Obszar przetargowy „Chełmno” został wskazany na podstawie raportu „Ocena perspektywiczności geologicznej przestrzeni obszaru Polski o potencjale węglowodorowym”, który został opracowany na zlecenie Ministerstwa Środowiska nr DGK-IV.4773.16.2017.TC z dnia 18.05.2017 r. przez Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy w maju 2017 roku.

Zebrane dane o budowie geologicznej i potencjale złożowym obszaru przetargowego „Chełmno” obejmują informację geologiczną będącą własnością Skarbu Państwa, dostępną w zasobach Narodowego Archiwum Geologicznego PIG-PIB oraz w ogólnodostępnych publikacjach naukowych. Źródła zamieszczonych informacji zawarte są w końcowej części Pakietu Informacyjnego. Opracowanie to zawiera również ogólne dane o istniejących informacjach geologicznych nie będących własnością Skarbu Państwa.

SPIS TREŚCI

1. WSTĘP 5

1.1. INFORMACJE OGÓLNE O OBSZARZE PRZETARGOWYM (Joanna Fabiańczyk, Hubert Kiersnowski, Marek Jasionowski, Olga Rosowiecka, Joanna Roszkowska-Remin, Krystian Wójcik) 5

1.2. UWARUNKOWANIA ŚRODOWISKOWE (Olimpia Kozłowska, Joanna Krasuska) 5

2. OPIS BUDOWY GEOLOGICZNEJ 7

2.1. OGÓLNY ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ (Joanna Roszkowska-Remin) 7

2.2. STRATYGRAFIA 9

2.2.1. ORDOWIK (Teresa Podhalańska) 9

2.2.2. SYLUR (Joanna Roszkowska-Remin) 12

2.2.3. DEWON i KARBON (Hanna Matyja) 12

2.2.4. PERM - CZERWONY SPĄGOWIEC (Hubert Kiersnowski, Marta Kuberska, Joanna Roszkowska-Remin) 20

2.2.5. PERM – CECHSZTYN (Ryszard Wagner) 30

2.2.6. TRIAS (Grzegorz Pieńkowski) 34

2.2.7. JURA (Anna Feldman-Olszewska) 34

2.2.8. KREDA (Krzysztof Leszczyński) 37

2.2.9. PALEOGEN i NEOGEN (Jacek Kasiński) 40

2.2.10. CZWARTORZĘD (Tomasz Krzywicki) 40

2.3. BUDOWA STRUKTURALNA (Andrzej Głuszyński, Paweł Aleksandrowski) 41

2.4. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ (Andrzej Głuszyński, Paweł Aleksandrowski) 44

2.5. HYDROGEOLOGIA (Mirosław Lidzbarski, Krzysztof Sokołowski, Ewa Tarnawska) 46

3. SYSTEM NAFTOWY 50

3.1. OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA NAFTOWA (Hubert Kiersnowski, Joanna Roszkowska-Remin) 50

3.2. SKAŁY MACIERZYSTE (Hubert Kiersnowski, Ewa Klimuszko, Joanna Roszkowska-Remin, Ryszard Wagner) 50

3.3. SKAŁY ZBIORNIKOWE (Hubert Kiersnowski, Joanna Roszkowska-Remin, Ryszard Wagner) 57

3.4. SKAŁY USZCZELNIAJĄCE (Hubert Kiersnowski) 59

3.5. GENERACJA, MIGRACJA, AKUMULACJA I PUŁAPKI WĘGLOWODORÓW (Marcin Janas, Hubert Kiersnowski, Joanna Roszkowska-Remin) 59

4. CHARAKTERYSTYKA ZŁÓŻ WĘGLOWODORÓW NA OBSZARZE PRZETARGOWYM I W JEGO SĄSIEDZTWIE (Dariusz Brzezicki, Martyna Czapiga-Czapla, Joanna Fabiańczyk) 61

4.1. ZŁOŻE ROPY NAFTOWEJ BRZOZÓWKA 61

4.2. ZŁOŻE GAZU ZIEMNEGO WIERZCHOWO 65

5. OTWORY WIERTNICZE (Katarzyna Sadłowska, Leszek Skowroński, Krystian Wójcik) 70

5.1. INFORMACJE OGÓLNE 70

5.2. POLSKIE ŁĄKI PIG 1 70

5.3. UNISŁAW IG 1 70

5.4. UNISŁAW IG 2 77

5.5. UNISŁAW 2 83

5.6. UNISŁAW 4 86

5.7. WUDZYŃ 1 87

5.8. WAŁDOWO KRÓLEWSKIE 1 89

6. BADANIA SEJSMICZNE (Sylwia Kijewska) 89

7. BADANIA GRAWIMETRYCZNE i MAGNETYCZNE (Zdzisław Petecki) 94

7.1. GRAWIMETRIA 94

7.2. MAGNETYKA 96

8. OCENA PERSPEKTYWICZNOŚCI (Rafał Laskowicz) 98

9. SPIS LITERATURY 100

1. WSTĘP

1.1. INFORMACJE OGÓLNE O OBSZARZE PRZETARGOWYM

Obszar przetargowy „Chełmno” ma powierzchnię 248,22 km^2 i obejmuje fragmenty bloków koncesyjnych na poszukiwanie i rozpoznawanie złóż węglowodorów oznaczonych numerami 129 i 149 (Fig. 1.1). Koordynaty geograficzne punktów załamania granic obszaru przetargowego są zdefiniowane w Tab. 1.1, a położenie tych punktów ilustruje Fig. 1.2.

Tab. 1.1. Współrzędne punktów załamania granic obszaru przetargowego „Chełmno”. Obszar jest zilustrowany na Fig. 1.1 i 1.2.

Numer punktu	Układ 1992	
	X [m]	Y [m]
1	615522,00	457159,00
2	610550,09	464193,88
3	587677,51	449006,78
4	593202,09	441301,47
5	599549,00	445791,00

Obszar przetargowy „Chełmno” sąsiaduje z koncesjami na poszukiwanie i rozpoznawanie złóż węglowodorów oraz wydobywanie węglowodorów ze złóż: „Bysław-Wudzyń” 49/2008/Ł (FX Energy Poland), „Unisław-Gronowo” 51/2008/Ł (FX Energy Poland) oraz Tuchola N 10/2016/p (FX Energy Poland). Lokalizacja obszaru przetargowego i sąsiadujących koncesji znajduje się na Fig. 1.1 i 1.2.

Dotychczas na obszarze przetargowym „Chełmno” nie udokumentowano złóż gazu ziemnego i ropy naftowej. Region ten jest jednak perspektywiczny dla występowania węglowodorów w utworach dewonu, karbonu i permu.

W niniejszym opracowaniu przyjęto pisownię nazw otworów wiertniczych w wersji bez myślnika, np. Zawoja 1 zamiast Zawoja-1. Obie wersje są jednak spotykane w opracowaniach archiwalnych i publikacjach naukowych.

1.2. UWARUNKOWANIA ŚRODOWISKOWE

Położenie administracyjne

Obszar przetargowy „Chełmno” jest położony w granicach administracyjnych województwa kujawsko-pomorskiego. W jego zasięgu znajdują się w całości lub części tereny 10 gmin, w tym miasto na prawach powiatu – Bydgoszcz – oraz gmina miejska Chełmno. Największy udział w powierzchni obszaru przetargowego mają gminy Dąbrowa Chełmińska, Świecie, Dobrcz i Chełmno (gm. wiejska).

Bydgoszcz jest największym miastem województwa kujawsko-pomorskiego, jest ważnym dla regionu ośrodkiem przemysłu, handlu i logistyki oraz węzłem drogowym, kolejowym i żeglugi śródlądowej. Na terenie miasta zlokalizowany jest Międzynarodowy Port Lotniczy im. Ignacego Jana Paderewskiego oraz port rzeczny. Miasto jest siedzibą wielu znanych międzynarodowych koncernów, głównie reprezentujących przemysł wysokich technologii. Bydgoszcz to także duży ośrodek akademicki, naukowy i kulturalny. Drugim pod względem wielkości miastem jest Chełmno. Miasto odznacza się wyjątkowym bogactwem zabytków historycznych. Zachowało się tutaj sześć gotyckich kościołów, prawie nienaruszony średniowieczny układ urbanistyczny oraz prawie cały obwód murów miejskich, renesansowy ratusz, a także wiele kamienic, z których najstarsze sięgają XIII w. Zabytki Chełmna znajdują się na Europejskim Szlaku Gotyku Ceglanego.

Sieć komunikacyjna

Jednymi z najważniejszych elementów infrastruktury komunikacyjnej obszaru przetargowego „Chełmno” są droga ekspresowa S5 i droga krajowa nr 5 (DK 5), która jest w trakcie rozbudowy i modernizacji do rangi drogi ekspresowej. Droga ta przebiega w pobliżu granicy obszaru przetargowego z kierunku północno-wschodniego w stronę południowo-zachodniej części, w rejonie miejscowości Niewieścin przekracza granicę obszaru i dalej biegnie już poza nią. Trasa ta jest oznaczana, również jako E261, jako trasa europejska kategorii B (czyli będąca odgałęzieniem, odnogą i trasą łącznikową). Przez Polskę trasa ta wiedzie ze Świecia do Wrocławia. Ponadto w północno-wschodniej części przez omawiany obszar przebiega niewielki odcinek drogi krajowej nr 91, łączący Chełmno i Świecie. Na odcinku obejmującym obszar przetargowy droga ta obejmuje przeprawę mostową przez Wisłę. Układ drogowy tworzą również drogi wojewódzkie 245, 248, 256, 550 i 551. Pierwsza z nich łączy miejscowości Chełmno i Gruczno położone w obrębie obszaru przetargowego i ma długość 9 km. Droga nr 248 również w całości znajduje się w obrębie opisywanego obszaru i prowadzi z miejscowości Zbrachlin do Topolna, a następnie do Borówna, położonego z drugiej strony Wisły. Brak jest jednak mostu i obecnie brak informacji o działającej przeprawie promowej. Droga nr 256 biegnie z Bydgoszczy wzdłuż Wisły, w miejscowości Trzęsacz skręca na zachód i dalej biegnie poza obszar omawianego obszaru przetargowego. Pozostałe drogi posiadają status dróg powiatowych i gminnych.

Dostępność komunikacyjną obszaru zapewnia również linia kolejowa nr 209 relacji Kowalewo Pomorskie – Bydgoszcz Wschód, przechodząca przez granicę obszaru przetargowego (północne narożе). Jest to linia drugorzędna, jednotorowa, niezelektryfikowana.

Tuż za granicą obszaru przetargowego „Chełmno” z zachodu na północ przebiega linia magistralna nr 131 relacji Chorzów Batory – Tczew. Jest to linia o znaczeniu państwowym i europejskim (jako część linii C-E 65) dwutorowa, zelektryfikowana. Łączy ona Górnośląski i Częstochowski Okręg Przemysłowy oraz Rybnicki Okręg Węglowy z węzłem kolejowym w Tczewie, a dalej z Portem Gdańsk i Portem Gdynia. Magistrala ta została zbudowana jako linia towarowa, dlatego też omija duże miasta (z wyjątkiem Bydgoszczy).

→ **Fig. 1.1.** Położenie obszaru przetargowego „Chełmno” na mapie koncesji na poszukiwanie, rozpoznawanie oraz wydobywanie węglowodorów oraz podziemne bezzbiornikowe magazynowanie substancji i podziemne składowanie odpadów wg stanu na 30.09.2017 r.

MAPA KONCESJI NA POSZUKIWANIE, ROZPOZNAWANIE ORAZ WYDOBYWANIE WĘGLOWODORÓW ORAZ PODZIEMNE BEZZBIORNIKOWE MAGAZYNOWANIE SUBSTANCJI I PODZIEMNE SKŁADOWANIE ODPADÓW
WG STANU NA 30-09-2017 r.

0 50 km

Układ współrzędnych PL-1992

GRANICE ZŁÓŻ:

ropy naftowej | gazu ziemnego | azotowego gazu ziemnego

złoża eksploatowane

złoża nieeksploatowane

podziemne magazyny gazu (PMG)

Magazyny

L.P.	Nr koncesji	Nazwa	Koncesjobiorca
1	176/94	Mogilno II	PGNiG S.A.
2	33/99/m	Góra	Inowrocławskie Kopalnie Soli S.A. w Inowrocławiu
3	16/2010/m	Strachocina	PGNiG S.A.
4	9/2011/m	Husów E	PGNiG S.A.
5	13/2008/m	Bonikowo	PGNiG S.A.
6	4/2013/m	Brzeźnica	PGNiG S.A.
7	9/2008/m	Daszewo	PGNiG S.A.
8	19/2001/m	Kosakowo	PGNiG S.A.
9	190/94	Swarzów	PGNiG S.A.
10	11/95	Wierzchowice	PGNiG S.A.
11	2/2012/m	Henrykowice - E	Zakład Projektowania i Usług Technicznych - A i M Brzozowscy Spółka Jawna

Składowiska

L.P.	Nr koncesji	Nazwa	Koncesjobiorca
1	12/2003/s	Borzęcin	PGNiG S.A.
2	23/99/s	Husów - Albigowa Krasne	PGNiG S.A.
3	3/2002/s	Świdnik	PGNiG S.A.

MINISTERSTWO ŚRODOWISKA

Koncesje eksploatacyjne:

- Ropne koncesje eksploatacyjne PGNiG S.A.
- Gazowe koncesje eksploatacyjne PGNiG S.A.
- LOTOS Petrobaltic S.A.
- Zakład Odmetanawiania Kopalń Sp. z o.o. (ZOK)
- Baltic Gas Sp. z o. o. i wspólnicy Sp. komandytowa
- B8 Sp. z o.o. Baltic S.k.a.
- TRIAS Sp. z o. o.

Koncesje poszukiwawcze:

- Grupa kapitałowa: Konsorcjum PGNiG S.A. Przedsiębiorca: PGNiG S.A.
- Grupa kapitałowa: Grupa LOTOS Petrobaltic S.A. Przedsiębiorca: LOTOS Petrobaltic S.A.
- Grupa kapitałowa: TRIAS Sp. z o.o. Przedsiębiorca: TRIAS Sp. z o.o.
- Grupa kapitałowa: Blue Gas N'R'G Sp. z o.o. Przedsiębiorca: Blue Gas N'R'G Sp. z o.o.
- Grupa kapitałowa: San Leon Energy Plc Przedsiębiorcy: Energia Karpaty Zachodnie, Baltic Oil&Gas
- Grupa kapitałowa: Hutton Energy PLC Przedsiębiorca: Strzelecki Energia
- Grupa kapitałowa: PKN Orlen S.A. Przedsiębiorcy: Orlen Upstream, FX Energy Poland
- Grupa kapitałowa: Stena Investment S.A.R.L. Przedsiębiorca: ShaleTech Energy
- Grupa kapitałowa: Palomar Capitol Advisors Limited - San Leon Energy B.V. Przedsiębiorcy: Energia Zachód, Rawicz Energy
- Koncesje na poszukiwanie i wydobywanie metanu z pokładów węgla kamiennego
- Złożone wnioski koncesyjne
- Wnioski koncesyjne złożone zgodnie z art. 46 ustawy Prawo geologiczne i górnicze
- Wnioski koncesyjne złożone zgodnie z art. 47 ustawy Prawo geologiczne i górnicze

- Obszary przetargowe - Runda 2
- Obszary przetargowe - Runda 3

Nazwa obszaru 08.10.2016 — Data publikacji zaproszenia do składania ofert w przetargu na udzielenie koncesji na poszukiwanie, rozpoznawanie złóż węglowodorów oraz na wydobywanie węglowodorów ze złóż. Szczegóły dostępne na stronie BIP MŚ

Nazwa obszaru zakończony — Obszary, dla których postępowanie przetargowe zostało zakończone bez udzielenia koncesji. Pakiety danych geologicznych dostępne na stronie BIP MŚ

Sfinansowano ze środków Narodowego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej

Opracowali : R. Bońda D. Siekiera M.Szuflicki

© Copyright by PIG-PIB (2017)

WARSZAWA - 30-09-2017

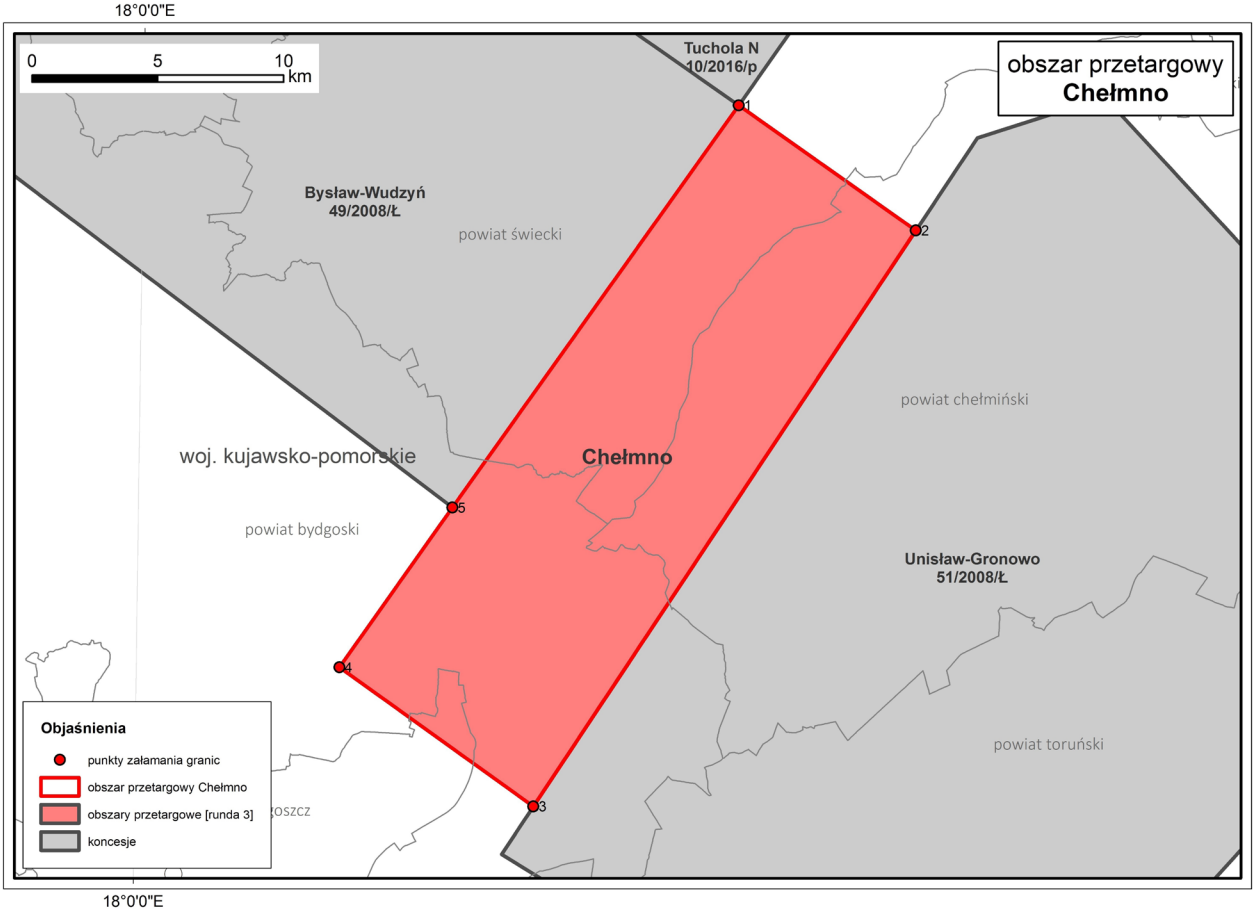


Fig. 1.2. Punkty załamania granic oraz pozycja obszaru przetargowego „Chełmno" na tle sąsiednich koncesji

Infrastruktura techniczna

Wśród elementów infrastruktury techniczno-inżynieryjnej o znaczeniu ponadregionalnym, w granicach obszaru przetargowego znajduje się linia elektroenergetyczna wysokiego napięcia 200 kV. Przebiega ona przez skrajną południową część obszaru przetargowego. W pobliżu obecnej linii trwają prace nad budową linii Jasiniec – Grudziądz – Węgrowo, o napięciu znamionowym 400 kV. Będzie to linia napowietrzna, dwutorowa. Połączenie wykorzystywane będzie do przesyłania energii z elektrowni do regionów, które wymagają zasilania. Za pośrednictwem lokalnej sieci dystrybucyjnej prąd będzie przesyłany do odbiorców.

W granicach obszaru „Chełmno" nie zidentyfikowano elementów krajowego systemu infrastruktury techniczno-inżynieryjnej w zakresie systemów gazociągów przesyłowych (wg danych Operatora Gazociągów Przesyłowych Gaz-System S.A.).

Infrastruktura wodna

W granicach obszaru przetargowego zlokalizowanych jest 10 ujęć wód podziemnych ujmujących na ogół wody piętra czwartorzędowego, a lokalnie także paleogeńsko-neogeńskiego. Największe z nich to ujęcie komunalne – wodociąg zbiorowy – zaopatrujące w wodę gminę Pruszcz, o wydajności 100 m^3/h. W obrębie omawianego obszaru nie wyznaczono stref ochrony pośredniej ujęć wód.

Położenie fizyczno-geograficzne

Zgodnie z regionalizacją fizycznogeograficzną Polski (Kondracki, 2013) omawiany teren położony jest w granicach czterech makroregionów i pięciu mezoregionów. Około 2/3 obszaru „Chełmno" zajmuje Dolina Fordońska. Przechodzi ona przez centralną część omawianego terenu. Dolina Fordońska obejmuje dno doliny Wisły wraz z zachowanymi fragmentami poziomów terasów. Współczesne dno doliny jest efektem zachodzących w późnym glacjale i holocenie procesów erozyjno-akumulacyjnych. Dno doliny zbudowane jest z mad rzecznych, występują tu też wydmy i starorzecza (wodne lub torfowe). Dolina jest chroniona wałami przeciwpowodziowymi przed częstymi wylewami Wisły.

Pozostałe mezoregiony stanowią niewielkie powierzchniowo tereny położone przy granicach obszaru przetargowego: Wysoczyzna Świecka od strony północno-zachodniej i zachodniej, Pojezierze Chełmińskie od strony wschodniej, Kotlina Grudziądzka od strony północno-wschodniej, a Kotlina Toruńska od strony południowej.

Sieć rzeczna i zagrożenia osuwiskowe

Obszar przetargowy „Chełmno" położony jest w dorzeczu rzeki Wisły. Rzeka ta płynie z południowego zachodu na północny wschód przez centralną część omawianego terenu i stanowi główną bazę drenażu wód powierzchniowych i podziemnych. Równolegle do biegu Wisły, przez jej teras zalewowy,

wody prowadzi Kanał Starogrodzki (Papówka). Znajduje się tu ponadto kilka krótkich cieków bez nazwy, które płyną w dolinach rynnowych. Teras zalewowy Wisły pocięty jest gęstą siecią kanałów melioracyjnych, które uchodzą do Kanału Starogrodzkiego. Na opisywanym obszarze, na południowy zachód od Chełmna, zlokalizowane jest Jezioro Starogrodzkie. Jest to starorzecze Wisły powstałe ostatecznie po wybudowaniu wałów przeciwpowodziowych w XIX w. Składa się z dwóch części będących właściwie dwoma osobnymi zbiornikami wodnymi (Jezioro Starogrodzkie Północne i Jezioro Starogrodzkie Południowe), rozdzielonymi wąską groblą z zastawką ograniczającą zanieczyszczenie Jeziora Starogrodzkiego Północnego. Obszary dolinne zagrożone podtopieniami występują w dolinie rzeki Wisły i zajmują blisko połowę obszaru przetargowego.

W granicach obszaru przetargowego występują trzy główne zbiorniki wód podziemnych. Dwa z nich, zlokalizowane przy wschodniej granicy obszaru przetargowego: nr 141 Zbiornik rzeki dolna Wisła i nr 131 Zbiornik Chełmno, to zbiorniki występujące w utworach czwartorzędowych o charakterze porowym. Dla zbiornika 141 proponowane strefy ochrony zajmują powierzchnię 679,4 km2. Zbiornik 131 ma strategiczne znaczenie dla zaopatrzenia w wodę aglomeracji Chełmna. Jest to GZWP typu tranzytowego, który leży w strefie intensywnego przepływu wód podziemnych ku dolinie Wisły i jednocześnie w strefie spływu do ujęcia komunalnego dla miasta Chełmna. Zbiornik leży na obszarze mało podatnym na zanieczyszczenia, dlatego nie wyznaczono dla niego obszaru ochronnego.

Trzeci zbiornik, nr 140 Subzbiornik Bydgoszcz, położony jest w południowo-zachodniej części obszaru przetargowego. Jest to zbiornik dolnokredowy, położony na głębokości 100-300 m p.p.t., izolowany od powierzchni miąższym pakietem glin zwałowych, iłów i mułków. W związku z małą podatnością na zagrożenia nie wyznaczono obszarów ochronnych.

Młodoglacjalny charakter rzeźby omawianego terenu jest przyczyną występowania obszarów predysponowanych do ruchów masowych i terenów zagrożonych osuwiskami. W ramach projektu SOPO zlokalizowano je w strefach krawędziowych doliny Wisły.

Formy ochrony przyrody

Znaczną część obszaru przetargowego „Chełmno” zajmują grunty orne wysokich klas bonitacyjnych. W strukturze zagospodarowania w południowym narożu obszaru znajdują się również zwarte kompleksy leśne, w tym lasy ochronne stanowiące ponad 7% powierzchni opisywanego terenu. Część obszaru objęta jest powierzchniowymi formami ochrony ustanowionymi na mocy przepisów Ustawy o ochronie przyrody. Wśród obszarowych form chronionych występują m.in. 2 parki krajobrazowe (Nadwiślański i Chełmiński), które łącznie zajmują 68,7% powierzchni omawianego obszaru. Parki te tworzą zespół parków krajobrazowych chroniących naturalny krajobraz doliny Wisły, jednej z niewielu wielkich rzek europejskich, gdzie zostały zachowane naturalne ekosystemy z mozaiką siedlisk, m.in. przylegającymi do brzegów rzeki łąkami, starorzeczami, lasami łęgowymi oraz stromymi, aktywnymi geologicznie zboczami. W obrębie parków na omawianym obszarze znajduje się 7 rezerwatów (w tym jeden posiadający otulinę i 2 rezerwaty o powierzchni mniejszej niż 5 ha). Największy rezerwat, o powierzchni 33 ha, to rezerwat Łęgi na Ostrowiu Panieńskim, obejmujący fragment nadwiślańskiego lasu łęgowego, głównie wiązowo-jesionowego, z udziałem dębu szypułkowego i klonu polnego. W runie występuje czosnek wężowy, storczyk i podkolan zielonawy. Na omawianym obszarze znajduje się również Nadwiślański Obszar Chronionego Krajobrazu, wchodzący na niego niewielkim fragmentem (27 ha) w północno-zachodniej części. Dodatkowo, w ramach Europejskiej Sieci Ekologicznej Natura 2000, ochroną objętych jest 38% analizowanego obszaru przetargowego. Są to trzy obszary zlokalizowane w dolinie Wisły oraz na południowy zachód od Chełmna (Dolina Dolnej Wisły, Solecka Dolina Wisły i Zbocza Płutowskie).

Na obszarze przetargowym „Chełmno” znajdują się również: 56 użytków ekologicznych (w tym 2 o powierzchni powyżej 5 ha), 143 obiekty uznane za pomniki przyrody ożywionej lub nieożywionej. Zlokalizowanych jest także 8 zabytków archeologicznych datowanych na okres średniowiecza (fortyfikacje i grodziska) oraz 2 geostanowiska o randze krajowej i 7 geostanowisk o znaczeniu regionalnym lub lokalnym. W obrębie obszaru przetargowego znajdują są również jaskinie: Bajka I i Bajka II. Są to niewielkie jaskinie zlokalizowane blisko siebie, na południowym zboczu wąwozu doliny Wisły, o długości 19 i 10 m.

Złoża kopalin

Na obszarze „Chełmno” znajduje się 16 udokumentowanych złóż kopalin kruszywa naturalnego. W przypadku jednego złoża występuje dodatkowo kopalina towarzysząca – torf. Złoża te mają zazwyczaj niewielką powierzchnię, tylko dwa spośród nich to złoża większe niż 5 ha. W granicach charakteryzowanego terenu zlokalizowane są także 2 obszary prognostyczne występowania torfów i 6 obszarów perspektywicznych wystąpień piasków oraz piasków i żwirów.

Uwarunkowania środowiskowe obszaru przetargowego „Chełmno” zostały podsumowane na Fig. 1.3 i 1.4.

2. OPIS BUDOWY GEOLOGICZNEJ

2.1. OGÓLNY ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Obszar przetargowy „Chełmno” leży w północno-wschodniej granicznej strefie antyklinorium śródpolskiego (segment pomorski) i synklinorium koszalińsko-zamojskiego, tuż przy granicy strefy uskokowej Teisseyre’a-Tornquista lub na granicy z tą strefą, oddzielającą paleozoiczną platformę zachodnioeuropejską od platformy wschodnioeuropejskiej (Wagner i in., 2002; Żelaźniewicz i in., 2011; Aleksandrowski, 2017).

W budowie geologicznej obszaru przetargowego biorą udział utwory z czterech pięter strukturalnych: kenozoicznego, permsko-mezozoicznego, dewońsko-karbońskiego i prekambryjskiego.

W bezpośredniej okolicy obszaru przetargowego najstarsze udokumentowane osady zostały nawiercone w otworze Polskie Łąki IG 1. Są to utwory ordowiku (Podhalańska, 2007b) należące do dolnopaleozoicznego (kaledońskiego) piętra strukturalnego.

Pod osadami permu, w piętrze dewońsko-karbońskim, na obszarze przetargowym występują głównie utwory dewonu, a w południowo-zachodniej części także karbonu dolnego (Fig. 2.1; Lech, 2013). Informacje o wykształceniu dewonu i karbonu pochodzą z szeregu wierceń w sąsiedztwie obszaru przetargowego (por. rozdz. 2.2.3).

Osady permsko-mezozoiczne zalegają na starszym podłożu i rozpoczynają się permską serią osadową górnego czerwonego spągowca. Na obszarze przetargowym piętro permsko-mezozoiczne zawiera osady od permu do kredy górnej (Fig. 2.2, Dadlez R. i in., 2000). W wyniku inwersji bruzdy duńsko-polskiej najmłodsze osady kredy zostały zerodowane.

KARTA UWARUNKOWAŃ ŚRODOWISKOWYCH DLA OBSZARU PRZETARGOWEGO „CHEŁMNO”				
1.	LOKALIZACJA OBSZARU PRZETARGOWEGO NA MAPIE	nazwa i numer arkusza mapy w skali 1:50 000	Chełmno 243, Żołędowo 280, Unisław 281, Bydgoszcz Wschód 319	
2.	POŁOŻENIE ADMINISTRACYJNE	**województwo**	**kujawsko-pomorskie**	
		powiat	**bydgoski**	
		gmina i % powierzchni zajmowanej w granicach obszaru przetargowego	Dąbrowa Chełmińska (20,16%), Dobrcz (16,29%), Osielsko (2,18%)	
		powiat	**Bydgoszcz**	
		gmina	Bydgoszcz (1,71%)	
		powiat	**chełmiński**	
		gmina	Chełmno (gm. m.; 4,40%), Chełmno (15,01%), Kijewo Królewskie (1,53%), Unisław (6,20%)	
		powiat	**świecki**	
		gmina	Pruszcz (14,61%), Świecie (17,89%)	
3.	REGIONALIZACJA FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA (wg KONDRACKIEGO, 2013)	makroregion	Pojezierze Południowopomorskie (314.6-7)	
		mezoregion	Wysoczyzna Świecka (314.73)	
		makroregion	Dolina Dolnej Wisły (314.8)	
		mezoregion	Kotlina Grudziądzka (314.82), Dolina Fordońska (314.83)	
		makroregion	Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka (315.3)	
		mezoregion	Kotlina Toruńska (315.34)	
4.	WSPÓŁRZĘDNE PUNKTÓW WYZNACZAJĄCYCH GRANICE OBSZARU PRZETARGOWEGO	układ PL 1992 [X; Y]	615522,00	457159,00
			610550,09	464193,88
			587677,51	449006,78
			593202,09	441301,47
			599549,00	445791,00
5.	POWIERZCHNIA OBSZARU PRZETARGOWEGO	[km^2]	248,22	
6.	CEL KONCESJI		poszukiwanie i rozpoznawanie złóż węglowodorów oraz wydobywanie węglowodorów ze złóż	
7.	WIEK FORMACJI ZŁOŻOWEJ		dewon, karbon, perm	
8.	PRZYRODNICZE OBSZARY PRAWNIE CHRONIONE:	[tak/ nie] jeśli „tak” to: nazwa obszaru oraz % powierzchni zajmowanej w granicach obszaru przetargowego		
	parki narodowe		nie	
	rezerwaty		Góra św. Wawrzyńca (<1%), Las Mariański (<1%), Łęgi na Ostrowiu Panieńskim (<1%), Ostnicowe parowy Gruczna (<1%) wraz z otuliną (<1%), Ostrów Panieński (<1%), Reptowo (<1%), Zbocza Płutowskie (<1%)	
	parki krajobrazowe		Chełmiński PK (25,27%), Nadwiślański PK (43,43%)	
	obszary chronionego krajobrazu		Nadwiślański OChK (<1%), OChK Północnego Pasa Rekreacyjnego Miasta Bydgoszczy (<1%)	
	Natura 2000 - SOO		PLH040003 Solecka Dolina Wisły (18,59%), PLH040040 Zbocza Płutowskie (1,06%)	
	Natura 2000 - OSO		PLB040003 Dolina Dolnej Wisły (18,13%)	
	zespoły przyrodniczo-krajobrazowe		nie	
	użytki ekologiczne	[tak (ilość)/ nie]	56	
	pomniki przyrody		143	
	stanowiska dokumentacyjne		nie	
9.	GLEBY CHRONIONE	[tak/ nie]	tak	
10.	KOMPLEKSY LEŚNE	[tak/ nie]	tak	
11.	LASY OCHRONNE	[tak (powierzchnia,% powierzchni zajmowanej w granicach obszaru przetargowego)/ nie]	18,4 km^2 (7,4%)	
12	OBIEKTY DZIEDZICTWA KULTUROWEGO Zabytki archeologiczne	[tak (ilość)/ nie]	tak (8)	
		grodzisko	7	
		osada	nie	
		cmentarzysko	nie	
		inne	1 (fortyfikacje)	
13	GŁÓWNE ZBIORNIKI WÓD PODZIEMNYCH	[tak (numer, nazwa i wiek zbiornika)/ nie]	131 Zbiornik Chełmno; Q; 140 Subzbiornik Bydgoszcz; Cr_1; 141 Zbiornik rzeki Dolna Wisła; Q	

KARTA UWARUNKOWAŃ ŚRODOWISKOWYCH DLA OBSZARU PRZETARGOWEGO „CHEŁMNO”			
	STREFY OCHRONNE UJĘĆ WODY	[tak/ nie]	nie
	STREFY OCHRONY UZDROWISKOWEJ	[tak/ nie]	nie
	TERENY ZAGROŻONE PODTOPIENIAMI	[tak/ nie]	tak
	UDOKUMENTOWANE ZŁOŻA KOPALIN	[tak (rodzaj kopaliny)/ nie]	tak (kruszywo naturalne, torfy)
	OBSZARY PROGNOSTYCZNE I PERSPEKTYWICZNE WYSTĘPOWANIA KOPALIN	[tak (rodzaj kopaliny)/ nie]	tak (piaski, piaski i żwiry, torfy)
	SIECI PRZESYŁOWE GAZU	[tak/ nie]	nie
	PODZIEMNE MAGAZYNY GAZU	[tak/ nie]	nie
	DATA WYPEŁNIENIA KARTY	03.10.2017 r.	
	ZESTAWIENIE I OPRACOWANIE DANYCH	Joanna Krasuska	

Fig. 1.3. Karta uwarunkowań środowiskowych dla obszaru przetargowego „Chełmno”

Na obszarze przetargowym „Chełmno” brak jest głębokich otworów wiertniczych, dlatego na potrzeby charakterystyki wybranych wydzieleń stratygraficznych do opisu wykorzystano otwory sąsiadujące: Unisław IG 1, Unisław IG 2, Unisław 2, Unisław 4, Wałdowo Królewskie 1, Wudzyń 1, Polskie Łąki PIG 1 (Fig. 2.1 i Fig. 2.2a i b).

2.2. STRATYGRAFIA

2.2.1. ORDOWIK

Rozprzestrzenienie i miąższość

Na obszarze przetargowym „Chełmno” utwory niższego paleozoiku nie zostały rozpoznane. Jedynym otworem wiertniczym, w którym je nawiercono i rozpoznano, jest otwór Polskie Łąki PIG 1, położony około 8 km na północny zachód od obszaru przetargowego, w południowej części strefy Koszalin-Chojnice. Otwór ten został wykonany w 1990 r. Pod utworami dewonu, na głębokości 4297,5 m, nawiercone zostały utwory ordowiku. Wiercenie to zakończyło się na głębokości 4427,0 m w nieprzewierconych utworach ordowiku. W otworze Polskie Łąki PIG 1 w obrębie ordowiku rdzeniowano następujące interwały:

- 4323,0-4334,0 m.p.p.t.
- 4384,0-4400,0 m p.p.t.
- 4419,0-4427,0 m p.p.t.

Litologia i stratygrafia

Udokumentowany paleontologicznie ordowik wykształcony jest jako skały drobnoklastyczne: iłowce i mułowce czarne, szare, zielonkawe i pstre bez laminacji lub laminowane, z wkładkami piaszczystymi, dolomitycznymi i syderytowymi. W niektórych interwałach w obrębie osadów ilastych poziomu multidens sandbu (niższy karadok) występują wkładki tufitów. Na głębokości od 4323,0 do 4334,0 m występują czarne iłowce, niekiedy z delikatną laminacją poziomą. Częste są agregaty pirytu występujące w formie wczesnodiagenetycznego pirytu framboidalnego lub drobnoziarnistych skupień w miejscach rozkładu substancji organicznej. Czarne iłowce homogeniczne odpowiadają osadom powstałym poza zasięgiem silniejszych prądów, w warunkach największego deficytu tlenowego, prawdopodobnie w warunkach anoksycznych lub dysoksycznych. Brak przejawów działania prądów świadczy o tym, że osady te są wynikiem depozycji hemipelagicznej z zawiesiny w spokojnych lub bardzo wolno płynących wodach w warunkach charakteryzujących się dużym deficytem tlenowym w kolumnie wody i w strefie dennej. Facja czarnych iłowców jest charakterystyczna dla sandbu (niższy karadok, poziom multidens) południowej części strefy Koszalin-Chojnice, (Podhalańska i Modliński, 2006). W niższej części odwierconego odcinka profilu występują silikoklastyki barwy szarej oraz zielonkawo-szarej i brązowo-szarej.

Profil Polskie Łąki PIG 1 dostarczył nowych danych stratygraficznych opartych na analizie graptolitów i zespołów palinologicznych ordowiku omawianego rejonu. Graptolity występują tu tylko w obrębie nielaminowanych lub bardzo słabo laminowanych iłowców i iłowców mułowcowych. Na głębokości 4323,0 – 4334,0 m oznaczono Diplograptus molestus Thorslund oraz fragmenty rabdozomów Normalograptus sp. oraz Dicranograptus sp., dokumentujące wyższy sandb--niższy kat (środkowy i górny karadok; Podhalańska i Modliński, 2006). Analiza palinologiczna potwierdziła obecność wyższej części karadoku na podstawie słabo zachowanego zespołu kosmopolitycznych akritarchów (Stempień-Sałek, 2011). Materiał palinologiczny zawarty w preparatach jest mało liczny i słabo zróżnicowany taksonomicznie. Akritarchy wykazują niski stopień zmian termicznych (Stempień-Sałek, inf. ustna). Jest to zgodne z niskimi wartościami współczynnika TAI obserwowanymi również na podstawie akritarchów w innych profilach ordowiku strefy Koszalin-Chojnice. Należy podkreślić, że niskie wartości współczynnika TAI w skałach tego wieku obserwowane są zarówno w profilach strefy Koszalin-Chojnice, jak i w profilach zachodniej części platformy wschodnioeuropejskiej (Szczepanik, 2000).

Otwór Polskie Łąki PIG 1 jest pierwszym z otworów strefy Koszalin-Chojnice, w którym w osadach ordowiku stwierdzono obecność zespołu skamieniałości śladowych (Podhalańska, 2004, 2007a). Występują one w ciemnoszarych iłowcach i mułowcach masywnych poziomu multidens sandbu

→ **Fig. 1.4.** Mapa środowiskowa obszaru przetargowego „Chełmno”

Copyright by PIG-PIB, Warszawa 2017 Współrzędne prostokątne w układzie PL-1992, podkład topograficzny na podstawie VMap L2

PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

MINISTERSTWO ŚRODOWISKA

Mapa środowiskowa obszaru "CHEŁMNO" skala1:100 000

1000 m 0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 km

Objaśnienia do Mapy środowiskowej obszaru "CHEŁMNO"

(opracowano na podstawie bazy MGśP z zasobów PIG-PIB)

ZŁOŻA KOPALIN ORAZ PERSPEKTYWY I PROGNOZY ICH WYSTĘPOWANIA

- piaski i żwiry
- piaski
- torfy
- iły i łupki ilaste
- 6342 — identyfikator z bazy MIDAS złoża małokonfliktowego
- 9511 — identyfikator z bazy MIDAS złoża konfliktowego
- granica złoża
- granica obszaru prognostycznego
- granica obszaru perspektywicznego
- złoże o powierzchni ⩽5 ha
- [.] t/Q — obszarpers pektywiczny o powierzchni ⩽5 ha (t - rodzaj kopaliny, Q - wiek kopaliny)

GÓRNICTWO I PRZETWÓRSTWO KOPALIN

- granica terenu górniczego
- obszar i teren górniczy złoża o powierzchni ⩽5 ha
- p — punkt niekoncesjonowanej eksploatacji kopaliny (p - rodzaj kopaliny)

Symbol kopaliny:
i(ic) - iły i łupki ilaste ceramiki budowlanej
i(ir) - iły i łupki ilaste o różnym zastosowaniu
pż - piaski i żwiry
p - piaski
t - torf

Symbol jednostki stratygraficznej
Q - czwartorzęd
Ng - neogen
Pg - paleogen
Cr - kreda

WODY POWIERZCHNIOWE I PODZIEMNE

- obszary dolinne zagrożone podtopieniami
- granica działu wodnego drugiego rzędu
- granica działu wodnego trzeciego rzędu
- granica działu wodnego czwartego rzędu
- 131 — granica głównego zbiornika wód podziemnych wraz z jego numerem
- (130) — granica lokalnego zbiornika wód podziemnych wraz z jego numerem
- źródło
- ujęcie wód termalnych
- k Cr — ujęcie wód podziemnych o wydajności ⩾ 50 m³/h (k - komunalne, p - przemysłowe, Q - wiek ujmowanych utworów)

WARUNKI PODŁOŻA BUDOWLANEGO

- osuwiska i obszary predysponowane do występowania ruchów masowych

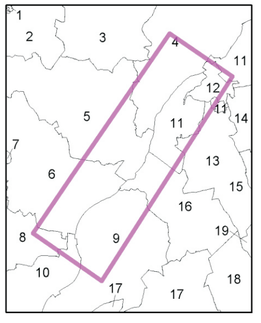
OCHRONA PRZYRODY, KRAJOBRAZU I DZIEDZICTWA KULTUROWEGO

- grunty orne (klasy I-IVa użytków rolnych)
- łąki na glebach pochodzenia organicznego
- lasy
- lasy ochronne
- zieleń urządzona
- granice terenów zarządzanych przez Generalną Dyrekcję Lasów Państwowych
- granica parku krajobrazowego; nazwa parku
- granica obszaru chronionego krajobrazu, nazwa obszaru
- St — granica rezerwatu przyrody (St - stepowy,L - leśny, Fl - florystyczny, Fn - faunistyczny, T - torfowiskowy)
- granica strefy ochronnej rezerwatu przyrody
- Obszary Europejskiej Sieci Ekologicznej Natura 2000; kod obszaru
- aleja drzew pomnikowych
- Fl — rezerwat przyrody o powierzchni ⩽5 ha
- n — pomnik przyrody żywej (n - liczba obiektów)
- pomnik przyrody nieożywionej
- użytek ekologiczny
- n — użytek ekologiczny o powierzchni ⩽5 ha (n - liczba obiektów)
- geostanowisko o znaczeniu krajowym
- geostanowisko o znaczeniu regionalnym lub lokalnym
- n — jaskinia lub grupa jaskiń (niezakwalifikowana jako pomnik przyrody)
- zabytek archeologiczny

INFORMACJE DODATKOWE

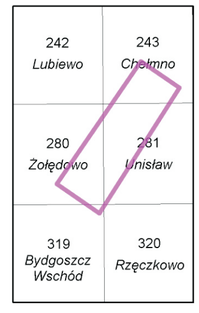
- granica powiatu
- granica gminy, miasta
- S5 — oś autostrady lub drogi szybkiego ruchu
- S5 — oś projektowanej autostrady lub drogi szybkiego ruchu
- PRUSZCZ — siedziba urzędu gminy, miasta
- sieć energetyczna
- granica obszaru przetargowego

Położenie obszaru przetargowego na tle podziału administracyjnego



woj. KUJAWSKO-POMORSKIE
powiat tucholski
1 - gm. Lubiewo
powiat świecki
2 - gm. Świekatowo
3 - gm. Bukowiec
4 - gm. Świecie
5 - gm. Pruszcz
powiat bydgoski
6 - gm. Dobrcz
7 - gm. Koronowo
8 - gm. Osielsko
9 - gm. Dąbrowa Chełmińska
powiat Bydgoszcz
10 - m. Bydgoszcz
powiat chełmiński
11 - gm. Chełmno
12 - m. Chełmno
13 - gm. Kijewo Królewskie
14 - gm. Stolno
15 - gm. Papowo Biskupie
16 - gm. Unisław
powiat toruński
17 - gm. Zławieś Wielka
18 - gm. Łubianka
19 - gm. Chełmża

Położenie obszaru przetargowego na arkuszach 1:50 000



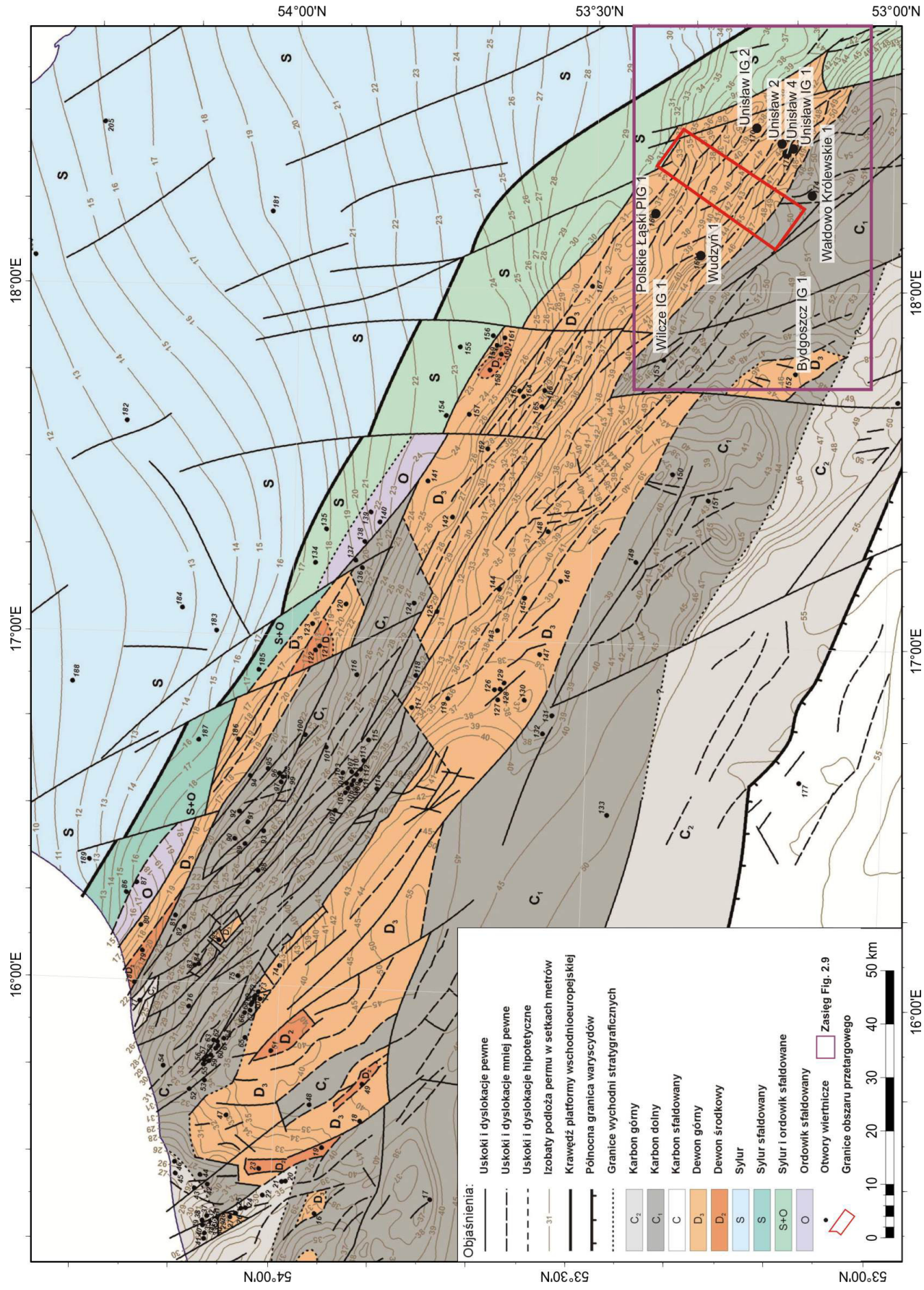


Fig. 2.1. Granice obszaru przetargowego „Chełmno" na tle fragmentu mapy geologiczno-strukturalnej podłoża permu (Lech, 2001, 2013)

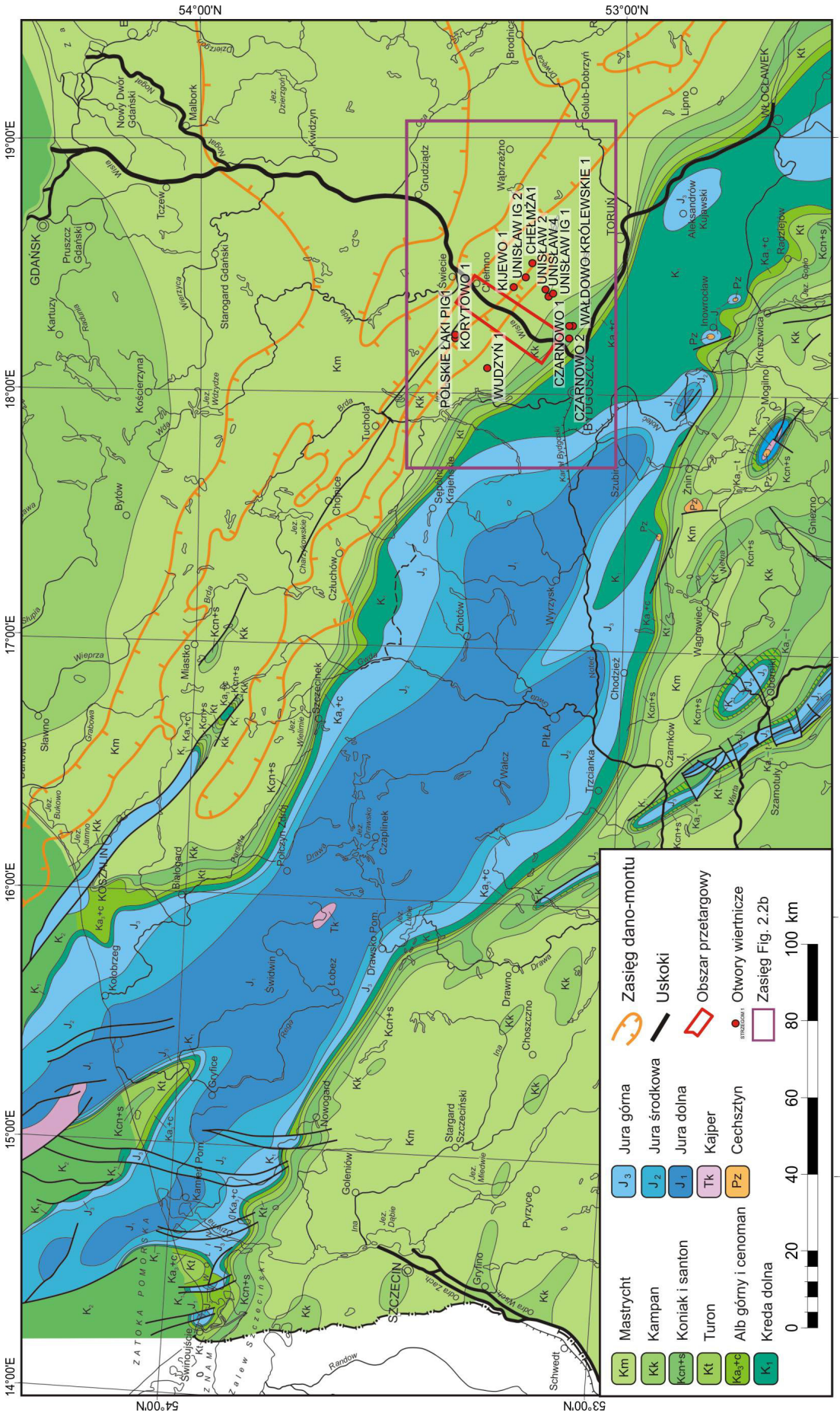


Fig. 2.2a. Granice obszaru przetargowego „Chełmno” na tle fragmentu mapy geologicznej Polski bez utworów kenozoiku (Dadlez R. i in., 2000)

Fig. 2.2.b. Granica obszaru przetargowego na tle fragmentu mapy geologicznej Polski bez utworów kenozoiku (fragment Fig. 2.2a; Dadlez R. i in., 2000). Profil sejsmiczny na Fig. 2.22

na głębokości 4419,0-4427,0 m. W osadach tych występują nieliczne graptolity. Wyróżniono tu formy reprezentujące dwa typy śladów: jamki mieszkalne (domichnia) oraz jamki żerowiskowo-mieszkalne (fodinichnia). Zespół skamieniałości śladowych występujący w karadoku profilu Polskie Łąki PIG 1 jest zdominowany przez ichnorodzaje Planolites, Chondrites oraz Palaeophycus. Biorąc dodatkowo pod uwagę cechy facjalne osadów, w których skamieniałości występują, można uznać je za zespół głębokowodny, słabo urozmaicony i zubożony. Wskazuje on na niskoenergetyczne, ubogie w składniki odżywcze, suboksyczne lub dysoksyczne środowisko hemipelagiczne. Występujące tu dość licznie fodinichnia Chondrites isp. są charakterystyczne dla stref ze znacznym deficytem tlenowym. Niektóre z form zidentyfikowanych na obszarze Pomorza, w tym w profilu Polskie Łąki PIG 1, zostały opisane z obszaru Rugii, w osadach reprezentujących dystalne turbidyty ordowiku (Zagora, 1997).

2.2.2. SYLUR

W żadnym z otworów sąsiadujących z obszarem przetargowym nie nawiercono utworów syluru.

2.2.3. DEWON i KARBON

Rozprzestrzenienie i miąższość

Na obszarze przetargowym „Chełmno" nie wykonano do tej pory żadnego głębokiego otworu wiertniczego, natomiast w bliskim jego sąsiedztwie usytuowanych jest 9 profili wiertniczych, w których stwierdzono obecność niekompletnych osadów dewonu i karbonu dolnego. Około 30 km na północny zachód od obszaru „Chełmno" znajduje się profil Wilcze IG 1, w którym pod permem, na głębokości 4772,0-5027,0 m, nawiercono jedynie osady iłowców z Łobżonki, należące do dolnego karbonu (missisipu). W profilu Bydgoszcz IG 1 na iłowcach należących prawdopodobnie do górnego syluru? (Podhalańska, 2011), a pod utworami czerwonego spągowca (Pokorski, 2011) występują niekompletne osady dewonu o miąższości 778 m (głęb. 4795,0-5573,0 m), reprezentujące żywet i dolną część franu. W pobliżu obszaru „Chełmno" położone są m.in. otwory Wudzyń 1 i Polskie Łąki PIG 1. W tym pierwszym pod utworami permu nawiercono w interwale głębokości 4083,0-4198,0 m tylko niewielki fragment osadów dewońskich o miąższości 115 m, reprezentujących część najniższego famenu. W Polskich Łąkach PIG 1 nad iłowcami ordowiku (Modliński, 2007), a pod osadami cechsztynu (Wagner, 2007) występują osady najwyższego dolnego dewonu? (najwyższego emsu?), dewonu środkowego i części górnego (Matyja, 2007b; Turnau, 2007). W czterech otworach: Unisław IG 1, Unisław IG 2, Unisław 2 i Unisław 4, zlokalizowanych na południowy wschód od obszaru „Chełmno", stwierdzono różne fragmenty osadów górnego dewonu, o miąższościach odpowiednio 719 m, 1218,5 m, 613 m i 49,5 m.

Głębokości występowania osadów dewonu i karbonu w otworach reperowych dla określonego wydzielenia stratygraficznego:

- Wilcze IG 1: 4772,00 - 5027,00 m p.p.t. (karbon)
- Bydgoszcz IG 1: 4795,00 - 5573,00 m p.p.t. (dewon)
- Wudzyń 1: 4083,00 - 4198,00 m p.p.t. (dewon)
- Polskie Łąki PIG 1: 3239,00 - 4297,50 m p.p.t. (dewon)
- Unisław IG 1: 4596,00 - 5355,00 m p.p.t. (dewon)

- Unisław IG 2: 3901,50 - 5120,00 m p.p.t. (dewon)
- Unisław 2: 4372,00 - 4985,00 m p.p.t. (dewon)
- Unisław 4: dane stratygraficzne są własnością inwestora

Miąższość osadów karbonu w otworze Wilcze IG 1 wynosi 255 m. Miąższości osadów dewonu wahają się od 49,5 do 1218,50 m.

Litologia i stratygrafia

Dla obszaru Pomorza Zachodniego wyróżniono jednostki litostratygraficzne dewonu i dolnego karbonu (missisipu) charakterystyczne dla dwóch odmiennych obszarów facjalnych (Matyja, 1993, 1998, 2006, 2008b, 2009; Lipiec i Matyja, 1998). Część obszaru pomorskiego położoną na północy i na wschodzie, w pobliżu kratonu wschodnioeuropejskiego, charakteryzują osady odpowiadające płytszej strefie facjalnej w obrębie basenu sedymentacyjnego. Obszar położony na południe i południowy zachód od tego pierwszego charakteryzują facje bardziej dystalne. Warto jednak podkreślić, że wyznaczenie granicy między tymi strefami facjalnymi w ciągu całego dewonu i dolnego karbonu, a tym bardziej jednoznaczne wskazanie jej na mapach facjalnych (Matyja, 2008b, 2009) byłoby wysoce hipotetyczne ze względu na niekompletność i przypadkowość posiadanych danych geologicznych. Taki stan rzeczy spowodowany jest skomplikowaną historią tektoniczną obszaru pomorskiego i związanymi z nią zdarzeniami tektoniczno-erozyjnymi, które indywidualizowały w różnym czasie przebieg sedymentacji w poszczególnych segmentach basenu pomorskiego i doprowadziły do usunięcia bądź zatarcia informacji geologicznych istotnych z punktu widzenia historii facjalnej danego segmentu. Poniżej scharakteryzowano w kolejności stratygraficznej (od najstarszych do najmłodszych) tylko te jednostki litostratygraficzne dewonu i karbonu dolnego, które rozpoznano w profilach: Polskie Łąki PIG 1, Unisław IG 1, Unisław IG 2, Unisław 2, Unisław 4, Wudzyń 1, Wałdowo Królewskie 1, Bydgoszcz IG 1 i Wilcze IG 1, usytuowanych w najbliższych obrzeżach obszaru „Chełmno” (Fig. 2.3).

DEWON

Formacja tucholska została rozpoznana tylko w profilach położonych na obszarze między Tucholą a Bydgoszczą (Fig. 2.3, Fig. 2.4), gdzie spoczywa niezgodnie na ordowiku (jak w profilu Polskie Łąki PIG 1) lub na sylurze? (profil Bydgoszcz IG 1). Miąższość osadów tej formacji w profilu Bydgoszcz IG 1 (głęb. 5491,0-5573,0 m) wynosi zaledwie 82 m (Matyja, 2011), w profilu Polskie Łąki PIG 1 (głęb. 4251,0-4297,5 m) niewiele ponad 45 m (Matyja, 2007b), znacznie więcej w profilach usytuowanych poza obszarem przetargowym „Chełmno” (np. W profilu Tuchola IG 1 – niekompletna miąższość wynosi ponad 350 m – por. Matyja, 2012).

Zgodnie ze znanymi do tej pory faktami formację tucholską charakteryzuje zróżnicowane spektrum osadów węglanowych i marglistych: są to ciemnoszare margle i wapienie stromatoporoidowo-koralowcowe (często tworzące niewielkie budowle organiczne), wapienie i margle z ramienionogami, czarne wapienie z onkolitami, a także ciemnoszare iłowce margliste zawierające szczątki roślinne, małżoraczki i liścionogi, przeławicające się z cienkimi warstewkami syderytów, sporadycznie z cienkimi warstewkami laminowanych mikrobialitów. Zupełnie podrzędnie występują wkładki piaskowców i mułowców (Matyja, 1998, 2006, 2009). W profilu Bydgoszcz IG 1 dominującą litofacją w obrębie formacji tucholskiej są iłowce margliste, margliste wapienie biomikrytowe frakcji kalkarenitów bogate w szczątki szkarłupni i mniej liczne ramienionogi (zarówno zawiasowe, jak i bezzawiasowe) oraz małżoraczki, a także pojedyncze konodonty (Matyja, 2011). Wapienie te zawierają również domieszkę kwarcu detrytycznego frakcji aleurytowej. Inną odmianą są margliste wapienie stromatoporoidowo-koralowcowe z mszywiołami (Matyja, 2011). W profilu Polskie Łąki PIG 1 formacja tucholska wykształcona jest nieco odmiennie, dominują tu czarne iłowce z bioturbacjami i wkładkami laminowanych mikrobialitów. Nieliczne szczątki organiczne reprezentowane są przez koralowce, małżoraczki i dość liczne palinomorfy.

Spągowe partie osadów dewońskich, które przypisano formacji tucholskiej, mogą w niektórych profilach reprezentować najwyższy ems i/lub dolny–środkowy eifel (por. Turnau i Matyja, 2001), zaś stropowe partie formacji tucholskiej należą już do dolnych części żywetu środkowego. W profilu Bydgoszcz IG 1 datowania biostratygraficzne całej żyweckiej części profilu są słabe (Matyja, 2011).

Utwory **formacji studnickiej**, będące w niektórych profilach Pomorza Zachodniego obocznym ekwiwalentem formacji tucholskiej (por. Fig. 2.4), znane były do niedawna jedynie z profilu Miastko 1 (Miłaczewski, 1979, 1986), gdzie spoczywają na osadach ordowiku, a pod osadami formacji sianowskiej. Późniejsze obserwacje wykazały, że podobne litologiczne utwory, zaliczane albo do formacji studnickiej albo tucholskiej mogą występować również w profilu Polskie Łąki PIG 1, gdzie spoczywają również na ordowiku, ale pod osadami formacji miasteckiej (Matyja, 2007b).

Miąższość osadów zaliczonych do formacji studnickiej wynosi zaledwie 83 m w profilu Polskie Łąki PIG 1 (4168,0-4251,0 m), jednak w innych profilach położonych daleko poza obszarem przetargowym „Chełmno” jest znacznie większa.

Zarówno w najbardziej kompletnym profilu Miastko 1, jak i w profilu Polskie Łąki PIG 1 osady formacji studnickiej (Matyja, 2007b; Pacześna, 2007) wykształcone są jako czerwonawe i jasnoszare utwory klastyczne - dominujące w całej formacji drobnoziarniste piaskowce kwarcowe z przekątną laminacją riplemarkową, przeławicające się z mułowcami o laminacji poziomej. W piaskowcach drobnoziarnistych częste są poziomy złożone z klastów mułowców i iłowców, rzadziej wapieni mikrobialnych. W obrębie formacji występują gruzły i cienkie ławice anhydrytów. Liczne są skamieniałości śladowe.

Datowanie osadów formacji studnickiej, zwłaszcza jej spągu i stropu, jest niezbyt dokładne. Wynika to przede wszystkim z jej wykształcenia litologicznego bardzo ograniczającego możliwość zastosowania jakichkolwiek narzędzi biostratygraficznych. Analiza biostratygraficzna na podstawie miospor (Turnau, 1995, 2007) sugeruje wprawdzie, że cała formacja studnicka może zawierać się między najwyższym emsem a środkowym żywetem, brak jest jednak jednoznacznych datowań w poszczególnych profilach. Wiadomo tylko, że w profilach, w których na formacji studnickiej spoczywa formacja miastecka, tak jak to ma miejsce np. W profilu Polskie Łąki PIG 1, strop formacji studnickiej może sięgać do dolnego żywetu (Fig. 2.4, por. też Matyja, 2009).

Formacja miastecka, będąca obocznym ekwiwalentem formacji studnickiej bądź tucholskiej (Matyja, 2006, 2009; por. Fig. 2.4), początkowo znana była przede wszystkim z profilu Miastko 1, później zidentyfikowano ją również w profilu Polskie Łąki PIG 1 (Matyja, 2007b). W profilu Miastko 1 formacja osiąga 406 m miąższości, w profilu Polskie Łąki PIG 1 ponad 500 m (głęb. 3607,0 - 4168,0 m).

Formacja miastecka jest zbudowana z przeławicających się osadów klastycznych i węglanowo-marglistych. Tworzą ją m.in. wapienie i margle z koralowcami i szkarłupniami, rza-

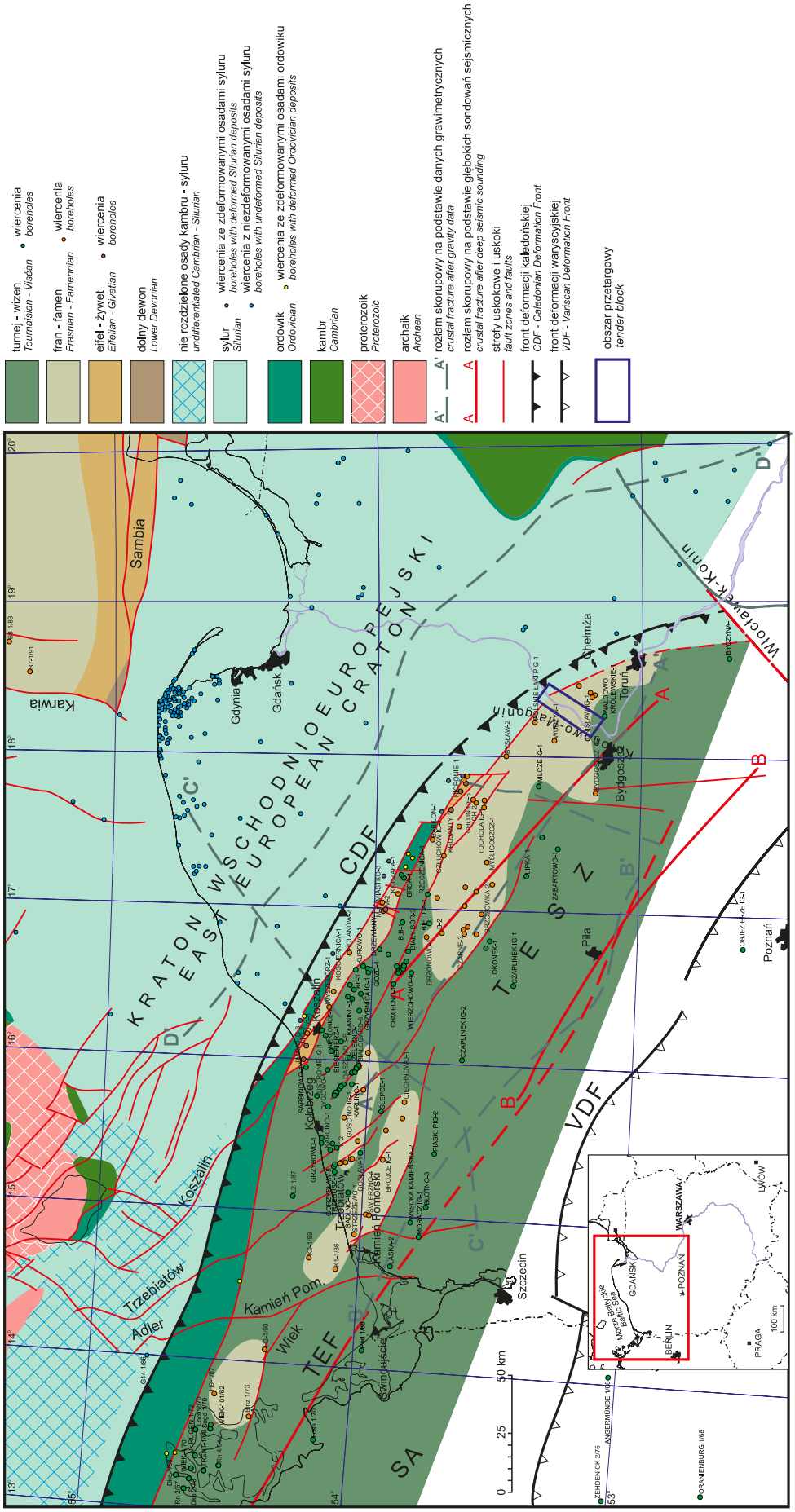


Fig. 2.3. Lokalizacja niektórych profili wiertniczych na mapie (bez utworów permu) Pomorza Zachodniego (Matyja, 2006, 2008b); lokalizacja niektórych głębokich rozłamów i ważniejszych uskoków według Królikowskiego i in. (1999) oraz Dadleza R. (1997, 2000, 2006). TESZ = strefa szwu transeuropejskiego

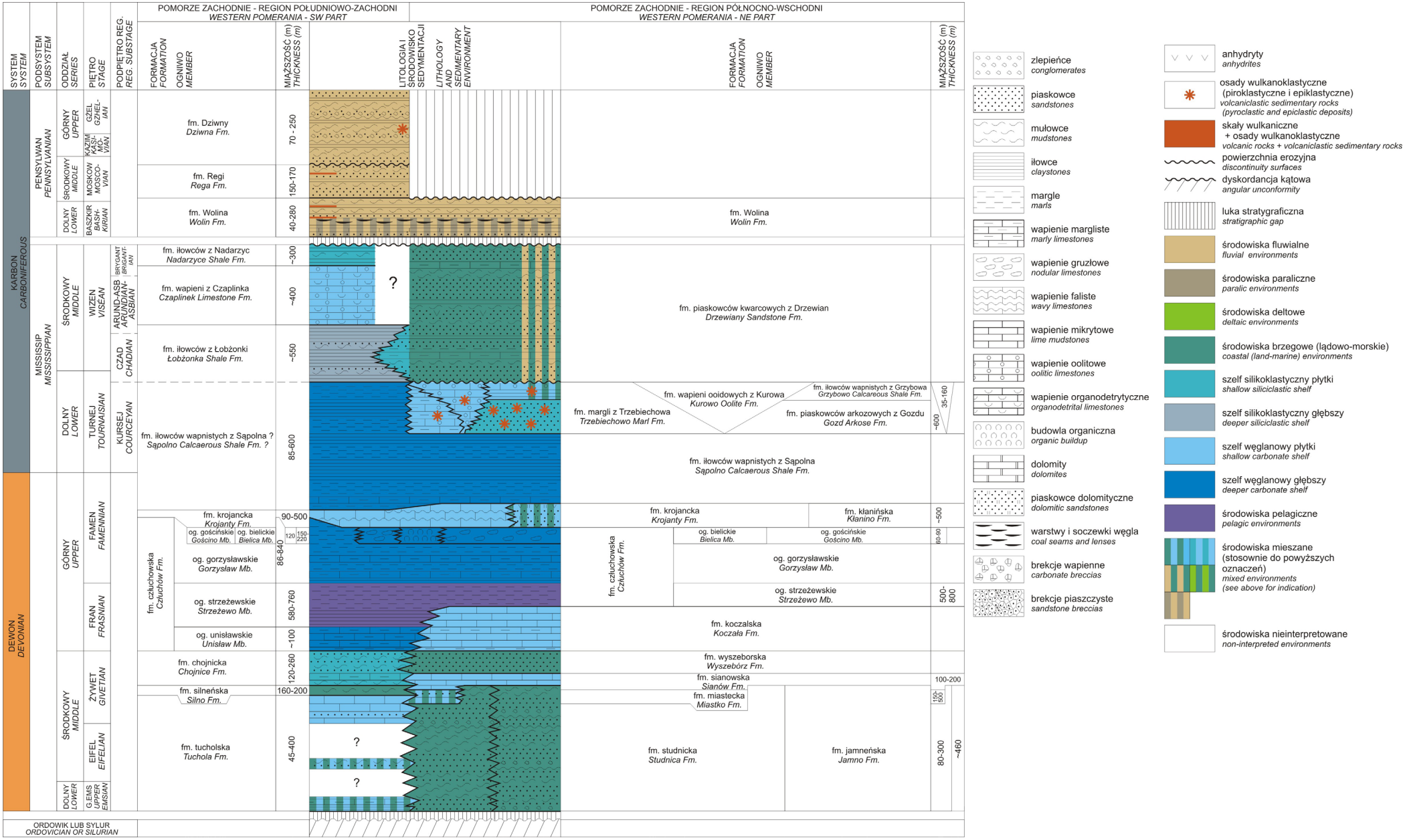


Fig. 2.4. Schemat czasowego i przestrzennego układu jednostek litostratygraficznych i środowisk sedymentacji w dewonie i karbonie obszaru Pomorza Zachodniego (Matyja, 2006)

dziej z ramienionogami, oraz jasnoszare lub pstre, na ogół drobnoziarniste piaskowce, mułowce i sporadycznie iłowce (Matyja, 2007b). W piaskowcach występują warstwowania przekątne dużej i małej skali oraz warstwowania i laminacja pozioma (Pacześna, 2007). Zidentyfikowano również litofację drobnoziarnistych piaskowców bezstrukturalnych. W profilu Polskie Łąki PIG 1 osady formacji miasteckiej tworzą głównie drobnoziarniste piaskowce kwarcowe przeławicające się z wapieniami piaszczystymi z bioklastami i wkładkami wapiennych laminitów mikrobialnych.

Formacja miastecka datowana jest jako najwyższy dolny oraz niższy środkowy żywet (Turnau, 1995, 2007; Matyja, 2007b).

Formacja sianowska przykrywa w profilu Polskie Łąki PIG 1 formację miastecką (Matyja, 2006, 2009; por. Fig. 2.4). Do najbardziej kompletnych profili na obszarze Pomorza Zachodniego, w których została stwierdzona ta jednostka litostratygraficzna, należy Jamno IG 1, gdzie jej miąższość wynosi 115,9 m (Matyja, 2008a). Miąższość formacji sianowskiej w profilu Polskie Łąki PIG 1 wynosi około 170 m.

W profilu Jamno IG 1 formację sianowską charakteryzują mułowce i drobnoziarniste piaskowce kwarcowe, szare mułowce z sieczką roślinną, często zbioturbowane, przewarstwiające się z wapnistymi, drobnoziarnistymi piaskowcami kwarcowymi i wapieniami (laminitami), a w wyższych nieco partiach również z iłowcami. Część wyższą formacji stanowią szare iłowce z sieczką roślinną z licznymi, ale niewielkiej miąższości poziomami wapiennych laminitów i kilkoma wkładkami jasnobeżowych wapieni z drobnymi trochitami (Matyja, 2008a). Udział osadów węglanowych wzrasta wyraźnie w kierunku południowo-wschodnim. W profilu Polskie Łąki PIG 1 formację tę tworzą ciemnoszare wapienie stromatoporoidowo-koralowcowe, często masywne, oraz margle i wapienie z ramienionogami, szkarłupniami i stromatoporoidami tabularnymi (Matyja, 2007b).

Turnau (1995, 2007, 2008) na podstawie badań palinologicznych oraz Matyja (2011, 2012) na podstawie badań konodontowych datowały osady formacji sianowskiej jako środkowy żywet.

Obocznym ekwiwalentem formacji sianowskiej w kierunku południowo-zachodnim jest **formacja silneńska** (Matyja, 2009; por. Fig. 2.4). Największą miąższość (251 m) osady formacji silneńskiej osiągają w profilu Bydgoszcz IG 1 (przedział głęb. 5240,0-5491,0 m), nieco mniej zaś w profilach Tuchola IG 1 (168,5 m – por. Matyja, 2012) i Chojnice 5 (158 m).

Formację silneńską charakteryzują ciemnoszare iłowce, często wapniste, zawierające liczne cienkie wkładki syderytów i konkrecje pirytu, faunę liścionogów i małżoraczków oraz szczątki roślinne. Sporadycznie trafiają się konodonty. Iłowce przeławicają się z wapnistymi piaskowcami kwarcowymi oraz z mułowcami. Nieliczne i cienkie są wkładki wapieni stromatoporoidowo-koralowcowych, wapieni piaszczystych bądź margli piaszczystych. Zdarzają się również ławice wapieni organodetrytycznych, charakteryzujące się obecnością powierzchni erozyjnej w spągu i frakcjonalnym warstwowaniem, prawdopodobnie pochodzenia sztormowego. W profilu Bydgoszcz IG 1 formację silneńską charakteryzują głównie litofacje piaszczyste, mułowcowe i ilaste (por. Matyja, 2011). Piaskowce reprezentowane są na ogół przez drobnoziarniste i bardzo drobnoziarniste piaskowce kwarcowe o skąpych spoiwach ilastych bądź wapnistych. Mułowce charakteryzują się natomiast obfitym cementem wapnistym.

Wcześniejsze znaleziska niezbyt licznych skamieniałości pozwalały jedynie na zaliczenie tej formacji do żywetu (Łobanowski, dane niepublikowane; Żbikowska,1983). Badania Turnau (1995, 2011) wskazują, że formacja silneńska datowana jest jako bliżej nieokreślony środkowy żywet. Brak jest jednoznacznych i bardziej precyzyjnych datowań biostratygraficznych w tej części profilu Bydgoszcz IG 1 (Matyja, 2011).

Osady **formacji wyszeborskiej** rozprzestrzenione są w północnej i wschodniej części obszaru pomorskiego, gdzie leżą na utworach formacji sianowskiej, a pod osadami formacji koczalskiej (Fig. 2.4–Fig. 2.5). Kompletna miąższość formacji wyszeborskiej np. W profilu Jamno IG 1 wynosi ponad 220 m, w profilu Unisław IG 1 nawiercono jedynie jej górną część (o miąższości 26,5 m).

Formację wyszeborską stanowią głównie pstre utwory silikoklastyczne. W profilu Jamno IG 1 są to drobnoziarniste piaskowce kwarcowe przeławicające się z mułowcami. W środkowej części formacji obserwuje się szereg poziomów zlepieńców kwarcowych. W położonym znacznie dalej na południowy wschód profilu Unisław IG 1 formację budują głównie mułowce i przeławicające się z nimi grube pakiety piaskowców drobno- i średnioziarnistych.

Utwory formacji wyszeborskiej zawierają tylko nieliczne wkładki szarych i ciemnoszarych drobnoziarnistych skał, stanowiących odpowiedni materiał do badań palinologicznych. Zespoły miospor uzyskano jedynie z dolnej części formacji z otworu Jamno IG 1, a w profilu Koczała 1 – z osadów prawie całej formacji. Pozwalają one na stwierdzenie, że omawiana formacja może zawierać się w przedziale odpowiadającym najwyższej części środkowego i niższej części górnego żywetu.

Kolejna jednostka litostratygraficzna, **formacja chojnicka**, znana jest z tego samego obszaru i z tych samych profili co omawiana wyżej formacja silneńska - osady formacji chojnickiej występują w profilach Bydgoszcz IG 1, Tuchola IG 1 oraz Chojnice 5 (Fig. 2.3-2.5). Miąższość formacji osiąga największą miąższość 261 m w profilu Chojnice 5, natomiast w profilach Tuchola IG 1 (Matyja, 2012) i Bydgoszcz IG 1 (głęb. 5102,0-5240,0 m, por. Matyja, 2011) wynosi odpowiednio 118 m i 138 m.

Formację chojnicką charakteryzują w jej dolnej części ciemnoszare iłowce z powszechnie występującymi laminami syderytu o grubości do 1 cm i mułowce z bioturbacjami, przeławicające się z szarymi drobnoziarnistymi piaskowcami kwarcowymi z częstą laminacją falistą i smużystą, rzadziej z warstwowaniami przekątnymi dużej skali. W środkowej części formacji w niektórych profilach pojawiają się piaskowce gruboziarniste (Chojnice 5 i Tuchola IG 1). W profilu formacji chojnickiej zdarzają się również wkładki wapieni. W profilu Bydgoszcz IG 1 formacja chojnicka charakteryzuje się w dolnych partiach jednostki obecnością litofacji ilastych, przeławicających się z mułowcami i wapieniami stromatoporoidowo-koralowcowymi, natomiast w wyższych partiach dominują osady mułowcowe, przeławicające się z piaskowcami i wapieniami (Matyja, 2012). Mułowce charakteryzują się słabym lub co najwyżej umiarkowanym wysortowaniem i obfitym spoiwem ilasto-marglistym. Wkładki bardzo drobnoziarnistych i drobnoziarnistych piaskowców kwarcowych (Matyja, 2011) w porównaniu z piaskowcami formacji silneńskiej są znacznie cieńsze. Liczne wkładki wapieni reprezentują zbliżone typy litofacjalne do tych stwierdzonych w formacjach tucholskiej i silneńskiej. Są to margliste wapienie stromatoporoidowo-koralowcowe, charakteryzujące się obecnością dużych masywnych, laminarnych i gałązkowych stromatoporoidów, tkwiących w czerwonawo-brunatnym matriksie (Matyja, 2011).

Nieliczne konodonty oraz miospory znalezione w obrębie formacji chojnickiej sugerują, że może ona należeć do wyższej części środkowego żywetu, a na pewno do górnej części żywetu (Matyja, 2011; Turnau, 2011).

Osady węglanowej **formacji koczalskiej** spoczywają na silikoklastykach formacji wyszeborskiej w profilu Unisław IG 1 (Matyja, 2018 w druku), a na formacji chojnickiej w profilu Bydgoszcz IG 1 (Matyja, 2011). W profilu Unisław 2 formacja koczalska nie została przebita (por. Matyja, 1993). Pełna miąższość formacji koczalskiej wynosi ponad 339 m w profilu Unisław IG 1 (głęb. 4976,5-5315,5), niekompletna w profilach Bydgoszcz IG 1 (głęb. 4795,0-5102,0 m) oraz Unisław 2 osiąga odpowiednio 307 i 175 m.

Formację koczalską charakteryzuje dwudzielność. W dolnej części jednostki przeważają wapniste piaskowce kwarcowe, podrzędnie mułowce wapniste zawierające nieliczne i trudne do identyfikacji bioklasty, ciemnoszare mułowce wapniste i iłowce zawierające nieliczne szczątki małży, ramienionogów bezzawiasowych i małżoraczków, a także poziomy laminitów oraz ciemnoszare wapienie margliste zawierające szczątki szkarłupni, ramienionogów zawiasowych, małżoraczków, ryb, a także sporadycznie algi. W górnej części formacji dominują zaś organodetrytyczne wapienie stromatoporoidowo-koralowcowe ze stromatoporoidami, tabulatami, pojedynczymi koralowcami osobniczymi Rugosa, małżoraczkami, ślimakami, otwornicami i algami oraz jasnoszare, masywne lub niewyraźnie warstwowane wapienie stromatoporoidowo-koralowcowe z organizmami zachowanymi w pozycji wzrostu (por. Dadlez J. i Dadlez R., 1986; Dadlez R., 1978; Matyja, 1993). Charakterystyka osadów formacji koczalskiej stwierdzonych w profilach Bydgoszcz IG 1, Unisław IG 1 i Unisław 2 nie odbiega od powyższego opisu, a dominującą litofacją są wapienie stromatoporoidowo-koralowcowe (Matyja, 1993, 2011, 2018 w druku).

Z badań biostratygraficznych wynika, że spągowe partie formacji koczalskiej mieszczą się być może w obrębie najwyższego żywetu lub odpowiadają pograniczu między żywetem a franem (por. Matyja, 2008b, 2009; Turnau, 2008), partie stropowe natomiast należą do najwyższej części środkowego franu (Matyja, 1993, 2009).

W profilach: Wudzyń 1, Polskie Łąki PIG 1, Unisław 2, Unisław 4 i Unisław IG 1 stwierdzono obecność kolejnej jednostki litostratygraficznej dewonu górnego – **formacji człuchowskiej** (Fig. 2.4). W obrębie formacji człuchowskiej wydzielono na obszarze całego Pomorza Zachodniego pięć jednostek w randze ogniw (Matyja, 1993, 1998, 2006, 2009). Są to, od dołu, ogniwa: unisławskie, strzeżewskie, gorzysławskie oraz gościńskie, obocznie przechodzące w ogniwo bielickie.

Ogniwo unisławskie o miąższości 195,5 m rozpoznano do tej pory w profilach Polskie Łąki PIG 1 (głęb. 3239,0-3434,5 m) i Chojnice 5. Charakteryzuje się ono obecnością cienkoławicowych osadów reprezentowanych głównie przez margle i iłowce margliste oraz mniej lub bardziej margliste wapienie mikrytowe. Wapienie te mają czasami strukturę gruzłową i zawierają głowonogi, tentakulitoidy, małże, ramienionogi bezzawiasowe, entomozoidy, konodonty i sporadycznie ramienionogi zawiasowe, szkarłupnie oraz osobnicze korale. Ogniwo unisławskie, jak wynika z dostępnych danych biostratygraficznych, w całości odpowiada dolnemu franowi.

Osady rozpoznane w profilach Wudzyń 1 (głęb. 4084,0-4198,0 m, miąższość niekompletna 114 m), Unisław 2 (4630,0-4810,0 m, miąższość kompletna 180 m), Unisław 4 (4740,5-4790,0 m, miąższość niekompletna 49,5 m), Unisław IG 1 (głęb. 4753,0-4976,5 m, miąższość kompletna 223,5 m) oraz Wałdowo Królewskie 1 (głęb. 5385,0-5433,0 m, miąższość niekompletna 48,0 m) reprezentują **ogniwo strzeżew-**

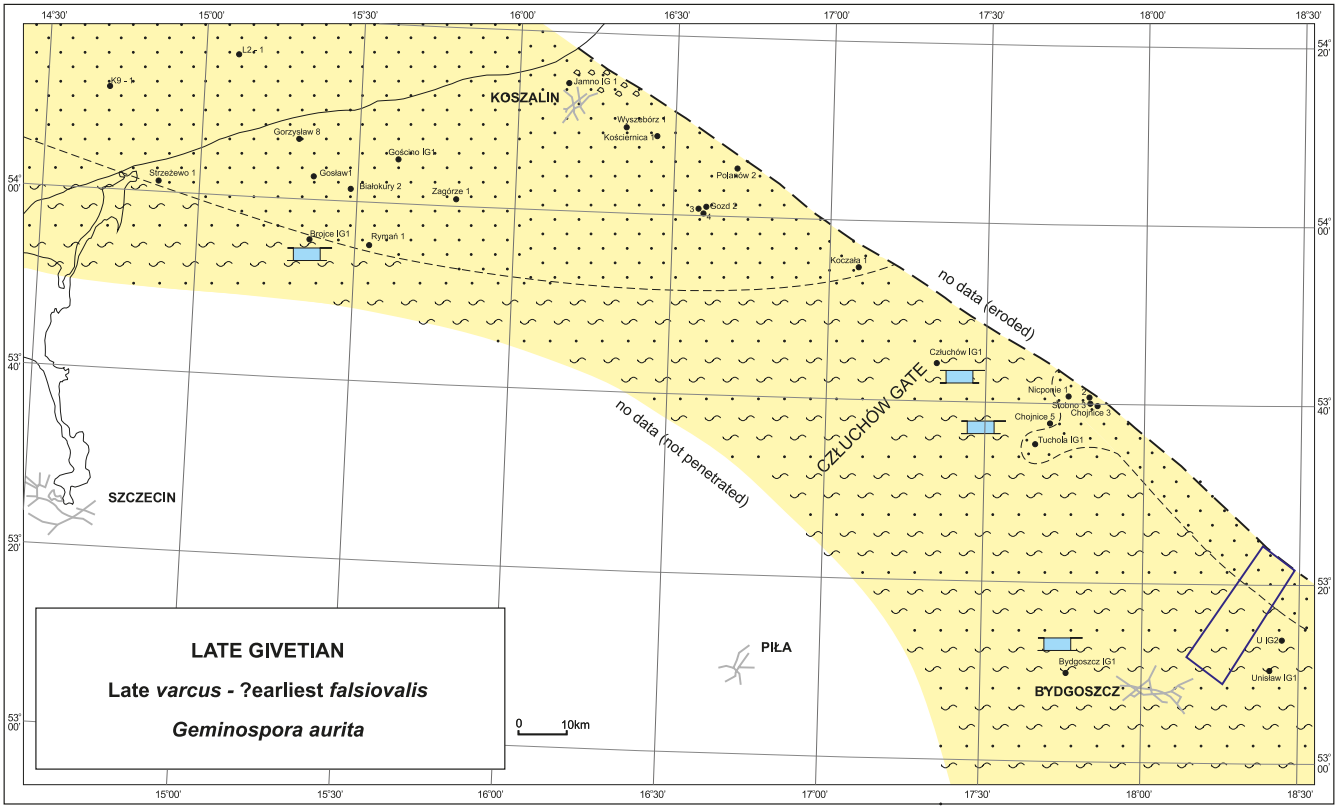


Fig. 2.5. Rozprzestrzenienie osadów formacji wyszeborskiej (NE część Pomorza Zachodniego) i chojnickiej (SW część Pomorza Zachodniego) w późnym żywecie (Matyja, 2009); objaśnienia jak do Fig. 2.4. Granatowy poligon – granice obszaru przetargowego „Chełmno”

skie formacji człuchowskiej (por. Matyja, 1993, 2007b, 2018 w druku).

Ogniwo to na całym obszarze Pomorza Zachodniego charakteryzuje się obecnością cienkoławicowych osadów, reprezentowanych głównie przez iłowce i iłowce margliste z cienkimi wkładkami wapieni marglistych. Czarne bitumiczne iłowce charakteryzuje milimetrowa laminacja, obecność agregatów pirytu i obecność organizmów charakterystycznych dla środowisk pelagicznych. W kilku profilach położonych w okolicach Unisławia (Unisław 2, Unisław 4, Wałdowo Królewskie 1), w obrębie litofacji ciemnoszarych, drobnolaminowanych iłowców, stwierdzono obecność licznych wkładek umiarkowanie obtoczonych klastów wapiennych. Wkładki te mają miąższość od kilku centymetrów do 1 m, a ich ilość, a także wielkość klastów rośnie ku górze profili. Materiał detrytyczny stanowią głównie homogeniczne intraklasty wapieni mikrytowych, podrzędnie zdarzają się intraklasty wapieni ziarnistych.

Ogniwo strzeżewskie jest wprawdzie rozprzestrzenione na obszarze całego Pomorza Zachodniego, jednak w niektórych profilach pojawia się już w żywecie i spoczywa na osadach formacji chojnickiej (np. W Tucholi IG 1, por. Matyja, 2012), w innych w dolnym franie - ponad ogniwem unisławskim formacji człuchowskiej (np. W Polskich Łąkach PIG 1, por. Matyja, 2007b), a w profilu Unisław IG 1 dopiero w środkowym franie, nad osadami formacji koczalskiej. Jego spąg ma więc charakter diachroniczny (Fig. 2.4, Fig. 2.6, Fig. 2.7). Strop ogniwa należy do dolnej części dolnego famenu na całym obszarze pomorskim.

Ogniwo gorzysławskie na omawianym obszarze zidentyfikowano tylko w profilu Unisław 2 na głębokości 4600,0-4630,0 (miąższość kompletna tylko 30 m), gdzie leży nad ogniwem strzeżewskim (Fig. 2.4; Matyja, 2009). Jest ono wykształcone jako alternujące ze sobą margle i wapienie gruzłowe zawierające dość liczne szczątki organizmów bentonicznych, reprezentowanych głównie przez ramienionogi zawiasowe, szkarłupnie, małżoraczki, otwornice zlepieńcowate występujące obok entomozoidów, głowonogów, tentakulitoidów i konodontów. Ogniwo gorzysławskie należy w omawianej części Pomorza Zachodniego do dolnego famenu (Matyja, 1993, 2009).

Nie jest jasne, czy kolejne ogniwo formacji człuchowskiej, **ogniwo gościńskie** (dominujące wapienie gruzłowe), należące do środkowych partii famenu, jest rzeczywiście obecne w profilu Unisław 2 (por. Matyja, 1993).

Osady **formacji krojanckiej**, należącej do wyższego famenu, przykrywają osady ogniwa gościńskiego formacji człuchowskiej (por. Fig. 2.4). Dominującą odmianą litologiczną budującą formację krojancką są jasnoszare wapienie o strukturze falistej, bogate w szczątki organiczne. Składniki ziarniste reprezentowane są głównie przez bioklasty różnych rozmiarów, przeważnie frakcji kalkarenitowej. Do najczęstszych należą drobne tubularne zielenice (isinellidy i paleoberesellidy), a także wielokomorowe otwornice wapienne, małżoraczki bentoniczne, motki girwanellowe i kalcisfery. Część bioklastów jest otoczona powłokami mikrytowymi. Drobne tubularne algi często pełnią rolę skałotwórczą. Rzadko natomiast są spotykane organizmy typowo pełnomorskie, ramienionogi i szkarłupnie. Nie można wykluczyć, że utwory te są obecne w profilu Unisław 2 na głęb. 4450,0-4544,0 m, jednak ich charakterystyka niezupełnie odpowiada definicji formacji krojanckiej (Matyja, 1993). Być może wynika to z bardziej dystalnej pozycji w basenie sedymentacyjnym profilu Unisław 2 w stosunku do

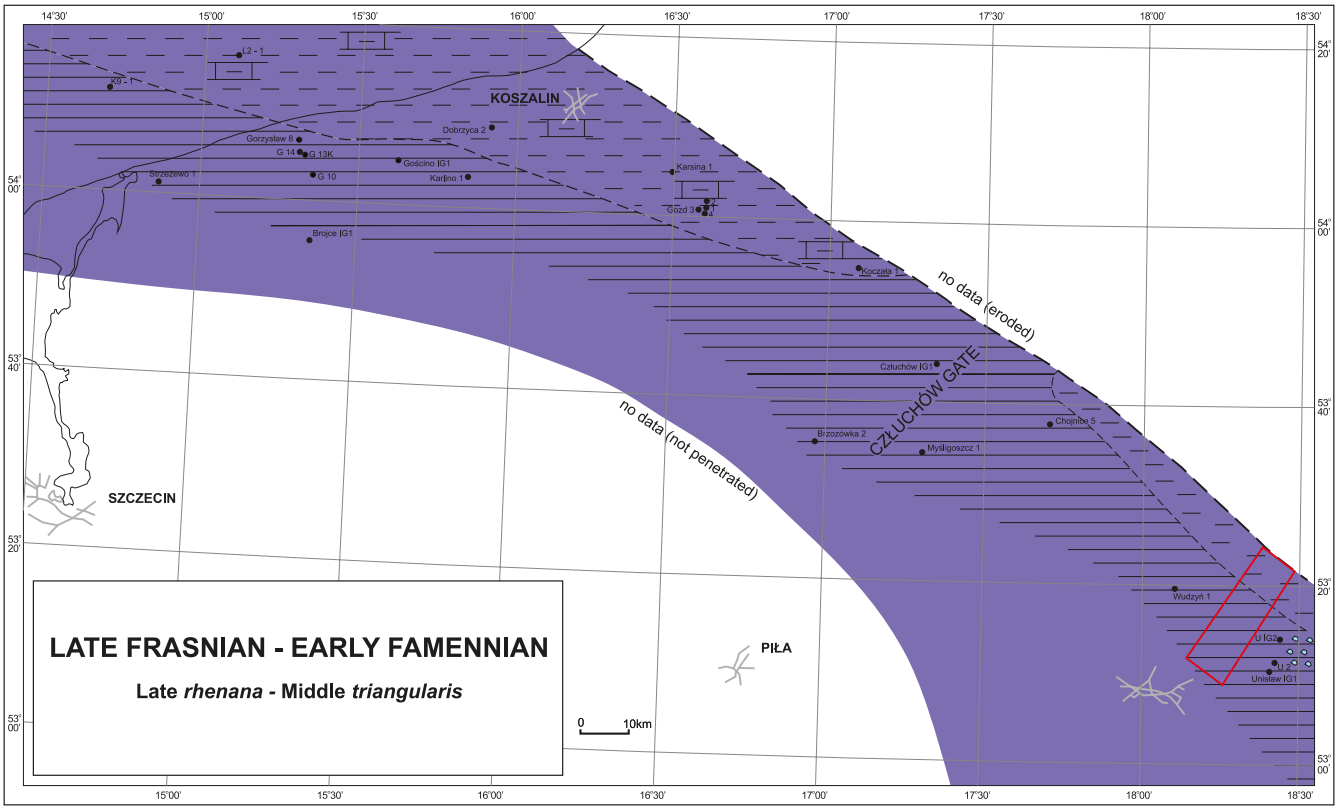


Fig. 2.6. Rozprzestrzenienie osadów ogniwa strzeżewskiego formacji człuchowskiej na obszarze Pomorza Zachodniego w późnym franie i wczesnym famenie (Matyja, 2009); objaśnienia jak do Fig. 2.4. Czerwony poligon – granice obszaru przetargowego „Chełmno"

położenia profili, na podstawie których zdefiniowana została omawiana jednostka litostratygraficzna (Matyja, 1993).

KARBON

W pobliżu obszaru przetargowego „Chełmno” zidentyfikowano osady, które mogą reprezentować dolny karbon (Fig. 2.4 i Fig. 2.7). Nieprzebite osady **formacji iłowców z Łobżonki** o miąższości 255 m rozpoznano w profilu Wilcze IG 1 na głęb. 4772,0-5027,0 m. Nieznana jest kompletna miąższość osadów tej formacji. Cząstkowe miąższości formacji iłowców z Łobżonki, na przykład w okolicy obszaru przetargowego „Orle”, wynoszą 218 m (Lipka 1), 255 m (Wilcze IG 1), 251 m (Zabartowo 1), 564,6 m (Zabartowo 2) i 678 m, a dalej poza obszarem 141 m (Moracz IG 1) i 302,5 m (Czaplinek IG 1).

W żadnym profilu na obszarze całego Pomorza Zachodniego nie jest znana dolna granica formacji z Łobżonki ani jej kontakt z jednostką podległą – prawdopodobnie z **formacją z Sąpolna** (Matyja, 2008b; por. też Fig. 2.4). Biorąc pod uwagę wykształcenie facjalne obu formacji reprezentujących osady pełnomorskie oraz fakt, że w niektórych profilach formacja iłowców marglistych z Sąpolna sięga aż do dolnej części górnego turneju (por. Matyja i in., 2000), a najstarsze datowane osady formacji iłowców z Łobżonki należą przypuszczalnie do najwyższego górnego turneju (por. poniżej), można domniemywać, że kontakt obu formacji może przypadać na górny turnej, jak zostało to zasugerowane na Fig. 2.4. Znana część formacji iłowców z Łobżonki wykształcona jest jako kompleks ciemnoszarych skał ilasto-mułowcowych z przeławiceniami szarych piaskowców kwarcowych. W najniższej dostępnej badaniom części formacji obserwowane są cienkie wkładki wapnistych mułowców oraz wapieni ziarnistych zawierających nieliczne otwornice wapienne, fragmenty ramienionogów i głowonogów, a nawet redeponowane ooidy.

Niepewna jest pozycja stratygraficzna osadów w profilu Wałdowo Królewskie 1, gdzie na nieprzebitej serii czarnych iłowców z wkładkami wapieni detrytycznych/zlepieńców o miąższości 48 m (głęb. 5385,0-5433,0 m), reprezentujących ogniwo strzeżewskie franu, leży na głęb. 5125,0-5385,0 m znacznej miąższości (260,0 m), choć bardzo słabo zrdzeniowana, seria czarnych bezwapnistych iłowców/łupków z cienkimi wkładkami drobnoziarnistych piaskowców kwarcowych, mułowców czy wapieni ziarnistych, w tym również z ooidami, prawdopodobnie należących do formacji iłowców z Łobżonki. Formacje te prawdopodobnie dzieli znacząca luka, której zasięg stratygraficzny pozostaje w zgodzie z faktami obserwowanymi w pobliskich profilach, wskazującymi na brak w tej części Pomorza dużej części franu, całego famenu i prawie całego turneju.

Informacje biostratygraficzne dotyczące formacji iłowców z Łobżonki są nadzwyczaj skromne (por. Lipiec, 1999). Zdaniem Turnau i współautorów (2005) formacja ta należy prawdopodobnie do najwyższego górnego turneju, a z całą pewnością do dolnego wizenu i reprezentuje najwyższy iwor?, czad i najniższą? część arundu.

Ewolucja geologiczna, paleogeografia i tektonika utworów dewonu i karbonu

Obszar Pomorza Zachodniego (NW Polska) położony jest w najbliższym sąsiedztwie kratonu wschodnioeuropejskiego i mieści się w obrębie tzw. strefy szwu transeuropejskiego TESZ (Trans-European Suture Zone; por. Fig. 2.3). Osady dewonu i dolnego karbonu, występujące na tym obszarze pod grubym nadkładem osadów permu, mezozoiku i kenozoiku, zidentyfikowane zostały licznymi głębokimi profilami wiertniczymi. Część obszaru położona najbardziej na północny wschód, rozciągająca się od Koszalina po Chojnice, charakteryzująca się znacznym stopniem zaangażowania tektonicznego, ale i dobrym rozpoznaniem geologicznym, na-

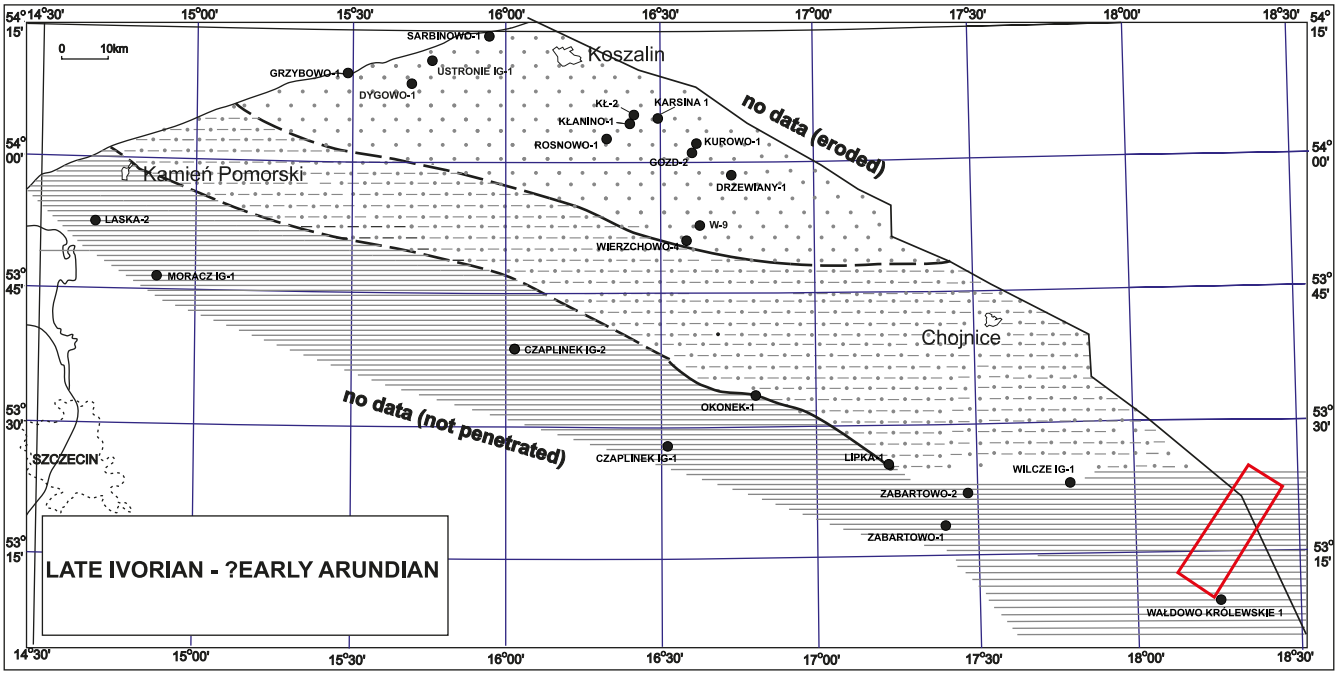


Fig. 2.7. Rozprzestrzenienie osadów formacji iłowców z Łobżonki (SW część Pomorza Zachodniego) i formacji piaskowców kwarcowych z Drzewian (NE część Pomorza Zachodniego) we wczesnym wizenie (Matyja, 2008b); objaśnienia jak do Fig. 2.4. Czerwony poligon – granica obszaru przetargowego „Chełmno”.

zywana jest strefą Koszalin–Chojnice. W żadnym z otworów wiertniczych Pomorza Zachodniego nie stwierdzono jednak kompletnych osadów dewonu i dolnego karbonu (missisipu). W większości profili w obrębie strefy jakaś część osadów dewonu i/lub karbonu została usunięta przez kolejne etapy erozji późnodewońskiej czy wczesnokarbońskiej, a głównie późnokarbońskiej, będące następstwem dźwigania się poszczególnych bloków tektonicznych, a także przedcechsztyńskiej peneplenizacji obszaru (por. Dadlez R., 1978; Matyja, 1993; Matyja i in., 2000).

Południowo-zachodnia część obszaru pomorskiego, rozciągająca się między otworami Laska 2 na NW a Wilcze IG 1 na SE, nazywana w literaturze regionalnej strefą Laska-Czaplinek, jest znacznie słabiej rozpoznana. Na przestrzeni ponad dwustu kilometrów wykonano tu niewiele ponad 10 otworów wiertniczych (Fig. 2.3), które pod utworami pensylwanu i/lub permu osiągnęły jedynie osady wyższej części missisipu, najwyższego turneju i niemal kompletnego wizenu – od czadu, poprzez arund i asb, po brygant. W strefie Laska-Czaplinek utwory niższej części missisipu i całego dewonu są obecnie niedostępne do badań; ukrywają się pod dużej miąższości osadami karbonu i młodszymi (por. Fig. 2.3).

W żadnym z otworów na obszarze Pomorza Zachodniego nie stwierdzono pewnych osadów najwyższego missisipu i najniższego pensylwanu, czyli najwyższego wizenu, namuru i najniższego westfalu. Trudno jednak definitywnie rozstrzygnąć, czy utwory te nie osadziły się na całym obszarze pomorskim w ogóle, czy też jakaś depozycja miała jednak miejsce w tym czasie, a osady całego namuru lub jego części zostały później zerodowane. Biorąc pod uwagę regresywne tendencje obserwowane w ciągu całego missisipu i skrajnie płytkomorski, a nawet chwilami lądowy charakter osadów formacji z Drzewian, prawdopodobne wydaje się twierdzenie, że przynajmniej w północno-wschodniej części basenu pomorskiego czas przypadający na namur, a być może i wczesny westfal, mógł być czasem dźwigania się obszaru pomorskiego i dominującej erozji (por. Fig. 2.4).

Współczesne rozprzestrzenienie osadów pensylwanu na obszarze Pomorza Zachodniego, reprezentowanego tu przez niekompletny westfal i stefan, jest ograniczone do obszarów między Trzebiatowem a Kamieniem Pomorskim w zachodniej części oraz między Sarbinowem a Koszalinem w części wschodniej (Fig. 2.3), gdzie stwierdzono występowanie jedynie osadów westfalu (Żelichowski, 1983). Osady pensylwanu znane są również z profilu K1-1/86, wykonanego w zachodniej polskiej części akwenu Bałtyku.

Skomplikowana mozaika, jaką tworzą różnego wieku wychodnie osadów dewonu i karbonu, jest świadectwem tektonicznych i erozyjnych zdarzeń, jakie musiały mieć miejsce w basenie pomorskim w ciągu późnego dewonu, karbonu i permu. Stopnia tej komplikacji nie oddaje uproszczona mapa prezentowana na Fig. 2.3 (por. Matyja,1993; Matyja i in., 2000), przedstawiająca jedynie obecnie znany zasięg osadów dewońskich z dokładnością do oddziału, a karbońskich do podsystemu.

Jedną z charakterystycznych cech obszaru pomorskiego, oprócz wspomnianych wyżej i mających skalę regionalną epizodów tektoniczno-erozyjnych, jest silne pierwotne zróżnicowanie miąższości osadów dewonu i karbonu, lepiej obserwowane w skali lokalnej. Analiza rozkładu facji i miąższości dewonu i missisipu wyraźnie wskazuje na zróżnicowaną subsydencję podłoża niektórych segmentów zbiornika (Matyja, 1993; Świdrowska i Hakenberg, 1996; Matyja i in., 2000). Miąższość utworów środkowodewońskich w kompletnych lub prawie kompletnych profilach wynosi od ponad 800 m w profilach Jamno IG 1 i Polskie Łąki PIG 1 do ok. 470 m w profilu Bydgoszcz IG 1. Miąższość osadów górnodewońskich w północnej części Pomorza (otwory Brojce IG 1 i Gorzysław 8) może być szacowana na ponad 1300 m, w części północno-zachodniej – około 1850 m (otwory Miastko 1 i Koczała 1), w części centralnej – 3500 m oraz co najmniej 1600 m w części południowo-wschodniej (otwory Polskie Łąki PIG 1, Unisław IG 1 i 2 oraz Bydgoszcz IG 1; por. Matyja, 1993, 1998). Miąższość osadów missisipu na obszarze Pomorza Zachodniego jest mniej zróżnicowana od miąższości dewonu i waha się od kilkuset do 1600 m w pobliżu kratonu wschodnioeuropejskiego, natomiast w części południowo-zachodniej – od 1300 do 1800 m. Miąższość niekompletnych osadów pensylwanu wynosi od 100 do 250 m, jedynie w okolicach Strzeżewa osiąga około 700 m, a w akwenie Bałtyku (profil K1-1/86) nawet 1200 m.

Wszystkie przytoczone dane przemawiają na rzecz wyrażanej przed laty przez R. Dadleza (1978) sugestii, że blokowy styl budowy podłoża podpermskiego w rejonie pomorskim ukształtował się wprawdzie głównie w późnym karbonie, jednak niektóre z uskoków czy stref uskokowych musiały mieć starsze założenia, a ich synsedymentacyjna aktywność wpływała zarówno na rozkład facji w basenie, jak i na miąższość osadów w jego poszczególnych segmentach (?subbasenach).

2.2.4. PERM - CZERWONY SPĄGOWIEC

Rozprzestrzenienie i miąższość

Z powodu braku wierceń na obszarze przetargowym „Chełmno" informacje o spodziewanym zasięgu i miąższościach osadów czerwonego spągowca można wyciągnąć jedynie z danych z otworów sąsiadujących oraz regionalnego rozpoznania budowy geologicznej.

Głębokości występowania osadów czerwonego spągowca w otworach reperowych, sąsiadujących z obszarem „Chełmno" dla wydzielenia stratygraficznego:

- Unisław IG 1: 4 542,50 - 4 596,00 m p.p.t.
- Unisław IG 2: 3 887,00 - 3 901,50 m p.p.t.
- Unisław 2: 4336,00 - 4372,00 m p.p.t.
- Unisław 4: dane stratygraficzne są własnością inwestora
- Wudzyń 1: 4076,00 - 4083,00 m p.p.t.
- Wałdowo Królewskie 1: dane stratygraficzne są własnością inwestora
- Bydgoszcz IG 1: 4255,00 - 4795,00 m p.p.t.
- Wilcze IG 1: 4622,50 – 4772,00 m p.p.t.
- Wilcze 2: dane stratygraficzne są własnością inwestora

Miąższość utworów czerwonego spągowca wynosi od 7 do 540 m.

Litologia i stratygrafia

Osady czerwonego spągowca na obszarze przetargowym „Chełmno" i w jego okolicy deponowane były w basenie polskim (Pokorski i Ryka, 1978), który stanowił wschodnią część rozległego systemu basenów sedymentacyjnych obejmujących duży obszar Europy zachodniej (Kiersnowski i in., 1995). Utwory czerwonego spągowca to głównie osady lądowe: iłowce i mułowce osadów plai, piaskowce eoliczne i zlepieńce stożków aluwialnych, należące do dwóch cyklów stratygraficzno-sedymentacyjnych (Kiersnowski, 1997) odpowiadających wydzielanym wcześniej jednostkom litostratygraficznym: formacji Noteci i formacji Drawy, ujętych w grupę Warty (Pokorski, 1981, 1988a i b; Hoffmann i in., 1997; Fig. 2.8).

Zróżnicowana budowa podłoża podpermskiego w rejonie obszaru „Chełmno" wpływała zapewne na rozwój osadów czerwonego spągowca, ich miąższość i rozkład litofacji. Opie-

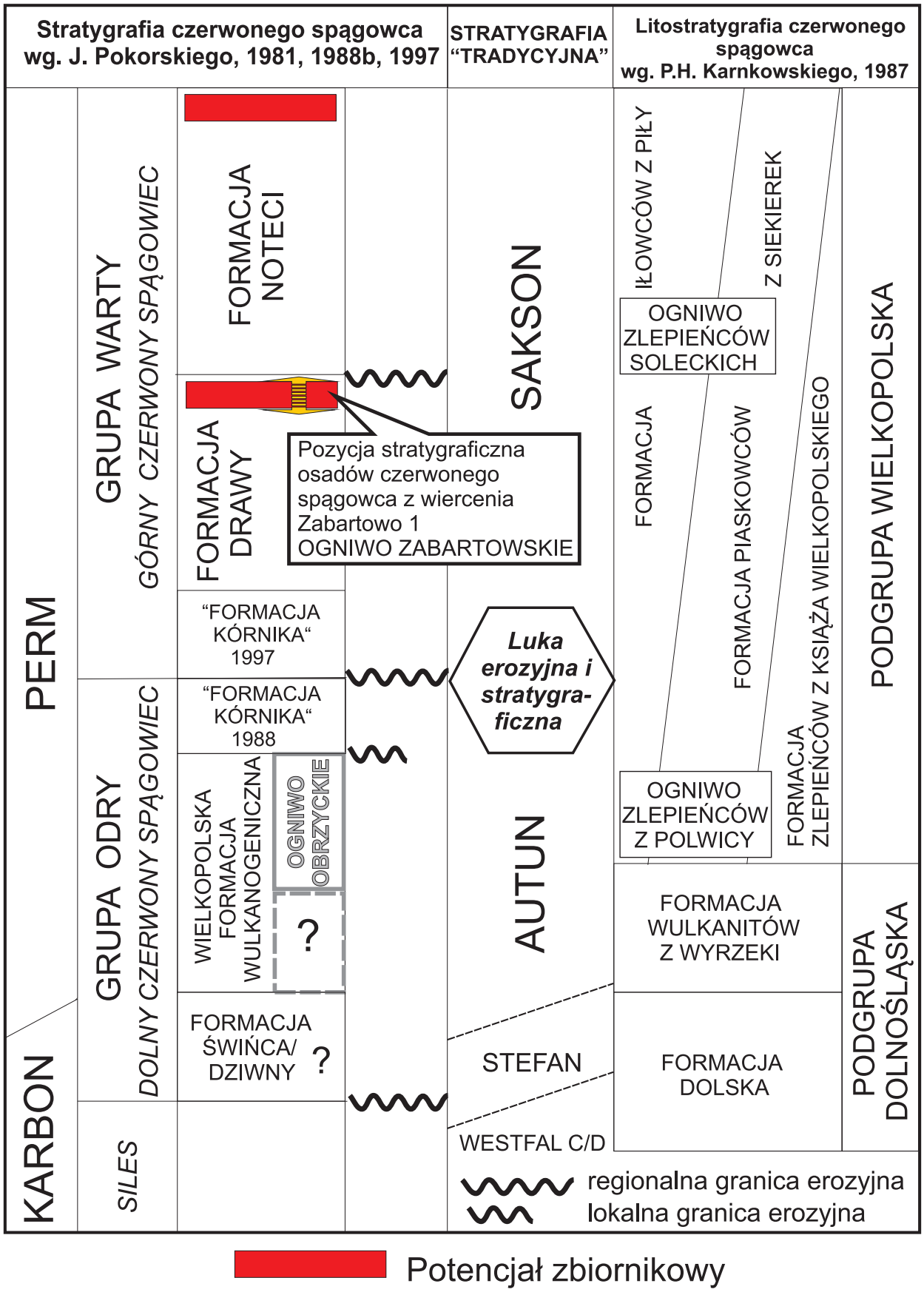


Fig. 2.8. Tabela stratygraficzna czerwonego spągowca wg Maliszewskiej i in. (2003), częściowo zmodyfikowana. Zaznaczone są horyzonty piaskowców o potencjale zbiornikowym w stropie formacji Noteci, uszczelnione ewaporatami cechsztynu, i w erozyjnym stropie formacji Drawy (ogniwo Zabartowskie), uszczelnione osadami klastycznymi spągu formacji Noteci

rając się na mapie geologiczno-strukturalnej Lecha (2013) przyjmujemy, że obszar przetargowy „Chełmno" zlokalizowany jest w rejonie podpermskich wychodni dewonu. Jedynie na skraju północno-wschodnim obszaru „Chełmno" mogą występować osady syluru, a na skraju południowo-zachodnim osady karbonu dolnego. Taka budowa podłoża podpermskiego na obszarze „Chełmno" jest wysoce prawdopodobna, pomimo oparcia się tylko na interpolacji danych z sąsiednich otworów (Fig. 2.9).

Ostatnie wiercenia wykonane przez przemysł naftowy (FX Energy/Orlen Upstream) zlokalizowane na południowy wschód od obszaru „Chełmno" pokazują jednak, że model

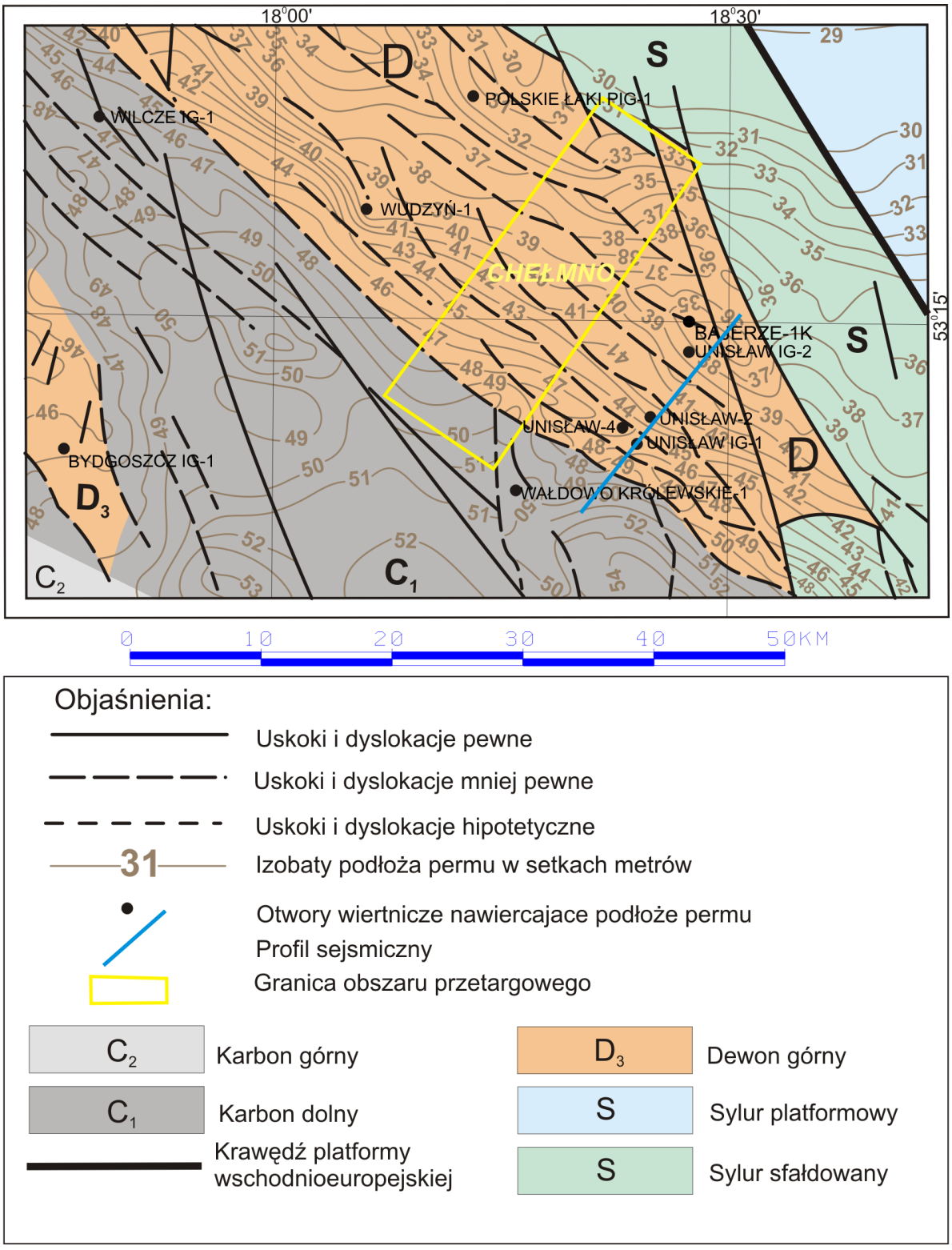


Fig. 2.9. Mapa geologiczno-strukturalna obszaru przetargowego „Chełmno" (wg Lecha, 2001, 2013). Żółty poligon – granice obszaru przetargowego, niebieska linia – profil sejsmiczny z Fig. 2.22.

ten powinien ulec pewnym modyfikacjom. Podpermska powierzchnia strukturalna na obszarze „Chełmno” zapada na południowy zachód, od 3100 m na północnym wschodzie do 5000 m na południowym zachodzie. Dotychczasowe rozpoznanie budowy geologicznej opiera się jednak na danych z niżej zestawionych wierceń (Tab. 2.1).

W rejonie obszaru „Chełmno” w stropie formacji Noteci występują osady plai, plai marginalnej i fluwialne. Obszar „Chełmno” jest prawdopodobnie całkowicie zdominowany przez osady fluwialne z udziałem osadów plai marginalnej (Fig. 2.10). Nie jest wykluczone, że znajduje się tam oś jednego z systemów drenażu fluwialnego rozwiniętych wzdłuż krawędzi basenu czerwonego spągowca.

Interesujące jest występowanie osadów bardziej gruboklastycznych (zlepieńców) w wierceniach Wilcze IG 1 i Wilcze 2, występujących w kolejnej strefie drenażu fluwialnego położonej na północny zachód od obszaru „Chełmno”.

Piaskowce koryt fluwialnych i ilasto-mułowcowe osady plai występują naprzemianlegle w strefie lokalizacji wierceń Unisław, czego przykładem jest profil wiercenia Unisław IG 1 (Buniak i in., 1999). Są to w przewadze piaskowce drobnoziarniste o dobrych lub średnich własnościach zbiornikowych, interpretowane jako powstałe w systemie fluwialnych koryt rozprowadzających w strefie przejściowej do osadów plai (Fig. 2.12). Charakterystyczny jest prawie całkowity brak osadów bardziej gruboklastycznych, które jednak mogą występować w rejonie obszaru „Chełmno”, gdzie być może znajduje się oś systemu drenażu fluwialnego.

Na obszarze „Chełmno” najprawdopodobniej brak jest osadów formacji Drawy, które występują w rejonie wierceń Wilcze IG 1 i Wilcze 2, gdzie mają niewielką miąższość (Fig. 2.11). Gdyby jednak zostały nawiercone, to być może byłyby to również piaskowce zabartowskie.

Profil czerwonego spągowca w wierceniu Unisław IG 1 (Fig. 2.12) może odzwierciedlać z pewnym prawdopodobieństwem profil osadów na obszarze „Chełmno” oraz reprezentować podobne środowiska sedymentacji. Podobny profil czerwonego spągowca z wiercenia Wałdowo Królewskie 1 został zamieszczony w publikacji Buniaka i in. (1999).

Piaskowce w profilu Unisław IG 1 mają słabą porowatość, nieprzekraczającą 3%. Objawy węglowodorów były obserwowane w rejonie wierceń Unisław IG 1. W osadach czerwonego spągowca na głębokości 4545 – 4561m obserwowano zgazowanie płuczki gazem palnym (53% CH_4, 4,2% C_2H_6; rozszerzone dane znajdują się w rozdziale 5).

Wyniki badań petrograficznych i petrofizycznych utworów czerwonego spągowca na obszarze przetargowym „Chełmno”

Wyniki badań petrograficznych dotyczące obszaru przetargowego „Chełmno” można uzyskać z licznych publikacji (Maliszewska, 1997; Maliszewska i in., 1998, 2016; Buniak i in., 1999; Kuberska, 1999a, b, c, 2001, 2004; Maliszewska i Kuberska, 2008, 2009) oraz z dokumentacji wynikowych sporządzonych dla otworów wiertniczych: Unisław IG 1, Unisław IG 2, Unisław 2, Unisław 4, Wałdowo Królewskie 1, Wudzyń 1, Polskie Łąki PIG 1. Charakterystykę utworów czerwonego spągowca na wymienionym obszarze oparto głównie na analizie osadów z otworów wiertniczych: Unisław IG 1, Unisław IG 2, Unisław 4, Wałdowo Królewskie 1.

Opis petrograficzny skał

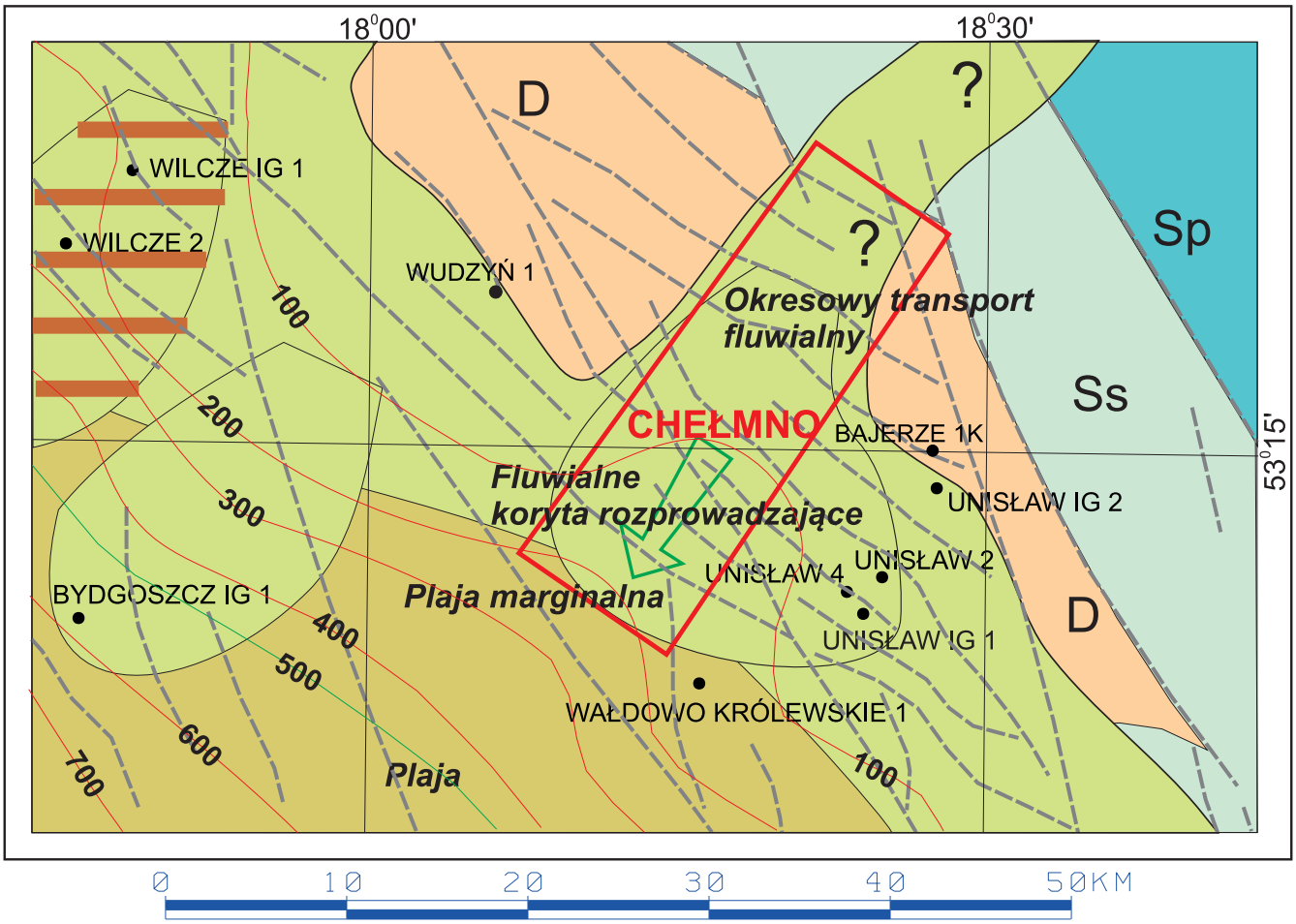
Wyróżniono tu następujące litofacje: brekcjową, zlepieńcową, piaskowcową i mułowcowo – iłowcową.

Brekcje zostały opisane z otworu Unisław IG 2, gdzie materiał okruchowy stanowią fragmenty dolosparytów i dolomikrytów, sporadycznie kalcybiosparytów i skał ilastych. Określono je jako brekcje węglanowe.

Zlepieńce występują w postaci wkładek w obrębie osadów piaskowcowych. Są to skały średniookruchowe, barwy różowoszarej. Zawierają około 60% obj. frakcji psefitowej złożonej z okruchów piaskowców, skał węglanowych, mułowców ilastych i węglanowych, iłowców żelazistych, kwaśnych skał wylewnych, granitoidów, łupków krystalicznych i kwarcu polikrystalicznego (4% obj.) oraz pojedynczych okruchów skał krzemionkowych. Frakcja psamitowa stanowi masę wypełnia-

Tab. 2.1. Zestawienie miąższości utworów paleozoiku w wierceniach sąsiadujących z obszarem przetargowym „Chełmno” (dane z CBDG 2017)

Nazwa otworu	Rok wiercenia	Strop Pcs [m]	Końcowa głębokość [m] i stratygrafia w spągu	Miąższość [m]				
				Ca2	Pcs	Karbon	Dewon	Ordowik
Unisław IG 1	1982	4542,6	5 355,0 dewon (żywet)	11,5	53,4	–	>759,0	
Unisław IG 2	1986	3887,0	5120,0 dewon	37,0	14,5	–	>1218,5	
Unisław 2	1984	4336,0	4985,0 dewon	20,0	36,0	–	>613,0	
Unisław 4	1990	4660,0	4790,0 dewon	27,0	80,5	–	>49,5	
Wałdowo Królewskie 1	1991	4960,0	5433,0 dewon górny	–	165,0	260,0	>48,0	
Wudzyń 1	1972	4076,0	4198,0 dewon	12,0	7,0	–	>115,0	
Polskie Łąki PIG 1	1990	–	4427,0 ordowik	25,0	–	–	1058,5	>129,5
Wilcze IG 1	1985	4622,5	5027,0 karbon	41,0	149,5	>255,0		
Wilcze 2	1989	4704,4	4950,0 Pcs	1,0	>232,0			
Bydgoszcz IG 1	1989	4255,0	5616,0 sylur	? uskok	540,0	–	778,0	>43 (sylur)



piaskowce i mułowce marginalnej plai-jeziora oraz fluwialne w systemie koryt rozprowadzających

mułowce i piaskowce plai-jeziora

aluwialne piaskowce i zlepieńce

obszary źródłowe pozbawione ciągłej pokrywy osadowej utworów czerwonego spągowca

uskoki uproszczone w oparciu o analizę map sejsmiki 2D i mapę geologiczno-strukturalną podłoża permu Pomorza (wg Lech, 2001, PGNiG, Piła)

100 izolinie miąższości osadów czerwonego i białego spągowca

otwory nawiercające bądź przewiercające osady czerwonego spągowca

D - dewon
Sp - sylur platformowy
Ss - sylur sfałdowany

Utwory starszego podłoża wg Mapa geologiczno-strukturalna podłoża permu Pomorza. Lech, 2001, PGNiG, Piła.

Fig. 2.10. Szkic geologiczny występowania piaskowców fluwialnych oraz mułowcowo-piaskowcowych osadów plai w stropie utworów formacji Noteci (górna część górnego czerwonego spągowca)(Opracował H. Kiersnowski, na potrzeby pakietu przetargowego „Chełmno")

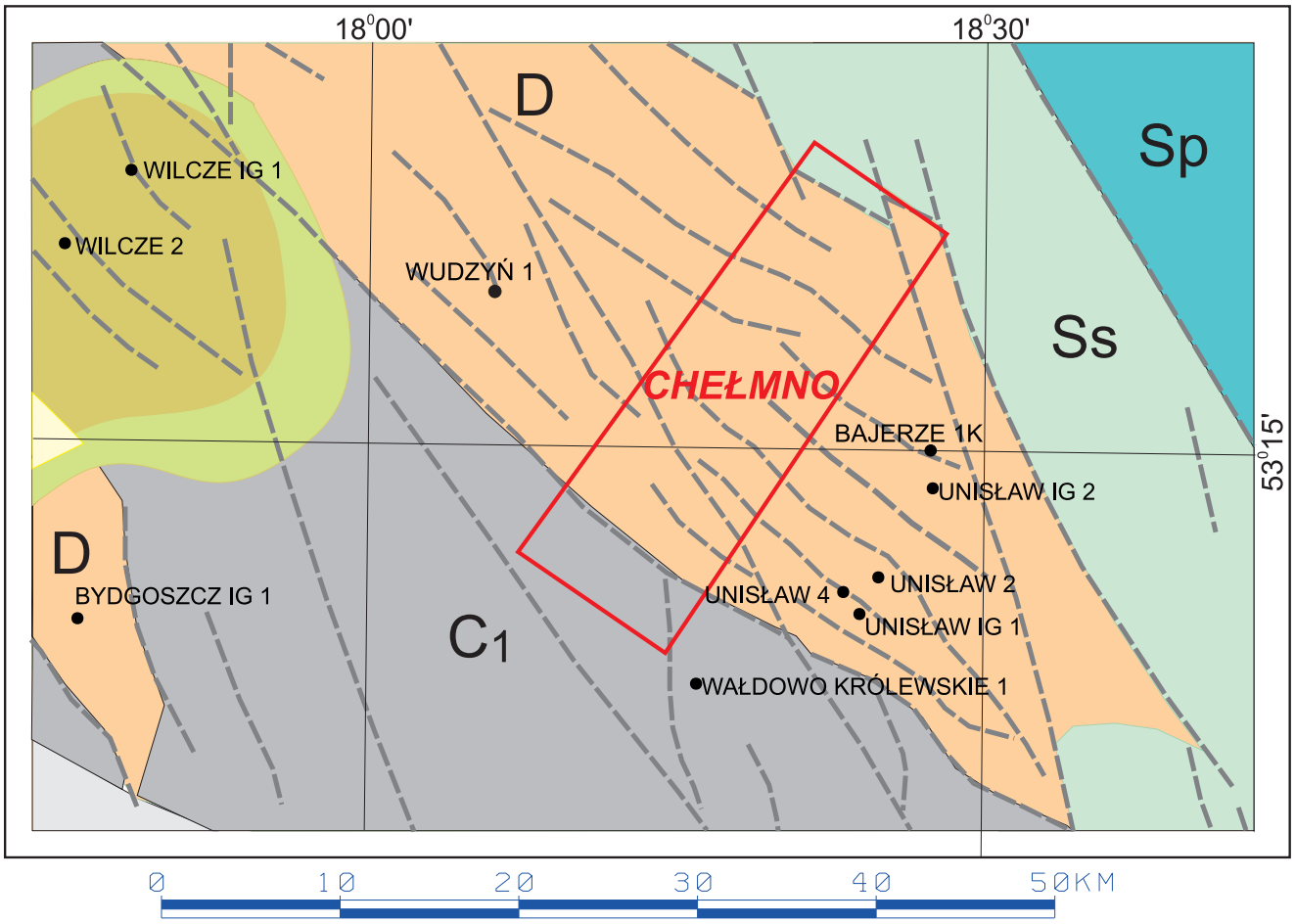


Fig. 2.11. Szkic geologiczny występowania utworów formacji Drawy (dolna część górnego czerwonego spągowca) (Opracował H. Kiersnowski, na potrzeby pakietu przetargowego „Chełmno”)

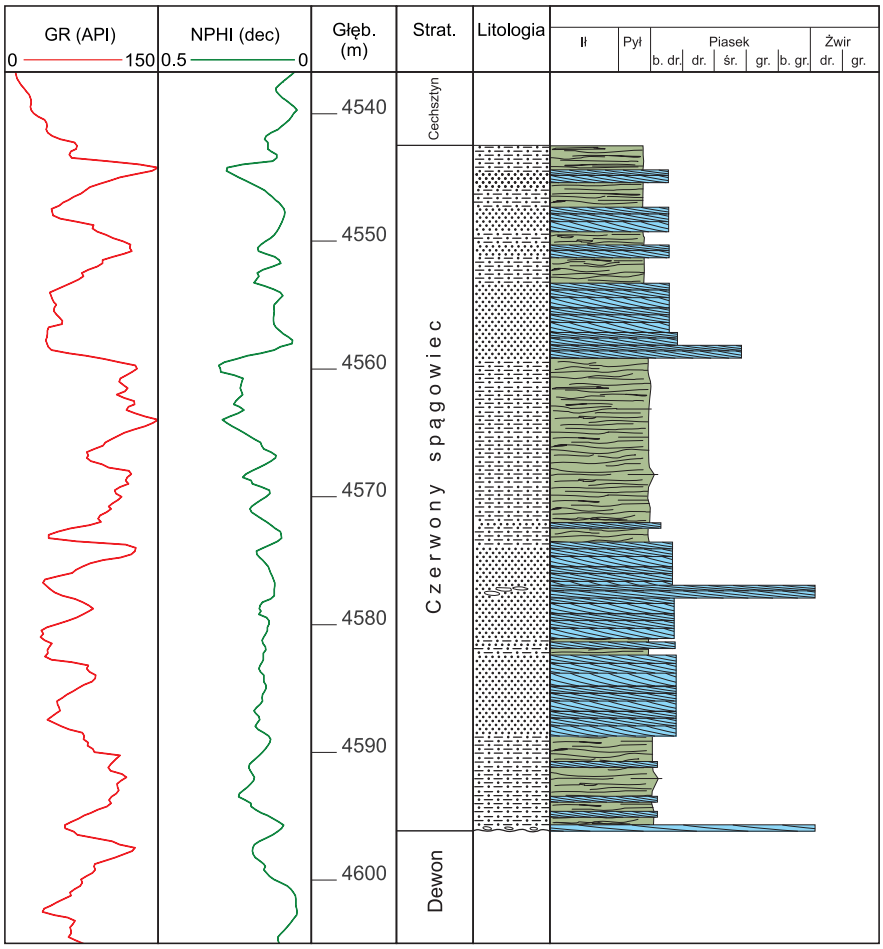


Fig. 2.12. Profil litologiczny czerwonego spągowca w wierceniu Unisław IG 1 (Buniak i in., 1999). Kolorem oliwkowym zaznaczone są mułowce i piaskowce drobnoziarniste środowiska depozycyjnego plai. Kolorem niebieskim piaskowce koryt fluwialnych. Krzywa GR (Gamma Ray) przeliczona jest na jednostki API (American Petroleum Institute). Krzywa NPHI (dec) - Neutron Porosity Hydrogen Index (skala w jednostkach dziesiętnych) przedstawia zmiany porowatości

jącą i odpowiada składem piaskowcowi średnio- i gruboziarnistemu, a jej skład to: półobtoczone ziarna kwarcu mono- i polikrystalicznego, skalenie, litoklasty, podobne do opisywanych we frakcji psefitowej. Materiał detrytyczny zlepieńca scementowany jest spoiwem ilasto-żelazistym bądź węglanowym. Występuje również anhydryt. Składniki spoiwa rozmieszczone są nierównomiernie. Zlepieńce wykazują miejscami znaczną porowatość.

Piaskowce charakteryzują się barwą szarą, szaroseledynową i szaroczerwoną. Są to skały drobno- i średnioziarniste, miejscami gruboziarniste i zlepieńcowate (Unisław IG 1, IG 2, Wudzyń 1). Z uwagi na skład mineralny piaskowców oraz rodzaj spoiwa wyróżniono arenity i waki sublityczne, lityczne, subarkozowe. W nazewnictwie przyjęto klasyfikację Pettijohna i in. (1972). Głównymi składnikami materiału detrytycznego w piaskowcach są kwarc mono- i polikrystaliczny, występujące w postaci ziaren półobtoczonych, sporadycznie nieobtoczonych. Ziarna kwarcu polikrystalicznego mogą być w części fragmentami kwarcowych łupków krystalicznych bądź kwarcytów. Skalenie (mikroklin, ortoklaz, plagioklazy szeregu albit – oligoklaz) występują w postaci ziaren ostrokrawędzistych, najczęściej o pokroju tabliczkowym. Ziarna skaleni są częściowo skarbonatyzowane lub zserycytyzowane. Wśród litoklastów najliczniej występują okruchy starszych skał osadowych. Są to fragmenty wapieni i dolomitów sparytowych, częste bio- i oosparyty, mikrosparyty, a także okruchy skrzemionkowanych wapieni. Występują również okruchy mułowców węglanowych, piaskowców mułowcowych oraz piaskowców typu arenitów kwarcowych i sublitycznych. Poza tym występują pojedyncze fragmenty skał metamorficznych, wylewnych i głębinowych. Oprócz wymienionych głównych składników w piaskowcach występują łyszczyki (muskowit) oraz akcesorycznie – cyrkon.

Wśród głównych składników spoiw wyróżniono: tlenki i wodorotlenki żelaza, allo- i autigeniczne minerały ilaste, węglany, siarczany, kwarc i skaleń autigeniczny. Tlenki i wodorotlenki żelaza są w opisywanych piaskowcach powszechne i nadają im charakterystyczną czerwonawą barwę. Występują najczęściej w postaci rozproszonego pigmentu, czasami w postaci krystalicznego hematytu. Rozproszony pigment żelazisty wraz z allogenicznymi minerałami ilastymi wchodzą w skład spoiwa typu matriks i często tworzą obwódki na ziarnach detrytycznych. W grupie autigenicznych minerałów ilastych wyróżniono Fe/Mg i Mg/Fe chloryty, illit, sporadycznie kaolinit. Obecność i rodzaj minerałów ilastych w piaskowcach oraz mułowcach i iłowcach potwierdzają analizy rentgenowskie (Tab. 2.2). Chloryty występują w postaci obwódek na ziarnach detrytycznych (Fig. 2.13) lub wypełniają przestrzenie porowe.

Chloryty tworzące obwódki mogą hamować kompakcję mechaniczną w osadzie (Rochewicz, 1980), a także po-

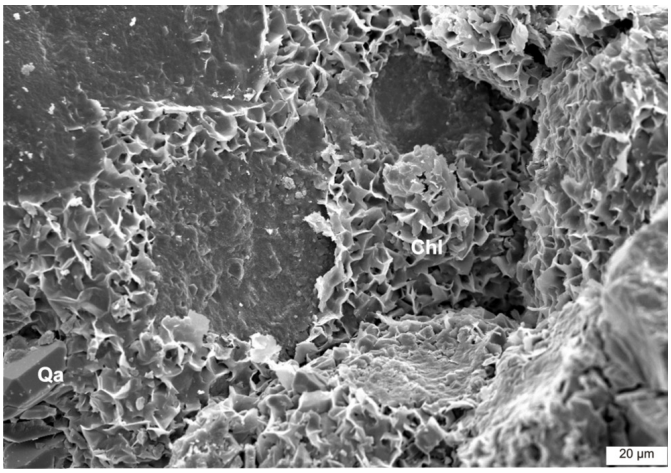


Fig. 2.13. Obwódki chlorytowe (Chl) otaczające ziarna detrytyczne; widoczne drobne kryształy kwarcu autigenicznego (Qa); otwór wiertniczy Unisław IG 1, głęb. 4587,5 m; obraz z mikroskopu elektronowego (kolekcja M. Kuberska)

wstrzymują późniejszą cementację - na przykład kwarcem autigenicznym (Hancock, 1978). W przestrzeniach porowych chloryty tworzą także formy wachlarzowe (Kuberska, 2004), a stosunek Fe/Mg w ich składzie pozostaje jak 2:1. Należą one do cementów powstałych w późniejszych etapach diagenezy, w temperaturach 90–120°C (Aagaard i in., 2000). Osobniki autigenicznego illitu występują w postaci wypustek, ograniczając przestrzeń porową.

Najpospolitszymi minerałami węglanowymi są kalcyt i dolomit. Wyróżniono (Kuberska, 2004) Mn-kalcyt, najbardziej rozpowszechniony i wykazujący w CL żółtą lub żółtopomarańczową luminescencję dzięki zawartości manganu w sieci krystalicznej. Mógł on krystalizować w temperaturach niskich, maksymalnie do około 35°C (Kuberska, 2004). Oprócz Mn-kalcytu zidentyfikowano także kalcyt nieświecący w CL (Fig. 2.14), w swoim składzie chemicznym wykazujący obecność tylko wapnia, tlenu i węgla.

Określono go jako kalcyt „czysty”. Współwystępuje on w spoiwie z Mn-kalcytem i tworzy subhedralne formy. Dolomit miejscami tworzy romboedry, częściej jednak notuje się ziarna anhedralne. W badaniach katodoluminescencyjnych dolomit wykazuje świecenie w barwach od czerwono-brunatnych do czarnej. Krystalizacja dolomitu mogła zachodzić w temperaturach 65–70°C (Kuberska, 2004). Siarczany reprezentowane są przez anhydryt, sporadycznie gips. Przyjmuje się, że anhydryt mógł się tworzyć z wód o charakterze kontynentalno-morskim (Kuberska, 2004) w późniejszych etapach diagenezy. Spoiwo kwarcowe występuje powszechnie w niewielkich ilościach. Kwarc autigeniczny tworzy obwódki regeneracyjne na ziarnach detrytycznych lub pojedyncze, euhedralne kryształy (Fig. 2.13).

Mułowce i iłowce reprezentowane są przez osady o strukturze aleurytowej, pelitowej, aleurytowo-pelitowej, aleurytowo-psamitowej. Występują powszechnie w postaci przewarstwień lub wkładek w obrębie piaskowców, rzadko jako odrębne (miąższe) serie. W skałach tych obserwuje się laminację równoległą, często warstwowanie przekątne lub soczewkowe. Lokalnie występują struktury utworzone wskutek zaburzeń gęstościowych. Tekstura kierunkowa zaznaczona jest przeważnie ułożeniem minerałów łyszczykowych. Głównym składnikiem mułowców jest kwarc, podrzędnie występują ziarna skaleni lub okruchy skał – najczęściej osadowych. Głównymi składnikami masy ilastej tych skał są illit i chloryt (Tab. 2.2). Podrzędnie występuje muskowit i mułek kwarcowy.

Tab. 2.2. Wyniki badań rentgenostrukturalnych minerałów ilastych z wybranych próbek skalnych

Otwór wiertniczy	Głębokość [m]	Nazwa skały	Illit Il	Chloryt Chl	Kaolinit Kl	Gips Gi
Unisław IG 1	4553,4	ar sl	++	+++	-	-
	4577,4	ic p-ty	++	++	-	-
Unisław 4	4662,5	ar sa	++	++	+	+++
	4679,5	mc p-ty	+	++	śl	-
	4696,6	ar sa	++	+++	-	-
	4702,1	wa sa	-	++	śl	-

Objaśnienia symboli: ar – arenit, sl – sublityczny, sa – subarkozowy, wa – waka, ic – iłowiec, mc – mułowiec, p-ty – piaszczysty; +++ – znaczny, ++ – średni, + – niewielki udział zidentyfikowanych minerałów, śl – śladowe wystąpienia

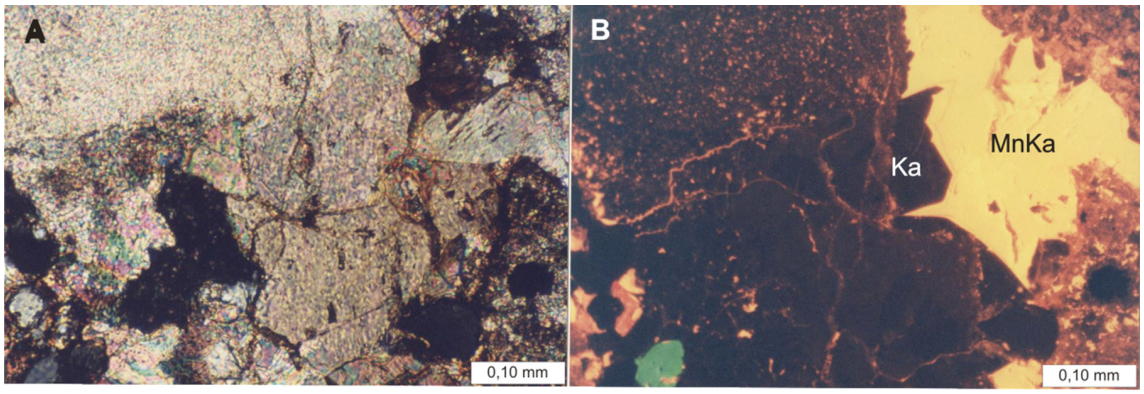


Fig. 2.14. A. Spoiwo kalcytowe w piaskowcu zlepieńcowatym; otwór wiertniczy Wudzyń 1, głęb. 4079,4 m; obraz z mikroskopu polaryzacyjnego, nikole skrzyżowane. **B.** Obraz w CL fragmentu piaskowca z fot. A; Ka – czysty kalcyt, MnKa – Mn-kalcyt (kolekcja M. Kuberska)

Charakterystyka właściwości petrofizycznych wybranych piaskowców

Laboratoryjnie oznaczone wielkości współczynnika porowatości wynoszą od 1,32 do 16,64% (Tab. 2.3). Jest to porowatość efektywna, wyrażona stosunkiem objętości porów otwartych do całkowitej objętości próbki.

Przestrzeń porowa w badanych próbkach zdominowana jest przez makropory. Porowatość pierwotna w analizowanych piaskowcach zauważana jest rzadko, częściej natomiast obserwuje się porowatość wtórną, powstałą na skutek przeobrażania i rozpuszczania diagenetycznego. Efektem jest notowana porowatość między- i śródziarnowa oraz międzykrystaliczna.

Tab. 2.3. Wyniki oznaczeń porowatości (Po) i przepuszczalności (Pp) wybranych próbek skalnych (Kuberska, 2004);

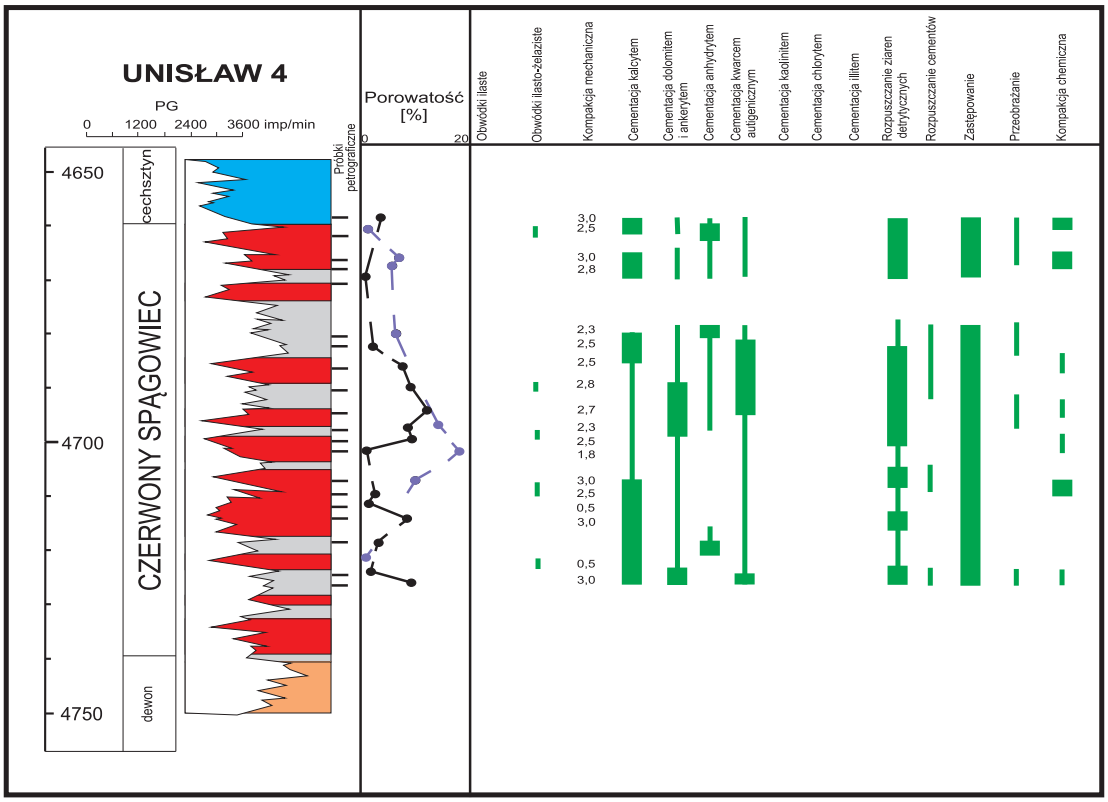
Otwór wiertniczy	Głębokość [m]	Nazwa skały	Po [%]	Pp [mD]
Unisław IG 1	4551,8	ar sl	6,85	<0,1
	4553,4	ar sl	5,39	<0,1
	4554,5	ar sl	7,88	0,1
	4555,5	ar sl	9,63	4,2
	4557,2	ar sa	5,60	<0,1
	4561,5	ar sl	5,58	<0,1
	4562,8	ar sl	12,21	0,33
	4565,5	ar sl	6,04	n.o.
	4583,5	ar sl	16,64	4,5
Unisław 4	4659,8	ar sl	2,84	n.o.
	4668,7	ar sa	8,70	1,51
	4680,7	ar sa	5,28	<0,1
	4687,4	ar sa	4,99	<0,1
	4695,2	ar sa	9,72	6,79
	4701,0	ar sa	15,43	48,87
	4709,6	ar sa	9,68	<0,1
	4720,6	ar a	1,32	<0,1

Objaśnienia: ar – arenit, sl, sa, a – sublityczny, subarkozowy, arkozowy; n.o. – nie oznaczono.

Procesy diagenetyczne i etapy rozwoju diagenezy

Główne procesy diagenetyczne zachodzące w osadach to: kompakcja mechaniczna i chemiczna, cementacja, zastępowanie, rozpuszczanie i przeobrażanie niestabilnych składników mineralnych. W badanych osadach wyodrębniono eo- i mezodiagenezę (Choquette i Pray, 1970). Zasięg procesów diagenetycznych oraz wartości porowatości przedstawiono na tle przykładowego profilu (Fig. 2.15).

Najdłużej działającym procesem była kompakcja mechaniczna, powodująca między innymi wzrost upakowania materiału detrytycznego. Widocznym skutkiem działania tego procesu jest obecność kontaktów prostych i punktowych. Natomiast skutkami działania kompakcji chemicznej są obserwowane kontakty wklęsło-wypukłe. Powstawanie autigenicznych obwódek ilastych, ilasto-żelazistych i kwarcowych zalicza się do procesów cementacyjnych, mających początek we wcześniejszych stadiach diagenezy. Oprócz cementów obwódko-



OBJAŚNIENIA

PERM - CECHSZTYN
osady klastyczne

PERM - CZERWONY SPĄGOWIEC
piaskowce fluwialne: osady korytowe różnej rangi

osady fluwialne w facjach pozakorytowych i plai

DEWON

intensywne
słabo zauważalne
} efekty procesów diagenetycznych zaobserwowane w płytkach cienkich

2,5 kompakcja mechaniczna wyrażona stosunkiem maksymalnej do najczęstszej średnicy ziarna kwarcu, pomierzonej w płytce cienkiej

wartości porowatości oznaczone laboratoryjnie dla potrzeb niniejszego opracowania

wartości porowatości oznaczone mikroskopowo

Profil litologiczny wg H. Kiersnowskiego

Fig. 2.15. Zasięg procesów diagenetycznych oraz wartości porowatości w profilu skał czerwonego spągowca z otworu wiertniczego Unisław 4

wych tworzyły się wczesne cementy węglanowe. Wczesny anhydryt mógł być efektem dehydratacji gipsu (Glennie i in., 1978). Wody porowe, głównie pochodzenia meteorycznego, zainicjowały proces rozpuszczania ziaren detrytycznych. Efekty tego procesu obserwowano powszechnie w odmianach arkozowych i sublitycznych piaskowców. Na przełomie cechsztynu i pstrego piaskowca (Kuberska, 2011), rozpoczął się drugi, najdłuższy etap w historii diagenezy – mezodiageneza. Mogły się wtedy tworzyć cementy węglanowe oraz ilaste (chlorytowe, illitowe). Roztwory pochodzące z nadległych serii cechsztynu mogły być źródłem dla krystalizacji późniejszych generacji anhydrytu, kalcytu oraz dolomitu. Z procesem cementacji wiąże się zastępowanie diagenetyczne. Przeobrażanie diagenetyczne odnosi się głównie do przemian skaleni, łyszczyków i litoklastów, w efekcie czego powstały: illit i chloryty.

Opisywane procesy z różną intensywnością wpływały na utrzymanie pierwotnej lub tworzenie wtórnej porowatości w osadzie. Wtórna porowatość najłatwiej tworzyła się w odmianach arkozowych, gdzie duże znaczenie miało rozpuszczanie diagenetyczne. Na ograniczenie porowatości pierwotnej wpływ miały rozwinięte silnie procesy cementacji i zastępowania diagenetycznego, a także kompakcja.

2.2.5. PERM – CECHSZTYN

Rozprzestrzenienie i miąższość

Obszar przetargowy „Chełmno" obejmuje fragment basenu cechsztyńskiego występujący w skrajnie SE części niecki pomorskiej, na pograniczu z wałem środkowopolskim, paleogeograficznie na izolowanej platformie Unisławia istniejącej w dolomicie głównym (Ca2; Wagner, 2012). Cechsztyn na obszarze „Chełmno" jest nierozpoznany wiertniczo, za to posiada regionalne zdjęcie sejsmiczne, lokalnie zagęszczone. Cała izolowana platforma Ca2 Unisławia jest dość dobrze rozpoznana wiertniczo tylko w SE części. Wykonano tam 6 otworów wiertniczych: Unisław IG 1, Unisław IG 2, Unisław 2, Unisław 4 i w ostatnich latach 2 otwory w lokalizacji Bajerze 1K (Fig. 2.16). Z najnowszych otworów Bajerze (wykonanych przez Orlen Upstream) brak jest publicznie dostępnych informacji geologicznych. W NW części platformy Unisławia wykonano otwór wiertniczy Polskie Łąki PIG 1 (Wagner, 2007).

Z informacji wiertniczych i sejsmicznych wyłania się bardzo skomplikowany obraz budowy geologicznej, silnie zaburzonej licznymi uskokami normalnymi i odwróconymi i tektoniką salinarną. Opracowanie jest sporządzone na podstawie danych geologicznych z obszarów przyległych.

- Polskie Łąki PIG 1: 2767,0–3239,0 m p.p.t.
- Unisław IG 1: 3665,50–4542,50 m p.p.t.
- Unisław IG 2: 3566,00–3887,00 m p.p.t.
- Unisław 2: 3774,00–4336,00 m p.p.t.
- Unisław 4: dane stratygraficzne są własnością inwestora

Miąższość utworów cechsztynu wynosi od 321 do 877 m.

Litologia i stratygrafia

Cechsztyn jest na omawianym obszarze rozwinięty w litofacji salinarnej, zawierający w profilu stratygraficznym trzy kompletne cyklotemy salinarne; **PZ1, PZ2, PZ3**. W Polskich Łąkach PIG 1 brak jest cyklotemu PZ4 w facji salinarnej, występuje tu terygeniczna **formacja rewalska**. W pozostałych trzech profilach z Unisławia cyklotem PZ4 jest zredukowany do najstarszego subcyklotemu PZ4a, a jedynie w Unisławiu 2 występują dwa subcyklotemy **PZ4a** i **PZ4b** (Wagner, 2018 w druku).

U podstawy cyklotemów PZ1, PZ2 i PZ3 występują poziomy skał węglanowych: **Wapień cechsztyński** (Ca1), **dolomit główny** (Ca2) i **dolomit płytowy** (Ca3). Wapień cechsztyński jest wykształcony w facji basenowej; miąższość utworów nie przekracza 10 m. Najbardziej zróżnicowany miąższościowo i facjalnie jest Ca2, który opisano szczegółowo w dalszej części opracowania. Ca3 wykształcony jest jako małej miąższości (poniżej 5 m) skały węglanowe, silnie zailone madstony, typowe dla litofacji basenowej cyklotemu PZ3. Zarówno Ca1, jak i Ca2 są potencjalnymi skałami uwzględnianymi w systemie naftowym jako skały macierzyste i zbiornikowe. Ich charakterystyka (macierzystości oraz potencjału zbiornikowego) opisana jest w rozdziale 3 – System naftowy.

Wszystkie cyklotemy zawierają sole kamienne o różnych miąższościach, z wyjątkiem cyklotemu PZ1. W cyklotemie PZ1 w serii ewaporatowej dominują anhydryty tworzące charakterystyczne struktury sedymentacyjne, tzw. wały anhydrytowe. Brak jest najstarszej soli kamiennej (Na1) lub ma ona minimalne miąższości rzędu kilku metrów. Jedynie w Unisławiu 4 Na1 ma 87 m miąższości. Starsze sole kamienne (Na2) cyklotemu PZ2 w wierceniach o nazwie Unisław mają bardzo małe miąższości rzędu kilku - kilkunastu metrów lub w ogóle ich brak. Małe miąższości Na2 wynikają głównie z zaburzeń halotektonicznych - wyciśnięć soli. Młodsze sole kamienne (Na3) są często pogrubione tektonicznie, np. W Unisławiu IG 1 - 592 m, lub są wytrącone z profilu uskokiem, np. Unisław IG 2. Pierwotna miąższość tych soli wynosiła zapewne około 250 m.

Jak wspomniano wyżej, sole kamienne są silnie zaburzone tektonicznie. Tworzą poduszki solne zbudowane z soli kamiennych starszych (Na2) i młodszych (Na3). Sole starsze, jako bardziej labilne, prawdopodobnie o większych miąższościach pierwotnych, uległy wyciśnięciu i wymieszały się tektonicznie z solami młodszymi.

Wapień cechsztyński – wykształcenie mikrofacjalne i paleogeografia

Wapień cechsztyński (Ca1) jest poziomem skał węglanowych występujących u podstawy cechsztyńskiego cyklotemu PZ1. Skały węglanowe Ca1 powstały w rozległym basenie sedymentacyjnym ukształtowanym w wyniku transgresji morza cechsztyńskiego (Wagner, 1994).

Na Pomorzu Zachodnim, na pograniczu kratonu wschodnioeuropejskiego i platformy paleozoicznej, w strefie tektonicznej Teisseyre'a – Tornquista (strefa Koszalin-Chojnice), transgredujące morze napotkało odmłodzony relief powaryscyjski w postaci wypiętrzonych bloków tektonicznych podłoża cechsztynu o rozciągłości NW - SE. Na blokach tych powstał archipelag wysp i płycizn, tzw. wyspy pomorskie (Wagner, 1994). W ich otoczeniu rozwinął się system raf i bioherm węglanowych z płytkowodnym reżimem sedymentacji. Utworzenie tych struktur biogenicznych zawdzięczamy bogatemu zespołowi organizmów skałotwórczych takich jak sinice, glony, mszywioły, szkarłupnie ramienionogi i ślimaki, a także otwornice i małżoraczki. Strefa Koszalin-Chojnice odegrała ogromną rolę w rozwoju i ewolucji osadów cechsztynu na tym obszarze (Wagner, 1976, 1987, 1988, 1994).

Na SW od wysp pomorskich powstał szeroko rozprzestrzeniony basen morski tworzący strefę paleogeograficzną - również basenową. Na południowo-wschodnim krańcu strefy Koszalin-Chojnice rozpoczął się rozwój struktury Unisławia już w trakcie transgresji cechsztyńskiej. Morze cechsztynu wkroczyło na obszar ukształtowany przez procesy erozyjne

trwające przez dziesiątki milionów lat, od późnego karbonu do najpóźniejszego permu. W wyniku tych procesów zostały usunięte utwory karbonu i odsłanięte osady węglanowe dewonu, a pobliskim sąsiedztwie łupki sylurskie. W rejonie wierceń Unisław IG 1, IG 2, 2 i 4 i Polskie Łąki PIG 1 powstało paleostrukturalne wyniesienie zbudowane z bardziej odpornych na erozję skał węglanowych dewonu. Bezpośrednio przed transgresją morza cechsztyńskiego w wyniku silnego impulsu subsydencji termicznej (Wagner i in., 1980, Wagner, 1994, Dadlez R. i in., 1998) osadziły się niewielkiej miąższości (od kilkunastu do kilkudziesięciu metrów) osady górnego czerwonego spągowca. W Polskich Łąkach PIG 1 cechsztyn transgredował bezpośrednio na wapieniach dewonu.

Historia utworzenia się i ewolucji paleostruktury Unisławia w cechsztynie stanowi interesujący przykład rozwoju sedymentacji osadów cechsztynu na lokalnym wyniesieniu utworzonym w trakcie procesów erozyjno-tektonicznych pod koniec górnego czerwonego spągowca. Apogeum swojego rozwoju osiągnęła w czasie sedymentacji dolomitu głównego (Ca2), kiedy powstała w obrębie otwartego morza izolowana platforma węglanowa o charakterze rafowym z bujną fauną rozwijającą się w tym ekosystemie. Być może ta struktura osadowa była podobna do dzisiejszych atoli, ale to mogą rozstrzygnąć tylko dalsze badania (Wagner, 2018 w druku). Paleostruktura Unisławia przestała istnieć prawdopodobnie z początkiem nowej transgresji morskiej w cyklotemie PZ3, która spowodowała znaczne zmiany w całym basenie cechsztyńskim (Wagner, 1994).

W czasie transgresji cechsztyńskiej relief dna basenu był w znacznej mierze wyrównany. Osady Ca1, podścielone minimalnej miąższości łupkiem miedzionośnym (T1), mają małe miąższości. W rejonie wierceń Unisław nie przekracza ona 5 m, a w Polskich Łąkach PIG 1 wynosi nieco więcej - 8,0 m. Są to miąższości typowe dla równi basenowej wapienia cechsztyńskiego (Wagner, 1994). Równię basenową, tworzącą centralną część basenu Ca1, zajmowało płytkie morze mające dobrą wymianę wód z oceanem późnopermskim. Dno zbiornika było mało zróżnicowaną morfologicznie powierzchnią z niewielkimi, najczęściej rozległymi deniwelacjami. Relief ten był odziedziczony po górnym czerwonym spągowcu. Tylko lokalnie występowały wyniesienia związane z tektonicznie wypiętrzonymi blokami podłoża przedcechsztyńskiego. Miąższość osadów węglanowych jest mało zróżnicowana i zmienia się najczęściej w granicach 5-10 m. Profil basenowy Ca1 wykazuje wyraźną dwudzielność:

– **kompleks dolny**, mikrytowy, wykształcony jest w facji madstonów laminowanych i nielaminowanych i madstonów/wakstonów z nieliczną pokruszoną mikrofauną otwornicowo-małżoraczkową. Występuje tu miejscami liczna fauna ramienionogów, małżów, ślimaków i osobniczych koralowców;

– **kompleks górny** tworzą onkolity, w dolnej części przewarstwiające się z mikrytami, w górnej z kopułkami i kolumienkami stromatolitów i cienkimi warstewkami biolaminitów z wyraźnie zachowaną strukturą maty glonowej w partiach przystropowych profilów.

Taką charakterystyczną dwudzielność wykazują profile Ca1 na paleostrukturze Unisławia, z tą różnicą, że występuje tu obfita makrofauna mszywiołów, rzadziej koralowców, szkarłupni, ślimaków, ramienionogów i małżów w całych profilach, nawet w łupkach miedzionośnych (Wagner, 2018 w druku). Występowanie tej płytkowodnej fauny w profilach równi basenowej świadczy jednoznacznie, że była ona napławiona z pobliskich bioherm, rozwiniętych na pobliskich lokalnych paleowyniesieniach. Jest też prawdopodobne, że mogły się rozwinąć większe struktury biogeniczne w postaci niewielkich raf.

Z analizy wierceń sąsiadujących z obszarem przetargowym „Chełmno” i z ogólnego rozpoznania regionalnego wynika, że utwory wapienia cechsztyńskiego na obszarze „Chełmno” będą najprawdopodobniej wykształcone w litofacji typowej dla równi basenowej, czyli będą małej miąższości, z bardzo słabymi własnościami zbiornikowymi. Sytuacja ta może się diametralnie zmienić, jeżeli na obszarze przetargowym znalezione zostaną biohermy lub rafy wapienia cechsztyńskiego, charakteryzujące się dobrymi własnościami zbiornikowymi, co nie jest wykluczone. Szczegółowe rozważania dotyczące potencjału zbiornikowego wapienia cechsztyńskiego znajdują się w rozdziale 3: System naftowy.

Dolomit Główny (Ca2) – wykształcenie mikrofacjalne i paleogeografia

Dolomit główny (Ca2) jest poziomem skał węglanowych występujących u podstawy cechsztyńskiego cyklotemu PZ2 (Wagner, 1994). Dolomit główny powstał w wyniku ingresji świeżych wód morskich, która przerwała sedymentację ewaporatów PZ1 i spowodowała nawrót sedymentacji węglanowej (Wagner, 1994; Wagner i Peryt, 1998). Basen dolomitu głównego był morzem śródlądowym, o ograniczonym połączeniu z późnopermskim oceanem. W dolomicie głównym występują jednocześnie skały macierzyste i zbiornikowe (Kotarba i Wagner, 2007) dla węglowodorów. Liczne złoża ropy naftowej, gazu ziemnego lub mieszane odkryte w dolomicie głównym czynią z tego poziomu jeden z głównych obiektów poszukiwań złóż węglowodorów na Niżu Polskim. Tworzy on zamknięty system hydrodynamiczny, izolowany od góry i dołu seriami ewaporatów i stanowi znakomity przykład rozwoju ewaporatowej formacji ropo-gazonośnej.

Sedymentacja osadów dolomitu głównego miała ogólnie charakter transgresywno-regresywny, ale w poszczególnych częściach basenu model ten ulegał istotnym zmianom i należy go rozpatrywać oddzielnie, w zależności od paleogeografii. Paleogeografia dolomitu głównego była ściśle powiązana z podłożem, czyli utworami anhydrytu górnego cyklotemu PZ1. Platformy anhydrytowe PZ1 decydowały o szerokości i nachyleniu stoków platform węglanowych dolomitu głównego. Strefa basenowa cyklu PZ1 kontynuowała się także w poziomie dolomitu głównego. W obrazie paleogeograficznym dolomitu głównego wyróżniają się trzy zasadnicze strefy (Wagner, 1994, 2012), którym odpowiadają odrębne systemy depozycyjne:

- równia basenowa,
- stoki platform węglanowych,
- platformy węglanowe.

Przestrzenny układ systemów depozycyjnych wraz z ich zróżnicowaniem oraz paleomiąższościami przedstawiono na mapach paleogeograficznych dolomitu głównego (Wagner, 1988, 1994, 2012; Wagner i in., 2000).

Obszar przetargowy „Chełmno” położony jest w środkowej części izolowanej platformy węglanowej Unisławia (Fig. 2.16), o ile są zasadne hipotezy o przedłużeniu tej struktury paleogeograficznej ku NE, do rejonu otworu Polskie Łąki PIG 1. Mogą występować tu wszystkie trzy główne systemy depozycyjne dolomitu głównego: system równi basenowej, system stoku platformy węglanowej i system platformy węglanowej. Ponieważ obszar przetargowy jest nierozpoznany wiertniczo, ich znajomość pochodzi z ekstrapolacji południowo-wschodniej części izolowanej platformy Unisławia rozpoznanej sześcioma otworami wiertniczymi (Fig. 2.16, Wagner, 2018 w druku).

Rozwój paleostruktury Unisławia osiągnął swoje apogeum w czasie sedymentacji dolomitu głównego, kiedy utworzyła się izolowana platforma Unisławia z rozwojem nisko-

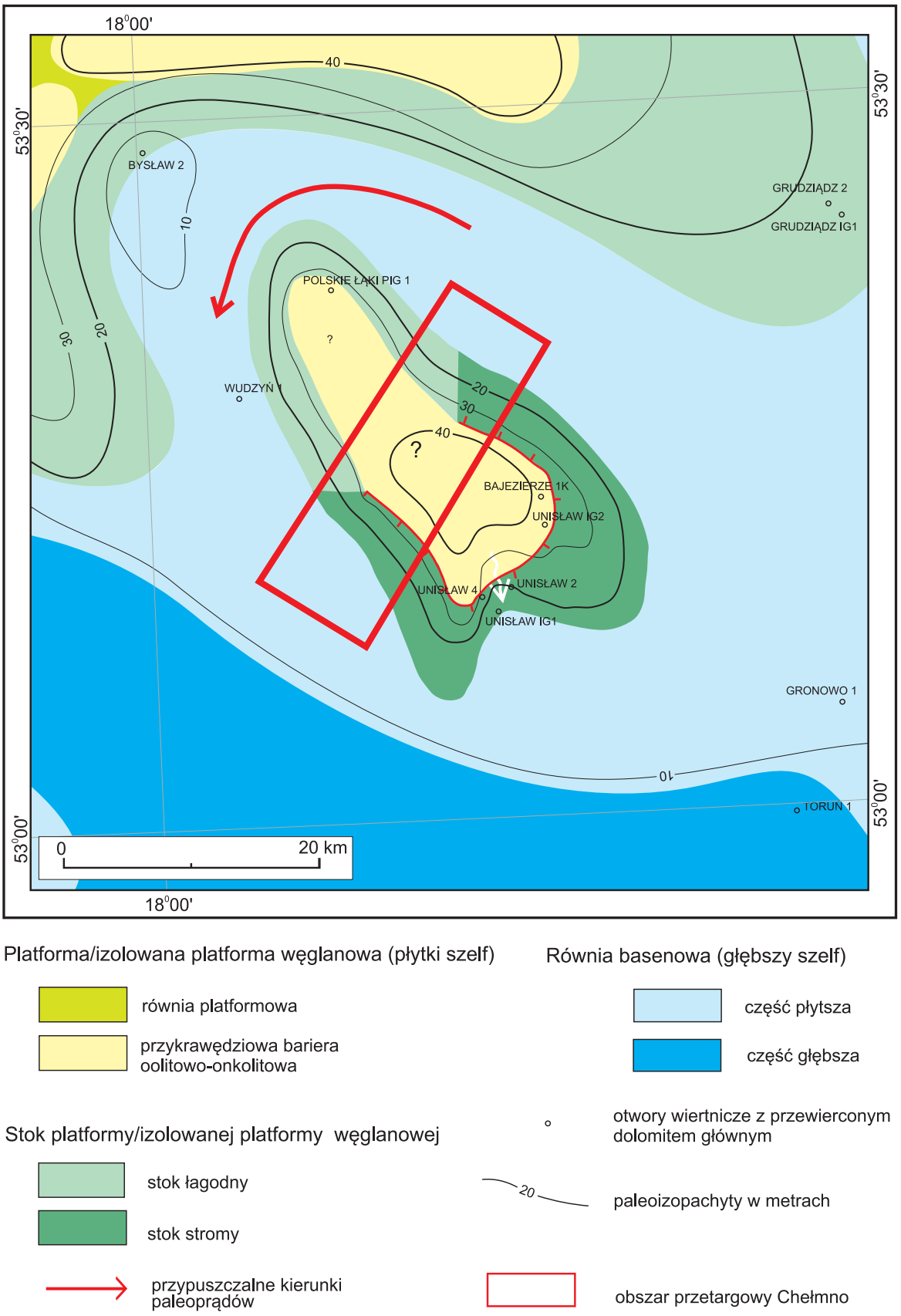


Fig. 2.16. Mapa paleogeograficzna dolomitu głównego (Ca2) w Polsce (Wagner, 2012, fragment) wraz z zaznaczonym obszarem przetargowym

i wysokoenergetycznej równi platformowej odgraniczonej od otwartego basenu strefą barierową (Unisław IG 2, częściowo Unisław 4, być może Polskie Łąki PIG 1) wraz z dobrze rozwiniętym stokiem górnym (Unisław 4), stokiem stromym (Unisław 2) i dystalną częścią stoku (Unisław IG 1). Najwyższe położenie paleostrukturalne, w strefie o stałym dopływie świeżej wody morskiej, umożliwiło bujny rozwój wielu organizmów, takich jak ramienionogi i mszywioły, gąbki oraz gruboskorupowe małże i ślimaki, które nie mogłyby egzystować w środowisku wód o podwyższonym zasoleniu, tak charakterystycznym dla morza dolomitu głównego. Organizmy te w połączeniu z skałotwórczymi sinicami tworzącymi duże formy stromatolitowe i trombolitowe i maty mikrobialne oraz z glonami utworzyły tu ekosystem rafowy, bardzo rzadki w dolomicie głównym.

System platformy węglanowej

Tak bogaty zespół faunistyczny występuje w systemie platformy węglanowej i jej górnego stoku, rozpoznanego w profilu Unisławia IG 2, i stanowi ewenement w basenie Ca2. W tym systemie o miąższości 37 m stwierdzono występowanie kilku mikrofacji charakteryzujących rozwój tej struktury sedymentacyjnej. Najniższy kompleks, o miąższości 11,0 m, jest bardzo zróżnicowany, zwłaszcza w dolnej części. Zbudowany jest z bandstonów stromatolitowych (stromatolity kopułowe o średnicy ø do 8 cm), przewarstwionych matami mikrobialnymi oraz wakstonów i pakstonów peloidowo - wadoidowych oraz muszlowców małżowo - ślimakowych. Występują tu także bioklasty ramienionogów mszywiołów i otwornic. Muszlowce występują przeważnie w kieszeniach, między kopułami stromatolitów. Widoczne są przewarstwienia brekcji osuwiskowych - rudstonów. Często pokruszone, duże fragmenty stromatolitów są w pozycji odwróconej. Kompleks ten reprezentuje środowisko skrajnie płytkowodne, prawdopodobnie na pograniczu platformy węglanowej i górnego stoku basenowego.

Wyżej występuje kompleks banstonów stromatolitowych i trombolitowych(?) z przewarstwieniami greinstonów - pakstonów bioklastycznych, rzadziej ooidowych, o miąższości 8,5 m. Bandstony stromatolitowe zbudowane są ze stromatolitów kopułowych, niekiedy mocno wysklepionych, o ø do 10 cm oraz form poziomych. Szczególnie liczne są w górnych 1,9 m, ale występują w całym kompleksie. Towarzyszą im bogate zespoły organizmów szkieletowych tworzące często warstwy muszlowców małżowo-ślimakowo-ramienionogowych z domieszką mszywiołów i otwornic, a także intraklastów z mat mikrobialnych. W dolnych 80 cm występują greinstony onkolitowe. Było to środowisko płytkowodne reprezentujące strefę barierową.

Wyższy kompleks, o miąższości 4,7 m zbudowany jest z pakstonów bioklastycznych z obfitym detrytem fauny szkieletowej, głównie gruboskorupowych małżów i ramienionogów z domieszką mszywiołów i mikrofauny. Widoczne są cienkie przewarstwienia mat mikrobialnych i intraklasty oraz peloidy. Było to środowisko równi platformowej.

Górna część profilu, o miąższości 12,3 m (3616,7–3629,0 m), ma niestety ogromne braki rdzenia: 10 m jest nierdzeniowane, a z najwyższych 2,3 m jest zaledwie 0,7 m rdzenia. Są to madstony i wakstony bioklastyczne z cienkoskorupową fauną małżowo-ramienionogową, mszywiołami inkrustacyjnymi i otwornicami. Było to środowisko niskoenergetycznej równi platformowej.

Profil z Unisławia IG 2 pokazuje ewolucję środowisk sedymentacyjnych Ca2 na izolowanej platformie węglanowej, od skrajnie płytkowodnych na stoku platformy węglanowej i w strefie barierowej o wysokiej hydrodynamice wód do równi platformowej niskoenergetycznej. Prawdopodobnie profil z Polskich Łąk PIG 1 również odpowiada środowisku platformy węglanowej, na co zdaje się wskazywać miąższość Ca2 - 25,0 m. Niestety brak rdzenia uniemożliwia potwierdzenie tego przypuszczenia.

System stoku platformy

Pozostałe profile Ca2 na izolowanej platformie Unisławia położone były w różnych częściach stoku platformowego. W Unisławiu 4 dolomit główny ma wg rdzenia 29,7 m, wg karotażu - 27,0 m. Dolna część profilu (4337,5–4341,6 m) to poziomo laminowane madstony z przewarstwieniami biolaminitów. Była to spokojna sedymentacja z zawiesiny i oddziaływania słabych prądów trakcyjnych reprezentująca środowisko dolnego, zewnętrznego stoku platformy węglanowej, poniżej podstawy falowania (Wagner i in., 2010). Wyżej, w interwale 4334,0–4337,5 m, pojawia się środowisko przejściowe - powyżej i poniżej podstawy falowania. Są to wakstony i pakstony ooidowe z licznymi cienkimi przewarstwieniami mat mikrobialnych i lamin mikrobialnych i cienkimi przewarstwieniami laminowanych madstonów. Osady te powstawały w strefie sublitoralnej niższej części stoku platformy węglanowej. Wyższa część profilu to greinstony i pakstony, głównie homogeniczne, sporadycznie warstwowane poziomo, rzadziej skośnie. Ze względu na zły stan zachowania rdzenia trudno jednoznacznie określić środowisko sedymentacji. Homogeniczność ziarnitów może wynikać z gwałtownej depozycji tych osadów w wysokoenergetycznym środowisku bariery i górnej części stoku.

W Unisławiu 2, gdzie miąższość Ca2 jest równa 20,0 m, profil tworzą naprzemianległe warstwy pakstonów ziarnistych (ooidowo-peloidowych) i organodetrytycznych (muszlowo-mikrobialnych), rzadziej wakstonów z warstwami flotstonów i rudstonów o charakterze brekcji osuwiskowych, o rozproszonym i zwartym szkielecie okruchowym. Sporadycznie występują debryty. Pakstony organodetrytyczne składają się z muszli małżów, ślimaków, ramienionogów, otwornic i fragmentów mszywiołów, często mają charakter muszlowców. We flotstonach i rudstonach widoczne są fragmenty mat mikrobialnych i budowli mikrobialnych stromatolitów i trombolitów, a także pakstonów ziarnistych i organodetrytycznych. Było to środowisko stromego stoku platformy węglanowej, na który były znoszone, prawdopodobnie w czasie sztormów, osady ze strefy barierowej, a także po którym przemieszczały się osady stoku w brekcjach osuwiskowych.

W Unisławiu IG 1 dolomit główny ma zaledwie 11,6 m miąższości. Kontakt z anhydrytem górnym (A1g) jest ostry, o bardzo nierównej powierzchni (zagłębienia w anhydrycie do 15 cm), wyraźnie erozyjny. Najniższa część profilu to madstony z fragmentami maty mikrobialnej. Wyżej to pakstony i greinstony organodetrytyczne składające się z ooidopodobnych intraklastów glonowych/mikrobialnych, agregatów mikrobialnych, peloidów. W kompleksie tym występuje także biodetryt muszlowy, składający się z fragmentów muszli małżów, ślimaków, mszywiołów i mikrofauny. W środkowej części kompleksu występuje warstwa maty mikrobialnej o miąższości 1,1 m. Najwyższą cześć Ca2 stanowią madstony/wakstony z biolaminacją i cienkoskorupowymi małżami oraz cienkimi przewarstwieniami ciemnoszarego łupka ilasto-dolomitycznego. Kontakt Ca2 z A2 jest przejściowy.

Sedymentacja dolomitu głównego przebiegała tu w dystalnej części stoku platformy węglanowej, na pograniczu z równią basenową. Aktywność hydrodynamiczna była niezbyt intensywna, z okresowymi wzrostami prawdopodobnie w epizodach sztormowych, które powodowały dostarczanie

tu większości intraklastów organodetrytycznych i fragmentów fauny z wyżej położonych części stoku i platformy węglanowej. Ogólne uspokojenie się sedymentacji nastąpiło w najwyższej części dolomitu głównego, na pograniczu z anhydrytem podstawowym (A2).

System płytszej części równi basenowej

Profil dolomitu głównego jest tu wyraźnie dwudzielny. W dolnej części występują bandstony stromatolitowe, maty mikrobialne i pakstony bioklastyczne stabilizowane biolaminami. Warstwa ta jest odzwierciedleniem następstwa transgresywnego. Wyżej występują głównie bioklastyczne wakstony z licznymi całymi muszlami cienkoskorupowych małżów, często w pozycji życiowej, przewarstwione laminowanymi madstonami z biolaminami. Warstwa ta odpowiada etapowi przegłębienia basenu w późniejszym etapie sedymentacji. Miąższość osadów Ca2 wynosi tu przeciętnie 5 m. Środowisko sedymentacji było płytkowodne dla dolnej warstwy, z lekkim przegłębieniem dla warstwy górnej. Głębokość basenu nie przekraczała prawdopodobnie kilkudziesięciu metrów.

2.2.6. TRIAS

Rozprzestrzenienie i miąższość

We wszystkich otworach sąsiadujących z obszarem przetargowym nawiercono utwory triasu. Głębokości występowania osadów triasu w otworach sąsiadujących z obszarem przetargowym:

- Unisław IG 1: 2341,00 - 3665,50 m p.p.t.,
- Unisław IG 2: 2321,00 - 3566,00 m p.p.t.,
- Unisław 2: 2433,50 - 3774,00 m p.p.t.,
- Wudzyń 1: 2853,00 - 3525,00 m p.p.t.,
- Polskie Łąki PIG 1: 1762,5-2767,0 m p.p.t.,
- Wałdowo Królewskie 1: dane stratygraficzne są własnością inwestora
- Unisław 4: dane stratygraficzne są własnością inwestora

Trias osiąga miąższości od 672 do 1340,5 m.

Litologia i stratygrafia

Przybliżona charakterystyka systemu triasowego została oparta na otworze Unisław IG 1, znajdującym się ok. 8 km na SE od obszaru „Chełmno".

W otworze Unisław IG 1 trias dolny (pstry piaskowiec) osiąga 930 m i dzieli się na formację bałtycką, pomorską, połczyńską i barwicką - ret. Formacja bałtycka (388 m miąższości) jest wykształcona jako czerwono-brunatne mułowce i iłowce wapnisto-dolomityczne. Podobne wykształcenie ma nadległa formacja pomorska (167 m), w jej profilu w górnej części pojawiają się przeławicenia piaskowców wapnistych. Piaskowce dominują w spągu i stropie następnej formacji – formacji połczyńskiej (219 m), podczas gdy część środkowa jest zdominowana przez mułowce. Formacja barwicka (156 m) ma w przewadze piaszczysty charakter, u góry pojawiają się utwory węglanowe.

Trias środkowy (ok. 215 m) stanowi 147,5 m wapieni i margli wapienia muszlowego i 68 m warstw sulechowskich, wykształconych jako iłowce i piaskowce.

Trias górny (179 m) to głównie mułowce i iłowce zaliczone do warstw gipsowych dolnych (80 m) karniku oraz warstw zbąszyneckich (99 m) noryku. Profil triasu górnego jest niepełny, a jego opis w CBDG niepewny (CBDG, 2017).

2.2.7. JURA

Rozprzestrzenienie i miąższość

Obszar „Chełmno" jest usytuowany na pograniczu niecki płockiej i niecki pomorskiej (Fig. 2.2 a i b) Na jego obszarze nie jest zlokalizowany żaden otwór wiertniczy, natomiast w strefie obrzeżającej go jest ich kilka, co pozwala ocenić przewidywany profil jury. Utwory jurajskie występują tu pod przykryciem dolnej kredy. Ich łączna miąższość zwiększa się w miarę zbliżania się od osi wału śródpolskiego i wynosi na przyległym obszarze niecki pomorskiej od 907,5 m (Polskie Łąki PIG 1) do 1750,0 m (Wudzyń 1), natomiast w zachodniej części niecki płockiej (rejon Chełmża-Unisław-Wałdowo Królewskie) zmienia się w granicach 1051,0-1355,4 m (CBDG, 2017). Spąg utworów jurajskich najgłębiej występuje w otworze Wudzyń 1 (2853,0 m) oraz Unisław 2 (2433,5 m) i Chełmża 1 (2506,0 m), czyli w osiowej strefie niecek przylegających do wału śródpolskiego. Podnosi się on w miarę przemieszczania się w kierunku NE oraz SW od tej strefy. Najpłycej stwierdzony został w otworze Polskie Łąki PIG 1 (1762,5 m). Strop jury w osi niecek stwierdzono na głębokości 1100-1165 m, a po obu jej stronach podnosi się do głębokości 750-850 m.

Głębokości występowania osadów jury w otworach reperowych dla określonego wydzielenia stratygraficznego:

- Polskie Łąki PIG 1: 855,0 - 1762,5 m p.p.t.
- Unisław IG 1: 1164,0 - 2341,0 m p.p.t.
- Unisław IG 2: 1200,0 - 2272,0 m p.p.t.
- Wudzyń 1: 1103,0 – 2853,0 m p.p.t.
- Chełmża 1: 983, 0 - 2 506,0 m p.p.t.
- Korytowo 1: 853,50 - 1 790,1 m p.p.t.

Miąższość utworów jury wynosi od 902,0 do 1750,0 m.

Litologia i stratygrafia

Jura dolna

Pełnego profilu jury dolnej należy się spodziewać w południowo-zachodniej części obszaru przetargowego „Chełmno". W części centralnej, w strefie antykliny Chełmży (otwory Chełmża 1 – Polskie Łąki PIG 1), brak jest utworów całego toarku lub tylko toarku górnego (Fig. 2.17; Franczyk, 1983). Część północna jest słabo rozpoznana, ale przypuszczalnie w profilu również brak najwyższego odcinka. Największe miąższości jury dolnej występują na obszarze jednostki Więcborka (Dadlez R. i Marek, 1983), czyli po południowo-zachodniej stronie uskoku ograniczającego antyklinę Chełmży od południa. Strefa ta należy już do północnego skłonu bruzdy śródpolskiej, w której obserwowane są największe miąższości jury dolnej. W pobliskich otworach osiągają one wartości 986,0 m (Wudzyń 1) i 502,0 m (Wałdowo Królewskie 1). Na obszarze antykliny Chełmży zmniejszają się do 320,0-385,0 m. Po północno-wschodniej stronie uskoku Tuchola-Lipno, obrzeżającego tę antyklinę od północy, brak jest otworów, jednak na podstawie rozpoznania regionalnego (Franczyk, 1983, 1987) należy przypuszczać, że profil jury dolnej jest tu mniej miąższy i ma 150-200 m.

Profil dolnej jury rozpoczyna kompleks piaskowcowy, z nielicznymi wkładkami mułowców. Dolny odcinek tworzą piaskowce średnio- i gruboziarniste, miejscami zlepieńcowate, barwy jasnoszarej (Dadlez R., 1976b; Feldman-Olszewska, 2007a). Wyżej przechodzą one w piaskowce drobnoziarniste, jasnoszare, z fragmentami uwęglonej flory. W otworze Wudzyń 1 profil zawiera dość liczne wkładki mułowcowe. Dolny odcinek, o genezie lądowej, wydzielany jest jako formacja zagajska (Pieńkowski, 2004), natomiast wyższy, powstały

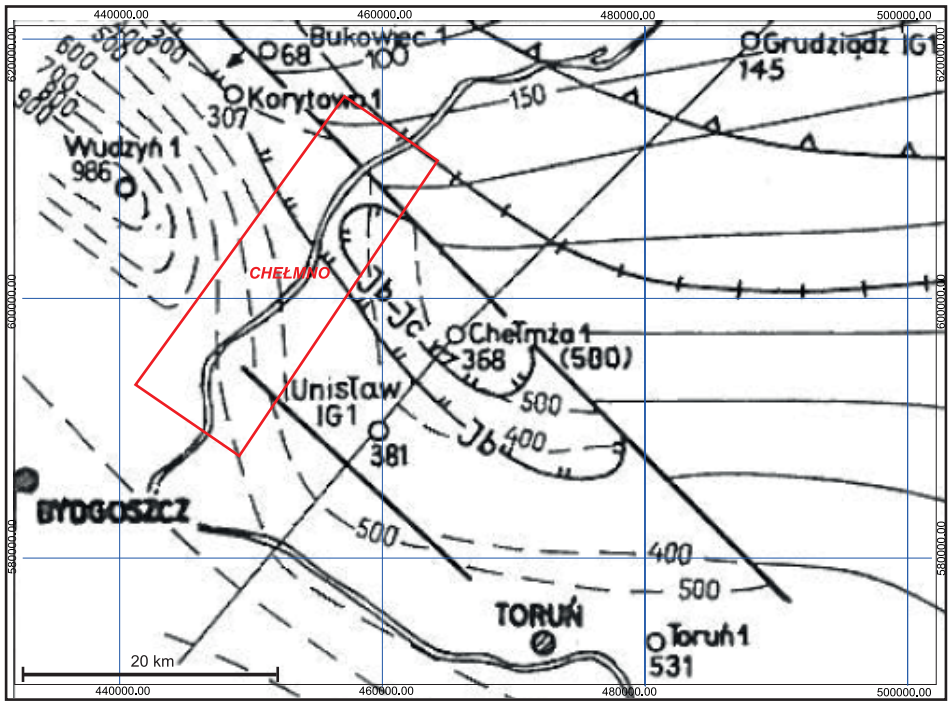


Fig. 2.17. Położenie obszaru przetargowego „Chełmno” (czerwony poligon) na tle wycinka „Mapy paleomiąższości osadów jury dolnej oraz luk sedymentacyjnych i erozyjnych” wg Franczyk (1983)

w środowisku płytkomorskim, odpowiada formacji skłobskiej. Ze względu na niedostateczną ilość materiału rdzeniowego utwory te na omawianym obszarze są nierozdzielone. Wiekowo formacje te reprezentują hetang. W starszym podziale litostratygraficznym wg R. Dadleza (1969) utwory te były wydzielane jako nierozdzielone warstwy mechowskie dolne i środkowe w rejonie pomorskim lub warstwy kłodawskie górne i dolny odcinek warstw ksawerowskich w rejonie centralnym (Franczyk, 1983).

Wyżej udział utworów mułowcowych w profilu początkowo wzrasta, a następnie na obszarze niecki płockiej profil ponownie staje się głównie piaskowcowy. Są to utwory powstałe w zmiennym środowisku lądowym i płytkomorskim (Feldman-Olszewska, 1997a, 1998a; Pieńkowski, 2004). Utwory te reprezentują formację ostrowiecką, której wiek określany jest jako synemur. W podziale R. Dadleza (1969) odpowiada ona warstwom mechowskim górnym i warstwom radowskim w regionie pomorskim, a w regionie centralnym górnemu odcinkowi warstw ksawerowskich i większości warstw sławęcińskich głównych.

Dolny pliensbach wykształcony jest w postaci kompleksu skał drobnoziarnistych z wkładkami piaskowców. Są to utwory pochodzenia morskiego, wydzielane jako formacja łobeska na obszarze pomorskim i formacja gielniowska w Polsce centralnej. Łączna miąższość hetangu - dolnego pliensbachu wynosi 160,0 m w otworze Polskie Łąki PIG 1, 204,0 m w Unisław IG 1 oraz 477,0 m w Wudzyń 1. W górnym pliensbachu dominują utwory piaskowcowe pochodzenia lądowego, wydzielane jako formacja komorowska (niecka pomorska) lub formacja drzewicka (niecka płocka) (= warstwy sławęcińskie górne). Ich miąższość wynosi około 50 m w rejonie Unisławia oraz 90,5-253,0 m na obszarze Polskie Łąki – Wudzyń.

Toark dolny reprezentowany jest w obu rejonach przez formację ciechocińską, którą tworzy kompleks utworów iłowcowo-mułowcowych o charakterystycznej szaro-zielonej barwie, z cienkimi wkładkami piaskowców, powstały w rozległej zatoce brakicznej. Formacja ta występuje w obu rejonach, brak jej tylko w szczytowych partiach antykliny Chełmży (otwory Chełmża 1 i Unisław IG 2). Jej miąższość wynosi 69,5-77,0 m. Profil jury dolnej kończy formacja borucicka wiekowo zaliczana do toarku górnego, w której dominują piaskowce o fluwialnej genezie. Nie stwierdzono jej na obszarze antykliny Chełmży (otwory Chełmża 1, Unisław IG 2, Korytowo 1, Polskie Łąki PIG 1). Po jej południowo-zachodniej stronie formacja ma miąższość 51,0-184,0 m, natomiast po stronie północnej brak jest danych, jednak dane regionalne sugerują, że przypuszczalnie brak jej tam również (Dadlez R., 1976b; Franczyk, 1987).

Jura środkowa

Pełny profil jury środkowej (aalen – kelowej) został stwierdzony we wszystkich otworach poza położonymi najdalej na północ otworami Polskie Łąki PIG 1 i Korytowo 1, w których brak jest dolnego odcinka profilu (aalenu – starszego bajosu górnego). Regionalny rozkład miąższości i facji wskazuje, że podobnego profilu należy się spodziewać również w północnej części obszaru przetargowego „Chełmno” (Dadlez R., 1976b; Dayczak-Calikowska, 1976; Feldman-Olszewska, 1998b). Miąższość jury środkowej wynosi od 92,5 m w otworze Korytowo 1 przez 226,5-264,0 m w rejonie Unisław – Wudzyń do ponad 300 m w najbardziej południowym odcinku (rejon Czarnowa; Fig. 2.18). Skrajnie wysokie wartości obserwowane są w otworze Chełmża 1 (481,5 m).

Utwory jury środkowej są w całości pochodzenia morskiego (Dayczak-Calikowska i Moryc, 1988). Ich profil rozpoczynają utwory aalenu dolnego. Są to przybrzeżne mułowce i piaskowce drobno- i bardzo drobnoziarniste, często zailone, barwy szarej. Miąższość tego kompleksu wynosi 10-30 m. Aalen górny tworzą utwory mułowcowo-iłowcowe o miąższości 10-26 m. Powyżej występuje podobnej miąższości kompleks piaskowcowy, który na podstawie korelacji z obszarem kujawskim zaliczany jest do bajosu dolnego. Jest to wykształ-

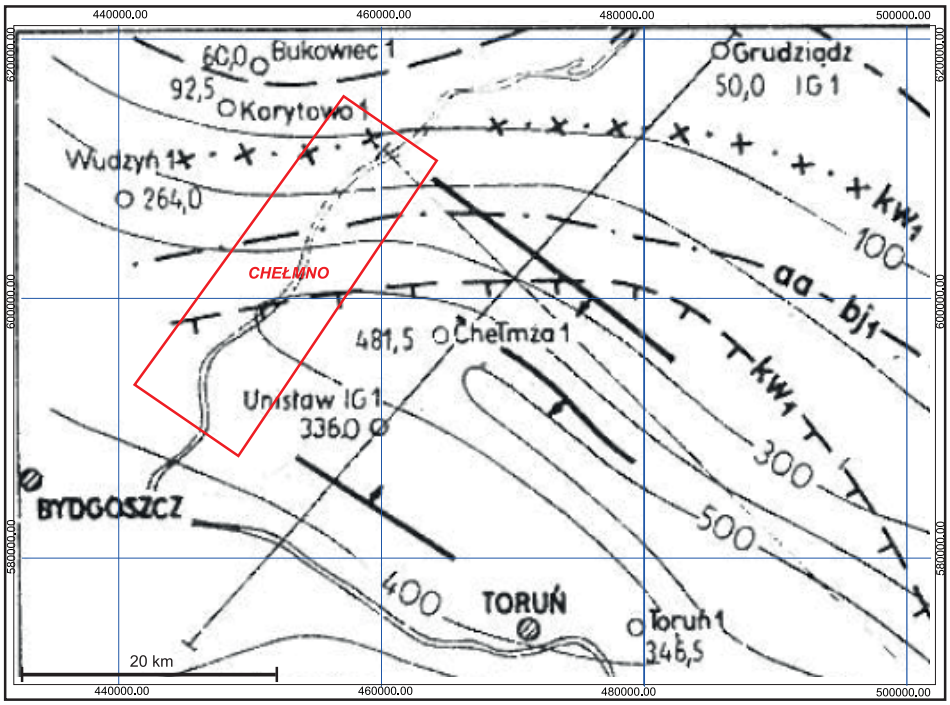


Fig. 2.18. Położenie obszaru przetargowego „Chełmno" (czerwony poligon) na tle „Mapy paleomiąższości osadów jury środkowej oraz luk sedymentacyjnych i erozyjnych" wg Ryll (1983)

cenie dolnego bajosu typowe dla większości obszaru wału śródpolskiego (Dayczak-Calikowska, 1987; Feldman-Olszewska, 1997b, 2007b). Bajos górny tworzą 2 lub 3 kompleksy iłowcowo-mułowcowe barwy ciemnoszarej, z konkrecjami syderytów i szczątkami małży, przechodzące ku górze w heterolity, a następnie piaskowce. Jest to profil charakteryzujący się większą piaszczystością i znacznie mniejszą miąższością w porównaniu do strefy osiowej basenu jury środkowej (Dayczak-Calikowska, 1976, 1987; Feldman-Olszewska, 2007a, b, c). Jego miąższość rośnie w kierunku osi wału śródpolskiego i zmienia się od 25,5 m do 139,0 m. Jedynie w otworze Chełmża 1 ma on znacznie większą miąższość, wynoszącą 208,0 m. Baton na całym omawianym obszarze jest trójdzielny. Dolny odcinek, odpowiadający batonowi dolnemu, tworzy kompleks iłowcowo-mułowcowy z wkładką piaskowców, przypuszczalnie chlorytowych, o miąższości kilkunastu do dwudziestu kilku metrów. Środkowy odcinek batonu reprezentują piaskowce o podobnej miąższości. Górny baton w dolnym odcinku tworzą iłowce, ku górze przechodzące w mułowce, a następnie piaskowce i wapienie margliste. W odcinku przystropowym pojawiają się margle. Miąższość całego kompleksu batonu górnego wynosi od 34,5 m w otworze Polskie Łąki PIG 1 do 74,0 m w otworze Wudzyń 1. Jest to typowe wykształcenie batonu na obszarze południowo-wschodniej części wału pomorskiego i niecki pomorskiej (Dembowska, 1959, Dadlez R. i Dembowska, 1965; Dayczak-Calikowska, 1976, 1987). Kelowej ma tu miąższość od 10 m do około 30 m, z czego większą część profilu stanowi kelowej dolny. Są to w dolnym odcinku piaskowce dolomityczne i dolomity piaszczyste z przerostami krzemieni, wyżej przechodzące w wapienie piaszczyste z glaukonitem (Dayczak-Calikowska, 1977; Ryll, 1983). Kelowej górny wykształcony jest w postaci warstwy bulastej, kilkudziesięciocentymetrowej miąższości. Po zachodniej stronie obszaru przetargowego, w otworze Polskie Łąki PIG 1, najwyższy odcinek keloweju wykształcony jest w postaci 2,5 m pakietu mułowców i iłowców marglistych. Na podstawie korelacji regionalnych utwory te uznano za reprezentujące najwyższy poziom keloweju (lamberti) i zaliczone do formacji Łyny (Feldman-Olszewska, 2007c).

Jura górna

Na obszarze przetargowym „Chełmno" należy się spodziewać pełnego profilu jury górnej, od dolnego oksfordu do tytonu, z ciągłym przejściem w dolny berias. Jej miąższość wzrasta stopniowo w kierunku wału śródpolskiego i wynosi od 480,0 m w otworze Polskie Łąki PIG 1 przez około 500-570 m w rejonie Wudzyń – Unisław do ponad 625 m w rejonie Czarnowa (Fig. 2.19).

Najniższy odcinek profilu oksfordu, kilkumetrowej miąższości, tworzą utwory mułowcowe reprezentujące formację Łyny (Niemczycka, 1997; Feldman-Olszewska, 2018 w druku). Pozostałą część oksfordu tworzy grupa wapienna a wykształcona w postaci różnego typu wapieni, w obrębie której Dembowska (1979) wydzieliła formację wapieni gąbkowych, formację wapienno-marglistą oraz formację wapieni oolitowych. Miąższość całego oksfordu wynosi od 105,5 m w otworze Wudzyń i 137,5 m (?wraz z najniższym kimerydem) w Polskie Łąki PIG 1 (Matyja, 2007a) do 219,0-254,0 m w rejonie Unisław – Chełmża - Czarnowo. Obszar przetargowy „Chełmno" został zlokalizowany na obszarze, gdzie wg Dembowskiej (1983) następuje przejście od sedymentacji węglanowej (grupa wapienna A) do drobnoklastycznej (formacja Łyny). W dobrze zrdzeniowanym profilu otworu Chełmża 1, w całym profilu oksfordu dominują wapienie drobnodetrytyczne z fauną małży i brachiopodów. Brak tu typowych wapieni gąbkowych i wapieni oolitowych. W otworze Korytowo 1 i Polskie Łąki PIG 1 następuje w profilu oksfordu zazębianie się wapieni piaszczystych, wapieni marglistych i margli.

Kimeryd dolny reprezentuje formacja wapienno-margisto-muszlowcowa, którą tworzą wapienie margliste oraz

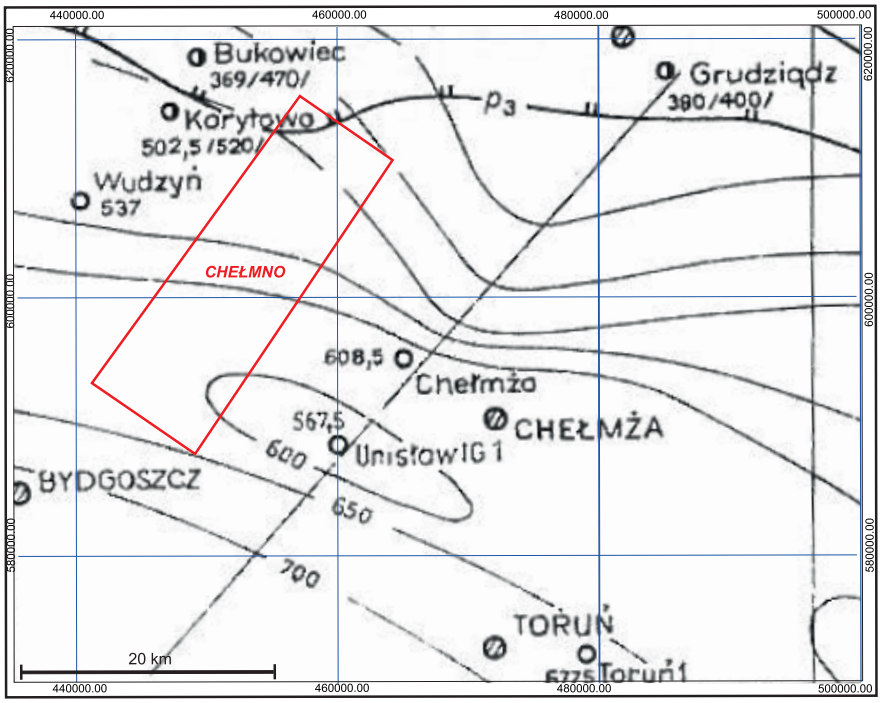


Fig. 2.19. Położenie obszaru przetargowego „Chełmno” (czerwony poligon) na tle wycinka „Mapy paleomiąższości osadów jury górnej oraz luk sedymentacyjnych i erozyjnych” wg Dembowskiej (1983)

margle z wkładkami wapieni marglistych (Dembowska, 1979, 1983). Jej miąższość na większości obszaru wynosi około 50 m, jedynie w otworze Wudzyń 1 wzrasta do 155 m. Kimeryd górny wykształcony jest w postaci margli mułowcowych i iłowców marglistych, które w górnym odcinku przechodzą w margle, a następnie wapienie margliste lub piaszczyste z wkładkami margli. Utwory marglisto-iłowcowe reprezentują dolny odcinek formacji pałuckiej, a górny, wapienny odcinek profilu tworzy ogniwo żnińskie tej formacji (Dembowska, 1979; Feldman-Olszewska, 2018 w druku). Miąższość kimerydu górnego wynosi 116-176 m.

Tyton obejmuje górny odcinek formacji pałuckiej oraz dolny odcinek formacji kcyńskiej. Formacja pałucka ponownie wykształcona jest w postaci margli mułowcowych i iłowców marglistych. Na podstawie badań regionalnych Dembowskiej (1983) należy przyjąć, że górny odcinek formacji pałuckiej obejmuje tyton dolny i niższą część tytonu górnego (= portland dolny i dolna część portlandu środkowego). Dolny odcinek formacji kcyńskiej, odpowiadający najwyższemu tytonowi, wykształcony jest jako kompleks wapieni marglistych z wkładkami margli. Reprezentują one ogniwo wapieni korbulowych. Utwory te w sposób ciągły przechodzą w ogniwo z Wieńca, datowane już na berias dolny (najniższa kreda dolna). Miąższość tytonu wynosi od 63 m w otworze Wudzyń 1 do 124,5 m w Chełmży 1.

2.2.8. KREDA

Rozprzestrzenienie i miąższość

Z powodu braku głębokich otworów wiertniczych na obszarze przetargowym informacje zaczerpnięto z rejonów sąsiednich niecki brzeżnej, z otworów odwierconych po obu stronach Wisły: w niecce pomorskiej (Wudzyń 1, Polskie Łąki PIG 1, Korytowo 1 i Bukowiec 1) i płockiej (Czarnowo 1 i 2, Wałdowo Królewskie 1, Unisław IG 1 i IG 2, Unisław 2 i 4, Chełmża i Kijewo 1).

Utwory kredy występują na całym obszarze przetargowym „Chełmno”. Na podstawie danych z otworów znajdujących się w pobliżu obszaru przetargowego można stwierdzić, że miąższość utworów całej kredy zmienia się od około 500 m do około 1300 m, natomiast miąższości kredy dolnej wahają się od około 200 m do ponad 400 m (Jaskowiak-Schoenichowa i Krassowska, 1988; Jaskowiak-Schoeneichowa, 1987; Raczyńska, 1987). Najmniejsze miąższości kredy występują na południowym zachodzie, gdyż obszar ten znajduje się w strefie południowo-wschodniego skłonu wału śródpolskiego, gdzie profil kredy jest w stropie zerodowany. Największych miąższości można spodziewać się w strefie synklinalnej o kierunku NW-SE, rozciągającej się w środkowej części obszaru oraz w części północno-wschodniej. Powierzchnia spągowa kredy zalega na głębokościach od około 700 m do 1300 m p.p.m. Na Fig. 2.20 przedstawiono szkic strukturalny spągu kredy górnej (łącznie z albem górnym) – jest to powierzchnia wiązana z poziomem korelowanym z warstwą piaszczystą z fosforytami albu górnego.

Głębokości występowania osadów kredy w otworach reperowych dla określonego wydzielenia stratygraficznego:

- Wudzyń 1: 132,0–1065,0 m p.p.p.t.
- Polskie Łąki PIG 1: 179,0–855,0 m p.p.t.
- Korytowo 1: 159,0–853,5 m p.p.t.
- Czarnowo 1: dane stratygraficzne są własnością inwestora
- Czarnowo 2: dane stratygraficzne są własnością inwestora
- Wałdowo Królewskie 1: dane stratygraficzne są własnością inwestora
- Unisław IG 1: 98,5–1164,0 m p.p.t.
- Unisław IG 2: 119,0–1200,0 m p.p.t.
- Unisław 2: 114,0–1258,5 m p.p.t.
- Unisław 4: dane stratygraficzne są własnością inwestora
- Kijewo 1: 127,50–1200,5 m p.p.t.

Miąższości osadów kredy wahają się od 676 do 1144,5 m.

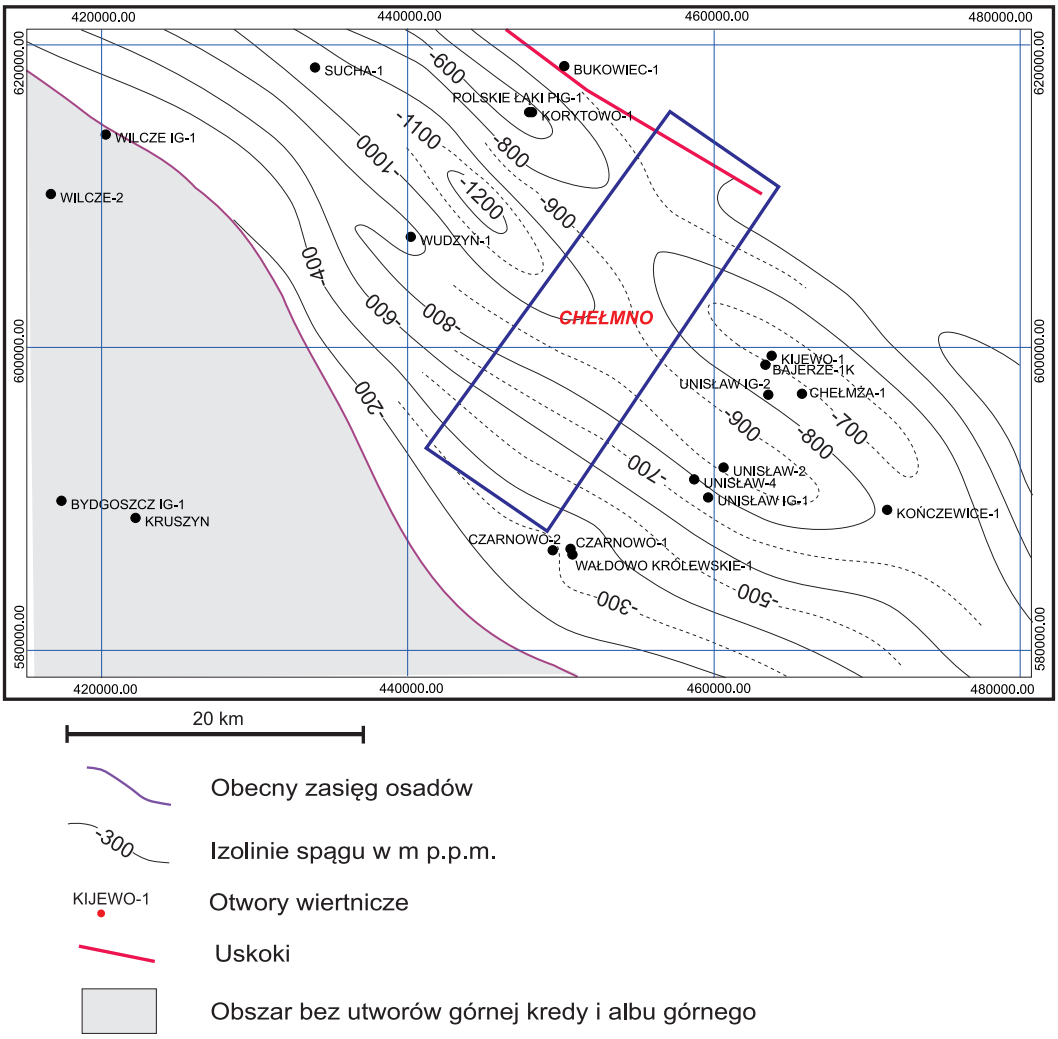


Fig. 2.20. Szkic strukturalny spągu kredy górnej (łącznie z albem górnym). Poziom korelowany z warstwą piaszczystą z fosforytami albu górnego. Obszar przetargowy „Chełmno" zaznaczony granatowym poligonem

Stratygrafia i litologia

Stratygrafia dolnej kredy centralnej Polski opiera się na schemacie opracowanym przez Marka i Raczyńską (Raczyńska, 1979, 1987; Marek i Raczyńska, 1979; Marek, 1997). Z danych uzyskanych z licznych otworów wiertniczych znajdujących się w pobliżu obszaru przetargowego „Chełmno" wynika, że pełnego profilu kredy dolnej można spodziewać się w jego południowo-zachodniej części. Występują tu utwory od beriasu po alb, reprezentujące formacje: kcyńską, rogoźniańską, włocławską i mogileńską oraz kończący kredę dolną alb górny (Raczyńska, 1979, 1987; Tab. 2.4). Jak wspomniano, miąższości wahają się od około 200 m do ponad 400 m. W części północno-wschodniej prawdopodobnie nie ma beriasu dolnego i niższej części beriasu górnego (formacja kcyńska i ogniwa zakrzewskie i kajetanowskie formacji rogoźniańskiej), a kreda dolna rozpoczyna się utworami ogniwa z Opoczek formacji rogoźniańskiej. Wyższe ogniwa kredy dolnej obecne są na całym obszarze przetargowym, ale miąższości generalnie maleją ku NE.

Berias dolny (**formacja kcyńska**) reprezentowany jest, jak wynika z rozpoznania regionalnego, przez utwory węglanowo-siarczanowe z anhydrytami (ogniwo z Wieńca), a wyżej przez skały ilasto-marglisto-wapienne z wkładkami muszlowców (ogniwo skotnickie). Berias górny rozpoczynają utwory węglanowo-piaszczyste z wkładkami muszlowców ogniwa zakrzewskiego **formacji rogoźniańskiej**. Do formacji tej zaliczone są także wyżej leżące ilasto-piaszczyste skały ogniwa kajetanowskiego oraz iłowce i mułowce (lokalnie także piaskowce wapniste) ogniwa z Opoczek. Walanżyn dolny w jego najniższej części (górna część ogniwa z Opoczek formacji rogoźniańskiej) wykształcony jest w postaci iłowców z przewarstwieniami mułowców i piaskowców. Górna część walanżynu dolnego (**formacja bodzanowska**) to utwory w przewadze piaszczyste i piaszczysto-mułowcowe. Walanżyn górny (ogniwo wierzchosławickie formacji włocławskiej) zbudowany jest z iłowców i heterolitów iłowcowo-piaskowcowych oraz mułowców. W otworze Unisław IG 1 utwory te są lekko wapniste. W hoterywie dolnym (ogniwo gniewkowskie **formacji włocławskiej**) występują iłowce, mułowce i piaskowce, a w hoterywie górnym (ogniwo żychlińskie formacji włocławskiej) przeważają piaskowce, ale występują też iłowce, mułowce i heterolity iłowcowo-piaskowcowe.

Interwał barrem-alb środkowy (**formacja mogileńska**) jest trójdzielny litologicznie. Część dolną (ogniwo pagórczańskie – barrem?) budują piaskowce z przewarstwieniami skał iłowcowo-mułowcowych, część środkową (ogniwo goplańskie – apt?) – iłowce i piaskowce ilaste z wkładkami piaskowców, a część

górną (ogniwo kruszwickie – alb dolny-środkowy) – piaskowce z wkładkami skał mułowcowych i iłowcowych. Alb górny reprezentowany jest przez cienką warstwę piaskowców kwarcowo-glaukonitowych ku górze marglistych, w spągu z fosforytami.

Kredę górną reprezentują piętra od cenomanu po mastrycht, z tym, że w części południowo-zachodniej obszaru przetargowego brak jest od góry kolejnych ogniw profilu idąc ku SW, co jest związane z ich wyklinowywaniem się w kierunku wału śródpolskiego (Jaskowiak-Schoenichowa i Krassowska, 1988; Jaskowiak-Schoeneichowa, 1987).

Litologicznie kreda górna zdominowana jest przez skały węglanowe i węglanowo-krzemionkowe, ale występują tu też utwory drobnoklastyczne. Cenoman rozpoczynają serie węglanowe – wapienie i magle. W wyższej części cenomanu występują mułowce i iłowce margliste oraz margle ilaste. W turonie-koniaku dolnym obserwuje się regionalne zróżnicowanie litologiczne między zachodnią a wschodnią częścią obszaru przetargowego, co dobrze obrazują profile otworów wiertniczych Polskie Łąki PIG 1 (Matyja, 2007a) i Unisław IG 1 (Matyja i Iwańczuk, 2018, w druku). Na zachodzie obszaru, w dolnej części tego interwału, występują mułowce margliste przechodzące ku górze w iłowce margliste, a następnie w opoki. Na wschodzie obszaru mułowce i iłowce dolnej części zastąpione są wapieniami i wapieniami marglistymi. Wyższą część, podobnie jak na zachodzie, tworzy seria opok. W koniaku górnym i santonie na całym obszarze zdecydowanie dominują już opoki, natomiast w kampanie wśród opok występują wkładki wapieni marglistych i margli. Mastrycht reprezentowany jest przez wapienie margliste, wapienie piaszczyste, opoki i piaskowce wapniste.

Ewolucja geologiczna, paleogeografia i tektonika utworów kredy

Utwory kredy dolnej deponowane były w rejonie obszaru przetargowego „Chełmno” w płytkim i stosunkowo wąskim basenie epikontynentalnym, który w okresie od beriasu prawdopodobnie po wczesny alb ograniczony był do obszaru bruzdy śródpolskiej i bezpośrednio przylegających do niej stref (Marek, 1988). Na omawianym obszarze dominowała w nim na ogół morska sedymentacja klastyczna z przewagą piaszczystej. Okresowo zbiornik mógł wysładzać się, a depozycja osadów następowała w strefach o ograniczonych połączeniach z otwartym zbiornikiem morskim osiowej części bruzdy śródpolskiej.

Tab. 2.4. Miąższości [m] utworów kredy w otworach wiertniczych Unisław IG 1 (Matyja i Iwańczuk, 2018 - w druku) i Polskie Łąki PIG 1 (Matyja, 2007a) zlokalizowanych w pobliżu obszaru przetargowego „Chełmno”

Stratygrafia			**Otwór wiertniczy**	
Chronostratygrafia	**Litostratygrafia**		**Unisław IG 1**	**Polskie Łąki PIG 1**
Mastrycht			181,5	63,5
Kampan			180,0	130,5
Santon			175,0	39,5
Koniak górny			35,0	18,5
Koniak dolny – turon			111,0	139,0
Cenoman			82,0	81,0
Alb górny			4,0	3,0
Alb środkowy – ?alb dolny	Formacja mogileńska	Ogniwo kruszwickie	50,0	48,5
Apt		?Ogniwo goplańskie	23,0	10,0
?Barrem		Ogniwo pagórczańskie	50,0	31,0
Hoteryw górny	Formacja włocławska	Ogniwo żychlińskie	30,0	27,0
Hoteryw dolny		Ogniwo gniewkowskie	12,5	12,0
Walanżyn górny		Ogniwo wierzchosławickie	21,5	17,0
Walanżyn dolny	Formacja bodzanowska		47,0	30,5
Walanżyn dolny – berias górny	Formacja rogoźniańska	Ogniwo z Opoczek	24,5	15,0
		Ogniwo zakrzewskie	–	–
		Ogniwo kajetanowskie		
Berias dolny	Formacja kcyńska	Ogniwo skotnickie	8,5	–
		Ogniwo z Wieńca	30,0	10,0
Kreda			1065,5	676,0

W późnym albie nastąpiło pogłębienie i poszerzenie zbiornika morskiego, nasilone w cenomanie i turonie, co było związane z późnokredowym eustatycznym podniesieniem się poziomu mórz, z jednoczesnym przejściem do sedymentacji marglistej, węglanowej i węglanowo-krzemionkowej (opoki), a lokalnie w cenomanie i turonie – drobnoklastycznej z sedymentacją mułowców i iłowców marglistych. W późnej kredzie i paleogenie miała miejsce inwersja tektoniczna osiowej strefy bruzdy śródpolskiej, która doprowadziła do powstania na jej miejscu wału śródpolskiego i przyległych do niego niecek (np. Dadlez R., 1980; Leszczyński i Dadlez R., 1999). Obecnie obszar przetargowy „Chełmno" obejmuje północno-wschodni skłon wału śródpolskiego oraz część niecki brzeżnej na pograniczu jej segmentu pomorskiego i płockiego (warszawskiego). W obrazie strukturalnym w części południowo-zachodniej, w rejonie skłonu wału śródpolskiego, zarysowuje się strefa przedłużenia poduszki solnej Koronowa w kierunku Torunia (Dadlez R., 1998, 2001), a na NE od niej strefa synklinalna, tzw. depresja Suchej (Jaskowiak-Schoeneichowa i Krassowska, 1988). Jeszcze dalej ku NE znajduje się uskok związany z południowo-wschodnim zakończeniem strefy tektonicznej Koszalin-Chojnice (Dadlez R., 1998). Upady warstw w formacjach kredowych są niewielkie, bliskie zeru lub rzędu kilku stopni.

2.2.9. PALEOGEN i NEOGEN

Rozprzestrzenienie i miąższość

Na obszarze „Chełmno" występują osady paleogenu (paleocen, eocen, oligocen) oraz osady neogenu – miocen. Profil stratygraficzny nie jest jednak ciągły i zawiera kilka istotnych luk stratygraficznych.

Utwory paleogenu i neogenu występują praktycznie na całym obszarze rejonu „Chełmno". Strop utworów paleogenu występuje na głębokości 62-100 m p.p.t., a strop utworów neogenu – na głębokości poniżej 50 m p.p.t. Sumaryczna miąższość utworów paleogenu waha się w granicach 57-101 m, a utworów neogenu – w granicach od 10 do ponad 100 m.

Ze względu na brak danych z głębokich otworów wiertniczych wykonanych w rejonie „Chełmno" stratygrafię, litologię i miąższości opracowano na podstawie kilkunastu profili płytkich otworów wiertniczych wykonanych dla potrzeb realizacji Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski i nielicznych otworów wykonanych w ramach poszukiwań węgla brunatnego.

Litologia i stratygrafia

Paleocen

W centralnej i południowo-zachodniej części rejonu „Chełmno" stwierdzono morskie utwory paleocenu dolnego **formacji puławskiej** (dan), leżące zgodnie na podścielających je utworach mastrychtu (Dadlez R., 1976a). W okolicach „Chełmna" są one wykształcone w postaci gez, opok i wapieni piaszczystych, ku północy przechodzą w wapienie piaszczyste i margliste, opoki oraz margle piaszczyste z domieszką glaukonitu i z wkładkami piasków wapnistych glaukonitowo-kwarcowych. Miąższość utworów paleocenu waha się w granicach 20-46 m (Butrymowicz, 1981a, b).

Oligocen

Osady oligocenu leżą niezgodnie na utworach danu (i, być może, bezpośrednio na podłożu mezozoicznym). Luka stratygraficzna w ich spągu obejmuje górny paleocen, cały eocen i najniższą część oligocenu dolnego. Utwory oligoceńskie są produktem transgresji wczesnooligoceńskiej – największej transgresji kenozoicznej na obszarze Europy środkowo-wschodniej. Transgresja ta rozwijała się z północnego zachodu, z obszaru basenu Morza Północnego, i sięgnęła po środkową Białoruś. Utwory wykształcone w facjach głębokowodnych (facja rupelska) są znane jedynie z obszaru niecki szczecińskiej (Piwocki i Kasiński, 1995). Obszar „Chełmno" z punktu widzenia głębokości basenu znajdował się w czasie sedymentacji w strefie płytszej.

Miąższość utworów oligoceńskich waha się w granicach 37-65 m.

W profilu oligocenu dolnego na omawianym obszarze wyróżniono dwie formacje: **formację czempińską** i **formację mosińską górną**. Brakiczne utwory formacji czempińskiej (Grabowska i Piwocki, 1975) są reprezentowane przez osady mułkowe i mułkowo-piaszczyste z wkładkami iłów i cienkimi przewarstwieniami węgla brunatnego. Ponad formacją czempińską zalegają w formie nieciągłej pokrywy morskie utwory formacji mosińskiej górnej, wykształcone w postaci iłów i mułków z glaukonitem oraz drobnoziarnistych piasków glaukonitowo-kwarcowych, miejscami z domieszką żwirku kwarcowego.

Miocen

Osady miocenu leżą niezgodnie na utworach oligocenu dolnego, a w ich spągu występuje znaczna luka stratygraficzna, obejmująca oligocen górny, miocen dolny i znaczną część miocenu środkowego. Utwory reprezentujące **formację adamowską** i **dolną część formacji poznańskiej** występują powszechnie na całym omawianym obszarze. Miąższość utworów oligoceńskich waha się w granicach 10-101 m (Kozłowska i Kozłowski, 1990a i b).

W spągu profilu miocenu zaznacza się powierzchnia erozyjna, podkreślona miejscami poziomem lub kilkoma poziomami żwirku kwarcowego. Osady formacji adamowskiej są wykształcone głównie w postaci drobno- i bardzo drobnoziarnistych piasków muskowitowo-kwarcowych z drobnymi ksylitami i wkładkami węgla brunatnego, z bogatym inwentarzem sedymentacyjnych struktur prądowych, deformacji obciążeniowych oraz ichnofauną (Osijuk, 1970, 1979). Podrzędnie występują mułki piaszczyste (również z wkładkami węgla) i iły węgliste.

Dolna część formacji poznańskiej jest reprezentowana przez iły i mułki o barwie szarej i ciemnobrunatnej, w części przyspągowej z wkładkami węgla brunatnego, które stanowią ekwiwalent sedymentacyjny i środkowopolskiego pokładu węgla brunatnego. W północno-wschodniej części rejonu „Chełmno" w nadkładzie tych utworów występują lokalnie mułki i iły zielone i szarobrunatne z wkładkami piasków kwarcowych drobnoziarnistych i przemazami węgla brunatnego, znane jako „**iły poznańskie**" (Grabowska, 1967).

2.2.10. CZWARTORZĘD

Lokalizacja

Obszar przetargowy „Chełmno" zlokalizowany jest w obrębie 4 arkuszy SMGP 1:50 000: Chełmno (243), Żołędowo (280), Unisław (281), Bydgoszcz Wsch. (319). Znaczna część obszaru leży na trzech pierwszych arkuszach. Oś obszaru stanowi dolina Wisły o szerokości 2-9 km.

Budowa geologiczna wgłębna

Kompleks osadów czwartorzędowych stanowią osady dwóch zlodowaceń: środkowopolskiego i północnopolskiego (wisły) w facjach lodowcowych, wodnolodowcowych i zastoiskowych, osady dwóch okresów interglacjalnych: mazowieckiego i eemskiego oraz holocenu. Miąższość osadów czwartorzędowych wynosi od 5,5 do ok. 100 m. Osady te leżą na osadach miocenu, oligocenu lub pliocenu. Najmniejsza miąższość osadów czwartorzędu występuje w dolinie Wisły, największa w obrębie wysoczyzn.

Budowa geologiczna powierzchniowa

Można wyróżnić 5 kompleksów osadowych:

1. Gliny zwałowe najmłodszej fazy zlodowacenia wisły, tworzące wysoczyzny polodowcowe po dwóch stronach doliny Wisły. Są miejscami dwudzielne (rozdzielenie osadami wodnolodowcowymi lub zastoiskowymi do 6,3 m). Miąższość ich wynosi 2-30 m. Pokryte są w wielu miejscach piaszczysto-żwirowymi eluwiami glin zwałowych o miąższości 0,5 – 2,0 m. Po zachodniej stronie doliny, na wysoczyźnie, występują dwie formy moren czołowych o wys. 10 i 15 m, zbudowanych z piasku i żwiru pokrytego gliną zwałową. W pobliżu położonych jest też kilka piaszczysto-żwirowych pagórków martwego lodu o wys. kilku metrów.
2. Piaski i żwiry wodnolodowcowe położone na glinach zwałowych, w obrębie wysoczyzn, o miąższości 2-5 m. Tworzą sandr powierzchniowy, spod którego miejscami wyłaniają się gliny zwałowe.
3. Strefy krawędziowe wysoczyzn i doliny Wisły. Dolina Wisły ograniczona jest skarpami wysoczyzn o wysokości 30-55 m i nachyleniu nawet ponad 50°. Skarpy zbudowane są z dwóch poziomów glin zwałowych zlodowacenia wisły: dolnego 10-15 m i górnego, często dwudzielnego, nawet do 30 m miąższości. Są one rozdzielone górną serią wodnolodowcową (3-8 m) i miejscami iłami zastoiskowymi, a podścielone dolną serią wodnolodowcową (20-30 m) i również miejscami iłami zastoiskowymi. W dole skarpy, często już pod najwyższymi tarasami doliny Wisły, pojawiają się miejscami jeszcze dwa poziomy glin zwałowych: najstarsza glina zlodowacenia wisły i glina zlodowaceń środkowopolskich. U podnóża skarp, u wylotu dolinek i wąwozów leżą piaski ze żwirami stożków napływowych.
4. Tarasy nadzalewowe doliny Wisły (plejstoceńskie). Jest ich 4-5. Zbudowane są z piasków i żwirów rzecznych. Ich miąższości nie są duże, wynoszą 3-14 m. Osady tarasów przeważnie leżą na starszych glinach zwałowych zlodowacenia wisły. Pomiędzy tarasami zaznaczają się krawędzie erozyjne o wys. 3-10 m. Tarasy miejscami pokryte są piaskami eolicznymi i niewielkimi wydmami.
5. Tarasy zalewowe Wisły (holoceńskie). Zbudowane są z piasków i żwirów rzecznych, miejscami pokryte są namułami torfiastymi (0,6-3,0 m), gytiami, torfami (nawet do 4 m), madami (0,5-1,5 m) i w jednym miejscu martwica wapienną. Miąższość osadów tarasów wynosi 5-16 m. Czasami leżą one na piaskach rzecznych z interglacjału eemskiego o miąższości do 15 m. Na osadach tarasów zalewowych występują piaski eoliczne, miejscami ukształtowane w wydmy o wysokości do 10 m.

2.3. BUDOWA STRUKTURALNA

Obszar przetargowy „Chełmno” zlokalizowany jest w strefie granicznej platformy zachodnioeuropejskiej (paleozoicznej) z platformą wschodnioeuropejską (prekambryjską). Charakteryzuje się on złożoną, zmienną w pionie budową geologiczną, w której wydzielić można co najmniej cztery piętra strukturalne: kenozoiczne, permsko-mezozoiczne podpermskie i prekambryjskie.

W podkenozoicznym planie strukturalnym obszar przetargowy „Chełmno” znajduje się na kontakcie antyklinorium środkowopolskiego z synklinorium koszalińsko-zamojskim. W podpermskim planie strukturalnym obszar leży w obrębie dystalnej strefy zapadliska przedgórskiego waryscydów, zaś w planie poddewońskim (na głębokościach >5-6 km; utwory nierozpoznane wiertniczo i niemożliwe do jednoznacznej interpretacji w oparciu o istniejące materiały sejsmiczne) w jego granicach prawdopodobnie występuje lateralne przejście pomiędzy niezdeformowanym kompleksem dolnopaleozoicznym pokrywy kratonu wschodnioeuropejskiego na NE a sfałdowanym dolnym paleozoikiem kaledońskiego, pomorsko-kujawskiego pasa fałdowego (por. Nawrocki i Becker, 2017). Przekłada się to na hipotetyczną obecność kolejnego ku dołowi, czwartego, oddzielnego, staropaleozoicznego (kaledońskiego) piętra strukturalnego w SW części obszaru, które stanowi tam zdeformowane podłoże platformy paleozoicznej (por. Aleksandrowski i Buła, 2017; Aleksandrowski i Mazur, 2017). Cały obszar jest podścielony przez krystaliczne podłoże platformy prekambryjskiej, reprezentujące najniższe piętro strukturalne, którego niezaburzony strop zanurza się ku SW, obniżając się stopniowo od głębokości ok. 8 do ok. 9 km (por. Mazur i in., 2018).

Osady hipotetycznego (w sensie tworzenia na opisywanym obszarze oddzielnego piętra) staropaleozoicznego piętra strukturalnego w SW części obszaru reprezentowane są na głębokościach rzędu 6-9 km przez zdeformowane skały ordowicko-sylurskie, zaliczane do kaledońskiego pasa fałdowo-nasuwczego nazywanego w tej części Polski strefą fałdów Koszalin-Chojnice lub Koszalin-Toruń (Żelaźniewicz i in., 2011).

Podpermskie piętro strukturalne ograniczone jest od góry podpermską powierzchnią erozyjną, zalegającą na poziomie od ok. 3100 m p.p.m. W NE części obszaru przetargowego i generalnie obniżającą się do ponad 5100 m p.p.m. W jego SW części (Fig.2.9). Na powierzchni podpermskiej w części SW prawdopodobnie odsłaniają się skały osadowe karbonu dolnego, reprezentujące zewnętrzną część waryscyjskiego zapadliska przedgórskiego (Fig.2.9), zasadniczo nieobjętą waryscyjską, późnokarbońską deformacją fałdowo-nasuwczą. Na większości obszaru na powierzchni podpermskiej występują skały dewonu górnego (Fig.2.9), natomiast w skrajnie NE części mogą odsłaniać się także sfałdowane osady sylurskie (Fig.2.9). Obraz wychodni podpermskich może być jednak bardziej zróżnicowany, zważywszy na fakt, że obecnie na obszarze przetargowym brak jest otworów wiertniczych głębszych niż 500 m, a zawarty w niniejszym opracowaniu obraz budowy geologicznej jest ekstrapolacją opartą na danych otworowych z sąsiednich obszarów.

Utwory karbonu pocięte są uskokami o dominującym kierunku NW-SE (od NNW-SSE do WNW-ESE; Fig.2.9).

Na utworach dewonu i prawdopodobnie karbonu (w SW części obszaru) niezgodnie zalegają skały osadowe czerwonego spągowca o miąższości do ok. 150 m (na podstawie danych z otworu Wałdowo Królewskie 1, znajdującego się na SE

od omawianego obszaru, w którym nawiercono ok. 160-metrowej miąższości pakiet osadów czerwonego spągowca), utworzone w warunkach powaryscyjskiej ekstensji tektonicznej, związanej z założeniem sedymentacyjnego basenu niemiecko-polskiego (Kiersnowski i Buniak, 2006). W NE części obszaru prawdopodobnie brak jest osadów czerwonego spągowca, których zasięg koreluje się z regionalną dyslokacją - uskokiem Chełmży (nazwanym tak do celów niniejszego opracowania) o przebiegu NW-SE (Fig. 2.21, Fig. 2.22).

Utwory strukturalnego piętra podpermskiego pocięte są uskokami o przeważającym kierunku NW-SE, zgodnym z przebiegiem strefy TT (Fig.2.9 i Fig. 2.21). Dyslokacjom tym mogą towarzyszyć uskoki poprzeczne, o przebiegu NE-SW, dzieląc paleozoiczne podłoże na szereg pochylonych i zrotowanych bloków tektonicznych. Nie można wykluczyć, że osady karbońsko-dewońskie ujęte są w łagodne wielkopromienne fałdy, które powstały jeszcze przed depozycją osadów czerwonego spągowca. Zapis sejsmiczny z profilu sejsmicznego pomierzonego w ostatnich latach na sąsiednim obszarze (na SE od omawianego obszaru) wskazuje, że dyslokacje podpermskiego podłoża generalnie wygasają ku górze w spągu cechsztynu. (Fig. 2.22).

Obecność licznych bloków tektonicznych w podcechsztyńskim podłożu stanowi o jego perspektywiczności pod

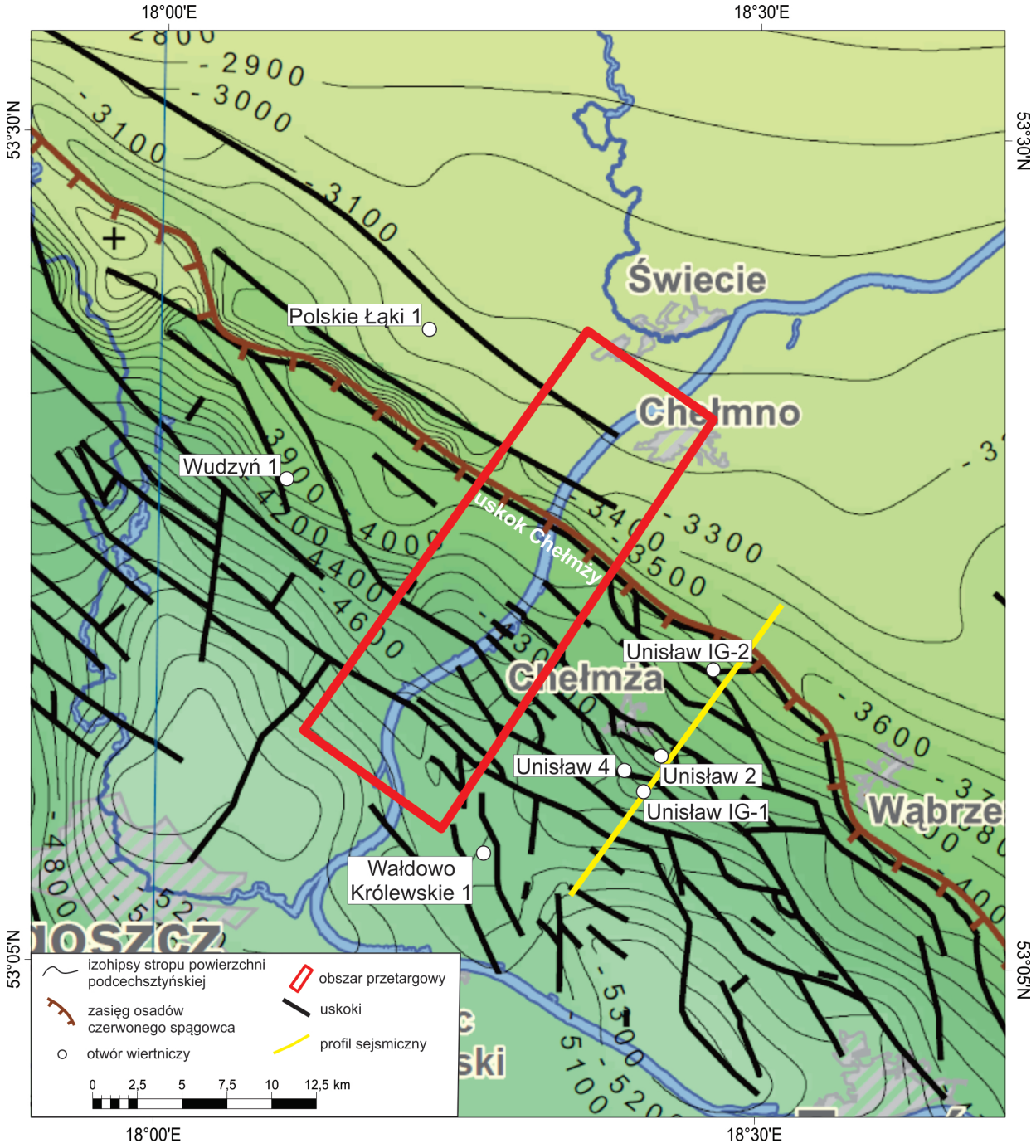


Fig. 2.21. Fragment mapy strukturalnej powierzchni podcechsztyńskiej (Kudrewicz, 2007). Intensywnością koloru zielonego oznaczono głębokość zalegania spągu cechsztynu

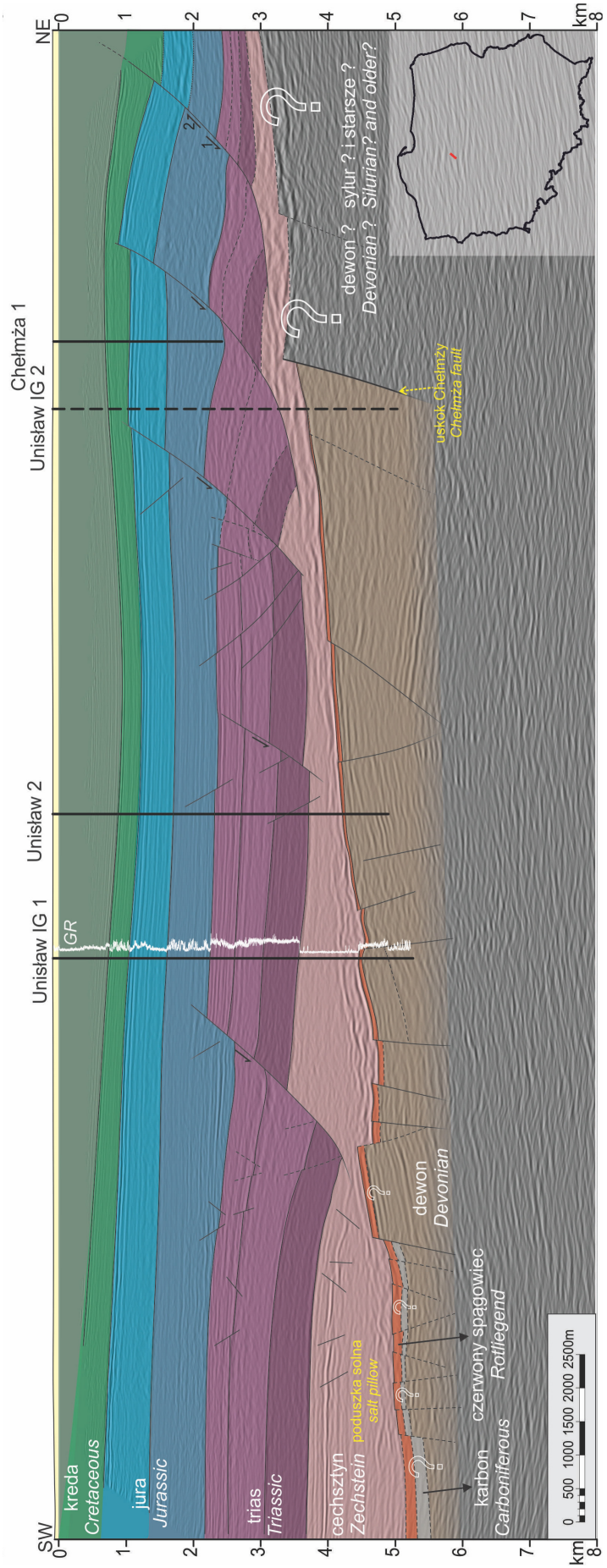


Fig. 2.22. Profil sejsmiczny zlokalizowany na SE od obszaru badań (w: Matyja i Iwańczuk, 2018, w druku). Lokalizacja profilu na Fig. 2.9 i 2.21–2.23

względem prawdopodobnej obecności pułapek strukturalnych na węglowodory.

Uskok Chełmży rozcinający podcechsztyńskie podłoże w centralnej/NE części obszaru może stanowić północno-wschodnią granicę występowania osadów dewońskich oraz, co już wcześniej wspomniano, przykrywających je osadów czerwonego spągowca (Fig. 2.9, Fig. 2.21–Fig. 2.22). W NE skrzydle tego uskoku na powierzchni podcechsztyńskiej mogą odsłaniać się zdeformowane(?) osady ordowicko-sylurskie. Nie można wykluczyć, że obecne są tam osady górnego paleozoiku, jednak niska jakość danych sejsmicznych i brak otworów wiertniczych nie pozwala na wiarygodną interpretację strukturalną podpermskiego podłoża.

Część uskoków rozcinających na sąsiednim obszarze skały podpermskie kontynuuje się wyżej – przemieszczają one sukcesję osadową dolnej części cechsztynu i wygasają w cechsztyńskich solach kamiennych (Fig. 2.22). Strefy przyuskokowe oraz antykliny towarzyszące tym dyslokacjom stanowią potencjalne pułapki strukturalne dla węglowodorów w poziomie dolomitu głównego (Ca2) również na obszarze przetargowym „Chełmno". Dyslokacje zaznaczające się na powierzchni podcechsztyńskiej (Fig. 2.21) stanowią zapewne w głównej mierze przedłużenie reaktywowanych starszych dyslokacji piętra podpermskiego.

W permsko-mezozoicznym piętrze strukturalnym na obszarze przyległym od SE do obszaru przetargowego (Fig. 2.22) rozpoznano szereg uskoków normalnych o geometrii (przynajmniej częściowo) listrycznej i zrzuconych skrzydłach południowo-zachodnich. Uskoki te zakorzenione są w solach cechsztyńskich (prawdopodobnie w solach cyklotemu PZ2; Fig. 2.22). Uskoki obserwowane w tym piętrze strukturalnym, podobnie jak dyslokacje w podcechsztyńskim podłożu, wykazują rozciągłość NW-SE. Głównym powierzchniom uskokowym towarzyszyć mogą sprzężone z nimi antytetyczne i syntetyczne uskoki niższego rzędu (Fig. 2.22). Uskoki te wykazują synsedymentacyjny charakter, przejawiający się zwiększoną miąższością osadów w obniżonych (stropowych) skrzydłach uskoków normalnych (Fig. 2.22).

W południowo-zachodniej części obszaru występują zwiększone miąższości cechsztynu związane z występowaniem dużej poduszki solnej o przebiegu NW-SE, rozciągającej się od Kamienia Krajeńskiego do Torunia (Fig. 2.22, Fig. 2.23; Dadlez R. i in., 1998).

Na powierzchni podkenozoicznej, stanowiącej jednocześnie erozyjną powierzchnię stropową kompleksu permsko-mezozoicznego, odsłaniają się osady kredowe, obejmujące interwał wiekowy od mastrychtu, którego wychodnia pokrywa większość obszaru, do kampanu i koniaku/santonu, reprezentowanych w części SW (Fig. 2.2b).

2.4. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Kompleksy osadowe pięter strukturalnych (górno)paleozoicznego (przedpermskiego) i permsko-mezozoicznego, które mogą stanowić potencjalne cele eksploracyjne, zostały zdeponowane w przedziale od dewonu po koniec kredy. Na całości obszaru są one prawdopodobnie podścielone przez sukcesję kambryjsko-sylurską (dolnodewońską?) objętą fałdowaniami kaledońskim. Kompleksy skalne dewoński i karboński piętra górnopaleozoicznego (waryscyjskiego) osadziły się w warunkach epikontynentalnych. Od wczesnego karbonu wpływ na sedymentację miało położenie obszaru na dalekim przedpolu formującego się na południu pasma orogenicznego waryscydów. Powstałe ówcześnie sukcesje osadowe wykształciły się w dystalnej strefie zapadliska przedgórskiego i nie zostały dotknięte waryscyjską tektoniką kompresyjną, aktywną w przyległej od południa zewnętrznej strefie orogenu pod koniec karbonu.

Geneza blokowej tektoniki podłoża permu (Fig. 2.9, Fig. 2.21–2.22) jest według R. Dadleza (1978) związana późnokarbońską aktywnością tektoniczną obszaru na przedpolu orogenu waryscyjskiego. Amplituda pionowych przemieszczeń na uskokach sięgać ma lokalnie nawet 2 km (Dadlez R., 1978). Przemieszczenia te spowodować miały znaczne zróżnicowanie morfologiczne powierzchni terenu, a jego zniwelowanie w późnym karbonie i najwcześniejszym permie winno było pociągnąć za sobą zdarcie osadów o miąższości kilku tysięcy metrów (Dadlez R., 1978).

Zdaniem Antonowicza i in. (1993, 1994) we wczesnym permie, a być może częściowo już nawet w wizenie i późnym karbonie, sedymentacji osadów lądowych towarzyszyły epizody tektoniki ekstensyjnej, prowadzące do wykształcenia się pochylonych bloków uskokowych, półrowów itp. Wyniesione krawędzie bloków tektonicznych były erodowane i dostarczały materiału do basenów znajdujących się na obniżonych skrzydłach dyslokacji.

W późnym permie doszło do regionalnej transgresji morza cechsztyńskiego na zerodowane starsze podłoże. Utworzyły się wtedy m.in. miąższe osady węglanowe i ewaporatowe.

Na obszarze obecnego wału (antyklinorium) środkowopolskiego od początku cechsztynu do wczesnej kredy miała miejsce wzmożona subsydencja skutkująca powstaniem dużych miąższości osadów klastycznych i węglanowych w obrębie tzw. bruzdy śródpolskiej (np. Krzywiec, 2002, 2006; Mazur i in., 2005), która uległa następnie pełnej inwersji (np. Pożaryski i Brochwicz-Lewiński, 1978; Dadlez R., 1997; Krzywiec, 2002, 2006; Mazur i in., 2005) podczas regionalnego epizodu kompresyjnego w końcu kredy (tzw. tektoniczna faza laramijska).

Dyslokacje powstałe w podpermskich kompleksach osadowych w późnym karbonie i we wczesnym permie były zapewne w części reaktywowane podczas tektonicznych epizodów mezozoicznych (np. W wyniku tzw. ruchów starokimeryjskich w triasie, czy laramijskich w końcu kredy). W trakcie tych deformacji mogło dochodzić do rozszczelniania pułapek i migracji węglowodorów.

Osady górnego triasu, jury i dolnej kredy na SE od omawianego obszaru charakteryzują się dużymi zmianami miąższości, wskazującymi na synsedymentacyjną aktywność zakorzenionych w ewaporatach cechsztyńskich uskoków, które w tym czasie miały charakter uskoków normalnych tworzących rowy i półrowy tektoniczne (Fig. 2.22). Ich powstanie wiązać należy z ekstensyjnymi epizodami w rozwoju basenu polskiego i ze stopniowym nachylaniem dna tej części basenu w kierunku południowo-zachodnim, czemu towarzyszyły zjawiska halotektoniczne.

Zainicjowanie procesów halokinetycznych na obszarze przetargowym „Chełmno" i generowanie struktur solnych związane było zapewne z aktywnością stref uskokowych przecinających kompleks cechsztyńsko-mezozoiczny. Zjawiska halokinetyczne, w trakcie których formowała się poduszka solna rozciągająca się od Kamienia Krajeńskiego do Torunia i przebiegająca przez obszar przetargowy, wpływały na zmianę miąższości deponowanych ówcześnie osadów mezozoicznych i na powstawanie lokalnych powierzchni erozyjnych.

Na przełomie późnej kredy i paleogenu doszło do ponadregionalnego epizodu kompresyjnego (tzw. kompresja laramijska), skutkującego wspomnianą już inwersją basenu polskiego oraz wielkoskalowym, choć łagodnym w formie,

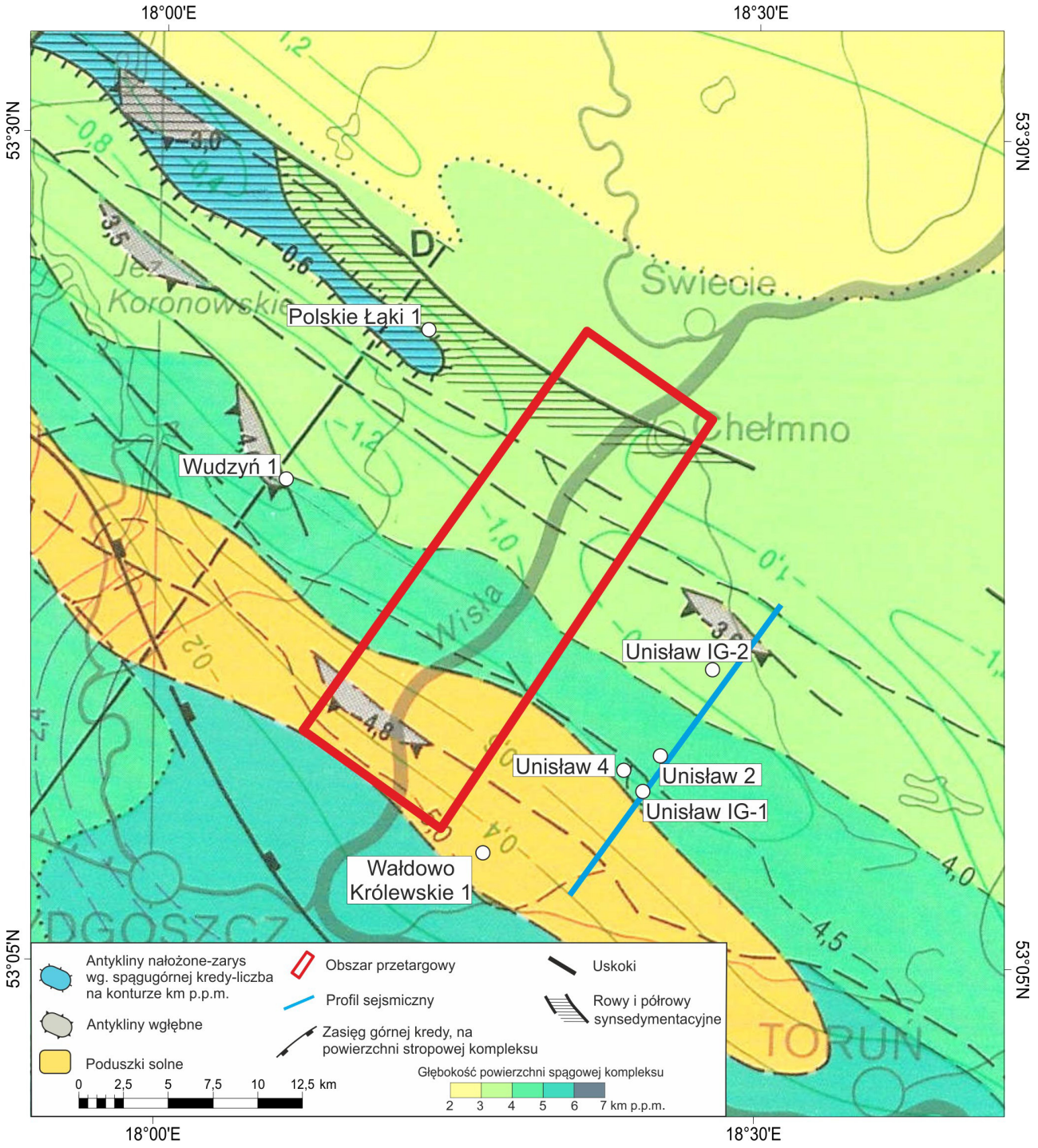


Fig. 2.23. Fragment mapy tektonicznej kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego (Dadlez R. i in., 1998)

sfałdowaniem kompleksu permsko-mezozoicznego na Niżu Polskim w rozległe antyklinoria i synklinoria o rozciągłości NW-SE. Znacznemu wypiętrzeniu uległo wtedy antyklinorium środkowopolskie (wał środkowopolski), co spowodowało wychylenie serii skalnych (przynajmniej SW części) obszaru ku NE, usunięcie znacznej miąższości osadów mezozoiku i w efekcie odsłonięcie na powierzchni podkenozoicznej coraz to starszych ku SW pięter kredy w części SW obszaru.

Późnokredowy epizod kompresyjny sprzyjał reaktywacji w reżimie kompresyjnym/transpresyjnym licznych stref uskokowych utworzonych podczas wcześniejszych etapów deformacji.

Podczas paleogenu i neogenu kontynuowana była tendencja do powolnej i nieciągłej w czasie akumulacji osadów. Podczas czwartorzędu obszar doświadczył serii zlodowaceń plejstoceńskich, które pozostawiły po sobie osady glacjalne i interglacjalne.

Obecnie głębsze horyzonty skalne obszaru „Chełmno” znajdują się w polu tektonicznej kompresji poziomej, ukierunkowanej w przybliżeniu N-S, w reżimie tektonicznym prawdopodobnie o niewielkiej anizotropii i charakterze przesuwczym (por. Jarosiński, 2006, 2017).

2.5. HYDROGEOLOGIA

Obszar przetargowy „Chełmno" jest położony w regionie wodnym Dolnej Wisły, w jednostce bilansowej 237A[l] - (L) Wisła i 237A[p] - (P) Wisła, w polu 237A, oraz w niewielkich fragmentach jednostek bilansowych 237B - Wda oraz 236 - Brda. W podziale na jednolite części wód podziemnych należy do JCWPd nr 29 oraz niewielkich fragmentów JCWPd nr 37, 36, 38. Główną rzeką obszaru jest Wisła, która przepływa na nim między Bydgoszczą a Chełmnem. Zasilają ją niewielkie cieki spływające z Wysoczyzny Świeckiej i Pojezierza Chełmińskiego. Dolina Wisły jest odwadniana gęstą siecią rowów melioracyjnych (Fig. 2.24).

Zgodnie z podziałem regionalnym zwykłych wód podziemnych (Paczyński i Sadurski, 2007) obszar należy do prowincji Wisły SP – region Dolnej Wisły – subregion pojezierny.

Rozpoznanie warunków hydrogeologicznych zostało przedstawione na Mapie Hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000 (MhP) arkusze: Chełmno (Zambrzycka, 2002a), Żołędowo (Nowak I., 2000), Unisław (Zambrzycka, 2002b) oraz niewielki fragment arkusza Bydgoszcz Wschód (Gurwin i Janczarski, 2000).

Wody podziemne słodkie (zwykłe) występują w trzech piętrach wodonośnych: czwartorzędowym, neogeńsko-paleogeńskim i kredowym.

W dolinie Wisły rolę głównego użytkowego poziomu wodonośnego (GUPW) pełni poziom dolinny (wody gruntowe). Jest on związany z występowaniem osadów holoceńskich oraz podścielających je wodonośnych osadów plejstocenu i lokalnie miocenu. Zawodnione osady miocenu najczęściej współtworzą dolinny poziom wodonośny. Poziom dolinny charakteryzuje się zróżnicowanymi parametrami hydrogeologicznymi i eksploatacyjnymi, co wiąże się ze zmiennym rozprzestrzenieniem budujących go osadów. Są to głównie piaski i żwiry o zmiennej frakcji i różnym stopniu wysortowania. Osady miocenu często są zailone. Wody cechuje swobodne zwierciadło, chociaż w miejscach występowania osadów izolujących na powierzchni terenu ma charakter napięty. Głębokość do poziomu wodonośnego wynosi na ogół <5 m i zwiększa się w obrębie tarasów. Miąższość warstwy wodonośnej jest największa (około 40 m) w południowej części obszaru. Na północy jednostki na ogół nie przekracza 20 m. Zwierciadło wody układa się na wysokości od 25 m n.p.m. W rejonie Chełmna do 35 m n.p.m w okolicy Bydgoszczy. Współczynnik filtracji wynosi najczęściej około 0,7 m/h. Przewodność poziomu wodonośnego, zależna w dużej mierze od miąższości warstwy wodonośnej, zmienia się od 10 do około 60 m^2/h, średnio wynosi 20 m^2/h. Wydajności potencjalne studni wynoszą najczęściej 30–70 m3/h. Najkorzystniejsze warunki hydrogeologiczne występują w środkowej i północnej części jednostki, gdzie poziom dolinny spełnia kryteria GUPW i od Unisławia aż po Nowe stanowi on podstawowe źródło zaopatrzenia w wodę. W dolinie Wisły wody czwartorzędu kontaktują się z wodami miocenu i pozostają ze sobą w bezpośredniej łączności hydraulicznej. Na obszarach wysoczyzn okalających dolinę Wisły wody gruntowe występują w piaskach lodowcowych, wodnolodowcowych i dolinnych na powierzchni terenu, a także w przewarstwieniach piaszczystych wśród glin zwałowych. Pierwszy poziom wód podziemnych występuje na głębokości od 1 m w dolinach rzek do około 20 m w obrębie sandrów i utworów wysoczyzny morenowej. Jedynie w strefie drenażu krawędziowego wody gruntowe występują głębiej. Zwierciadło wód ma na ogół swobodny charakter. Tylko lokalnie mogą one pozostawać pod niewielkim napięciem hydrostatycznym.

Międzymorenowy poziom wodonośny ogranicza się do przykrawędziowej strefy wysoczyzn w obrębie Wysoczyzny Świeckiej na zachodnim brzegu Wisły oraz Pojezierza Chełmińsko-Dobrzyńskiego na wschodnim jej brzegu. Poziom ten ma układ dwuwarstwowy. Tworzą go piaski i żwiry interglacjału eemskiego (warstwa dolna) oraz lokalnie wodonośne osady zlodowacenia północnopolskiego (warstwa górna). Dolna międzymorenowa warstwa wodonośna jest związana z występowaniem osadów piaszczystych eemu. W dnie doliny Wisły zawodnione osady eemu współtworzą dolinny poziom wodonośny. Głębokość do warstwy wodonośnej w strefie krawędziowej i na wysoczyźnie wynosi 20-70 m. W zachodniej części jednostki miąższość dolnej warstwy miedzymorenowej jest największa i wynosi około 30 m. Wielkość tego parametru maleje ku północy. Charakteryzuje się ona dobrymi i bardzo dobrymi parametrami hydrogeologicznymi: współczynnik filtracji wynosi zazwyczaj powyżej 1 m/h, przewodność poziomu wodonośnego waha się od 20 do 60 m^2/h, wydajności potencjalne pojedynczej studni wynoszą 30–50 m^3/h. Zwierciadło wody ma charakter subartezyjski i układa się na rzędnych od 25 do około 35 m n.p.m. i wykazuje spadek ku dolinie Wisły. Warstwa ta zasilana jest z głębi pojeziernych obszarów wysoczyznowych poprzez przesączanie wód z wyższych warstw wodonośnych, a w strefie krawędziowej i w dolinie Wisły także poprzez ascenzję wód z głębszych poziomów. W rejonie Grudziądza, Chełmna i Unisławia, gdzie parametry hydrogeologiczne eemskiej warstwy wodonośnej są bardzo dobre, zostały wyznaczone GZWP: 129, 131, 141. Największe ujęcia zlokalizowane w strefie krawędzi doliny Wisły eksploatują wody międzymorenowego poziomu wodonośnego.

Skład chemiczny wód poziomu dolinnego i warstw poziomu międzymorenowego jest typowy dla wód płytkiego obiegu Polski północnej. Są to najczęściej wody typu HCO_3–Ca, o zróżnicowanej mineralizacji, która wyrażona suchą pozostałością wynosi średnio od 200 do 900 mg/dm^3. Zawartość jonów wapnia i magnezu sprawia, że wody te są przeważnie średnio twarde i twarde. Twardość ogólna wynosi najczęściej od 5 do 8 mval/dm^3. Jony chlorkowe występują przeważnie w stężeniach od 10 do 60 mg/dm^3. Wyższe stężenia chlorków są najczęściej wynikiem antropopresji. Lokalnie zjawisko to jest związane także z ascenzją słonych wód z poziomu kredowego. Ilość siarczanów zawartych w wodzie zmienia się od <1 do >180 mg/dm^3 i średnio wynosi około 30 mg/dm^3. Wody podziemne charakteryzują się podwyższoną, uwarunkowaną geogenicznie zawartością żelaza. Zawartość tego jonu zmienia się średnio od 0,3 do 6,0 mg/dm^3. Ilość manganu jest podobna na całym obszarze, średnio wynosi 0,2–0,3 mg/dm^3. Z uwagi na ponadnormatywną zawartość żelaza i manganu wody te na ogół wymagają uzdatniania. Stopień obciążenia związkami azotowymi jest różny. Zawartość amoniaku zmienia się średnio od 0,1 do 2,0 mg/dm^3. Azotany w większych ilościach występują w rejonach użytkowanych rolniczo, a ich zawartość w wodach poziomu dolinnego może wynosić od <1 do powyżej 200 mg/dm^3, przy czym najwyższe wartości, świadczące o skażeniu wód, stwierdza się w studniach kopanych ujmujących strop warstwy w pobliżu ognisk zanieczyszczeń oraz w studniach położonych w pobliżu Wisły, będących w bezpośrednim kontakcie z rzeką. Wraz z głębokością zmniejsza się zawartość azotanów. W studniach wierconych ujmujących spąg warstwy stężenia związków azotu na ogół nie przekraczają dopuszczalnych norm.

Ciągłość osadów paleogenu i kredy sprawia, że wody występujące w tych utworach tworzą wspólny paleogeńsko-kredowy poziom wodonośny. Lokalnie pozostają one w bezpośrednim kontakcie hydraulicznym z wodonośnymi osadami miocenu. Krążące w tych osadach wody mają charakter po-

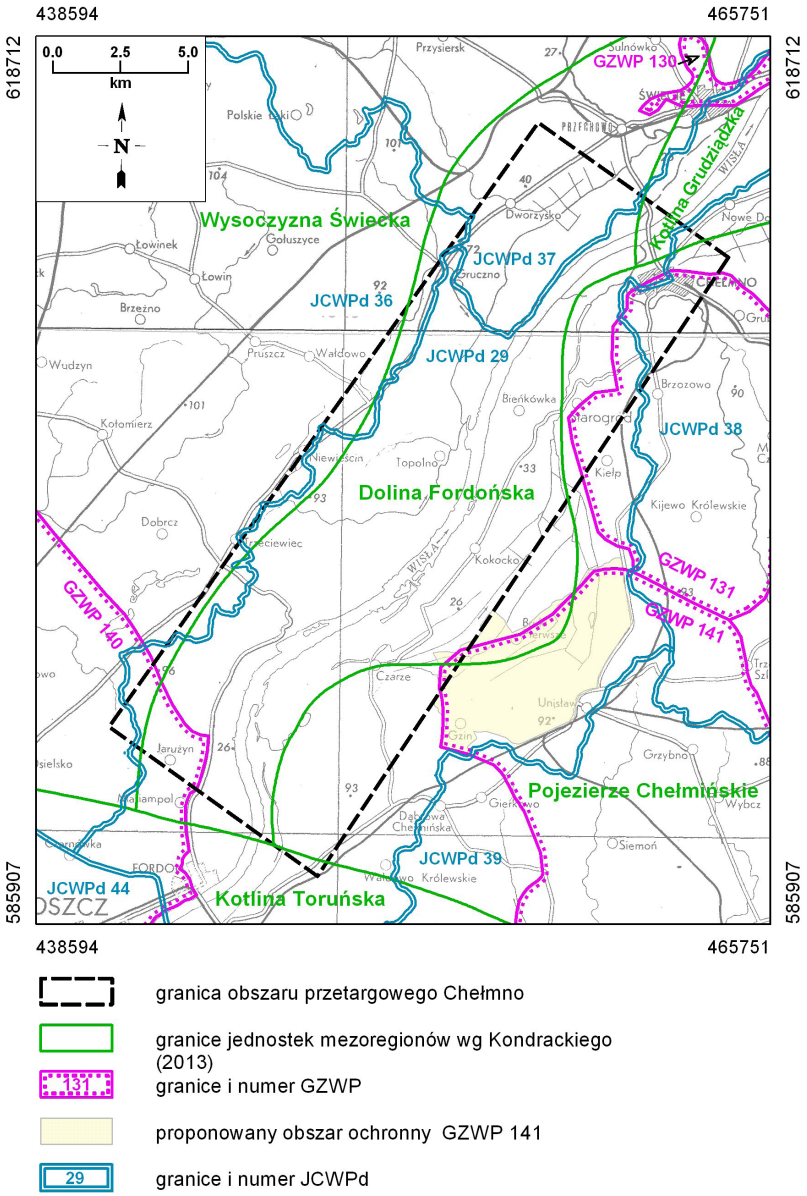


Fig. 2.24. Położenie obszaru przetargowego „Chełmno” na tle jednostek fizycznogeograficznych, GZWP i JCWPd

rowy, porowo-szczelinowy, szczelinowy lub szczelinowo-warstwowy. Paleogeńsko-kredowy poziom wodonośny najlepiej został rozpoznany w południowej części obszaru, gdzie pełni rolę GUPW. Lokalnie brakuje w nim wodonośnych osadów paleogenu. Strop wodonośnych osadów zalega najpłycej w dolinie Wisły - około 50 m p.p.t. Na obszarze wysoczyznowym głębokość wzrasta do około 150 m p.p.t. Użytkowe znaczenie tego poziomu ogranicza zawartość chlorków wzrastająca wraz z głębokością. W spągu serii węglanowej występują już wody słone. W rejonie Chełmna wody zasolone (Cl >600 mg/dm^3) występują na głębokości około 120 m, w Świeciu (Cl >2000 mg/dm^3) na głębokości około 200 m. Zwierciadło wody o charakterze subartezyjskim (na wysoczyznach) i artezyjskim (w dolinie Wisły) stabilizuje się na rzędnych: około 35 m n.p.m. na południu i 25 m n.p.m. na północy jednostki. Parametry hydrogeologiczne poziomu Pg–K są bardzo zróżnicowane. Dla utworów porowych wartość współczynnika filtracji waha się na ogół od 0,1 do 0,5 m/h, przewodność wynosi od <5 do około 20 m^2/h, a wydajność potencjalna oscyluje w granicach 10–70 m^3/h. Dla utworów szczelinowych wartość współczynnika filtracji nie przekracza na ogół 0,2 m/h, przewodność poziomu wynosi od <1 do około 10 m^2/h, a wydajności potencjalne dla pojedynczej studni zmieniają się najczęściej od 20 do 50 m^3/h. Poziom Pg–K jest zasilany przede wszystkim dopływem bocznym z głębi obszarów wysoczyznowych. Tam jego zasilanie odbywa się poprzez przesączanie wód z płytszych poziomów wodonośnych. Bazą drenażu jest dolina Wisły.

Skład chemiczny wód paleogenu i kredy jest zbliżony do składu chemicznego wód wyższych poziomów wodonośnych. Są to wody zwykłe typu HCO_3–Ca lub HCO_3–Na, słabo zasadowe, o niskiej i średniej twardości. Mineralizacja wyrażona suchą pozostałością wynosi średnio od 400 do 900 mg/dm^3. Zawartość jonu chlorkowego waha się od 5 do 140 mg/dm^3 i osiąga maksymalne wartości w wodach utworów kredy. Zawartość siarczanów na ogół nie przekracza 50 mg/dm^3. Stę-

żenie amoniaku waha się w granicach od 0,1 do 1,5 mg/dm^3, a zawartość azotanów na ogół nie przekracza 1,5 mg/dm^3. Zawartość żelaza wynosi od 0,1 do 0,6 mg/dm^3, manganu około 0,15 mg/dm^3.

Wydzielone poziomy wodonośne: dolinny i poziomy międzymorenowe wysoczyzny oraz wody paleogenu i kredy tworzą wspólny system wodonośny, w ramach którego można wydzielić przepływ lokalny, pośredni i regionalny. Dolinny poziom wodonośny zasilany jest przez infiltrację bezpośrednią, dopływ lateralny z obszaru wysoczyzn oraz przez ascenzję wód z głębszych poziomów wodonośnych, dla których Wisła stanowi bazę drenażu. Strefa zasilania wodonośnych poziomów międzymorenowych oraz paleogenu i kredy związana jest z położonymi poza granicami obszaru terenami wysoczyzn. Na zachodzie są to kulminacje terenu Pojezierza Południowopomorskiego, na wschodzie wyniesienia Pojezierza Iławskiego i Pojezierza Chełmińsko-Dobrzyńskiego. W strefach oddalonych od krawędzi wysoczyzny dominuje przesączanie wód podziemnych w głąb systemu wodonośnego, zaś przy krawędzi wysoczyzn silny drenaż wywołany przez dolinę Wisły. Drenaż wód zachodzi także przez krawędzie doliny, uwidaczniając się w postaci źródeł. Przepływ lokalny zachodzi w obrębie poziomu wód dolinnych, gruntowych oraz międzymorenowych. Przepływ pośredni odbywa się w spągowych warstwach wodonośnych czwartorzędu. Przepływ regionalny występuje w wodach poziomu paleogeńsko-kredowego.

Z uwagi na układ hydrostrukturalny całego systemu wodonośnego oraz warunki hydrogeologiczne pięter wodonośnych można wyróżnić jednostki hydrogeologiczne o podobnych parametrach (Fig. 2.25). W dolinie Wisły występuje jednostka Q-Ng, gdzie poziom dolinny związany piaszczystymi osadami

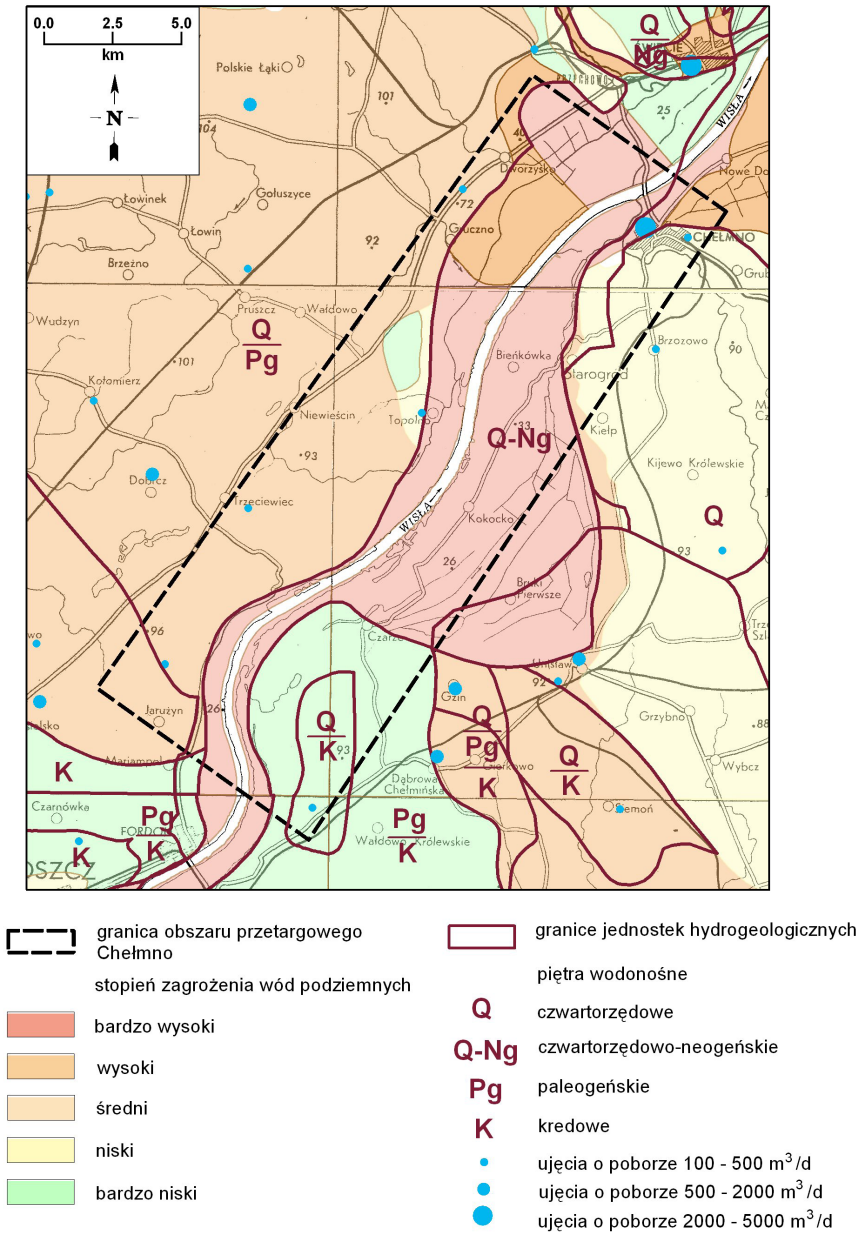


Fig. 2.25. Położenie obszaru przetargowego „Chełmno” na tle jednostek hydrogeologicznych

czwartorzędu i piaskami miocenu tworzy GUPW. Z uwagi na brak izolacji dominuje bardzo wysoki stopień zagrożenia.

W obrębie Wysoczyzny Świeckiej przeważa jednostka typu ($\frac{Q}{Pg}$). Główne użytkowe piętro wodonośne stanowią warstwy w osadach czwartorzędowych. Głębiej występują wody w osadach neogenu. Stopień zagrożenia wód podziemnych najczęściej jest wysoki i bardzo wysoki (Fig. 2.25), ponieważ w nadkładzie warstw wodonośnych gliny zwałowe i mułki są najczęściej zredukowane. Brakuje więc dostatecznej miąższości osadów słabo przepuszczalnych, które chroniłyby wody podziemne od przenikania zanieczyszczeń z powierzchni terenu. Nieco odmienna sytuacja występuje w rejonie Chełmna, gdzie GUPW wydzielono tylko w osadach czwartorzędu (Q). Obecność warstw izolujących w nadkładzie warstw wodonośnych dostatecznie izoluje wody podziemne przed antropopresją.

W południowej części obszaru przetargowego wyodrębniono dwie jednostki, w których podrzędny poziom użytkowy stanowią osady kredy górnej. Rolę GUPW w tych jednostkach pełnią osady międzymorenowe ($\frac{Q}{K}$) lub piaski miocenu ($\frac{Pg}{K}$). Są one dobrze izolowane kompleksem glin zwałowych od niekorzystnych wpływów z powierzchni terenu.

Najbardziej narażone na presję czynników antropogenicznych są wody dolinne i wody gruntowe wysoczyzny. Są one na ogół pozbawione wystarczającej izolacji od powierzchni terenu. Wody głębszych poziomów: międzymorenowego i neogeńsko-paleogeńskiego i kredowego są całkowicie izolowane od wpływów z powierzchni terenu. Czynnikiem decydującym o stopniu zagrożenia wód podziemnych są rzeczywiste i potencjalne ogniska zanieczyszczeń. Na omawianym obszarze występują one lokalnie i związane są z obszarami miejsko-przemysłowymi Chełmna i Świecia. Mając na uwadze naturalną odporność poziomów wodonośnych oraz występowanie ognisk zanieczyszczeń, należy stwierdzić, że dominuje tu wysoki i bardzo wysoki stopień zagrożenia wód podziemnych. Obejmuje on przeważającą część doliny Wisły, gdzie wody podziemne nie są izolowane. Do specyficznych zagrożeń wód poziomu paleogeńsko-kredowego należy możliwość ascenzji wysoko zmineralizowanych wód z głębszego podłoża. Zapobiec temu ma ograniczenie eksploatacji wód tego poziomu.

Obszar przetargowy „Chełmno” obejmuje niewielkie fragmenty trzech głównych zbiorników wód podziemnych: GZWP nr 131, 141 oraz 140 (Tab. 2.5). Na prawym brzegu doliny Wisły, w zachodniej części Pojezierza Chełmińskiego, rozpościera się GZWP 131 Zbiornik Chełmno (Dobkowska i in., 2011). Zbiornik ten tworzą międzymorenowe piaszczysto-żwirowe osady zlodowacenia wisły i interglacjału eemskiego. Poziom zbiornikowy obejmuje drugą, licząc od powierzchni terenu, warstwę międzymorenowych osadów piaszczysto-żwirowych. Drenaż wywołany przez dolinę Wisły sprawia, że wyżej ległe osady międzymorenowe pozostają suche, bądź parametry hydrogeologiczne lokalnie występującej warstwy wodonośnej są zbyt słabe, aby można było ją zaliczyć do poziomu zbiornikowego. Z uwagi na dobrą izolację poziomu zbiornikowego, który występuje pod 20-40-metrowym nadkładem utworów słabo przepuszczalnych, cały jego obszar należy do obszarów bardzo słabo podatnych, dlatego dla GZWP nr 131 nie wyznaczono obszaru ochronnego. GZWP 141 Zbiornik rzeki dolna Wisła (Tarnawska i in., 2013) tylko niewielkim fragmentem występuje w granicach obszaru przetargowego. Poziom wodonośny zbiornika tworzą międzymorenowe warstwy wodonośne, które kontaktują się z tarasami Wisły (poziom dolinny). Zbiornik ten charakteryzuje się korzystnymi parametrami hydrogeologicznymi: miąższość poziomów jest zmienna, w granicach 10-50 m, a przewodność zmienia się od około 20 do ponad 60 m^2/h, wydajność potencjalna pojedynczej studni wynosi z reguły od 70 do ponad 100 m^3/h. Zarówno zbiornik ten, jak i obszar jego zasilania cechuje bardzo niska odporność naturalna, dlatego na części obszaru wyznaczono obszary ochronne. GZWP 140 Subzbiornik Bydgoszcz (Dąbrowski i in., 2013) obejmuje niewielki południowo-zachodni fragment obszaru przetargowego na lewym brzegu Wisły. Poziom zbiornikowy tworzą piaski i piaskowce kredy dolnej. W tych osadach wyróżniono dwie warstwy: dolną „Lasu Gdańskiego” oraz górną „Fordonu”. Na omawianym obszarze zbiornik kredy fordońskiej osiąga miąższość 40-80 m, a przewodność poziomu wodonośnego wynosi ponad 20 m^2/h. Z uwagi na miąższy nadkład glin zwałowych poziom zbiornika jest dobrze chroniony. Zagrożeniem dla jakości wód zbiornika może być ascenzja wysoko zmineralizowanych wód z głębszego podłoża, głównie w rejonie doliny Wisły.

W granicach zbiornika 141 proponuje się obszary ochronne. Po ich wprowadzeniu będą obowiązywały systemy nakazów i zakazów, mające na celu ochronę wód tych zbiorników. Pozostałe zbiorniki nie wymagają ustanawiania obszarów ochronnych.

Zasoby dyspozycyjne wód podziemnych są w trakcie dokumentowania.

Zasoby dyspozycyjne wód podziemnych zostały ustalone w ramach „Dokumentacji hydrogeologicznej ustalającej zasoby dyspozycyjne wód podziemnych obszaru bilansowego: zlewni Osy i Fryby wraz z bezpośrednią zalewnią Wisły w rejonie Fordon-Świecie” (Jedynak i in., 2016) zostały zatwierdzone decyzją Ministra Środowiska z dnia 17 lutego 2017 r. DGK-II.4731.30.2016.MJe. W toku tych prac ustalono,

Tab. 2.5. Podstawowa charakterystyka hydrogeologiczna głównych zbiorników wód podziemnych GZWP (Kleczkowski, 1990a i b; Mikołajków i Sadurski, 2017)

Numer zbiornika	Nazwa zbiornika	Wiek utworów	Typ ośrodka wodonośnego	Szacunkowe zasoby dyspozycyjne [tys. $m^3/24h$]	Średnia głębokość zwierciadła wód podziemnych [m p.p.t.]
131	Zbiornik Chełmno	Q_M	porowy	7,761	20–40
140	Subzbiornik Bydgoszcz	K	porowy	63,672	1–9
141	Zbiornik rzeki dolna Wisła	Q_{PM}	porowy	74,784	

QPM – utwory czwartorzędu w pradolinach i warstwach międzymorenowych, QM – międzymorenowe utwory czwartorzędu, K - utwory kredy dolnej

że zasoby dyspozycyjne wynoszą 254 540 m^3/d. W północnej części obszaru przetargowego (JCWPd 37) zasoby dyspozycyjne zostały ustalone w oparciu o „Dokumentację hydrogeologiczną ustalającą zasoby dyspozycyjne wód podziemnych zlewni Wdy i zlewni Mątawy" (Hulboj in,, 2013) w wysokości 173 546 m^3/d. Niewielki fragment zachodniej części obszaru przetargowego jest położony w granicach zlewni Brdy (JCWPd 36). Zasoby dyspozycyjne tego obszaru bilansowego zostały ustalone w ramach „Dokumentacji hydrogeologicznej zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych zlewni Brdy" w wysokości 513 320 m^3/d (Rodzoch i in., 2001). Decyzja DG/KD/ED/489-6351/2002.

Największe ujęcie wód podziemnych jest zlokalizowane w Chełmnie i obsługiwane przez Zakład Wodociągów i Kanalizacji (Qe = 380 m^3/h). Średni dobowy pobór wód podziemnych wynosi 2640 m^3/d. W Chełmnie czynne jest także ujęcie zakładowe FAM (Technika Odlewnicza Sp. z o.o.), które eksploatuje ok. 213 m^3/d. Pozostałe ujęcia mają lokalny charakter i eksploatują niewielkie ilości wody, najczęściej znacznie poniżej 100 m3/d.

3. SYSTEM NAFTOWY

3.1. OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA NAFTOWA

Budowa tektoniczna obszaru przetargowego „Chełmno" pozwala na rozważenie na jego obszarze trzech systemów naftowych: ordowicko-sylursko-dewońskiego (i/lub karbońskiego), karbońsko-permskiego i potencjalnie, w obrębie permu górnego – cechsztynu, systemu naftowego dolomitu głównego.

W systemie ordowicko-sylursko-dewońskim (i/lub karbońskim) skały macierzyste stanowią łupki ordowiku, syluru i dewonu, a skały zbiornikowe wapienie (dolomity) i piaskowce dewonu i/lub piaskowce karbonu.

W karbońsko-permskim systemie naftowym najlepsze właściwości pod względem macierzystości posiadają skały karbonu, zaś najlepsze własności kolektorskie mają skały klastyczne permu – czerwonego spągowca oraz wapienia cechsztyńskiego. System uszczelniają permskie ewaporaty cechsztynu (Fig. 3.1).

Dolomit główny stanowi jednostkę wyodrębnioną w obrębie uszczelniających cechsztyńskich ewaporatów, która może mieć zarówno właściwości generacyjne węglowodorów, jak i właściwości zbiornikowe. Analiza map paleofacjalnych wapienia cechsztyńskiego (Ca1) i dolomitu głównego (Ca2) oraz profili wierceń w okolicy obszaru „Chełmno" wskazuje na potencjalne perspektywy złożowe w formacji dolomitu głównego.

3.2. SKAŁY MACIERZYSTE

ORDOWIK

Na obszarze przetargowym i w jego sąsiedztwie praktycznie nie ma rzetelnych danych dotyczących macierzystości utworów ordowiku. W otworze Polskie Łąki PIG 1 (Poprawa, 2010) przeprowadzono analizę pirolityczną na kilkunastu próbkach z głębokości 4323,0 – 4425,0 m. Wartości TOC zawierają się w przedziale 0,08 – 0,65% (średnia wartość wynosi 0,34%). Z kolei dojrzałość materii organicznej zbadano w zaledwie 4 próbkach (Grotek, 2007) z głębokości 4324,0 – 4420,0 m. Refleksyjność witrynitu jest tam dość wysoka i zawiera się w przedziale 1,21 – 2,02% Ro. Wartości te wskazują na główną fazę generacji gazów i maksymalną paleotemperaturę w granicach 160 – 190°C.

DEWON

Głębokość zalegania:

- Bydgoszcz IG 1: 4 795,0 – 5 573,0 m p.p.t.
- Wudzyń 1: 4 083,0 – 4 198,0 m p.p.t.
- Polskie Łąki PIG 1: 3 239,0 – 4 297,5 m p.p.t.
- Unisław IG 1: 4 596,0 – 5 355,0 m p.p.t.
- Unisław IG 2: 3 901,5 – 5 120,0 m p.p.t.
- Unisław 2: 4 372,0 – 4 985,0 m p.p.t.
- Unisław 4: dane stratygraficzne są własnością inwestora

Obszar przetargowy „Chełmno" jest zdominowany przez węglanowe i klastyczne osady dewonu. Ich stratygrafia i litologia zostały opisane w rozdziale 2.2.3.

W obrębie obszaru brak jest bezpośrednich danych z zakresu geochemii organicznej z utworów dewonu, natomiast dane takie istnieją dla obszaru sąsiadującego. Najpełniejsze dostępne dane pochodzą z otworów Unisław IG 1 i Unisław IG 2.

Analizy dojrzałości materii organicznej

Refleksyjność witrynitu była analizowana w otworze Unisław IG 1 (Grotek, 2018 w druku) na 15 próbkach z dewonu górnego, z interwału głębokości 4621,0–5300,0 m. Badane osady charakteryzowały się niezbyt dużą zawartością materii organicznej. Dojrzałość materii organicznej wzrasta wraz z głębokością badanych próbek. W interwale 4625,5–4820,0 m średnia wartość refleksyjności witrynitu zmienia się w granicach 0,95–1,00% Ro (faza generowania ropy naftowej). W głębszych partiach (4830,0–5300,0 m) wynosi ona od 1,10 do 1,22% Ro (faza generowania gazów mokrych i kondensatów).

Analizy Rock-Eval (R-E)

Badania pirolityczne w otworze Unisław IG 1 były wykonane na tyle gęsto, że możliwa jest charakterystyka geochemiczna poszczególnych wydzieleń w dewonie (Janas, 2018 w druku):

Skały żywetu (formacja chojnicka) nie zostały przewiercone. Siedem wyników R-E z piaskowców i mułowców, z interwału głębokości 5330,4 – 5352,1 m, cechuje się następującymi średnimi wartościami parametrów:

S – mediana – 0,1 mg HC/g skały,
S2 – mediana – 0,19 mg HC/g skały,
TOC – mediana – 0,32% wag.,
PC – mediana – 0,03% wag.,
HI – mediana – 107 mg HC/g TOC.

Wartości te są zbyt niskie, by uznać przebadane próbki za skały macierzyste. Dojrzałość termiczna materii organicznej rozproszonej w skałach żywetu znajduje się prawdopodobnie w głównej fazie generowania ropy naftowej (Tmax: 440 – 454°C, a średnio 446°C). Należy zwrócić uwagę na wyniki piaskowca kwarcowego przesyconego ropą naftową lub bituminami, z głębokości 5337,3 m. Wartość TOC tej próbki wynosi 15,44% wag., przy wartościach parametrów:

S1 – 2,23 mg HC/g skały,
S2 – 17,04 mg HC/g skały,
HI – 110 mg HC/g TOC,

co świadczy o tym, że mamy do czynienia ze skałą zbiornikową nasyconą bituminami, a nie ze skałą macierzystą

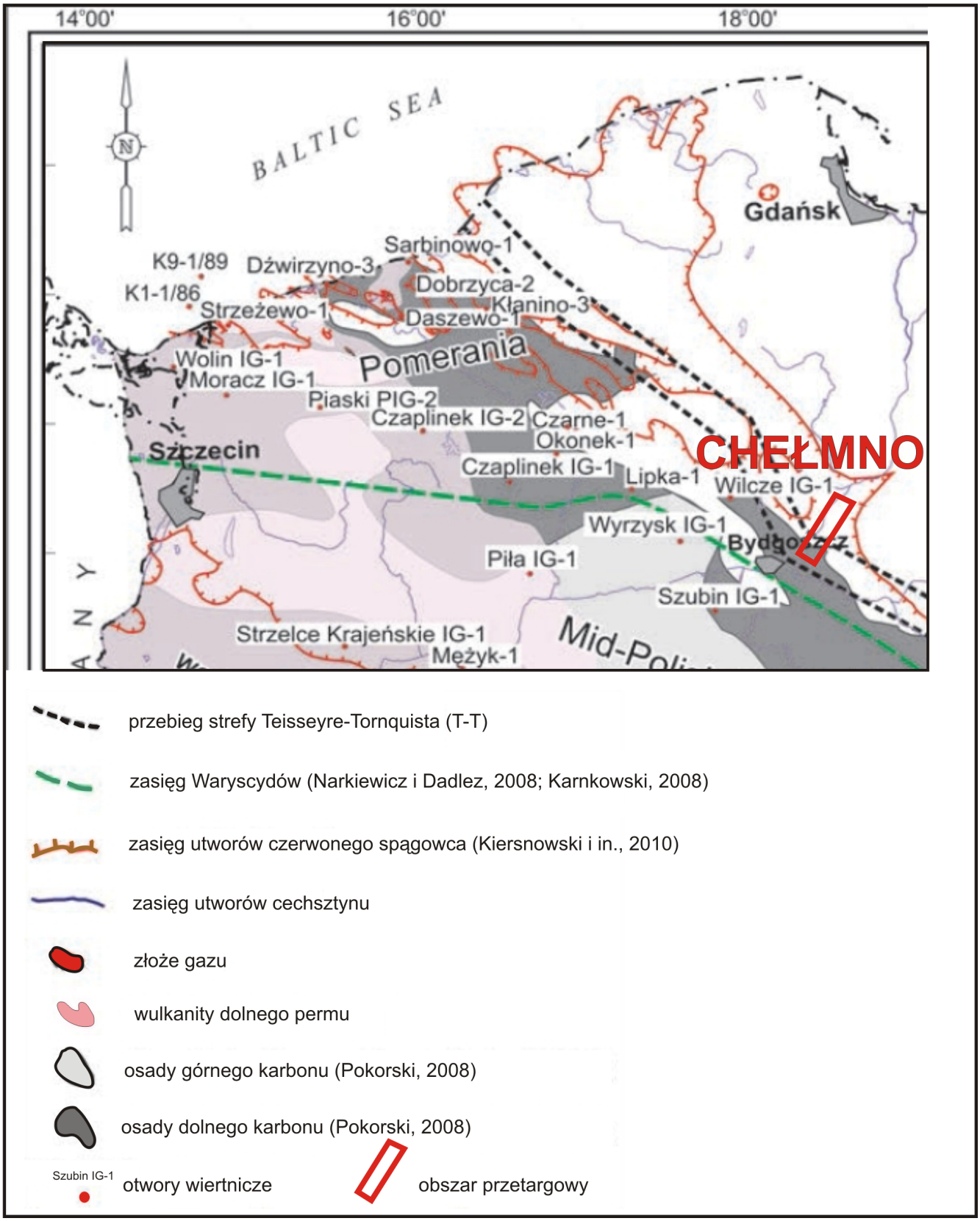


Fig. 3.1. Główne elementy karbońsko-permskiego systemu naftowego w basenie polskim: zasięg występowania utworów karbonu (skał macierzystych), zasięg czerwonego spągowca (skał zbiornikowych) oraz zasięg utworów cechsztynu (formacji uszczelniających) - fragment mapy z: Botor i in. (2013)

o doskonałym potencjale węglowodorowym. Skłania to do zastanowienia się nad podwyższonymi wartościami parametrów S1, S2, TOC i HI w profilach franu i famenu. Możliwe, że podwyższone wartości tych parametrów również wynikają z nasycenia skał epigenetycznymi (migracyjnymi) bituminami znajdującymi się w przestrzeni porowej skał. W próbkach rdzenia z głębokości 5332,4 m, 5335,5 m, 5337,5 m, 5348 m, 5351,5 m i 5353,6 m stwierdzono ślady ropy naftowej (Raczyńska, 1983), która w obliczu niskich zawartości węgla organicznego w przebadanych próbkach o zbliżonych głębokościach zdaje się być epigenetyczna.

Analiza Rock-Eval węglanów franu wskazuje, iż występują w nim poziomy skał potencjalnie macierzystych o wartościach TOC wynoszących od 0,03 do 5,2% wag. (mediana – 0,3% wag.) przy wskaźniku wodorowym (HI) wynoszącym średnio 125 mg HC/g TOC. Zawartości tzw. wolnych węglowodorów są na bardzo niskim poziomie 0,02 – 1,53 mg HC/g skały (mediana S1 - 0,16 mg HC/g skały), również potencjał generacyjny, wyrażony przez parametr S2, jest niski (0-7,39 mg HC/g skały; mediana - 0,3 mg HC/g skały). Wyniki te wskazują, że skały węglanowe franu można uznać za słabe skały macierzyste. Jednak, co warte podkreślenia, w profilu franu stwierdzono wkładki i poziomy skał o podwyższonych wartościach parametrów S1, S2, TOC, PC i HI, spełniające kryteria skał macierzystych o średnim, wysokim, a nawet bardzo wysokim potencjale węglowodorowym. Są to wyniki z głębokości: 5071 m, 5162,6 m, 5166 m, 5171,4 m, 5204,4 m, 5220,8 m, 5223,6 m, 5225,5 m, 5228,7 m, 5231,5 m, 5236,5 m, 5238,9 m, 5240,3 m, 5252,1 m, 5259,5 m, 5283 m, 5307,5 m,. Jest to istotne, ponieważ w interwale głębokości 5000–5333 m obserwowano liczne ślady ropy na rdzeniu pod lampą Wooda (fluorescencja ropy naftowej wywołana promieniami UV), a w interwale 5220 – 5229 m odnotowano zgazowanie płuczki (Raczyńska, 1983). Obecność poziomów macierzystych w profilu franu daje przesłanki, by sądzić, że zaobserwowane węglowodory (gaz ziemny, ropa naftowa, bituminy) zakumulowane w skałach dewonu są syngenetyczne (powstały in situ), a nie epigenetyczne. Obecność epigenetycznych węglowodorów w przestrzeni porowej skały (np. bituminów) może jednak powodować błąd interpretacji i zawyżać wartości parametrów S1, S2, TOC i HI, dlatego bez wyników badań pozwalających na uzyskanie korelacji genetycznych skała macierzysta – gaz ziemny, ropa naftowa nie można wykluczyć żadnej z dwóch przedstawionych wyżej hipotez dotyczących pochodzenia węglowodorów.

Próbki skał famenu (głównie wapienie, margle i iłowce wapniste; formacja człuchowska) z interwału głębokości 4617,7 – 4952 m (12 wyników) odznaczają się niską zawartością tzw. wolnych węglowodorów, czyli najlżejszych frakcji ropy naftowej (S1 – 0,06–0,57 mg HC/g skały; średnio 0,2 mg HC/g skały) oraz niskim potencjałem generacyjnym (S2 – 0–1,49 mg HC/g skały; mediana 0,35 mg HC/g skały). Wartości wskaźnika TOC od 0,04 do 0,61% wag. (mediana 0,25% wag.) nie spełniają w większości oznaczeń warunku minimalnej zawartości węgla organicznego dla węglanowych skał macierzystych (TOC >0,3% wag.), a niskie wartości parametru S2 oraz niskie wartości parametru HI (50–244 mg HC/g TOC, średnio 127 mg HC/g TOC) przy dojrzałości termicznej odpowiadającej głównej fazie generowania ropy naftowej (mediana Tmax: 443°C; rozrzut wartości Tmax od 432 do 450°C) sugerują, iż przebadane próbki nie są skałami macierzystymi. Nie wyklucza to jednak możliwości występowania lepszych poziomów macierzystych w tym szerokim interwale głębokości skał famenu, zwłaszcza dlatego, że na głębokości 4803 m zaobserwowano zgazowanie płuczki i powłokę ropną na płuczce, w interwale głębokości 4772,0 – 4837,0 m stwierdzono ślady zgazowanej ropy naftowej, a z interwału głębokości 4760,0 – 4808,0 m uzyskano samoistny, choć nieekonomiczny przypływ ropy naftowej (Raczyńska, 1983), której geneza nie jest do dziś wyjaśniona.

Diagramy klasyfikacyjne sugerują występowanie mieszanego kerogenu typu III i II w skałach całego profilu dewonu, co jest generalnie zgodne z wynikami badań petrograficznych materii organicznej (Grotek, 2018 w druku). Charakterystyka petrograficzna materii organicznej potwierdza występowanie zróżnicowanej materii organicznej, składającej się z materiału witrynitopodobnego (zwitrynityzowane bioklasty, zooklasty; kerogen typu III?), stałych bituminów, asocjacji organiczno-mineralnej (kerogen typu II?) oraz macerałów grupy inertynitu (kerogen typu IV; Grotek, 2018 w druku). Wartości temperatury Tmax wzrastają nieregularnie wraz z głębokością, a ich średnie wartości lokują materię organiczną skał dewonu w głównej fazie generowania ropy naftowej. Maksymalne wartości temperatury Tmax sugerują, że materia organiczna franu i żywetu może sięgać początkowej fazy generowania kondensatów i gazu mokrego. Sprawą dyskusyjną jest, czy podwyższone parametry określające macierzystość (S1, S2, TOC, HI) wybranych próbek franu są efektem nasycenia skał epigenetycznymi bituminami (tak jak ma to miejsce w przypadku piaskowca kwarcowego żywetu z głębokości 5337,3 m), czy też są to bardzo dobre węglanowe skały macierzyste zasilające węglowodorami poziomy zbiornikowe skał dewonu. Na pierwszą możliwość wskazują bimodalne kształty pików S2 oraz wyniki analizy bituminów (por. Z rozdziałem poniżej; Klimuszko, 2018 w druku), sugerujące współwystępowanie w skałach dewonu górnego syngenetycznej materii organicznej (algi, bakterie) i dobrze przeobrażonych termicznie bituminów, które mogą być epigenetyczne.

Analiza materii organicznej

W otworze **Unisław IG 1** materia organiczna w utworach środkowego dewonu występuje w małej ilości, zawartość węgla organicznego średnio wynosi 0,28%, ale jest ona nierównomiernie rozmieszczona: od śladów w wapieniach w spągu do 0,5% w piaskowcach w wyższych partiach utworów. Bituminy w tych utworach występują również w zróżnicowanych ilościach, od 0,015 do 0,390%. Udział węglowodorów w bituminach jest także zróżnicowany, rośnie w górnych partiach utworów. W składzie węglowodorów generalnie węglowodory nasycone dominują nad węglowodorami aromatycznymi. Wartość współczynnika migracji dla tych bituminów, czyli stosunek węglowodorów w skale do ilości węgla organicznego występującego w tych utworach, jest bardzo duża, co wskazuje, że bituminy te są epigenetyczne z osadem (Gondek, 1980).

Kompleks utworów górnego dewonu zawiera od 0,10 do 0,90% węgla organicznego, natomiast w stropie ilość węgla organicznego zmniejsza się do śladowej. Węglanowe utwory górnego dewonu zawierają punktowo do 0,90% Corg. Kompleks ten może być uznany za ubogie lub słabe skały macierzyste dla generowania węglowodorów w partiach utworów klastycznych i ubogie, słabe, ale w pewnych interwałach dobre skały macierzyste dla kompleksu utworów węglanowych (Peters, 1986). Ilość bituminów wydzielona z tych utworów jest bardzo zróżnicowana - waha się od 0,002 do 0,169%. Generalnie ilość bituminów nie jest duża - ok. 0,030%, ale w stropowych partiach zawartość składników jest mniejsza. Występują jednak interwały w kompleksie wapieni, w których jest duża ilość bituminów i podwyższona ilość węgla organicznego. Udział węglowodorów w bituminach jest zróżnicowany – od 17 do 73%. W bituminach występujących w dużych ilościach również udział węglowodorów jest

zróżnicowany w obrębie konkretnych interwałów głębokości. W składzie węglowodorów generalnie węglowodory nasycone dominują nad węglowodorami aromatycznymi, podobnie jak w przypadku węglowodorów obecnych w utworach środkowego dewonu.

Wartość współczynnika migracji dla bituminów występujących w tych utworach jest zróżnicowana, ale w przeważającej ilości przypadków jest bardzo duża, co sugeruje, iż bituminy występujące w tych utworach są generalnie epigenetyczne z osadem, także w przypadku ich podwyższonej ilości (Gondek, 1980).

Analiza n-alkanów materii organicznej występującej w makroobjawach w utworach górnego dewonu wykazała zróżnicowanie w ich składzie. W n-alkanach w ropie z gł. 5251,0 m obecna jest duża ilość n-alkanów C17 i C23, co sugeruje powstanie materii organicznej z rozpadu alg (Tissot i Welte, 1978). Występujące związki są na różnym stopniu dojrzałości. Przypuszczalnie w utworach współwystępuje materia organiczna syngenetyczna i dobrze przeobrażone bituminy, które są epigenetyczne z osadem. W makroobjawach z gł. 5229,0 m występują n-alkany o parzystej liczbie węgli (C18, C22) jak również dużo jest związków zawierających 23 węgli w łańcuchu, co sugeruje, iż materiałem wyjściowym były bakterie i w mniejszej ilości algi (Maliński i Witkowski, 1988), a stopień ich przeobrażenia jest różny.

W otworze **Unisław 2** w utworach dewonu ilość węgla organicznego jest zróżnicowana: maksymalnie 0,9%, a minimalnie 0,1% (śr. 0,19%). Kompleks utworów klastycznych dewonu można uznać za ubogie i słabe skały macierzyste dla generowania węglowodorów.

Ilość bituminów w tych utworach jest także zróżnicowana - waha się od 0,002 do 0,132%. Udział węglowodorów w bituminach generalnie nie jest bardzo duży. Duża ilość bituminów w tym kompleksie skalnym ma charakter epigenetyczny z osadem, o czym świadczy wartość współczynnika migracji, czyli stosunek ilości węglowodorów w skale do ilości węgla organicznego obecnego w tych utworach (Gondek, 1980).

W otworze **Unisław IG 2** w utworach środkowego dewonu zawartość węgla organicznego nie jest duża, śr. 0,53%. Ilość bituminów jest zróżnicowana waha się od 0,002 do 0,027%.

Ilość węgla organicznego w utworach dewonu górnego jest zróżnicowana, waha się od 0,01 do 0,8%. Zróżnicowana jest także ilość bituminów w tych utworach – od 0,003 do 0,089%. Udział węglowodorów w tych bituminach jest mały.

Dystrybucja n-alkanów z niższych partii utworów środkowego dewonu wykazała, iż w materii organicznej występują głównie związki o krótkich łańcuchach węglowych z maksimum związku C18 łączonym z rozpadem bakterii. W dystrybucji tej obecne w dużej ilości są także związki C17 i C19 pochodzące z rozkładu alg.

Wartości wskaźników CPI wynoszące poniżej jedności wskazują na obecność dużej ilości związków o parzystej liczbie węgli w cząsteczce, co uniemożliwia jednoznaczną ocenę stopnia dojrzałości badanej materii organicznej.

Dystrybucja n-alkanów wykazała, iż materia organiczna występująca w utworach górnego dewonu zawiera znaczną ilość związków o parzystej liczbie węgli (C18, C20), jak również dużo związków zawierających 19 i 23 węgli w łańcuchu, co sugeruje, iż materiałem wyjściowym były bakterie i algi (Maliński i Witkowski, 1988). W spągu i stropie utworów górnego dewonu oprócz n-alkanów o krótkich łańcuchach węglowych reprezentujących materię typu sapropelowego występuje także związek zawierający 25 węgli w łańcuchu, związany z materią organiczną pochodzącą z rozpadu materiału terygenicznego, która jest dobrze przeobrażona. Generalnie w pionowym profilu materia organiczna jest na zbliżonym stopniu przeobrażenia i pochodzi głównie z rozpadu alg i bakterii w zmiennym stosunku. Natomiast na głębokości 4456,0 m dystrybucja n-alkanów wykazała głównie obecność związków w zakresie n-C16 – n-C19, świadczących o tym, że materia organiczna jest typu sapropelowego, dobrze przeobrażona. Wartości wskaźników CPI Tot. CPI 17-23 i CPI 25-31 wynoszące poniżej jedności są wynikiem dużej zawartości związków o parzystej liczbie węgli w cząsteczce.

Podsumowując wyniki geochemiczne otrzymane z badań materii organicznej w utworach środkowego i górnego dewonu z otworów: Unisław IG 1, Unisław IG 2, Unisław 2, należy stwierdzić, iż generalnie utwory te są ubogimi i słabymi skałami macierzystymi dla generowania węglowodorów. Jedynie małe interwały wapiennych osadów w górnym dewonie (Unisław IG 1) można uznać za dobre skały macierzyste. Ilość bituminów w tych utworach jest bardzo zróżnicowana, ale generalnie jest niewielka. Wyższa ilość bituminów występuje w utworach środkowego dewonu i punktowo w pionowym profilu górnego dewonu. Bituminy występujące w wyższej ilości mają charakter epigenetyczny z osadem.

Objawy węglowodorów:

Unisław IG 1

Zgazowanie i pozłotka ropna na płuczce została zaobserwowana w interwale: 4772,0 – 4837,0 m (dewon górny). W interwale 5000,0 – 5333,0 m (fran i żywet) zaobserwowano objawy bituminów pod lampą Wooda: wysięki i przemazy ropy naftowej.

Unisław IG 2

Minimalne objawy bitumiczne w postaci świecenia rdzenia pod lampą Wooda i pocenia się rdzenia ropą naftową stwierdzono w utworach dewonu górnego i środkowego na głębokości 4740,0 – 4759,0 m oraz 5031,6 – 5031,0 m.

Unisław 2

W rdzeniach z interwałów dewońskich 4660 – 4732 m obserwowano ślady odgazowań i punktowe ślady ropy, zaś na głębokości 4672 m obserwowano wzrost wskazań aparatury gazowej.

Testy złożowe:

W utworach dewonu przeprowadzono testy złożowe w otworze Unisław IG 1 i Unisław IG 2 (Tab. 3.1 i Tab. 3.2).

Tab. 3.1. Rezultaty prób złożowych w otworze Unisław IG 1, w dewonie, według dokumentacji wynikowej (Raczyńska, 1983)

Strop [m]	Spąg [m]	Wiek	Metoda	Udostępnienie	Przypływ
4760,00	4808,00	*dewon górny*	rurki syfonowe	perforacja	ropa naftowa
4760,00	4808,00		pr. rurowy złoża	perforacja	ropa naftowa
4772,00	4837,00		pr. rurowy złoża	perforacja	ropa naftowa
5190,00	5355,00	*fran/żywet*	pr. rurowy złoża	perforacja	

Tab. 3.2. Rezultaty prób złożowych w otworze Unisław IG 2, w dewonie, według dokumentacji wynikowej (Marek, 1986)

Strop [m]	Spąg [m]	Wiek	Metoda	Udostępnienie	Przypływ
3876,00	4211,00	perm/dewon	pr. rurowy złoża	odsłon.pd rurami	–
4097,00	4141,00	dewon	pr. rurowy złoża	odsłon.pd rurami	–

KARBON

Głębokość zalegania w otworach sąsiadujących z obszarem przetargowym:

- Wilcze IG 1: 4 772,00 – 5 027,00 m p.p.t. (miąższość 255 m)
- Wałdowo Królewskie 1: 5125,0 – 5385,0 m p.p.t. (miąższość 260 m)

Na obszarze przetargowym „Chełmno" skały karbonu dolnego, występujące prawdopodobnie w południowo-zachodniej części obszaru, reprezentowane są przez silikoklastyczną sukcesję wypełniającą polską część basenu przedgórskiego waryscydów (Górecka-Nowak, 2010; Pokorski, 2008).

Ze względu na niską perspektywiczność odkrycia w nich konwencjonalnych złóż gazu oraz znaczną miąższość wiercenia poszukiwawcze nawiercały zwykle jedynie strop utworów karbońskich. Jest to powód, dla którego brakuje informacji dotyczącej wykształcenia i parametrów geochemicznych (w tym geochemii organicznej) z okolic obszaru przetargowego.

Parametry skał karbońskich można jedynie interpretować z większych opracowań, bazujących na rozległym obszarze (z obszaru monokliny przedsudeckiej czy też Pomorza Zachodniego).

Wiadomo, iż w zachodniej części basenu czerwonego spągowca (w Europie zachodniej) skałami macierzystymi są węgle westfalu – o nieznanym zasięgu w Polsce. Jednak m.in. Burzewski i in. (2009), Pletsch i in. (2010), Botor i in. (2013) wskazują, iż nawet nie wliczając westfalskich węgli, ilość materii organicznej rozproszonej w iłowcach i mułowcach karbonu zarówno dolnego, jak i górnego była wystarczająca, by wygenerować gaz (Fig. 3.2).

Według danych dotyczących budowy geologicznej podłoża podpermskiego na obszarze „Chełmno" i w jego okolicy (Lech, 2013) występują utwory dolnego karbonu, które charakteryzują się potencjałem węglowodorowym. Przykładowo całkowita zawartość materii organicznej w łupkach turneju i wizenu na obszarze Pomorza wynosi średnio od ok. 1,1–1,5% wag. do maksymalnie 10,7%, natomiast całkowita zawartość materii organicznej w łupkach westfalu wynosi średnio od 0,3% wag. do maksymalnie 2,7% wag. (za: Bachleda-Curuś i in., 1996; Matyjasik, 1998; Kotarba i in., 2004, 2005; Grotek, 2005, 2006; Kosakowski i in., 2006; Bahranowski i in., 2007; Pletsch i in., 2010; Botor i in., 2013).

Materia organiczna rozproszona w skałach karbonu ma geochemiczną charakterystykę gazotwórczego kerogenu typu III i mieszanego kerogenu typu III i II, przy czym wyższy udział kerogenu typu II stwierdzono w utworach dolnego karbonu (za: Botor i in., 2013).

Według Burzewskiego i in. (2009) średni potencjał generacyjny (wielkość ekspulsji) karbonu (dolnego i górnego) w rejonie obszaru „Chełmno" wynosi pomiędzy 135,19 a 140,3 kg HC/m^2. Trzeba jednak podkreślić, że przy obecnym stanie rozpoznania, znaczenie potencjału generacyjnego utworów karbonu w rejonie obszaru „Chełmno" jest mało istotne, ze względu na dominację utworów dewonu. Z drugiej jednak strony ostatnie wyniki wierceń z rejonu przyległego do obszaru „Chełmno" wskazują, że na obszarze zdominowanym przez podpermskie wychodnie dewonu mogą również występować dotychczas niewykartowane utwory karbonu.

Dojrzałość termiczna i potencjał generacyjny

Z obszaru przetargowego „Chełmno" brak jest dokładniejszych danych z zakresu geochemii organicznej z utworów karbonu, a i z jego sąsiedztwa są one niezwykle skąpe.

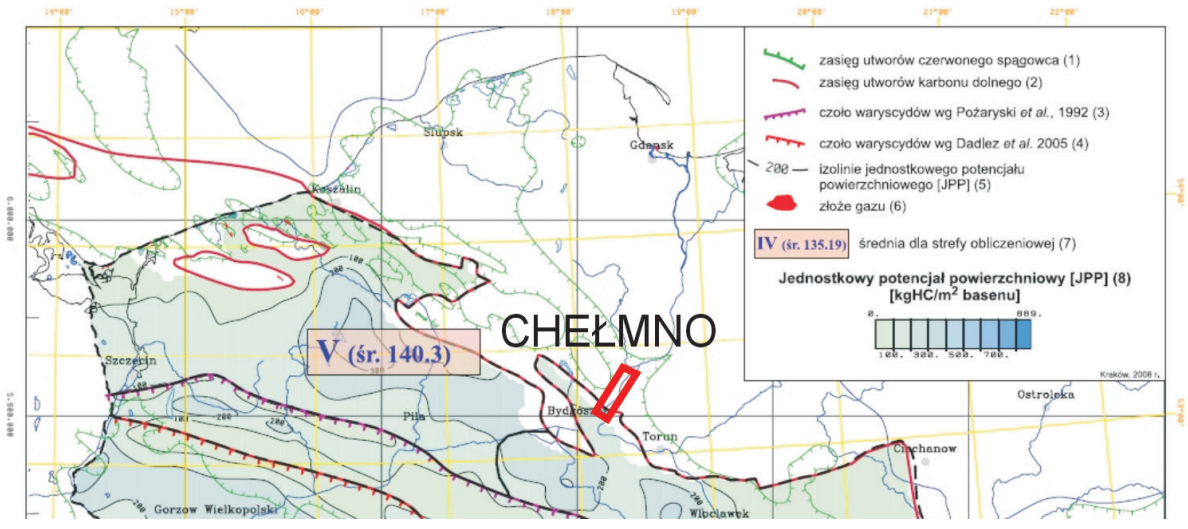


Fig. 3.2. Mapa jednostkowego potencjału powierzchniowego (JPP) utworów karbonu dolnego (Burzewski i in., 2009). Czerwoną ramką zaznaczono obszar przetargowy „Chełmno"

Kiersnowski i Poprawa (2010) podali wartości refleksyjności witrynitu utworów karbonu dolnego w trzech otworach wiertniczych znajdujących się dalej na północny zachód od obszaru „Chełmno”: Lipka 1, Zabartowo 1 i Zabartowo 2. Warto podkreślić jednak, iż nie jest to bezpośrednie sąsiedztwo obszaru przetargowego.

Osady wizenu w otworach Zabartowo 1 i Zabartowo 2 z interwału głębokości 4289,2–4641,1 m znajdują się w głównej fazie generowania gazu suchego i wykazują średnią refleksyjność 1,53–1,69% Ro. Z kolei dojrzałość termiczna materii organicznej zawartej w osadach dolnego karbonu w otworze Lipka 1 (oddalonym na SW od otworów Zabartowo 1 i 2) w interwale głębokości 4344,0–4744,0 m odpowiada późnej fazie generowania ropy naftowej, z możliwością generowania gazów mokrych i kondensatów, przy średniej refleksyjności 1,05–1,11% Ro. Uzyskane dane wskazują na maksymalne paleotemperatury diagenezy osadów ok. 100–110°C (Lipka 1) i 170–190°C (Zabartowo 1, 2; Gaupp i Batten, 1985).

Potencjał generacyjny utworów macierzystych karbonu związany jest z typem kerogenu i stopniem jego pogrążenia (paleotemperaturą). Na Fig. 3.3 i Fig. 3.4 przedstawiono (za: Botor i in., 2013), jak stopniowe pogrążenie skał karbonu wpłynęło na powiększenie obszaru o wyższym stopniu przeobrażenia (transformacji) kerogenu. Dojrzałość (refleksyjność) witrynitu w rejonie Pomorza i obszaru „Chełmno” przedstawiono w oparciu o dane wg Botora i in. (2013) na Fig. 3.5.

Zawartość materii organicznej

W opracowaniu Kiersnowskiego i Poprawy (2010) przedstawiono również pojedyncze analizy TOC (w otworze Zabartowo 1 dla 3 próbek, w otworze Zabartowo 2 dla 11 próbek). Wartości TOC nie przekraczają 0,7%, a średnio wynoszą ok. 0,4%.

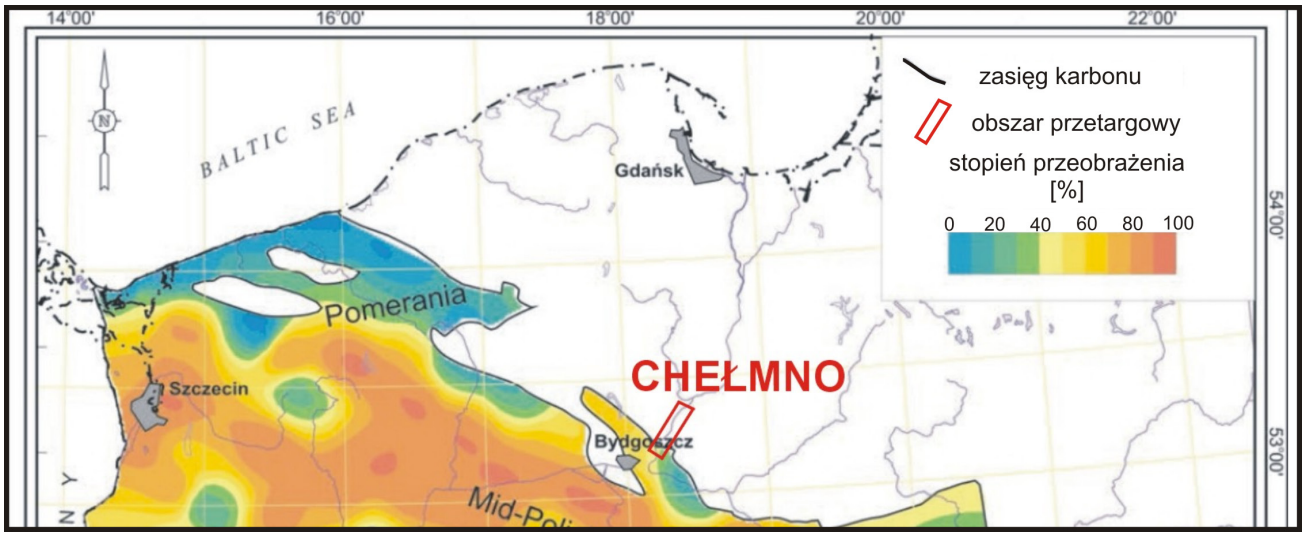


Fig. 3.3. Stopień transformacji kerogenu (TR%) w karbońskich skałach macierzystych (w odniesieniu do ich stropu) przeliczony na okres późnego triasu (Botor i in., 2013). Czerwoną ramką zaznaczono obszar przetargowy „Chełmno”

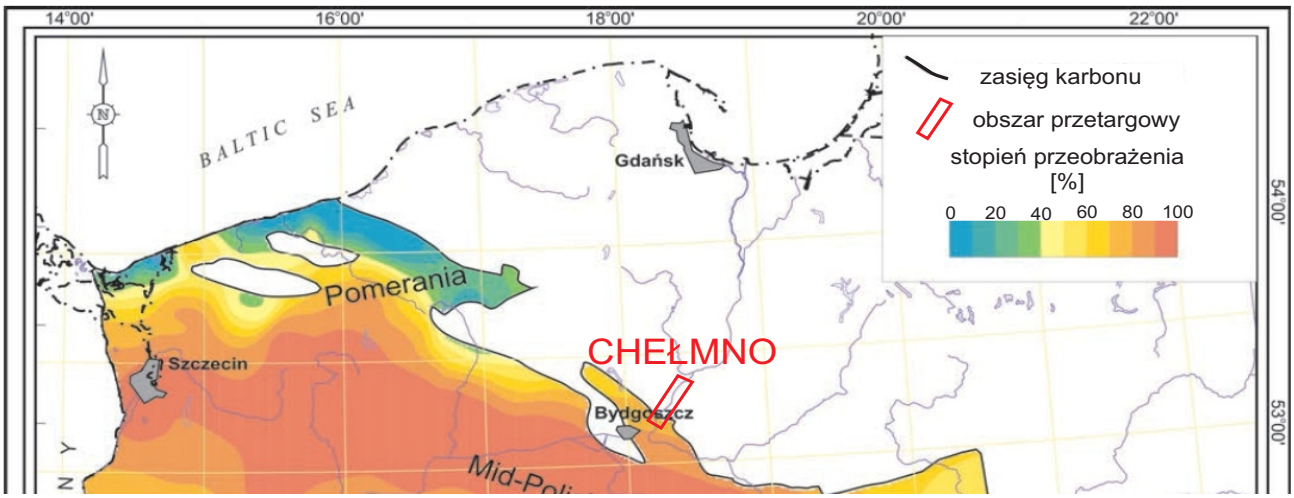


Fig. 3.4. Stopień transformacji kerogenu (TR%) w karbońskich skałach macierzystych (w odniesieniu do ich stropu) przeliczony na okres późnej kredy (Botor i in., 2013). Czerwoną ramką zaznaczono obszar przetargowy „Chełmno”. Widoczne jest, że powiększenie obszaru transformacji kerogenu pozytywnie wpłynęło na potencjał węglowodorowy obszaru „Chełmno”

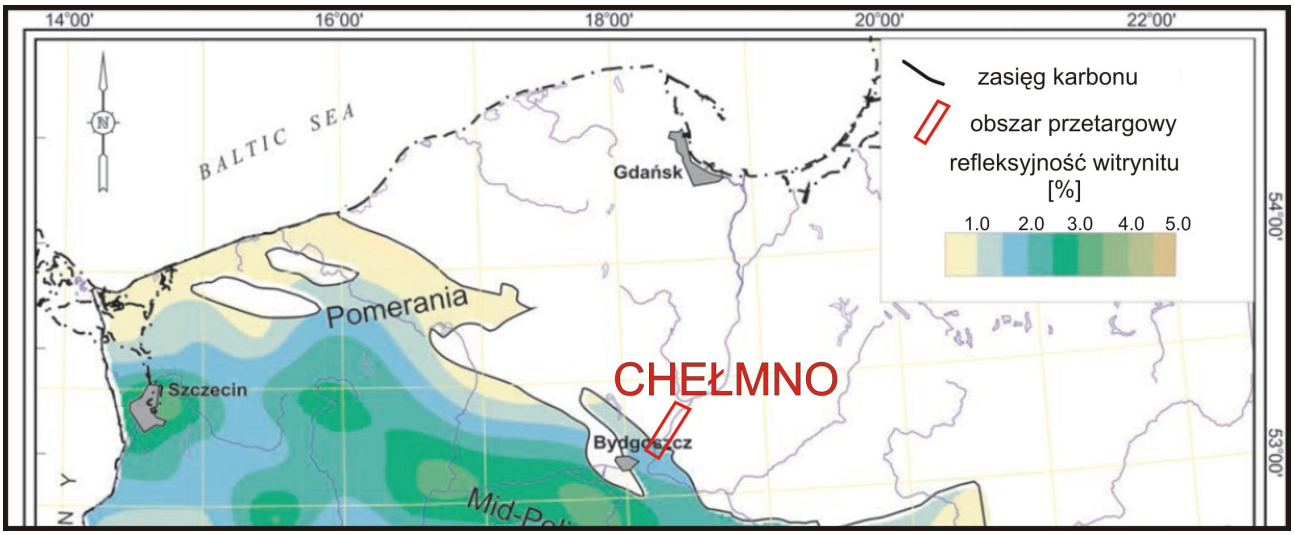


Fig. 3.5. Współczesna dojrzałość witrynitu w stropie utworów karbonu (Botor i in., 2013). Czerwoną ramką zaznaczono obszar przetargowy „Chełmno"

Testy złożowe i objawy węglowodorów

W bezpośrednim sąsiedztwie brakuje dostępnych informacji dotyczących testów złożowych i objawów węglowodorów w utworach karbońskich.

PERM – DOLOMIT GŁÓWNY

Głębokość zalegania w otworach sąsiadujących z obszarem przetargowym:

- Polskie Łąki PIG 1: 3 024,00 – 3 049,00 m p.p.t.
- Unisław IG 1: 4 390,00 – 4 401,50 m p.p.t.
- Unisław IG 2: 3 607,50 – 3 644,50 m p.p.t.
- Unisław 2: 4 146,00 – 4 166,00 m p.p.t.
- Unisław 4: dane stratygraficzne są własnością inwestora
- Wudzyń 1: 3 983,50 – 3 995,50 m p.p.t.
- Wałdowo Królewskie 1: dane stratygraficzne są własnością inwestora

Skały macierzyste w dolomicie głównym są pochodzenia mikrobialnego i glonowego i występują powszechnie w skałach węglanowych. Można je podzielić na dwie kategorie wynikające z występowania w określonych strefach paleogeograficznych i być może nieco innego składu biologicznego:

A. Skały macierzyste strefy płytkowodnej, w której głównym źródłem materii organicznej były bentoniczne cyjanobakterie i glony. Tworzą one:

- zwarte kompleksy skał macierzystych,
- rozproszone kompleksy skał macierzystych.

B. Skały macierzyste strefy względnie głębokowodnej, w której głównym źródłem materii organicznej były planktoniczne cyjanobakterie i glony. Tworzą one:

- zwarte kompleksy skał macierzystych,
- rozproszone kompleksy skał macierzystych.

Skały macierzyste strefy płytkowodnej występują na platformach węglanowych dolomitu głównego i w górnej części stoku platformy. Są to skały mikrobialne i glony tworzące zwarte kompleksy: budowle (stromatolity, trombolity), maty i kompleksy rozproszone - biolaminy rozproszone. Udział madstonów i wakstonów jest minimalny, chociaż w niskoenergetycznej strefie platformy może być lokalnie znaczny. Z punktu widzenia możliwości generacyjnych większe znaczenie mają zwarte kompleksy skał macierzystych, które mogą generować znaczne ilości węglowodorów. Nie można jednakże lekceważyć kompleksów rozproszonych skał macierzystych, które przy dużej miąższości mają także duży potencjał generacyjny.

Miąższość skał macierzystych strefy płytkowodnej nie może być precyzyjnie wyliczona. Wpływa na to subiektywna ocena stopnia utlenienia materii organicznej i niedokładności w obliczeniu sumarycznej miąższości biolamin rozproszonych.

Miąższość skał macierzystych strefy płytkowodnej w profilu systemu platformowego w otworze Unisław IG 2 jest duża i sięga kilkudziesięciu metrów.

Skały macierzyste strefy względnie głębokowodnej występują na stokach platform węglanowych i w równi basenowej. Tworzą je madstony z biolaminami oraz na stoku flotstony i rudstony z przewarstwieniami madstonów. Miąższość skał macierzystych strefy względnie głębokowodnej może być obliczona dość dokładnie. Są one najczęstsze na stokach platformy węglanowej i mają tu największe miąższości, ponieważ całkowita miąższość Ca2 w tym systemie depozycyjnym często bywa bardzo duża. Udział skał macierzystych wynosi tu ponad 50%. Mają one największe znaczenie w potencjale generacyjnym Ca2. W systemie równi basenowej miąższość skał macierzystych może osiągać 100% całego profilu Ca2, ale z powodu małej miąższości całkowitej Ca2 (rzędu kilku metrów) mają one mniejsze znaczenie przy ocenie potencjału generacyjnego.

W rejonie Unisławia, w systemie depozycyjnym stoku platformy, miąższość skał macierzystych strefy względnie głębokowodnej nie jest duża. W Unisławiu 2 wynosi ok. 13 m, w Unisławiu 4 ok. 6,5 m, w Unisławiu IG 1 ok. 0,6 m.

Skały macierzyste dolomitu głównego rozpoznane wierceniami na izolowanej platformie węglanowej dolomitu głównego mają mały potencjał generacyjny.

Objawy węglowodorów

W otworach wiertniczych wykonanych na izolowanej platformie węglanowej Unisławia nie zaobserwowano objawów

węglowodorów w czasie wiercenia, na rdzeniach wiertniczych i w czasie opróbowania. Nie ma też informacji o testach złożowych z tego interwału.

Analizy materii organicznej

Próbki do analizy materii organicznej z poniższych otworów charakteryzują różne przedziały cechsztynu, czasem nawet i czerwonego spągowca, a nie tylko interwał dolomitu głównego.

Unisław IG 1

Zawartość węgla organicznego w utworach dolnego permu jest mała. Utwory dolnego permu generalnie są ubogimi skałami macierzystymi dla generowania węglowodorów. W utworach tych ilość bituminów jest mała: od 0,003% do 0,006%. Udział węglowodorów w bituminach jest również zróżnicowany: od 32 do 62%. W składzie węglowodorów węglowodory nasycone przeważają ilościowo nad aromatycznymi. Bituminy mają różny współczynnik migracji, co pozwala sądzić, iż część składników labilnych w tych utworach jest epigenetyczna z osadem, ale występują także związki syngenetyczne (Gondek, 1980).

Unisław 4

W otworze Unisław 4 zostały przebadane utwory cechsztynu - dolomitu głównego. Brak jest danych dotyczących zawartości węgla organicznego. Ilość bituminów w tych utworach jest zróżnicowana - waha się od 0,049 do 0,169%.

Wyniki szczegółowej analizy materii organicznej wskazują, iż przebieg krzywej dystrybucji n-alkanów z tego otworu jest bardzo zbliżony do tego w materii organicznej przebadanej w otworze Wilcze IG 1 (wiercenie na północny zachód od obszaru „Chełmno”). W dystrybucji n-alkanów maksimum zawartości przypada na związki o krótkich łańcuchach węglowych zawierających 17, 18, i 20 węgli w łańcuchu, łączonym z rozpadem alg i bakterii (Maliński i Witkowski, 1988), a będących na wysokim stopniu przeobrażenia. Wysoki stopień przeobrażenia materii organicznej potwierdzają wartości wskaźników CPI, wyliczone z danych z dystrybucji n-alkanów wg Kotarby i in. (1994). Wyliczone wartości wskaźników są bliskie jedności, co wskazuje na dobre przeobrażenie materii organicznej.

Unisław IG 2

W słabo przebadanych utworach dolnego permu jest mała ilość węgla organicznego (0,1%). Mała jest także ilość bituminów. Ilość węgla organicznego w utworach cechsztynu jest mała i bardzo mała (śr. 0,1%). Ilość bituminów w tych utworach jest także mała - maksymalnie wynosi 0,014% (śr. 0,006%). Bituminy zawierają w swoim składzie niewielką ilość węglowodorów. W składzie węglowodorów stosunek frakcji węglowodorów nasyconych i węglowodorów aromatycznych jest zmienny.

Utwory cechsztynu charakteryzują się dużym udziałem materii organicznej typu sapropelowego. W materii organicznej w maksymalnej ilości występuje związek n-C20 i duża ilość związku n-C21 świadczących o jej pochodzeniu z rozkładu bakterii i alg. Pozostałe związki są w małej ilości, a brak n-alkanów o łańcuchach dłuższych niż n-C28 może świadczyć, iż zachodziło w tych utworach zjawisko biodegradacji.

Podsumowanie analizy materii organicznej

Utwory permu są ubogie w materię organiczną. Mała jest w nich ilość węgla organicznego i bituminów (otwory Unisław IG 1, Unisław IG 2). Osady cechsztynu generalnie zawierają małą ilość węgla organicznego, często jest to ilość śladowa. Ilość bituminów w tych utworach generalnie jest mała, ale punktowo lub w niewielkich interwałach miąższości występuje wyższa zawartość bituminów, które są epigenetyczne z osadem. Można stwierdzić, iż podobnie jak w utworach dewonu zachodzi tu zjawisko migracji. Szczegółowa analiza materii organicznej występującej w utworach cechsztynu pozwala sądzić, iż pochodzi ona generalnie z rozpadu alg i bakterii (otwór Unisław 4).

Analiza materii organicznej w utworach młodszych od permu

W otworach sąsiadujących z obszarem przetargowym „Chełmno” materia organiczna była analizowana również w młodszych interwałach stratygraficznych.

W utworach mezozoiku, przebadanych w otworze Chełmża 1 i Unisław IG 2, węgiel organiczny jest rozmieszczony nierównomiernie, co nie pozwala określić tych kompleksów skalnych jako posiadających cechy dobrych skał macierzystych dla generowania węglowodorów. Materia organiczna w tych kompleksach jest słabo przeobrażona. W utworach jury dolnej (otwór Chełmża 1) i jury środkowej (otwór Unisław IG 2) występują znaczne ilości bituminów, które są syngenetyczne z osadem. Jednocześnie w utworach jury występują duże ilości bituminów, które maja cechy epigenetycznych z osadem.

3.3. SKAŁY ZBIORNIKOWE

Karbońskie i permskie skały silikoklastyczne

Na obszarze „Chełmno”, w jego części południowo-zachodniej, skały górnego czerwonego spągowca i dolnego karbonu mogą mieć potencjał zbiornikowy. Założenie to oparte jest na wynikach analiz porowatości i przepuszczalności z wybranych fragmentów profili wierceń Wałdowo Królewskie 1 i Unisław IG 1, znajdujących się blisko południowo-wschodniej krawędzi obszaru „Chełmno”.

Utwory czerwonego spągowca

W profilu wiercenia Unisław IG 1, w utworach czerwonego spągowca, w interwale pomiarowym 4542,6 – 4591,5 m, pomierzono porowatość efektywną w przedziale 0,2 – 19,23%; porowatość całkowitą w przedziale 1,98 – 21,68% oraz przepuszczalność poziomą w przedziale 0,1 – 29 mD (generalnie jednak niską).

W profilu wiercenia Unisław IG 2, w utworach czerwonego spągowca, w interwale pomiarowym 3889,9 – 3898,6 m, pomierzono porowatość efektywną w przedziale 1,11 – 1,84%; porowatość całkowitą w przedziale 1,84 – 3,5% oraz przepuszczalność poziomą 0,1 mD.

Dane z wiercenia Wałdowo Królewskie 1 dotyczące parametrów zbiornikowych utworów czerwonego spągowca są własnością inwestora i nie mogą zostać ujawnione w niniejszym opracowaniu.

Karbon

Wysokie porowatości w skałach karbonu mogą być wynikiem otwartej mikro- i makroszczelinowatości.

Objawy węglowodorów i próby złożowe w skałach perspektywicznych w rejonie obszaru Chełmno

Unisław IG 1, objawy węglowodorów w trakcie wiercenia w permie przedstawia Tab. 3.3:

Tab. 3.3. Objawy węglowodorów w trakcie wiercenia w otworze Unisław IG 1 na podstawie dokumentacji wynikowej (Raczyńska, 1983)

Głębokość [m] wg miary wiertniczej		Stratygrafia	Objawy
od	do		
4545,0	4561,0	*czerwony spągowiec*	zgazowanie płuczki: gaz palny 53% CH_4, 4,2% C_2H_6 o ciśnieniu złożowym 823 at.

Próby złożowe w trakcie wiercenia w permie w otworze Unisławe IG 1 przedstawia Tab.3.4.

Tab. 3.4. Rezultaty prób złożowych w otworze Unisław IG 1 według dokumentacji wynikowej (Raczyńska, 1983)

Strop [m]	Spąg [m]	Wiek	Metoda	Udostępnienie	Przypływ	Tempo prz. [m^3/h]
4545,00	4561,00	*perm/dewon*	pr. rurowy złoża	odsłon.pod rurami	ślady gazu ziemnego	
4545,00	4572,00		pr. rurowy złoża	perforacja	solanka	0,18
4584,00	4605,00		pr. rurowy złoża	perforacja	solanka zgazowana	18

Unisław IG 2, próby złożowe w trakcie wiercenia w permie przedstawia Tab. 3.5:

Tab. 3.5. Rezultaty prób złożowych w otworze Unisław IG 2 według dokumentacji wynikowej (Marek, 1986)

Strop [m]	Spąg [m]	Wiek	Metoda	Udostępnienie	Przypływ	Tempo prz. [m^3/h]
3605,00	3650,00	*cechsztyn*	pr. rurowy złoża	perforacja	–	0

Unisław 2, próby złożowe w trakcie wiercenia w permie przedstawia Tab. 3.6:

Tab. 3.6. Rezultaty prób złożowych w otworze Unisław 2 według dokumentacji wynikowej (Zwolenkiewicz i Binder, 1984)

Strop [m]	Spąg [m]	Wiek	Metoda	Udostępnienie	Przypływ	Tempo prz. [m^3/h]
4321,00	4359,00	*cechsztyn/czerwony spągowiec*	pr. rurowy złoża	odsłon.pod rurami	solanka zgazowana	

Wałdowo Królewskie 1. Dane dotyczące objawów węglowodorów w trakcie wiercenia oraz prób złożowych są własnością inwestora i nie mogą zostać ujawnione w niniejszym opracowaniu.

Cechsztyńskie skały zbiornikowe

Wapień cechsztyński

Na obszarze przetargowym wapień cechsztyński prawdopodobnie będzie miał małe miąższości, nieprzekraczające 10 m, i bardzo słabe własności zbiornikowe, co oznacza niską perspektywiczność. W przypadku wystąpienia bioherm i raf może być perspektywiczny jako dobry poziom zbiornikowy.

Dolomit główny

Są to głównie kompleksy skał ziarnistych, oolitów i onkolitów na platformie węglanowej, szczególnie częste w strefie barierowej oraz na wewnętrznych płyciznach, z zachowaną pierwotną porowatością międzyziarnową. Jednakże zachowanie się pierwotnej porowatości jest zjawiskiem niesłychanie rzadkim.

Skały węglanowe dolomitu głównego przechodziły skomplikowane procesy diagenetyczne w środowisku ewapora-

towym, począwszy od etapu wczesnodiagenetycznego do późnej i bardzo późnej diagenezy. Procesy te przebiegały dwutorowo: w kierunku powstawania porowatości i jej likwidacji. Zależało to od wielu czynników, zarówno synsedymentacyjnych, jak i związanych z procesami pogrążania skał węglanowych. Ostatecznie mamy do czynienia głównie z porowatością wtórną.

Porowatość jest w różnym stopniu związana z rozpuszczaniem przez wody meteoryczne, wczesną dolomityzacją i destrukcją materii organicznej. Zachodziły także procesy cementacyjne i neomorfizm agradacyjny, powodujące zmniejszenie pierwotnej porowatości, aż do całkowitej jej likwidacji.

Najważniejszym procesem tworzącym wtórną porowatość, na etapie późnej diagenezy, było rozpuszczanie skał węglanowych przez agresywne wody złożowe wzbogacone w CO2 w procesach destrukcji materii organicznej i przekształcania jej w węglowodory. Proces ten, nazywany podziemną dedolomityzacją, rozpoczynał się po osiągnięciu temperatury 45°C i w zależności od potencjału generacyjnego przebiegał z różną intensywnością – od częściowego rozpuszczania skał dolomitowych do bardzo silnego rozpuszczania i kawernizacji skał w połączeniu z przekształceniem dolomitów w wapienie. Procesy te przebiegały w połączeniu z migracją węglowodorów, w efekcie czego powstawały złoża węglowodorów. W przypadku niewypełnienia tak utworzonych porów przez węglowodory w późniejszych procesach diagenetycznych pory te zostały zacementowane przez anhydryt i sól kamienną. Procesy te były powszechne w dolomicie głównym, w związku z obecnością w tych skałach znacznych ilości materii organicznej.

Jeszcze jeden czynnik, tym razem tektoniczny, miał zasadniczy wpływ na utworzenie przestrzeni porowej, a mianowicie spękanie skał dolomitu głównego w procesach tektonicznych. Szczelinowatość odgrywa w wielu złożach dolomitu głównego zasadniczą rolę w akumulacji węglowodorów. Jest to główny czynnik umożliwiający także wtórną migrację węglowodorów.

Na obszarze izolowanej platformy węglanowej Unisławia oraz jej stoków przeważają w profilach skały zbiornikowe. Własności petrofizyczne były zbadane w trzech otworach wiertniczych: Unisławiu IG 2, Unisławiu 2 i Unisławiu IG 1.

W Unisławiu IG 2, reprezentującym profil platformy węglanowej z pogranicza bariery i stoku, porowatość efektywna wynosi od 0,4 do 1,68% przy zerowej przepuszczalności. W Unisławiu 2, w profilu stromego stoku platformy średnia porowatość wynosi 2,07%, przy zerowej przepuszczalności. W Unisławiu IG 1, z profilem dystalnej części stoku na pograniczu równi platformowej, porowatość efektywna waha się od 0,22 do 5,09% przy przepuszczalności poziomej 0,1 mD i przepuszczalności pionowej 0 mD.

Skały zbiornikowe dolomitu głównego nie mają tu własności zbiornikowych, a pory i kawerny zostały całkowicie zacementowane siarczanami i halitem.

3.4. SKAŁY USZCZELNIAJĄCE

Najważniejsze horyzonty uszczelniające na obszarze przetargowym „Chełmno” tworzą silnie nieprzepuszczalne skały ewaporatowe permu – cechsztynu, które uszczelniają węglowodory uchwycone w stropie utworów czerwonego spągowca.

Nierozstrzygniętym problemem są wystarczająco dobre uszczelnienia śródformacyjne w utworach czerwonego spągowca. Brak przewarstwień o charakterze masywnych iłowców mógł powodować ucieczkę gazu. Prawdopodobnie istotną rolę w uszczelnieniu piaskowców mogły odgrywać procesy diagenetyczne (cementacje) w osadach spągowej części formacji Drawy (por. rozdz. 2.2.4; Fig. 2.8). Uważa się, że cała brzeżna strefa basenu czerwonego spągowca jest perspektywiczna dla odkrycia złóż gazu ziemnego.

3.5. GENERACJA, MIGRACJA, AKUMULACJA I PUŁAPKI WĘGLOWODORÓW

Ordowicko-sylursko-dewoński (i/lub karboński) system naftowy

Problem genezy złóż węglowodorów w utworach dewonu na krawędzi platformy paleozoicznej wydaje się być dotychczas nierozstrzygnięty. Za hipotezą istnienia dewońskiego systemu naftowego przemawiają przesłanki takie jak: stwierdzone w otworze Unisław IG 1 poziomy macierzyste w pobliżu akumulacji węglowodorów, dojrzałość termiczna materii organicznej profilu dewonu odpowiadająca głównej fazie generowania ropy naftowej (lub początkowej fazie generowania kondensatów i gazów mokrych), obecność ropotwórczego kerogenu typu II (Grotek, 2018 w druku; Klimuszko, 2018 w druku) czy diagram klasyfikacyjny S1/TOC, sugerujący, że węglowodory mają charakter syngenetyczny (interpretacja diagramu jest problematyczna ze względu na fakt, że wieloletnie przechowywanie rdzenia powoduje obniżenie wartości parametru S1).

Za hipotezą migracyjnego pochodzenia węglowodorów z głębszego podłoża paleozoicznego (ordowik, sylur) przemawiają z kolei analizy bituminów (Klimuszko, 2018 w druku) oraz niepewność co do podwyższonych wartości parametrów S1, S2, HI i TOC poziomów zinterpretowanych jako macierzyste. Niepewność polega na tym, że nie wiadomo, czy nie jest to spowodowane nasyceniem skał węglowodorami epigenetycznymi. W celu wyjaśnienia genezy akumulacji węglowodorów należałoby wykonać szczegółowe badania geochemiczne (np. badania izotopowe, badania R-E sprzężone z chromatografią gazową czy szczegółowa analiza biomarkerów) w celu uzyskania korelacji genetycznej skała macierzysta – gaz ziemny, ropa naftowa. Rozwiązałoby to problem, czy na obszarze „Chełmno” możemy mieć do czynienia z system migracji i remigracji węglowodorów z łupków ordowiku i syluru wzdłuż stref uskokowych do pułapek śródformacyjnych w piaskowcach lub węglanach dewonu oraz piaskowcach karbonu lub do pułapek uszczelnionych ewaporatami cechsztynu, czy też mamy do czynienia z potencjałem generacyjnym i zbiornikowym w skałach dewonu i/lub karbonu.

Karbońsko-permski system naftowy

Charakterystykę dotyczącą wieku i mechanizmu generacji, migracji i akumulacji węglowodorów dla obszaru przetargowego „Chełmno” wykonano na podstawie m.in. wyników modelowań wykonanych m.in. przez Botora (2006, 2011), Maćkowskiego i Reicher (2006). Perspektywiczne skały, w których mogą występować złoża gazu ziemnego, to utwory klastyczne czerwonego spągowca. W strefie tej potencjalną – chociaż „biedną” – skałą macierzystą są utwory karbonu dolnego, natomiast za uszczelnienie odpowiedzialne są ewaporaty cechsztynu.

Główna faza generowania gazu ziemnego nastąpiła z początkiem triasu, kiedy skały macierzyste zostały pogrążone na głębokość ok. 3500 m, osiągając dojrzałość >1,3% Ro.

Główna faza generowania trwała do końca jury, kiedy to utwory karbonu zostały pogrążone na głębokość <5000 m,

a ich dojrzałość wzrosła do >2,6% Ro. Wypiętrzanie i erozja, która miała miejsce z końcem kredy, zahamowała dalszy przyrost głębokości i dojrzałości, ostatecznie ukształtowanej w tym właśnie czasie. Czas generowania gazu ziemnego na obszarze przetargowym jest bardzo korzystny, ponieważ generowanie miało miejsce w mezozoiku, kiedy istniało już regionalne uszczelnienie utworów zbiornikowych czerwonego spągowca ewaporatami cechsztynu (Fig. 3.6).

Gaz ziemny wygenerowany z karbońskiej materii organicznej migrował ku strefom o niższym ciśnieniu hydrostatycznym, czyli do leżących niezgodnie na skałach karbonu utworów czerwonego spągowca i wapienia cechsztyńskiego. Migracja węglowodorów ze skał macierzystych do pułapek złożowych mogła mieć charakter lokalny wzdłuż nieciągłości tektonicznych lub charakter regionalny krótko- lub długodystansowy wzdłuż porowatych i przepuszczalnych skał.

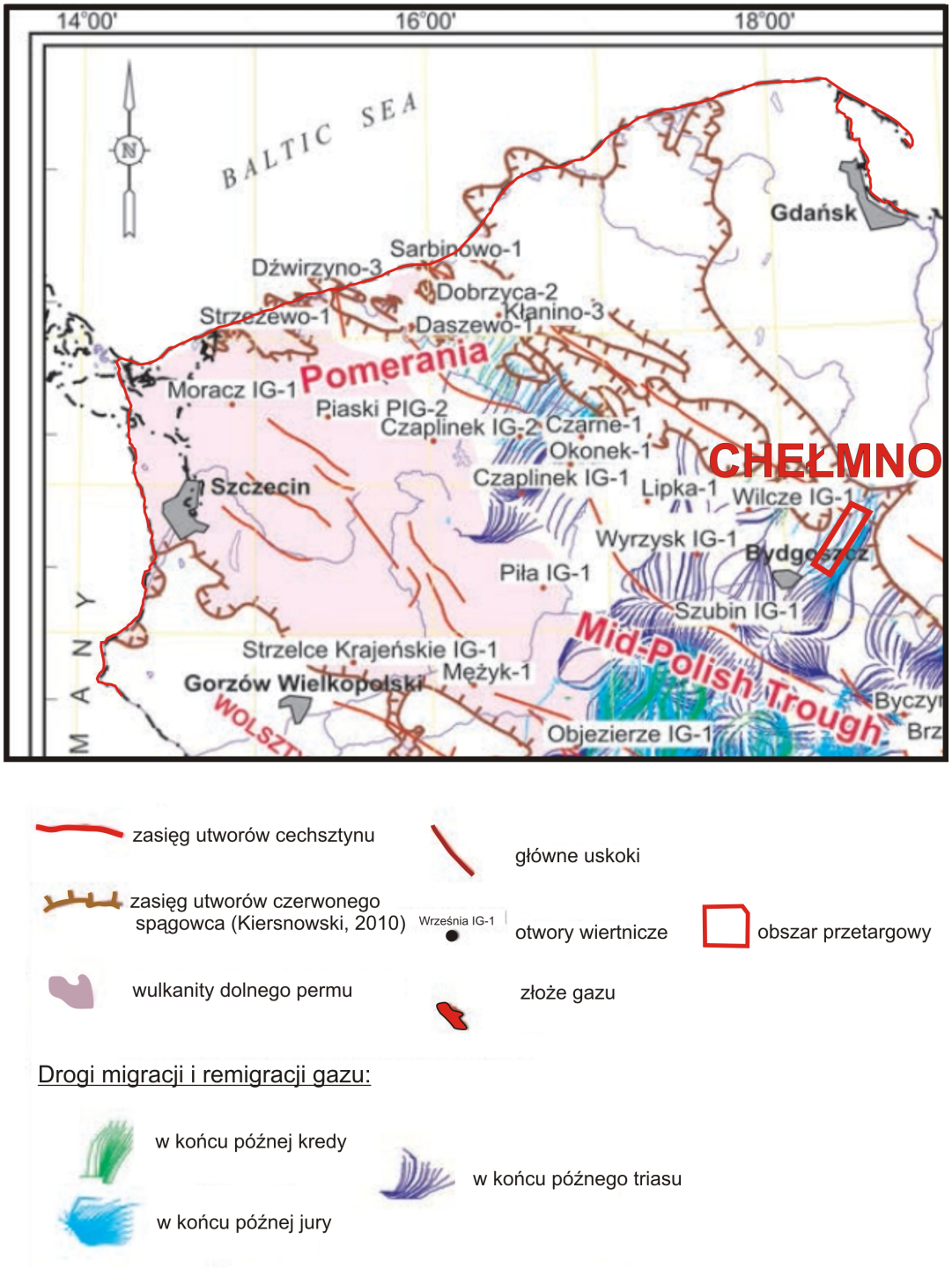


Fig. 3.6. Mapa przedstawiająca ścieżki migracji gazu na tle rozprzestrzenienia zbiornikowych utworów czerwonego spągowca (wg Maćkowskiego i in., 2008, zmieniona; Botor i in., 2013)

Ponadto początek generacji odbył się również po intensywnej przebudowie tektonicznej fazy asturyjskiej, która miała miejsce w późnym karbonie i we wczesnym permie i doprowadziła do rozformowania istniejących wówczas pułapek złożowych. Powyższe zależności mogły wpłynąć na akumulację i zachowanie się złóż w pułapkach dolnego permu.

Permski system naftowy dolomitu głównego

Obszar przetargowy nie jest rozpoznany wiertniczo. Ocena perspektywiczności może być rozpatrywana pośrednio, na podstawie ekstrapolacji informacji z wierceń z obszarów sąsiednich, wykonanych na izolowanej platformie Unisławia, oraz ogólnej analizy budowy geologicznej i paleogeografii wapienia cechsztyńskiego.

Przyjęto założenie, że na tym obszarze mogą występować osady systemu depozycyjnego platformy węglanowej łączącego obszary Unisławia i Polskich Łąk PIG 1 (por. Z rozdział 2.2.5). Ze względu na bardzo skomplikowaną budowę geologiczną podłoża cechsztynu obraz ten nie musi być tak prosty. Może się okazać, że oba wyżej wymienione obszary nie są połączone, i w takim przypadku na obszarze przetargowym będzie dominował system równi basenowej, co diametralnie pogarsza ocenę perspektywiczności. Z analizy wszystkich czynników wynikają następujące wnioski:

Przy założeniu istnienia platformy węglanowej skały Ca2 mogą mieć słabe własności zbiornikowe, a skały macierzyste niski potencjał generacyjny. Ocena niskiego potencjału generacyjnego wynika także pośrednio z silnej cementacji anhydrytowo-halitowej skał węglanowych, co skutkuje brakiem wtórnej porowatości i przepuszczalności.

Przy założeniu niewystępowania platformy węglanowej perspektywiczność tego obszaru będzie jeszcze niższa.

Dolomit główny na obszarze przetargowym „Chełmno” należy ocenić jako słabo perspektywiczny dla poszukiwań węglowodorów.

4. CHARAKTERYSTYKA ZŁÓŻ WĘGLOWODORÓW NA OBSZARZE PRZETARGOWYM I W JEGO SĄSIEDZTWIE

W granicach obszaru przetargowego „Chełmno” dotychczas nie udokumentowano złóż węglowodorów. Dopiero w dalekim (północno-zachodnim) sąsiedztwie obszaru znajdują się złoża gazu ziemnego: Brzozówka (NR5348) i Wierzchowo (GZ 4666; Fig. 4.1). Złoże Wierzchowo mimo znacznej odległości od obszaru przetargowego może być analogiem do sytuacji geologicznej na obszarze przetargowym. Złoże Brzozówka znajduje się w utworach dolomitu głównego nieperspektywicznego na obszarze przetargwoym. Jednakże dla porządku w dalszej części rozdziału zamieszczono charakterystykę obu tych złóż jako najbliższej sąsiadujących z obszarem „Chełmno”.

4.1. ZŁOŻE ROPY NAFTOWEJ BRZOZÓWKA

Położenie administracyjne:
województwo – pomorskie
powiat – człuchowski
gmina – Czarne

Powierzchnia całkowita złoża: 89,0 ha
Głębokość zalegania: 3284,0 – 3350,0 m p.p.m.
Stratygrafia: perm cechsztyn – cyklotem Stassfurt (dolomit główny)
Koncesja na wydobywanie: brak, złoże skreślone z ewidencji
Użytkownik złoża: brak, złoże skreślone z ewidencji
Data rozpoczęcia eksploatacji: od września 1991 r., ciągła – od 1996 r., okresowa – od 18.07.1999 r.
Data zakończenia eksploatacji: marzec 2000 r.
Nadzór górniczy: Okręgowy Urząd Górniczy – Gdańsk
Nr MIDAS: 5348

Dokumentacje w NAG PIG-PIB:

Binder, I., Sikorski, B. 1992. Dokumentacja geologiczna złoża ropy naftowej Brzozówka. Inw. 709/92, CAG PIG, Warszawa. Zatwierdzona decyzją Ministra Ochrony Środowiska, Zasobów Naturalnych i Leśnictwa z dnia 12 maja 1992 roku, znak: KZK/012/W/6020/92.

Zoła, K. 2000. Dokumentacja geologiczna złoża ropy naftowej i towarzyszącego gazu ziemnego Brzozówka. Dodatek nr 1 (wniosek o skreślenie złoża z ewidencji). Inw. 17/2001, CAG PIG, Warszawa. Zatwierdzona decyzją Ministra Środowiska z dnia 28 grudnia 2000 roku, znak: DG/kzk/EZD/7220/2000.

Zasoby:

Pierwotne wydobywalne zasoby bilansowe (stan na rok 1991):
- 26,86 tys. ton ropy naftowej w kat. C
- 8,22 mln m^3 gazu ziemnego w kat. C

Brak zasobów geologicznych i zasobów przemysłowych. Według informacji zawartych w „Dokumentacji geologicznej złoża ropy naftowej i towarzyszącego gazu ziemnego Brzozówka, dodatek nr 1 (wniosek o skreślenie złoża z ewidencji)” (Zoła, 2000) wyliczone, lecz niezatwierdzone zasoby wydobywalne na dzień 31.03.2000 r. W kategorii C wynosiły: ropa naftowa 0,807 tys. ton, gaz ziemny 1,583 mln m^3.

Budowa złoża:

Złoże Brzozówka zajmuje najwyższą część bloku tektonicznego Brzozówki – horstu ograniczonego uskokami. W osadach płytszej części równi basenowej dolomitu głównego stwierdzono tutaj nagromadzenie węglowodorów w ilości przemysłowej (Wagner i Kotarba, 2008). Miąższość efektywna złoża wynosi około 3 m, nie można było jednak określić wielkości parametrów zbiornikowych z uwagi na brak rdzeni wiertniczych. W interpretacjach budowy złoża przyjęto porowatość skały wynoszącą około 10,5% i przepuszczalność 247 mD. Pierwotne ciśnienie złożowe wynosiło 71,392 MPa, nasycenie por ropą 0,7, temperatura złoża 76°C. Po wydobyciu ze złoża około 29% zasobów geologicznych zakończono eksploatację (2000 rok).

Otwory udostępniające (stan na 2000 r.):

Nazwa otworu	Głębokość spągu [m p.p.t.]	Stratygrafia na dnie
BRZOZÓWKA 1	3397	perm górny
BRZOZÓWKA 1A	3910	perm

→ **Fig. 4.1.** Złoża węglowodorów w sąsiedztwie obszaru przetargowego „Chełmno”

Obszary wytypowane do postępowania przetargowego na koncesje na poszukiwanie i rozpoznawanie złóż węglowodorów oraz wydobywanie węglowodorów ze złóż w 2018 r.

CHEŁMNO

0 3 6 12 18 24 30 km

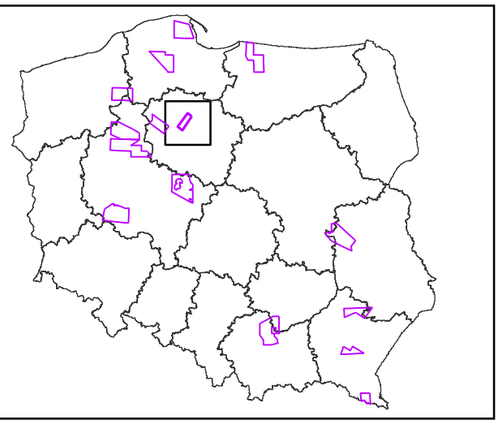
Układ współrzędnych: PL-1992

Objaśnienia

- obszary wytypowane do przetargu
- złoża węglowodorów
- wybilansowane złoża węglowodorów
- obszary górnicze
- granice gmin
- granice powiatów
- granice województw

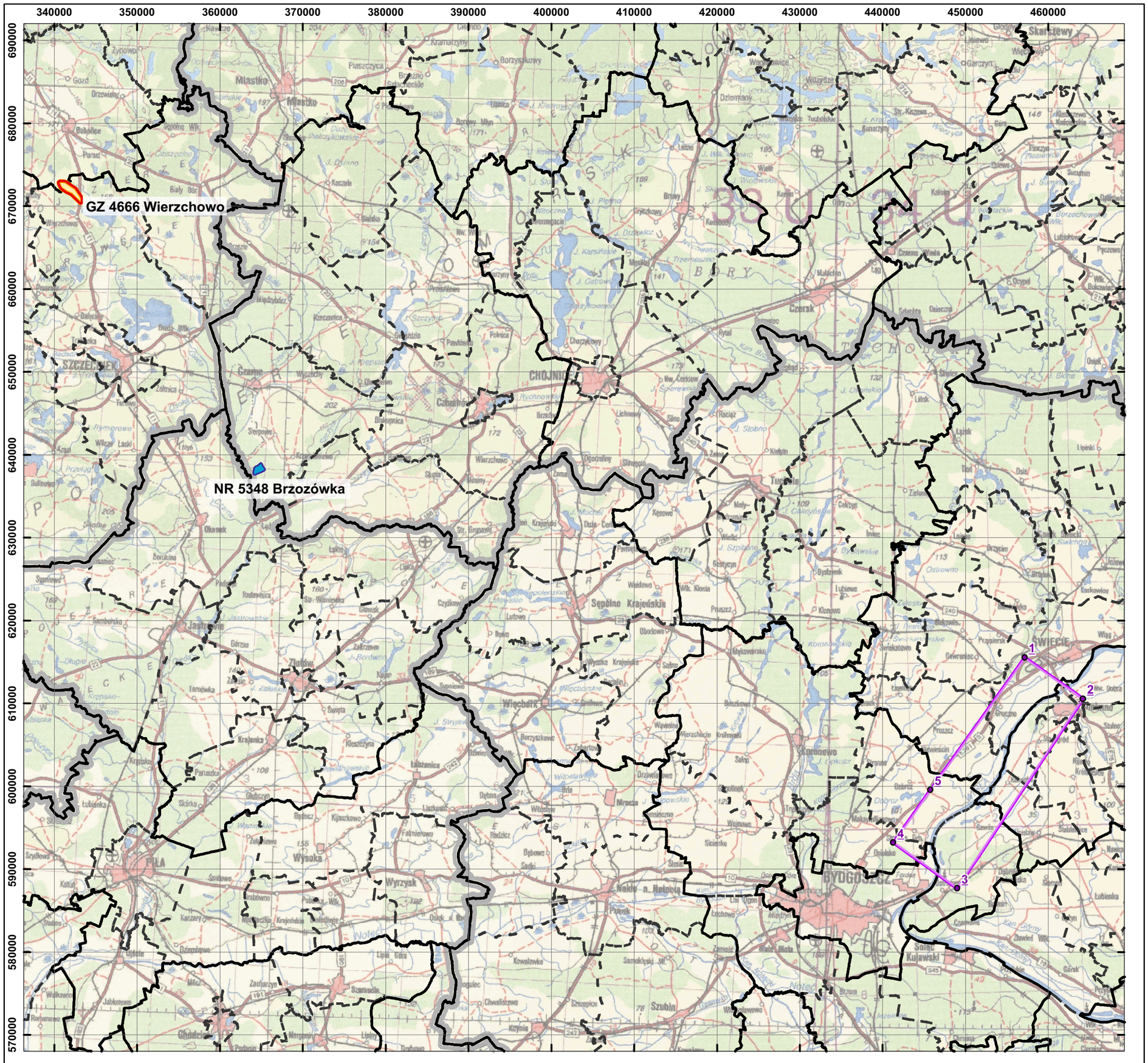
Współrzędne punktów wyznaczających granice obszaru Chełmno
układ współrzędnych PL-1992

Nr punktu	X	Y
1	615522,00	457159,00
2	610550,09	464193,88
3	587677,51	449006,78
4	593202,09	441301,47
5	599549,00	445791,00



Źródłem danych o złożach kopalin jest System Gospodatki i Ochrony Bogactw Mineralnych MIDAS

Copyright by PIG-PIB, Warszawa 2017



Parametry złoża i parametry jakościowe kopalin: dane zestawiono w Tab. 4.1–4.3.

Tab. 4.1. Parametry złoża ropy naftowej i gazu ziemnego Brzozówka (MIDAS 2017, wg Zoła, 2000)

Nazwa parametru	Wartość min.	Wartość max.	Wartość średnia	Jednostka	Uwagi
ciśnienie aktualne	---------	---------	30,080	MPa	na dzień 08.06.1999 r. (ciśnienie denne)
ciśnienie złożowe	---------	---------	56,690	MPa	na dzień 26.09.1991 r.
ciśnienie złożowe pierwotne	---------	---------	71,392	MPa	początkowe w złożu
ciśnienie złożowe pierwotne	---------	---------	71,390	MPa	obliczone w czasie erupcji w odwiercie Brzozówka 1
głębokość położenia wody podścielającej	---------	---------	---------	m	brak danych
głębokość położenia złoża	3284,000	3350,000	---------	m	
głębokość położenia złoża	3408,000	3411,000	---------	m	dolomit główny w otworze Brzozówka 1A
miąższość efektywna złoża	---------	---------	3,000	m	
miąższość złoża	---------	---------	3,000	m	
nasycenie ropą	---------	---------	70,000	%	
porowatość	8,000	13,500	---------	%	w interwale głębokości 3408-3411,5 m
porowatość efektywna	---------	---------	10,500	%	
przepuszczalność	---------	---------	247,000	mD	
temperatura złoża	---------	---------	349,000	K	na gł. 3390 m
temperatura złoża	---------	---------	76,000	st. C	
warunki produkowania	---------	---------	---------	-	wolumetryczne
współczynnik nasycenia węglowodorami	---------	---------	0,700	.	
współczynnik wydobycia	---------	---------	0,200	.	
wydajność początkowa	---------	---------	43,000	t/d	
wykładnik gazowy	---------	---------	358,000	Nm^3/t	
zapiaszczenie	---------	---------	---------	%	brak

Tab. 4.2. Parametry jakościowe ropy naftowej ze złoża Brzozówka (MIDAS 2017, wg Zoła, 2000)

Nazwa parametru	Wartość min.	Wartość max.	Wartość średnia	Jednostka	Uwagi
gęstość	---------	---------	0,862	g/cm^3	
zawartość asfaltenów	---------	---------	1,300	% wag.	
zawartość frakcji benzynowej	---------	---------	25,500	% wag.	
zawartość frakcji naftowej	---------	---------	19,500	% wag.	
zawartość parafiny	---------	---------	2,370	% wag.	
zawartość węglowodorów aromatycznych	---------	---------	20,650	% wag.	
zawartość węglowodorów nasyconych	---------	---------	73,650	% wag.	
zawartość żywic	---------	---------	4,400	% wag.	

Tab. 4.3. Parametry jakościowe gazu ziemnego ze złoża Brzozówka (MIDAS 2017, wg Zoła, 2000)

Nazwa parametru	Wartość min.	Wartość max.	Wartość średnia	Jednostka	Uwagi
gęstość	---------	---------	0,762	-	względem powietrza
wartość opałowa	---------	---------	47,220	MJ/m^3	
zawartość C_2H_6	---------	---------	7,686	% obj.	
zawartość CH_4	---------	---------	77,565	% obj.	
zawartość dwutlenku węgla	---------	---------	0,194	% obj.	
zawartość H_2	---------	---------	0,004	% obj.	
zawartość He	---------	---------	0,004	% obj.	
zawartość N_2	---------	---------	1,011	% obj.	
zawartość siarkowodoru	---------	---------	2,165	% obj.	

Historia produkcji: dane zestawiono w Tab. 4.4 i 4.5 i na Fig. 4.2 i 4.3.

Tab. 4.4. Historia wydobycia ropy naftowej w złożu Brzozówka (na podstawie corocznych zestawień zmian zasobów złóż przysyłanych przez przedsiębiorcę)

Kopalina	Główna – T; towarzysząca – N	Stan na dzień (rok/miesiąc/dzień)	Wydobycie z zasobów wydobywalnych bilansowych (tys. ton)	
			A+B	C
ropa naftowa	T	00/12/31		0,019
ropa naftowa	T	99/12/31		3,33
ropa naftowa	T	98/12/31		8,136
ropa naftowa	T	97/12/31		12,168
ropa naftowa	T	96/12/31		2,4
ropa naftowa	T	95/12/31		0
ropa naftowa	T	94/12/31		0
ropa naftowa	T	93/12/31		0
ropa naftowa	T	92/12/31		0
ropa naftowa	T	91/12/31		0,804
ropa naftowa	T	90/12/31		0
ropa naftowa	T	89/12/31		9,536

Tab. 4.5. Historia wydobycia gazu ziemnego w złożu Brzozówka (na podstawie corocznych zestawień zmian zasobów złóż przysyłanych przez przedsiębiorcę)

Kopalina	Główna – T; towarzysząca – N	Stan na dzień (rok/miesiąc/dzień)	Wydobycie z zasobów wydobywalnych bilansowych (mln m^3)	
			A+B	C
gaz ziemny	N	00/12/31		0,004
gaz ziemny	N	99/12/31		0,556
gaz ziemny	N	98/12/31		1,483
gaz ziemny	N	97/12/31		3,735
gaz ziemny	N	96/12/31		0,859
gaz ziemny	N	95/12/31		0
gaz ziemny	N	94/12/31		0
gaz ziemny	N	93/12/31		0
gaz ziemny	N	92/12/31		0
gaz ziemny	N	91/12/31		0,247
gaz ziemny	N	90/12/31		0
gaz ziemny	N	89/12/31		2,913

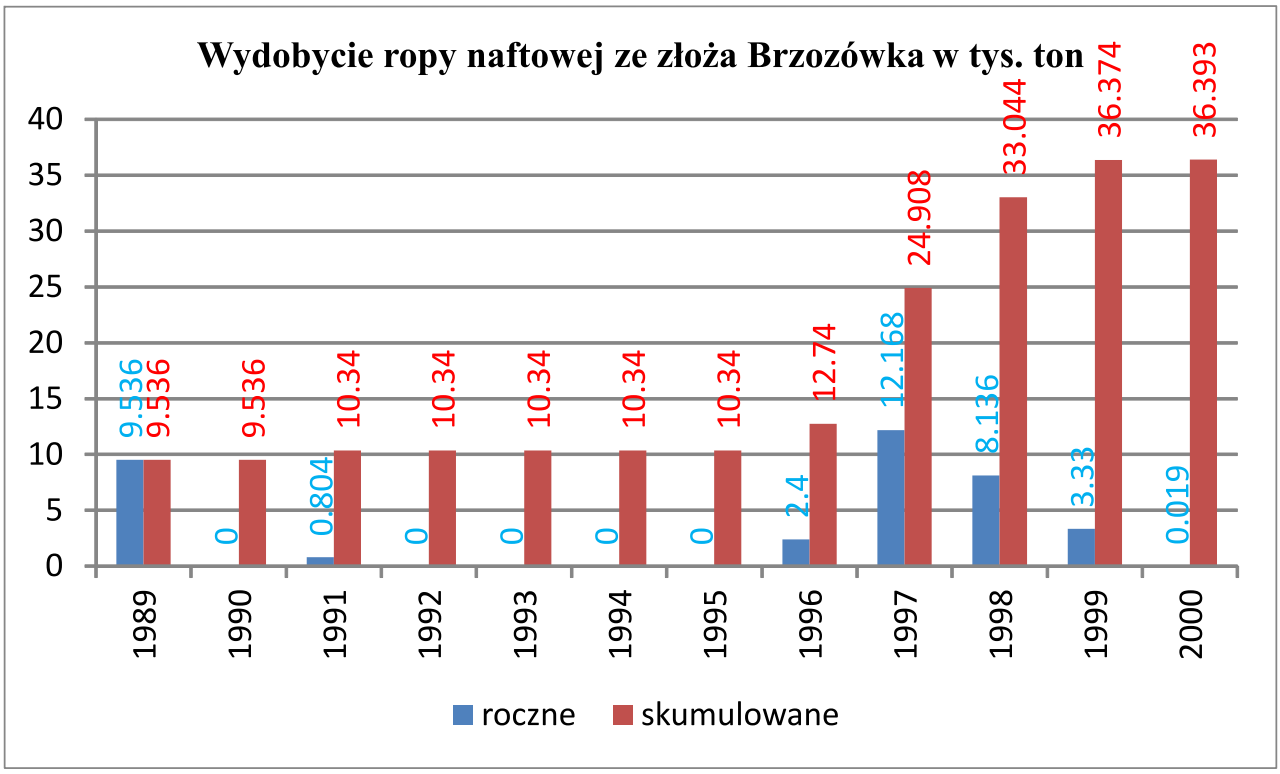


Fig. 4.2. Wydobycie ropy naftowej ze złoża Brzozówka (na podstawie corocznych zestawień zmian zasobów złóż przysyłanych przez przedsiębiorcę). Przyczyną wzrostu wydobycia. jest rozpoczęcie ciągłej eksploatacji od 1996 r.

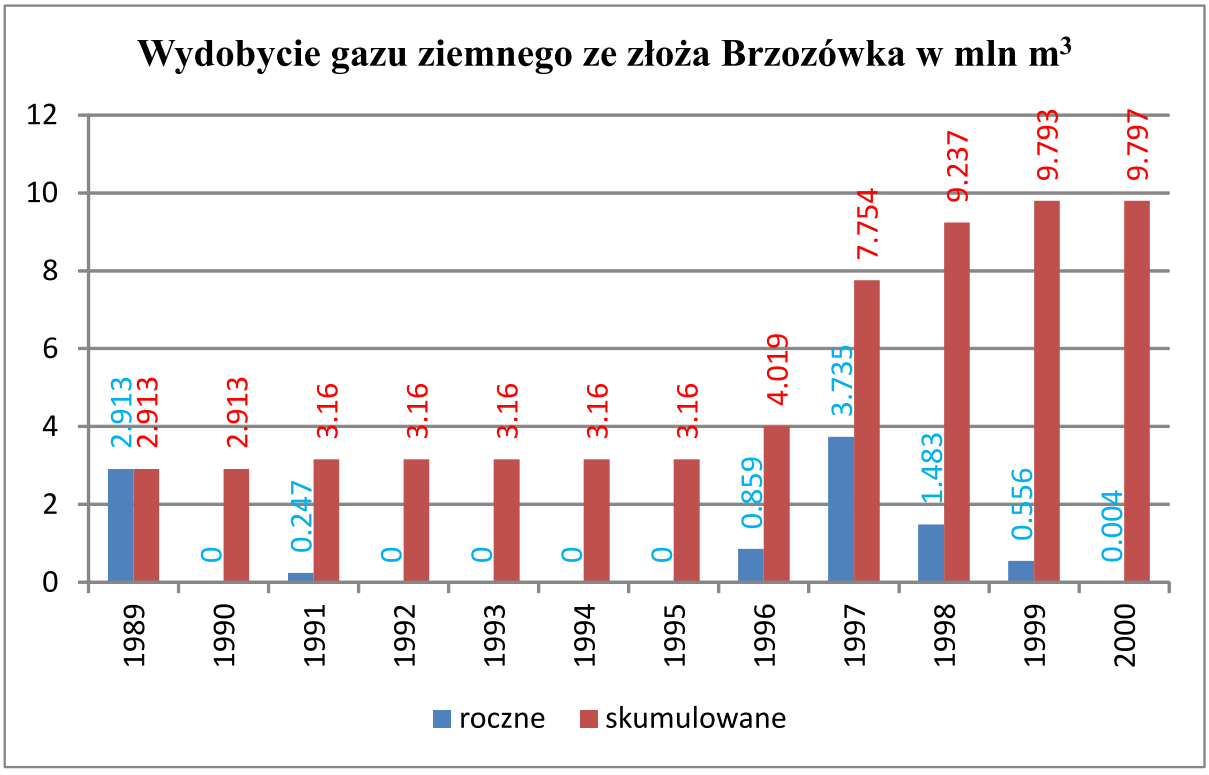


Fig. 4.3. Wydobycie gazu ziemnego ze złoża Brzozówka (na podstawie corocznych zestawień zmian zasobów złóż przysyłanych przez przedsiębiorcę). Przyczyną wzrostu wydobycia. jest rozpoczęcie ciągłej eksploatacji od 1996 r.

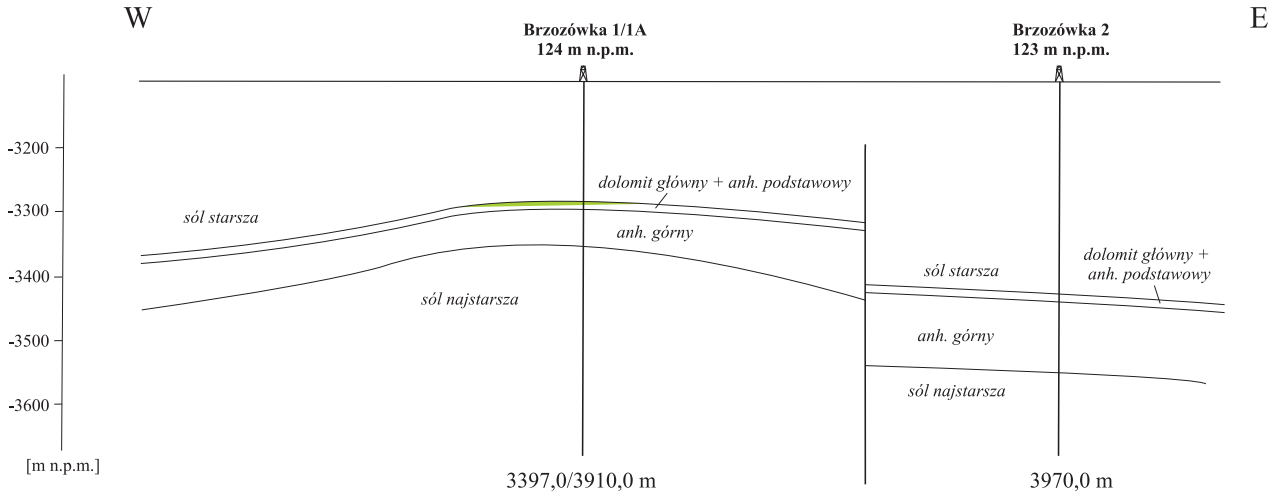


Fig. 4.4. Przekrój geologiczny przez złoże ropy naftowej Brzozówka (na podstawie Binder i Sikorskiego, 1992)

4.2 ZŁOŻE GAZU ZIEMNEGO WIERZCHOWO

Położenie administracyjne:
województwo – zachodniopomorskie
powiat – koszaliński
gmina – Bobolice
powiat – szczecinecki
gmina – Szczecinek

Powierzchnia całkowita złoża: 251,5 ha

Głębokość zalegania: 2962,9 – 3160,0 m p.p.m.

Stratygrafia: karbon dolny, wizen

Koncesja na wydobywanie: 110/93 z dnia 21 czerwca 1993 roku, wydana przez Ministra Ochrony Środowiska, Zasobów Naturalnych i Leśnictwa

Użytkownik złoża: Polskie Górnictwo Naftowe i Gazownictwo S.A.

Data rozpoczęcia eksploatacji: styczeń 1973 r.

Nadzór górniczy: Okręgowy Urząd Górniczy – Poznań

Nr MIDAS: 4666

Dokumentacje w NAG PIG-PIB:

Hannes, A., Kuchciński, J. 1971. Dokumentacja geologiczna złoża gazu ziemnego Wierzchowo, woj. koszalińskie, pow. szczecinecki i koszaliński. Inw. 9033 CUG, CAG PIG, Warszawa. Zatwierdzona decyzją Prezesa Centralnego Urzędu Geologii z dnia 25.03.1972 r., znak: KZK/012/S/2563/71/72, zmieniona następnie decyzją Prezesa Centralnego Urzędu Geologii z dnia 15.01.1973 r., znak: KZK/012/S/2563/72/73.

Mularczyk, A., Pyzik, M. 1984. Dodatek nr 1 do dokumentacji geologicznej złoża gazu ziemnego Wierzchowo. Inw. 15111 CUG, CAG PIG, Warszawa. Zatwierdzony decyzją Prezesa Centralnego Urzędu Geologii z dnia 13.05.1985 r., znak: KZK/012/M/4799/36/84/85pfn.

Zoła, K. 1998. Dodatek nr 2 do dokumentacji geologicznej złoża gazu ziemnego Wierzchowo. Inw. 592/99, CAG PIG, Warszawa. Zatwierdzony decyzją Ministra Ochrony Środowiska, Zasobów Naturalnych i Leśnictwa z dnia 18.02.1999 r., znak: DG/kzk/ZW/6978/98/99.

Nowak, J. 2010. Dodatek nr 3 do dokumentacji geologicznej złoża gazu ziemnego Wierzchowo. Inw. 7643/2010, CAG PIG, Warszawa. Zatwierdzony decyzją Ministra Środowiska z dnia 14.10.2010 r., znak: DGiKGkzk-4741-7/7945/49562/10/AW.

Zasoby:

Pierwotne wydobywalne zasoby bilansowe (stan na rok 2009):
- 524,80 mln m^3 gazu ziemnego w kat. A+B

Wydobywalne zasoby bilansowe w 2016 roku:
- 10,78 mln m^3 gazu ziemnego w kat. A+B

Zasoby przemysłowe w 2016 roku:
- 10,69 mln m^3 gazu ziemnego

Budowa złoża:

Złoże gazu ziemnego Wierzchowo zostało odkryte w 1971 roku w utworach karbonu (wizenu). Rozciągłość złoża jest zbliżona do ogólnego kierunku krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej (linii Teisseyre'a–Tornquista). Złoże ma charakter stratygraficzno-strukturalny. Warstwy karbonu występują tutaj na głębokości około 3000 m p.p.m. i zapadają w kierunku południowo-zachodnim w obrębie południowego skrzydła antykliny rozwiniętej wzdłuż uskoku o przebiegu NW-SE (Karnkowski, 1993). Nieco inną koncepcję budowy geologicznej złoża Wierzchowo przyjęto w dokumentacjach złożowych, według których warstwy karbonu zapadają monoklinalnie w kierunku SW (Fig. 4.6). Niezależnie od koncepcji budowy strukturalnej złoża nasycona gazem jest seria piaskowców arkozowych, których miąższość dochodzi do 72 m, przy średniej około 25 m. Gazonośna jest również nadległa seria dolomitów i podrzędnie wapieni piaszczystych i oolitowych. Obie serie rozdziela nieciągła, kilkumetrowej miąższości seria ilasta. Złoże jest ekranowane utworami cechsztynu (zlepieńcami, wapieniem podstawowym i anhydrytem Werry). Serię złożową podściela pakiet wapieni piaszczystych z wkładkami piaskowców i iłowców czarnych. Potencjalnie także te utwory mogą być gazonośne.

Otwory udostępniające (stan na 2017 r.):

Nazwa otworu	Głębokość spągu [m p.p.t.]	Stratygrafia na dnie
WIERZCHOWO 2	3202	turnej
WIERZCHOWO 6	3221	turnej
WIERZCHOWO 11	3218	turnej
WIERZCHOWO 14	33410	turnej

Parametry złoża i parametry jakościowe kopalin: dane zestawiono w Tab. 4.6.

Tab. 4.6. Parametry złoża gazu ziemnego Wierzchowo oraz parametry jakościowe kopaliny (MIDAS 2017, wg Nowak, 2010)

Nazwa parametru	Wartość min.	Wartość max.	Wartość średnia	Jednostka	Uwagi
ciśnienie aktualne	---------	---------	7,570	MPa	czerwiec 2009 r.
ciśnienie złożowe pierwotne	---------	---------	33,100	MPa	
głębokość położenia złoża	2962,900	3160,000	---------	m	
miąższość efektywna złoża	---------	---------	28,900	m	
porowatość	---------	---------	3,600	%	seria 9 wapienie piaszczyste i piaskowce arkozowe
porowatość	---------	---------	5,000	%	seria 11 dolomity piaszczysto-pseudooolitowe
porowatość	---------	---------	11,400	%	seria 10 piaskowce arkozowe
przepuszczalność	0,170	1,256	---------	mD	
temperatura złoża	---------	---------	347,900	K	
temperatura złoża	---------	---------	74,750	st. C	
warunki produkowania	---------	---------	---------	-	wolumetryczne
współczynnik nasycenia węglowodorami	---------	---------	0,800	.	
współczynnik wydobycia	---------	---------	---------	.	0,83
współczynnik wydobycia	---------	---------	0,830	.	
wydajność absolutna V_{abs}	---------	---------	8,000	Nm^3/min	W-11
wydajność absolutna V_{abs}	---------	---------	90,000	Nm^3/min	W-6
wydajność dozwolona V_{dozw}	---------	---------	10,000	Nm^3/min	W-11 okresowo
wydajność dozwolona V_{dozw}	---------	---------	20,000	Nm^3/min	W-6
wykładnik ropny/kondensatowy	---------	---------	---------	g/m^3	wykładnik gazolinowy 4 m^3/mln m^3
wykładnik wodny	0,770	4,650	1,970	ml/m^3	
zapiaszczenie	---------	---------	---------	%	nie badano
głębokość położenia wody podścielającej	---------	---------	3060,000	m	
porowatość	3,600	11,400	---------	%	
przepuszczalność	0,176	1,256	---------	mD	
temperatura złoża	---------	---------	91,850	st. C	
wartość opałowa	21,840	22,330	22,085	MJ/m^3	
wartość opałowa	---------	---------	6 216,000	$Kcal/Nm^3$	
współczynnik nasycenia węglowodorami	---------	---------	0,800	.	
współczynnik wydobycia	---------	---------	0,900	.	
zawartość C_2H_6	1,462	1,511	1,487	% obj.	
zawartość CH_4	56,480	57,690	57,085	% obj.	
zawartość dwutlenku węgla	0,056	0,085	0,071	% obj.	
zawartość He	0,127	0,128	0,128	% obj.	
zawartość Hg	0,087	0,124	0,110	$\mu g/Nm^3$	
zawartość N_2	40,060	41,350	40,705	% obj.	
zawartość siarkowodoru	0,000	0,000	0,000	% obj.	
zawartość węglowodorów ciężkich C_{3+}	0,519	0,532	0,526	% obj.	

Historia produkcji: dane zestawiono w Tab. 4.7 i na Fig. 4.5.

Tab. 4.7. Historia wydobycia gazu ziemnego w złożu Wierzchowo (na podstawie corocznych zestawień zmian zasobów złóż przysyłanych przez przedsiębiorcę)

Kopalina	Główna – T	Rok	Wydobycie z zasobów wydobywalnych bilansowych (mln m^3)
			A+B
gaz ziemny z pól gazowych	T	2016	0
gaz ziemny z pól gazowych	T	2015	0
gaz ziemny z pól gazowych	T	2014	0,45
gaz ziemny z pól gazowych	T	2013	6,23
gaz ziemny z pól gazowych	T	2012	6,95
gaz ziemny z pól gazowych	T	2011	7,79
gaz ziemny z pól gazowych	T	2010	7,52
gaz ziemny z pól gazowych	T	2009	6,82
gaz ziemny z pól gazowych	T	2008	8,07
gaz ziemny z pól gazowych	T	2007	9,54
gaz ziemny z pól gazowych	T	2006	9,57
gaz ziemny z pól gazowych	T	2005	10,51
gaz ziemny z pól gazowych	T	2004	8,37
gaz ziemny z pól gazowych	T	2003	1,75
gaz ziemny z pól gazowych	T	2002	0,16
gaz ziemny z pól gazowych	T	2001	0,68
gaz ziemny z pól gazowych	T	2000	1,07
gaz ziemny z pól gazowych	T	1999	6,14
gaz ziemny z pól gazowych	T	1998	10,00
gaz ziemny z pól gazowych	T	1997	10,43
gaz ziemny z pól gazowych	T	1996	10,68
gaz ziemny z pól gazowych	T	1995	8,82
gaz ziemny z pól gazowych	T	1994	10,74
gaz ziemny z pól gazowych	T	1993	11,31
gaz ziemny z pól gazowych	T	1992	11,32
gaz ziemny z pól gazowych	T	1991	12,67
gaz ziemny z pól gazowych	T	1990	12,22
gaz ziemny z pól gazowych	T	1989	11,44
gaz ziemny z pól gazowych	T	1988	11,34
gaz ziemny z pól gazowych	T	1987	11,39
gaz ziemny z pól gazowych	T	1986	15,23
gaz ziemny z pól gazowych	T	1985	16,68
gaz ziemny z pól gazowych	T	1984	23,63
gaz ziemny z pól gazowych	T	1983	24,02
gaz ziemny z pól gazowych	T	1982	23,23
gaz ziemny z pól gazowych	T	1981	23,61
gaz ziemny z pól gazowych	T	1980	24,90
gaz ziemny z pól gazowych	T	1979	35,98
gaz ziemny z pól gazowych	T	1978	33,29
gaz ziemny z pól gazowych	T	1977	27,46
gaz ziemny z pól gazowych	T	1976	20,82
gaz ziemny z pól gazowych	T	1975	11,87
gaz ziemny z pól gazowych	T	1974	7,37
gaz ziemny z pól gazowych	T	1973	1,95

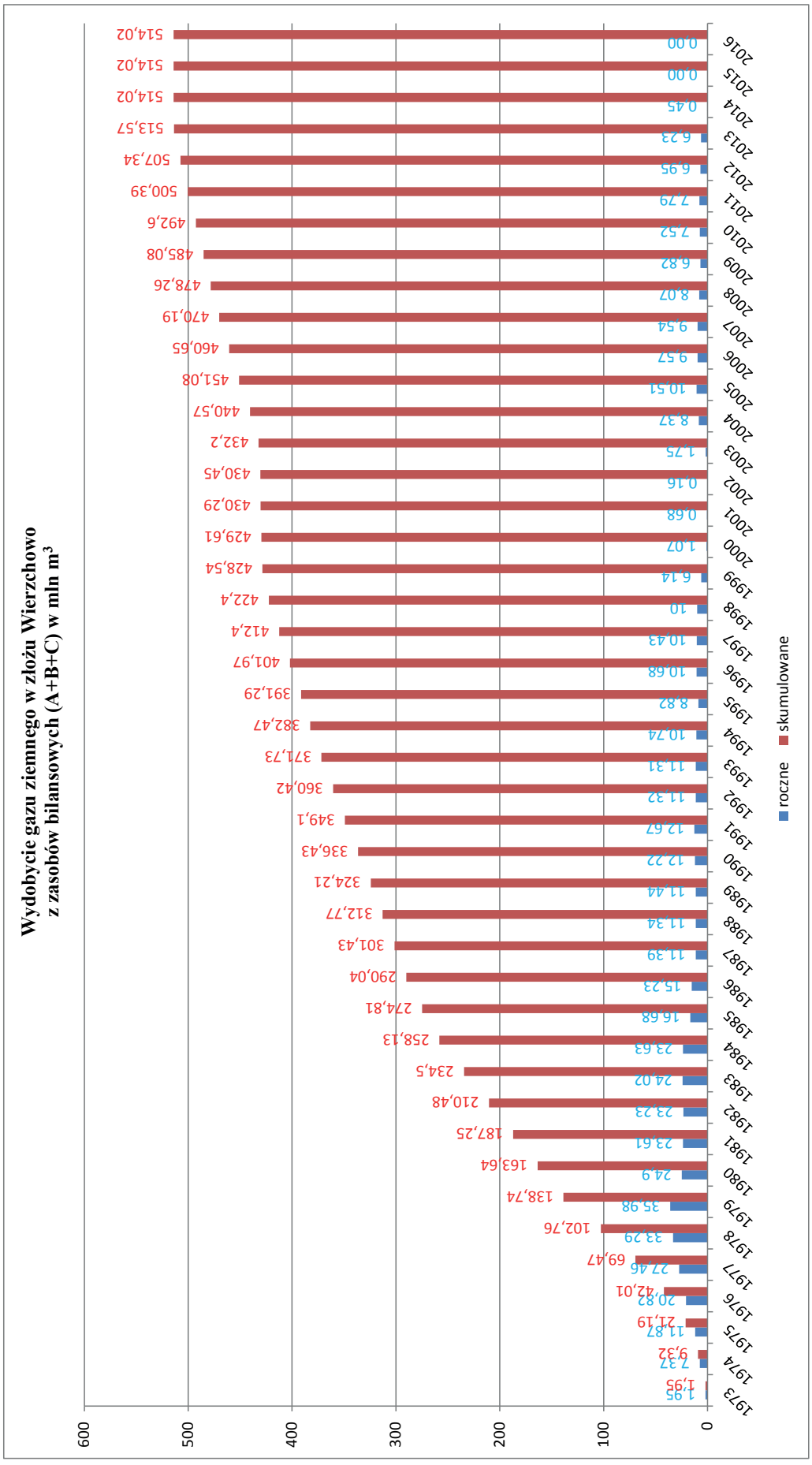


Fig. 4.5. Wykres wydobycia gazu ziemnego w złożu Wierzchowo (na podstawie corocznych zestawień zmian zasobów złóż przysyłanych przez przedsiębiorcę)

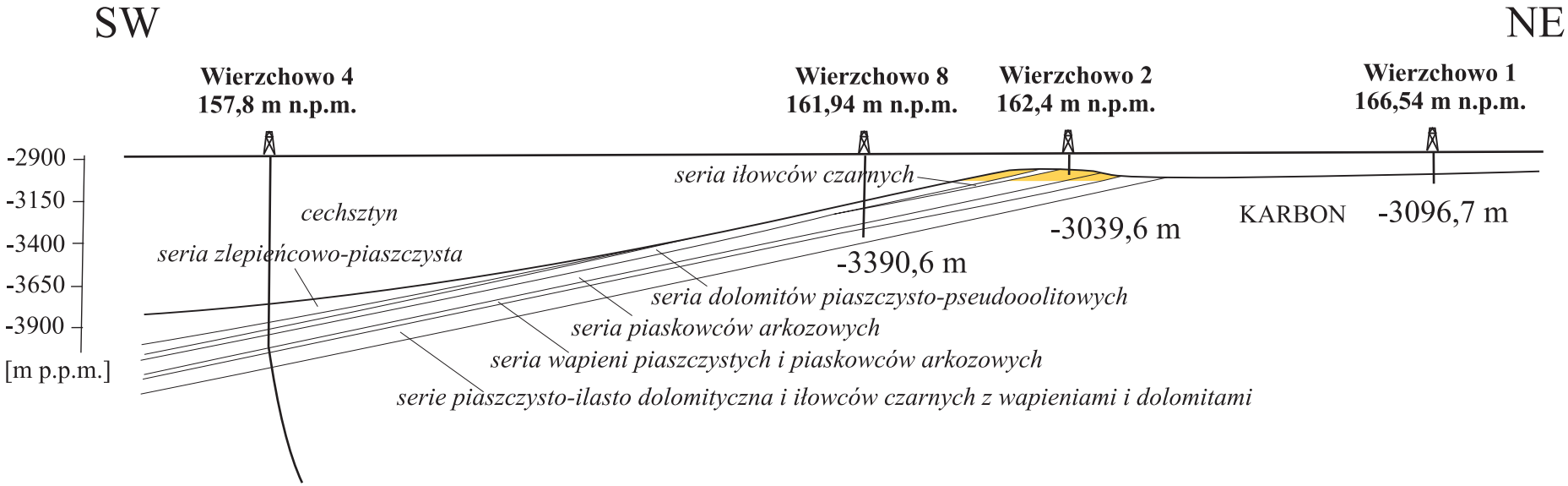


Fig. 4.6. Przekrój przez złoże gazu ziemnego Wierzchowo (na podstawie Nowaka, 2010)

5. OTWORY WIERTNICZE

5.1. INFORMACJE OGÓLNE

W granicach obszaru przetargowego „Chełmno" dotychczas nie wykonano głębokich otworów wiertniczych. W bliskim sąsiedztwie znajdują się jednak otwory osiągające interwały perspektywiczne, stanowiące podstawę do interpretacji wgłębnej budowy geologicznej i systemów naftowych na obszarze „Chełmno" (Fig. 5.1). Są to:

Nazwa otworu	Głębokość [m p.p.t.]	Stratygrafia na dnie
POLSKIE ŁĄKI PIG 1	4 427,00	ordowik
UNISŁAW IG 1	5 355,00	żywet
UNISŁAW IG 2	5 120,00	dewon
UNISŁAW 2	4 985,00	dewon
UNISŁAW 4	4 790,00	dewon
WAŁDOWO KRÓLEWSKIE 1	5 433,00	dewon górny
WUDZYŃ 1	4 198,00	dewon

W następnych podrozdziałach przedstawiono ich ogólną charakterystykę.

5.2. POLSKIE ŁĄKI PIG 1

Głębokość otworu: 4427 m
Rok zakończenia wiercenia: 1990
Rdzenie: 1771–4427 m, 528 skrzynek, NAG PIG-PIB, Archiwum rdzeni wiertniczych w Hołownie

Dane z otworu Polskie Łąki PIG 1 zostały opublikowane w ramach serii wydawniczej pt. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych PIG (Matyja, 2007a) wraz z publikacją danych laboratoryjnych, objawów węglowodorów, testów złożowych etc. Publikacja ta stanowi **Załącznik nr 1** do niniejszego opracowania.

5.3. UNISŁAW IG 1

Głębokość otworu: 5355 m
Rok zakończenia wiercenia: 1982
Rdzenie: 4639–5355 m, 355 skrzynek, NAG PIG-PIB, Archiwum rdzeni wiertniczych w Halinowie
Stratygrafia:

0,00	44,50	czwartorzęd
44,50	55,00	pliocen
55,00	82,00	miocen
82,00	98,50	oligocen
98,50	280,00	mastrycht
280,00	416,00	kampan górny
416,00	460,00	kampan dolny
460,00	635,00	santon
635,00	670,00	koniak
670,00	781,00	turon
781,00	863,00	cenoman
863,00	867,00	alb górny
867,00	990,00	alb środkowy - barrem
990,00	1 032,50	hoteryw
1 032,50	1 054,00	walanżyn górny
1 054,00	1 125,50	walanżyn dolny - berias środkowy
1 125,50	1 164,00	berias dolny
1 164,00	1 252,50	tyton
1 252,50	1 396,00	kimeryd górny
1 396,00	1 450,00	kimeryd dolny
1 450,00	1 704,00	oksford
1 704,00	1 714,00	kelowej
1 714,00	1 768,50	baton górny
1 768,50	1 792,50	baton środkowy
1 792,50	1 810,00	baton dolny
1 810,00	1 882,00	bajos górny
1 882,00	1 906,00	bajos dolny
1 906,00	1 932,00	aalen górny
1 932,00	1 960,00	aalen dolny
1 960,00	2 011,00	toark górny
2 011,00	2 088,00	toark dolny
2 088,00	2 137,00	pliensbach górny
2 137,00	2 244,00	pliensbach dolny - synemur górny
2 244,00	2 341,00	synemur dolny - hetang
2 341,00	2 520,00	trias górny
2 520,00	2 735,50	trias środkowy
2 735,50	3 665,50	trias dolny
3 665,50	4 596,00	perm
3 665,50	3 666,50	*anhydryt graniczny A4a*
3 666,50	3 689,00	*sól kamienna najmłodsza górna Na4a2*
3 689,00	3 690,00	*anhydryt pegmatytowy górny A4a2*
3 690,00	3 723,50	*sól kamienna najmłodsza dolna Na4a1*
3 723,50	3 725,50	*anhydryt pegmatytowy dolny A4a1*
3 725,50	3 732,00	*ił solny czerwony dolny T4a*
3 732,00	3 786,00	*sól kamienna młodsza górna Na3g*
3 786,00	3 791,00	*sól potasowa młodsza K3*
3 791,00	4 324,00	*sól kamienna młodsza dolna Na3d*
4 324,00	4 348,00	*anhydryt główny A3*
4 348,00	4 350,30	*dolomit płytowy Ca3*
4 350,30	4 351,00	*ił solny szary T3*
4 351,00	4 352,50	*anhydryt kryjący A2r*
4 352,50	4 368,50	*sól kamienna starsza Na2*
4 368,50	4 390,00	*anhydryt podstawowy A2*
4 390,00	4 401,50	*dolomit główny Ca2*
4 401,50	4 444,00	*anhydryt górny A1g*
4 444,00	4 538,50	*anhydryt dolny A1d*
4 538,50	4 542,40	*wapień cechsztyński Ca1*
4 542,40	4 542,50	*łupek miedzionośny T1*
4 542,50	4 542,60	*wapień podstawowy*
4 542,60	4 596,00	*czerwony spągowiec górny*
4 596,00	4 976,50	famen
4 976,50	5 315,50	fran
5 315,50	5 355,00	żywet

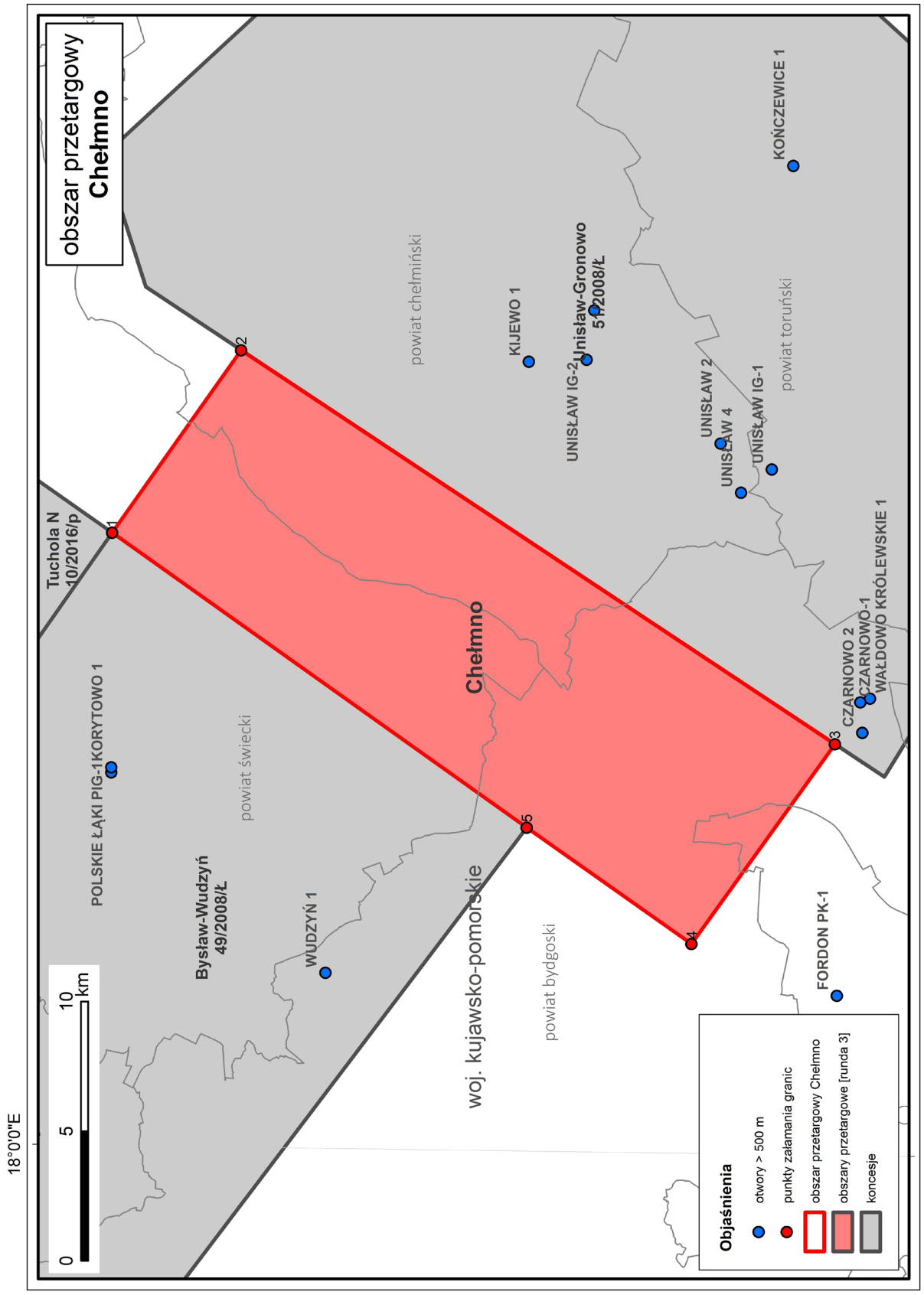


Fig. 5.1. Głębokie otwory wiertnicze w sąsiedztwie obszaru przetargowego „Chełmno”

Wyniki badań skał:

W dokumentacji wynikowej otworu Unisław IG 1 znajdują się obszerne wyniki badań skał (Raczyńska, 1983). Pobrano 64 próby do badań substancji bitumicznej oraz 15 prób do badań stopnia zmetamorfizowania rozproszonej materii organicznej w osadach dewońskich. Przeprowadzono również badania petrograficzne, mikropaleontologiczne, konodontowe i palinologiczne. Najważniejsze wyniki pomiarów zestawiono w Tab. 5.1 – Tab. 5.3.

Tab. 5.1. Zestawienie wyników analiz mikropaleontologicznych konodontowych w próbkach z otworu Unisław IG 1

Głębokość [m]	Chronostratygrafia	Litostratygrafia	CAI Reprezentatywne
4948,5	famen/fran	fm człuchowska	3
5132,5		fm koczalska	3
5146,5		fm koczalska	3

Tab. 5.2. Zestawienie wyników analiz petrofizycznych w próbkach z otworu Unisław IG 1 na podstawie dokumentacji wynikowej (Raczyńska, 1983)

Głębokość [m]	Stratygrafia	Porowatość efektywna [%]	Porowatość całkowita [%]	Przepuszczalność pozioma [mD]	Przepuszczalność pionowa [md]	Gęstość objętościowa [g/cm^3]
2350,6	*trias górny*	5,82	7,41	0,1		2,5
2351,2		3,1	7,77	0,1		2,52
2467,6		2,53	6,57	0,1		2,56
2552,1	*trias środkowy*	8,4	9,03	0,1		2,53
2554,5		8,01	8,66			2,54
2692,0		1,72	1,82	0,1		2,72
2694,1		1,56	1,8	0,1		2,71
2749,1	*trias dolny*	2,53	4,36	0,23		2,63
2750,3		8,46	8,73	0,1		2,51
2835,5		19,2	19,82	80		2,17
2839,4		19,26	21,16	170		2,16
2910,3		11,55	12,08			2,4
2913,7		6,06	7,95	33		2,65
2995,2		3,24	5,39			2,63
3079,9		14,4	17,75	1,6		2,23
3185,1		4,97	5,2	0,4		2,55
3186,9		1,81	3,76	8,5		2,55
3445,2		1,86	4,72	4		2,64
3446,9		1,63	4,44			2,63
3523,5		3,23	7,34			2,59
3524,8		4,48	5,13			2,59
3557,1		2,11	5,09	0,1		2,61
3595,1		2,21	5,28	0,1		2,6
3619,1		2,9	7,43	0,1		2,55
3638,5		1,75	7,18	0,26		2,67
3660,0		4,82	6,96	16		2,61
4335,1	*cechsztyn - anhydryt górny*	1,27	10,19	0,1		2,82
4341,6		0,27	4,53	0,1		2,85
4347,0		0,3	0,5	0,1		2,8

4350,8		1,18	5,86	0,1		2,89
4353,7		0,43	11,4	0,43		2,72
4356,0		2,08	16,66	0,1		2,9
4357,1		3,49	19,38	0,1		2,92
4359,5		0,28	2,68	0,1		2,94
4379,1		0,89	7,07	0,1		2,8
4382,1		2,16	4,01	0,1		2,87
4384,2		2,43	7,07	0,1		2,78
4388,5	*cechsztyn - anhydryt górny*	2,06	7,65	0,1		2,76
4391,5		2,06	2,95	0,1		2,91
4395,5		5,09	7,38	0,1		2,77
4398,9		0,22	4,55	0,1		2,69
4400,8		2,8	7,38	0,1		2,61
4403,7		7,46	11,52	0,1		2,51
4405,5		3,8	5,61	33		2,69
4407,8		1,55	5,98	0,1		2,69
4408,7		0,8	5,94	0,1		2,69
4411,0		2,31	5,72	0,1		2,8
4542,6		0,2	1,98	0,1		2,94
4547,9		2,18	3,61	0,12		2,67
4549,7		2,01	9,2	0,1		2,45
4552,3		8,48	13,24	0,13		2,49
4555,8		11,15	13,61	4		2,3
4559,0		2,89	6,88	0,1		2,58
4562,0		10,95		0,6		2,32
4563,0		13,25	19,18	0,4	0,65	2,19
4564,0		10,78		0,26	0,37	2,37
4565,0		5,83	7,7	0,37		2,49
4566,0	*czerwony spągowiec*	2,72			0,1	2,57
4569,5		4,08		0,1	0,1	2,52
4572,5		1,63	4,48	0,1	0,1	2,57
4575,0		3,82		0,1	0,1	2,54
4577,5		3,92		0,1	0,1	2,56
4579,0		8,37		1,41	0,77	2,43
4581,0		13,2	15,18	5,8	1,17	2,29
4583,0		6,77		0,24	0,1	2,34
4584,5		17,01	21,68	29	9,7	2,14
4587,5		19,23				2,16
4589,0		5,53		0,1	0,1	2,46
4591,5		3,42		0,1		2,53
4596,8		5,52	9,82	0,1		2,47
4600,9		3,94		0,1	0,1	2,57
4603,5		2,49	5,18	0,1		2,57
4608,0		0,46		0,1	0,16	2,65
4614,0		2,27	4,48	0,1	0,1	2,6
4618,5		1,59		0,1	0,1	2,6
4621,5		2,47		0,1	0,1	2,57
4625,0		0,85	3,68	0,1	0,1	2,62
4630,0		1,23		0,1	0,1	2,61
4634,0	*famen*	0,58		0,14	0,1	2,65
4638,0		0,24	2,98	0,28	0,1	2,67
4642,0		1,33		0,28		2,63
4646,0		3,34		0,1	0,1	2,56
4650,0		3,28	6,82	0,1	0,1	2,57
4658,0		0,44		0,1	0,1	2,66
4662,0		0,49		0,33	0,1	2,65
4666,0		3		0,1	0,1	2,58
4672,0		2,45	5,88	0,1	0,1	2,59
4748,0		7,03	8,38			2,54

4754,0		4,28	6,18	0,1	0,1	2,58
4761,0		4,66	6,58	2,4	0,1	2,57
4823,0		0,37	0,74	0,34	0,1	2,68
4825,0		0,48	1,11	0,16	0,1	2,66
4830,0		0,28	1,11	0,1	0,1	2,67
4834,0		0,58	1,48	0,1	0,1	2,66
4837,0	*famen*	0,41	2,58	0,2	0,1	2,53
4879,0		0,19	0,74	0,1	0,1	2,69
4883,8		0,07	0,37	0,1		2,71
4889,0		0,87	1,12	0,1	0,1	2,64
4893,0		0,29	0,37	0,1	0,1	2,67
4943,0		4,94	6,49	0,1	0,1	2,59
4948,0		4,73	6,2	0,1	0,1	2,57
4954,5		2,61	4,13	0,1	0,1	2,55
5002,7		2,39	5,33	2,3	0,26	2,66
5006,0		1,11	4,31	0,1	0,1	2,66
5011,5		6,93	1,83		0,1	2,67
5017,0		0,8	1,11	0,17		2,67
5065,0		0,76	1,28		0,1	2,65
5069,5		0,44		0,1	0,1	2,67
5077,0		1,83	2,59	0,1	0,1	2,63
5081,0		1,21		0,16	0,1	2,64
5132,0		4,73	6,2	0,5	0,73	2,57
5138,0		0,87	1,12			2,64
5145,0		0,28	2,38	0,11		2,67
5150,0		0,19	2,98	0,1	0,1	2,68
5155,0		3,08	6,82	0,1	0,1	2,53
5160,0		0,3	3,25	0,1	0,1	2,67
5165,0		2,39	4,39		0,1	2,66
5170,0		1,12	4,38	0,1	0,1	2,66
5172,5		3,01	6,41	0,1	0,1	2,48
5185,0		0,81	1,13			2,68
5190,0		0,4			0,16	2,67
5195,0		0,26	2,89			2,68
5200,0		0,76		0,1	0,1	2,68
5206,0		0,73	2,55	0,1	0,1	2,67
5209,0	*fran*	2,63		0,1		2,65
5211,1		1,34	4,72	0,1	0,1	2,62
5219,5		0,71		0,1	0,1	2,66
5226,0		0,84		0,1	0,1	2,66
5229,2		1,54	2,49	0,1	0,1	2,64
5235,0		0,48				2,68
5239,2		0,48		0,1	0,1	2,7
5244,0		1,14	1,22	0,1	0,1	2,63
5249,0		0,88		0,1	0,1	2,69
5254,6		0,62	1,11		0,1	2,68
5256,5		0,6		0,1	0,1	2,65
5260,6		1,03	1,49	0,1	0,1	2,64
5263,0		1,08		0,1	0,1	2,69
5265,0		0,36	0,39	0,1	0,1	2,69
5268,5		0,4		0,1	0,1	2,66
5269,5		0,86		0,78	0,69	2,68
5270,5		1,31	0,94	0,1		2,66
5275,0		0,7		0,1	0,1	2,7
5280,8		0,51	0,73	0,1	0,1	2,69
5282,5		4,06		0,14	0,1	2,61
5287,7		1,67		0,4	0,1	2,66
5294,5		0,2	2,56	0,1	0,17	2,7
5299,5		0,51	0,75	0,1	0,1	2,68

5302,0		1,19	1,83			2,67
5304,0	*fran*	0,83	5,38			2,64
5306,6		0,64	2,96	0,1	0,1	2,62
5310,6		2,2	3,29		0,1	2,64
5316,5		1,39			0,12	2,67
5322,4		1,52		0,1	0,1	2,67
5323,5		0,5	0,76	0,1	0,1	2,59
5326,0		0,21		0,1	0,1	2,66
5327,6		0,9	1,07	0,1	0,1	2,57
5332,4	*żywet*	0,14				2,58
5335,5		2,11	2,68	0,1	0,1	2,54
5337,5		1,31		0,1	0,1	2,52
5344,4		0,74	0,78	0,1	0,1	2,59
5348,0		0,87		0,1	0,1	2,56
5351,5		0,54	0,76	0,1	0,1	2,59
5353,6		0,26		0,1	0,1	2,59

Tab. 5.3. Zestawienie wyników analiz pirolitycznych w próbkach z otworu Unisław IG 1 (CBDG, 2017)

Głębokość [m]	**Straty-grafia**	**Litologia**	**T_{MAX} [°C]**	**S1**	**S2**	**S3**	**PI [–]**	**S2_S3 [–]**	**PC**	**TOC**	**HI [mgHC/gTOC]**	**OI [mgCO_2/gTOC]**
				[mgHC/g skały]					**[%wag.]**			
5080,5		dolomit		0,15	0	0,23	1	0	0,01	0,06	0	383
5334,6		wapień	449	0,1	0,17	0,04	0,38	4,25	0,02	0,35	48	11
5309		wapień	398	0,06	0,12	0,02	0,33	6	0,01	0,13	92	15
5245		mułowiec	403	0,05	0,08	0,01	0,42	8	0,01	0,1	80	10
5201		iłowiec	436	0,29	0,59	0,09	0,33	6,55	0,07	0,36	163	25
5131		mułowiec		0,24	0,09	0,32	0,75	0,28	0,02	0,19	47	168
5065		dolomit	320	0,14	0,03	0,06	0,87	0,5	0,01	0,07	42	85
5017,9		dolomit	368	0,14	0,09	0,01	0,64	9	0,01	0,19	47	5
4952		mułowiec	450	0,57	0,93	0,05	0,38	18,6	0,12	0,58	160	8
4942	*dewon górny*	wapień		0,06	0	0,06	1	0	0	0,4	0	150
4877		wapień	412	0,08	0,02	0,06	0,8	0,33	0	0,04	50	150
4820		wapień	449	0,14	0,17	0,12	0,47	1,41	0,02	0,21	80	57
4664		wapień	441	0,16	0,11	0,27	0,62	0,4	0,02	0,2	55	135
4639		wapień	448	0,49	1,49	0,28	0,25	5,32	0,16	0,61	244	45
5229,5		dolomit		0,06	0	0,02	1	0	0	0,1	0	20
5283,6		wapień	434	0,21	0,26	0,06	0,46	4,33	0,03	0,37	70	16
5000		wapień	436	0,16	0,15	0,12	0,53	1,25	0,02	0,23	65	52
4748		mułowiec	445	0,17	0,13	0,3	0,57	0,43	0,02	0,25	52	120
5167		wapień + iłowiec	453	0,12	0,19	0,07	0,4	2,71	0,02	0,27	70	25
5352,1	*żywet*	dolomit	354	0,07	0,13	0	0,35		0,01	0,05	260	0

Wyniki geofizyki otworowej:

W CAG znajduje się dokumentacja wynikowa otworu Unisław IG 1 (Raczyńska, 1983). Zamieszczono w niej wyniki badań geofizyki otworowej w następującym zakresie (pozycje podkreślone dostępne są również w postaci plików LAS):

- logPNG: profilowanie neutron–gamma (wyniki zlogarytm.): 250 – 1079 m, 1007 – 1075 m;
- PA: profilowanie akustyczne DM–21H: 3523 – 3730 m;
- PA: profilowanie akustyczne SA–203: 219 – 1565 m, 1515 – 2120 m, 1517 – 1575 m, 2050 – 2640 m, 2600 – 3077 m, 2600 – 3077 m, 3025 – 3077 m;
- PAc: pomiar akustyczny stanu zacementowania rur okładzinowych: 10 – 3525 m, 3000 – 4550 m, 4300 – 4848 m;
- PACa: prof. akust. amplitudy po cement. (CBA): 1,25 – 3529,25 m, 2997,25 – 4551,5 m;
- PACdt: prof. akust. czasu interwałowego po cement.: 2998,5 – 4553,25 m;
- PAdt: profilowanie akustyczne czasu interwałowego N0.85N1.05O: 3522,25 – 3729,75 m;
- PAdt: profilowanie akustyczne czasu interwałowego

N1.0O1.0O: 213,75 – 1586,75 m, 1487,25 – 2120,75 m, 2050,25 – 2640,75 m, 2599,25 – 3079,75 m, 3019,25 – 3524,75 m;
- PAt1: profilowanie czasu akustycznego T1 N1.0O1.0O: 2050,75 – 2641,5 m, 2599,25 – 3077,25 m, 3018 – 3523,25 m;
- PAt2: profilowanie czasu akustycznego T2 N1.0O1.0O: 2051 – 2639,5 m;
- PG: profilowanie naturalnego promieniowania gamma GNG–2: 4535,25 – 5313,75 m;
- PG: profilowanie naturalnego promieniowania gamma SP–62: 2,25 – 294,75 m, 5 – 300 m, 222 – 275 m, 242,5 – 1070,75 m, 250 – 1079 m, 1007 – 1075 m, 1019,5 – 1556,5 m, 1020 – 1565 m, 1515 – 2118 m, 1515,5 – 2121,5 m, 1540 – 1575 m, 2050 – 2640 m, 2050,25 – 2634,75 m, 2070 – 2125 m, 2575 – 2640 m, 2580 – 3078 m, 2580,75 – 3078,25 m, 3000 – 3060 m, 3030 – 3520 m, 3032,5 – 3518,75 m, 3435 – 3730 m, 3435,5 – 3736,75 m, 3440 – 3520 m, 3594,25 – 4544,75 m, 3595 – 4545 m, 3655 – 3730 m, 4535 – 4595 m, 4537 – 4830 m, 4538,25 – 4829,5 m, 4580 – 4545 m;
- PGG: profilowanie gamma–gamma gęstościowe (GGDN) GNG–2: 2,25 – 296,25 m, 215,5 – 1024,75 m, 1023 – 1564,25 m, 1515,5 – 2121,5 m, 2052 – 2634,75 m, 2580,25 – 3070,75 m, 3038 – 3518,75 m;
- PGG: profilowanie gamma–gamma gęstościowe (GGDN) SP–62: 4536,25 – 4829,5 m;
- PI: profilowanie indukcyjne: 3033,25 – 3520 m;
- PK: profilowanie krzywizny odwiertu: 5 – 300 m, 275 – 1075 m, 1050 – 1565 m, 1525 – 2120 m, 2075 – 2640 m, 2575 – 3075 m, 3050 – 3520 m, 3500 – 3700 m, 3725 – 4545 m, 4475 – 4830 m, 4800 – 5325 m;
- PNG: profilowanie neutron–gamma: 3 – 5332 m, 250 – 1079 m, 1007 – 1075 m, 1020 – 1565 m, 1515 – 2118 m, 1520 – 1570 m, 2050 – 2640 m, 2070 – 2125 m, 2575 – 2640 m, 2580 – 3078 m, 3005 – 3055 m, 3037 – 3520 m, 3438 – 3730 m, 3440 – 3520 m, 3655 – 3730 m, 4535 – 4595 m, 4536,25 – 5332,25 m, 4535 – 4830 m;
- PO: profilowanie oporności EL02 A0.4M0.1N: 17,75 – 296,75 m, 1007 – 1563,75 m, 1511,5 – 2124,25 m;
- PO: profilowanie oporności EL02 A0.5M0.1N: 2060,25 – 2639,5 m, 2563,5 – 3077,75 m, 3035,5 – 3520,5 m, 4538,5 – 5323,75 m, 4540,75 – 4815,75 m;
- PO: profilowanie oporności EL02 N0.1M1.0A: 3525,75 – 3738,25 m;
- PO: profilowanie oporności EL03 A1.0M0.1N: 17,75 – 297,5 m, 1006,25 – 1563,25 m, 1511,25 – 2120,25 m, 2061,25 – 2633,75 m, 2572,25 – 3073,5 m, 3035,25 – 3520 m, 3525,75 – 3737,25 m, 4538,25 – 5318,25 m, 4539,25 – 4822 m;
- PO: profilowanie oporności EL09 A1.0M0.1N: 3525,5 – 3734,75 m;
- PO: profilowanie oporności EL09 A2.0M0.5N: 18,5 – 297,75 m, 4541,5 – 4828,75 m;
- PO: profilowanie oporności EL09 A2.5M0.25N: 220,75 – 1078,5 m, 981 – 1573,5 m, 1480,5 – 2126,75 m, 2050,5 – 2637,75 m, 2580,75 – 3076,75 m, 3038,75 – 3519,75 m;
- PO: profilowanie oporności EL09 A4.0M0.5N: 4543,25 – 5327,25 m;
- PO: profilowanie oporności EL09: 3660,75 – 4543,75 m;
- PO: profilowanie oporności EL14 A4.0M0.5N: 15,75 – 291,25 m, 1005,75 – 1560,5 m, 1513,25 – 2121,25 m, 3528,25 – 3735,5 m, 4541,75 – 4819,25 m, 4542,25 – 5326,75 m;
- PO: profilowanie oporności EL18 A5.7M0.4N: 2056 – 2633,25 m, 2569,5 – 3078,25 m, 3037 – 3521,25 m;
- PO: profilowanie oporności EL26 A8.0M0.5N: 1004,5 – 1564,5 m;
- PO: profilowanie oporności EL26 A8.0M1.0N: 22 – 296,5 m, 1511 – 2123 m, 2056,25 – 2626,5 m, 2569,5 – 3071 m, 3037,75 – 3522,5 m, 3532 – 3735 m, 4546,5 – 4819,25 m, 4547,75 – 4731 m;
- PO: profilowanie oporności EN10 A1.0M0.1N: 4537,75 – 5318,75 m;
- PO: profilowanie oporności EN10: 3648,25 – 4542,25 m;
- PO: profilowanie oporności EN10 N2.5M0.25A: 215,75 – 1078,25 m, 976,25 – 1572,25 m, 1480,75 – 2126,25 m, 2050,5 – 2638,75 m, 2580,5 – 3073,75 m, 3040,5 – 3524,75 m;
- PO: profilowanie oporności EN10 N6.0M0.5A: 16,25 – 295,75 m;
- PO: profilowanie oporności EN10 N8.5M0.5A: 4541,25 – 4824,25 m;
- POst: prof. oporności sondą 3–elektr. ster. (LL3): 1003 – 1567,75 m, 1511,5 – 2123,25 m, 2060,5 – 2639 m, 2565,5 – 3077,25 m, 3033,5 – 3520,75 m, 3522,25 – 3736,75 m, 3663 – 4544 m, 4539,25 – 4826 m;
- PS: profilowanie potencjałów naturalnych (SP): 17,25 – 296,75 m, 218,25 – 1078,25 m, 1018,75 – 1562,75 m, 1516,75 – 2120,5 m, 2051 – 2639,25 m, 2580,75 – 3077,5 m, 3033,75 – 3519,5 m, 3510,75 – 3732,25 m, 3651,5 – 4542,75 m, 4542,25 – 4832,75 m;
- PSr: profilowanie średnicy otworu (CALI): 2 – 5317 m;
- PT: profilowanie temperatury (TEMP): 802 – 1076 m, 1400 – 1565 m, 1940 – 2117 m, 2455 – 2640 m, 2885 – 3075 m, 4440 – 4560 m;
- PTc: profilowanie temperatury po cementowaniu: 75,75 – 3523,75 m.

W NAG PIG-PIB dostępne są również dokumentacje z pomiarów sejsmometrycznych w odwiercie Unisław IG 1 (Walasek, 1980; Nowak E., 1982), w których znajdują się wyniki pomiarów wykonanych w następującym zakresie (dla podkreślonych profilowań w CBDG dostępne są pliki LAS):
- profilowanie prędk. śr., czas interpolowany podwojony Tx2: 20 – 4420 m;
- profilowanie prędk. śr., czas interpolowany TW: 20 – 4420 m;
- profilowanie prędk. śr., czas pomierzony Tr_PW1: 4 – 4429 m;
- profilowanie prędk. śr., czas uśredniony Tr_PO: 4 – 4429 m;
- profilowanie prędk. śr., gradient czasu interpol. DT_VSP: 20 – 4420 m.

Objawy węglowodorów w trakcie wiercenia:

Tab. 5.4. Objawy węglowodorów w trakcie wiercenia w otworze Unisław IG 1 na podstawie dokumentacji wynikowej (Raczyńska, 1983)

Głębokość (m) wg miary wiertniczej		Stratygrafia	Objawy
od	do		
4545,0	4561,0	*czerwony spągowiec*	zgazowanie płuczki: gaz palny 53% CH_4, 4,2% C_2H_6 o ciśnieniu złożowym 823 at.
4772,0	4837,0	*dewon górny*	zgazowanie i pozłotka ropna na płuczce
5000,0	5333,0	*fran i żywet*	objawy bituminów pod lampą Wooda, wysięki i przemazy ropy naftowej

Próby złożowe w trakcie wiercenia:

Tab. 5.5. Rezultaty prób złożowych w otworze Unisław IG 1 według dokumentacji wynikowej (Raczyńska, 1983)

Nazwa otworu	Strop [m]	Spąg [m]	Wiek	Metoda	Udostępnienie	Przypływ	Tempo prz. [m^3/h]
Unisław IG 1	4545,00	4561,00	*perm/dewon górny*	pr. rurowy złoża	odsłon.pod rurami	ślady gazu ziemnego	
	4545,00	4572,00		pr. rurowy złoża	perforacja	solanka	0,18
	4584,00	4605,00		pr. rurowy złoża	perforacja	solanka zgazowana	18
	4760,00	4808,00	*dewon górny*	rurki syfonowe	perforacja	ropa naftowa	
	4760,00	4808,00		pr. rurowy złoża	perforacja	ropa naftowa	
	4772,00	4837,00		pr. rurowy złoża	perforacja	ropa naftowa	
	5190,00	5355,00	*fran/żywet*	pr. rurowy złoża	perforacja		0

Inne prace wykonane na otworze:

Bojarski L., Marek S., Raczyńska A., 1981. Gaz ziemny o największym w Polsce ciśnieniu złożowym. Przegląd Geologiczny, 29, 227–229.

Dadlez J., 1985. Wzorcowe profile mikrofacjalno-petrograficzne dewonu Pomorza - Unisław IG-1. Inw. 3627/402, CAG PIG, Warszawa

Muszyński M., 1991. Analiza petrograficzna osadów saksonu w rejonie Wudzyń-Unisław. Inw. 5104/2009, CAG PIG, Warszawa.

Dokumentacje w NAG PIG-PIB:

Raczyńska, A. 1983. Dokumentacja wynikowa otworu badawczego Unisław IG-1. Inw. 128425, CAG PIG, Warszawa.

Walasek, B. 1980. Opracowanie pomiarów średnich prędkości w odwiercie Unisław IG-1 [do gł. 3495 m.]. Kat. U19VS, CAG PIG, Warszawa.

Nowak, E.1982. Opracowanie pomiarów średnich prędkości w odwiercie Unisław IG-1 [do gł. 4515 m.]. Kat. U20VS, CAG PIG, Warszawa.

Publikacje naukowe z danymi z otworu:

Dadlez J., Dadlez R. 1986. Transgresja późnodewońska w profilu Unisławia. Kwartalnik Geologiczny, 30, 445–472.

5.4. UNISŁAW IG 2

Głębokość otworu: 5120 m
Rok zakończenia wiercenia: 1986
Rdzenie: 220–5120 m, 544 skrzynki, NAG PIG-PIB, Archiwum rdzeni wiertniczych w Leszczach
Stratygrafia:

0,00	56,00	czwartorzęd
56,00	60,00	pliocen
60,00	107,50	miocen
107,50	119,00	oligocen
119,00	192,50	mastrycht
192,50	400,00	kampan
400,00	586,00	santon
586,00	659,00	koniak
659,00	780,00	turon
780,00	878,00	cenoman
878,00	881,00	alb górny
881,00	1 149,00	alb środkowy - berias środkowy
1 149,00	1 200,00	berias dolny
1 200,00	1 305,00	tyton
1 305,00	1 421,00	kimeryd górny
1 421,00	1 480,00	kimeryd dolny
1 480,00	1 701,50	oksford
1 701,50	1 715,00	kelowej
1 715,00	1 753,50	baton górny
1 753,50	1 780,00	baton środkowy
1 780,00	1 792,50	baton dolny
1 792,50	1 900,00	bajos górny
1 900,00	1 914,00	bajos dolny
1 914,00	1 928,00	aalen górny
1 928,00	1 949,00	aalen dolny
1 949,00	2 272,00	pliensbach - hetang
2 272,00	2 321,00	retyk
2 321,00	2 380,00	trias górny
2 380,00	2 607,00	trias środkowy
2 607,00	3 566,00	trias dolny
3 566,00	3 901,50	perm
3 588,50	3 591,50	*sól kamienna starsza Na2*
3 591,50	3 607,50	*anhydryt podstawowy A2*
3 607,50	3 644,50	*dolomit główny Ca2*
3 644,50	3 683,00	*anhydryt górny A1g*
3 683,00	3 884,00	*anhydryt dolny A1d*
3 884,00	3 887,00	*wapień cechsztyński Ca1, łupek miedzionośny T1*
3 887,00	3 901,50	*czerwony spągowiec górny*
3 901,50	5 120,00	dewon

Wyniki badań skał:

Z materiału rdzeniowego uzyskanego z otworu Unisław IG 2 pobrano 152 próbki do badań petrofizycznych oraz 73 próbki do badań geochemicznych bituminów i węglowodorów. We wszystkich próbkach określono potencjał oksydacyjno-redukcyjny (Eh), zawartość kwasów humusowych i ilość substancji organicznej. Na podstawie przebiegu krzywej absorpcji bituminów określono stopień ich zmetamorfizowania. Oznaczono również ilość oraz skład węglowodorów w bituminach. W wybranych próbkach oznaczono zawartość i skład węglowodorów n-parafinowych i izoprenoidowych. W węglowodorach n-parafinowych wyznaczono wartość składnika CPI (carbon preference index) określającego stopień zaangażowania przemian tych związków.

Załącznikiem do dodatku nr 2 do dokumentacji wynikowej otworu badawczego Unisław IG 2 (Marek, 1986) jest także dokumentacja fotograficzna rdzeni. W Tab. 5.6 – Tab. 5.8. przedstawiono zbiorcze wyniki badań najważniejszych parametrów. Ponadto prowadzono badania mikrofacjalne, mikrofaunistyczne, palinologiczne i petrograficzne.

Tab. 5.6. Zestawienie wyników analiz dojrzałości termicznej w próbkach z otworu Unisław IG 2

Głębokość [m]	Stratygrafia	Refleksyjność wirtynitu (śr) [% Ro]	Liczba pomiarów
4456,0	*dewon górny*	1,02	45
4929,0		1,18	50
5117,0		1,22	32
4162,5		0,94	32

Tab. 5.7. Zestawienie wyników analiz petrofizycznych w próbkach z otworu Unisław IG 2 na podstawie dokumentacji wynikowej (Marek, 1986)

Głębokość [m]	Stratygrafia	Gęstość objętościowa [g/cm³]	Porowatość efektywna [%]	Porowatość całkowita [%]	Przepuszczalność pozioma [mD]	Przepuszczalność pionowa [mD]
1691,5	*oksford*	2,59	4,32	5,1	0,1	
1780,0	*jura środkowa*	2,56	2,53	6,2		
1780,8		2,16	14,98	15,71		
1910,5		2,3	11,48	14,19		
1911,0		2,53	8,4	10,85		
1912,5		2,39	11,55	14,71		
1961,0	*jura dolna*	2,24	13,54	15,79		
2052,0		2,21	14,85	16,91		
2053,0		2,17	19,2	20,67		
2195,0		2,11	12,8	18,11		
2275,2	*trias górny*	2,26	13,72	15,03		
2310,0		2,61	2,15	4,74		
2311,0		2,6	3,44	5,1		
2312,0		2,55	4,97	5,55		
2313,0		2,6	3,64	5,45		
2442,5	*trias środkowy*	2,47	4,87	8,17	0,1	
2517,5		2,68	0,87	1,47	0,1	
2606,5		2,58	1,95	2,27	0,1	

Głębokość [m]	Stratygrafia	Gęstość objętościowa [g/cm³]	Porowatość efektywna [%]	Porowatość całkowita [%]	Przepuszczalność pozioma [mD]	Przepuszczalność pionowa [mD]
2609,0	*trias dolny*	2,34	8,08	11,01	0,1	
2776,0		2,29	11,34	14,86	5,7	
2776,1		2,31	10,11	13,15	0,5	
2777,5		2,18	14,62	16,11	20	
2930,2		2,6	2,36	5,8		
2930,8		2,51	3,35	7,38	0,1	
3012,5		2,47	2,59	6,79	0,1	
3013,9		2,47	2,61	7,14	0,1	
3015,2		2,25	7,74	9,27	0,6	
3101,0		2,54	4,3	7,29	0,1	
3208,6		2,63	2,31	2,95	0,1	
3209,9		2,54	2,23	7,63	0,1	
3320,0		2,54	4,15	5,22		
3402,5		2,47	4,3	7,14		
3477,5		2,54	3,92	4,51		
3529,5		2,6	2,15	3,34		
3530,5		2,58	2,28	3,73		
3556,5		2,58	2,73	3,73		
3588,1	*perm*	2,6	0,93	1,51	0,1	
3607,4	*anhydryt podstawowy*	2,84	0,35	1,38	0,1	
3614,9	*dolomit główny*	2,85	0,4	1,38	0,1	0,1
3617,2		2,79	0,95	3,46	0,1	0,1
3619,1		2,82	0,36		0,1	0,1
3629,8		2,75	1,22	3,84	0,1	0,1
3630,8		2,71	1,68		0,1	0,1
3631,4		2,73	0,87		0,1	0,1
3632,1		2,74	1,17	2,49	0,1	0,1
3635,2		2,86	1,25		0,1	0,1
3638,3		2,94	0,79		0,1	0,1
3640,7		2,85	0,93	1,74	0,1	0,1
3642,5		2,79	1,12		0,1	0,1
3646,4	*anhydryt górny*	2,75	2,22		0,1	0,1
3649,3		2,78	2,55	4,46	0,1	0,1
3652,4		2,96	0,71		0,1	0,1
3654,5		2,95	0,72	1,33		
3657,5		2,95	0,77		0,1	0,1
3658,0		2,95	0,31		0,1	0,1
3692,0	*anhydryt dolny*	2,87	0,38	1,38	0,1	0,1
3746,0		2,91	0,4		0,1	0,1
3749,2		2,9	0,33		0,1	0,1
3770,0		2,91	0,4	1,68	0,1	0,1
3780,5		2,91	0,47		0,1	0,1
3801,0		2,91	0,4		0,1	0,1
3818,0		2,92	0,4	1,34	0,1	0,1
3836,0		2,94	0,43	0,68	0,1	0,1
3851,3		2,94	0,96			
3856,1		2,93	1,2			
3860,0		2,93	0,91	1,01	0,1	

Głębokość [m]	Stratygrafia	Gęstość objętościowa [g/cm³]	Porowatość efektywna [%]	Porowatość całkowita [%]	Przepuszczalność pozioma [mD]	Przepuszczalność pionowa [mD]
3862,1	*anhydryt dolny*	2,95	0,45		0,1	0,1
3869,4		2,96	0,35	0,67	0,1	0,1
3873,2		2,96	0,42		0,1	0,1
3875,8		2,96	0,55	0,67	0,1	0,1
3889,9	*czerwony spągowiec*	2,7	1,11		0,1	0,1
3890,9		2,66	1,84	3,5		
3892,5		2,66	1,77			
3893,2		2,64	1,26	2,49	0,1	0,1
3898,6		2,66	1,3	1,84	0,1	0,1
3904,5	*dewon*	2,77	0,82	1,42	0,1	0,1
3906,5		2,58	1,98	2,64		
3921,1		2,61	2,69	3,3	0,1	0,1
3930,9		2,6	2,36	2,98	0,1	
3940,0		2,59	2,71	4,07	0,1	
3948,5		2,58	3,08	4,44	0,1	
3954,5		2,58	2,53	3,73		
3958,9		2,62	2,1	3,67	0,1	
3964,8		2,59	2,39	3,75	0,1	
3970,1		2,57	2,59	4,46	0,1	
3975,5		2,59	2,12	3,79		
3981,2		2,62	1,54			
3986,0		2,61	2,74	2,97	0,1	
3994,0		2,62	2,37			
4000,0		2,61	2,25	2,61		
4008,0		2,61	3,15		0,1	
4015,0		2,63	2,22	2,82	0,1	
4020,0		2,6	0,61			
4027,0		2,62	0,85	2,6		
4033,5		2,62	0,53		0,1	
4040,0		2,62	0,51	2,23	0,1	
4045,0		2,58	0,54		0,1	
4051,0		2,57	0,57	2,61	0,1	
4085,0		2,55	1,63			
4094,5		2,65	0,11		0,1	
4100,4		2,67	0,25	0,48	0,1	
4101,7		2,67	0,13	0,25	0,1	
4131,0		2,67	0,34	0,74	0,1	
4139,0		2,68	0,23	0,74	0,1	
4183,2		2,66	0,33		0,1	
4195,0		2,65	0,38	0,74	0,1	
4231,1		2,66	0,21		0,1	
4238,0		2,64	0,38	1,12	0,1	
4272,0		2,67	0,28	0,74		
4291,0		2,65	0,71			
4335,0		2,65	0,35	2,67		
4341,0		2,66	0,38	2,68		
4391,0		2,57	4,73	6,2		
4449,2		2,63	1,83	2,59		

Głębokość [m]	Stratygrafia	Gęstość objętościowa [g/cm³]	Porowatość efektywna [%]	Porowatość całkowita [%]	Przepuszczalność pozioma [mD]	Przepuszczalność pionowa [mD]
4454,5	*dewon*	2,66	1,12	2,2		
4459,0		2,64	1,54	2,22		
4459,5		2,62	1,66	2,96		
4468,4		2,66	1,67	2,56		
4473,1		2,69	0,51	1,46		
4478,0		2,67	1,52	2,19		
4482,0		2,68	1,19	1,83		
4543,2		2,66	1,31	1,48		
4550,0		2,68	0,76	1,1		
4591,0		2,64	0,8	1,12		
4596,0		2,66	0,27	0,74	0,1	
4643,0		2,66	0,4	0,74		
4651,0		2,67	0,16	0,74		
4697,0		2,59	2,08	3,35		
4703,0		2,66	2,11	1,48	0,1	
4744,5		2,7	0,48	0,74	0,1	
4749,2		2,7	0,2	0,74	0,1	
4753,0		2,7	0,7	0,73	0,1	
4759,0		2,69	0,36	0,39	0,1	
4802,3		2,52	0,91	3,68		
4871,2		2,67	0,19	0,74	0,1	
4872,0		2,6	3,01	3,7		
4873,2		2,66	0,32	1,15		
4875,5		2,69	0,32	0,73	0,1	
4879,0		2,68	0,2	0,74		
4930,1		2,62	1,34	3,67	0,1	
4935,0		2,68	1,19	1,83	0,1	
4981,7		2,67	0,73	2,55		
4986,4		2,68	0,86			
5025,5		2,64	2,2	3,29	0,1	
5027,0		2,62	0,64	2,96	0,1	
5031,2		2,68	0,37	0,74	0,1	
5034,9		2,67	0,28	1,11	0,1	
5036,1		2,53	0,41	2,58		
5081,2		2,68	1,08	1,11		
5087,0		2,68	0,87			
5110,2		2,67	0,84			
5116,0		2,68	1,39	1,83		

Tab. 5.8. Zestawienie wyników analiz pirolitycznych w próbkach z otworu Unisław IG 2 (CBDG, 2017)

Głębokość [m]	Stratygrafia	TOC [%]
1960,0	*jura dolna*	0,2
2050,0		0,5
2193,0		0,2

Wyniki geofizyki otworowej:

W NAG PIG-PIB znajduje się dokumentacja wynikowa otworu Unisław IG 2 (Marek, 1986). Zamieszczono w niej wyniki badań geofizyki otworowej w następującym zakresie (pozycje podkreślone dostępne są również w postaci plików LAS):

- logPNG: profilowanie neutron–gamma (wyniki zlogarytm.): 42 – 1225 m, 1143 – 2115 m, 2020 – 2730 m, 2670 – 3220 m, 2935 – 4131 m;
- mPO: mikroprofilowania oporności 1": 217 – 1240 m, 218 – 2728 m, 1245 – 2114 m, 2665 – 3220 m;
- mPO: mikroprofilowania oporności 2": 217 – 1240 m, 218 – 2728 m, 1245 – 2114 m, 2665 – 3220 m;
- PA: profilowanie akustyczne: 3860 – 4131 m;
- PAc: pomiar akustyczny stanu zacementowania rur okładzinowych: 0 – 3876 m;
- PAdt: profilowanie akustyczne czasu interwałowego N0.5N1.2O: 220,5 – 1094,75 m, 1365,25 – 2112,75 m, 2000,25 – 2725,75 m, 2670,25 – 3217,75 m, 3135,25 – 3589,75 m, 3804,5 – 4374,75 m;
- PAdt: profilowanie akustyczne czasu interwałowego N1.2N0.5O: 3775,75 – 4129,75 m;
- PAt1: profilowanie czasu akustycznego T1 N0.5N1.2O: 220,5 – 1093,75 m, 1358,25 – 2113,75 m, 2001,5 – 2726,75 m, 2670,25 – 3219,75 m, 3136 – 3589,75 m, 3798,25 – 4373,75 m;
- PAt1: profilowanie czasu akustycznego T1 N1.2N0.5O: 3776,25 – 4131,5 m;
- PAt2: profilowanie czasu akustycznego T2 N0.5N1.2O: 219,5 – 1093,75 m, 1364,25 – 2113,75 m, 2001,25 – 2726,5 m, 2670,25 – 3219,75 m, 3135,75 – 3589,75 m;
- PAt2: profilowanie czasu akustycznego T2 N1.2N0.5O: 3775,75 – 4131,75 m;
- PG: profilowanie naturalnego promieniowania gamma SP–62: 35,25 – 1224,75 m, 1141,5 – 2114,75 m, 2020,25 – 2732,75 m, 2671 – 3221,75 m, 2936,25 – 4130,75 m, 3133,5 – 3601,75 m, 3859,75 – 4379,5 m, 4290,5 – 5112,75 m;
- PGG: profilowanie gamma–gamma gęstościowe (GGDN) GGW–1: 45,25 – 1224,75 m, 1142,25 – 2110,75 m, 2020,25 – 2732,75 m;
- PGG: profilowanie gamma–gamma gęstościowe (GGDN) SP–62: 3861,25 – 4382,5 m;
- PGG: profilowanie gamma–gamma gęstościowe (GGDN) SP–62: 4293,5 – 5109,75 m;
- PI: profilowanie indukcyjne: 220 – 3220 m, 2115 – 3592 m;
- PK: profilowanie krzywizny odwiertu: 25 – 5110 m;
- PNG: profilowanie neutron–gamma SP–62: 1143,5 – 2113,75 m, 2020,75 – 2732,75 m, 2674,25 – 3219,75 m, 2939 – 4132,75 m, 3195,25 – 3604,75 m, 3860,5 – 4380,75 m;
- PO: profilowania oporności standardowe N6.0M0.5A: 2660 – 3215 m, 2700 – 3215 m, 3115 – 3587 m, 3117 – 3581 m, 4300 – 5105 m, 4300 – 5111 m;
- PO: profilowania oporności standardowe N6.0M0.5N: 1000 – 2112 m, 1135 – 2114 m, 2010 – 2720 m, 2010 – 2720 m;
- PO: profilowanie oporności EL02 A0.4M0.1A: 2695,25 – 3198,75 m, 1145,25 – 2044,75 m, 2040,25 – 2699,75 m, 3195,25 – 3584,75 m, 4300,25 – 5103,75 m;
- PO: profilowanie oporności EL02 A0.5M0.1N: 217,25 – 1148,75 m;
- PO: profilowanie oporności EL03 A1.0M0.1N: 217,25 – 1148,75 m, 1145,25 – 2044,75 m, 2040,25 – 2699,75 m, 2695,25 – 3198,75 m, 3195,25 – 3584,75 m, 3870,25 – 4373,75 m, 4300,25 – 5103,75 m;
- PO: profilowanie oporności EL09 A2.0M0.5N: 217,25 – 1207,75 m, 1145,25 – 2111,75 m, 2020,75 – 2728,5 m, 2670,5 – 3216,5 m, 3117,25 – 3589,75 m, 3870,25 – 4372,75 m, 4300,25 – 5103,75 m;
- PO: profilowanie oporności EL14 A4.0M0.5N: 1145,25 – 2044,75 m, 2040,25 – 2699,75 m, 2695,25 – 3198,75 m, 3195,25 – 3584,75 m, 3870,25 – 4309,75 m, 4300,25 – 5103,75 m;
- PO: profilowanie oporności EL14 A4.7M0.4N: 217,25 – 1148,75 m;
- PO: profilowanie oporności EL26 A8.0M0.1N: 2695,25 – 3198,75 m;
- PO: profilowanie oporności EL26 A8.0M1.0N: 217,25 – 1148,75 m, 1145,25 – 2044,75 m, 2040,25 – 2699,75 m, 3195,25 – 3584,75 m, 3870,25 – 4309,75 m, 4300,25 – 5103,75 m;
- PO: profilowanie oporności EN10 N5.7M0.4A: 217,25 – 1207,75 m;
- POst: prof. oporności sondą 3–elektr. ster. (LL3): 217,25 – 1094,75 m, 1090,25 – 2043,75 m, 2040,25 – 2699,75 m, 2695,25 – 3198,75 m, 3195,25 – 3584,75 m, 3870,25 – 4309,75 m, 4300,25 – 5103,75 m;
- PS: profilowanie potencjałów naturalnych (SP): 205,5 – 1215,75 m, 1145,25 – 2119,75 m, 2021,5 – 2727,75 m, 2670,25 – 3219,5 m, 3109,25 – 3599,75 m, 4303,25 – 5108,75 m;
- PSr: profilowanie średnicy otworu (CALI): 0,25 – 5109,75 m.

W NAG PIG-PIB dostępna jest również dokumentacja z pomiarów sejsmometrycznych w odwiercie Unisław IG 2 (Brzeżański, 1986), w której znajdują się wyniki pomiarów wykonanych w następującym zakresie (dla podkreślonych profilowań w CBDG dostępne są pliki):

- profilowanie prędk. śr., czas interpolowany podwojony Tx2: 20 – 5000 m;
- profilowanie prędk. śr., czas interpolowany TW: 20 – 5000 m;
- profilowanie prędk. śr., czas pomierzony Tr_PW1: 14 – 5009 m;
- profilowanie prędk. śr., czas pomierzony Tr_PW2: 14 – 5009 m;
- profilowanie prędk. śr., czas pomierzony Tr_PW3: 14 – 5009 m;
- profilowanie prędk. śr., czas uśredniony Tr_PO: 14 – 5009 m;
- profilowanie prędk. śr., gradient czasu interpol. DT_VSP: 20 – 5000 m.

Objawy węglowodorów w trakcie wiercenia:

W trakcie przewiercania poziomów mezozoiku i paleozoiku nie stwierdzono w płuczce wiertniczej objawów zgazowania oraz śladów bituminów. Minimalne objawy bitumiczne w postaci świecenia rdzenia pod lampą Wooda i pocenia się rdzenia ropą naftową stwierdzono w utworach dewonu górnego i środkowego na głębokości 4740,0 – 4759,0 m oraz 5031,0 – 5031,6 m.

Próby złożowe w trakcie wiercenia:

Tab. 5.9. Rezultaty prób złożowych w otworze Unisław IG 2 według dokumentacji wynikowej (Marek, 1986)

Nazwa otworu	Strop [m]	Spąg [m]	Wiek	Metoda	Udostępnienie	Przypływ	Tempo prz. [m³/h]
Unisław IG 2	3605,00	3650,00	*cechsztyn*	pr. rurowy złoża	perforacja	brak	0
	3876,00	4211,00	*cechsztyn/dewon*	pr. rurowy złoża	odsłon.pod rurami	brak	0
	4097,00	4141,00		pr. rurowy złoża	odsłon.pod rurami	brak	0

Inne prace wykonane na otworze:

Muszyński, M. 1991. Analiza petrograficzna osadów saksonu w rejonie Wudzyń-Unisław. Inw. 5104/2009, CAG PIG, Warszawa.

Dokumentacje w NAG PIG-PIB:

Marek, S. 1986. Dokumentacja wynikowa otworu badawczego Unisław IG-2. Inw. 129771, CAG PIG, Warszawa.

Brzeżański, A. 1986. Opracowanie pomiarów średnich prędkości w odwiercie Unisław IG-2. Kat. U21VS, CAG PIG, Warszawa.

Publikacje naukowe z danymi z otworu:

Dadlez, J., Dadlez, R. 1986. Transgresja przeddewońska w profilu Unisławia. Kwartalnik Geologiczny, 30, 445–472.

5.5. UNISŁAW 2

Głębokość otworu: 4985 m

Rok zakończenia wiercenia: 1984

Rdzenie: 4377 – 4976 m, 337 skrzynek, NAG PIG-PIB, Archiwum rdzeni wiertniczych w Leszczach; 4108 – 4377 m, 80 skrzynek, PGNiG S.A., Centralny magazyn rdzeni w Chmielniku.

Stratygrafia:

0,00	44,00	czwartorzęd
44,00	114,00	paleogen, neogen
114,00	300,00	mastrycht górny
300,00	435,00	mastrycht dolny
435,00	525,00	kampan
525,00	711,00	santon
711,00	785,00	koniak
785,00	912,00	turon
912,00	1 008,50	cenoman
1 008,50	1 012,00	alb górny
1 012,00	1 064,50	alb środkowy - alb dolny
1 064,50	1 077,50	apt
1 077,50	1 147,00	barrem
1 147,00	1 184,00	hoteryw
1 184,00	1 252,50	walanżyn
1 252,50	1 258,50	berias górny - berias środkowy
1 258,50	1 382,50	berias dolny - tyton
1 382,50	1 583,50	kimeryd
1 583,50	1 831,00	oksford
1 831,00	1 833,00	kelowej górny
1 833,00	1 842,50	kelowej dolny
1 842,50	1 908,00	baton górny
1 908,00	1 926,50	baton środkowy
1 926,50	1 940,50	baton dolny
1 940,50	2 005,00	bajos górny
2 005,00	2 025,00	bajos dolny
2 025,00	2 045,00	aalen górny
2 045,00	2 057,50	aalen dolny
2 057,50	2 433,50	jura dolna
2 433,50	2 629,00	trias górny
2 629,00	2 875,50	trias środkowy
2 875,50	3 774,00	trias dolny
3 774,00	4 372,00	perm
3 774,00	3 810,00	*rewalska formacja*
3 810,00	3 826,00	*sól kamienna najmłodsza stropowa Na4b2*
3 826,00	3 829,00	*ił solny czerwony górny T4b*
3 829,00	3 843,00	*sól kamienna najmłodsza górna Na4a2*
3 843,00	3 843,50	*anhydryt pegmatytowy górny A4a2*
3 843,50	3 880,50	*sól kamienna najmłodsza dolna Na4a1*
3 880,50	3 881,00	*anhydryt pegmatytowy dolny A4a1*
3 881,00	3 881,50	*sól podścielająca Na4a0*
3 881,50	3 884,00	*ił solny czerwony dolny T4a*
3 884,00	3 932,00	*sól kamienna młodsza górna Na3g*
3 932,00	3 989,50	*sól potasowa młodsza K3*
3 989,50	4 093,00	*sól kamienna młodsza dolna Na3d*
4 093,00	4 115,50	*anhydryt główny A3*
4 115,50	4 117,00	*dolomit płytowy łącznie z szarym iłem solnym*

4 117,00	4 146,00	*anhydryt podstawowy A2*
4 146,00	4 166,00	*dolomit główny Ca2*
4 166,00	4 276,00	*anhydryt górny A1g*
4 276,00	4 281,00	*sól kamienna najstarsza Na1*
4 281,00	4 332,00	*anhydryt dolny A1d*
4 332,00	4 336,00	*wapień cechsztyński Ca1, łupek miedzionośny T1*
4 336,00	4 372,00	*czerwony spągowiec górny*
4 372,00	4 985,00	dewon

Wyniki badań skał:

Do badań geochemicznych substancji bitumicznej pobrano 56 próbek skał dewońskich. Analizy petrograficzne przeprowadzono na 11 próbkach z poziomu dolomitu głównego i 21 próbkach skał dewońskich. Wykonano także analizy paleontologiczne i mikrofaunistyczne, a także badania petrofizyczne na 283 próbkach rdzeni (Tab. 5.10). Wykonano analizy właściwości fizykochemicznych rdzeni (przepuszczalność, porowatość). Analizy gazu przeprowadzono z 7 poziomów kredy i 3 poziomów czerwonego spągowca, analizy gazu rozpuszczonego w płuczce – 6 analiz z kredy oraz 3 analizy wód z utworów kredy i 1 analizę wód z czerwonego spągowca, jak również analizę filtratu płuczkowego.

Tab. 5.10. Rezultaty oznaczeń fizykochemicznych rdzeni w otworze Unisław 2 według dokumentacji wynikowej (Zwolenkiewicz i Binder, 1984)

Głębokość [m]		Ilość próbek	Stratygrafia	Średnia porowatość [%]	Średnia przepuszczalność [nm²]
od	do				
4144,2	4159,5	7	*dolomit główny*	2,07	
4333,1	4337,1	8	*anhydryt podstawowy + łupek miedzionośny/czerwony spągowiec*	6,38	1,01
4337,5	4372,5	99	*czerwony spągowiec*	5,71	2,76
4373,1	4728,6	169	*dewon*	1,18	0,95

Tab. 5.11. Zestawienie wyników analiz konodontowych w próbkach z otworu Unisław 2 (CBDG, 2017)

Głębokość [m]	Stratygrafia	Litologia	Liczba okazów	CAI reprezentatywne
4474,5	*famen*	margle gruzłowate	4	2,5
4669	fran	iłowce	93	2,5
4672		iłowce	11	2,5
4689		iłowce	50	2,5
4693		iłowce	100	2,5
4697		iłowce	3	2,5
4727		iłowce	26	2,5
4974,5		wapień stromatop.- koralowcowy	74	3

Tab. 5.12. Zestawienie wyników analiz pirolitycznych w próbkach z otworu Unisław 2 (CBDG, 2017)

Głębokość [m]	Stratygrafia	TOC [%]
1960	*jura środkowa/jura dolna*	0,2
2050		0,5
2193		0,2

Wyniki geofizyki otworowej:

W NAG PIG-PIB znajduje się dokumentacja wynikowa otworu Unisław 2 (Zwolenkiewicz i Binder, 1984). Zamieszczono w niej wyniki badań geofizyki otworowej w następującym zakresie (pozycje podkreślone dostępne są również w postaci plików LAS):

- mPO: mikroprofilowania oporności: 238 – 1828 m, 2700 – 3798 m;
- mPOst: mikroprofilowanie oporności sterowane (ML): 4240 – 4366 m, 4274 – 4730 m;
- PAdt: profilowanie akustyczne czasu interwałowego: 153 – 4985 m;
- PAt1: profilowanie czasu akustycznego T1 DM–21H: 3807 – 4265 m;
- PAt1: profilowanie czasu akustycznego T1 SPAK–4: 238 – 1828 m, 1760 – 2748 m, 2700 – 3798 m, 4220 – 4735 m, 4273 – 4363 m, 4650 – 4980 m;
- PAt2: profilowanie czasu akustycznego T2 DM–21H: 3807 – 4265 m;
- PAt2: profilowanie czasu akustycznego T2 SPAK–4: 238 – 1828 m, 1760 – 2748 m, 2700 – 3798 m, 4220 – 4735 m, 4273 – 4363 m, 4650 – 4980 m;
- PG: profilowanie naturalnego promieniowania gamma SP–62: 5 – 1828 m, 1760 – 2748 m, 2700 – 3798 m, 3750 – 4266 m, 4100 – 4363 m, 4274 – 4730 m, 4650 – 4980 m;
- PGG: profilowanie gamma–gamma gęstościowe (GGDN): 210 – 1828 m, 1000 – 1300 m, 1760 – 2748 m, 3800 – 4266 m, 4250 – 4370 m;
- PK: profilowanie krzywizny odwiertu: 25 – 295 m, 225 – 1825 m, 1750 – 2745 m, 2700 – 3790 m, 3750 – 4265 m, 4200 – 4300 m, 4325 – 4725 m, 4675 – 4970 m;
- PNG: profilowanie neutron–gamma SP–62: 5 – 1828 m, 1760 – 2748 m, 2700 – 3798 m, 3750 – 4266 m, 4100 – 4363 m, 4274 – 4730 m, 4650 – 4980 m;
- PO: profilowania oporności standardowe A0.4M0.1N: 1760 – 2745 m, 2700 – 3798 m, 4700 – 4975 m;
- PO: profilowania oporności standardowe A0.5M0.1N: 12 – 295 m, 238 – 1812 m;
- PO: profilowania oporności standardowe A1.0M0.1N: 12 – 295 m, 238 – 1812 m;, 1760 – 2745 m, 2700 – 3798 m, 3807 – 4267 m, 4240 – 4366 m, 4274 – 4730 m, 4700 – 4975 m;
- PO: profilowania oporności standardowe A2.0M0.5N: 12 – 295 m, 1760 – 2745 m, 2700 – 3798 m, 3807 – 4267 m, 4240 – 4366 m, 4274 – 4730 m;
- PO: profilowania oporności standardowe A2.5M0.25N: 238 – 1812 m;
- PO: profilowania oporności standardowe A4.0M0.5N: 12 – 295 m, 1760 – 2745 m, 2700 – 3798 m, 3807 – 4267 m, 4240 – 4366 m, 4274 – 4730 m, 4700 – 4975 m;
- PO: profilowania oporności standardowe A5.7M0.4N: 238 – 1812 m;
- PO: profilowania oporności standardowe A8.0M1.0N: 12 – 295 m, 238 – 1812 m, 1760 – 2745 m, 2700 – 3798 m, 3807 – 4267 m, 4240 – 4366 m, 4274 – 4730 m, 4700 – 4975 m;
- PO: profilowania oporności standardowe N5.7M0.4A: 238 – 1812 m;
- PO: profilowania oporności standardowe N6.0M0.5A: 1760 – 2745 m, 2700 – 3798 m;
- PO: profilowania oporności standardowe N8.5M0.5A: 12 – 295 m;
- POst odwr.: prof. oporności ster. odwrócone: 4274 – 4730 m;
- POst: profilowanie oporności sterowane: 2700 – 3798 m;
- PS: profilowanie potencjałów naturalnych (SP): 238 – 1812 m, 1760 – 2745 m, 2700 – 3798 m, 4700 – 4975 m;
- PSr: profilowanie średnicy otworu (CALI): 3 – 4732 m;.

W NAG PIG-PIB dostępna jest również dokumentacja z pomiarów sejsmometrycznych w odwiercie Unisław 2 (Klecan, 1984), w której znajdują się wyniki pomiarów wykonanych w następującym zakresie (dla podkreślonych profilowań w CBDG dostępne są pliki LAS):

- profilowanie prędk. śr., czas interpolowany podwojony Tx2: 20 – 4860 m;
- profilowanie prędk. śr., czas interpolowany TW: 20 – 4860 m;
- profilowanie prędk. śr., czas pomierzony Tr_PW1: 15 – 4170 m;
- profilowanie prędk. śr., czas pomierzony Tr_PW2: 15 – 4170 m;
- profilowanie prędk. śr., czas pomierzony Tr_PW3: 15 – 4860 m;
- profilowanie prędk. śr., czas uśredniony Tr_PO: 15 – 4860 m;
- profilowanie prędk. śr., gradient czasu interpol. DT_VSP: 20 – 4860 m.

Objawy węglowodorów w trakcie wiercenia:

W rdzeniach z interwału 4660 – 4732 m obserwowano ślady odgazowań i punktowe ślady ropy, zaś na głębokości 4672 m obserwowano wzrost wskazań aparatury gazowej.

Próby złożowe w trakcie wiercenia w otworze Unisław 2:

Tab. 5.13. Rezultaty prób złożowych w otworze Unisław 2 według dokumentacji wynikowej (Zwolenkiewicz i Binder, 1984)

Strop [m]	Spąg [m]	Wiek	Metoda	Udostępnienie	Przypływ	Tempo prz. [m^3/h]
983,00	995,00	*kreda górna*	pr. rurowy złoża	perforacja	–	0
1000,00	1016,00	*kreda górna/kreda dolna*	pr. rurowy złoża	perforacja	ślady gazu ziemnego	
1012,00	1018,00		pr. rurowy złoża	perforacja	woda zwykła	
1088,00	1110,00		pr. rurowy złoża	perforacja	woda zwykła	3,35
1225,00	1230,00		pr. rurowy złoża	perforacja	woda zwykła	
4321,00	4359,00	*cechsztyn/czerwony spągowiec*	pr. rurowy złoża	odsłon.pod rurami	solanka zgazowana	

Inne prace wykonane na otworze:

Muszyński M., 1991. Analiza petrograficzna osadów saksonu w rejonie Wudzyń – Unisław. Inw. 5104/2009, CAG PIG, Warszawa.

Dokumentacje w NAG PIG-PIB:

Zwolenkiewicz, J., Binder, I. 1984. Dokumentacja wynikowa otworu poszukiwawczego Unisław 2. Inw. 129076, CAG PIG, Warszawa.

Klecan, A. 1984. Opracowanie pomiarów średnich prędkości w odwiercie Unisław 2. Kat. U17VS, CAG PIG, Warszawa.

5.6. UNISŁAW 4

Głębokość otworu: 4790 m

Rok zakończenia wiercenia: 1990

Rdzenie: 720 – 4790 m, 212 skrzynek, PGNiG S.A., Centralny magazyn rdzeni w Chmielniku

Stratygrafia:

Dane dotyczące stratygrafii są własnością inwestora i nie mogą być ujawnione w niniejszym opracowaniu.

Wyniki badań skał:

W dokumentacji wynikowej znajdują się rezultaty badań własności fizykochemicznych 62 próbek rdzeni: przepuszczalności, porowatości, zawartości siarki, bituminów, ciężaru właściwego. Ponadto przeprowadzono analizy gazu, wody, ropy, oznaczenia mikrofaunistyczne próbek okruchowych i analizy petrologiczne (Zboińska, 1990). Dane te są własnością inwestora i nie mogą być ujawnione w niniejszym opracowaniu.

Wyniki geofizyki otworowej:

W NAG PIG-PIB znajduje się dokumentacja wynikowa otworu Unisław 4 (Zboińska, 1990). Zamieszczono w niej wyniki badań geofizyki otworowej w następującym zakresie:

- logmPOst: mikroprof. oporności sterowane (wyniki zlogarytm.) MBK–U: 3656 – 4290 m;
- logPNG: profilowanie neutron–gamma (wyniki zlogarytm.) SP–62: 0 – 180 m, 150 – 1980 m, 1930 – 3157 m, 3100 – 3655 m, 3625 – 4290 m, 4250 – 4461 m, 4400 – 4778 m;
- logPNN: profilowanie neutron–neutron (wyniki zlogarytm.) RNS: 3625 – 4290 m;
- logPOst: prof. oporności ster. (wyniki zlogarytm.): 3656 – 4290 m, 4452 – 4791 m;
- mPO: mikroprofilowania oporności: 800 – 1323 m;
- mPOst: mikroprofilowanie oporności sterowane (ML): 4452 – 4791 m, m, 4655 – 4755 m, 4655 – 4755 m;
- PA: profilowanie akustyczne: 4655 – 4755 m;
- PAdt: profilowanie akustyczne czasu interwałowego PAT–1: 1930 – 3158 m, 4250 – 4461 m, 4452 – 4795 m;
- PAdt: profilowanie akustyczne czasu interwałowego SPAK–4: 3100 – 3655 m;
- PAdt: profilowanie akustyczne czasu interwałowego SPAK–4: 3606 – 4290 m;
- PAdt: profilowanie akustyczne czasu interwałowego SPAK–6: 195 – 1980 m;
- PAt1: profilowanie czasu akustycznego T1 PAT–1: 1930 – 3158 m, 4250 – 4461 m, 4452 – 4795 m;
- PAt1: profilowanie czasu akustycznego T1 SPAK–4: 3100 – 3655 m, 3606 – 4290 m;
- PAt1: profilowanie czasu akustycznego T1 SPAK–6: 195 – 1980 m;
- PAt2: profilowanie czasu akustycznego T2 PAT–1: 1930 – 3158 m;
- PAt2: profilowanie czasu akustycznego T2 PAT–1: 4250 – 4461 m, 4452 – 4795 m;
- PAt2: profilowanie czasu akustycznego T2 SPAK–4: 3100 – 3655 m;
- PAt2: profilowanie czasu akustycznego T2 SPAK–4: 3606 – 4290 m;
- PAt2: profilowanie czasu akustycznego T2 SPAK–6: 195 – 1980 m;
- PG: profilowanie naturalnego promieniowania gamma: 0 – 180 m, 150 – 1980 m, 1930 – 3157 m, 3100 – 3655 m, 3625 – 4290 m, 4250 – 4461 m, 4400 – 4778 m, 4655 – 4755 m;
- PGG: profilowanie gamma–gamma gęstościowe (GGDN) SP–62: 3625 – 4290 m, 4250 – 4461 m, 4435 – 4778 m;
- PK: profilowanie krzywizny odwiertu: 25 – 180 m, 175 – 1975 m, 1950 – 3155 m, 3100 – 3650 m, 3625 – 4290 m, 4300 – 4460 m, 4450 – 4790 m;
- PNG: profilowanie neutron–gamma: 0 – 180 m, 150 – 1980 m, 1930 – 3157 m, 3100 – 3655 m, 3625 – 4290 m, 4250 – 4461 m, 4300 – 4350 m, 4400 – 4778 m, 4655 – 4755 m;
- PNN: profilowanie neutron–neutron RNS: 3625 – 4290 m;
- PO: profilowania oporności standardowe A0.4M0.1N: 195 – 1977 m, 3154 – 1930 m, 4452 – 4791 m, 4655 – 4755 m;
- PO: profilowania oporności standardowe A0.5M0.1N: 3100 – 3655 m;
- PO: profilowania oporności standardowe A1.0M0.1N: 20 – 180 m, 195 – 1977 m, 3100 – 3655 m, 3154 – 1930 m, 3656 – 4285 m, 4250 – 4457 m, 4452 – 4791 m, 4655 – 4755 m, 4655 – 4755 m;
- PO: profilowania oporności standardowe A2.0M0.5N: 195 – 1977 m, 3154 – 1930 m, 4250 – 4457 m, 4452 – 4791 m;
- PO: profilowania oporności standardowe A2.5M0.25N: 3100 – 3655
- PO: profilowania oporności standardowe A4.0M0.5N: 195 – 1977 m, 3154 – 1930 m, 3656 – 4285 m, 4250 – 4457 m, 4452 – 4791 m, 4655 – 4755 m;
- PO: profilowania oporności standardowe A5.7M0.4N: 20 – 180 m, 3100 – 3655 m;
- PO: profilowania oporności standardowe A8.0M0.0N: 4655 – 4755 m, 20 – 180 m, 195 – 1977 m, 3100 – 3655 m, 3154 – 1930 m, 3656 – 4285 m, 4250 – 4457 m, 4452 – 4791 m, 4655 – 4755 m;
- PO: profilowania oporności standardowe N5.7M0.4A: 3100 – 3655 m;
- PO: profilowania oporności standardowe N6.0M0.5A: 195 – 1977 m, 3154 – 1930 m, 4452 – 4791
- PS: profilowanie potencjałów naturalnych (SP): 0 – 180 m, 195 – 1977 m, 3100 – 3655 m, 3656 – 4285
- PSr: profilowanie średnicy otworu (CALI): 0 – 180 m, 195 – 1977 m, 195 – 3655 m, 3100 – 3655 m, 3656 – 4285 m, 3154 – 1930 m, 4250 – 4457 m, 4452 – 4791 m, 4655 – 4755 m;
- PT: profilowanie temperatury (TEMP): 1880 – 1980 m, 3555 – 3566 m, 4190 – 4290 m.

W NAG PIG-PIB dostępna jest również dokumentacja z pomiarów sejsmometrycznych w odwiercie Unisław 2 (Klecan, 1990), w której znajdują się wyniki pomiarów wykonanych w następującym zakresie (dla podkreślonych profilowań w CBDG dostępne są pliki LAS):

- profilowanie prędk. śr., czas interpolowany podwojony Tx2: 20 – 4680 m;
- profilowanie prędk. śr., czas interpolowany TW: 20 – 4680 m;
- profilowanie prędk. śr., czas pomierzony Tr_PW1: 185 –

4685 m;
- profilowanie prędk. śr., czas pomierzony Tr_PW2: 215 – 4460 m;
- profilowanie prędk. śr., czas pomierzony Tr_PW3: 185 – 3620 m;
- profilowanie prędk. śr., czas uśredniony Tr_PO: 185 – 4685 m;
- profilowanie prędk. śr., gradient czasu interpol. DT_VSP: 20 – 4680 m.

Objawy węglowodorów w trakcie wiercenia i próby złożowe:

Powyższe dane są własnością inwestora i nie mogą być ujawnione w niniejszym opracowaniu.

Inne prace wykonane na otworze:

Kłapciński, J. 1990. Wstępne wyniki opracowania stratygraficznego utworów podpermskich na podstawie szczątków flory i fauny w otworach: Białogard 9, Czarne 4, 5, Jarkow 2, 3, Paproć 19, Unisław 4. Kat. OPR/G/3478, Arch. PGNiG S.A., Warszawa.

Merta, H. 1993. Opracowanie geochemiczne metodą pirolizy Rock-Eval z otworów: Białogóra-6, Strzeżewo 1, Wrzosowo 8, Unisław 4, Czarne 3. Kat. OPR/G/1745, Arch. PGNiG S.A., Warszawa.

Dokumentacje w NAG PIG-PIB:

Zboińska, A. 1990. Dokumentacja wynikowa odwiertu poszukiwawczego Unisław 4. Inw. 132520, CAG PIG, Warszawa.

Klecan, A. 1990. Opracowanie pomiarów średnich prędkości w odwiercie Unisław 4. Kat. U18VS, CAG PIG, Warszawa.

5.7. WUDZYŃ 1

Głębokość otworu: 4198 m
Rok zakończenia wiercenia: 1972
Rdzenie: 888,90 – 4198 m, 113 skrzynek, PGNiG S.A., Centralny Magazyn Rdzeni w Chmielniku
Stratygrafia:

0,00	120,00	kenozoik
120,00	132,00	dan
132,00	260,00	mastrycht
260,00	438,50	kampan
438,50	557,50	santon
557,50	595,00	koniak
595,00	774,00	turon
774,00	856,50	cenoman
856,50	860,00	alb górny
860,00	910,00	alb środkowy - alb dolny
910,00	920,00	apt
920,00	932,00	barrem
932,00	972,50	hoteryw górny
972,50	996,50	hoteryw dolny
996,50	1 005,00	walanżyn górny
1 005,00	1 066,00	walanżyn dolny
1 066,00	1 103,00	berias dolny
1 103,00	1 166,00	tyton
1 166,00	1 342,50	kimeryd górny
1 342,50	1 497,50	kimeryd dolny
1 497,50	1 603,00	oksford
1 603,00	1 613,00	kelowej górny
1 613,00	1 631,00	kelowej dolny
1 631,00	1 705,00	baton górny
1 705,00	1 725,00	baton środkowy
1 725,00	1 741,00	baton dolny
1 741,00	1 833,00	bajos górny
1 833,00	1 847,00	bajos dolny
1 847,00	1 857,00	aalen górny
1 857,00	1 867,00	aalen dolny
1 867,00	2 051,00	toark dolny
2 051,00	2 123,00	toark górny
2 123,00	2 376,00	pliensbach górny
2 376,00	2 442,50	pliensbach dolny
2 442,50	2 853,00	synemur - hetang
2 853,00	2 907,50	retyk [alpejski]
2 907,50	3 030,00	noryk
3 030,00	3 187,00	karnik
3 187,00	3 331,00	trias środkowy
3 331,00	3 525,00	trias dolny
3 525,00	4 083,00	perm
3 525,00	3 909,50	*sól kamienna młodsza Na3*
3 909,50	3 963,00	*anhydryt główny A3*
3 963,00	3 966,00	*dolomit płytowy łącznie z szarym iłem solnym*
3 966,00	3 970,00	*anhydryt kryjący A2r*
3 970,00	3 975,00	*sól kamienna starsza Na2*
3 975,00	3 983,50	*anhydryt podstawowy A2*
3 983,50	3 995,50	*dolomit główny Ca2*
3 995,50	4 017,00	*anhydryt górny A1g*
4 017,00	4 030,00	*sól kamienna najstarsza Na1*
4 030,00	4 071,50	*anhydryt dolny A1d*
4 071,50	4 075,00	*wapień cechsztyński Ca1*
4 075,00	4 076,00	*łupek miedzionośny T1*
4 076,00	4 083,00	*czerwony spągowiec górny*
4 083,00	4 198,00	dewon

Wyniki badań skał:

W dokumentacji wynikowej otworu Wudzyń 1 (Wróbel, 1973) znajdują się rezultaty badań właściwości fizykochemicznych próbek rdzenia: przepuszczalności, porowatości, zasolenia, zawartości bituminów. 79 próbek opracowano pod kątem mikropaleontologii. Ponadto przeprowadzono analizy składu chemicznego wody oraz analizy gazu.

Tab. 5.14. Wyniki analiz dojrzałości termicznej utworów z otworu Wudzyń 1 (CBDG, 2017)

Głębokość [m]	Stratygrafia	Refleksyjność witrynitu [% R_o]
2430	dolna jura	1,1

Tab. 5.15. Zestawienie wyników analiz petrofizycznych w próbkach z otworu Wudzyń 1 na podstawie dokumentacji wynikowej (Wróbel, 1973)

Głębokość [m]	Stratygrafia	Porowatość całkowita [%]	Przepuszczalność pozioma [mD]
2048,55	*jura dolna*	23,86	351,6
2049,35		26,05	652,98
2049,85		26,37	
2050,35		26,71	831,07
2050,45		16,88	5,7
2588,08		20,73	158,65
2728,85		21,91	206,24
2729,35		22,88	190,38
2729,85		21,28	190,38
2730,35		17,12	39,66
2730,85		17,74	
2731,35		22,49	174,51
2731,85		23,31	186,98

Wyniki geofizyki otworowej:

W NAG PIG-PIB znajduje się dokumentacja wynikowa otworu Wudzyń 1 (Wróbel, 1973). Zamieszczono w niej wyniki badań geofizyki otworowej w następującym zakresie (dla podkreślonych profilowań dostępne są pliki LAS):

- mPO: mikroprofilowania oporności: 172 – 2580 m;
- mPSr: mikroprofilowanie średnicy otworu: 3700 – 4043 m;
- PA: profilowanie akustyczne: 186 – 2590 m, 2500 – 4055 m;
- PEksc: profilowanie ekscentryczności: 2579 – 3417 m, 2579 – 3224 m, 3700 – 4053 m;
- PG: profilowanie naturalnego promieniowania gamma: 0 – 1076 m, 1040 – 2080 m, 2050 – 2585 m, 2595 – 3171 m, 3125 – 4083 m, 4050 – 4196 m;
- PGaz: profilowanie gazowe: 713,3 – 2791,1 m, 3113,1 – 3411,3 m, 3481,6 – 4004 m;
- PK: profilowanie krzywizny odwiertu: 25 – 1075 m, 1000 – 2080 m, 2050 – 2590 m, 2550 – 3170 m, 3125 – 3425 m;
- PNG: profilowanie neutron–gamma: 2 – 1078 m, 1040 – 2080 m, 2050 – 2585 m, 2595 – 3171 m, 3125 – 4083 m, 4050 – 4196 m;
- PO: profilowania oporności standardowe: 174 – 1073 m, 1040 – 2080 m, 2050 – 2581 m, 2500 – 4060 m, 2580 – 3170 m, 3150 – 3535 m, 3400 – 3535 m, 3500 – 4080 m, 4064 – 4194 m;
- Profilowanie elektromagnetyczne: 10 – 1775 m, 1500 – 3500 m, 1500 – 3500 m, 2500 – 4050 m, 2579 – 3424 m, 3890 – 4010 m;
- PS: profilowanie potencjałów naturalnych (SP): 172 – 2581 m, 174 – 1073 m, 1040 – 2080 m, 2580 – 3170 m, 3150 – 3535 m, 3500 – 4080 m, 4064 – 4194 m;
- PSr: profilowanie średnicy otworu (CALI): 170 – 4196 m;
- PT: profilowanie temperatury (TEMP): 2000 – 3665 m.

W NAG PIG-PIB dostępna jest również dokumentacja z pomiarów sejsmometrycznych w odwiercie Wudzyń 1 (Bukowicki, 1973), w której znajdują się wyniki pomiarów wykonanych w następującym zakresie (dla podkreślonych profilowań w CBDG dostępne są pliki LAS):

- profilowanie prędk. śr., czas interpolowany podwojony Tx2: 20 – 3980 m;
- profilowanie prędk. śr., czas interpolowany TW: 20 – 3980 m;
- profilowanie prędk. śr., czas pomierzony Tr_PW1: 157 – 3982 m;
- profilowanie prędk. śr., czas uśredniony Tr_PO: 157 – 3982 m;
- profilowanie prędk. śr., gradient czasu interpol. DT_VSP: 20 – 3980 m.

Objawy węglowodorów w trakcie wiercenia:
Nie stwierdzono.

Próby złożowe w trakcie wiercenia: Rezultaty prób złożowych w otworze Wudzyń 1 przedstawiono w Tab. 5.16.

Inne prace wykonane na otworze:

Muszyński, M. 1991. Analiza petrograficzna osadów saksonu w rejonie Wudzyń-Unisław Inw. 5104/2009, CAG PIG, Warszawa.

Dokumentacje w NAG PIG-PIB:

Wróbel, J. 1973. Dokumentacja wynikowa otworu Wudzyń 1. Inw. 117420, CAG PIG, Warszawa.

Bukowicki, J. 1973. Sprawozdanie z pomiarów średnich prędkości w odwiercie Wudzyń 1. Kat. W134VS, CAG PIG, Warszawa.

Tab. 5.16. Rezultaty prób złożowych w otworze Wudzyń 1 według dokumentacji wynikowej (Wróbel, 1973)

Nazwa otworu	Strop [m]	Spąg [m]	Wiek	Metoda	Udostępnienie	Przypływ	Tempo prz. [m³/h]
Wudzyń 1	1047,00	1056,00	kreda dolna	pr. rurowy złoża	perforacja	woda zminer.	20
	1455,00	1475,00	jura górna	pr. rurowy złoża	perforacja	woda zminer.	
	2580,00	2734,00	jura dolna	pr. rurowy złoża	odsłon.pod rurami	solanka	26

Hisiniec, A. 2015. Report on sedimentary-petrographic analysis of thin-sections, edge concession [Raport z analiz sedymentologiczno-petrograficznych płytek cienkich z obszaru koncesji nr 52/2008/p Chojnice-Wilcze, 49/2008/p Bysław-Wudzyń, 50/2008/p Brda-Rzeczenica i 51/2008/p Unisław-Gronowo] [zakaz udostępniania i wglądu - informacja geologiczna pochodzi z bieżącego dokumentowania przebiegu robót geologicznych]. Inw. 3208/2017, CAG PIG, Warszawa.

Klecan, A., Kochel, F. 1973. Sejsmogramy syntetyczne i wyniki profilowania akustycznego prędkości. Opracowanie za okres od VI. 1972 r. do XII. 1973 r. [otwory: Krynica Morska-2, Młynary-1, Kościerzyna IG-1, Klosnowo IG-1, Wudzyń-1, Obrzycko-1, Babimost-1,4, Kargowa-1, Klenica-1, Wilcze-1, Ośno IG-2, Sulęcin-3, Siekierki Wielkie-1, Koło IG-4, Cykowo IG-1, Konary IG-1, Izdebno IG-1]. Inw. 44431, Kat. ObO/1447, CAG PIG, Warszawa.

Publikacje naukowe z danymi z otworu:

Świtek, J. 1982. Prędkości kompleksowe fal sejsmicznych w paleozoiku synklinorium pomorskiego. Przegląd Geologiczny, 30, 613–616.

5.8. WAŁDOWO KRÓLEWSKIE 1

Głębokość otworu: 5433 m
Rok zakończenia wiercenia: 1991
Rdzenie: Brak rdzenia
Stratygrafia: Dane stratygraficzne są własnością inwestora i nie mogą zostać ujawnione w niniejszym opracowaniu.

Wyniki badań skał: Dane są własnością inwestora i nie mogą zostać ujawnione w niniejszym opracowaniu.

Wyniki geofizyki otworowej:

W NAG PIG-PIB znajduje się dokumentacja wynikowa otworu Wałdowo Królewskie 1 (Zboińska, 1992). Zamieszczono w niej wyniki badań geofizyki wiertniczej w następującym zakresie (pozycje podkreślone dostępne są w CBDG w postaci plików LAS):

- PK: profilowanie krzywizny odwiertu IT: 5 – 310 m, 250 – 1500 m, 1725 – 2670 m, 2650 – 3438 m, 4550 – 4863 m, 4750 – 4950 m, 4900 – 5320 m, 5300 – 5380 m;
- PNG: profilowanie neutron–gamma RSN: 250 – 1775 m, 3390 – 4595 m, 3449 – 4863 m, 4762,5 – 4954 m, 4900 – 5280 m;
- PNG: profilowanie neutron–gamma SP–62: 1700 – 2667 m, 2620 – 3438 m;
- PNN: profilowanie neutron–neutron RSN: 15 – 310 m;
- PO: profilowania oporności standardowe A1.0M0.1N: 22 – 305 m, 314 – 1760 m, 1715 – 2665 m, 2620 – 3432 m, 3452 – 4594 m, 4775 – 4945 m, 4950 – 5370 m, 4951 – 5305 m;
- PO: profilowania oporności standardowe A2.0M0.5N: 22 – 305 m, 314 – 1760 m, 1715 – 2665 m, 2620 – 3432 m, 3452 – 4594 m, 4600 – 4863 m, 4775 – 4945 m, 4950 – 5370 m, 4951 – 5305 m, 22 – 305 m, 22 – 305 m, 314 – 1760 m, 314 – 1760 m, 1715 – 2665 m, 1715 – 2665 m, 2620 – 3432 m, 2620 – 3432 m, 3452 – 4594 m, 4600 – 4863 m, 4775 – 4945 m, 4950 – 5370 m, 4951 – 5305 m;
- PO: profilowania oporności standardowe A8.0M1.0N: 22 – 305 m, 314 – 1760 m, 1715 – 2665 m, 2620 – 3432 m, 3452 – 4594 m, 4600 – 4863 m, 4775 – 4945 m, 4950 – 5370 m, 4951 – 5305 m;
- PO: profilowania oporności standardowe N6.0M0.5A: 22 – 305 m, 314 – 1760 m, 1715 – 2665 m, 2620 – 3432 m, 4600 – 4863 m;
- POst: profilowanie oporności sterowane: 314 – 1760 m, 1715 – 2665 m;
- POst: profilowanie oporności sterowane ABKT–1: 2620 – 3432 m;
- POst: profilowanie oporności sterowane ABKT–3: 3452 – 4594 m, 4600 – 4863 m, 4775 – 4945 m, 4950 – 5370 m, 4951 – 5305 m;
- PS: profilowanie potencjałów naturalnych (SP): 22 – 305 m;
- PSr: profilowanie średnicy otworu (CALI): 22 – 305 m, 314 – 1760 m, 1715 – 2665 m, 2620 – 3432 m, 3452 – 4594 m, 4775 – 4945 m, 4950 – 5370 m, 4951 – 5305 m.

W CAG dostępna jest również dokumentacja z pomiarów prędkości średnich w odwiercie Wałdowo Królewskie 1 (Czaja, 1992), w której znajdują się wyniki pomiarów wykonanych w następującym zakresie (dla podkreślonych profilowań w CBDG dostępne są pliki LAS):

- profilowanie prędk, śr., czas interpolowany podwojony Tx2: 20 – 3180 m;
- profilowanie prędk, śr., czas interpolowany TW: 20 – 3180 m;
- profilowanie prędk, śr., czas pomierzony Tr_PW1: 17 – 3182 m;
- profilowanie prędk, śr., czas pomierzony Tr_PW2: 47 – 3182 m;
- profilowanie prędk, śr., czas pomierzony Tr_PW3: 47 – 3182 m;
- profilowanie prędk, śr., czas uśredniony Tr_PO: 17 – 3182 m;
- profilowanie prędk, śr., gradient czasu interpol, DT_VSP: 20 – 3180 m.

Objawy węglowodorów w trakcie wiercenia i próby złożowe:

Powyższe dane są własnością inwestora i nie mogą zostać ujawnione w niniejszym opracowaniu.

Inne prace wykonane na otworze:

Merta, H. 1994. Ocena geochemiczna utworów permu i podłoża metodą pirolizy Rock-Eval w otworze Wałdowo Królewskie 1. OPR/G/1782, PGNiG S.A., Warszawa.

Muszyński, M. 1992. Wstępna analiza litologiczno-facjalna osadów saksonu w strefie otworów: Ciechowo 1 i Wałdowo Królewskie 1. OPR/G/3455, PGNiG S.A., Warszawa.

Dokumentacje w NAG PIG-PIB:

Czaja, E. 1992. Opracowanie pomiarów średnich prędkości w odwiercie Wałdowo Królewskie 1. Kat. W4VS, CAG PIG, Warszawa.

Kłapciński, J., Muszer, J. 1993. Stratygrafia skał podłoża permu pomorza i monokliny przedsudeckiej w wybranych otworach wiertniczych na podstawie makroszczątków flory i fauny. Inw. 5387/2009, CAG PIG, Warszawa.

Zboińska, A. 1992. Dokumentacja wynikowa odwiertu poszukiwawczego Wałdowo Królewskie 1. Inw. 132990, CAG PIG, Warszawa.

6. BADANIA SEJSMICZNE

Obszar przetargowy „Chełmno” jest pokryty stosunkowo rzadką siecią linii sejsmicznych, a w NE rogu obszaru nie zlokalizowano żadnego profilu (Fig. 6.1 i Fig. 6.2). Pomiary metodą refleksyjną z zapisem cyfrowym prowadzono od lat 80. ubiegłego wieku i z tych lat pochodzi znakomita większość danych, które stanowią również własność Skarbu Państwa. Zaledwie kilka linii pomierzono w 2000 i 2001 roku na zlecenie firmy Apache Poland sp. z o.o., która jest ich właścicielem.

W granicach obszaru znalazły się linie o całkowitej długości przekraczającej 10 km, ale w większości są to końce profilów sejsmicznych, z których więcej niż połowa nie przekracza 5 km długości (Tab. 6.1). Fig. 6.3 prezentuje fragment linii sejsmicznej W0020181 (Grzesik i in., 1982) połączonej z dwóch

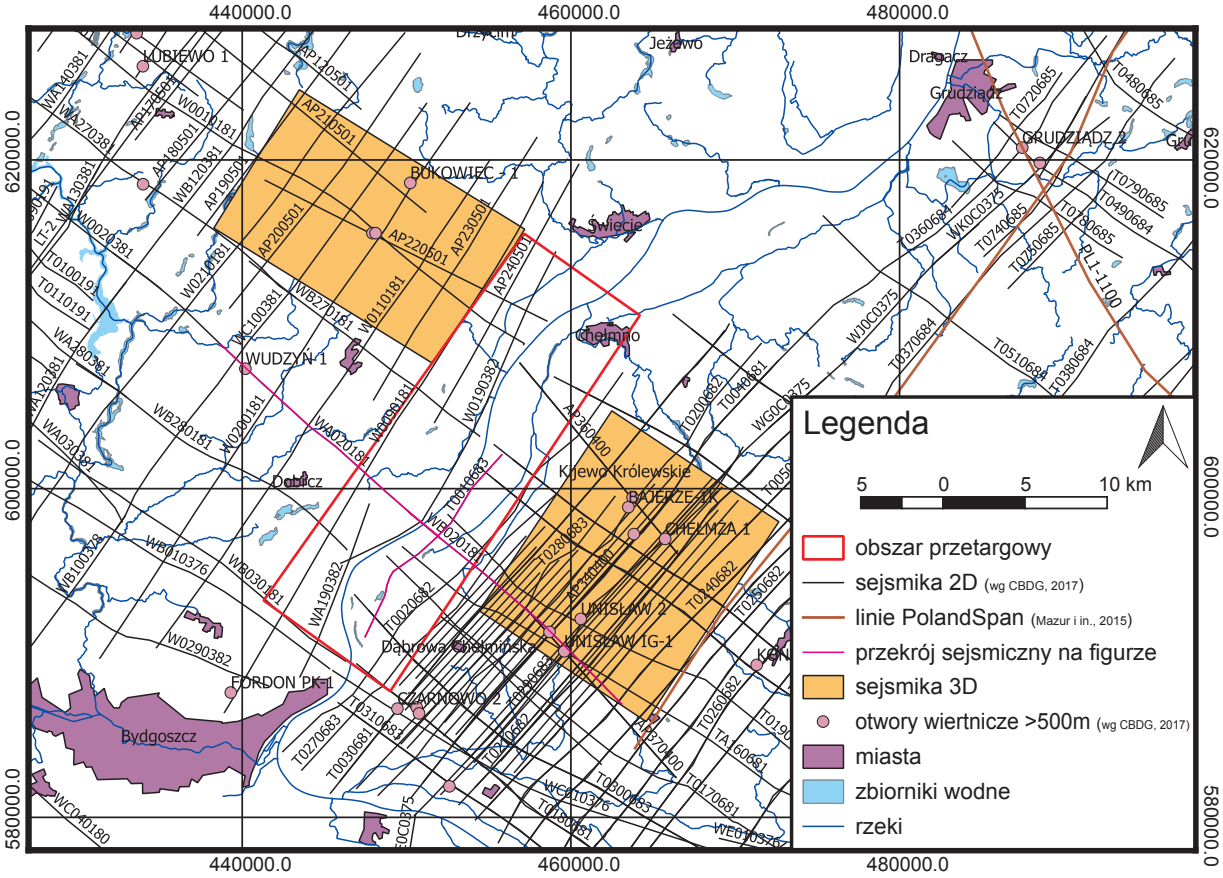


Fig. 6.1. Mapa lokalizacyjna danych sejsmicznych na obszarze przetargowym „Chełmno" i w jego sąsiedztwie

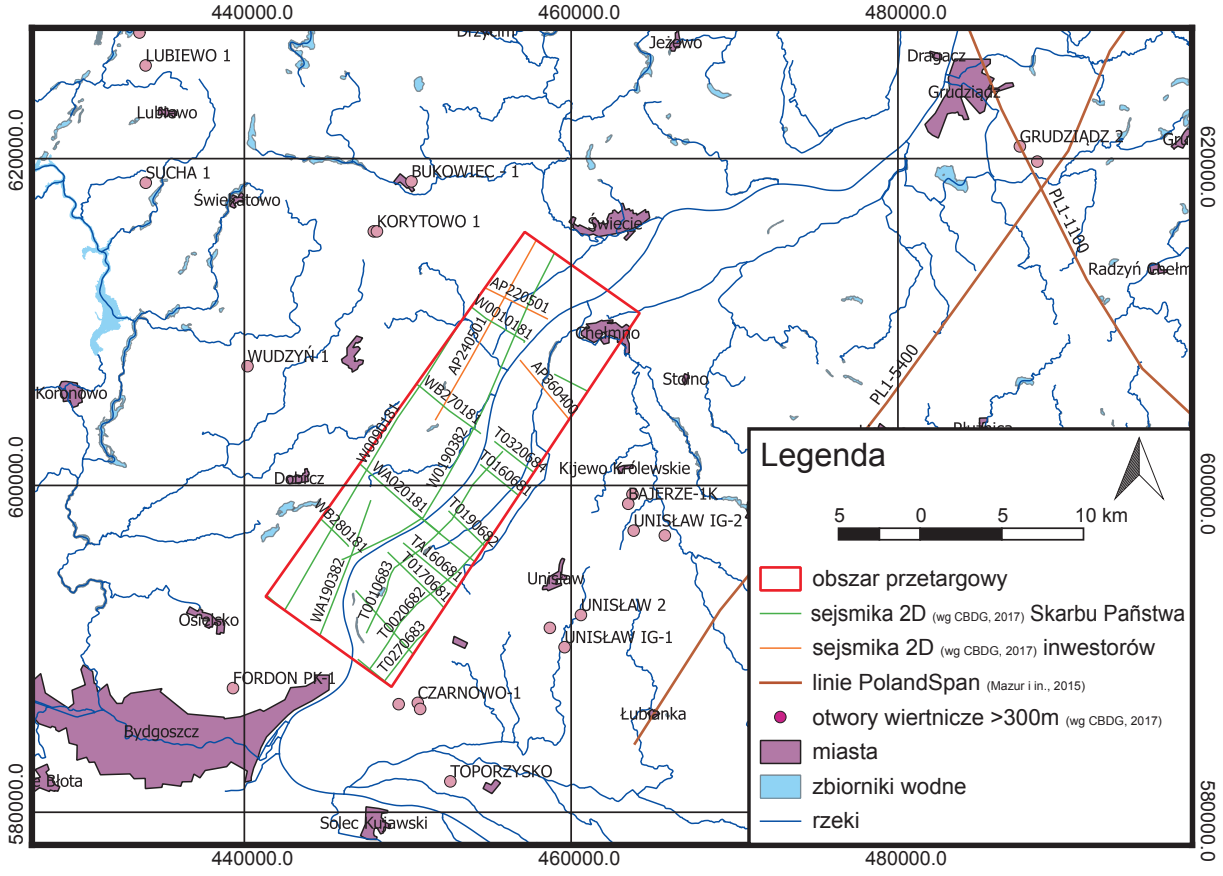


Fig. 6.2. Mapa lokalizacyjna danych sejsmicznych przyciętych do granic obszaru przetargowego „Chełmno"

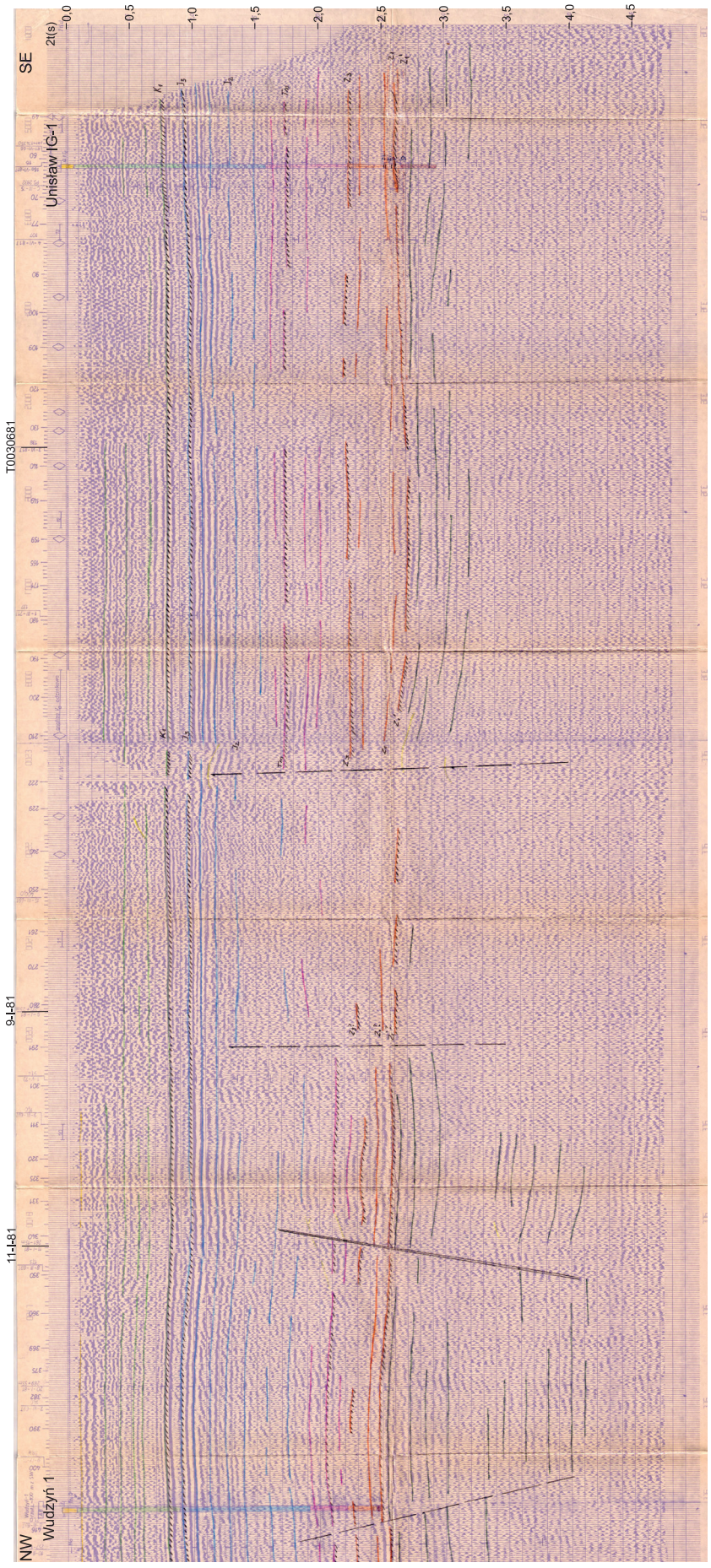


Fig. 6.3. Fragment czasowego profilu sejsmicznego W0020181 (połączonej z linii WA020181 i WB020181;Grzesik i in., 1982)

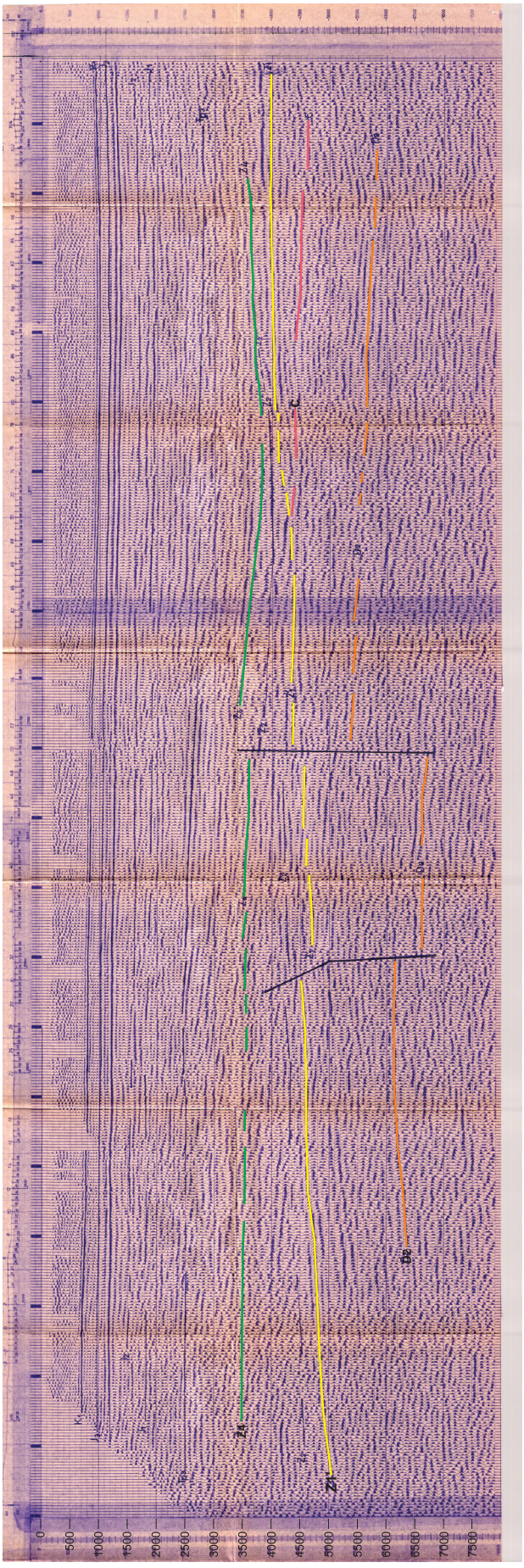


Fig. 6.4. Czasowy profil sejsmiczny T0010683 (Jurek i in., 1984)

linii WA020181 i WB20181, o przebiegu NW-SE, która przecina obszar w poprzek, łącząc ze sobą 4 linie o przebiegu SW-NE, m.in. profil T0010683 (Fig. 6.4, Jurek i in., 1984). Łączy ona również 2 otwory wiertnicze leżące poza granicami obszaru: Wudzyń 1 oraz Unisław IG 1.

Pomierzone linie sejsmiczne są zlokalizowane w przygranicznych częściach obszarów tematów sejsmicznych, których granice wyznacza m.in. rzeka Wisła płynąca przez rozpatrywany obszar. Skrajne fragmenty profili, jak również słabe pokrycie danymi obszarów wokół rzeki mogą implikować niedostateczny zasięg map powstałych na podstawie interpretacji danych sejsmicznych. Późniejszy reprocessing i reinterpretacja danych również nie objęły całego obszaru przetargowego w ramach jednego tematu. Na podstawie wyników badań terenów przyległych, gdzie stwierdzono występowanie struktur podniesionych, nie można wykluczyć ich obecności również na obszarze przetargowym.

Tab. 6.1. Zestawienie profili sejsmiki 2D wykonanych na obszarze „Chełmno”, nie krótszych niż 2 km

Nazwa	Rok	Temat	Rejon	Właściciel	Długość [km]
T0160681	1981	Unisław-Toruń	Unisław	Skarb Państwa	2,98
T0170681	1981	Unisław-Toruń	Unisław	Skarb Państwa	4,81
T0180681	1981	Unisław-Toruń	Unisław	Skarb Państwa	2,62
TA160681	1981	Unisław-Toruń	Unisław	Skarb Państwa	4,26
W0010181	1981	Bydgoszcz		Skarb Państwa	3,97
W0090181	1981	Bydgoszcz		Skarb Państwa	20,55
WA020181	1981	Bydgoszcz		Skarb Państwa	6,53
WB020181	1981	Bydgoszcz		Skarb Państwa	5,11
WB030181	1981	Bydgoszcz		Skarb Państwa	1,12
WB270181	1981	Bydgoszcz		Skarb Państwa	4,94
WB280181	1981	Bydgoszcz		Skarb Państwa	2,38
T0020682	1982	Unisław-Toruń	Unisław	Skarb Państwa	11,7
T0190682	1982	Unisław-Toruń	Unisław	Skarb Państwa	3,06
W0190382	1982	Bydgoszcz		Skarb Państwa	23,68
WA190382	1982	Bydgoszcz		Skarb Państwa	8,81
T0010683	1983	Unisław-Toruń	Unisław	Skarb Państwa	14,14
T0150683	1983	Unisław-Toruń	Unisław	Skarb Państwa	2,26
T0270683	1983	Unisław-Toruń	Unisław	Skarb Państwa	4,38
T0300683	1983	Unisław-Toruń	Unisław	Skarb Państwa	5,22
T0320684	1984	Rypin-Grudziądz	Toruń	Skarb Państwa	3,03
AP360400	2000	Pomerania	Tuchola	Apache	4,67
AP220501	2001	Pomerania	Tuchola	Apache	4,26
AP240501	2001	Pomerania	Tuchola	Apache	12,59
					Suma:
				Skarb Państwa	135,55
				Inwestor	21,52

7. BADANIA GRAWIMETRYCZNE i MAGNETYCZNE

7.1. GRAWIMETRIA

W okresie powojennym na obszarze przetargowym „Chełmno", a także na obszarach przyległych, w różnych latach prowadzone były regionalne, półszczegółowe i szczegółowe badania grawimetryczne. Większość prac grawimetrycznych zrealizowanych na początku lat 60. ubiegłego stulecia, z uwagi na niską – jak na współczesne wymagania – dokładność pomiarów oraz sposób redukcji w oparciu o rzędne stanowisk odczytywane z dostępnych map topograficznych, ma już jedynie znaczenie historyczne. Zostały one zastąpione grawimetrycznym zdjęciem półszczegółowym o zagęszczeniu 1,5-4,0 pkt/km^2. Redukcję pomiarów oparto o rzędne punktów pomiarowych wyznaczonych na podstawie bezpośrednich pomiarów w terenie metodą niwelacji technicznej.

Dane grawimetryczne ze zdjęć półszczegółowych

W latach 1976 - 1992 Państwowy Instytut Geologiczny we współpracy z Przedsiębiorstwem Badań Geofizycznych zrealizował obszerny program ,,Mapa grawimetryczna Polski w skali 1:200 000" oparty głównie na wynikach zdjęcia półszczegółowego. Tam, gdzie były wykonane zdjęcia szczegółowe, wybrano punkty reprezentatywne w ilości do 6 na 1 km^2. Współrzędne punktów pomiarowych zostały wyznaczone w układzie Borowa Góra, a wartości anomalii Bouguera obliczone w systemie poczdamskim z przyśpieszeniem normalnym wg wzoru Helmerta z 1901 r. W wyniku realizacji tego programu powstał komputerowy bank danych grawimetrycznych, opracowano także mapy anomalii grawimetrycznych w skalach 1:200 000 i 1:50 000 i opublikowano mapy w skali 1:200 000. Obszar przetargowy „Chełmno" jest położony głównie na arkuszu 27 - Toruń (Soćko i Szczypa, 1980), chociaż północnym fragmentem wkracza na arkusz 17 - Grudziądz (Soćko i Szczypa, 1979) „Mapy Grawimetrycznej Polski" w skali 1:200 000.

Stworzenie komputerowego banku danych grawimetrycznych umożliwiło opracowanie i opublikowanie „Atlasu grawimetrycznego Polski" (Królikowski i Petecki, 1995), w którym anomalie grawimetryczne zostały obliczone w nowym, międzynarodowym systemie grawimetrycznym IGSN 71 (International Gravity Standardization Net, 1971), z uwzględnieniem formuły Moritza na pole normalne dla elipsoidy odniesienia GRS 80 (Geodetic Reference System, 1980). Atlas zawiera mapy anomalii grawimetrycznych o charakterze przeglądowym w skalach 1:500 000 i 1:750 000. Dane pomiarowe zdjęcia półszczegółowego w nowym systemie grawimetrycznym są dostępne w CBDG w postaci cyfrowego banku danych. Współrzędne punktów pomiarowych są podane w układzie 1992, po ich transformacji z układu Borowa Góra. Zagęszczenie stanowisk grawimetrycznych pomiaru przyspieszenia siły ciężkości ze zdjęć półszczegółowych na obszarze przetargowym „Chełmno" ilustruje Fig. 7.1.

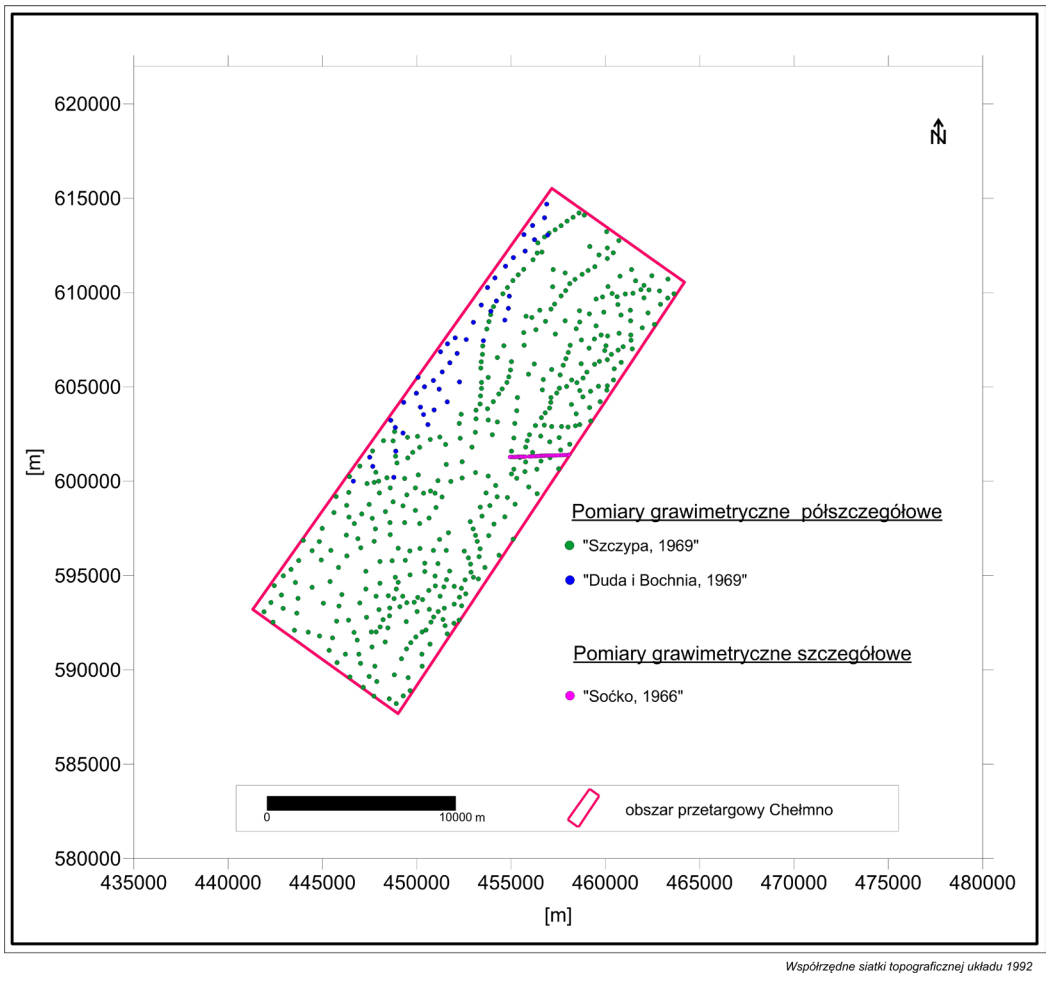


Fig. 7.1. Lokalizacja stanowisk grawimetrycznych z pomiarów półszczegółowych na obszarze przetargowym „Chełmno" (na podstawie danych CBDG, 2017)

W granicach obszaru znajduje się 498 punktów pomiarowych zdjęcia półszczegółowego zawartych w dwóch dokumentacjach badań grawimetrycznych rejonu synklinorium pomorskiego (Bochnia i Duda, 1969; Szczypa, 1969). Podstawowe źródło danych stanowi dokumentacja badań grawimetrycznych w rejonie synklinorium pomorskiego (Szczypa, 1969). Badania grawimetryczne wykonane zostały na zlecenie Zakładu Geologii Niżu i Zakładu Geofizyki Instytutu Geologicznego. Miały one na celu bardziej szczegółowe określenie kształtu i wielkości anomalii grawimetrycznych stwierdzonych zdjęciami regionalnymi. Pomiary wykonano grawimetrami typu Sharpe przy średnim zagęszczeniu 1,5 pkt/km^2. Średni błąd wyznaczenia anomalii Bouguera wyniósł 0,1 mGal. W wyniku przeprowadzonych badań opracowano dla całego obszaru mapy anomalii Bouguera dla zmiennej gęstości redukcji, w skali 1:50 000 i 1:200 000, a także mapy anomalii regionalnych i lokalnych wg metody Griffina. Wyniki badań uzupełniono przekrojami grawimetrycznymi.

Dodatkowo na obszarze przetargowym znajduje się 46 stanowisk pomiarowych z dokumentacji badań grawimetrycznych na temacie „Synklinorium pomorskie” wykonanych na zlecenie Zjednoczenia Górnictwa Naftowego (Bochnia i Duda, 1969). W opracowaniu tym omówiono i zebrano we wspólnej dokumentacji także sprawozdania obejmująca tematy: „Bobolice – Tuchola, 1968 - 69”, „Synklinorium pomorskie, 1967 - 68”, „Białogard - Koszalin - Bobolice, Antyklina Chojnic, 1962” oraz część przyległych tematów. Celem prac było otrzymanie jednolitego obrazu anomalii grawimetrycznych synklinorium pomorskiego.

Badania wykonano, zakładając najpierw sieć podstawową na każdym z wymienionych wyżej tematów archiwalnych, którą dowiązano do sieci wyższego rzędu, a następnie mierzono zdjęcie wypełniające. Średnie zagęszczenie punktów pomiarowych wynosiło 1,7 pkt/km^2. Pomiary grawimetryczne wykonywane były dwoma rodzajami grawimetrów: Askania Gs-11 oraz grawimetrami typu Sharpe. Jako podkładu topograficznego przy pracach polowych używano map topograficznych w skali 1:50 000 układu Borowa Góra. Określenie wysokości punktów pomiarowych prowadzono na podstawie niwelacji technicznej. Anomalie w redukcji Bouguera obliczono, wykorzystując wzór Helmerta na pole normalne z 1901 r. oraz przyjmując gęstość redukcji równą 2,0 g/cm^3. Błąd wyznaczenia anomalii oszacowano na 0,114 mGal. Wyniki pomiarów grawimetrycznych zostały przedstawione w postaci map anomalii siły ciężkości w redukcji Bouguera w skali 1:50 000 oraz w postaci arkusza zbiorczego w skali 1: 200 000. Interpretacji ilościowej, a także jakościowej na tym obszarze nie przeprowadzono, ze względu na olbrzymią powierzchnię i duży zakres prac obliczeniowych. Rozkład anomalii siły ciężkości w redukcji Bouguera oparty na danych półszczegółowych z zasobów CBDG w rejonie obszaru przetargowego Chełmno przedstawia Fig. 7.2.

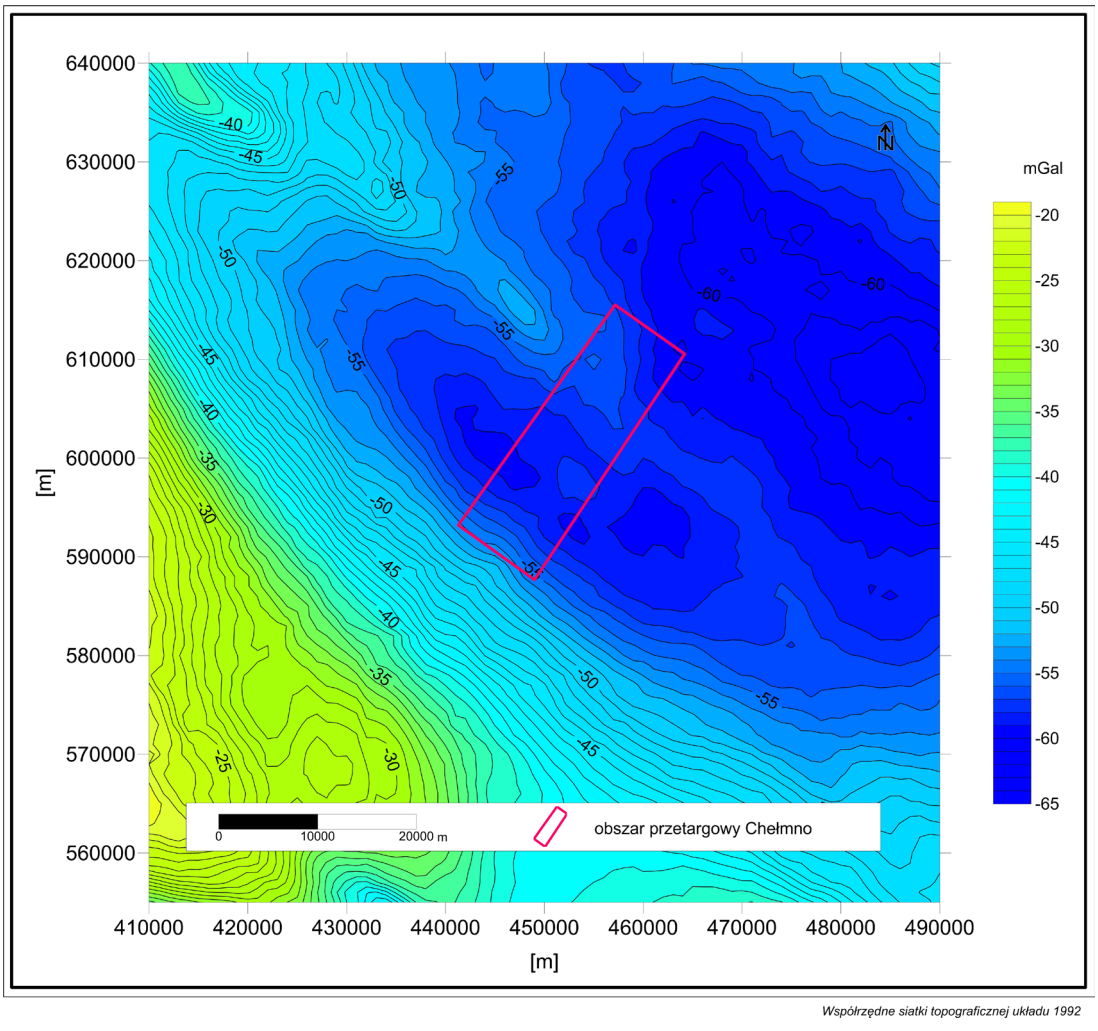


Fig. 7.2. Mapa anomalii grawimetrycznych w redukcji Bouguera w rejonie obszaru przetargowego „Chełmno” na podstawie danych zdjęcia półszczegółowego CBDG (Królikowski i Petecki, 1995)

Dane grawimetryczne o charakterze szczegółowym

Na obszarze przetargowym znajduje się 30 punktów pomiarowych o charakterze szczegółowym (Fig. 7.1) z dokumentacji profilowych badań grawimetrycznych Różnowo-Grzywno-Tuchola-Lubiki (Soćko, 1966). Prace wykonano z inicjatywy Zakładu Złóż Węgla Brunatnego i Zakładu Geofizyki Instytutu Geologicznego na profilach Różnowo-Grzywno i Tuchola-Lubiki. Prace miały charakter doświadczalny i prowadzone były pod kątem poszukiwań węgla brunatnego. Pomiary wykonano grawimetrem Sharpe na czterech profilach. Odległość między punktami pomiarowymi wynosiła 100 m. W obrębie obszaru przetargowego znajduje się fragment profilu nr 4 z rejonu Różnowo-Grzywno.

Dokumentacje grawimetryczne:

Bochnia, N., Duda, W. 1969. Dokumentacja półszczegółowych badań grawimetrycznych na obszarze „Synklinorium Pomorskiego" obejmująca tematy: Bobolice - Tuchola 1968 - 69", „Synklinorium Pomorskie 1967 - 68", „Białogard - Koszalin - Bobolice, Antyklina Chojnic 1962". Inw. 1538, Kat. 33/143, CAG PIG, Warszawa.

Królikowski, C., Petecki, Z. 1995. Atlas grawimetryczny Polski. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Soćko, A., 1966. Dokumentacja profilowych badań grawimetrycznych; temat: Różnowo - Grzywno - Tuchola - Lubiki; 1966 r. Inw. 1273, Kat. 3326/37, CAG PIG, Warszawa.

Soćko, A., Szczypa, S., 1979. Mapa grawimetryczna Polski, skala 1:200 000, arkusz 17 - Grudziądz, 1977 – 1978. Kat. N34-XIX/4, CAG PIG, Warszawa.

Soćko, A., Szczypa, S. 1980. Mapa grawimetryczna Polski, skala 1:200 000, arkusz 27 - Toruń 1979. Kat. N34-XXV/6, CAG PIG, Warszawa.

Szczypa, S. 1969. Dokumentacja półszczegółowych badań grawimetrycznych. Temat: Synklinorium Pomorskie, 1967 – 1968. Inw. 40487, Kat. 3526/29, Kat. 3526/88, CAG PIG, Warszawa.

7.2. MAGNETYKA

W rejonie obszaru przetargowego „Chełmno" zostały wykonane pomiary magnetyczne pionowej składowej „z" o charakterze regionalnym, z niewielkim zagęszczeniem punktami pomiarowymi oraz względnie małej dokładności. Wyniki tego typu badań z Polski zostały ujednolicone, sprowadzone do jednolitego poziomu i epoki i opublikowane w postaci mapy anomalii magnetycznych ΔZ w skali 1:200 000 (Karaczun M. i Karaczun K., 1978) i w skali 1:500 000 (Karaczun K. i in., 1978). To mało dokładne zdjęcie magnetyczne zostało zastąpione pomiarami całkowitego pola magnetycznego T w wyniku realizacji półszczegółowego zdjęcia magnetycznego Polski. Dane magnetyczne zdjęcia powierzchniowego T na obszarze „Chełmno" pochodzą z jednego dużego tematu „Polska za-

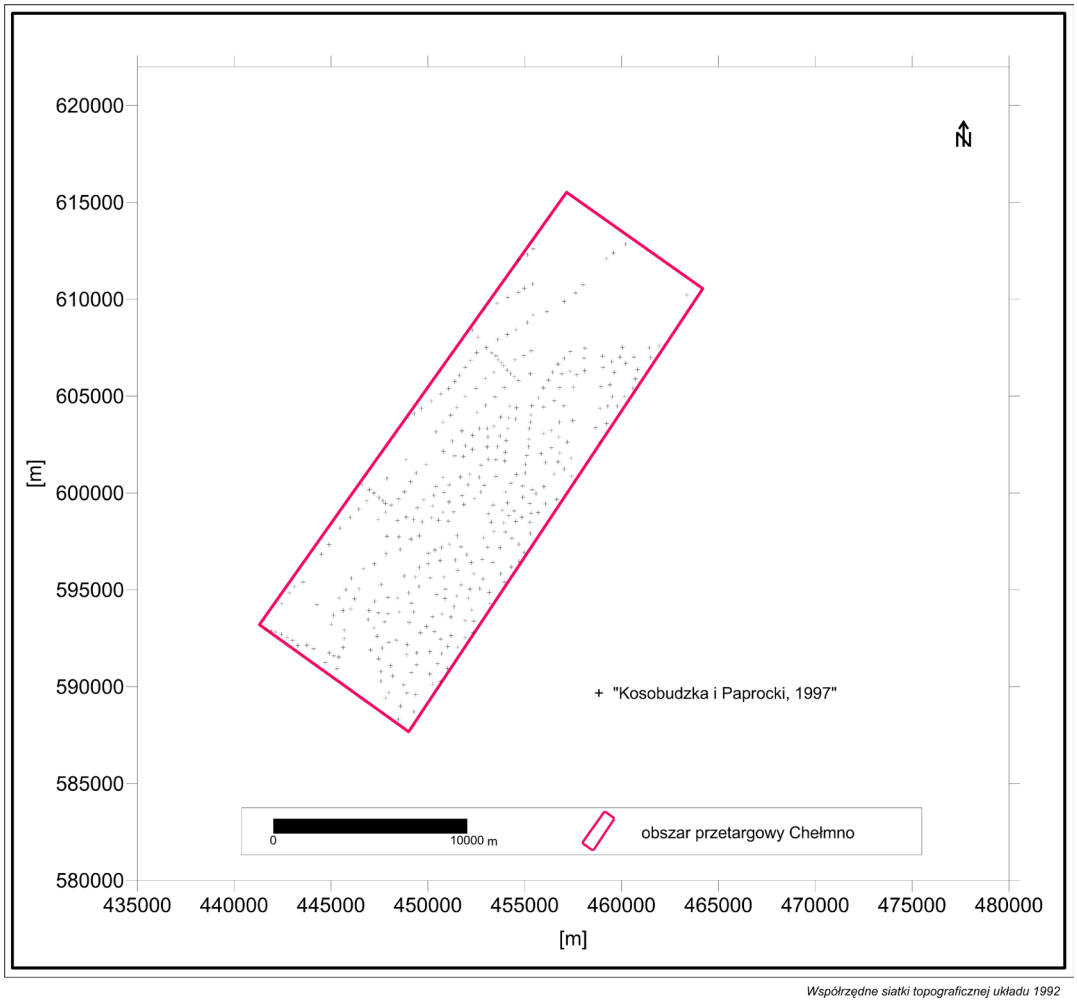


Fig. 7.3. Lokalizacja stanowisk pomiarowych modułu całkowitego wektora pola geomagnetycznego T na obszarze przetargowym „Chełmno" (na podstawie danych CBDG, 2017)

chodnia, centralna i południowo-wschodnia”, zrealizowanego w latach 1988-1996 (Kosobudzka i Paprocki, 1997). Badania wykonano na zamówienie Ministerstwa Środowiska, a sfinansowano w całości ze środków NFOŚiGW. Zarówno pomiary polowe, jak i prace dokumentujące wykonało Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych. Celem wykonanych półszczegółowych badań magnetycznych T było:

- uszczegółowienie obrazu pola magnetycznego rozpoznanego wcześniej zdjęciem regionalnym o rzadkim zagęszczeniu stanowisk pomiarowych i małej dokładności pomiarów,
- zgromadzenie danych magnetycznych w bazie komputerowej do dalszego ich przetwarzania dla potrzeb kompleksowej interpretacji geofizyczno-geologicznej ukierunkowanej przede wszystkim na rozpoznanie morfologii i tektoniki podłoża magnetycznie czynnego.

W trakcie realizacji tematu wykonywane były nowe pomiary, a także do tego i kolejnych tematów włączane były i ujednolicane istniejące dane z badań wcześniejszych. Pomiary modułu pola geomagnetycznego T wykonywane były dwiema metodami: tzw. klasyczną (na obszarach, na których nie występowały nienaturalne zakłócenia pola geomagnetycznego) oraz metodą różnicową (gradientową) na obszarach zakłóceń przemysłowych, w tym szczególnie w strefach przylegających do tras zelektryfikowanych linii kolejowych. Zdjęcie wykonano ze średnim zagęszczeniem punktów ok. 2 pkt/km^2. Średni błąd kwadratowy pojedynczego pomiaru wyniósł ±2 nT. Współrzędne punktów pomiarowych zostały wyznaczone w układzie 1942 z dokumentacyjnych map topograficznych w skali 1:50 000. Pomiary magnetyczne zostały zredukowane na epokę 1982.5 przy zastosowaniu międzynarodowego pola odniesienia DGRF (Definitive Geomagnetic Reference Field), opracowane zostały katalogi anomalii magnetycznych ΔT, utworzona została komputerowa baza danych magnetycznych, a wyniki badań udokumentowano na mapach anomalii magnetycznych dla arkuszy map w skali 1:50 000 oraz mapach zbiorczych w skali 1:200 000. Elementy anomalne ujawnione w rozkładzie anomalnego pola magnetycznego zostały scharakteryzowane i opisane wraz z podaniem możliwej ich genezy. Dane pomiarowe są dostępne w CBDG w postaci cyfrowego banku danych magnetycznych. Na obszarze przetargowym jest 380 stanowisk pomiarowych (Fig. 7.3).

W 2003 r. bazująca na w/w nowoczesnych pomiarach mapa magnetyczna Polski w skali 1:500 000 została opracowana do druku dla dwóch północnych ćwiartek (Petecki i in., 2003). Jej fragment przedstawiający mapę anomalii magnetycznych ΔT z rejonu Chełmno jest przedstawiony na Fig. 7.4.

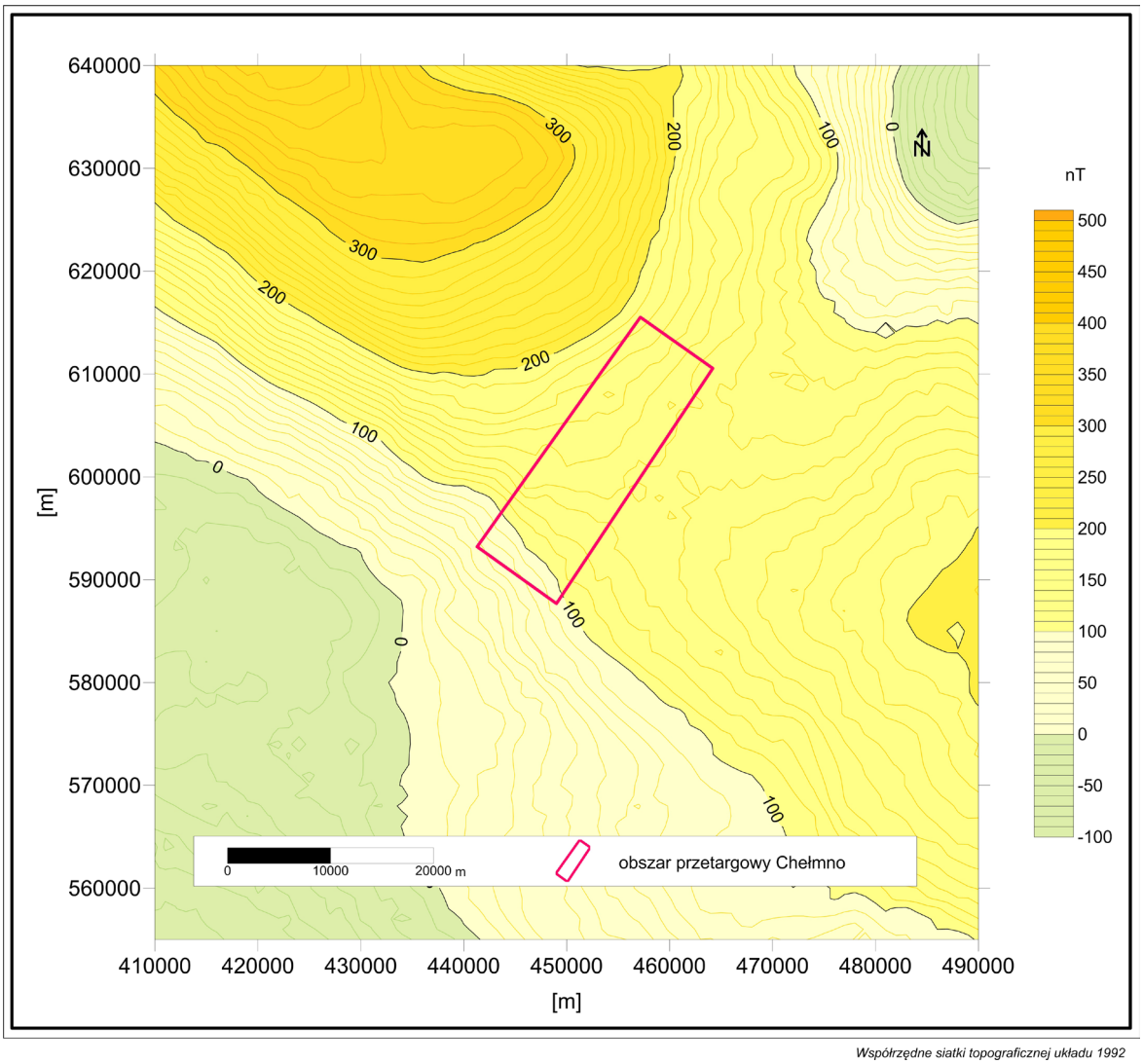


Fig. 7.4. Mapa anomalii modułu całkowitego pola geomagnetycznego T w rejonie obszaru przetargowego „Chełmno” (Petecki i in., 2003)

Dokumentacje magnetyczne:

Karaczun, K., Karaczun, M., Bilińska, M. Uhrynowski, A. 1978. Mapa magnetyczna Polski. Anomalie składowej „Z" magnetyzmu ziemskiego, 1:500 000. Wyd. Geol., Warszawa.

Karaczun, M., Karaczun, K. 1978. Mapa magnetyczna Polski. Anomalie składowej pionowej „Z" magnetyzmu ziemskiego, 1:200 000. Wyd. Geol., Warszawa.

Kosobudzka, I., Paprocki, A. 1997. Półszczegółowe badania magnetyczne T Polski zachodniej, centralnej i południowo-wschodniej, 1996–1997. Inw. 812/98, Inw. 338/98, CAG PIG, Warszawa.

Petecki, Z., Polechońska, O., Cieśla, E., Wybraniec, S. 2003. Mapa magnetyczna Polski. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

8. OCENA PERSPEKTYWICZNOŚCI

Obszar przetargowy „Chełmno" wyznaczony został w obrębie pomorskiej prowincji naftowej i zajmuje fragmenty bloków koncesyjnych o numerach 129 i 149. Jest zlokalizowany na granicy platformy paleozoicznej z zachodnim skłonem platformy wschodnioeuropejskiej (rozdział 2).

Perspektywy poszukiwawcze obszaru „Chełmno" są związane głównie z utworami cechsztynu, czerwonego spągowca oraz dewonu (rozdziały 2 i 3).

Omawiany obszar nie był jak dotąd badany wiertniczo, a rozpoznanie sejsmiczne ograniczyło się do wykonania 157 km profili sejsmicznych 2D, przeważnie w latach 80. ubiegłego wieku (rozdziały 4 i 6).

W odległości ok. 10 km w kierunku SE od omawianego obszaru w latach 1980 – 1982 odwiercono otwór Unisław IG 1. Otwór przewiercił kompleks czerwonego spągowca o miąższości 53,4 m i kompleks utworów dewonu o miąższości 759 m. W trakcie wiercenia w profilu czerwonego spągowca, w interwale 4545,0-4561,0 m, stwierdzono silne zgazowanie płuczki gazem palnym. Po opróbowaniu uzyskano gaz palny pod dużym ciśnieniem – 52,3 MPa (823 at.). Gaz zawierał 53% CH_4 i nie zawierał H_2S. Na głębokości 4803 m w trakcie przewiercania węglanowych utworów dewonu obserwowano zgazowanie i ślady ropy na powierzchni płuczki. W wyniku opróbowania interwału 4772,0-4837,0 m otrzymano ślady zgazowanej ropy naftowej, ciśnienie złożowe wynosiło 1000 at. Odcinek ten był częściowo rdzeniowany w spągu interwału, opisano iłowce margliste z soczewkami wapieni bez śladów ropy naftowej. W interwale 5000,0-5333,0 m, w osadach franu i żywetu, stwierdzono liczne objawy bituminów pod lampą Wooda oraz wysięki i przemazy ropy naftowej w pociętych żyłami kalcytu wapieniach koralowcowych, przewarstwionych pojedynczymi wkładkami piaszczystymi franu i żywetu. Najciekawsze z licznych objawów to interwał 5220,0-5229,0 m (9 m), w którym podczas wiercenia notowano zgazowanie płuczki, jednak interwał ten nie był próbowany z powodów technicznych.

Liczne objawy i ślady węglowodorów notowano podczas wiercenia otworu Unisław 2 wykonanego pomiędzy marcem 1983 a marcem 1984 roku. Otwór przewiercił utwory permu o miąższości 598,0 m, w tym 36 m czerwonego spągowca. Następnie przewiercono pakiet o miąższości 613,0 m zawierający skały przyporządkowane do dewonu: 4372,5 – 4447,5 m (75,5 m) fran, 4447,5 – 4985,0 m (537,5 m) famen. W czasie wiercenia notowano ślady węglowodorów na aparaturze gazowej w interwale 4562,0 – 4598,0 m (C1 = 1,51%) oraz punktowe ślady ropy, na głębokości 4700,0 m (C1 = 4,5%). Wykonano także próbę rurowym próbnikiem złoża obejmującą utwory wapienia cechsztyńskiego i czerwonego spągowca w interwale 4321,0 – 4359,0 m. Należy zaznaczyć, że interwał ten został przewiercony przy użyciu ciężkiej płuczki solno-barytowej o cwł = 1,89 g/cm^3. W wyniku przeprowadzonej próby uzyskano przypływ 1167 l solanki słabo zgazowanej gazem palnym o cwł = 1,19 g/cm^3. Gaz wg analizy laboratoryjnej był gazem bezgazolinowo-azotowo-helowym.

W latach 1983–86 wykonano kolejny otwór – Unisław IG 2. Otwór przewiercił 14,5 m czerwonego spągowca i kompleks o miąższości 1218,5 m reprezentujący utwory dewonu. W trakcie wiercenia wykonano opróbowanie interwału 4097,3-4141,0 m, obejmującego wapienie „gruzłowe" zakwalifikowane do dewonu górnego. Zły stan techniczny otworu spowodował decyzję o przeprowadzeniu próby jednocyklowej (jednocyklowe odcięcie przypływu), czas oczekiwania na przypływ wynosił 13,7 min, ciśnienie wgłębne podczas próby wynosiło 42,3 MPa, czas oczekiwania na odbudowę ciśnienia wynosił 89,1 min i po tym czasie ciśnienie odbudowało się do wartości początkowej, a nawet ją przewyższyło, osiągając wartość 45,2 MPa. Depresja opróbowania wyniosła 7%, czyli zbyt mało, aby wywołać przypływ. Wynik opróbowania (brak przypływu) mógł być spowodowany zbyt małą depresją opróbowania, a niekoniecznie brakiem przepuszczalności. Po zakończeniu wiercenia wykonano próbę w interwale 3876,0-4211,0 m w utworach dewonu górnego i czerwonego spągowca. Próbę wykonano metodą jednocyklową z powodu złego stanu technicznego otworu, wywierając minimalną możliwą depresję czyli ok. 21% (6,2 MPa). W wyniku opróbowania nie otrzymano przypływu. Ciśnienie denne nie ustabilizowało się, uniemożliwiając określenie ciśnienia złożowego oraz gradientu ciśnienia.

W ostatnich latach (2013 – 2016) wykonano kilka otworów w strefie krawędzi platformy paleozoicznej i jej kontaktu ze skłonem platformy wschodnioeuropejskiej i uzyskano pozytywne wyniki złożowe w otworach Bajerze 1K (zlokalizowanym na południowy wschód od obszaru „Chełmno") oraz Tuchola 3 i Tuchola 4K (zlokalizowanych na północny zachód od obszaru „Chełmno").

Opisane wyniki wierceń nie potwierdzają bezpośrednio perspektywiczności obszaru „Chełmno", jednak wykazują perspektywiczność całej strefy krawędziowej w której usytuowano obszar proponowany do przetargu.

Ok 80 km na NW od granicy obszaru jest udokumentowane w utworach karbonu dolnego złoże gazu ziemnego „Wierzchowo". Pułapka dla złoża jest podniesieniem powstałym w skrzydle wiszącym dyslokacji o przebiegu NW-SE. Gaz ziemny w złożu tworzy akumulację o charakterze masywowym (Karnkowski, 1993). Poziom gazonośny występuje w interwale 2962,9 – 3160,0 m. Skałą zbiornikową są szare, spękane wapienie oraz drobnoziarniste piaskowce z wkładkami mułowców. Złoże ma powierzchnię 2 km^2, a średnia miąższość serii złożowej osiąga 25 m. Średnie wartości porowatości efektywnej wynoszą 7,5%, a przepuszczalności 1,25 mD (rozdział 4).

Podsumowując, według obecnego stanu rozpoznania obszaru nie można wykluczyć odkrycia i udokumentowania konwencjonalnych złóż węglowodorów w obrębie utworów dolomitu głównego, stropowej partii utworów czerwonego spągowca lub w głębszej części profilu tych utworów. Jednak za najbardziej perspektywiczne dla odkrycia nowych złóż wydają się być utwory dewonu. Można spodziewać się pułapek strukturalno-tektonicznych, a także litologicznych i mieszanych. Głębokość minimalna otworów poszukiwawczych może osiągać 3700 m, a w zależności od położenia punktu może przekroczyć 5000 m (rozdział 2).

Minimalny zakres prac

Proponowany minimalny zakres prac, który umożliwi rozpoznanie perspektywiczności występowania węglowodorów i ewentualne udokumentowanie złoża, obejmuje następujące etapy:

1. Reprocessing, integrację oraz reinterpretację archiwalnych danych sejsmicznych i otworowych,
2. Wykonanie sejsmiki 2D długości co najmniej 50 km (PW),
3. Wykonanie otworu poszukiwawczego o głębokości maksymalnej 5000 m TVD wraz z obligatoryjnym rdzeniowaniem interwałów perspektywicznych i pomiarami geofizycznymi umożliwiającymi analizę petrofizyczną litologii i nasycenia oraz bezpieczne wykonanie robót górniczych. W przypadku odkrycia, wykonanie testów i udostępnienie złoża.
4. Wykonanie analiz uzyskanych danych.

Podstawowe informacje o obszarze przetargowym „Chełmno” zebrano w formie karcie informacyjnej w Tab. 8.1.

Tab. 8.1. Karta informacyjna obszaru przetargowego „Chełmno”

Dane koncesji	**Nazwa obszaru:**	„CHEŁMNO”
	Lokalizacja:	Na lądzie Arkusze mapy topograficznej w skali 1:50 000: Chełmno 243, Żołędowo 280, Unisław 281, Bydgoszcz Wschód 319 Fragmenty bloków koncesyjnych nr: 129 i 149 Położenie administracyjne: województwo kujawsko-pomorskie: powiat bydgoski gmina: Dąbrowa Chełmińska (20,16%), Dobrcz (16,29%), Osielsko (2,18%) powiat Bydgoszcz: gmina: Bydgoszcz (1,71%) powiat chełmiński: gmina: Chełmno (gm. m.; 4,40%), Chełmno (15,01%), Kijewo Królewskie (1,53%), Unisław (6,20%) powiat świecki: gmina: Pruszcz (14,61%), Świecie (17,89%)
	Typ:	poszukiwanie i rozpoznawanie złóż węglowodorów oraz wydobywanie węglowodorów ze złóż
	Czas obowiązywania:	koncesja na 10 lat w tym: faza poszukiwawczo - rozpoznawcza (5 lat), faza wydobywcza - po uzyskaniu decyzji inwestycyjnej
Udziały		Zwycięzca przetargu 100%
Powierzchnia [km^2]		248,22
Rodzaj złoża		konwencjonalne złoża gazu ziemnego i ropy naftowej w utworach dewonu, karbonu i permu (czerwonego spągowca i dolomitu głównego)
Piętra strukturalne		kenozoiczne permsko-mezozoiczne paleozoiczne (waryscyjskie)
Systemy naftowe		I – ordowicko-sylursko-dewoński (i/lub karboński) II – karbońsko-permski III – permski (dolomit główny)
Skały zbiornikowe		I – dewon (i/lub karbon) - piaskowce II – piaskowce karbonu i czerwonego spągowca III – utwory węglanowe dolomitu głównego
Skały macierzyste		I – ordowik, sylur, dewon - iłowce i utwory węglanowe II – karbon (i/lub starsze podłoże) – iłowce, przewartwienia skał węglanowych wzbogacone w materię organiczną III – przewarstwienia skał bogatych w materię organiczną w dolomicie głównym
Skały uszczelniające		I – karbon i ewaporaty cechsztynu II – ewaporaty cechsztynu III – ewaporaty cechsztynu
Miąższość nadkładu		I > 3900 m II > 3800 m III > 3600 m
Typ pułapki		I, II, III – stratygraficzne, strukturalne

Złoża rozpoznane w pobliżu	Brzozówka (RN) wydobycie kumulacyjne (12 lat) ropy naftowej 36,396 tys. ton, gazu ziemnego 9,797 mln m^3 produkcja w 2016 r.: brak, złoże skreślone z ewidencji zasobów Pierwotne zasoby wydobywalne w 1991 r.: 26,86 tys. ton ropy naftowej i 8,22 mln m^3 gazu ziemnego Wierzchowo (GZ) wydobycie kumulacyjne 514,02 mln m^3 (42 lata), produkcja w 2016 r.: brak zasoby wydobywalne bilansowe w 2016 r.: 10,78 mln m^3 gazu ziemnego zasoby przemysłowe w 2016 r.: 10,69 mln m^3 gazu ziemnego
Zrealizowane zdjęcia sejsmiczne, rejon (właściciel)	1981-1983 – Unisław-Toruń – 10 profili (Skarb Państwa) 1981-1982 – Bydgoszcz – 9 profili (Skarb Państwa) 1984 – Rypin-Grudziądz – 1 profil (Skarb Państwa) 2000-2001 – Pomerania – 3 profile (Apache)
Otwory reperowe (MD)	Polskie Łąki PIG 1 (4 427,00 m) Unisław IG 1 (5 355,00 m) Unisław IG 2 (5 120,00 m) Unisław 2 (4 985,00 m) Unisław 4 (4 790,00 m) Wałdowo Królewskie 1 (5 433,00 m) Wudzyń 1 (4 198,00 m)
Proponowany minimalny program prac fazy poszukiwawczo- rozpoznawczej	Etap I czas trwania: 12 miesięcy zakres: reprocessing, integracja oraz reinterpretacja archiwalnych danych sejsmicznych i otworowych Etap II czas trwania: 12 miesięcy zakres: wykonanie sejsmiki 2D o długości co najmniej 50 km (PW) Etap III czas trwania: 24 miesiące zakres: wykonanie otworu poszukiwawczego o głębokości maksymalnej 5000 m TVD wraz z obligatoryjnym rdzeniowaniem interwałów perspektywicznych i pomiarami geofizycznymi umożliwiającymi analizę petrofizyczną litologii i nasycenia oraz bezpieczne wykonanie robót górniczych. W przypadku odkrycia wykonanie testów i udostępnienie złoża. Etap IV czas trwania: 12 miesięcy zakres: wykonanie analiz uzyskanych danych

9. SPIS LITERATURY

Aagaard, P., Jahren, J. S., Harstad, A. O., Nilsen, O., Ramm, M. 2000. Formation of grain-coating chlorite in sandstones. Laboratory synthesized vs. natural occurrences. *Clay Minerals*, **35**, 261 – 269.

Aleksandrowski, P. 2017. Prowincje tektoniczne Polski 1:5 000 000. W: J. Nawrocki., A. Becker (red.). Atlas Geologiczny Polski. PIG-PIB. Warszawa

Aleksandrowski, P., Buła, Z. 2017. Struktury późnopaleozoiczne (waryscyjskie) 1:5 000 000. W: J. Nawrocki, A. Becker (red.). Atlas Geologiczny Polski. PIG-PIB. Warszawa

Aleksandrowski, P., Mazur, S. 2017. Główne rysy tektoniki Polski w nowym atlasie Państwowego Instytutu Geologicznego: skąd takie rozwiązania i czy dają się obronić? *Przegląd Geologiczny*, **65** (12), 1499 – 1510.

Antonowicz, L., Iwanowska, E., Jamrozik, J., Nowicka, A. 1993. Pochylone bloki/półrowy podłoża permu na obszarze antyklinorium i synklinorium pomorskiego - implikacje dla poszukiwań naftowych. *Przegląd Geologiczny*, **41** (2), 71–74.

Antonowicz, L., Iwanowska, E., Rendak, A. 1994. Tensional tectonics in the Pomeranian section of the T-T Zone and the implications for hydrocarbon exploration. *Geological Quarterly*, **38** (2), 289–306.

Bachleda-Curuś, T., Burzewski, W., Halat, Z., Semyrka, R. 1996. Hydrocarbon generation potential of sedimentary formations in the Western Pomerania. *Oil and Gas News*, **6**, 163–170.

Bahranowski, K., Protas, A., Gaweł, A. Górniak, K. Ratajczak, T., Szydłak, T., 2007. Black shales of the Lower Carboniferous: source rocks of bitumen accumulations in the Western Pomerania area. *Prz. Geol.*, **55**, 281–282.

Binder, I., Sikorski, B. 1992. Dokumentacja geologiczna złoża ropy naftowej Brzozówka. Inw. 709/92, CAG PIG, Warszawa.

Bochnia, N., Duda, W. 1969. Dokumentacja półszczegółowych badań grawimetrycznych. na obszarze „Synklinorium Pomorskiego" obejmująca tematy: Bobolice - Tuchola 1968 - 69", „Synklinorium Pomorskie 1967 - 68", „Białogard - Koszalin - Bobolice, Antyklina Chojnic 1962". Inw. 1538, Kat. 33/143, CAG PIG, Warszawa.

Bojarski, L., Marek, S., Raczyńska, A., 1981. Gaz ziemny o największym w Polsce ciśnieniu złożowym. *Przegląd Geologiczny*, **29**, 227–229.

Botor, D. 2006. Jednowymiarowe modelowania procesów generowania węglowodorów. W: Zasoby prognostyczne, nieodkryty potencjał gazu ziemnego w utworach czerwonego spągowca i wapienia cechsztyńskiego w Polsce (red. W. Górecki). Arch. ZSE-AGH Kraków.

Botor, D. 2011. Modelowania 1-D procesów generowania gazu ziemnego w utworach karbońskich w głębokiej części polskiego basenu czerwonego spągowca. *Geologia*, **37**, 503–516.

Botor, D., Papiernik, B., Maćkowski, T., Reicher, B., Kosakowski, P., Machowski, G., Górecki, W. 2013. Gas generation in Carboniferous source rocks of the Variscan foreland basin: implications for a charge history of Rotliegend deposits with natural gases. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **83**, 353–383.

Brzeżański, A. 1986. Opracowanie pomiarów średnich prędkości w odwiercie Unisław IG-2. Kat. U21VS, CAG PIG, Warszawa.

Bukowicki, J. 1973. Sprawozdanie z pomiarów średnich prędkości w odwiercie Wudzyń 1. Kat. W134VS, CAG PIG, Warszawa.

Buniak, A., Mikołajewski, Z., Protas, A. 1999. Depositional environment and petrology of Rotliegend deposits from the Unisław – Wałdowo Królewskie region. *Geologos*, **4**, 5 – 27.

Burzewski, W., Górecki, W., Maćkowski, T., Papiernik, B., Reicher, B. 2009. Zasoby prognostyczne-nieodkryty potencjał gazu ziemnego w polskim basenie czerwonego spągowca. *Geologia*, **35**, 123 – 128.

Butrymowicz, N. 1981a. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Chełmno. WG Warszawa.

Butrymowicz, N. 1981b. Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Chełmno. WG Warszawa.

CBDG, 2017. Centralna Baza Danych Geologicznych. Otwory wiertnicze, parametry geofizyczne, dane analityczne; http://baza.pgi.gov.pl

Choquette, P. W., Pray, L. C. 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG Bull.,* **54**, 207 – 220.

Czaja, E. 1992. Opracowanie pomiarów średnich prędkości w odwiercie Wałdowo Królewskie 1. Kat. W4VS, CAG PIG, Warszawa.

Dadlez, J. 1985. Wzorcowe profile mikrofacjalno-petrograficzne dewonu Pomorza - Unisław IG-1. Inw. 3627/402, CAG PIG, Warszawa

Dadlez, J., Dadlez, R. 1986. Transgresja późnodewońska w profilu Unisławia. *Kwartalnik Geologiczny*, **30** (3), 445 – 472.

Dadlez, R. 1969. Stratygrafia liasu w Polsce Zachodniej. *Prace PIG,* **57,** 1 – 92.

Dadlez, R. (red.) 1976a. Perm i mezozoik niecki pomorskiej. *Prace Inst. Geol.,* **79**, Warszawa.

Dadlez, R. 1976b. Retyk i lias (+najniższa jura środkowa?). *W*: R. Dadlez (red.), Perm i mezozoik niecki pomorskiej. *Prace Instytutu Geologicznego* **LXXIX**: 64 – 71.

Dadlez, R. 1978. Podpermskie kompleksy skalne w strefie Koszalin–Chojnice. *Kwartalnik Geologiczny*, **22** (2), 269–301.

Dadlez, R. 1980. Tektonika wału pomorskiego. *Kwartalnik Geologiczny*, **24** (4), 741 – 767.

Dadlez, R. 1997. Epicontinental basins in Poland: Devonian to Cretaceous — Relationship between the crystalline basement and sedimentary infill. *Geological Quarterly*, **41**, 419–432.

Dadlez, R. (red.) 1998. Mapa tektoniczna kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na Niżu Polskim, 1:500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Dadlez, R. 2000. Pomeranian Caledonides (NW Poland), fifty years of controversies: a review and a new concept. *Geol. Quart.,* **44** (3), 221–236.

Dadlez, R. 2001. Przekroje geologiczne przez bruzdę śródpolską. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Dadlez, R. 2006. The Polish Basin – relationship between the crystalline, consolidated and sedimentary crust a review and a new concept. *Geological Quarterly*, **44** (3), 221– 236.

Dadlez, R., Dembowska, J. 1965. Budowa geologiczna parantyklinorium pomorskiego. *Prace IG*, **XL**.

Dadlez, R., Marek, S. 1983. Tektonika. Kompleks cechsztyńsko-mezozoiczny. *W*: Budowa geologiczna niecki warszawskiej (płockiej) i jej podłoża. *Prace IG*, **CIII**,216 – 221.

Dadlez, R., Narkiewicz, M., Pokorski, J., Wagner, R. 1998. Historia subsydencji a uwarunkowania tektoniczne rozwoju bruzdy śródpolskiej w późnym permie i mezozoiku. W: M. Narkiewicz (red.) Analiza basenów sedymentacyjnych Niżu Polskiego. *Pr. Państ. Inst. Geol.* **165**, 47 – 56.

Dadlez, R. Marek, S., Pokorski, J. (red.) 2000. Mapa geologiczna Polski bez utworów kenozoiku,1:1000 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Dayczak-Calikowska, K. 1976. Jura środkowa (bez części najniższej). *W:* Perm i mezozoik niecki pomorskiej. *Prace IG,* **LXXIX**: 71 – 78.

Dayczak-Calikowska, K. 1977. Baton górny i kelowej w północno-zachodniej Polsce. *Prace IG,* **LXXXIV**, 1 – 69.

Dayczak-Calikowska, K. 1987. Stratygrafia i rozwój sedymentacji. Jura środkowa. *W*: Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża. *Prace IG*, **CXIX,** 116 – 123.

Dayczak-Calikowska, K., Moryc, W. 1988. Rozwój basenu sedymentacyjnego i paleotektonika jury środkowej na obszarze Polski. *Kwart. Geol.*, **32** (1), 117 – 136.

Dąbrowski, S., Pawlak, A., Straburzyńska – Janiszewska, R. 2013. Dokumentacja hydrogeologiczna określająca warunki hydrogeologiczne w związku z ustanawianiem obszarów ochronnych Głównego Zbiornika Wód Podziemnych nr 140 Subzbiornik Bydgoszcz, Hydroconsult Sp. z o.o., Poznań.

Dembowska, J. 1959. Zarys stratygrafii liasu i doggeru okolicy Szubina. *Przegląd Geologiczny* **6**, 265 – 268.

Dembowska, J. 1979. Systematyzowanie litostratygrafii jury górnej w Polsce północnej i środkowej. *Kwart. Geol.* **23** (3), 617 – 630.

Dembowska, J. 1983. Stratygrafia i paleogeografia. Jura górna. *W*: Budowa geologiczna niecki warszawskiej (płockiej) i jej podłoża. *Prace IG*, **CIII,** 148 – 161.

Dobkowska, A., Nowakowska, M., Starościak, A. 2011. Dokumentacja hydrogeologiczna określająca warunki hydrogeologiczne w związku z ustanawianiem obszarów ochronnych Głównego Zbiornika Wód Podziemnych nr 131 Chełmno, SEGI-AT Sp. z o.o.Warszawa.

Feldman-Olszewska, A. 1997a. Depositional systems and cyclicity in the intracratonic Early Jurassic basin in Poland. *Geol. Quart*. **41** (4), 475 – 490.

Feldman-Olszewska, A. 1997b. Depositional architecture of the Polish epicontinental Middle Jurassic basin. *Geol. Quart.* **41** (4), 491 – 508.

Feldman-Olszewska, A. 1998a - Paleogeografia wczesnego hetangu – późnego toarsu. *W*: R. Dadlez, S. Marek, J. Pokorski (red.), Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce.1 : 2 500 000. Plansza 29-36. Warszawa.

Feldman-Olszewska, A. 1998b. Early Aalenian – Callovian Palaeogeography. W: R. Dadlez, S. Marek, J. Pokorski (red.), Palaeogeographical atlas of the epikontinental permian and mesozoic in Poland 1 : 2 500 000. Plates 37-48. Warszawa.

Feldman-Olszewska, A. 2007a. Litologia i stratygrafia utworów jury dolnej. W: H. Matyja (red.), Polskie Łąki PIG 1. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego* **122**: 88 – 89.

Feldman-Olszewska, A. 2007b. Litologia i stratygrafia utworów jury środkowej. W: H. Matyja (red.), Polskie Łąki PIG 1. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego* **122**: 89 – 91.

Feldman-Olszewska, A. 2007c. Jura środkowa. Wyniki badań litologicznych i stratygraficznych. W: A. Feldman-Olszewska (red.) Ciechocinek IG 2. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego* **117**: 52 – 54.

Feldman-Olszewska, A. 2018 (w druku). Jura górna. Wyniki badań litologicznych i stratygraficznych jury środkowej. W: H. Matyja i J. Iwańczuk (red.), Unisław IG 1. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*.

Franczyk, M. 1983. Stratygrafia i paleontologia. Retyk i jura dolna. W: Budowa geologiczna niecki warszawskiej (płockiej) i jej podłoża. Prace IG, **CIII:** 124 – 138.

Franczyk, M. 1987. Stratygrafia i rozwój sedymentacji. Jura dolna. *W*: Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża. *Prace IG*, **CXIX**: 111 – 116.

Gaupp, R., Batten, D. J. 1985. Maturation of organic matter in Cretaceous strata of the Northern Calcareous Alps. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, 157-175.

Glennie, K. W., Mudd, G. C., Nagtegaal, P. J. C. 1978. Depositional environment and diagenesis of Permian Rotliegendes sandstones in Leman Bank and Sole Pit areas of the UK southern North Sea. *Il Geol. Soc. Lond.*, **135**, 25 – 34.

Gondek, B. 1980. Geochemia n-alkanów występujących w skałach osadowych Niżu Polskiego. *Prace IG*, **47**, 1 – 43.

Górecka-Nowak, A. 2010. Palynological constraints on the age of the Carboniferous clastic succession of SW Poland (Fore-Sudetic area) based on miospore data. *Geol. Quart*, **51**(1), 39 – 56.

Grabowska, I. 1967. Orzeczenie na podstawie analizy sporowo-pyłkowej z 6 próbek z otworu wiertniczego Chełmno 15. Inw. 37898, CAG PIG, Warszawa.

Grabowska, I., Piwocki, M. 1975. Wiek i geneza iłów toruńskich w okolicy Torunia na podstawie obserwacji palinologicznych i litologicznych. *Biul. Inst. Geol.,* **284**, 41 – 72.

Grotek, I. 2005. Alteration of the coalification degree of the organic matter dispersed in the Carboniferous sediments along border of the East-European Craton in Poland. *Biul. Państw. Inst. Geol.,* **413**, 5–80.

Grotek, I. 2006. Thermal maturity of organic matter from the sedimentary cover deposits from Pomeranian part of the TESZ. *Prace Państw. Inst. Geol.,* **186**, 253–269.

Grotek, I. 2007. Charakterystyka petrograficzna oraz dojrzałość termiczna materii organicznej rozproszonej w osadach mezozoiku i paleozoiku. W: H. Matyja (red.), Polskie Łąki PIG 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, **122**, 118 – 125.

Grotek, I. 2018 (w przygotowaniu do druku). Charakterystyka petrograficzna oraz dojrzałość termiczna materii organicznej rozproszonej w osadach górnego dewonu i permu. W: H. Matyja i J. Iwańczuk (red.), Unisław IG-1. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*.

Grzesik, H. Kwiatkowska, L., Starańska, B., 1982. Dokumentacja badań sejsmicznych refleksyjnych temat: rejon Bydgoszczy, rok badań 1981. Inw. 43/195, CAG PIG, Warszawa

Gurwin, J., Janczarski, P., 2000. Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Bydgoszcz Wschód. Centralne Archiwum Geologiczne, Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Hancock, N. J. 1978. Possible causes of Rotliegend sandstone diagenesis in northern West Germany. *Il Geol. Soc. Lond.,* **135**, 35 – 40.

Hannes, A., Kuchciński, J. 1971. Dokumentacja geologiczna złoża gazu ziemnego Wierzchowo, woj. koszalińskie, pow. szczecinecki i koszaliński. Inw. 9033 CUG, CAG PIG, Warszawa.

Hisiniec, A. 2015. Report on sedimentary-petrographic analysis of thin-sections, edge concession [Raport z analiz sedymentologiczno-petrograficznych płytek cienkich z obszaru koncesji nr 52/2008/p Chojnice-Wilcze, 49/2008/p Bysław-Wudzyń, 50/2008/p Brda-Rzeczenica i 51/2008/p Unisław-Gronowo] [zakaz udostępniania i wglądu - informacja geologiczna pochodzi z bieżącego dokumentowania przebiegu robót geologicznych]. Inw. 3208/2017, CAG PIG, Warszawa.

Hoffmann, N., Pokorski, J., Lindert, W., Bachmann, H. 1997. Rotligend stratigraphy, paleogeography and facies in eastern part of the central European Basin. Proc. XIII Int. Congr. On Carboniferous-Permian, Kraków. *Pr. Państw. Inst. Geol.,* **157**, 75–86.

Hulboj, A., Kapuściński, J., Kubiczek, I., Niewiarowicz, J., Sierawska, M. 2013. Dokumentacja hydrogeologiczna ustalająca zasoby dyspozycyjne wód podziemnych zlewni Wdy i zlewni Mątawy. Inw. 1993/2014, CAG PIG, Warszawa

Janas, M. 2018 (w przygotowaniu do druku). Badania geochemiczne materii organicznej dewonu metodą Rock-Eval. W: H. Matyja i J. Iwańczuk (red.), Unisław IG-1. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*

Jarosiński, M. 2006. Recent tectonic stress field investigations in Poland: a state of the art. *Geol. Quart.*, **50** (3), 303 – 321.

Jarosiński, M. 2017. Współczesne naprężenia i przemieszczenia tektoniczne 1:5 000 000. W: J. Nawrocki, A. Becker (red.). Atlas Geologiczny Polski. PIG-PIB. Warszawa

Jaskowiak-Schoeneichowa, M. 1987. Kreda górna. W: A. Raczyńska (red.), Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża. *Pr. Inst. Geol.* **119**, 140 – 151.

Jaskowiak-Schoeneichowa, M., Krassowska, A. 1988. Paleomiąższości, litofacje i paleotektonika epikontynentalnej kredy górnej w Polsce. *Kwart. Geol.,* **32**(1), 177 – 198.

Jedynak, A., Mikołajczyk, M., Nowak, R., Sobczak, A., Rybak, P., Dobrzański, P., Zborowski, K., Szymańczuk, J., Piotrowska, K., Olejniczak, J., Hetman, P., Popiela, A. 2016. Dokumentacja hydrogeologiczna ustalająca zasoby dyspozycyjne wód podziemnych obszaru bilansowego: zlewni Osy i Fryby wraz z bezpośrednią zalewnią Wisły w rejonie Fordon-Świecie (Przedsiębiorstwo Geologiczne we Wrocławiu PROXIMA S. A., 2016)

Jurek, J., Krauze, H., Kunicka, W. 1984. Opracowanie badań sejsmicznych wykonanych na temacie Unisław – Toruń /rejon Unisław/ 1981-1983. Inw. 44/96, CAG PIG, Warszawa.

Karaczun, K., Karaczun, M., Bilińska, M., Uhrynowski, A. 1978. Mapa magnetyczna Polski. Anomalie składowej „Z" magnetyzmu ziemskiego, 1:500 000. Wyd. Geol., Warszawa.

Karaczun, M., Karaczun, K. 1978. Mapa magnetyczna Polski. Anomalie składowej pionowej „Z" magnetyzmu ziemskiego, 1:200 000. Wyd. Geol., Warszawa.

Karnkowski, P. 1993. Złoża ropy naftowej i gazu ziemnego w Polsce. Wydawnictwo Geosynoptyków Geos, Kraków, **2**, 1 – 214.

Karnkowski, P. H. 1987. Lithostratigraphy of the Rotliegend in Wielkopolska (Western Poland). *Geological Quarterly*, **31**, 643 – 672.

Karnkowski, P.H. 2008. Regionalizacja tektoniczna Polski – Niż Polski. *Przegląd Geologiczny*, **56** (10), 895 – 903.

Kiersnowski, H. 1997. Depositional development of the Polish Upper Rotliegend Basin and evolution of its sediment source areas. *Geological Quarterly*, **41** (4), 433 – 456.

Kiersnowski, H., Buniak, A. 2006. Evolution of the Rotliegend Basin of northwestern Poland. *Geological Quarterly*, **50** (1), 119–138.

Kiersnowski, H., Poprawa, P. 2010. Rozpoznanie basenów węglowodorowych Polski pod kątem możliwości występowania i zasobów oraz możliwości koncesjonowania poszukiwań niekonwencjonalnych złóż gazu ziemnego - etap I. Opracowanie archiwalne, Inw. 2439/2011 CAG PIG, Warszawa

Kiersnowski, H., Paul, J., Peryt, T. M., Smith, D. B. 1995. Facies, paleogeography, and sedimentary history of the Southern Permian Basin in Europe. W: P. A. Scholle, T. M. Peryt, D. S. Ulmer-Scholle (red.), The Permian of Northern Pangea. 119 – 136. Springer, Berlin, Heidelberg.

Kiersnowski, H., Buniak, A., Kuberska, M., Srokowska-Okońska, A. 2010. Występowanie gazu ziemnego zamkniętego w piaskowcach czerwonego spągowca Polski. *Przegląd Geologiczny,* **58** (4), 335 – 346.

Klecan, A. 1984. Opracowanie pomiarów średnich prędkości w odwiercie Unisław 2. Kat. U17VS, CAG PIG, Warszawa.

Klecan, A. 1990. Opracowanie pomiarów średnich prędkości w odwiercie Unisław 4. Kat. U18VS, CAG PIG, Warszawa.

Klecan, A., Kochel, F. 1973. Sejsmogramy syntetyczne i wyniki profilowania akustycznego prędkości. Opracowanie za okres od VI. 1972 r. do XII. 1973 r. [otwory: Krynica Morska-2, Młynary-1, Kościerzyna IG-1, Klosnowo IG-1, Wudzyń-1, Obrzycko-1, Babimost-1,4, Kargowa-1, Klenica-1, Wilcze-1, Ośno IG-2, Sulęcin-3, Siekierki Wielkie-1, Koło IG-4, Cykowo IG-1, Konary IG-1, Izdebno IG-1]. Inw. 44431, Kat. ObO/1447, CAG PIG, Warszawa.

Kleczkowski, A.S. (red.). 1990a. Mapa obszarów Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (GZWP) w Polsce, wymagających szczegółowej ochrony, 1:500 000. AGH. Kraków.

Kleczkowski, A.S. (red.). 1990b. Objaśnienia mapy obszarów Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony 1:500 000, IHiGI AGH w Krakowie.

Klimuszko, E. 2018 (w druku). Charakterystyka geochemiczna materii organicznej w osadach dewonu i permu. W: H. Matyja, J. Iwańczuk (red.), Unisław IG 1. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych PIG*.

Kłapciński, J. 1990. Wstępne wyniki opracowania stratygraficznego utworów podpermskich na podstawie szczątków flory i fauny w otworach: Białogard 9, Czarne 4, 5, Jarkow 2, 3, Paproć 19, Unisław 4. Kat. OPR/G/3478, Arch. PGNiG S.A., Warszawa.

Kłapciński, J., Muszer, J. 1993. Stratygrafia skał podłoża permu pomorza i monokliny przedsudeckiej w wybranych otworach wiertniczych na podstawie makroszczątków flory i fauny. Inw. 5387/2009, CAG PIG, Warszawa.

Kondracki, J. 2013. Geografia regionalna Polski. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.

Kosakowski, P., Kotarba, M.J., Pomorski, J., Wróbel, M., 2006. Hydrocarbon potential of the Carboniferous strata on the Kołobrzeg and Gryfice Blocks (north western Poland). 68th EAGE Conference & Exhibition in corporating SPE EUROPEC, 12–15 June, Vienna. Extended Abstracts CD ROM, Association of Geoscientists & Engineers, Vienna.

Kosobudzka, I., Paprocki, A. 1997. Półszczegółowe badania magnetyczne *T* Polski zachodniej, centralnej i południowo-wschodniej, 1996–1997. Inw. 812/98; Inw. 338/98, CAG PIG, Warszawa.

Kotarba, M., Wagner, R. 2007. Generation potential of the Zechstein Main Dolomite (Ca2) carbonates in Gorzów Wielkopolski-Międzychód-Lubiatów area: geological and geochemical approach to microbial-algal source rock. *Prz. Geol.*, **55**, 12/1, 1025 – 1036.

Kotarba, M. J., Kowalski, A., Więcław, D. 1994. Nowa metoda obliczeń wskaźnika CPI i wykorzystanie badań dystrybucji n-alkanów i izoprenoidów prospekcji naftowej. Sympozjum IGNiG - Badania geochemiczne petrofizyczne w poszukiwaniach ropy naftowej i gazu ziemnego. Balice k/ Krakowa, 82 – 91.

Kotarba, M., Kosakowski, P., Więcław, D., Grelowski, C., Kowalski, A., Lech, S., Merta, H., 2004. Hydrocarbon potential of Carboniferous source rocks on the Baltic part of Pomeranian Segment of the Middle Polish Trough. *Prz. Geol*, **52**, 1156–1165.

Kotarba, M., Pokorski, J., Grelowski, C., Kosakowski, P., 2005. Origin of natural gases accumulated in Carboniferous and Rotliegend strata on the Baltic part of the Western Pomerania. *Prz. Geol.,* **53**, 425–433.

Kozłowska, M., Kozłowski, I. 1990a. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Żołędowo (280), 69, Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Kozłowska, M., Kozłowski I. 1990b. Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Unisław. WG Warszawa.

Królikowski, C., Petecki, Z. 1995. Atlas grawimetryczny Polski. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

Królikowski C., Petecki Z., Żółtowski Z., 1999. Główne jednostki strukturalne w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej w świetle danych grawimetrycznych. *Biul. Państw. Inst. Geol.,* **386**, 5–58.

Krzywiec, P. 2002. Mid-Polish Trough inversion — Seismic examples, main mechanisms and its relationship to the Alpine-Carpathian collision, W: G. Bertotti, K. Schulmann S. Cloetingh (red.), Continental collision and the tectonosedimentary evolution of forelands: European Geosciences Union, *Stephan Mueller Special Publication Series*, **1**, 151–165.

Krzywiec, P. 2006. Structural inversion of the Pomeranian and Kuiavian segments of the Mid-Polish Trough-Lateral variations in timing and structural style. *Geological Quarterly*, **50**, 151–168.

Kuberska, M. 1999a. Spoiwa węglanowe skał klastycznych czerwonego spągowca w kujawsko – pomorskim segmencie strefy T – T. *Przegląd Geologiczny*, **47** (2), 159 – 162.

Kuberska, M. 1999b. Etapy cementacji piaskowców czerwonego spągowca w kujawsko-pomorskim segmencie strefy T-T. *Przegląd Geologiczny*, **47** (5), 477 – 478.

Kuberska, M. 1999c. Główne procesy diagenetyczne w osadach czerwonego spągowca rejonu Budziszewic – Szczecinka oraz ich wpływ na własności petrofizyczne. *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **55** (7), 38 – 39.

Kuberska, M. 2001. Spoiwa ilaste piaskowców czerwonego spągowca w kujawsko-pomorskim segmencie bruzdy środkowopolskiej. *Przegląd Geologiczny*, **49** (4), 345.

Kuberska, M. 2004. Diageneza osadów czerwonego spągowca w strefie Szczecinek-Bydgoszcz (Pomorze Zachodnie). *Biul. Państw. Inst. Geol.,* **411**, 87 – 168.

Kuberska, M. 2011. Petrografia osadów czerwonego spągowca i najniższego cechsztynu. W: H. Matyja (red.), Bydgoszcz IG 1. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, **131**, 80 – 90.

Kudrewicz, R. 2007. GIS-based Structural Geology for Petroleum Exploration within the Polish Permian Basin. AAPG Annual Convention, Long Beach, California. *AAPG Search and Discover Article #90063.*

Lech, S., 2001. Mapa geologiczno-strukturalna podłoża permu Pomorza. Archiwum PGNiG, Piła.

Lech, S. 2013. Mapa geologiczno-strukturalna podłoża permu Pomorza. *Szejk*, **4**, 110

Leszczyński, K., Dadlez, R. 1999. Subsydencja i początki inwersji bruzdy śródpolskiej na podstawie analizy map miąższości i litofacji osadów górnokredowych - dyskusja. *Prz. Geol.,* **47**, 625 – 628.

Lipiec, M. 1999. Systemy depozycyjne i diageneza utworów węglanowych dinantu na Pomorzu Zachodnim. Praca doktorska. Centralne Archiwum Geologiczne, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Lipiec, M., Matyja, H. 1998. Architektura depozycyjna basenu dolnokarbońskiego na obszarze Pomorza. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, **165**, 101–112.

Maćkowski, T., Reicher, B., 2006. Przestrzenne modelowania procesu generowania, ekspulsji i symulacji migracji węglowodorów. W: Górecki (red.), Zasoby prognostyczne, nieodkryty potencjał gazu ziemnego w utworach czerwonego spągowca i wapienia cechsztyńskiego w Polsce (red. W. Górecki). Arch. ZSE-AGH Kraków.

Maćkowski, T., Reicher, B., Burzewski, W., Botor, D., Papiernik, B., Górecki, W. 2008. Rekonstrukcja czasowo-przestrzennych parametrów, model ekspulsji i migracji węglowodorów oraz ocena potencjału generacyjnego. W: W. Górecki (red.), Zasoby prognostyczne, nieodkryty potencjał gazu ziemnego w utworach czerwonego spągowca i wapienia cechsztyńskiego w Polsce. Arch. ZSE-AGH Kraków.

Maliński, E., Witkowski, A. 1988. Węglowodory jako biomarkery – źródła ich pochodzenia, znaczenie i wykorzystanie w geochemii organicznej. *Przegląd Geologiczny*, **4**, 230 – 234.

Maliszewska, A. 1997. Charakterystyka petrograficzna – skały osadowe czerwonego spągowca w Polsce na obszarach platformowych. W: S. Marek, M. Pajchlowa (red.), Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. *Pr. Państw. Inst. Geol.,* **153**, 38 – 42.

Maliszewska, A., Kuberska, M. 2008. Spoiwa skał górnego czerwonego spągowca w zachodniej części Niżu Polskiego w ujęciu kartograficznym. *Biul. Państw. Inst. Geol.,* **429**, 79 – 90.

Maliszewska, A., Kuberska, M. 2009. O badaniach izotopowych diagenetycznego illitu z piaskowców czerwonego spągowca Wielkopolski i Pomorza Zachodniego. *Przegląd Geologiczny*, **57** (4), 322 – 327.

Maliszewska, A., Kuberska, M., Such, P., Leśniak, G. 1998. Ewolucja przestrzeni porowej utworów czerwonego spągowca. *Pr. Państw. Inst. Geol.,* **165**, 177 – 194.

Maliszewska, A., Kiersnowski, H., Jackowicz, E. 2003. Wulkanoklastyczne osady czerwonego spągowca dolnego na obszarze Wielkopolski. Lower Rotliegend volcaniclastic rocks at Wielkopolska (Western Poland). *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, **CLXXIX**, 1 – 59.

Maliszewska, A., Jackowicz, E., Kuberska, M., Kiersnowski H. 2016. Skały permu dolnego (czerwonego spągowca) zachodniej Polski – monografia petrograficzna. *Pr. Państw. Inst. Geol.,* **204**.

Marek, S. 1986. Dokumentacja wynikowa otworu badawczego Unisław IG-2. Inw. 129771, CAG PIG, Warszawa.

Marek, S. 1988. Paleomiąższości, litofacje i paleotektonika epikontynentalnej kredy dolnej w Polsce. *Kwart. Geol.,* **32**(1), 157–174.

Marek, S. 1997. Kreda dolna (berias-alb górny). Formalne i nieformalne jednostki litostratygraficzne. W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. *Pr. Inst. Geol.,* **153**, 351 – 360.

Marek, S., Raczyńska, A. 1979. Obecny podział litostratygraficzny epikontynentalnej kredy dolnej w Polsce i propozycje jego uporządkowania. *Kwart. Geol.,* **23** (3), 631 – 637.

Matyja, H. 1993. Upper Devonian of Western Pomerania. *Acta Geol. Pol*., **42** (1/2), 27 – 94.

Matyja, H. 1998. Architektura depozycyjna basenu dewońskiego na obszarze pomorsko-kujawskim. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, **165**, 73–88.

Matyja, H. 2006. Stratigraphy and facies development of Devonian and Carboniferous deposits in the Pomeranian Basin and in western part of the Baltic Basin, and palaeogeography of the northern TESZ during Late Palaeozoic times (in Polish, English summary). W: H. Matyja i P. Poprawa (red.), Facies, tectonic and thermal evolution of the Pomeranian sector of Trans-European Suture Zone and adjacent areas. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, **186**, 79 – 122.

Matyja, H. (red.). 2007a. Polskie Łąki. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 122.

Matyja, H. 2007b. Lito- i biostratygrafia. W: H. Matyja (red.), Polskie Łąki PIG 1, Wyniki badań litologicznych, stratygraficznych, sedymentologicznych i petrograficznych. Dewon. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, **122**, 54 – 62.

Matyja, H. 2008a. Lito- i biostratygrafia osadów dewonu obszaru pomorskiego. W: H. Matyja (red.), Jamno IG 1, Wyniki badań litologicznych, stratygraficznych, sedymentologicznych i petrograficznych. Dewon. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, **124**, 117 – 125.

Matyja, H. 2008b. Pomeranian basin (NW Poland) and its sedimentary evolution during Mississippian times. W: M. Aretz., H-G. Herbig, I. D. Somerville (red.), Carboniferous platforms and basins. *Geological Journal*, **43** (2-3), 123 – 150.

Matyja, H. 2009. Depositional history of the Devonian succession in the Pomeranian Basin, NW Poland. *Geological Quarterly*, **53** (1), 63 – 92.

Matyja, H. 2011. Stratygrafia i uwagi o wykształceniu facjalnym serii węglanowych żywetu i dolnej części franu w profilu Bydgoszcz IG 1. W: H. Matyja (red.), Bydgoszcz IG 1, Wyniki badań litologicznych, stratygraficznych, sedymentologicznych i petrograficznych. Dewon. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, **131**, 57 – 69.

Matyja, H. 2012. Stratygrafia i uwagi o wykształceniu facjalnym serii węglanowej żywetu i ? franu. W: H. Matyja (red.), Tuchola IG 1, Wyniki badań stratygraficznych, sedymentologicznych i petrograficznych. Dewon. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, **135**, 62 – 73.

Matyja, H. 2018 (w przygotowaniu do druku). Stratygrafia i uwagi o wykształceniu facjalnym osadów najwyższego żywetu i górnego dewonu. W: H. Matyja i J. Iwańczuk (red.), Unisław IG-1, Wyniki badań litologicznych, stratygraficznych, sedymentologicznych, petrologicznych, mineralogicznych i geochemicznych. Dewon. Profile *Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*.

Matyja, H., Turnau, E., Żbikowska, B. 2000. Lower Carboniferous (Missisippian) stratigraphy of northwestern Poland: conodont, miospore and ostracod zones compared. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **70** (3), 193–217.

Matyja H., Iwańczuk, J. (red.) 2018 (w druku). Unisław IG-1. Profile Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol.

Matyjasik, I., 1998. Geochemical characteristics of the Carboniferous source rock in the selected boreholes in the Radom– Lublin and Pomerania areas. W: M. Narkiewicz(red.)

Sedimentary basin analysis of the Polish Lowlands. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, **165**, 215–226.

Mazur, S., Scheck-Wenderoth, M., Krzywiec, P. 2005. Different modes of inversion in the German and Polish basins. *International Journal of Earth Sciences*, **94**, 782–798

Mazur, S., Porębski, S.J., Kędzior, A., Paszkowski, M., Podhalańska, T., Poprawa, P. 2018. Refined timing and kinematics for Baltica-Avalonia convergence based on the sedimentary record of foreland basin. *Terra Nova*, **30**, 8 – 16.

Merta, H. 1993. Opracowanie geochemiczne metodą pirolizy Rock-Eval z otworów: Białogóra-6, Strzeżewo 1, Wrzosowo 8, Unisław 4, Czarne 3. Kat. OPR/G/1745, Arch. PGNiG S.A., Warszawa.

Merta, H. 1994. Ocena geochemiczna utworów permu i podłoża metodą pirolizy Rock-Eval w otworze Wałdowo Królewskie 1. OPR/G/1782, PGNiG S.A., Warszawa.

MIDAS, 2017. System Gospodarki i Ochrony Bogactw Mineralnych; http://geoportal.pgi.gov.pl/midas-web

Mikołajków, J., Sadurski, A. (Red.) 2017. Informator PSH, Główne zbiorniki wód podziemnych w Polsce. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Miłaczewski, L. 1979. Litologia i stratygrafia dewonu na Pomorzu. Konferencja Naukowa, Tuczno, Piła, 176–189.

Miłaczewski, L. 1986. Dewon na Pomorzu. Konferencja Naukowa, Tuczno, Piła, 77–88.

Modliński, Z. 2007. Wyniki badań biostratygraficznych na podstawie graptolitów. W: H. Matyja (red.), Polskie Łąki PIG 1, Wyniki badań litologicznych, stratygraficznych, sedymentologicznych i petrograficznych. Dewon. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, **122**, 49.

Mularczyk, A., Pyzik, M. 1984. Dodatek nr 1 do dokumentacji geologicznej złoża gazu ziemnego Wierzchowo. Inw. 15111 CUG, CAG PIG, Warszawa.

Muszyński, M. 1991. Analiza petrograficzna osadów saksonu w rejonie Wudzyń-Unisław. Inw. 5104/2009, CAG PIG, Warszawa.

Muszyński, M. 1992. Wstępna analiza litologiczno-facjalna osadów saksonu w strefie otworów: Ciechowo 1 i Wałdowo Królewskie 1. OPR/G/3455, PGNiG S.A., Warszawa.

Narkiewicz, M., Dadlez, R. 2008. Geologiczna regionalizacja Polski-zasady ogólne i schemat podziału w planie podkenozoicznym i podpermskim. *Przegląd. Geologiczny* **56** (5), 391–397.

Nawrocki, J., Becker, A. 2017. Atlas Geologiczny Polski. PIG-PIB. Warszawa

Niemczycka, T. 1997. Jura górna. Formalne i nieformalne jednostki litostratygraficzne. *Prace Państw. Inst. Geol.* **153,** 309–322.

Nowak, E. 1982. Opracowanie pomiarów średnich prędkości w odwiercie Unisław IG-1 [do gł. 4515 m.]. Kat. U20VS, CAG PIG, Warszawa.

Nowak, I. 2000. Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50 000 ark. Żołędowo. Przedsiębiorstwo Geologiczne we Wrocławiu Proxima. S.A.

Nowak, J. 2010. Dodatek nr 3 do dokumentacji geologicznej złoża gazu ziemnego Wierzchowo. Inw. 7643/2010, CAG PIG, Warszawa.

Osijuk, D. 1970. Struktury sedymentacyjne w osadach trzeciorzędowych okolic Świecia nad Wisłą i klifu Kępy Swarzewskiej. *Kwart. Geol.* **14**, 4.

Osijuk, D. 1979. Cechy sedymentacji mioceńskich osadów węglonośnych na podstawie wybranych przykładów z zachodniej i środkowej Polski. *Biul. Inst. Geol.* **320**, 56–131.

Pacześna, J. 2007. Środowiska depozycji środkowodewońskich utworów klastycznych. W: H. Matyja (red.), Polskie Łąki PIG 1, Wyniki badań litologicznych, stratygraficznych, sedymentologicznych i petrograficznych. Dewon. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, **122**, 74 – 80.

Paczyński, B., Sadurski, A. (red.). 2007. Hydrogeologia regionalna Polski, tom I- Wody słodkie, PIG, Warszawa

Petecki, Z., Polechońska, O., Cieśla, E., Wybraniec, S. 2003. Mapa magnetyczna Polski. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

Peters, K.E. 1986. Guidelines for evaluating petroleum source rock using programmed pyrolysis. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, **70**, 318 – 329.

Pettijohn, F. J., Potter, P. E., Siever, R. 1972. Sand and sandstone. Springer Verlag. Berlin.

Pieńkowski, G. 2004. The epicontinental Lower Jurassic of Poland. Polish Geological Institute Special Papers **12,** 1 – 122.

Piwocki, M., Kasiński, J.R. 1995. Outline of development of the Lower Oligocene trans-gression in Northern Poland. *Techn. Poszukiwań Geol.,* **34** (3), 47 – 52.

Pletsch, T., Appel, J., Botor, D., Clayton, C. J., Duin, E. J. T., Faber, E., Górecki, W., Kombrink, H., Kosakowski, P., Kuper, G., Kus, J., Lutz, R., Mathiesen, A., Ostertag-Henning, C., Papiernik, B., Van Bergen, F. 2010. Petroleum generation and migration. W: J. C. Doornenbal, A. G. Stevenson (red.) Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area. *EAGE Publications*, Houten, 225–253.

Podhalańska, T. 2004. Skamieniałości śladowe w ordowiku strefy Koszalin-Chojnice – nowe dane. *Przegląd Geologiczny*, **52**, 1166 – 1170.

Podhalańska, T. 2007a. Ichnofossils from the Ordovician mudrocks of the Pomeranian part of the Teisseyre-Törnquist Zone (NW Poland). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **245** (1-2), 295 – 305.

Podhalańska, T. 2007b. Lito- i biostratygrafia. W: H. Matyja (red.), Polskie Łąki PIG 1, Wyniki badań litologicznych, stratygraficznych, sedymentologicznych i petrograficznych. Ordowik. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, **122**, 54 – 62.

Podhalańska, T. 2011. Osady syluru w profile Bydgoszcz IG 1. W: H. Matyja (red.), Bydgoszcz IG 1, Wyniki badań litologicznych, stratygraficznych, sedymentologicznych i petrograficznych. Sylur. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, **131**, 53.

Podhalańska, T., Modliński, Z. 2006. Stratygrafia i rozwój facjalny osadów ordowiku i syluru strefy Koszalin-Chojnice, podobieństwa i różnice z obszarem południowo-zachodniej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego i Rugii W: H. Matyja i P. Poprawa (red.), Ewolucja facjalna, tektoniczna i termiczna pomorskiego segment szwu transeuropejskiego oraz obszarów przyległych. *Prace Państw. Inst. Geol.*, **186**, 39 – 78.

Pokorski, J. 1981. Formal lithostratigraphic subdivision proposed for the Rotliegendes of the Polish Lowlands (in Polish with English summary). *Kwartalnik Geologiczny*, **25** (1), 41–58.

Pokorski, J. 1988a. Palaeotectonic maps of the Rotliegendes in Poland (in Polish with English summary). *Kwartalnik Geologiczny*, **32** (1), 15 – 32.

Pokorski, J. 1988b. Rotliegendes lithostratigraphy in north-western Poland. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, **36**, 99 – 108.

Pokorski, J. 1997. The Lower Permian (Rotliegend). W: S. Marek M. Pajchlowa (red.).The epicontinental Permian and Mesozoic in Poland. *Pr. Państw. Inst. Geol*, **153**, 35 – 62.

Pokorski, J. 2008. Schematyczna mapa rozmieszczenia utworów karbonu dolnego i górnego z określeniem litofa-

cji dominujących. W: W. Górecki (red.) Prognostic resources and undiscovered natural gas potential of Rotliegend and Zechstein limestone deposits in Poland, Part 2. Raport z projektu. Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, AGH, Kraków.

Pokorski, J. 2011. Czerwony spągowiec. W: H. Matyja (red.), Bydgoszcz IG 1, Wyniki badań litologicznych, stratygraficznych, sedymentologicznych i petrograficznych. Perm. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, **131**, 79 – 80.

Pokorski, J., Ryka, W. 1978. Rotliegend. W: S. Depowski (red.), Lithofacies—paleogeographical atlas of the Permian of platform areas of Poland (in Polish with English summary). Inst. Geol. Warszawa.

Poprawa, P. 2010. Historia oraz geneza zdarzeń termicznych w basenie polskim i jego osadowym podłożu - ich znaczenie dla rekonstrukcji procesów generowania węglowodorów. Inw. 2935/2011, CAG PIG, Warszawa

Pożaryski W., Brochwicz-Lewiński W. 1978. On the PolishTrough. *Geol. en Mijnbouw*, 57 (4), 545 – 557.

Raczyńska, A. 1979. Stratygrafia i rozwój litofacjalny młodszej kredy dolnej na Niżu Polskim. *Pr. Inst. Geol.*, **89**.

Raczyńska, A. 1983. Dokumentacja wynikowa otworu badawczego Unisław IG-1. Inw. 128425, CAG PIG, Warszawa.

Raczyńska, A. 1987. Kreda dolna. W: Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża. *Pr. Inst. Geol.* **119,** 131 – 140.

Rochewicz, A. 1980. Wpływ procesów illityzacji i chlorytyzacji na własności kolektorskie piaskowców czerwonego spągowca SW Polski. *Arch. Miner.,* **36** (2), 55 – 61.

Rodzoch, A., Muter, K., Treichel, W., Lepianko, A., Falba, Z., Zadykowicz, N., 2001. Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych zlewni Brdy. Inw. 250/2002, CAG PIG, Warszawa.

Ryll, A. 1983. Stratygrafia i paleogeografia. Jura środkowa. W: Budowa geologiczna niecki warszawskiej (płockiej) i jej podłoża. *Prace IG*, **CIII,** 138 – 148.

Soćko, A. 1966. Dokumentacja profilowych badań grawimetrycznych; temat: Różnowo - Grzywno - Tuchola - Lubiki; 1966 r. Inw. 1273, Kat. 3326/37, CAG PIG, Warszawa.

Soćko A., Szczypa S., 1979. Mapa grawimetryczna Polski, skala 1:200 000, arkusz 17 - Grudziądz, 1977–1978. Kat. N34-XIX/4, CAG PIG, Warszawa.

Soćko A., Szczypa S., 1980. Mapa grawimetryczna Polski, skala 1:200 000, arkusz 27 - Toruń 1979. Kat. N34-XXV/6, CAG PIG, Warszawa.

Stempień-Sałek, M. 2011. Palinomorph assemblages from the Upper Ordovician in northern and central Poland. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **82**.

Szczepanik, Z. 2000. The Ordovician Acritarchs of the Pomeranian Caledonides and their foreland – similarietes and differences. *Kwartalnik Geologiczny*, **44**, 275 – 297.

Szczypa, S., 1969. Dokumentacja półszczegółowych badań grawimetrycznych. Temat: Synklinorium Pomorskie, 1967 – 1968. Inw. 40487, Kat. 3526/29 lub Kat. 3526/88, CAG PIG, Warszawa.

Świdrowska, J., Hakenberg, M. 1996. Palaeotectonic evolution of the Koszalin–Chojnice Late Devonian basin (Western Pomerania, Northern Poland). *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc.,* **44** (1), 17–36.

Świtek, J. 1982. Prędkości kompleksowe fal sejsmicznych w paleozoiku synklinorium pomorskiego. *Przegląd Geologiczny*, **30**, 613–616.

Tarnawska, E. i zespół. 2013. Dokumentacja hydrogeologiczna określająca warunki hydrogeologiczne w związku z ustanawianiem obszarów ochronnych Głównego Zbiornika Wód Podziemnych nr 141 Zbiornik rzeki dolna Wisła. PIG-PIB, Warszawa.

Tissot, B.P., Welte, D.M. 1978. Petroleum Formation and Occurrence. Springer Verlang. Berlin, Heidelberg, New York, 31 – 54.

Turnau, E. 1995. Stratygrafia i korelacja utworów środkowego Pomorza Zachodniego na podstawie analizy palinologicznej. *Przegląd Geologiczny*, **43** (3), 211 – 214.

Turnau, E. 2007. Palinostratygrafia. W: H. Matyja (red.), Polskie Łąki PIG 1, Wyniki badań litologicznych, stratygraficznych, sedymentologicznych i petrograficznych. Dewon. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, **122**, 62 – 69.

Turnau, E. 2008. Wyniki badań palinostratygraficznych. W: H. Matyja (red.), Jamno IG 1, Jamno IG 2, Wyniki badań litologicznych, stratygraficznych, sedymentologicznych i petrograficznych. Dewon. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, **124**, 125 – 135.

Turnau, E. 2011. Palinostratygrafia. W: H. Matyja (red.), Bydgoszcz IG 1, Wyniki badań litologicznych, stratygraficznych, sedymentologicznych i petrograficznych. Dewon. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, **131**, 53 – 57.

Turnau, E., Matyja, H. 2001. Timing of the onset of Devonian sedimentation in northwestern Poland: palynological evidence. *Ann. Soc. Geol. Pol.,* **71** (2), 67–74.

Turnau, E., Trzepierczyńska, A., Protas, A. 2005. Palynostratigraphy of the Mississippian Łobżonka Formation of Western Pomerania (NW Poland). *Geological Quarterly*, **49**, 93 – 98.

Wagner, R. 1976. Cechsztyn. W: R. Dadlez (red.), Perm i mezozoik niecki pomorskiej. *Pr. Inst. Geol.* **29**, 18 – 39.

Wagner, R. 1987. Stratygrafia i rozwój sedymentacji - cechsztyn. W: A. Raczyńska (red.), Budowa geologiczna wału Pomorskiego. *Pr. Inst. Geol*. **69**, 64 – 81.

Wagner, R. 1988. Paleogeografia cechsztynu: dolomit główny (Ca2), tabl.6a. W: R. Dadlez, S. Marek, J. Pokorski (red.). Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce 1:2 500 000, Państ. Inst. Geol. Warszawa.

Wagner, R. 1994. Stratygrafia osadów i rozwój basenu cechsztyńskiego na Niżu Polskim. *Pr. Państ. Inst. Geol.* **146**, 71.

Wagner, R. 2007. Wyniki badań stratygraficznych, sedymentologicznych i petrograficznych. Perm, cechsztyn. W: H. Matyja (red.), Polskie Łąki PIG 1. *Profile Głęb. Otw. Wiert. Państ. Inst. Geol.* **122**, 81 – 82.

Wagner, R. 2012. Mapa paleogeograficzna dolomitu głównego (Ca2) w Polsce. Opracowanie archiwalne. Inw. 7736/2016, CAG PIG, Warszawa.

Wagner, R. 2018 (w druku). Cechsztyn na paleostrukturze Unisławia. Perm, cechsztyn. W: H. Matyja i J. Iwańczuk (red.), Unisław IG 1, Unisław IG 2. *Profile Głęb. Otw. Wiert. Państ. Inst. Geol.*

Wagner, R., Kotarba, M., (red.). 2008. System geochemiczno - generacyjny utworów dolomitu głównego na obszarze Pomorza Zachodniego. Opracowanie archiwalne. Inw. 1571/20150, CAG PIG, Warszawa.

Wagner, R., Peryt, T. M. 1998. O możliwości podziału cechsztynu na sekwencje stratygraficzne w basenie polskim. W: M. Narkiewicz, Analiza basenów sedymentacyjnych Niżu Polskiego, *Prace PIG*, **165**, 129 – 146.

Wagner, R., Pokorski, J., Dadlez, R. 1980. Paleotektonika basenu permu na Niżu Polskim. *Kwart. Geol*., **24**, 553 – 569.

Wagner, R., Dyjaczyński, K., Papiernik, B., Peryt, T.M., Protas, A. 2000. Mapa paleogeograficzna dolomitu główne-

go (Ca2) 1: 500 000. W: M. Kotarba (red.), Bilans i potencjał węglowodorowy dolomitu głównego basenu permskiego Polski. Opracowanie archiwalne. Arch. PGNiG Warszawa. (215/2000).

Wagner, R., Leszczyński, K., Pokorski, J., Gumulak, K. 2002. Palaeotectonic cross-sections through the Mid-PolishTrough. *Geol. Quart*., **46** (3), 293–306.

Wagner, R., Jaworowski, K., Pokorski, J., Wichrowska, J., Mikołajewski, Z. 2010. Mikrobialne skały macierzyste dolomitu głównego we wschodniej i południowej części basenu permskiego. Opracowanie archiwalne. Inw. 7735/2016 CAG PIG, Warszawa.

Walasek, B. 1980. Opracowanie pomiarów średnich prędkości w odwiercie Unisław IG-1 [do gł. 3495 m.]. Kat. U19VS, CAG PIG, Warszawa.

Wróbel, J. 1973. Dokumentacja wynikowa otworu Wudzyń 1. Inw. 117420, CAG PIG, Warszawa.

Zagora, I. 1997. Tiefwasser-Lebensspuren aus dem Ordovizium der Insel Rügen (NE Deutschland). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, **203**, 351 – 368.

Zambrzycka, M. 2002a. Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50 000 ark. Chełmno. Przedsiębiorstwo Geologiczne „Polgeol” S.A., Zakład w Gdańsku.

Zambrzycka, M. 2002b. Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50 000 ark. Unisław. Przedsiębiorstwo Geologiczne „Polgeol” S.A., Zakład w Gdańsku.

Zboińska, A. 1990. Dokumentacja wynikowa odwiertu poszukiwawczego Unisław 4. Inw. 132520, CAG PIG, Warszawa.

Zboińska, A. 1992. Dokumentacja wynikowa odwiertu poszukiwawczego Wałdowo Królewskie 1. Inw. 132990, CAG PIG, Warszawa.

Zoła, K. 1998. Dodatek nr 2 do dokumentacji geologicznej złoża gazu ziemnego Wierzchowo. Inw. 592/99, CAG, Warszawa.

Zoła, K. 2000. Dokumentacja geologiczna złoża ropy naftowej i towarzyszącego gazu ziemnego Brzozówka. Dodatek nr 1 (wniosek o skreślenie złoża z ewidencji). Inw. 17/2001, CAG, Warszawa.

Zwolenkiewicz, J., Binder, I. 1984. Dokumentacja wynikowa otworu poszukiwawczego Unisław 2. Inw. 129076, CAG PIG, Warszawa.

Żbikowska, B. 1983. Middle to Upper Devonian ostracods from northwestern Poland and their stratigraphic significance. *Palaeontologica Polonica*, **44**, 3 – 108.

Żelaźniewicz, A., Aleksandrowski, P., Buła, Z., Karnkowski, P.H., Konon, A., Oszczypko, N., Ślączka, A., Żaba, J., Żytko, K. 2011. Regionalizacja Tektoniczna Polski. KNG PAN, Wrocław

Żelichowski, A. M. 1983. The Carboniferous in Western Pomerania. *Przegląd Geologiczny*, **31** (6), 356–364.

→ **Załącznik nr 1.** Profile Głębokich Otworów Wiertniczych PIG Polskie Łąki PIG 1. Zeszyt 122/2007. PIG-PIB, Warszawa

Ministerstwo Środowiska

Profile Głębokich
Otworów Wiertniczych
Państwowego Instytutu Geologicznego

ZESZYT 122

Polskie Łąki

PIG 1

Pod redakcją naukową
Hanny Matyi

PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
Warszawa 2007

SPIS TREŚCI

Wstęp — *Lech Miłaczewski, Hanna Matyja* . . . 5
Tło regionalne — *Hanna Matyja* . . . 7
Profil stratygraficzny — Hanna Matyja . . . 9
Profil litologiczno-stratygraficzny — *opracowanie zbiorowe** . . . 15
Wyniki badań stratygraficznych, sedymentologicznych i petrograficznych . . . 49
Ordowik . . . 49
Wyniki badań biostratygraficznych na podstawie graptolitów — *Zdzisław Modliński* . . . 49
Analiza palinologiczna — *Marzena Stempień-Sałek* . . . 49
Wyniki badań petrograficznych osadów ordowiku — *Anna Langier-Kuźniarowa* . . . 52
Skamieniałości śladowe — *Teresa Podhalańska* . . . 52
Dewon . . . 54
Lito- i biostratygrafia — *Hanna Matyja* . . . 54
Palinostratygrafia — *Elżbieta Turnau* . . . 62
Uwagi o petrografii wybranych fragmentów profilu dewonu — *Krzysztof Radlicz* . . . 69
Osady węglanowe i środowiska ich depozycji — *Hanna Matyja* . . . 73
Środowiska depozycji środkowodewońskich utworów klastycznych — *Jolanta Pacześna* . . . 74
Uwagi o rozwoju facjalnym obszaru pomorskiego w dewonie wczesnym, środkowym i na początku późnego — *Hanna Matyja* . . . 80
Perm . . . 81
Stratygrafia cechsztynu — *Ryszard Wagner* . . . 81
Analiza petrograficzna, mikrolitofacjalna i diagenetyczna osadów wapienia cechsztyńskiego — *Maria Wichrowska* 82
Trias . . . 86
Trias dolny — *Anna Becker* . . . 86
Trias środkowy – anizyk i ladyn — *Andrzej Iwanow, Anna Becker* . . . 87
Trias górny — *Andrzej Iwanow, Anna Becker* . . . 87
Jura . . . 88
Wyniki badań litologicznych i stratygraficznych utworów jury dolnej — *Anna Feldman-Olszewska* . . . 88
Wyniki badań litologicznych i stratygraficznych utworów jury środkowej — *Anna Feldman-Olszewska* . . . 89
Stratygrafia utworów jury górnej — *Bronisław A. Matyja* . . . 91
Kreda . . . 93
Kreda dolna — *Sylwester Marek, Krzysztof Leszczyński* . . . 93
Kreda górna — *Krzysztof Leszczyński* . . . 94
Paleogen i neogen — *Marcin Piwocki, Jacek Kasiński* . . . 96
Budowa oraz ewolucja strukturalna utworów paleozoicznych i mezozoicznych — *Jerzy Żaba* . . . 97
Wstęp . . . 97
Tektonika obszaru badań . . . 98
Analiza strukturalna próbek wiertniczych . . . 99
Metodyka badań i zakres badań . . . 99
Położenie warstw . . . 99
Budowa strukturalna . . . 105
Warunki deformacji oraz sekwencja zdarzeń tektonicznych . . . 110
Podsumowanie . . . 117
Charakterystyka petrograficzna oraz dojrzałość termiczna materii organicznej rozproszonej w osadach mezozoiku i paleozoiku — *Izabella Grotek* . . . 118
Wstęp . . . 118
Omówienie wyników analiz . . . 118
Trias . . . 118

Perm . . . 120
Dewon . . . 122
Ordowik . . . 125
Charakterystyka geochemiczna badanych utworów — *Ewa Klimuszko, Zofia Rzepkowska* . . . 126
Ilość oznaczonej materii organicznej . . . 126
Środowisko depozycji materii organicznej jej typ genetyczny i stopień dojrzałości . . . 129
Analiza susbydencji oraz historii termicznej — *Paweł Poprawa* . . . 132
Metodyka . . . 132
Analiza subsydencji oraz tempa depozycji . . . 131
Analiza historii termicznej . . . 133
Wyniki badań właściwości fizycznych i chemicznych skał — *Hanna Matyja* . . . 135
Wyniki badań geofizyki wiertniczej — *Jan Szewczyk* . . . 148
Zakres wykonanych badań . . . 148
Cele badań geofizycznych . . . 150
Wyniki laboratoryjnych badań parametrów petrofizycznych . . . 151
Wyniki interpretacji danych geofizycznych . . . 153
Warunki geotermiczne . . . 153
Warstwy wodonośne, mineralizacja wód podziemnych . . . 154
Wyniki opróbowań hydrogeologicznych — *Leszek Bojarski, Andrzej Sokołowski, Jakub Sokołowski* . . . 156
Podsumowanie i najważniejsze wyniki badań — *Hanna Matyja* . . . 164
Literatura . . . 166
Summary — *Hanna Matyja* . . . 173

* *Anna Becker, Anna Feldman-Olszewska, Andrzej Iwanow, Jacek Kasiński, Krzysztof Leszczyński, Sylwester Marek, Bronisław A. Matyja, Hanna Matyja, Lech Miłaczewski, Zdzisław Modliński, Teresa Niemczycka, Jolanta Pacześna, Marcin Piwocki, Anna Szyperko-Teller, Ryszard Wagner*

Lech MIŁACZEWSKI, Hanna MATYJA

WSTĘP

Wiercenie badawcze Polskie Łąki PIG 1 zostało zaprojektowane przez zespół pod kierownictwem A. Raczyńskiej z Instytutu Geologicznego w Warszawie w marcu 1979 roku. Projekt otworu został zatwierdzony do realizacji wraz z otworami Bydgoszcz IG 1, Unisław IG 1, Wilcze IG 1 oraz Wyrzysk IG 1 przez Prezesa CUG w lipcu 1979 roku pod nazwą „Projekt prac badawczych rejonu Bydgoszczy".

Celem zatwierdzonego projektu prac było „badanie warunków zalegania, stratygraficznego następstwa, litologiczno-facjalnego wykształcenia, własności zbiornikowych oraz ropo-gazonośności warstw w profilu utworów głównie dewonu i karbonu, a także permu i mezozoiku. Wyniki badań posłużą przestrzennej ilustracji stylu wgłębnej budowy geologicznej SE części antyklinorium pomorskiego oraz niecki pomorskiej i warszawskiej dla określenia prognoz zasobowych gazu ziemnego i ropy naftowej, a także dla ukierunkowania prac poszukiwawczych".

Szczegółowym zadaniem omawianego otworu było rozpoznanie:

- charakteru budowy strukturalno-tektonicznej podłoża podpermskiego,
- rozprzestrzenienia, stratygrafii i wykształcenia litologiczno-facjalnego utworów dewonu, a zwłaszcza wykształcenia franu i żywetu oraz określenie perspektyw poszukiwawczych w obrębie tych osadów;
- wykształcenia poziomów węglanowych cechsztynu i określenie perspektyw poszukiwawczych w obrębie tych osadów,
- rozwoju pokrywy mezozoicznej i jego związku ze strefami aktywności tektonicznej podłoża.

Otwór Polskie Łąki PIG 1 został usytuowany w południowo-wschodnim krańcu niecki pomorskiej, w odległości 86 m na NW od szosy Korytowo–Bukowiec (fig. 1).

Wykonany otwór położony jest we wsi o tej samej nazwie, w gminie Bukowiec, w obecnym województwie kujawsko-pomorskim. Jego współrzędne geograficzne:

długość geograficzna: 18°13'06" E
szerokość geograficzna: 53°24'10" N

wysokość nad poziom morza: 110,55 m (poziom odniesienia Kronsztadt)

Współrzędne prostokątne płaskie, układ „1965":

x = 5979 566, 19
y = 5881 332, 02

Otwór został usytuowany w pobliżu przekroju sejsmicznego 20-I-81 (rzut 200 m z NW na P.S. 121 oraz przekroju 1-I-81 (podłużnego) przy P.S. 343.

Wiercenie rozpoczęto w sierpniu 1989 roku, zakończono w lipcu 1990 roku. Planowana głębokość otworu 4500 m, głębokość rzeczywista wyniosła 4427 m. Łączny zakres rdzeniowania wyniósł 579 mb, czyli 13,07%.

Zleceniodawcą był Zakład Geologii Wgłębnej Niżu Państwowego Instytutu Geologicznego. Wiercenie zostało wykonane przez Polskie Górnictwo Naftowe i Gazownictwo „Poszukiwania Nafty i Gazu – Piła" w Pile zgodnie z planem, niewielkiej zmianie uległa tylko lokalizacja (otwór wykonano około 500 m na NW w stosunku do planowanego), wykonawcą badań geofizycznych było Polskie Górnictwo Naftowe i Gazownictwo – „Geofizyka Toruń". Nadzór geologiczny sprawował L. Miłaczewski, nadzór opróbowania L. Bojarski, nadzór geofizyczny J. Szewczyk.

Wykonano szereg podstawowych pomiarów geofizycznych:

- profilowanie oporności potencjałowe (POp)
- profilowanie oporności gradientowe (POg)
- profilowanie średnicy (PŚ+r)
- profilowanie potencjałów samoistnych (PS)
- profilowanie gamma (PG)
- profilowanie gamma-gamma (PGG)
- profilowanie neutron-gamma (PNG)

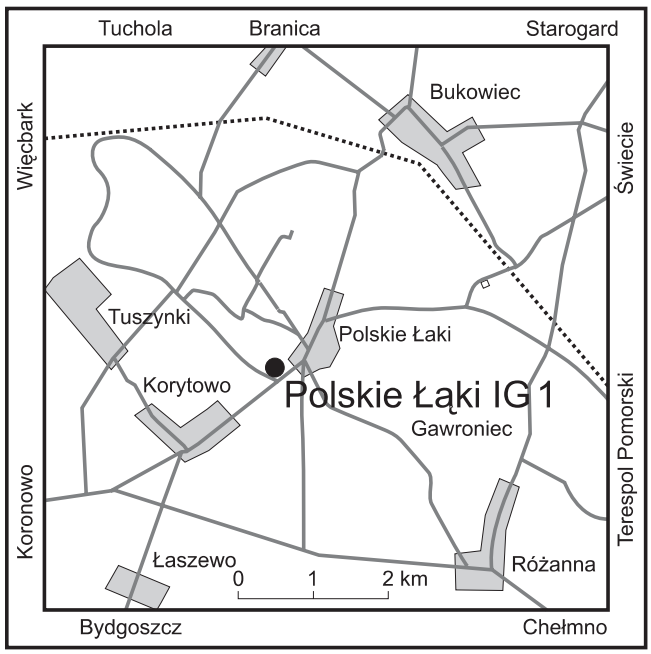


Fig. 1. Lokalizacja otworu wiertniczego Polskie Łąki PIG 1

Detailed location of the Polskie Łąki PIG 1 borehole

- profilowanie neutron-neutron (PNN)
- profilowanie akustyczne (PA)
- profilowanie polem sterowanym (lgm Post)
- profilowanie krzywizny (PK)
- profilowanie temperatury w warunkach ustalonej równowagi cieplnej – na gradient i stopień geotermiczny (PTu)
- powierzchniowy pomiar oporności płuczki (POP).

Pełen wykaz wykonanych pomiarów geofizycznych z oceną ich wyników znajduje się w „Dokumentacji końcowej badań geofizycznych", dołączonej do dokumentacji wynikowej. Eksperymentalnie zostało wykonane „Opracowanie badań geofizycznych z wykorzystaniem systemu przetwarzania danych geofizycznych GEO". Opracowanie to, wykonane przez Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych w Warszawie Oddział w Lublinie, autorstwa mgr inż. J. Sobolewskiego, załączono do dokumentacji wynikowej. W dwóch etapach wykonano pomiary średnich prędkości fal sejsmicznych i pionowe profilowanie sejsmiczne (PPS), a wyniki pomiarów dołączono do dokumentacji wynikowej.

W laboratorium polowym wykonano:
– bieżącą analizę składu litologicznego rdzeni i próbek okruchowych,
– analizę luminescencji rdzeni wiertniczych i próbek okruchowych w świetle ultrafioletowym,
– badanie porowatości i przepuszczalności próbek z rdzeni wiertniczych,
– badanie zawartości węglanów,
– badanie ciężaru objętościowego i właściwego,
– określenie zawartości gazu metanomierzem i chromatografem,
– rejestrację zmian poziomu płuczki,
– rejestrację postępu wiercenia (prędkość mechaniczną).

Badania i pomiary wykonane w laboratorium polowym ujęte są tabelarycznie i graficznie i stanowią oddzielną dokumentacje dołączoną do dokumentacji wynikowej.

W Państwowym Instytucie Geologicznym wykonano ekspertyzy paleontologiczne, mikropaleontologiczne i petrograficzne dla bieżących potrzeb wiercenia, uwzględnione w dokumentacji wynikowej, opracowanie bituminów oraz substancji organicznej i refleksyjności witrynitu, a także analizy próbek wody pobranych w czasie opróbowania otworu.

W niniejszym opracowaniu zawarte są zarówno rezultaty wcześniejszych analiz, jak i najnowsze wyniki badań stratygraficznych, petrograficznych, sedymentologicznych, strukturalnych i geochemicznych, prowadzonych na podstawie nowoczesnych metod badawczych i w ramach rekomendowanych przez Międzynarodową Komisję Stratygrafii jednostek chronostratygraficznych.

Hanna MATYJA

TŁO REGIONALNE

Analizowany obszar Pomorza Zachodniego lokuje się w szczególnym miejscu Europy. Na zachód od prekambryjskiego kratonu wschodniej Europy (fig. 2), oddzielony od niego strefą uskokową Koszalina stanowiącą część transkontynentalnej strefy tektonicznej Teisseyre'a-Tornquista (TTZ), znajduje się obszar określany jako paleozoiczna platforma Europy środkowej i zachodniej. Przez wiele lat strefa Tornquista była utożsamiana z południowo-zachodnią granicą kratonu wschodnioeuropejskiego, łącznie z elewacją jego północno-zachodniej części – tarczą bałtycką.

W kilkunastu profilach położonych między Koszalinem, Chojnicami, Polskimi Łąkami i Bydgoszczą, usytuowanych w pobliżu obecnego, erozyjnego zasięgu osadów dewońskich w kierunku wschodnim, pod osadami górnego dewonu osiąg-

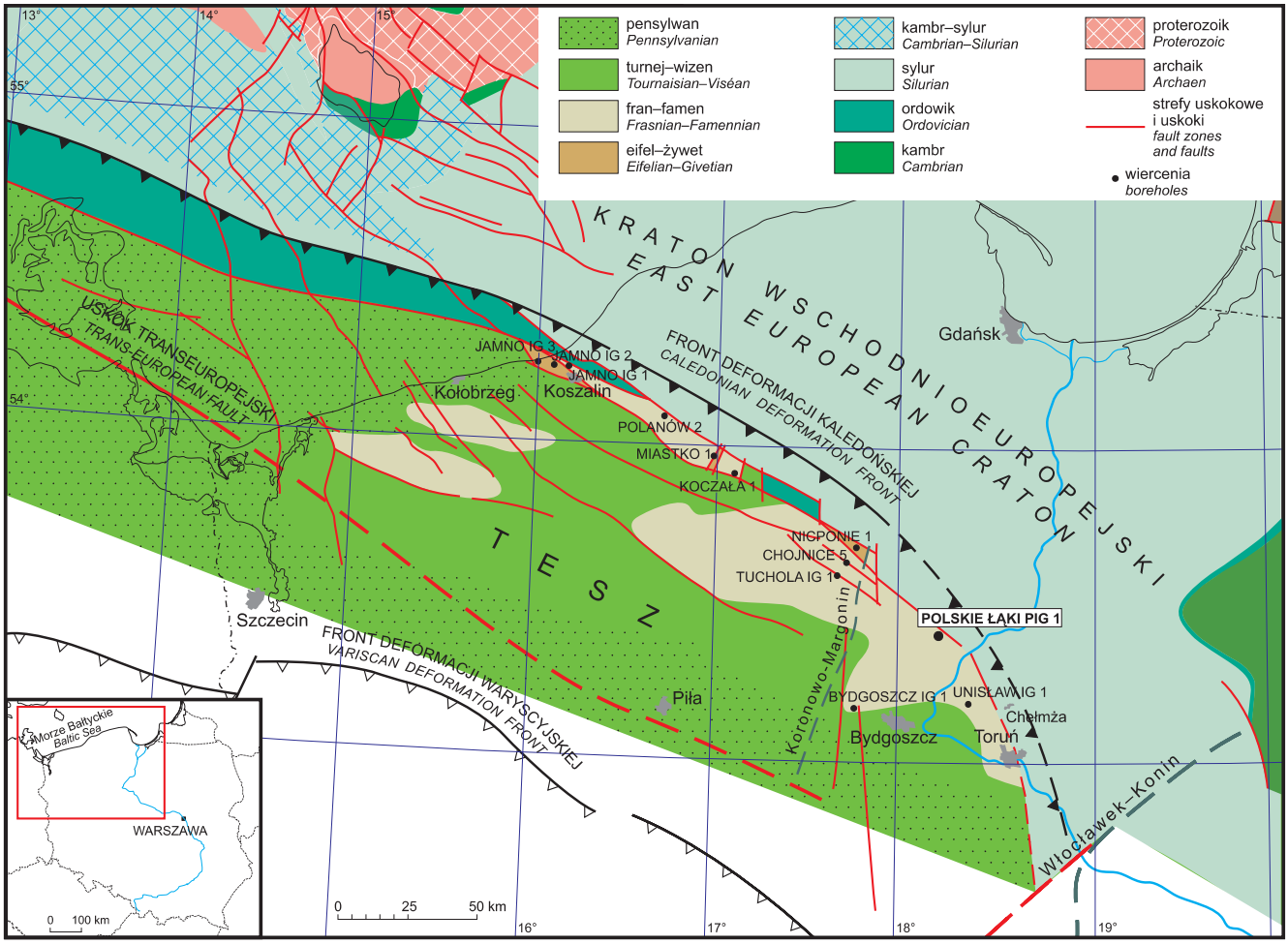


Fig. 2. Lokalizacja otworu wiertniczego Polskie Łąki PIG 1 i innych wybranych otworów wiertniczych na tle uproszczonej mapy (bez utworów permu i młodszych) rejonu Pomorza Zachodniego i obszarów sąsiadujących (Matyja 2006, poprawione); lokalizacja głębokich rozłamów skorupy i ważniejszych stref uskokowych według Królikowskiego i in. (1996, 1999), Dadleza (1997a, 2000) oraz Kramarskiej i in. (1999)

Location of the Polskie Łąki PIG 1 and other borehole sections discussed in the text, against the simplified sub-Permian map of Western Pomerania and adjacent areas (Matyja 2006, modified); location of some deep crustal fractures and important faults after Królikowski *et al*. (1996, 1999), Dadlez (1997a, 2000) and Kramarska *et al*. (1999)

nięto dewon środkowy, a w kilku przewiercono również osady dewonu środkowego i prawdopodobnie najwyższej części dolnego (?górny ems), natrafiając bezpośrednio pod nimi na charakteryzujące się znacznymi upadami osady ordowiku, na ogół karadoku, rzadziej lanwirnu bądź syluru (por. Podhalańska, Modliński, 2006). Ku południowemu zachodowi utwory dewonu są obecnie niedostępne dla badań, ukrywając się pod dużej miąższości osadami karbonu, permu i mezozoiku.

Skomplikowana mozaika, jaką tworzą różnego wieku wychodnie osadów dewonu i karbonu, którego to stopnia komplikacji nie oddaje uproszczona mapa prezentowana na figurze 2 (por. Matyja,1993, fig. 3A, 3B i 4; Matyja i in., 2000, fig. 18 i 19), przedstawiająca jedynie obecnie znany zasięg osadów dewońskich z dokładnością do oddziału, a karbońskich do podsystemu, jest świadectwem tektonicznych i erozyjnych zdarzeń, jakie musiały mieć miejsce w basenie pomorskim w ciągu późnego dewonu, karbonu i permu. Do rzadkości na obszarze pomorskim należą bowiem profile reprezentujące w miarę kompletne stratygraficznie przedziały dewonu czy karbonu. W większości profili jakaś część osadów dewonu i karbonu została usunięta przez kolejne etapy erozji późnodewońskiej czy wczesnokarbońskiej, a głównie późnokarbońskiej, będące następstwem dźwigania się poszczególnych bloków tektonicznych, a także przedcechsztyńskiej peneplenizacji obszaru (por. Dadlez, 1978; Matyja, 1993; Matyja i in., 2000).

Jedną z charakterystycznych cech obszaru pomorskiego jest silne pierwotne zróżnicowanie miąższości osadów dewonu i karbonu. Analiza rozkładu facji i miąższości w ciągu dewonu i missisipu wyraźnie bowiem wskazuje na zróżnicowaną subsydencję podłoża niektórych segmentów zbiornika (Matyja, 1993; Świdrowska, Hakenberg, 1996; Matyja i in., 2000 – fig. 18 i 19). Miąższość utworów środkowodewońskich w kompletnych lub prawie kompletnych profilach wynosi od około 850 m w profilach Jamno IG 1 i Polskie Łąki PIG 1 do ok. 470 m w profilu Bydgoszcz IG 1. Miąższość osadów górnodewońskich w północnej części Pomorza (otw. Brojce IG 1 i Gorzysław 8) może być szacowana na ponad 1300 m, w części północno-wschodniej – około1850 m (otw. Miastko 1 i Koczała 1), w części centralnej – 3500 m (otw. Tuchola IG 1, Człuchów IG 1, Babilon 1 i Brda 1) oraz co najmniej 1600 m w części południowo-wschodniej (otw. Polskie Łąki IG 1, Unisław IG 1 i 2 oraz Bydgoszcz IG 1) (por. Matyja, 1993, 1998).

Dla obszaru pomorskiego istotne wydają się dwa rozłamy poprzeczne, rozłam Koronowo-Margonin i położony dalej na południowy wschód rozłam Włocławek–Konin (fig. 2). Jeden z nich, jako rozłam oddzielający blok pomorski od bloku kujawskiego, odgrywał być może w ciągu dewonu i karbonu znaczącą rolę jako ważny element strukturalny, mający wpływ na sedymentację w basenie pomorskim, a być może nawet zamykający basen pomorski od południowego zachodu. Nie ma do tej pory jasności, który z wymienionych rozłamów mógł pełnić taką rolę. Królikowski i współautorzy (1999) jako granicę między segmentem pomorskim a kujawskim uznają rozłam Koronowo–Margonin.

Wschodni, erozyjny zasięg występowania osadów dewonu i karbonu dolnego wyznacza strefa uskokowa Koszalin–Chojnice–Toruń. Na wschód od tej strefy, pod bezpośrednim nadkładem osadów kenozoicznych stwierdzono wąski pas wychodni sfałdowanych osadów syluru i ordowiku, nasuniętych na kraton wschodnioeuropejski. Granicę tego nasunięcia określono jako front deformacji kaledońskiej CDF (Caledonian Deformation Front, fig. 2).

Front deformacji waryscyjskiej VDF (Variscan Deformation Front, fig. 2) wyznacza, jak się wydaje, południową granicę basenów epikontynentalnych dewonu i karbonu, charakteryzujących się, z powodu bliskości mobilnego pasa waryscydów, wzmożoną ruchliwością podłoża (Dadlez, 1997a). Baseny permskie i mezozoiczne były już typowymi basenami intrakratonicznymi.

Hanna MATYJA

PROFIL STRATYGRAFICZNY

Czwartorzęd *Quaternary*

HOLOCEN–PLEJSTOCEN *HOLOCENE–PLEISTOCENE*

0,0–38,5 (38,5)[1]

NEOGEN *NEOGENE*

MIOCEN *MIOCENE*

38,5–103,0 (64,5)

Formacja adamowska i poznańska ***Adamów and Poznań formations*** **38,5–60,0 (21,5)**

Formacja rawicka i ścinawska ***Rawicz and Ścinawa formations*** **60,0–103,0 (43,0)**

PALEOGEN *PALEOGENE*

OLIGOCEN *OLIGOCENE*

103,0–179,0 (76,0)

„Formacja"[2] rupelska (lub jej odpowiednik) ***Rupel formation (or its equivalent)*** **103,0–132,0 (29,0)**

„Formacja" czempińska ***Czempin formation*** **132,0–179,0 (47,0)**

KREDA *CRETACEOUS*

179,0–855,0 (676,0)

KREDA GÓRNA *UPPER CRETACEOUS*

179,0–651,0 (472,0)

MASTRYCHT *MASTRICHTIAN*

MASTRYCHT DOLNY *LOWER MASTRICHTIAN*

179,0–242,5 (63,5)

KAMPAN *CAMPANIAN*

242,5–373,0 (130,5)

SANTON *SANTONIAN*

373,0–412,5 (39,5)

---

[1] Głębokość i miąższość podano w metrach

[2] Nieformalne jednostki litostratygraficzne ujęto w cudzysłów wyłącznie w rozdziałach „Profil stratygraficzny" i „Profil litologiczno-stratygraficzny" oraz na figurach; w tekście cudzysłów został pominięty

KONIAK *CONIACIAN*
412,5–431,0 (18,5)

TURON *TURONIAN*
431,0–570,0 (139,0)

CENOMAN *CENOMANIAN*
570,0–651,0 (81,0)

KREDA DOLNA *LOWER CRETACEOUS*
651,0–855,0 (204,0)

ALB *ALBIAN*

ALB GÓRNY *UPPER ALBIAN*
651,0–654,0 (3,0)

ALB ŚRODKOWY–BARREM *MIDDLE ALBIAN–BARREMIAN*
654,0–743,5 (89,5)

Formacja mogileńska *Mogilno Formation* 654,0–743,5 (89,5)

Ogniwo kruszwickie (C) *Kruszwica Member (C)* 654,0–702,5 (48,5)

Ogniwo goplańskie (B) *Gopło Member (B)* 702,5–712,5 (10,5)

Ogniwo pagórczańskie (A) *Pagórki Member (A)* 712,5–743,5 (31,0)

HOTERYW HAUTERIVIAN
743,5–782,5 (39,0)

HOTERYW GÓRNY UPPER HAUTERIVIAN

pars **Formacja włocławska *Włocławek Formation***

Ogniwo żychlińskie *Żychlin Member* 743,5–770,5 (27,0)

HOTERYW DOLNY *LOWER HAUTERIVIAN*

pars **Formacja włocławska *Włocławek Formation***

Ogniwo gniewkowskie *Gniewkowo Member* 770,5–782,5 (12,0)

WALANŻYN *VALANGINIAN*
782,5–845,0 (62,5)

WALANŻYN GÓRNY *UPPER VALANGINIAN*

pars **Formacja włocławska *Włocławek Formation***

Ogniwo wierzchosławickie *Wierzchosławice Member* 782,5–799,5 (17,0)

WALANŻYN DOLNY *LOWER VALANGINIAN*

„Formacja" bodzanowska (warstwy z *Polyptychites*)
***Bodzanowo formation* (*Polyptychites Beds*) 799,5–830,0 (30,5)**

„Formacja" rogoźniańska *Rogoźno formation*

„Ogniwo" z Opoczek (warstwy z *Platylenticeras*)
Opoczki member (*Platylenticeras beds*) 830,0–845,0 (15,0)

BERIAS *BERRIASIAN*

BERIAS DOLNY *LOWER BERRIASIAN*

pars **„Formacja" kcyńska *Kcynia formation***

„Ogniwo" z Wieńca *Wieniec member* 845,0–855,0 (10,0)

JURA *JURASSIC*

855,0–1762,5 (907,5)

JURA GÓRNA *UPPER JURASSIC*

855,0–1335,0 (480,0)

TYTON *TITHONIAN*

pars **„Formacja" kcyńska *Kcynia formation* 855,0–888,0 (33,0)**

pars **„Formacja" pałucka *Pałuki formation* 888,0–951,0 (63,0)**

„Ogniwo" żnińskie *Żnin member* 932,5–951,0 (18,5)

KIMERYD *KIMMERIDGIAN*

KIMERYD GÓRNY *UPPER KIMMERIDGIAN*

pars **„Formacja" pałucka *Pałuki formation* 951,0–1092,0 (141,0)**

KIMERYD + ? OKSFORD GÓRNY *KIMMERIDGIAN* + ? *UPPER OXFORDIAN*

1092,0–1197,5 (105,5)

„Formacja" wapienno-marglisto-muszlowcowa *Lime-marly-lumachelle formation*

? KIMERYD DOLNY + OKSFORD ? *LOWER KIMMERIDGIAN* + *OXFORDIAN*

(1197,5–1335,0 (137,5)

„Formacja" gąbkowo-wapienna / *pars* „formacja" mułowcowa Łyny
Sponge-limestone formation* / *pars Łyna formation

JURA ŚRODKOWA *MIDDLE JURASSIC*

1335,0–1442,5 (107,5)

KELOWEJ *CALLOVIAN*

1335,0–1360,5 (25,5)

KELOWEJ GÓRNY *UPPER CALLOVIAN*

1335,0–1342,5 (7,5)

pars **„Formacja" mułowcowa Łyny *Łyna formation* 1335,0–1337,5 (2,5)**

KELOWEJ DOLNY *LOWER CALLOVIAN*

1342,5–1360,5 (18,0)

BATON *BATHONIAN*

BATON GÓRNY *UPPER BATHONIAN*

1360,5–1395,0 (34,5)

BATON ŚRODKOWY + DOLNY *MIDDLE* + *LOWER BATHONIAN*

1395,0–1417,0 (22,0)

BAJOS *BAJOCIAN*

BAJOS GÓRNY *UPPER BAJOCIAN*

1417,0–1442,5 (25,5)

JURA DOLNA *LOWER JURASSIC*

1442,5–1762,5 (320,0)

TOARK *TOARCIAN*

TOARK DOLNY *LOWER TOARCIAN*

Formacja ciechocińska *Ciechocinek Formation* 1442,5–1512,0 (69,5)

PLIENSBACH *PLIENSBACHIAN*

1512,0–?1639,5 (127,5)

PLIENSBACH GÓRNY *UPPER PLIENSBACHIAN*

Formacja komorowska *Komorów Formation* 1512,0–1602,5 (90,5)

PLIENSBACH DOLNY *LOWER PLIENSBACHIAN*

Formacja łobeska *Łobez Formation* 1602,5–?1639,5 (37,0)

SYNEMUR *SINEMURIAN*

Formacja ostrowiecka *Ostrowiec Formation* ?1639,5–1675,0 (35,5)

HETANG *HETTANGIAN*

Formacja skłobska + ?formacja zagajska
***Skłoby Formation* + *?Zagaje Formation* 1675,0–1762,5 (87,5)**

TRIAS *TRIASSIC*

1762,5–2767,0 (1004,5)

TRIAS GÓRNY *UPPER TRIASSIC*

1762,5–2459,5 (697,0)

RETYK *RHAETIAN*

DAWNY „RETYK WYŻSZY” *FORMERLY UPPER PART OF “RHAETIAN”*

1762,5–1876,0 (113,5)

Warstwy z *Trileites* *Trileites beds* 1762,5–1819,5 (56,5)

Warstwy wielichowskie *Wielichowo beds* 1819,5–1876,0 (56,5)

NORYK *NORIAN*

DAWNY „RETYK NIŻSZY” *FORMERLY LOWER PART OF “RHAETIAN”*

1876,0–1980,5 (104,5)

Warstwy zbąszyneckie i jarkowskie *Zbąszynek beds* + *Jarkowo beds* 1876,0–1957,5 (81,5)

Warstwy drawnieńskie *Drawno beds* 1957,5–1980,5 (23,0)

KARNIK *CARNIAN*

Kajper górny *Upper Keuper*

1980,5–2459,5 (479,0)

Warstwy gipsowe górne *Upper Gypsum beds* 1980,5–2284,0 (303,5)

Piaskowiec trzcinowy *Reed Sandstone* 2284,0–2391,5 (107,5)

Warstwy gipsowe dolne *Lower Gypsum beds* 2391,5–2459,5 (68,0)

TRIAS ŚRODKOWY *MIDDLE TRIASSIC*
(2459,5–2755,0 (295,5)

LADYN *LADINIAN*

Kajper dolny *Lower Keuper*

Warstwy sulechowskie *Sulechów beds* 2459,5–2523,0 (63,5)

Wapień muszlowy górny *Upper Muschelkalk*

2523,0–2571,5 (48,5)

ANIZYK *ANISIAN*

Wapień muszlowy środkowy *Middle Muschelkalk*

2571,5–2654,5 (83,0)

Wapień muszlowy dolny *Lower Muschelkalk*

2654,5–2755,0 (100,5)

TRIAS DOLNY *LOWER TRIASSIC*
2755,0–2767,0 (12,0)

OLENEK *OLENEKIAN*

Pstry piaskowiec górny *Upper Buntsandstein*

Formacja barwicka *Barwice Formation* 2755,0–2767,0 (12,0)

PERM *PERMIAN*

2767,0–3239,0 (472,0)

Cechszyn *Zechstein*

Cechsztyn 3 (PZ3) *Zechstein* (PZ3)

2767,0–2919,0 (152,0)

Cechsztyn 2 (PZ2) *Zechstein* (PZ2)

2919,0–3049,0 (130,0)

Cechsztyn 1 (PZ1) *Zechstein* (PZ1)

3049,0–3239,0 (190,0)

DEWON DEVONIAN

3239,0–4297,5 (1058,0)

DEWON GÓRNY *UPPER DEVONIAN*

FRAN *FRASNIAN*

„Formacja" człuchowska *Człuchów formation* 3239,0–?3434,5 (195,5)

DEWON ŚRODKOWY–?DOLNY *MIDDLE–?LOWER DEVONIAN*

ŻYWET *GIVETIAN*

?3434,5–4168,9 (733,5)

„Formacja" sianowska ***Sianowo formation*** **?3434,5–3607,0 (172,5)**

„Formacja" miastecka ***Miastko formation*** **3607,0–4168,0 (561,0)**

ŻYWET?–EIFEL *GIVETIAN?–EIFELIAN*

„Formacja" studnicka? ***Studnica formation*?** **4168,0–4251,0 (83,0)**

EIFEL–?EMS NAJWYŻSZY *EIFELIAN–?UPPERMOST EMSIAN*

„Formacja" tucholska? ***Tuchola formation*?** **4251,0–4297,5 (46,5)**

ORDOWIK *ORDOVICIAN*

4297,5–4427,0 (129,5)

SANDB I KAT (CZĘŚĆ) *SANDBIAN AND PART OF KATIAN*

Karadok (podział brytyjski) ***Caradocian* (*British Stage*)**

PROFIL LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNY

Głębokość w m	Opis litologiczny

Marcin PIWOCKI, Jacek KASIŃSKI

Czwartorzęd

HOLOCEN–PLEJSTOCEN

Na podstawie danych geofizyki otworowej i próbek okruchowych 0,0–38,5 m; miąższość 38,5 m:

0,0–3,0	Piasek częściowo zagliniony
3,0–10,0	Glina zwałowa
10,0–17,0	Piasek
17,0–24,0	Glina zwałowa
24,0–32,5	Piasek
32,5–38,5	Glina zwałowa

NEOGEN

MIOCEN

Na podstawie danych geofizyki otworowej i próbek okruchowych: 38,5–103,0 m; miąższość 64,5 m:

Formacja adamowska i poznańska

(38,5–60,0 m; miąższość 21,5 m)

38,5–49,0	Ił z wkładkami węgla brunatnego o grubości do 1,0 m
49,0–53,0	Piasek drobnoziarnisty
53,0–58,0	Mułek zwęglony
58,0–60,0	Piasek drobnoziarnisty

Formacja rawicka i ścinawska

(60,0–103,0 m; miąższość 43,0 m)

60,0–73,0	Mułek zwęglony
73,0–103,0	Piasek drobnoziarnisty

PALEOGEN

OLIGOCEN

Na podstawie danych geofizyki otworowej i próbek okruchowych: 103,0–179,0 m; miąższość 76,0 m:

„Formacja" rupelska

(103,0–132,0 m; miąższość 29,0 m)

103,0–113,0	Piasek mułkowaty, zapewne z glaukonitem

113,0–132,0	Mułek ilasty

„Formacja" czempińska

(132,0–179,0 m; miąższość 47,0 m)

132,0–162,0	Mułek
162,0–179,0	Piasek mułkowaty

KREDA

Na podstawie danych geofizyki otworowej i próbek okruchowych 179,0–855,0 m; miąższość 676,0 m

Krzysztof LESZCZYŃSKI

KREDA GÓRNA

(179,0–651,0 m; miąższość 472,0 m)

MASTRYCHT

MASTRYCHT DOLNY

179,0–242,5	Wapienie margliste i opoki. W spągu, być może, kilka- lub kilkanaście metrów piaskowców wapnistych lub wapieni piaszczystych, których nieliczne fragmenty spotyka się w próbkach okruchowych na głębokości 230,0–240,0 m

KAMPAN

242,5–373,0	Opoki i opoki margliste szare z przewarstwieniami margli

SANTON

373,0–412,5	Opoki i margle szare

KONIAK

412,5–431,0	Opoki szarobiałe

TURON

431,0–461,0	Opoki mulaste i margle, szare
461,0–471,5	Iłowce
471,5–517,5	Mułowce wapniste, szare
517,5–570,0	Mułowce margliste, szare

CENOMAN

570,0–627,5	Iłowce margliste, szare
627,5–640,0	Wapienie szare, zwarte
640,0–651,0	Margle szare

Sylwester MAREK, Krzysztof LESZCZYŃSKI

KREDA DOLNA

(651,0–855,0 m; miąższość 204,0 m)

ALB

ALB GÓRNY

651,0–654,0 Piaski glaukonitowe i margle piaszczyste, być może z konkrecjami fosforytowymi

ALB ŚRODKOWY–B A R R E M
(654,0–743,5 m; miąższość 89,5 m)

Formacja mogileńska

Ogniwo kruszwickie (C)
(654,0–702,5 m; miąższość 48,5 m)

654,0–666,0 Piaskowce

666,0–690,0 Mułowce, iłowce i piaskowce mulaste

690,0–702,5 Piaskowce

Ogniwo goplańskie (B)
(702,5–712,5 m; miąższość 10,5 m)

702,5–705,0 Mułowce i iłowce

705,0–709,0 Piaskowce

709,0–712,5 Mułowce i iłowce

Ogniwo pagórczańskie (A)
(712,5–743,5 m; miąższość 31,0 m)

712,5–724,5 Piaskowce

724,5–727,5 Iłowce i mułowce

727,5–743,5 Piaskowce

H O T E R Y W
(743,5–782,5 m; miąższość 39,0 m)

Formacja włocławska

HOTERYW GÓRNY

Ogniwo żychlińskie
(743,5–770,5 m; miąższość 27,0 m)

743,5–750,0 Mułowce piaszczyste

750,0–757,5 Iłowce i mułowce z przerostami piaskowców

757,5–770,5 Piaskowce, częściowo wapniste

HOTERYW DOLNY

Ogniwo gniewkowskie
(770,5–782,5 m; miąższość 12,0 m)

770,5–775,0 Iłowce

775,0–779,5 Piaskowce

779,5–782,5 Mułowce i iłowce

W A L A N Ż Y N

(782,5–845,0 m; miąższość 62,5 m)

WALANŻYN GÓRNY

cd. Formacji włocławskiej

Ogniwo wierzchosławickie

(782,5–799,5 m; miąższość 17,0 m)

782,5–795,0	Piaskowce wapniste i mułowce
795,0–799,5	Mułowce i iłowce

WALANŻYN DOLNY

„Formacja" bodzanowska (warstwy z *Polyptychites*)

(799,5–830,0 m; miąższość 30,5 m)

799,5–813,5	Mułowce piaszczyste
813,5–830,0	Piaskowce

„Formacja" rogoźniańska

„Ogniwo" z Opoczek (warstwy z *Platylenticeras*)

(830,0–845,0 m; miąższość 15,0 m)

830,0–845,0	Iłowce ciemnoszare

BERIAS DOLNY

„Formacja" kcyńska

„Ogniwo" z Wieńca[1]

(845,0–855,0 m; miąższość 10,0 m)

845,0–850,0	Wapienie margliste i mułowce z ?anhydrytami
850,0–852,0	Margle o zawartości $CaCO_3$ 49,2%
852,0–855,0	Wapienie z ?anhydrytami

JURA

Na podstawie danych geofizyki otworowej i próbek okruchowych 855,0–1762,5 m; miąższość 907,5 m

Teresa NIEMCZYCKA, Bronisław A. MATYJA

JURA GÓRNA[2]

(855,0–1335,0 m; miąższość 480,0 m)

T Y T O N (WOŁG)[3]

cd. „Formacji" kcyńskiej

(?„Ogniwo" wapieni korbulowych)

(855,0–888,0 m; miąższość 33,0 m)

---

[1] Z charakteru krzywych geofizycznych wynika, że jest to ogniwo z Wieńca. W próbach okruchowych nie stwierdzono jednak anhydrytów

[2] Do sporządzenia profilu jury górnej wykorzystano wyniki pomiarów geofizycznych i próby okruchowe, a także profile otworów Korytowo 1 I Wudzyń 1. Oznaczenia chemiczne wg laboratorium polowego

[3] W nawiasach podane wydzielenia stratygraficzne T. Niemczyckiej

855,0–867,5 Wapienie margliste[4] o zawartości $CaCO_3$ 54,0%

867,5–875,0 Wapienie[4] o zawartości $CaCO_3$ 36,7%

875,0–888,0 Wapienie[4]; zawartość $CaCO_3$ z głęb. 880,0 m wynosi 38,6%. W analogicznych utworach w otworze Korytowo 1 znaleziono *Corbula* sp.

„Formacja" pałucka
(888,0–1092,0 m; miąższość 204,0 m)

888,0–904,0 Mułowce wapniste i ilasto-wapniste. Zawartość $CaCO_3$ 42,5–44,4%

904,0–921,0 Margle mułowcowe o zawartości $CaCO_3$ 51,1–70,4%

921,0–932,5 Mułowce wapniste o zawartości $CaCO_3$ 39,6%

T Y T O N (KIMERYD GÓRNY)

cd. „Formacji" pałuckiej
„Ogniwo" żnińskie
(932,5–951,0 m; miąższość 18,5 m)

932,5–951,0 Margle mułowcowo-wapniste o zawartości $CaCO_3$ 34,7–37,6%

K I M E R Y D

KIMERYD GÓRNY
(951,0–1092,0 m; miąższość 141,0 m)

cd. „Formacji" pałuckiej

951,0–953,0 Mułowce wapniste o zawartości $CaCO_3$ 29,0%

953,0–956,5 Margle mułowcowe

956,5–960,0 Mułowce wapniste o zawartości $CaCO_3$ 26,1%

960,0–962,5 Margle mułowcowe

962,5–967,5 Mułowce wapniste

967,5–972,5 Margle mułowcowe o zawartości $CaCO_3$ 39,6%

972,5–997,5 Margle mułowcowe z wkładkami wapieni marglistych. Zawartość $CaCO_3$ 69,5–71,4%

997,5–1024,0 Margle mułowcowe o zawartości $CaCO_3$ 48,3–59,8%

1024,0–1059,5 Mułowce wapniste o zawartości $CaCO_3$ 29,0–47,3%

1059,5–1092,0 Margle mułowcowe o zawartości $CaCO_3$ 36,7–68,?%, podrzędnie iłowce margliste o zawartości 23,2%

K I M E R Y D + ?OKSFORD GÓRNY (KIMERYD GÓRNY)

„Formacja" wapienno-marglisto-muszlowcowa
(1092,0–1197,5 m; miąższość 105,5 m)

1092,0–1097,5 Wapienie margliste[4] o zawartości $CaCO_3$ 41,5%

1097,5–1101,0 Margle

1101,0–1110,0 Wapienie margliste[4] o zawartości $CaCO_3$ 47,3%

[4] Zaniżona wartość $CaCO_3$, niezgodna z charakterem krzywych geofizycznych.

1110,0–1123,0 Margle o zawartości $CaCO_3$ 57,9%

1123,0–1147,5 Wapienie margliste[4] o zawartości $CaCO_3$ 51,1% z wkładkami skał ilastych o zawartości 25,1%

1147,5–1197,5 Margle i wapienie margliste o zawartości $CaCO_3$ 37,6–78,6%

?KIMERYD DOLNY + O K S F O R D (OKSFORD)

(F o r m a c j a w a p i e n n o - t e r y g e n i c z n a)

„Formacja" gąbkowo-wapienna / „Formacja" mułowcowa Łyny, pars
(1197,5–1335,0 m; miąższość 137,5 m)

1197,5–1205,0 Wapienie margliste lub piaszczyste o zawartości $CaCO_3$ 43,4%

1205,0–1210,0 Wapienie piaszczyste i mułowcowe

1210,0–1215,0 Wapienie margliste[4] o zawartości $CaCO_3$ 45,4%

1215,0–1223,0 Wapienie piaszczyste i mułowcowe o zawartości $CaCO_3$ 37,4%

1123,0–1235,0 Wapienie piaszczyste i margliste o zawartości $CaCO_3$ 76,2%

1235,0–1240,0 Margle mułowcowe o zawartości $CaCO_3$ 41,5%

1240,0–1262,5 Wapienie[4] o zawartości $CaCO_3$ 44,4%

1262,5–1275,0 Margle piaszczyste o zawartości $CaCO_3$ 48,3%

1275,0–1307,0 Wapienie piaszczyste o zawartości $CaCO_3$ 69,5% z wkładkami ilastymi[4] o zawartości $CaCO_3$ 23,2–28,0%

1307,0–1315,0 Wapienie margliste o zawartości $CaCO_3$ 67,6%

1315,0–1324,0 Wapienie piaszczyste i margliste o zawartości $CaCO_3$ 35,7%

1324,0–1333,0 Wapienie o zawartości $CaCO_3$ 34,7%

1333,0–1337,5 Mułowce margliste o zawartości $CaCO_3$ 27,0%.

Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

JURA ŚRODKOWA
(1335,0–1442,5 m; miąższość 107,5 m)

K E L O W E J

KELOWEJ GÓRNY
(1335,0–1342,5 m; miąższość 7,5 m)

„Formacja" mułowcowa Łyny, pars
(1335,0–1337,5 m; miąższość 2,5 m)

1335,0–1337,5 Mułowce margliste

1337,5–1340,0 Piaskowce wapniste

1340,0–1342,5 Mułowce ciemnoszare

KELOWEJ DOLNY
(1342,5–1360,5 m; miąższość 18,0 m)

1342,5–1360,5 Piaskowce szare z wkładkami ciemnoszarych mułowców i mułowców marglistych

B A T O N

BATON GÓRNY

(1360,5–1395,0 m; miąższość 34,5 m)

1360,5–1366,0	Iłowce margliste ciemnoszare
1366,0–1380,0	Piaskowce szare miejscami wapniste, z cienkimi wkładkami mułowców
1380,0–1384,0	Mułowce
1384,0–1388,0	Piaskowce, miejscami wapniste
1388,0–1395,0	Piaskowce szare

BATON ŚRODKOWY + DOLNY

(1395,0–1417,0 m; miąższość 22,0 m)

1395,0–1398,5	Iłowce ciemnoszare
1398,5–1400,0	Piaskowce szare
1400,0–1403,0	Mułowce i iłowce ciemnoszare
1403,0–1404,5	Piaskowce szare
1404,5–1407,0	Mułowce ciemnoszare
1407,0–1408,5	Piaskowce szare
1408,5–1417,0	Iłowce i mułowce ciemnoszare

B A J O S

BAJOS GÓRNY

(1417,0–1442,5 m; miąższość 25,5 m)

1417,0–1419,0	Piaskowce szare
1419,0–1420,0	Iłowce ciemnoszare
1420,0–1424,0	Iłowce ciemnoszare z syderytami
1424,0–1426,0	Piaskowce szare
1426,0–1427,0	Iłowce ciemnoszare
1427,0–1429,5	Piaskowce szare
1429,5–1430,5	Mułowce ciemnoszare
1430,5–1434,0	Piaskowce szare
1434,0–1442,5	Iłowce ciemnoszare

JURA DOLNA

(1442,5–1762,5 m; miąższość 320,0 m)

T O A R K

TOARK DOLNY

Formacja ciechocińska

(1442,5–1512,0 m; miąższość 69,5 m)

1442,5–1512,0	Iłowce i mułowce szarozielone z nielicznymi wkładkami piaskowców jasnoszarych

PLIENSBACH

PLIENSBACH GÓRNY

Formacja komorowska
(1512,0–1602,5 m; miąższość 90,5 m)

1512,0–1517,5	Piaskowce jasnoszare
1517,5–1519,5	Mułowce ciemnoszare
1519,5–1525,0	Piaskowce jasnoszare
1525,0–1526,5	Iłowce ciemnoszare
1526,5–1529,0	Piaskowce jasnoszare
1529,0–1533,5	Iłowce ciemnoszare
1533,5–1538,5	Mułowce ciemnoszare i piaskowce szare
1538,5–1543,0	Piaskowce jasnoszare
1543,0–1544,5	Mułowce ciemnoszare
1544,5–1553,5	Piaskowce mułowcowe szare z wkładkami piaskowców
1553,5–1602,5	Piaskowce jasnoszare

PLIENSBACH DOLNY

Formacja łobeska
(1602,5–?1639,5 m; miąższość 37,0 m)

1602,5–1607,5	Mułowce ciemnoszare
1607,5–1615,5	Piaskowce jasnoszare
1615,5–1619,5	Mułowce ciemnoszare
1619,5–1629,0	Piaskowce jasnoszare
1629,0–1630,5	Mułowce ciemnoszare
1630,5–1632,5	Piaskowce jasnoszare
1632,5–1635,0	Mułowce ciemnoszare
1653,0–1637,5	Piaskowce jasnoszare
1637,5–1639,5	Iłowce ciemnoszare

SYNEMUR

Formacja ostrowiecka
(?1639,5–1675,0 m; miąższość 35,5 m)

1639,5–1664,0	Piaskowce jasnoszare i piaskowce mułowcowe szare
1664,0–1665,0	Iłowce ciemnoszare
1665,0–1666,0	Mułowce ciemnoszare
1666,0–1675,0	Piaskowce mułowcowe szare z wkładkami piaskowców jasnoszarych

HETANG

Formacja skłobska i ?formacja zagajska

(1675,0–1762,5 m; miąższość 87,5 m)

1675,0–1762,5 Piaskowce jasnoszare

TRIAS

Andrzej IWANOW, Anna BECKER

TRIAS GÓRNY

(1762,5–2459,5 m; miąższość 697,0 m)

RETYK

(dawny „retyk wyższy")

Warstwy z *Trileites*

(1762,5–1819,5 m; miąższość 56,5 m)

1770,0–1771,0 Iłowce margliste

Interpretacja na podstawie danych geofizyki otworowej i próbek okruchowych

1771,0–1777,0[5] 6,0 m rdzenia (rdzeń przeważnie pokruszony, zwłaszcza na 3 i 4 metrze; na 5 i 6 metrze od stropu rozpada się na płytki i buły):

iłowce i mułowce ciemnobrunatne, partiami zapiaszczone i przechodzące poprzez mułowce i iłowce warstewkowane piaskowcem jasnoszarym w piaskowiec laminowany. Laminacja podkreśla bogactwo tekstur sedymentacyjnych: warstwowania równoległe proste i faliste oraz przekątne, przeważnie niezaburzone; miejscami warstwowanie zaburzone poprzez pojawienie się postsedymentacyjnego przefałdowania zespołów warstewek, pojawienie się zmian grubości warstewek aż do rozerwania, a także przerywających ciągłość warstewkowania pogrązów. W spągowej części warstewek piaskowcowych występują sporadycznie bardzo drobne (do 3–4 mm ∅) soczewkowate otoczaki ciemnobrunatnego iłowca lub mułowca; miejscami (na 3 i 6 metrze) występują poziomy syderytu ilastego beżowo-brązowego. W dolnej części rdzenia (na 5 i 6 metrze) wzrasta ilość domieszki piaszczystej. W ogólnej miąższości przeważają wkładki piaskowcowe, bowiem rośnie miąższość warstewek piaskowcowych w stosunku do warstewek mułowcowo-iłowcowych, których miąższości maleje, aż do śladowego występowania. W tej części rdzenia strefy zaburzeń warstwowania, pogrązów i przefałdowań większej miąższości niż w częściach wyższych

1777,0–1781,0 Iłowce margliste ($CaCO_3$ – 12,5%) partiami mułowcowe ciemnobrunatne

Na głęb. 1777,0–1982,0 m — próby okruchowe; interpretacja na podstawie danych geofizyki otworowej i próbek okruchowych

1781,0–1792,5 Iłowce i mułowce, słabo wapniste ($CaCO_3$ – 7,0%) z wkładkami piaskowców

1792,5–1819,5 Piaskowce wapniste ($CaCO_3$ – 23,2%) z wkładkami mułowców wapnistych b. słabo dolomitycznych (kalcyt – 6,8%, dolomit – 1,0%) oraz iłowców słabo wapnistych (kalcyt – 3,9%)

Warstwy wielichowskie

(1819,5–1876,0 m; miąższość 56,5 m)

1819,5–1850,5 Mułowce ilaste szare i mułowce słabo wapnisto-dolomityczne ($CaCO_3$ – 2,9%, $MgCO_3$ – 2,9%) z wkładkami iłowców b. słabo wapnisto-dolomitycznych (kalcyt – 1%; dolomit – 1,9%) oraz sporadycznie piaskowców marglistych (kalcyt – 18,3%)

[5] Podkreśleniem zaznaczono odcinki rdzeniowane

1850,5–1857,0 Iłowce

1857,0–1876,0 Mułowce dolomityczne z wkładkami iłowców dolomitycznych (kalcyt – 1,9%; dolomit – 9,7%), iłowców słabo dolomitycznych (kalcyt – 1,9%; dolomit – 4,8%) oraz mułowców piaszczystych i piaskowców

NORYK

(dawny „retyk niższy")

Warstwy zbąszyneckie i jarkowskie

(1876,0–1957,5 m; miąższość 81,5 m)

1876,5–1904,5 Mułowce i mułowce ilaste pstre z wkładkami iłowców słabo wapnistych i dolomitycznych (kalcyt – 1,9–2,9%; dolomit – 3,9–7,7%) oraz mułowców piaszczystych i zwłaszcza w spągu piaskowców lekko wapnisto-dolomitycznych (kalcyt – 2,9%; dolomit – 5,8%)

1904,5–1957,0 Iłowce i iłowce mułowcowe b. słabo wapniste i lekko dolomityczne (kalcyt – 1,0–2,9%, dolomit <3,9%) różnobarwne, głównie czerwone, brunatne i wiśniowe

Warstwy drawneńskie

(1957,5–1980,5 m; miąższość 23,0 m)

1957,0–1962,0 Mułowce piaszczyste z poziomami piaskowców szarych oraz mułowce ilaste

1962,0–1970,0 Mułowce i mułowce ilaste szare oraz głównie w stropie, iłowce b. słabo wapnisto-dolomityczne (kalcyt – 1,9%; dolomit – 2,9%), niekiedy z wkładkami mułowców piaszczystych i piaskowców szarych

1970,0–1980,5 Mułowce, mułowce ilaste i mułowce piaszczyste z wkładkami piaskowców oraz rzadko obserwowanymi przewarstwieniami iłowców mułowcowych b. słabo wapnistych lub bezwapnistych, być może niekiedy z wtrąceniami (?)anhydrytów

KARNIK

Kajper górny

Warstwy gipsowe górne

(1980,5–2284,0 m; miąższość 303,5 m)

1980,5–1982,0 Mułowce, mułowce ilaste

1982,0–1990,0 6,0 m rdzenia, w tym:

1,20 m – mułowce ilaste brunatne i ciemnobrunatne, miejscami rdzawo-brązowe, smużyste ze smugami szaro-zielonkawymi i iłowce b. słabo wapniste, z wkładkami piaskowca b. drobnoziarnistego jasnozielonego z gruzłami i soczewkami białego anhydrytu drobno warstewkowanego mułowcem ciemnoszarym (warstewki równoległe, niezaburzone), zbitym, kruchym, rozpadającym się na ostrokrawędzisty gruz, a częściowo na zaokrąglone buły o długości 0,7–7,0 cm; spękania wypełnione różowym anhydrytem

3,00 m – iłowce mułowcowe ciemnoszare, prawie czarne, rozpadające się na grube buły, ułożone w pakietach o miąższości do 0,15 m, przewarstwiane mułowcem ciemnoszaro-zielonkawym (z brązowymi plamkami) z soczewkami i gniazdami anhydrytu, z rosnącym ku spągowi zapiaszczeniem i drobno warstewkowanym piaskowcem bardzo drobno- i drobnoziarnistym jasnoszarym; w skale liczne ślizgi i spękania, wypełnione lub pokryte blaszkami, kryształami anhydrytu

0,90 m – mułowce zielono-brązowe miejscami przechodzące w iłowiec bezwapnisty (głębokość 0,1 m) ze smugami od zielonoszarych do zielonobrązowych, z przewarstwieniami mułowca szaro-zielonego, drobno warstewkowane piaskowcem drobnoziarnistym, jasnoszarym z wtrąceniami i gniazdami anhydrytu

0,90 m – mułowce ciemnobrązowe z przewarstwieniami piaskowca bardzo drobno- lub drobnoziarnistego, drobno warstewkowanego mułowcem ciemnoszarym z odcieniem zielonkawym, miejscami prawie czarnym, z otoczakami mułowca beżowoszarego

1990,0–1994,0 Mułowce, mułowce ilaste i mułowce piaszczyste przewarstwiane miejscami piaskowcami oraz iłowce mułowcowe ciemnoszare prawie czarne b. słabo wapniste lub bezwapniste (kalcyt poniżej 1,9%; dolomit poniżej 1,0%) z licznymi poziomami wtrąceń i soczewek białego anhydrytu (tzw. anhydryt stropowy – warstwa górna)

Na głęb. 1990,0–2151,0 m próby okruchowe. Interpretacja na podstawie danych geofizyki otworowej i próbek okruchowych

1994,0–2001,0 Iłowce mułowcowe z wkładkami mułowców bardzo słabo wapnisto-dolomitycznych (kalcyt – 1,9%; dolomit – 1,9%) prawdopodobnie z wtrąceniami anhydrytu w stropie

2001,0–2014,5 Mułowce i mułowce piaszczyste z wkładkami piaskowców wapnistych oraz iłowce częściowo margliste, słabo dolomityczne (kalcyt – 8,7%; dolomit – 5,8%) z licznymi wtrąceniami i soczewkami anhydrytu, których ilość znacznie rośnie ku spągowi, poniżej 2005,0 m (tzw. anhydryt stropowy – warstwa dolna)

2014,5–2036,5 Mułowce ilaste i mułowce oraz iłowce słabo wapnisto-dolomityczne (kalcyt – 2,9%; dolomit – 6,8%) z wkładkami mułowców piaszczystych i piaskowców różnobarwnych

2036,5–2045,0 Iłowce i iłowce marglisto-dolomityczne (kalcyt – 5,8%; dolomit – 6,8%) oraz mułowce ilaste

2045,0–2071,5 Mułowce i mułowce ilaste oraz iłowce słabo wapnisto-dolomityczne (kalcyt – 1,0%; dolomit – 1,9%) i iłowce marglisto-dolomityczne (kalcyt – 4,8%; dolomit – 6,8%) z wkładkami mułowców piaszczystych i piaskowców różnobarwnych

2071,5–2099,5 Mułowce ilaste i iłowce słabo wapniste (kalcyt – 1,0%; dolomit – 1,9%) oraz iłowce marglisto-dolomityczne (kalcyt – 4,8%; dolomit – 5,8%)

2099,5–2115,0 Iłowce bezwapniste z wkładkami mułowców

2115,0–2125,0 Mułowce i mułowce ilaste, w spągu mułowce piaszczyste, z wkładkami iłowców b. słabo wapnistych i bezwapnistych

2125,0–2148,5 Mułowce ilaste i iłowce słabo wapnisto-dolomityczne (kalcyt – 1,9%; dolomit – 1,0–1,9%), z nielicznymi wkładkami piaskowców słabo wapnistych (kalcyt – 3,9%; dolomit – 3,9%)

2148,5–2151,0 Mułowce piaszczyste

2151,0–2161,0 4,0 m rdzenia, w tym:

3,3 m – mułowce ilaste i mułowce piaszczyste przechodzące miejscami w piaskowce b. drobno- i drobnoziarniste beżowe i białe. Mułowce charakteryzują się dużą zmiennością barwy. Przeważają mułowce szaro-zielone i zielone z jaśniejszymi odcieniami, często z plamkami i smugami czerwono- lub wiśniowo-brunatnymi oraz z żyłkami brązowordzawymi. Mułowce te są twarde i zwięzłe z warstewkami, smugami i laminami, a niekiedy tylko b. drobnymi skupieniami bardzo drobnoziarnistego piaskowca mułowcowego słabo wapnisto-dolomitycznego (na 0,3 m kalcyt – 3,9%; dolomit – 2,9%), luźnego i kruchego beżowego lub różowego. Wkładki grubsze takiego piaskowca (do 20 cm miąższości) zawierają liczne smugi mułowca ilastego oliwkowego. Poza tym mułowce i mułowce ilaste (na 2,1 m bezwapniste) czerwono- i brunatnowiśniowe do fioletowobrunatnych, często z plamkami oraz smugami przebarwień przy powierzchniach spękań o kolorach: ciemnobordowych, seledynowozielonych lub ciemnoszarozielonych, ciemnobrunatnozielonych, ciemnobrunatnowiśniowych oraz rdzawobrązowych. W skale liczne spękania i zlustrowania. Na głębokości 0,0–0,25 m i 0,30–0,42 m od stropu rdzenia – gniazda i żyłki anhydrytu; na głębokości 1,90–2,0 m od stropu rdzenia warstwowania w mułowcu brązowo-wiśniowym (powierzchnie warstw są nierówne i chropowate)

0,35 m – heterolit zbudowany z b. drobno- lub drobnoziarnistego jasnobeżowego piaskowca i mułowca ilastego ciemnozielonego lub zielonociemnoszarego, prawie czarnego; występują warstwowania przekątne często zaburzone i słabo czytelne

0,15 m – jw.

0,20 m – piaskowiec b. drobno- lub drobnoziarnisty jasnobeżowy z laminami mułowca czerwonawojasnozielonego

2161,0–2165,0 Mułowce piaszczyste pstre i piaskowce słabo wapniste z wkładkami mułowców, mułowców ilastych i iłowców b. słabo wapnistych i bezwapnistych pstrych

Na głęb. 2161,0–2410,0 m próby okruchowe. Interpretacja na podstawie danych geofizyki otworowej i próbek okruchowych

2165,0–2176,0 Mułowce ilaste oraz iłowce i iłowce mułowcowe bezwapniste (kalcyt – 1,0%)

2176,0–2234,5 Iłowce przeważnie b. słabo wapnisto-dolomityczne (kalcyt – 1,0%; dolomit – 1,9%) z wkładkami mułowców piaszczystych i piaskowców wapnistych (kalcyt – 4,8–7,7%; dolomit – 1,9%) jasnoszarych oraz piaskowców marglistych (kalcyt – 10,6%; dolomit – 2,9%) prawdopodobnie ze sporadycznymi skupieniami anhydrytu

2234,5–2255,0 Mułowce i mułowce piaszczyste, słabo wapniste, z wkładkami piaskowców wapnistych szarych oraz iłowców mułowcowych b. słabo wapnisto-dolomitycznych (kalcyt – 1,0%; dolomit – 1,0%) lub bezwapnistych

2255,0–2284,0 Mułowce ilaste i mułowce słabo wapniste (kalcyt – 1,9%) oraz iłowce mułowcowe słabo wapnisto-dolomityczne (kalcyt – 3,9%; dolomit – 3,9%) zapewne szare, brunatne i pstre niekiedy z wkładkami, głównie w części przystropowej i przyspągowej, mułowców piaszczystych i piaskowców marglistych b. słabo dolomitycznych (kalcyt – 10,6%; dolomit – 1,9%), zapewne ze sporadycznymi skupieniami anhydrytu

Piaskowiec trzcinowy

(2284,0–2391,5 m; miąższość 107,5 m)

2284,0–2293,0 Mułowce zapewne słabo wapniste i mułowce ilaste z wkładkami piaskowców słabo wapnistych oraz iłowce mułowcowe słabo wapniste (kalcyt – 1,9%)

2293,0–2297,5 Iłowce i iłowce mułowcowe z wkładkami mułowców

2297,5–2305,0 Mułowce piaszczyste, mułowce i piaskowce, słabo wapniste z wkładkami iłowców bezwapnistych

2305,0–2335,0 Mułowce ilaste i mułowce z wkładkami piaskowców (największe wg PG między 2307,5–2310,5 m i 2312,5–2315,5 m) oraz iłowce bardzo słabo wapniste (kalcyt – 1,9%; dolomit poniżej 1,0%)

2335,0–2361,0 Piaskowce, piaskowce mułowcowe słabo wapniste (kalcyt – 3,9%), z wkładkami mułowców słabo wapnisto-dolomitycznych (kalcyt – 1,9%; dolomit – 1,0–4,8%) oraz mułowców ilastych i iłowców

2361,0–2366,0 Iłowce i mułowce ilaste z wkładkami mułowców

2366,0–2372,0 Mułowce piaszczyste i mułowce z wkładkami piaskowców oraz iłowców i iłowców mułowcowych głównie bezwapnistych

2372,0–2391,5 Piaskowce słabo wapniste (kalcyt – 1,9%), piaskowce mułowcowe oraz mułowce słabo wapnisto-dolomityczne (kalcyt – 1,9%; dolomit – 1,9%) z wkładkami mułowców ilastych i iłowców (największe wg PG między 2386,5–2388,0 m)

Warstwy gipsowe dolne

(2391,5–2459,5 m; miąższość 68,0 m)

2391,5–2410,0 Iłowce bardzo słabo wapnisto-dolomityczne (kalcyt poniżej 1,9%; dolomit poniżej 6,8%) i mułowce ilaste pstre głównie czerwonobrunatne, czasem szare, z wkładkami mułowców piaszczystych i piaskowców z licznymi skupieniami oraz soczewkami anhydrytu nagromadzonymi w kilku wyraźnych poziomach; pojedyncze wkładki dolomitu

2410,0–2419,0 3,0 m rdzenia, w tym:

0,2 m – mułowce ilaste, gruzłowe, niewarstwowane, brązowowiśniowe z plamami zielonymi i nalotami szarożółtawymi, miejscami z nieregularnymi wtrąceniami piaskowca drobnoziarnistego, z licznymi zlustrowaniami i o zadziorowatych powierzchniach oddzielności

0,05 m – piaskowiec drobnoziarnisty, miejscami różnoziarnisty z domieszką średnioziarnistego, polimineralny, lub mułowcowy brunatnowiśniowy z zielonymi plamami i nalotami oliwkowożółtawymi

0,3 m – piaskowce drobnoziarniste, miejscami mułowiec piaszczysty, szarobrunatnozielony ze smugami bardziej brunatnymi i bardziej zielonymi, miejscami przebarwiony na rdzawożółty, b. słabo wapnisty (kalcyt – 1,0%)

0,1 m – mułowce piaszczyste z domieszką piasku drobnoziarnistego i miki, wiśniowobrunatne, z plamami niebiesko-zielonymi, z laminami piaskowca bardzo drobnoziarnistego jasnobeżowego, warstwowane równolegle i przekątnie (warstwowanie niezaburzone)

1,5 m – piaskowce średnioziarniste brunatno-wiśniowe z zielonymi plamkami i przebarwieniami rdzawo-brunatnymi, b. słabo wapniste (kalcyt – 1,9%). Między 0,45 i 0,52 m zaznacza się warstewkowanie i laminacja, a na powierzchniach oddzielności większa ilość niklu, między 0,88 i 1,10 m również zaznacza się wyraźniejsze warstewkowanie i laminacja (warstwowanie równoległe); w skale rzadko pojawiają się gniazda anhydrytu różowego. Upad ok. 20°

0,85 m – piaskowce b. drobnoziarniste, partiami mułowce bezwapniste, brunatno-wiśniowe niekiedy z plamami i smugami zielonymi oraz miejscami z rdzawobrunatnymi przeobrażeniami, na powierzchniach przełamu z plamami miedziowożółtawymi, z wyraźnym warstwowaniem i laminacją. Najwyraźniejsze warstwowanie i laminacja tam, gdzie grubsze warstewki tworzy jasnobeżowy piaskowiec (wg PG między 0,10 i 0,20 m oraz 0,40 i 0,55 m). W skale rozsiane gniazda różowego anhydrytu; liczne zlustrowania

2419,0–2459,5 Iłowce bardzo słabo wapnisto-dolomityczne (kalcyt – poniżej 1,9%; dolomit – poniżej 6,8%) i mułowce ilaste pstre głównie czerwono-brunatne, czasem szare, z wkładkami mułowców piaszczystych i piaskowców z licznymi skupieniami oraz soczewkami anhydrytu nagromadzonymi w kilku wyraźnych poziomach. Pojedyncze ławice dolomitu, z których najważniejsze wg PG są na głębokościach 2423,5–2425,0 oraz 2446,5–2448,0 m

Na głęb. 2419,0–2516,0 m próbki okruchowe; interpretacja na podstawie danych geofizyki otworowej i próbek okruchowych

TRIAS ŚRODKOWY

LADYN

(2459,5–2571,5 m; miąższość 112,0 m)

Kajper dolny

Warstwy sulechowskie

(2459,0–2523,0 m; miąższość 63,5 m)

2459,5–2463,0 Mułowce, mułowce ilaste i piaskowce z wkładką dolomitu

2463,0–2467,0 Iłowce słabo wapnisto-dolomityczne (kalcyt – 1,9%; dolomit – 4,9%), mułowce ilaste z wkładkami mułowców (kalcyt – 3,9%; dolomit – 1,9%)

2467,0–2476,0 Mułowce piaszczyste, piaskowce b. słabo wapnisto-dolomityczne (kalcyt – 3,9%; dolomit – 1,9%) z poziomem dolomitu na głęb. 2470,0–2471,5 m oraz z wkładkami mułowców ilastych i iłowców słabo wapnisto-dolomitycznych (kalcyt – 1,9%; dolomit – 4,9%)

2476,0–2484,5 Mułowce, mułowce ilaste z wkładkami iłowców w części stropowej oraz mułowce i mułowce piaszczyste (może też piaskowce) z wkładkami mułowców ilastych w części spągowej

2484,5–2490,5 Mułowce b. słabo wapniste (kalcyt – 1,0%), mułowce piaszczyste z laminami piaskowców i iłowców oraz poziomami dolomitycznymi w stropie i spągu

2490,5–2496,5 Iłowce z wkładkami mułowców ilastych

2496,5–2501,5 Mułowce słabo wapnisto-dolomityczne (kalcyt – 1,9%; dolomit – 1,0%), mułowce ilaste z poziomami piaszczystymi oraz iłowce

2501,5–2516,0 Piaskowce, mułowce piaszczyste z nielicznymi cienkimi przewarstwieniami mułowców i rzadko mułowców ilastych i iłowców bezwapnistych (kalcyt powyżej 1,0%)

2516,0–2525,0 9,0 m rdzenia, w tym:

0,15 m – iłowce warstewkowane ciemnoszare, prawie czarne, z warstewkami piaskowca bardzo drobnoziarnistego, szarego z domieszką drobniutkich blaszek miki. Skała rozpada się na płytki; na powierzchniach uwarstwienia miejscami liczne, trudne do zidentyfikowania szczątki organiczne (roślinne?, resztki liści?). Upad ok. 40°

0,10 m – piaskowce ilaste, zbite, ciemnoszare, niewyraźnie laminowane

0,05 m – iłowce warstewkowane piaskowcem

0,10 m – piaskowce szare, z warstewkami mułowca ciemnego, liczne warstewki piaskowcowe o niestałej miąższości zmieniającej się często nagle, aż do zerwania ciągłości

2,60 m – iłowce z warstewkami piaskowca. Na głębokości ok. 1,10 m mułowiec z warstewkami piaskowca; liczne odciski liści (?) i kryształki pirytu; na głęb. ok. 1,30 m we wkładkach łupku mułowcowego liczne odciski organiczne, między 1,60 i 2,10 m wkładki piaskowca bardzo drobnoziarnistego, zbitego, ciemnoszaro-zielonego z plamkami i smugami brunatnofioletowymi

0,40 m – piaskowce bardzo drobnoziarniste, ciemnoszarozielone, z warstewkami i laminami mułowca ilastego, prawie czarnego, miękkiego, między 0,10 i 0,40 m z licznymi blaszkami miki

3,60 m – mułowce ilaste, bezwapniste ciemne, prawie czarne, warstewkowane piaskowcem jasnoszarym (warstwowanie równoległe, niezaburzone), rozpadające się płytkowo, miejscami nagromadzenia pirytu i rdzawe plamki po szczątkach roślinnych, miejscami między 2,6 i 3,6 m systemy warstwowań równoległych przechodzących w przekątne, zmiany miąższości warstewek aż do rozerwań, pogrązy

0,40 m – piaskowce drobnoziarniste, marglisto-dolomityczne (kalcyt – 16,4%; dolomit – 11,6%) jasnoszare, zbite, bardzo twarde, wyraźnie laminowane, na powierzchniach oddzielności blaszki miki

1,60 m – iłowce szare i jasnoszare

Wapień muszlowy

Wapień muszlowy górny

(2523,0–2571,5 m; miąższość 48,5 m)

2525,0–2557,5 Iłowce słabo wapniste (kalcyt – 3,9%; dolomit – 1,9%) szare oraz mułowce ilaste i mułowce dolomityczne (kalcyt – 6,8%; dolomit – 10,8%) z licznymi wkładkami skał węglanowych, zapewne wapieni i wapieni dolomitycznych oraz skał iłowcowo-marglistych. Główne wkładki węglanowe występują wg PG na głęb.: 2525,0–2526,0; 2529,0–2530,0; 2531,0–2531,5; 2533,5–2534,0; 2536,5–2539,0 i 2552,0–2553,5 m

Na głęb. 2525,0–2755,0 m próbki okruchowe; interpretacja na podstawie danych geofizyki otworowej i próbek okruchowych

2557,5–2571,5 Wapienie zwięzłe szare z warstewkami mułowców słabo wapnistych (kalcyt – 2,9%)

ANIZYK

(2571,5–2755,0 m; miąższość 183,5 m)

Wapień muszlowy środkowy

(2571,5–2654,5 m;miąższość 83,0 m)

2571,5–2579,5 Margle i wapienie margliste oraz dolomity z wkładkami iłowców marglisto-dolomitycznych

2579,5–2654,5 Margle dolomityczne i margle ilaste, z przewarstwieniami iłowców marglistych (kalcyt ponad 3,8%) oraz mułowca bezwapnistego

Wapień muszlowy dolny

(2654,5–2755,0 m; miąższość 100,5 m)

2654,5–2731,0 Wapienie i wapienie margliste (kalcyt – 75,3%) jasnoszare i szare z przewarstwieniami margli i iłowców słabo wapnisto-dolomitycznych (kalcyt – 1,9%; dolomit – 4,8%) i iłowców marglistych (kalcyt – 4,8%; dolomit – 6,8%)

2731,0–2748,0 Margle, iłowce wapnisto-dolomityczne (kalcyt – 1,0%; dolomit – 1,0%), iłowce margliste (kalcyt – 3,9%; dolomit – 6,8%), ciemnoszare z wkładkami wapieni marglistych szarych i mułowców ilastych słabo wapnistych (kalcyt – 1,9–3,9%; dolomit – 1,0–5,8%)

2748,0–2750,5 Wapienie, być może zapiaszczone

2750,5–2755,0 Margle, zapewne warstewkowane i laminowane mułowcami

Anna SZYPERKO-TELLER

TRIAS DOLNY

OLENEK

Pstry piaskowiec górny

Formacja barwicka

(2755,0–2767,0 m; miąższość 12,0 m)

2755,0–2767,0 Iłowce i mułowce szare i brunatne

Próbki okruchowe; interpretacja na podstawie danych geofizyki otworowej i próbek okruchowych

Uskok

Ryszard WAGNER

PERM

Cechsztyn

(2767,0–3239,0 m; miąższość 472,0 m)

Cechsztyn 3 (PZ3)

(2767,0–2919,0 m; miąższość 152,0 m)

2767,0–2769,5 Sól kamienna

Na głęb. 2767,0–3042,0 m próbki okruchowe; interpretacja na podstawie danych geofizyki otworowej i próbek okruchowych do głęb. 3049,0 m

2769,5–2771,5 Anhydryt

2771,5–2773,5 Sól kamienna z przewarstwieniami anhydrytu

2773,5–2888,0 Sól kamienna

2888,0–2919,0 Anhydryt

Uskok

Cechsztyn 2 (PZ2)

(2919,0–3049,0 m; miąższość 130,0 m)

2919,0–3016,0 Sól kamienna

3016,0–3024,0 Anhydryt

3024,0–3044,5 Dolomit

3044,5–3047,0 Dolomit marglisty

3047,0–3049,0 Dolomit

Uwaga: granice litologiczne według pomiarów geofizyki wiertniczej występują niżej o minimum 7 m w stosunku do granic mierzonych przewodem wiertniczym

Cechsztyn 1 (PZ1)

(3949,0–3239,0 m; miąższość 190,0 m)

3042,0–3061,0 17,7 m rdzenia , w tym:

9,6 m – anhydryty jasnoszaroniebieskawe, średniokrystaliczne silnie impregnowane oraz cienko żyłkowane beżowym dolomitem. Upad trudno czytelny 10–15°

8,1 m – anhydryty jasnoszaroniebieskawe drobnokrystaliczne, miejscami mikrokrystaliczne, cienko krótko i długo żyłkowane oraz podrzędnie nieregularnie, cienko, rzadko pasemkowany szarobeżową substancją ilasto-dolomityczną. Upad trudno czytelny 10–15°

3061,0–3070,0 Anhydryty

Interpretacja na podstawie danych geofizyki otworowej i próbek okruchowych:

3070–3089,0 12,7 m rdzenia , w tym:

9,3 m – anhydryty jak wyżej, miejscami gęsto żyłkowane. Na głęb. 3076,2 m warstwa szarobrązowego dolomitu silnie ilastego o miąższości 2 cm, a na głęb. 3077,2–3077,7 m liczne nieregularne przerosty, do 10 cm miąższości, szarobeżowego dolomitu silnie impregnowanego solą kamienną. Kontakt z solą kamienną ostry o równej powierzchni zapadającej pod kątem 15°; ogólny upad anhydrytu trudno czytelny

3,4 m – sól kamienna jasnoszaropomarańczowa średniokrystaliczna z licznymi przwarstwieniami jasnoszarego anhydrytu od 2 do 20 cm miąższości. Upad 15°

3089,0–3092,5 Sól kamienna

Na głęb. 3089,0–3101,0 m próbki okruchowe; interpretacja na podstawie danych geofizyki otworowej i próbek okruchowych

3092,5–3101,0 Anhydryty

3101,0–3119,0 18,0 m rdzenia:

anhydryty jasnoszaroniebieskawe drobnokrystaliczne, rzadko cienko, krótko żyłkowane jasnoszarą i popielatoszarą substancją ilastą. Upad nieczytelny

3119,0–3136,0 17,0 m rdzenia, w tym:

1,0 m – anhydryty jw.

16,0 m – anhydryty jasnoszaroniebieskawe drobnokrystaliczne, miejscami zrekrystalizowane, średnokrystaliczne, cienko, krótko żyłkowane, podrzędnie nieregularnie, cienko pasemkowane, miejscami marmurkowane beżowym dolomitem. Upad nieczytelny

3136,0–3154,0 18,0 m rdzenia: anhydryty jw.

3154,0–3173,0 17,0 m rdzenia: anhydryty jasnoniebieskawoszare drobnokrystaliczne nieregularnie, cienko, dość gęsto (średnio co 1 cm) pasemkowane jasnobeżowymi dolomitami. Upad 5°

3173,0–3192,0 19,0 m rdzenia: anhydryty jw.; ku dołowi pasemkowanie coraz rzadsze. Upad 0°

3192,0–3210,0 18,0 m rdzenia: anhydryty jasnoniebieskawoszare, drobnokrystaliczne, głównie pojawiają się w dolnych 2 metrach. Upad 0°

3210,0–3228,0 18,0 m rdzenia, w tym:

1,0 m – anhydryt jw.

12,0 m – anhydryty jasnoniebieskawoszare drobnokrystaliczne bardzo nieregularnie, cienko i grubo żyłkowane, marmurkowane szarymi dolomitami; upad nieczytelny

5,0 m – anhydryty jw. oraz bardzo nieregularnie grubo pasemkowane szarym dolomitem. Upad 0°

3228,0–3246,0 16,46 m rdzenia, w tym:

2,9 m – anhydryty jw. Upad 0°

0,1 m – dolomity mikrytowe i sparytowe barwy ciemnobeżowoszarej z ziarnami obleczonymi – onkoidami i ooidami, z detrytem muszli i nielicznymi otwornicami; słabo widoczne, częściowo zatarte, drobne struktury stromatolitów kopułowych; silna impregnacja anhydrytem; niewyraźna pozioma laminacja. Upad 0°

1,6 m – dolomity ciemnobeżowe mikrytowe i sparytowe onkolitowe i z obfitym detrytem muszli małżów, ramienionogów, pojedynczych mszywiołów i szkarłupni; w górnej części warstewki stromatolit kopułowy; dość liczne otwornice płożące, spiralne i jednoseryjne. W dolnej części warstewka szaroczarnego łupku ilasto-mułowcowego miąższości 1 cm, ostre granice kontaktu dolomitu z warstewką łupku; powierzchnie kontaktu poziome lekko faliste; w górnej części kompleksu silna impregnacja anhydrytem, z towarzyszącymi licznymi gruzłami anhydrytu do 3 cm ∅. Upad 0°.

1,7 m – dolomity mikrytowe i sparytowe barwy szarej, masywne z nielicznymi reliktami ooidów, otwornicami oraz detrytem muszli. W odstępach od 20 do 4,0 cm warstewki szaroczarnych łupków ilasto-mułowcowych z obfitymi łyszczykami o ostrych falistych granicach; miąższość warstewek od 0,5 do 3 cm. Przy kontakcie z łupkiem dolomit laminowany czarną substancją organiczną. Upad 5°.

0,1 m – łupki mułowcowo-dolomityczne ciemnoszare zawierające w górnej części detryt korali, mszywiołów, szkarłupni i ramienionogów, w dolnej – laminy i płaskie soczewki pyłowca kwarcowego z ziarnami minerałów siarczkowych. Poniżej łupków cienka warstewka bardzo drobnoziarnistych, pyłowych piaskowców kwarcowych, barwy szarej, warstwowanych faliście i soczewkowo o zmiennej miąższości od 1 do 6 cm wynikającej z nierównej, ostrej, erozyjnej granicy z niżej leżącymi zlepieńcami dewońskimi

Według karotażu granica ta występuje na głębokości 3239,0 m

Lech MIŁACZEWSKI, Hanna MATYJA, Jolanta PACZEŚNA

DEWON

DEWON GÓRNY

(3239,0–4297,5 m; miąższość 1058,0 m)

F R A N

„Formacja” człuchowska

(3239,0–?3434,5 m; miąższość 195,5 m)

Seria zlepieńców wapiennych *sensu* Miłaczewski, 1992 (3239,0–3250,0 m; miąższość 11,0 m)

0,42 m – zlepieńce złożone ze słabo obtoczonych, luźno i bezładnie upakowanych fragmentów szarobrunatnych wapieni marglistych o średnicach 0,5–10,0 cm (najczęściej 2–3 cm) oraz z dużych nie obtoczonych bioklastów (o rozmiarach 1×3 cm, 0,5×1,0 cm i więcej) zdominowanych przez koralowce i stromatoporoidy. Spoiwo szarozielone, marglisto-dolomityczne, słabo zwięzłe. W stropie ślizg tektoniczny o nachyleniu 45°, przecinający zarówno spoiwo, jak i otoczaki

1,0 m – zlepieńce jw., zawierające więcej bioklastów koralowców i stromatoporoidów masywnych

0,26 m – wapienie margliste brunatne, kruche; w spągu cienka wkładka (ok. 2 cm miąższości) wapieni ziarnistych, zawierająca drobne trochity liliowców, fragmenty koralowców, konodonty oraz litoklasty wapieni o średnicy do 1 cm

Ostra, nierówna granica rozmycia

0,30 m – wapienie organodetrytyczne szarobrunatne, miejscami czerwonawe, złożone z członów liliowców oraz fragmentów koralowców (m.in. osobniczych Rugosa). Brak warstwowania. Żyły kalcytu grubości 3 mm o nachyleniu 80°

0,44 m – zlepieńce złożone ze słabo obtoczonych, gęsto upakowanych otoczaków wapieni organodetrytycznych średnioziarnistych – złożonych z fragmentów koralowców i stromatoporoidów gałązkowych ułożonych dłuższą osią poziomo i równolegle oraz wapieni drobnoziarnistych złożonych głównie z członów liliowców oraz fragmentów koralowców Rugosa. Spoiwo zlepieńców czerwone, margliste. Nieliczne ramienionogi *Atrypa* sp.

1,0 m – brekcje złożone ze źle obtoczonych i źle wysortowanych dużych okruchów szarych wapieni drobnoziarnistych o rozmiarach do 10 cm średnicy oraz fragmentów koralowców oraz stromatoporoidów gałązkowych i masywnych; spoiwo czerwone, margliste, skąpe, ale struktury wciskowe rzadko widoczne

1,0 m – zlepieńce jw.

0,5 m – zlepieńce jw., fragmenty koralowców osobniczych

0,5 m – zlepieniec złożony z drobnych (do ok. 0,5 cm ∅) litoklastów wapieni mikrytowych i bioklastów oraz nielicznych większych (do 2 cm ∅) litoklastów wapieni ziarnistych; spoiwo wapniste, skąpe

1,0 m – zlepieńce złożone z otoczaków wapieni organodetrytycznych o przeciętnych rozmiarach 2–5 mm, rzadko osiągających 2 cm średnicy, zdominowanych przez koralowce i duże człony liliowców; spoiwo wapniste

1,0 m – zlepieńce jw.; barwa spoiwa zmienia się z szaro-czerwonej na szarą

1,0 m – zlepieńce złożone z bezładnie ułożonych, słabo obtoczonych i źle wysortowanych otoczaków szarego wapienia ziarnistego o rozmiarach od 1 do 10 cm oraz fragmentów koralowców, stromatoporoidów i szkarłupni (głównie trochitów liliowców); spoiwo obfite, wapniste lub margliste

1,64 m – zlepieńce złożone ze słabo obtoczonych otoczaków wapieni o średnicach od 0,5 cm do 10,0 cm, pokruszonych gałązek *Thamnopora* sp., a także dużych kilkucentymetrowych bioklastów reprezentujących masywne koralowce

3246,0–3257,0 11,0 m rdzenia, w tym:

1,0 m – wapienie margliste ciemnoszare, miejscami gruzłowo-detrytyczne z rozproszonymi litoklastami wapienia mikrytowego, o średnicy poszczególnych klastów dochodzących do 2 cm, oraz bioklastami szkarłupni, koralowców i stromatoporoidów

1,0 m – wapienie margliste jw., nieliczne ramienionogi reprezentujące rodzaj *Liorhynchus*

1,0 m – wapienie margliste jw.; część klastów i gruzłów pocięta szczelinami wypełnionymi kalcytem; nieliczne ślizgi tektoniczne

1,0 m – wapienie margliste jw. w stropie przecięte pionową kalcytową żyłą grubości 5 mm, a 50 cm od stropu ślizg o nachyleniu 45°, pokryty białym kalcytem

Seria iłowców i wapieni marglistych *sensu* Miłaczewski, 1992 (3250,0–3317,0 m; miąższość 67 m)

1,0 m – wapienie margliste ciemnoszare, laminy iłowca marglistego; na powierzchniach ławic nagromadzenia detrytusu flory oraz rozproszone kryształy pirytu. Liczne ślizgi tektoniczne, o przebiegu poziomym bądź o nachyleniu 30°

0,50 cm – margle gruzłowo-detrytyczne; gruzły o nieregularnych kształtach i niewyraźnych granicach; intraklasty wapieni mikrytowych najczęściej płaskie; gruzły i intraklasty tkwią luźno i bezładnie w spoiwie ilasto-marglistym, zawierającym 15,4% kalcytu i 4,8% dolomitu; nieliczne bioklasty koralowców i stromatoporoidów

0,50 m – margle ciemnoszare słabozwięzłe, o niewyraźnej strukturze gruzłowej; nieliczne ślizgi tektoniczne

0,50 m – ciemnoszare margliste wapienie gruzłowo-detrytyczne

0,50 m – margle słabozwięzłe, ciemnoszare z nieregularnymi smugami i laminami zielonkawych iłowców marglistych; na powierzchniach lamin zwęglone fragmenty flory i krystaliczny piryt. Cienkie (do 5 cm miąższości) wkładki wapieni drobnoziarnistych. Upad około 15°

1,0 m – margle słabozwięzłe, ciemnoszare ze smugami i laminami iłowców marglistych, miejscami laminacja zaburzona. W spągu wkładka (o miąższości 5 cm) wapieni drobnoziarnistych, powyżej nieliczne wystąpienia płaskich intraklastów tych wapieni o wymiarach 1×5 cm. Szczątki organiczne nieliczne, m.in. fragmenty ortocerasów, ramienionogów (w tym z rodzaju *Liorhynchus*), ?małżoraczki, łuski ryb

0,05 cm – margle słabozwięzłe, ciemnoszare z drobnymi (do 1 cm) intraklastami wapieni

Ostra nierówna granica

0,08 cm – wapienie pelitowe szare o niewyraźnej strukturze gruzłowej

Ostra granica

0,87 cm – iłowce margliste słabozwięzłe, ciemnoszare, laminowane, miejscami laminacja zaburzona bioturbacjami. Na powierzchniach warstewek spirytyzowane fragmenty roślin i odciski ortocerasów. Upad około 15°

1,0 m – iłowce margliste, ciemnoszare jw., warstewki jasnoszarych wapieni drobnoziarnistych o miąższości kilkunastu centymetrów. Szczątki organiczne nieliczne, w tym konodonty, odciski spirytyzowanych ortocerasów i goniatyta. Upad 15°; nieliczne ślizgi o nachyleniu około 30°

1,0 m – iłowce margliste, ciemnoszare j.w. ze słabo zaznaczoną laminacją; szczątki organiczne reprezentowane jedynie przez bezzawiasowe ramienionogi z rodzaju *Lingula* . Upad 15°; nieliczne ślizgi tektoniczne o nachyleniu około 15°, pokryte kalcytem

3257,0–3268,0 7,0 m rdzenia, w tym:

6,7 m – iłowce margliste słabozwięzłe, ciemnoszare, laminowane i margle, miejscami cienkie wkładki margli gruzłowo-detrytycznych z gałązkami *Thamnopora* sp. Skamieniałości w iłowcach marglistych nieliczne, m.in. spirytyzowane ortocerasy, ramienionogi z rodzaju *Atrypa* i *Liorhynchus*, odciski goniatytów prawdopodobnie z rodzaju *Tornoceras*, konodonty, sporadycznie szczątki roślinne i miospory. Ślizgi tektoniczne o nachyleniu około 30°

0,15 m – margle gruzłowo-detrytyczne; część intraklastów, głównie szarych wapieni drobnoziarnistych, nosi ślady plastycznej deformacji

Ostra, nierówna granica, pokryta kryształkami pirytu

0,15 cm – wapienie szare, drobnoziarniste przecięte żyłą białego kalcytu (1 cm) o nachyleniu 80°

3268,0–3270,0 Margle lub iłowce margliste

Interpretacja na podstawie danych geofizyki otworowej i próbek okruchowych

3270,0–3280,0 9,5 m rdzenia, w tym:

5,0 m – margle ciemnoszare, gruzłowe, miejscami z bioturbacjami, z pojedynczymi trochitami liliowców i fragmentami korali osobniczych, zawierające również miospory. Nieliczne ślizgi tektoniczne o nachyleniu 30°

1,0 m – margle czarne i drobnolaminowane iłowce margliste z rozproszonymi lub skupionymi w cienkich laminkach drobnymi gruzłami pirytowymi. Pionowe szczeliny, miejscami zabliźnione kalcytem

0,5 m – wapienie margliste, ciemnoszare, miejscami o strukturze gruzłowej; nieliczne ramienionogi z rodzaju *Atrypa*

3,0 m – margle ciemnoszare i drobnolaminowane iłowce margliste z licznymi tentakulitoidami. Cienkie ławiczki z intraklastami wapieni mikrytowych z otoczką pirytową

3270,0–3317,0 Iłowce margliste

Interpretacja na podstawie danych geofizyki otworowej i próbek okruchowych:

Seria margli *sensu* Miłaczewski, 1992 (3317,0–3434,5 m; miąższość 117,5 m)

3317,0–3318,5 Wapienie margliste

Na głęb. 3317,0–3350,0 próby okruchowe; interpretacja na podstawie danych geofizyki otworowej i próbek okruchowych

3318,0–3335,0 Margle ilaste i iłowce margliste

3335,0–3350,0 Margle lub wapienie margliste

3341,0–3349,0 5,7 m rdzenia, w tym:

2,0 m – wapienie ciemnoszare, drobnoziarniste, na przemian mniej i bardziej margliste, gruzłowe, kruche, niewarstwowane. Gruzły różnych kształtów i wielkości, na ogół okrągławe tkwią rozproszone w ciemniejszej masie wypełniającej o składzie iłowca marglisto-dolomitycznego (zawartość kalcytu 17,8%, dolomitu 10,9%). W skale występują bioklasty brachiopodów, z rodzajów *Productella* i *Atrypa* oraz liliowców, a także całe muszle *Atrypa* sp.; 50 cm od stropu rdzeń przecięty szczeliną zabliźnioną kalcytem o nachyleniu 60°

3,7 m – wapienie margliste ciemnoszare, kruche, niewarstwowane, gruzłowe; miejscami zamiast gruzłów pasiaste jaśniejsze smugi bardziej wapniste grubości do 3 cm i nachyleniu 20°. Nieliczne brachiopody *Atrypa* sp. oraz zwęglone fragmenty roślin na powierzchniach oddzielności oraz miospory. Upad niewyraźny, około 20°. Nieliczne ślizgi tektoniczne ze śladami przesunięć, o nachyleniu około 15°; nieliczne szczeliny zabliźnione kalcytem o nachyleniu 45°

3349,0–3371,5 Margle i iłowce margliste

Na głęb. 3349,0–3384,0 m próbki okruchowe; interpretacja na podstawie danych geofizyki otworowej i próbek okruchowych

3371,5–3384,0 Margle

3384,0–3401 17,2 m rdzenia:

margle dolomityczne, ciemnoszare, drobnoziarniste; struktura gruzłowata – gruzły niewyraźnie wydzielają się z tła; ułożenie ich bezładne, miejscami warstwowe pod kątem około 20°. Miejscami struktura gruzłowa przechodzi w pasiastą – jaśniejsze przewarstwienia o składzie margla mają upad 10–30°; na ich granicach mikrorozmycia i pogrązy. Tło skalne o składzie iłowca marglisto-dolomitycznego (zawartość kalcytu: 26,1–23,8%, dolomitu – 8,9–4,8%). Bioklasty nieliczne – drobne fragmenty osobniczych Rugosa i fragmenty gałązek *Thamnopora* sp., miejscami ułożone ławicowo, oraz człony liliowców, fragmenty brachiopodów i nieliczne konodonty. Rzadko ślizgi tektoniczne o nachyleniu około 15° z polewą iłową oraz szczeliny o nachyleniu 80° zabliźnione białym kalcytem. 5,5–5,8 m od stropu rdzeń przesycony ropą naftową, związaną zapewne ze szczeliną długości 40 cm i nachyleniu 60°

3401,0–3414,0 11,3 m rdzenia, w tym:

9,3 m – margle dolomityczne jw., lecz bez objawów ropy; miejscami przechodzące w iłowce margliste i iłowce z nieznaczną domieszką węglanów (zawartość kalcytu 3,0%, dolomitu 2,0%); miejscami z przewarstwieniami do 6 cm zwartego wapienia drobnoziarnistego, bardzo twardego. Nieliczne miospory. Upad przewarstwień około 30°. Nieliczne szczeliny tektoniczne zabliźnione kalcytem o nachyleniu 45–60° oraz ślizgi o nachyleniu 45° ze śladami przesunięć i polewą kalcytową, także pionowe szczeliny wypełnione kalcytem, tnące przewarstwienia w/w wapienia ziarnistego. Nieliczne bioklasty osobniczych koralowców Rugosa, ławiczki pojedynczych skorupek nieoznaczalnych brachiopodów, pojedyncze trochity

2,0 m – piaskowce dolomityczny, bardzo drobnoziarniste, bardzo twarde, ciemnoszare, zawartośc kalcytu 8,9–12,2%, dolomitu 12,6–14,1%. Miejscami smugi o nachyleniu 45°. Rozwarte szczeliny o nachyleniu 45–60°, grubości 2 mm

3414,0–3417,0 3,9 m rdzenia , w tym:

0,9 m – mułowce marglisto-dolomityczne bardzo drobnoziarniste, bardzo twarde, zwarte, niewyraźnie smugowne i laminowane równolegle pod kątem 20° ciemniejsza substancją ilastą. Bardzo nierówne powierzchnie rozmyć o nachyleniu 20°, wysłane czarnym iłowcem, a także kilka przewarstwień grubości 1–2 cm z warstwowaniem typu *flaser-bedding*

1,0 m – skała jw.; smugowana i laminowana równolegle; miejscami widoczne mikrorozmycia i bioturbacje

2,0 m – skała jw., lecz mniej zwarta, bardziej ilasta, ciemniejsza. Laminacja równoległa, często zaburzona przez bioturbacje. Szczeliny tektoniczne o nachyleniu 45 i 60° i częściowo zabliźnione kalcytem lub dolomitem

3417,0–3432,0 Margle

Na głęb. 3417,0–3434,5 m próby okruchowe; interpretacja na podstawie danych geofizyki otworowej i próbek okruchowych: wg danych geofizycznych margle już od głęb. 3401,0 m

3432,0–3434,5 Iłowce margliste

DEWON ŚRODKOWY

ŻYWET

(?3434,5–4168,0 m; miąższość 733,5 m)

„Formacja" sianowska

(?3434,5–3607,0 m; miąższość 172,5 m)

Seria iłowców i margli *sensu* Miłaczewski, 1992 (3434,5–3558,5 m; miąższość 124,0 m)

3434,5–3436,5 Margle

Na głęb. 3434,5–3471,0 próby okruchowe; interpretacja na podstawie danych geofizyki otworowej i próbek okruchowych

3436,5–3449,1 Iłowce margliste

3449,0–3451,5 Margle

3451,5–3469,5 Iłowce margliste

3469,5–3471,0 Margle z przewarstwieniami iłowców i wapieni

Z interpretacji geofizyki wynika, że margle te występują do głęb. 3480,0 m, a na głęb. 3480,0–3488,0 m – iłowiec marglisty

3471,0–3488,0 16,6 m rdzenia, w tym:

0,87 m – margle dolomityczne, ciemnoszarobrunatnawe, bardzo twarde, zwarte, niewarstwowane. Miejscami cienkie (0,5 cm) przewarstwienia zielonawego iłowca o upadzie około 15°; niekiedy przewarstwienia te nieregularne, siateczkowate. Występują też powierzchnie rozmyć intraformacyjnych, faliste, nierówne

0,9 m – iłowce dolomityczne, ciemnoszare, łupkowate, kruche, niewarstwowane. Miejscami niewyraźna laminacja równoległa; częste bioturbacje; rozproszone człony liliowców i nieliczne brachiopody *Atrypa* sp. Upad około 15°.

1,95 m – mułowce ciemnoszare, miejscami ciemnoszarobrunatnawe, twarde, kruche, niewarstwowane

0,95 m – iłowce ciemnoszare, niewarstwowane, niezbyt zwięzłe, łupkowate, kruche; miejscami bardziej dolomityczne, twardsze. Dość liczne, rozroszone fragmenty brachiopodów m.in. z rodzajów *Atrypa*, ?*Theodossia*, *Productella*, *Chonetes*, gładkie małże, nieliczne krynoidy i zwęglone fragmenty roślin

0,95 m – skała jw., zawiera liczne malutkie skorupki *Chonetes*, zgniecione skorupki b. dużych *Atrypa*, człony liliowców oraz nieliczne fragmenty zwęglonej flory

0,95 m – margle ciemnoszarobrunatnawe, drobnoziarniste, zwarte, niewarstwowane, bez laminacji, z pojedynczymi skorupkami *Atrypa* sp., *Chonetes* sp., dość dużymi spiriferidami i członami liliowców

0,70 m – wapienie margliste, ciemnoszarobrunatnawe, twarde, zwarte, niewarstwowane, zawierające przy stropie duże (5×5 cm) bioklasty masywnych koralowców oraz osobne skorupki i całe muszle dużych *Atrypa* sp., oprócz tego małe okazy *Chonetes*, człony liliowców, nieliczne konodonty, a także fragmenty zwęglonej flory

0,25 m – margle ciemnoszare, ilaste, łupkowate, kruche, niewarstwowane; zawierają rozproszone człony liliowców i drobne okruchy zwęglonej flory

1,0 m – iłowce margliste, szare, łupkowate, kruche, niewyraźnie równolegle laminowane; laminacja często zaburzona; upad lamin około 15°. Na powierzchniach warstwowania liczne, drobne szczątki chitinowe, fragmenty *Lingula* sp, odciski małych skorupek *Atrypa*, *Schuchertella*, *Chonetes*, rozproszone człony liliowców, fragmenty zwęglonej flory i miospory

1,0 m – skała jw., miejscami laminy wapieni drobnoziarnistych (pod kątem 15–20°)

5,63 m – iłowce jw., zawierające miejscami detrytus zwęglonej flory

0,91 m – margle szarobrunatne, drobnoziarniste, twarde, masywne; w spągu cienkie, równoległe przewarstwienia zielonego iłowca pod kątem 20°. W przewarstwieniach ilastych widoczne są bioturbacje i rozproszone grudki pirytu. Cienka wkładka wapienia marglistego z drobnymi ramienionogami z rodzaju *Chonetes*

3488,0–3489,0 Iłowce

Na głęb. 3488,0–3563 m próby okruchowe; interpretacja na podstawie danych geofizyki otworowej i próbek okruchowych

3489,0–3500,5 Margle z przeławiceniami iłowców

3500,5–3502,5 Margle

3502,5–3512,5 Iłowce

3512,5–3514,0 Margle

3514,0–3517,5 Iłowce

3517,5–3518,5 Margle

3518,5–3532,5 Margle z przewarstwieniami iłowców

3532,5–3543,0 Iłowce

3543,0–3550,0 Margle z przewarstwieniami iłowców

3550,0–3558,5 Iłowce

Seria wapieni spągowych *sensu* Miłaczewski, 1992 (3558,5–3607,0 m; miąższość 48,5 m)

3558,5–3563,0 Wapienie margliste

Według badań geofizycznych do głęb. 3575,5 wapienie margliste, a na głęb. 3575,5–3582,0 wapienie

3563,0–3582,0 18,6 m rdzenia:

wapienie margliste ciemnoszarobrunatne, ziarniste, masywne; w stropie przewarstwienia iłowca, margla i mułowca marglistego. Duże bioklasty (do 5 cm) masywnych i lamelarnych stromatoporoidów i tabulatów gałązkowych, m.in. *Thamnopora* sp., osobniczych Rugosa oraz członów liliowców; miospory

3582,0–3607,0 Wapienie

Na głęb. 3582,0–3632 m próby okruchowe; interpretacja na podstawie danych geofizyki otworowej i próbek okruchowych

„Formacja" miastecka

(3607,0–4168,0 m; miąższość 561,0 m)

Seria wapienno-terygeniczna z koralowcami sensu Miłaczewski, 1992 (3607,0–4085,0 m; miąższość 478,0 m)

3607,0–3630,0 Iłowce i mułowce z przewarstwieniami piaskowców

3630,0–3632,0 Piaskowce z przewarstwieniami iłowców i mułowców

3632,0–3635,0 2,63 m rdzenia:

piaskowce jasnoszare, masywne, drobnoziarniste, miejscami subtelnie poziomo laminowane pod kątem 15°, pocięte cienkimi żyłkami kalcytowymi o nachyleniu około 60°; miejscami widoczne powierzchnie rozmyć śródwarstwowych i ławiczki drobnych intraklastów iłowcowych

3635,0–3652,5 Piaskowce z przewarstwieniami iłowców i mułowców

Na głęb. 3635,0–3675 m próby okruchowe; interpretacja na podstawie danych geofizyki otworowej i próbek okruchowych:

3652,5–3668,5 Iłowce z przewarstwieniami mułowców

3668,5–3675,0 Piaskowce z przewarstwieniami iłowców i mułowców

Na podstawie badań geofizycznych piaskowiec jw. do głęb. 3676,5, a na głęb. 3675,0 0–3689,0 m – iłowiec z przewarstwieniami mułowca

3675,0–3689,0 2,2 m rdzenia, w tym:

0,15 m – piaskowce kwarcowe jasnoszare, drobnoziarniste, o spoiwie dolomitycznym, masywne, miejscami lekko porowate

0,80 – mułowce dolomityczne, piaszczyste, z niewyraźną teksturą *flaser-bedding* o upadzie około 20°, miejscami zaburzoną bioturbacjami; nieliczne, bioklasty, w tym ramienionogów

1,25 m – piaskowce kwarcowe jasnoszare, drobnoziarniste, o spoiwie dolomitycznym, bardzo twarde, miejscami niewyraźnie równolegle smugowane. Prawie pionowe spękania wypełnione kalcytem lub rozwarte

3689,0–3699,0 Iłowce z przewarstwieniami mułowców i margli

Interpretacja na podstawie badań geofizyki otworowej i próbek okruchowych

3699,0–3709,0 6,28 m rdzenia:

margle ciemnoszare, twarde, w stropie marszu dolomityczne; ławicowe nagromadzenia bioklastów, głównie osobniczych Rugosa, masywnych i gałązkowych stromatoporoidów i ramienionogów oraz dużych trochitów. Upad około 20°.

3709,0–3722,0 Iłowce z przewarstwieniami mułowców i margli

Na głęb. 3709,0–3745,0 m próby okruchowe; interpretacja na podstawie danych geofizyki otworowej i próbek okruchowych

3722,0–3731,5 Piaskowce

3731,5–3733,0 Mułowce dolomityczne

3733,0–3742,5 Piaskowce z przewarstwieniami mułowca i dolomitu

3742,5–3744,0 Iłowce

3744,0–3745,0 Piaskowce margliste

Według badań geofizycznych skała jw. do głęb. 3748,5 m, na głęb.: 3748,5–3752,0 m – iłowce i mułowce margliste, 3752,0–3756,0 m – piaskowce, 3756,0–3760,0 m – iłowce i mułowce dolomityczne

3745,0–3760,0 14,43 m rdzenia, w tym:

1,0 m – wapienie dolomityczne szarobrunatne. Duże bioklasty, głównie stromatoporoidów masywnych (do 5 cm) i osobniczych Rugosa, a takze człony liliowców i skorupki ramienionogów

1,0 m – piaskowce kwarcowe drobno- i bardzo drobnoziarniste, dolomityczno-margliste. Cienkie warstewki (do 5 cm) wapieni organodetrytycznych zawierających szczątki szkarłupni, ramienionogów i pokruszone gałązki *Thamnopora*

0,63 m – mułowce dolomityczne ciemnoszare, z laminacją poziomą i falistą oraz przekątną laminacją riplemarkową. W spągu warstwy przekątne warstwowanie małokątne (15°) w dużej skali

Ostra, nierówna granica

0,37 m – wapienie organodetrytyczne, dolomityczne, zawierające szczątki Tabulata

0,06 m – wapienie jw.

0,45 m – mułowce dolomityczne

Ostra, równa granica o nachyleniu 10°

0,05 m – wapienie dolomityczne organodetrytyczne

Ostra granica

0,07 m – mułowce dolomityczne jw.

Ostra granica

0,16 m – wapienie dolomityczne organodetrytyczne

Ostra granica

0,61 m – mułowce dolomityczne jw.

0,84 m – mułowce dolomityczne ciemnoszare, rozproszony muskowit, niewyraźna równoległa laminacja miejscami zaburzona przez bioturbacje

0,14 m – wapienie dolomityczne organodetrytyczne

0,18 m – wapienie dolomityczne organodetrytyczne jw.; duże bioklasty pojedynczych Rugosa i Tabulata (do 5 cm)

Ostra granica o nachyleniu 10°

0,14 m – piaskowce wapnisto-dolomityczne, bardzo drobnoziarniste z niewyraźnymi równoległymi smugami o nachyleniu 10°

Ostra granica o nachyleniu 10°

0,03 m – wapienie dolomityczne organodetrytyczne

0,51 m – mułowce piaszczysto-dolomityczne, ciemnoszare, z niewyraźnymi równoległymi smugami o nachyleniu 10–15°. Obserwowane są zestawy przekątnej laminacji replemarkowej; miejscami widoczne drobne powierzchnie rozmyć oraz liczne skamieniałości śladowe *Planolites beverleyensis* (Billings)

0,05 m – iłowce kruche, szarozielone

0,09 m – mułowce piaszczysto-dolomityczne jw.

1,57 m – piaskowce kwarcowe szarobeżowe, drobnoziarniste, o spoiwie dolomitycznym, z niewyraźnymi równoległymi smugami o nachyleniu 10–15°, wzbogaconymi w muskowit. Rdzeń pocięty pionowymi i o nachyleniu ok. 60° nieregularnymi, nieciągłymi, cienkimi (1 mm) żyłkami kalcytowymi

0,16 m – mułowce piaszczyste czarne, słabozwięzłe, z niewyraźnymi równoległymi smugami. Duży fragment masywnego stromatoporoida, zdolomityzowanego i porowatego

0,15 m – wapienie dolomityczne organodetrytyczne jw., z fragmentami *Thamnopora* sp.

0,08 m – piaskowce dolomityczne jw.

0,07 m – wapienie dolomityczne organodetrytyczne jw., z *Thamnopora* sp. Ostra granica z niżej leżącą warstwą o nachyleniu 10°

0,23 m – piaskowce dolomityczne jw.

0,55 m – wapienie dolomityczne organodetrytyczne jw.; rozpoznawalne bioklasty: skorupki ramienionogów, gałązki *Thamnopora* sp.

Ostra granica z niżej leżącą warstwą

0,14 m – piaskowce kwarcowe ciemnoszare, drobnoziarniste. Cienka (1 cm) warstewka muszlowca zdominowanego przez ramienionogi i osobnicze Rugosa

0,14 m – wapienie dolomityczne organodetrytyczne jw.

0,14 m – piaskowce ciemnoszare jw.

0,28 m – wapienie dolomityczne organodetrytyczne jw., z gałązkami *Thamnopora* sp.

0,03 m – mułowce dolomityczne ciemnoszare, z pojedynczymi ziarnami frakcji piaszczystej i rozproszonym muskowitem

0,06 m – iłowce ciemnoszare, kruche

Ostra granica z niżej leżącą warstwą o nachyleniu 15°

0,14 m – piaskowce kwarcowe drobnoziarniste, o spoiwie dolomitycznym, z gęstymi równoległymi ciemniejszymi smugami o nachyleniu 15°

0,07 m – mułowce dolomityczne ciemnoszare, z niewyraźnymi równoległymi ciemnymi smugami

Ostra granica z niżej leżącą warstwą o nachyleniu 10°

0,10 m – wapienie dolomityczne ciemnoszare, organodetrytyczne. Nieregularnie rozmieszczone bioklasty zdominowane przez skorupki ramienionogów, człony liliowców i fragmenty masywnych stromatoporoidów

Ostra, nierówna granica

0,30 m – piaskowce kwarcowe szare, drobnoziarniste o spoiwie dolomitycznym z regularnymi, równoległymi ciemniejszymi smugami o nachyleniu 15°

Ostra, równa granica o nachyleniu 15°

0,09 m – iłowce kruche, o łupkowatej oddzielności, miejscami smugi piaszczyste. Nieoznaczalne bioturbacje żerowiskowe

Ostra, równa granica o nachyleniu 15°

0,29 m – piaskowce kwarcowe bardzo twarde, drobnoziarniste o spoiwie dolomitycznym

Ostra, nierówna granica nachylona pod kątem 15°

0,26 m – iłowce czarne z nieregularnymi warstewkami (do 1 cm miąższości) ciemnoszarego piaskowca z drobnymi członami liliowców. Liczne powierzchnie rozmyć

Ostra, nierówna granica nachylona pod kątem 10°

0,63 m – piaskowce kwarcowe szare, drobnoziarniste o spoiwie dolomitycznym

0,22 m – mułowce szare, dolomityczne, z rozproszonym, drobnym detrytusem roślinnym

Ostra granica o nachyleniu 10°

0,30 m – piaskowce kwarcowe drobno- i bardzo drobnoziarniste, o spoiwie dolomitycznym, z regularnymi równoległymi ciemnymi smugami o nachyleniu 15°

Ostra nierówna granica o nachyleniu około 10°

0,12 m – mułowce dolomityczne z nieregularnymi smugami piaskowca; bioturbacje

Ostra, równa granica o nachyleniu 10°

0,05 m – piaskowce jw.

Ostra, równa pozioma granica

0,13 m – mułowce jw.

Ostra granica o nachyleniu 10°

0,95 m – piaskowce kwarcowe szare, drobnoziarniste o spoiwie dolomitycznym, z regularnymi równoległymi smugami ilastymi o nachyleniu 10–15°, wzbogaconymi również w blaszki muskowitu. Nieregularne smugi zwęglonych szczątków roślinnych

0,05 m – iłowce kruche, ciemnoszare

0,10 m – mułowce ciemnoszare, zawierające dużo rozproszonego muskowitu; w spągu warstwy drobne nieoznaczalne bioklasty

Ostra granica o nachyleniu 15°

0,15 m – piaskowce kwarcowe masywne, twarde, szare, drobnoziarniste o spoiwie dolomitycznym

Ostra granica nachylona pod katem 10°

0,14 m – iłowce kruche, szare, o oddzielności łupkowej

0,12 m – piaskowce kwarcowe szare, bardzo drobnoziarniste o spoiwie dolomitycznym, z niewyraźnymi równoległymi smugami, nachylonymi pod katem 10°

Ostra granica kontaktu, nachylona pod kątem 15°

0,24 m – iłowce kruche, szare, o oddzielności łupkowej

3760,0–3769,0 Iłowce z przewarstwieniami mułowca

Na głęb. 3760,0–3812,0 m próbki okruchowe; interpretacja na podstawie danych geofizyki otworowej i próbek okruchowych

3769,0–3790,5 Piaskowce z przewarstwieniami mułowca i iłowca

3790,5–3809,0 Iłowce z przewarstwieniami mułowca

3809,0–3812,0 Wapienie

Według badań geofizycznych do głęb. 3812,5 m wapienie jw., na głęb. 3812,5–3817,0 m margle z przewarstwieniami mułowca, a na głęb. 3817,0–3820,0 m piaskowce

3812,0–3820,0 7,97 m rdzenia, w tym:

1,97 m – wapienie dolomityczne ciemnoszarobrunatne, organodetrytyczne. Wśród bioklastów zidentyfikowano osobnicze Rugosa, gałązkowe *Thamnopora* sp., masywne i lamelarne stromatoporoidy, a także człony liliowców. Część bioklastów, zwłaszcza tych większych, wykazuje teksturę kierunkową. Ilość i wielkość bioklastów maleje ku spągowi warstwy

1,0 m – margle czarne, dolomityczne. W stropie warstwy liczne bioklasty, głównie fragmenty tabulatów (o średnicach do 2 cm), mniej liczne szczątki szkarłupni. Nieoznaczalne bioturbacje żerowiskowe. Na świeżym przełamie zapach bitumiczny

0,98 m – mułowce ciemnoszare z bioturbacjami

Ostra, równa granica o nachyleniu 15°

0,92 m – piaskowce kwarcowe twarde, jasnoszare, drobnoziarniste; cała warstwa przecięta pionową żyłką kalcytową o grubości 1 mm

0,98 m – piaskowce kwarcowe jasnoszare, drobnoziarniste o spoiwie marglisto-dolomitycznym, miejscami z nieregularnymi smugami ilastymi o nachyleniu około 15°, wzbogaconymi również w blaszki muskowitu; notowano także laminy (do 1 cm grubości) ciemnoszarego iłowca

1,90 m – mułowce twarde, ciemnoszare, z domieszką ziaren frakcji piaszczystej, miejscami z nieregularnymi smugami ilastymi o nachyleniu około 15°. Nieliczne nieoznaczalne bioturbacje żerowiskowe. Kilka cienkich wkładek przepełnionych członami liliowców

0,22 m – wapienie dolomityczne, bardzo twarde, ciemnoszare, organodetrytyczne; bioklasty zdominowane przez duże człony liliowców o średnicy do 1 cm oraz drobne fragmenty stromatoporoidów

3820,0–3838,5 Piaskowce z przewarstwieniami mułowców, margli i wapieni

Na podstawie badań geofizycznych na głęb. 3820,0–3841,0 m próby okruchowe; interpretacja na podstawie danych geofizyki otworowej i próbek okruchowych

3838,5–3840,0 Iłowce

3840,0–3849,0 Mułowce

3841,0–3849,0 7,79 m rdzenia, w tym:

0,89 m – wapienie margliste twarde, ciemnoszarobrunatne, drobnoziarniste z dużymi fragmentami kolonijnych koralowców; na świeżym przełamie charakterystyczny zapach siarkowodoru

2,88 m – mułowce margliste kruche, czarne. Pojedyncze miospory

0,97 m – wapienie czarne, o spoiwie marglisto-dolomitycznym z pojedynczymi członami liliowców, konodontami i drobnym detrytusem roślinnym(?)

0,95 m – mułowce kruche, czarne

0,27 m – piaskowce kwarcowe szare, bardzo drobnoziarniste, miejscami z równoległymi ciemniejszymi smugami ilastymi o nachyleniu około 10°. W spągu warstwy nieoznaczalne bioturbacje

Ostra, nierówna granica kontaktu o nachyleniu 10°

0,63 m – mułowce twarde, czarne, dolomityczne z rozproszonym detrytusem szkarłupni i ramienionogów(?); miospory. W stropie warstwy nieregularne, faliste laminy (do 2 cm grubości) szarego piaskowca, miejscami zbioturbowane

Ostra granica kontaktu o nachyleniu 10°

1,20 m – piaskowce kwarcowe bardzo twarde, szare, drobnoziarniste. Równoległe smugi ilaste, wzbogacone w blaszki muskowitu, nachylone pod katem 15°. Warstwa przecięta pionową żyłką kalcytu o grubości 1 mm

3849,0–3851,0 Mułowce

Na głęb. 3849,0–3871,0 m próbki okruchowe; interpretacja na podstawie danych geofizyki otworowej i próbek okruchowych

3851,0–3857,5 Piaskowiec z przewarstwieniami mułowca

3857,5–3862,5 Piaskowce

3862,5–3871,0 Piaskowce z przewarstwieniami wapienia marglistego

Na podstawie badań geofizycznych do głęb, 3876 m skała jw.

3871,0–3876,0 3,88 m rdzenia, w tym:

3,55 m – wapienie czarne margliste. W stropie struktury trombolitowe; w dolnej części warstwy bardzo liczne bioklasty *Thamnopora* sp., masywnych, kolonijnych koralowców i bardzo drobnych ślimaków. Na świeżym przełamie zapach bitumiczny

0,33 m – piaskowce kwarcowe szare, bardzo drobnoziarniste o spoiwie dolomitycznym

3876,0–3876,5 Piaskowce z przewarstwieniami wapienia marglistego

Na głęb. 3876,0–3909,0 m próby okruchowe; interpretacja na podstawie danych geofizyki otworowej i próbek okruchowych

3876,5–3882,5 Piaskowce

3882,5–3890,0 Mułowce

3890,0–3909,0 Piaskowce z nielicznymi przewarstwieniami wapienia marglistego

3909,0–3914,0 Brak rdzenia i danych geofizyki otworowej

3914,0–3919,0 2,84 m rdzenia, w tym:

0,51 m – piaskowce jasnoszare, drobnoziarniste kwarcowe o spoiwie dolomitycznym (zawartość kalcytu 6–8%, dolomitu 24,1%), z niewyraźnymi, równoległymi ciemniejszymi smugami ilastymi o nachyleniu 15°. W spągu warstwy występują liczne intraklasty ciemnoszarego mułowca o pokroju płytek oraz drobne bioklasty (fragmenty kostne ryb?). Warstwę przecina żyła kalcytu o grubości około 2 mm, o nachyleniu 80°

Ostra, równa granica kontaktu, o nachyleniu 10°

0,70 m – margle czarne z domieszką ziaren kwarcu frakcji mułowej, zawierający również drobne, rozproszone, nieoznaczalne bioklasty; w spągu warstwy żyła kalcytu o grubości 3 mm i nachyleniu 80°

1,38 m – wapienie dolomityczne, ciemnoszare, drobnoziarniste z licznymi bioklastami ramienionogów, ślimaków i liliowców, w stropie warstwy wzbogacenie w szczątki amfipor; warstwa przecięta pionową żyłą kalcytową o grubości 2 mm

0,25 m – piaskowce kwarcowe bardzo twarde, jasnoszare, drobnoziarniste, przecięte żyłą kalcytu grubości 1 mm i nachyleniu 80°

3919,0–3922,5 Mułowce

Na głęb. 3919,0–3945,0 m próbki okruchowe; interpretacja na podstawie danych geofizyki otworowej i próbek okruchowych

3922,5–3934,0 Mułowce z przewarstwieniami margli i piaskowców

3934,0–3940,5 Wapienie lub dolomity

3940,5–3945,0 Piaskowce z przewarstwieniami margli i mułowców

Na podstawie badań geofizycznych do głęb. 3946,0 m skała jw.; na głęb. 3946,0–3948,5 m – wapień marglisty, 3948,5–3952,5 m – piaskowiec z przewarstwieniami margla, 3952,5–3954,0 – mułowiec

3945,0–3954,0 8,91 m rdzenia, w tym:

2,80 m – wapienie twarde, czarne, drobnoziarniste margliste z wkładkami margla dolomitycznego; nieliczne, nieoznaczalne bioklasty. Na świeżym przełamie zapach siarkowodoru

1,92 m – piaskowce kwarcowe o spoiwie dolomitycznym twarde, szare, drobnoziarniste, z niewyraźnymi, równoległymi, ciemniejszymi smugami, o nachyleniu 10–20°

0,42 m – margle dolomityczne z domieszką ziaren kwarcu frakcji mułowcowej, twarde, ciemnoszare

0,58 m – czarne wapienie margliste o strukturze falisto-gruzłowej

0,99 m – wapienie jw., w stropie warstwy fragmenty dużych ramienionogów oraz koralowce *Aulopora* sp., w spągu przewarstwienia czarnego mułowca marglistego i laminitów mikrobialnych; miospory

0,20 m – piaskowce kwarcowe ciemnoszare, drobnoziarniste, z równoległymi smugami czarnego mułowca, o nachyleniu 15°. W stropie warstwy rozproszone fragmenty zwęglonych szczątków roślinnych i fragmenty kostne ryb(?)

Ostra, równa granica kontaktu o nachyleniu 15°

1,04 m – wapienie margliste czarne; w środkowych partiach warstwy fragmenty dużych, gładkich ramienionogów, podobnych do *Stringocephalus* sp.

0,96 m – piaskowce kwarcowe szare, bezstrukturalne, drobnoziarniste, przechodzące w partiach stropowych warstwy w mułowce o spoiwie dolomitycznym ze smugami substancji ilastej o nachyleniu 15°

3954,0–3954,5 Mułowce

Na głęb. 3954,0–3988,0 m próbki okruchowe; interpretacja na podstawie danych geofizyki otworowej i próbek okruchowych

3954,5–3957,5 Wapienie

3957,5–3977,5 Margle z przewarstwieniami wapieni i mułowców

3977,5–3979,5 Wapienie

3979,5–3982,0 Margle jw.

3982,0–3985,0 Mułowce

3985,0–3987,5 Wapienie lub piaskowce dolomityczne

3987,5–3988,0 Mułowce z przewarstwieniami piaskowców

3988,0–3990,0 1,75 m rdzenia:

piaskowce kwarcowe twarde, szare, bezstrukturalne, drobnoziarniste o spoiwie dolomitycznym, z równoległymi, ciemniejszymi smugami ilastymi o nachyleniu 15–20°. Żyła kalcytowa o zmiennej grubości od 1–5 mm i nachyleniu 70°

3990,0–3993,5 Mułowce z przewarstwieniami piaskowców

Na głęb. 3990,0–4035 m próbki okruchowe; interpretacja na podstawie danych geofizyki otworowej i próbek okruchowych

3993,5–4000,5 Mułowce z przewarstwieniami margli

4000,5–4035,0 Mułowce z przewarstwieniami margli, wapieni i piaskowców

4035,0–4050,0 14,11 m rdzenia:

mułowce margliste, czarne, przeławicające się z marglem, wapieniem marglistym, iłowcem marglistym i iłowcem; cienkie warstewki laminitów mikrobialnych. Dużo drobnych trochitów, rozproszone bioklasty ramienionogów. Około 12 m od stropu nagromadzenia pokruszonych skorupek dużych ramienionogów, należących prawdopodobnie do rodzaju *Stringocephalus*. W spągu bardziej liczne bioklasty koralowców, gałązki *Thamnopora*, a także duży (o średnicy 7 cm) fragment koralowca kolonijnego

4050,0–4085,0 Mułowce z przewarstwieniami margla, wapienia i piaskowca

Na głęb. 4050,0–4110,0 m próbki okruchowe; interpretacja na podstawie danych geofizyki otworowej i próbek okruchowych

4085,0–4129,0 Mułowce z przewarstwieniami margla i piaskowca

4110,0–4129,0 15,35 m rdzenia, w tym:

4,2 m – margle czarne przeławicające się z drobnoziarnistym wapieniem marglistym. Miejscami struktura gruzłowa lub niewyraźne, równoległe smugi o nachyleniu 15°, nieliczne skamieniałości śladowe *Planolites montanus* Richter. Liczne drobne, gładkie małże oraz małżoraczki

0,15 m – piaskowce kwarcowe; smugi i laminy ciemniejszego materiału o nachyleniu 20°

Ostra, nierówna granica rozmycia

0,07 m – margle jw.

Ostra, nierówna granica rozmycia

0,44 m – piaskowce margliste z ciemniejszymi równoległymi smugami o nachyleniu 20°, miejscami bioturbacje

0,33 m – piaskowce margliste bez śladu struktur sedymentacyjnych

Ostra, równa granica kontaktu, nachylona pod kątem 10°

0,59 m – czarne margle jw.

0,94 m – piaskowce wapniste ciemnoszare, drobnoziarniste, w stropie smugi ciemniejszego materiału o nachyleniu 15°, poniżej liczne bioturbacje

8,63 m – mułowce czarne, margliste, w spągu z domieszką materiału piaszczystego; pojedyncze drobne trochity

4129,0–4166,0 Mułowce z przewarstwieniami margla, wapienia marglistego i piaskowca

Na głęb. 4129,0–4169,0 m próbki okruchowe; interpretacja na podstawie danych geofizyki otworowej i próbek okruchowych:

4168,0–4169,0 Piaskowce z przewarstwieniami mułowca i margla

Według badań geofizycznych do głęb. 4173,5 m skała jw.; na głęb. 4173,5–4174,5 m – iłowiec z przewarstwieniami margla, 4174,5–4176,0 m – piaskowiec

ŻYWET?–EIFEL

?„Formacja" studnicka

(4168,0–4251,0 m; miąższość 83,0 m)

4169,0–4176,0 5,96 m rdzenia, w tym:

3,82 m – piaskowce kwarcowe szare, bardzo drobnoziarniste; faliste smugi ciemniejszego materiału o nachyleniu 15°, nieliczne skamieniałości śladowe *Planolites montanus* Richter. 1 m od stropu rdzeń przecina żyła kalcytu o grubości około 5 mm i nachyleniu 70°

0,45 m – margle dolomityczne, szare

Ostra nierówna granica z niżej leżącą warstwą

1,69 m – mułowce margliste ciemnoszare, z nieregularnymi warstewkami ? laminitów mikrobialnych. Liczne skamieniałości śladowe *Planolites montanus* Richter

4176,0–4194,0 18,0 m rdzenia, w tym:

1,0 m – piaskowce jasnoszare, drobnoziarniste z warstwowaniem poziomym

2,0 m – mułowce ciemnoszare z nielicznymi wkładkami drobnoziarnistego piaskowca masywnego

1,0 m – piaskowce jasnoszare drobnoziarniste z warstwowaniem poziomym

1,0 m – piaskowce jasnoszare, drobnoziarniste, masywne

3,0 m – heterolit drobnolaminowany piaskowcowo-mułowcowy

	1,0 m – piaskowce jasnoszare, drobnoziarniste z warstwowaniem poziomym, liczne struktury ucieczkowe organizmów, W spągu warstwy całkowita homogenizacja ichnologiczna; bardzo liczne skamieniałości śladowe *Planolites beverleyensis* (Billings)
	1,0 m – piaskowce jasnoszare, drobnoziarniste z konkrecjami anhydrytu o białym zabarwieniu
	1,0 m – piaskowce jasnoszare, drobnoziarniste z bardzo licznymi klastami ciemnoszarego mułowca
	2,0 m – heterolit drobnolaminowany piaskowcowo-mułowcowy
	3,0 m – heterolit grubolaminowany, piaskowcowo-mułowcowy z nielicznymi skamieniałościami śladowymi *Planolites montanus* Richter na powierzchniach warstewek mułowców. W spągu warstwy, w warstewkach drobnoziarnistych piaskowców, nieliczne struktury ucieczkowe organizmów
	2,0 m – heterolit drobnolaminowany piaskowcowo-mułowcowy, calkowita homogenizacja ichnologiczna; bardzo liczne skamieniałości śladowe *Planolites montanus* Richter. Liczne, drobne powierzchnie erozyjne w stropie warstewek piaskowców drobnoziarnistych
4194,0–4196,0	Piaskowce
	Na głęb. 4194,0–4209 m próbki okruchowe; interpretacja na podstawie danych geofizyki otworowej i próbek okruchowych
4196,0–4197,5	Piaskowce z przewarstwieniami margli
4197,5–4199,5	Mułowce i margle
4199,5–4201,5	Piaskowce z przewarstwieniami mułowców
4201,5–4203,5	Margle z przewarstwieniami piaskowców
4203,5–4205,0	Piaskowce
4205,0–4207,0	Mułowce i iłowce
4207,0–4208,0	Piaskowce
4208,0–4209,0	Piaskowce z przewarstwieniami iłowców
4209,0–4217,0	8,0 m rdzenia, w tym:
	2,0 m – mułowce ciemnoszare, całkowicie zhomogenizowane ichnologiczne z bardzo licznymi skamieniałościami śladowymi *Planolites montanus* Richter, w spągu warstwy nieliczne skamieniałości *Planolites beverleyensis* (Billings)
	1,0 m – piaskowce jasnoszare, drobnoziarniste z warstwowaniem poziomym
	2,0 m – heterolit grubolaminowany piaskowcowo-mułowcowy, całkowicie zhomogenizowany ichnologicznie; bardzo liczne skamieniałości śladowe *Planolites montanus* Richter i *Planolites beverleyensis* (Billings)
	1,0 m – mułowce ciemnoszare masywne
	0,20 m – piaskowce jasnoszare, drobnoziarniste warstwowane poziomo
	1,8 m – mułowce ciemnoszare, całkowicie zhomogenizowane ichnologicznie; bardzo liczne skamieniałości śladowe *Planolites montanus* Richter
4217,0–4235,0	18,0 m rdzenia, w tym:
	0,20 m – piaskowce jasnoszare, drobnoziarniste z laminacją smużystą i poziomą; nieliczne skamieniałości śladowe *Monocraterion* isp.
	0,80 m – mułowce ciemnoszre
	4,0 m – piaskowce jasnoszare drobnoziarniste z laminacją smużystą i przekątną laminacją riplemarkową. Nieliczne skamieniałości śladowe *Monocraterion* isp. W spągu warstwy warstwowanie poziome i liczne struktury ucieczkowe organizmów
	1,0 m – mułowce ciemnoszare
	3,0 m – heterolit drobnolaminowany, piaskowcowo-iłowcowy z bardzo licznymi skamieniałościami śladowymi *Planolites montanus* Richter

1,0 m – mułowce ciemnoszare, w spągu warstwy bardzo liczne skamieniałości śladowe *Planolites montanus* Richter

1,0 m – piaskowce ciemnoszare drobnoziarniste

1,0 m – mułowce ciemnoszare, całkowicie zhomogenizowane ichnologicznie; bardzo liczne skamieniałości śladowe *Planolites montanus* Richter, nagromadzenia drobnych (o średnicy około 5 mm) gładkich ramienionogów

1,0 m – piaskowce jasnoszare, drobnoziarniste laminowane smużyście

3,0 m – piaskowce jasnoszare, drobnoziarniste warstwowane poziomo, z nielicznymi skamieniałościami śladowymi *Planolites montanus* Richter

0,30 m – piaskowce jasnoszare, drobnoziarniste masywne ze strukturami ucieczkowymi organizmów

0,70 m – heterolit piaskowcowo-iłowcowy, bardzo liczne skamieniałości śladowe *Planolites montanus* Richter

1,0 m – mułowiec ciemnoszary, masywny

4235,0–4241,0 5,22 m rdzenia, w tym:

2,64 m – heterolit drobnolaminowany, piaskowcowo-mułowcowy z bardzo licznymi skamieniałościami śladowymi *Planolites montanus* Richter. W stropie warstwy na głęb. 4235,0 m skamieniałości śladowe *Skolithos linearis* Haldemann na powierzchni erozyjnej, wskazujące na obecność ichnofacji *Glossifungites*. Na głęb. 4236,3 m warstewka laminitu o grubości 0,3 m. Nieliczne powierzchnie rozmyć. Nieliczne lustra tektoniczne o nachyleniu 10°, widoczne również równoległe ślady przesunięć

1,88 m – piaskowce kwarcowe twarde, jasnoszare, bardzo drobnoziarniste o spoiwie marglisto-dolomitycznym; miejscami porowate

0,70 m – piaskowce kwarcowe jasnoszare, bardzo drobnoziarniste z nieregularnymi równoległymi ciemniejszymi smugami ciemnoszarego mułowca z nielicznymi skamieniałościami śladowymi *Planolites montanus* Richter o nachyleniu 10°. W spągu warstwy niskokątowe (15°) warstwowanie przekątne w dużej skali

4241,0–4258,0 15,75 m rdzenia, w tym:

8,65 m – piaskowce drobnoziarniste, jasnoszare, miejscami o spoiwie wapnistym lub dolomitycznym. W stropie warstwy, na głęb. 4241,0–4243,0 m regularne, równoległe ciemniejsze smugi piaskowca drobnoziarnistego o nachyleniu około 10° z warstwowaniem poziomym. Bardzo liczne struktury ucieczkowe organizmów oraz *Monocraterion tentaculatum* Torell. Rozproszony muskowit. Na głęb. 4243,5–4244,0 m drobnoziarnisty piaskowiec z przekątną laminacją riplemarkową. Od głęb. 4244,0 do 4251,0 m drobnoziarnisty piaskowiec małokątowo, plenarnie warstwowany przekątnie w dużej skali, z bardzo licznymi skamieniałościami śladowymi *Monocraterion tentaculatum* Torell i *Monocraterion* isp. Na głęb. 4248,0 m powierzchnie erozyjne z zespołami jamek *Monocraterion* isp.

Ostra, równa granica z niżej leżącą warstwą o nachyleniu10°

0,03 m – mułowce ciemnoszare

Ostra, równa granica z niżej leżącą warstwą o nachyleniu10°

0,32 m – piaskowce jasnoszare, drobnoziarniste; w stropie warstwy intraklasty ciemnoszarego mułowca

Ostra, równa granica z niżej leżącą warstwą o nachyleniu10°

EIFEL–?EMS NAJWYŻSZY

?„Formacja” tucholska

Seria iłowców czarnych z bioturbacjami sensu Miłaczewski, 1992

(4251,0–4297,5 m; miąższość 46,5 m)

2,79 m – mułowce kruche, ciemnoszare, z warstewkami ciemnoszarego bardzo drobnoziarnistego piaskowca. Powierzchnie drobnych rozmyć, pogrązy piaskowca w iłowcu, bardzo liczne skamieniałości śladowe *Planolites beverleyensis* (Billings) na powierzchniach mułowca; na głęb. 4253,1 m na powierzchni erozyjnej skamieniałości śladowe *Skolithos linearis* Haldemann, wskazujące na obecność ichnofacji *Glossifungites*. Liczne konkrecje pirytu

Ostra, równa powierzchnia z niżej leżącą warstwą

0,31 m – piaskowce szare, bardzo drobnoziarniste, z małokątowym (10°) warstwowaniem przekątnym w dużej skali oraz przekątną laminacją replemarkową

Ostra, równa granica kontaktu z niżej leżącą warstwą o nachyleniu 10°

0,90 m – heterolit drobnolaminowany, piaskowcowo-iłowcowy z licznymi skamieniałościami śladowymi *Planolites beverleyensis* (Billings)

Ostra, równa granica kontaktu z niżej leżącą warstwą o nachyleniu 10°

0,43 m – piaskowce szare, drobnoziarniste, z małokątowym (10°) warstwowaniem przekątnym w dużej skali

Ostra, nierówna granica z niżej leżącą warstwą o nachyleniu 10°

0,02 m – mułowce ciemnoszare

Ostra, równa granica z niżej leżącą warstwą o nachyleniu 10°

0,01 m – piaskowce jasnoszare, drobnoziarniste

Ostra granica rozmycia na powierzchni warstwy

0,01 m – mułowce ciemnoszare

Ostra granica rozmycia na powierzchni warstwy

0,06 m – piaskowce jasnoszare, drobnoziarniste

Ostra, nierówna powierzchnia rozmycia na powierzchni warstwy o nachyleniu 10°

0,02 m – mułowce ciemnoszare

Granica z niżej leżącą warstwą jw.

0,02 m – piaskowce jasnoszare, drobnoziarniste

Granica z niżej leżącą warstwą jw.

0,02 m – mułowce ciemnoszare

Ostra, równa granica kontaktu z niżej leżącą warstwą o nachyleniu 10°

0,23 m – piaskowce jasnoszare, drobnoziarniste

Granica z niżej leżącą warstwą jw.

1,84 m – mułowce ciemnoszare jw. z odciskami gładkich drobnych małżów i małżoraczków; liczne skamieniałości śladowe *Planolites montanus* Richter; w spągu warstwy wkładka jasnoszarego piaskowca drobnoziarnistego o miąższości 0,30 m

Granica z niżej leżącą warstwą jw.

0,02 m – mułowce jw. Granica jw.

0,07 m – piaskowce jasnoszare drobnoziarniste

4258,0–4274,0 14,92 m rdzenia, w tym:

0,05 m – heterolit drobnolaminowany

0,08 m – piaskowce kwarcowe twarde, szare, drobnoziarniste. Ostra, nierówna powierzchnia erozyjna w stropie warstwy o nachyleniu 10°

0,06 m – iłowce kruche ciemnoszare

0,29 m – piaskowiec kwarcowy

0,71 m – miejscami laminy ciemnoszarego piaskowca drobnoziarnistego o nachyleniu 10°; drobne powierzchnie rozmyć, pogrązy piaskowca w iłowcu

Ostra, równa granica kontaktu o nachyleniu 10°

0,20 m – piaskowce kwarcowe bardzo twarde, szare, bardzo drobnoziarniste

Ostra, równa granica kontaktu o nachyleniu 10°

0,53 m – heterolit piaszczysto-iłowcowy drobnolaminowany; liczne skamieniałości śladowe *Planolites montanus* Richter, małżoraczki, ? tentakulitoidy i ? fragmenty roślin

2,96 m – iłowce czarne; liczne skamieniałości śladowe *Planolites montanus* Richter

0,90 m – czarne iłowce kruche, o oddzielności łupkowej, ze smugami piaskowca drobnoziarnistego; nieliczne skamieniałości śladowe *Planolites montanus* Richter i drobne powierzchnie rozmyć

0,96 m – iłowce jw. z niewielką ilością smug szarego piaskowca drobnoziarnistego

0,94 m – iłowce czarne jw. z pojedynczymi warstewkami szarego piaskowca drobnoziarnistego. Warstwa laminatu o grubości 20,0 cm

0,92 m – iłowce czarne jw. z nielicznymi smugami szarego piaskowca drobnoziarnistego w spągu

2,72 m – iłowce czarne jw. z licznymi smugami i laminami szarego piaskowca drobnoziarnistego o nachyleniu 10–15°; liczne drobne powierzchnie rozmyć; nieliczne skamieniałości śladowe *Planolites beverleyensis* (Billings)

1,80 m – iłowce czarne; rozproszony muskowit

1,80 m – iłowce czarne z licznymi laminami i smugami szarego piaskowca drobnoziarnistego; pogrązy piaskowca w iłowcu

4274,0–4275,0 Iłowce

Na głęb. 4274,0–4297,5 m próbki okruchowe; interpretacja na podstawie danych geofizyki otworowej i próbek okruchowych

4275,0–4276,0 Piaskowce

4276,5–4287,0 Iłowce

4287,0–4290,5 Piaskowce z przewarstwieniami iłowców

4290,5–4297,5 Iłowce

Zdzisław MODLIŃSKI

ORDOWIK

SANDB I KAT (CZĘŚĆ) – KARADOK

(4297,5–4427,0 m; miąższość 129,5 m)

4297,5–4323,0 Iłowce i mułowce z nielicznymi wkładkami piaskowców

Próbki okruchowe; interpretacja na podstawie danych geofizyki otworowej i próbek okruchowych:

4323,0–4334,0 9,50 m rdzenia, w tym:

0,15 m – piaskowce kwarcowe, bardzo drobnoziarniste, zwięzłe, jasnoszare, z licznym muskowitem. Spękania o upadzie około 75°

6,25 m – iłowce mulaste i iłowce, ciemnoszare, bezwapienne, bez wyraźnej laminacji, miejscami z drobnymi skupieniami pirytu. Upad warstw około 35–40°, bardzo liczne powierzchnie ślizgów o upadzie 40–45°, liczne cienkie żyłki białego krystalicznego kalcytu o upadzie około 60°. Dość liczne lecz źle zachowane szczątki Phyllocarida (?) i graptolitów: *Diplograptus molestus* Thorslund, *D.* cf. *molestus* Thorslund, *Normalograptus* sp., *Pseudoclimacograptus* sp., *Amplexograptus* sp., *Dicranograptus* sp.; nieliczne palinomorfy i ? chitinozoa

0,20 m – iłowce mulaste i iłowce jw. z laminami i cienkimi soczewkami (do 1,5 cm) szarych wapieni marglistych

0,10 m – brekcja tektoniczna złożona z okruchów ciemnoszarych iłowców spojonych białym, krystalicznym kalcytem

0,30 m – iłowce mulaste i iłowce ciemnoszare jw.

2,50 m – iłowce i iłowce mulaste, ciemnoszare, bardzo silnie zlustrowane. Nieoznaczalne fragmenty graptolitów. Upad warstw 35–40°

4334,0–4366,5 Iłowce i mułowce

Na głęb. 4334,0–4384,0 m próbki okruchowe; interpretacja na podstawie danych geofizyki otworowej i próbek okruchowych

4366,5–4384,0 Piaskowce z wkładkami iłowców i mułowców

4384,0–4400,0 12,50 m rdzenia, w tym:

2,00 – piaskowce kwarcowe, bardzo drobnoziarniste, zwięzłe, o spoiwie krzemionkowym, jasnoszare, miejscami przechodzące w piaskowce mulaste z licznym muskowitem. Spękania o upadzie około 75°

10,50 m – mułowce ilaste ciemnoszare, w górze z cienkimi wkładkami (do 2 cm), soczewkami i gruzłami wapieni mulastych ciemnoszarych; w dole mułowce ilaste ciemnoszare laminowane mułowcem szarym. Brak szczątków makrofauny, dość liczne akritarchy i ? chitinozoa. Miejscami liczne drobne skupienia pirytu. Liczne zlustrowania o upadzie około 30°, upad warstw około 40°

4400,0–4419,0 Mułowce i iłowce

Interpretacja na podstawie danych geofizyki otworowej i próbek okruchowych

4419,0–4427,0 8,00 m rdzenia:

iłowce miejscami przechodzące w iłowce mulaste, ciemnoszare, miejscami z odcieniem zielonawym; w iłowcach liczne kanaliki o średnicy 5–10 mm wypełnione substancją ilastą ciemnoszarą, prawie czarną – ślady bytowania organizmów osadożernych; na głębokości 2,30–2,40 m od stropu warstwy laminy o grubości do 1mm popielatoszarych tufitów z licznym drobnym biotytem. Liczne drobne, sporadycznie większe (do 2–4 cm) skupienia krystalicznego pirytu. Nieliczne graptolity, palinomorfy, ?chitinozoa i skamieniałości śladowe. Bardzo liczne zlustrowania, upad warstw około 40°

WYNIKI BADAŃ STRATYGRAFICZNYCH, SEDYMENTOLOGICZNYCH I PETROGRAFICZNYCH

ORDOWIK

Zdzisław MODLIŃSKI

WYNIKI BADAŃ BIOSTRATYGRAFICZNYCH NA PODSTAWIE GRAPTOLITÓW

Osady ordowiku w otworze wiertniczym Polskie Łąki PIG 1, według pomiarów geofizyki otworowej, wyróżnione zostały w interwale głębokościowym 4297,5–4427,0 m, a więc na odcinku 129,5 m (fig. 3[1]). Odcinek ten rdzeniowany był fragmentarycznie, a próbki rdzeniowe pobrano z trzech interwałów o łącznej długości 33,0 m.

Napotkane w omawianym otworze utwory ordowiku, podobnie jak w innych wierceniach strefy Koszalin–Chojnice (Modliński, 1968; Bednarczyk, 1974; Podhalańska, Modliński, 2006), stanowią jedynie niewielki fragment profilu silnie zaburzonej tektonicznie serii utworów tego wieku. Reprezentowane są przez dość monotonną serię iłowców, iłowców mulastych i ciemnoszarych mułowców z wkładkami jasnoszarych, drobnoziarnistych piaskowców kwarcowych oraz z nielicznymi laminami i soczewkami szarych wapieni marglistych. W rdzeniu z interwału głębokości 4323,0–4323,0 m stwierdzono dość liczne, lecz źle zachowane, szczątki graptolitów i bliżej nieokreślone Phyllocarida (?). W zespole graptolitów zidentyfikowano: *Diplograptus molestus* Thorslund, *Amplexograptus* sp., *Normalograptus* sp., *Pseudoclimacograptus* sp. i *Dicranograptus* sp. Najistotniejsza jest obecność gatunku *Diplograptus molestus* Thorslund, taksonu przewodniego dla środkowej części karadoku, a także *Dicranograptus* sp. Obie formy wskazują na obecność poziomów graptolitowych *multidens–clingani*. Pierwszy z wymienionych gatunków znany jest m.in. z szeregu profilów ordowiku zachodniej części obniżenia bałtyckiego (Modliński, 1973).

Specyfiką profilu Polskie Łąki PIG 1 jest obecność w obrębie serii ilasto-mułowcowej wkładek i pakietów piaskowców. Stwierdzone one zostały w stropie marszu 4323,0– 4334,0 m – 0,15 m, w stropie marszu 4384,0–4400,0 m – 2,00 m, ponadto według pomiarów geofizyki otworowej możliwe jest występowanie pakietu piaskowców z wkładkami iłowców i mułowców w interwale 4366,5–4384,0 m, a w interwale 4292,5–4323,0 m nielicznych cienkich wkładek piaskowców. Tego typu osady piaszczyste nie znane były dotychczas z osadów ordowiku strefy Koszalin–Chojnice (por. Żaba, s. 101).

W rdzeniu z interwału 4419,0–4427,0 m napotkano cienkie laminy tufitów. Obecność poziomów utworów piroklastycznych jest powszechna w osadach dolnego karadoku zarówno w obniżeniu bałtyckim, jak i w profilach strefy Koszalin–Chojnice (Modliński, 1978). Stwierdzenie ich w profilu Polskie Łąki PIG 1 można traktować jako potwierdzenie prawidłowości zaliczenia omawianych osadów do karadoku.

Marzena STEMPIEŃ-SAŁEK

ANALIZA PALINOLOGICZNA

Badania palinologiczne osadów ordowiku w omawianym rejonie mają stosunkowo krótką historię i niewielki zakres (Bednarczyk i in., 1999, Szczepanik 2000, Wrona i in., 2001), a osady tego wieku pochodzące z profilu Polskie Łąki PIG 1 nie były dotychczas pod tym kątem badane.

Materiał poddany badaniom palinologicznym pochodzi z 4 prób pobranych z czarnych iłowców i mułowców z głębokości 4297,5–4427,0 m (fig. 4). Maceracje skał przeprowadzono metodą standardową, przy użyciu kwasu solnego, fluorowodorowego, azotowego dymiącego i cieczy ciężkiej (chlorek cynku o ciężarze właściwym około 2,2g/cm^3). Do przyklejania szkiełek nakrywkowych wykorzystywano „galaretkę" z gliceryny i żelatyny lub klej „Elvacit". Łącznie wykonano 8 preparatów (z każdej próby po 2) o rozmiarach szkiełka nakrywkowego 24×24 mm. Wszystkie badane próby okazały się palinologicznie pozytywne.

Materiał palinologiczny zawarty w preparatach jest bardzo ubogi zarówno pod względem ilościowym, jak i jakościowym, w większości źle zachowany i nierozpoznawalny. Palinomorfy występują najczęściej w formie pozbawionej orna-

[1] Figura 3 znajduje się na końcu książki pod opaską

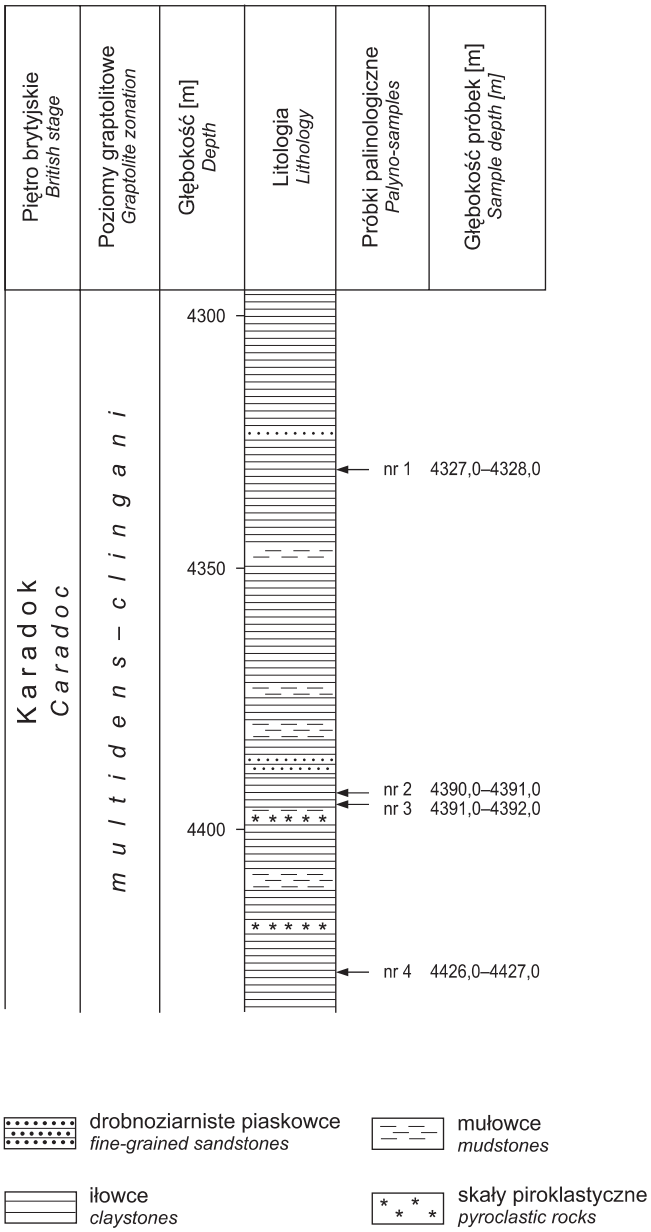


Fig. 4. Miejsce pobrania prób palinologicznych z osadów ordowiku; litologia wg Modlińskiego (ten tom) uproszczona

Ordovician part of the Polskie Łąki PIG 1 borehole section with location of palinological samples; lithology after Modliński (this paper), simplified

mentacji, a u okazów, u których się ona zachowała, zatarte bywają takie wskaźnikowe cechy, jak sposób kontaktu wyrostków z *vesiculum*, ich budowa i rodzaj zakończenia. Zdarzają się jednak również pojedyncze formy o dobrze widocznej budowie, z jednoznacznymi cechami morfologicznymi umożliwiającymi rozpoznanie gatunku.

Preparaty zawierające palinomorfy z otworu wiertniczego Polskie Łąki PIG 1 przechowywane są w Instytucie Nauk Geologicznych PAN (ING PŁ. 1–4).

Próba nr 1 pobrana została na głębokości 4327,0–4328,0 m. W widoku ogólnym zawartości preparatu (fig. 5 A), oprócz pojedynczych, zniszczonych okazów palinomorf widoczne są drobne, pokruszone, kanciaste i czarne fragmenty najprawdopodobniej graptolitów i chitinozoa. Obecne są także formy przypominające grzyby. W materiale palinologicznym (fig. 5A, B) znaleziono pojedyncze okazy akritarchów z następujących rodzajów *Baltisphaeridium*, *Micrhystridium*, ?*Micrhystridium*, *Navifusa*, *Ordovicidium* i *Solisphaeridium*.

Próba nr 2 pochodząca z głębokość 4390,0–4391,0 m (fig. 5 C–F) zawiera znacznie mniejszą, w porównaniu z próbą nr 1, ilość pokruszonych, czarnych fragmentów organicznych. Prawie wszystkie z nich są obtoczone i zaokrąglone. Zaobserwowano stosunkowo dużą zawartość substancji amorficznej i najliczniejszą ze wszystkich prób frekwencję akritarchów. Wyróżniono wśród nich: *Baltisphaeridium* cf. *calcispinae* Górka, *Baltisphaeridium* sp., *Goniosphaeridium* sp., *Micrhystridium* sp., *Multiplicisphaeridium* cf. *bifurcatum* Staplin, Jansonius et Pocock, *Multiplicisphaeridium* sp., *Ordovicidium* cf. *nanofurcatum* (Kjellström) Uutela et Tynni, *Solisphaeridium* sp., *Veryhachium* sp., *Vulcaniphaera* sp. oraz *Leiosphaeridia* sp.

Próba nr 3 reprezentująca głębokość 4391,0–4392,0 m (fig. 5 G–I) zawiera liczne, pokruszone, czarne fragmenty, najprawdopodobniej graptolitów i chitinozoa, o nieco mniej kanciastych krawędziach niż w próbie nr 1. Występuje tu dość dużo substancji amorficznej oraz akritarchy z rodzajów: *Baltisphaeridium* sp., ?*Goniosphaeridium* sp., *Goniosphaeridium* sp., *Micrhystridium* sp., *Multiplicisphaeridium* sp., *Ordovicidium* sp., *Orthosphaeridium* sp. i *Solisphaeridium* sp.

Próba nr 4 z głębokości 4426,0–4427,0 m (fig. 5 J–L) zawiera nieliczne, pokruszone, czarne i kanciaste fragmenty, najprawdopodobniej graptolitów i chitinozoa, substancję amorficzną oraz nieliczne palinomorfy: *Goniosphaeridium* sp., *Micrhystridium* sp., *Solisphaeridium* sp. ?*Vulcaniphaera* sp. oraz *Leiosphaeridia* sp.

W opisywanym materiale palinologicznym stwierdzono występowanie mało zróżnicowanego pod względem gatunkowym, ubogiego zespołu znacznie zniszczonych palinomorf. W związku z małą ilością rozpoznawalnych form i złym stanem ich zachowania, oznaczenia akritarchów podane są najczęściej w nomenklaturze otwartej, co znacznie utrudnia jednoznaczną i precyzyjną interpretację stratygraficzną. Niewielka ilość prób i skąpy materiał uniemożliwia także prześledzenie sukcesji akritarchowej. Wydaje się, że wszystkie cztery próby reprezentują ten sam zespół palinomorf. Obecność takich form jak: *Baltisphaeridium* cf. *calcispinae* Górka, *Baltisphaeridium* sp., *Ordovicidium* cf. *nanofurcatum* (Kjellström) Uutela et Tynni i *Ordovicidium* sp. bezsprzecznie wskazuje na ordowicki wiek badanego materiału (Górka, 1969; Uutela, Tynni, 1991). Rodzajowa i gatunkowa analiza całego zespołu, jak i stosunkowo duże rozmiary okazów (średnica okazów *Baltisphaeridium* i *Ordovicidium* oscyluje w granicach 50 –65 μm), zawężają zakres wieku do górnego ordowiku i wskazywać mogą na karadok. W badanym materiale nie stwierdzono obecności typowych dla karadoku gatunków indeksowych, możliwe jednak, że to sposób zachowania palinomorf uniemożliwia ich jednoznaczne oznaczenie.

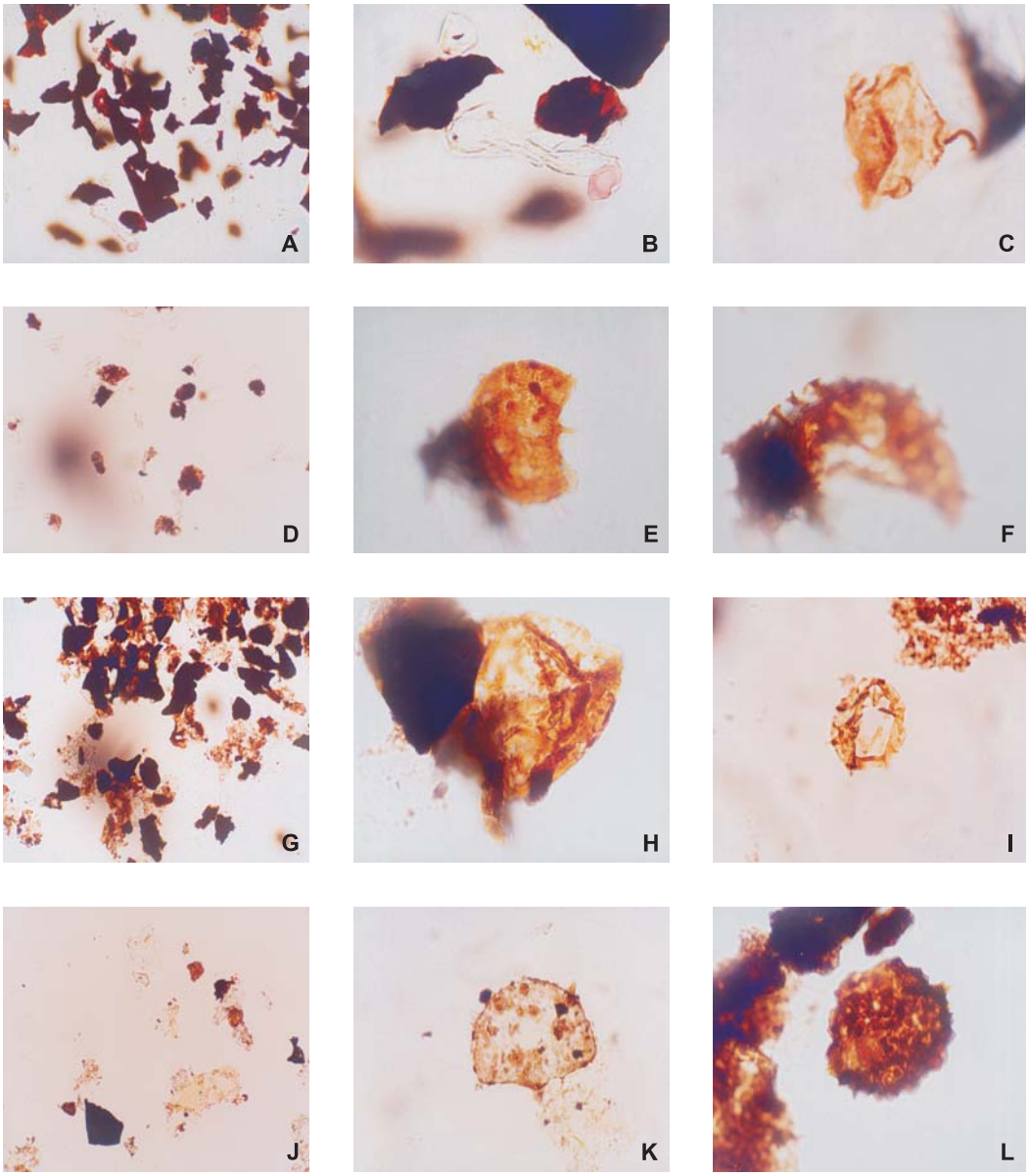


Fig. 5. A – widok ogólny, × 180, B – *Navifusa* sp., × 500; A, B – głęb. 4327,0–4328,0 m (pr. 1, preparat ING PŁ. 1.1); C – *Multiplicisphaeridium* sp., 700, D – widok ogólny, × 180, E – *Vulcanisphaera* sp., × 700, F – *Ordovicidium* cf. *nanofurcatum* (Kjellstrom) Uutela et Tynni, × 700; C–F – głęb. 4390,0–4391,0 m (pr. 2, preparat ING PŁ. 2.1); G – widok ogólny, × 180, H – *Baltisphaeridium* sp., × 700; I – *Cymatiogalea* sp., × 700; G–I – głęb. 4391,0–4392,0 m (pr. 3, preparat ING PŁ. 3.1); J – widok ogólny, × 180; K – *Solisphaeridium* sp., × 700; L – ?*Vulcanisphaera*, × 700; J–L – głęb. 4426,0–4427,0 m (pr. 4, preparat ING PŁ. 4.1)

A – general view × 180; **B** – *Navifusa* sp., × 500; A,B – depth 4327–4328 m; (sample 1, slide ING PŁ. 1.1); **C** – *Multiplicisphaeridium* sp., × 700; **D** – general view, × 180; **E** – *Vulcanisphaera* sp., × 700; **F** – *Ordovicidium* cf. *nanofurcatum* (Kjellstrom) Uutela et Tynni, × 700; C–F – depth 4390.0–4391.0 m (sample 2, slide ING PŁ. 2.1); **G** – general view, × 180; **H** – *Baltisphaeridium* sp., × 700; **I** – *Cymatiogalea* sp., × 700; G–I – depth 4391–4392 m (sample 3, slide ING PŁ. 3.1); **J** – general view, × 180; **K** – *Solisphaeridium* sp., × 700; **L** – ?*Vulcanisphaera* × 700, depth 4426.0–4427.0m (sample 4, slide ING PŁ. 4.1)

Anna LANGIER-KUŻNIAROWA

WYNIKI BADAŃ PETROGRAFICZNYCH OSADÓW ORDOWIKU

Z otworu Polskie Łąki PIG 1 badaniom petrograficznym poddane zostały 3 próbki pochodzące z osadów karadoku, z głęb. 4391,0, 4384,5 i 4330,5 m.

Próbka z głęb. 4391,0 m: skała węglanowa o charakterze lutytu, zailona, przy czym substancja ilasta rozmieszczona jest nierównomiernie. Przeciętna średnica ziarn węglanowych jest rzędu 0,03 mm. W skale występuje dość znaczna ilość kwarcu detrytycznego w ziarnach średnicy przeciętnej około 0,03 mm, maksymalnej – 0,05 mm, rozsianych nierównomiernie, oraz muskowitu w blaszkach dochodzących do 0,09 mm. Obficie występuje piryt, w postaci zarówno drobnego pigmentu rozproszonego w całej skale, jak i pigmentu grubszego (zwykle o uziarnieniu w zakresie 0,015–0,05 mm), nieraz w ziarnach idiomorficznych, oraz większych ziarn. Grubszy pigment i stosunkowo duże ziarna zazwyczaj koncentrują się w niektórych partiach skały.

Próbka z głęb. 4384,5 m: arenit kwarcowy o spoiwie krzemionkowym, całkowicie zrekrystalizowanym, regeneracyjnym. Średnie uziarnienie piaskowca (ziarn zregenerowanych) mieści się w zakresie 0,15–0,25 mm. Poza kwarcem wśród ziarn detrytycznych stwierdzono występowanie nielicznych blaszek muskowitu średnicy dochodzącej do 0,4 mm, blaszek biotytu o różnym stopniu chlorytyzacji i chlorytu, jako końcowego produktu chlorytyzacji biotytu. Ponadto w płytce cienkiej zidentyfikowano nielicznie występujące ziarna turmalinu, cyrkonu i tytanitu oraz – po jednym ziarnie – hornblendę zwyczajną, epidot zwyczajny, rutyl i apatyt. Skała zawiera bardzo znaczne ilości pirytu, szczególnie koncentrującego się w cienkich laminach.

Próbka z głęb. 4330,5 m: skała ilasto-węglanowa, której składnik węglanowy ma charakter lutytu, podobnie jak w próbce z głęb. 4391,0 mm, i różni się od niej głównie większym udziałem substancji ilastej, a odpowiednio mniejszym – materiału detrytycznego, a więc okruchowej masy węglanowej, ziarn kwarcu i blaszek muskowitu. Zauważa się także mniejszą zawartość pirytu, natomiast pojawiają się drobne skupienia substancji organicznej, zapewne związane z materiałem ilastym. Uziarnienie materiału węglanowego (przeciętnie około 0,03 mm) i kwarcu (maksymalnie do 0,05 mm) jest analogiczne do stwierdzonego w próbce z głęb. 4391,0 m.

Porównując opisane skały ordowickie karadoku w profilu otworu Polskie Łąki PIG l z równowiekowymi skałami innych otworów wiertniczych wypada stwierdzić, że na tle dotychczas opracowanych profili ordowiku Niżu Polskiego opisane tutaj typy skał były znajdowane jedynie wyjątkowo, co zapewne wynika z odrębności pozycji regionalno-tektonicznej profilu Polskie Łąki PIG 1. Ogólnie biorąc, podobną skałę lutytową opisano dotychczas jedynie w profilu aszgilu platformowego otworu Kętrzyn IG l, a podobne przewarstwienia piaskowcowe zostały stwierdzone tylko w aszgilu osadów platformowych rejonu Prabutów i Słupska. Są to jednak zbyt odległe analogie do wyciągania jakichkolwiek wniosków.

Teresa PODHALAŃSKA

SKAMIENIAŁOŚCI ŚLADOWE

Obecność mało urozmaiconego ichnotaksonomicznie, lecz dobrze zachowanego zespołu skamieniałości śladowych w ordowiku strefy Koszalin–Chojnice, w tym w profilu Polskie Łąki PIG 1 (fig. 6), została stwierdzona po raz pierwszy przez Podhalańską (2004). Wcześniejsze badania (Bednarczyk, 1974; Wrona i in., 2001) nie wskazywały na występowanie w tym profilu, podobnie jak w innych profilach Pomorza Zachodniego, śladów działalności nieszkieletowych organizmów bentonicznych innych niż koprolitowego pochodzenia, takich jak *Tomaculum problematicum* (Groom) (= *Alcyonidiopsis pharmaceus* Richter et Richter).

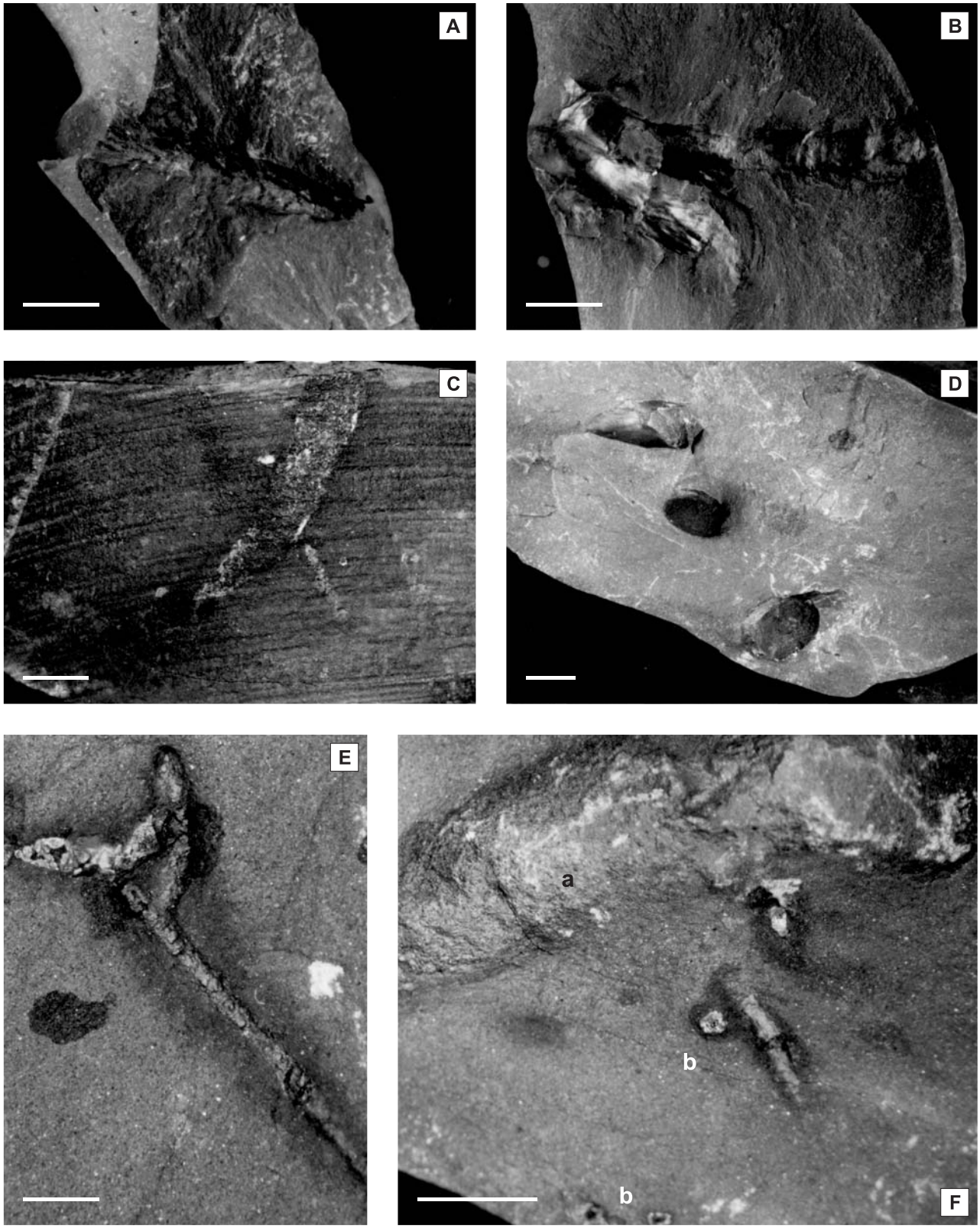
Spośród profilów ordowiku strefy Koszalin–Chojnice najbogatszy zespół skamieniałości śladowych występuje w profilu Skibno 1. Mniej liczne ślady aktywności życiowej nieszkieletowych organizmów bentonicznych, najczęściej w formie wypełnień jamek i kanałów, znaleziono w lanwirnie i karadoku profilów tej strefy między innymi: Polskie Łąki PIG 1, Chojnice 5, Jamno IG 2 oraz Miastko 1 (Podhalańska, 2004, 2007).

→

Fig. 6. A – *Palaeophycus* isp. cf. *Palaeophycus sulcatus* (Miller et Dyer); głęb. 4426,0 m, widoczne charakterystyczne żeberkowanie na powierzchni; B – ?*Palaeophycus* isp.; głęb. 4425,0 m, wypełnienia dwóch oddzielnych kanałów, z wyraźną rzeźbą na powierzchni; C – ?*Planolites montanus* Richter, głęb. 4421,5 m, przekrój podłużny, forma penetrująca osad skośnie do powierzchni warstwowania, wypełniona materiałem drobnopiaszczystym, o nieco grubszej frakcji w stosunku do skały macierzystej; D – *Planolites* isp., głęb. 4426,5 m, przekroje poprzeczne; E – *Chondrites* isp.; F:a – *Palaeophycus* isp., F:b – *Chondrites* isp., fragment wypełnienia kanału oraz przekroje poprzeczne. Skala 5 mm

A – *Palaeophycus* isp. cf. *Palaeophycus sulcatus* (Miller et Dyer); depth 4426,0 m, characteristic thread-like ridges on the surface of the burrow; **B** – ?*Palaeophycus* isp.; depth 4425,0 m, two separated burrows with distinct sculpture on the surface; **C** – ?*Planolites montanus* Richter, głęb. 4421,5 m, longitudinal section, a form penetrating oblique to the bedding, infilled with very fine-grained sandstone; **D** – *Planolites* isp., depth 4426,5 m, transverse sections; **E** – *Chondrites* isp.; **F**:a – *Palaeophycus* isp., F:b – *Chondrites* isp., part of the burrow infilling and transverse sections. Scale bar 5 mm

Ichnoskamieniałości, jako struktury autochtoniczne, mają duże znaczenie przy interpretacjach paleoekologicznych i paleofacjalnych. Obecność i skład taksonomiczny śladotwórców są zależne zarówno od czynników biotycznych, jak i abiotycznych, przy czym do najbardziej istotnych należą: charakter osadu, obecność tlenu w strefie dennej, energia środowiska, dostępność pożywienia, konkurencyjność między śladotwórcami i innymi składnikami biocenozy. Obecność skamieniałości śladowych świadczy o obecności przynajmniej niewielkiej ilości tlenu w strefie dennej. W przypadku basenów anoksycznych, osady zawierające skamieniałości śladowe wskazują na obecność interwałów dysoksycznych. Ich obec-



ność jest dowodem natlenienia wód dennych oraz górnej części osadu dennego, nawet w przypadku, gdy ciemny jego kolor i inne cechy wskazują na warunki euksyniczne.

W profilu Polskie Łąki PIG 1 obecność skamieniałości śladowych została stwierdzona w obrębie rdzeniowanego odcinka profilu na głębokości od 4419,0 do 4427, 0 m. Występują one w ciemnoszarych iłowcach i mułowcach masywnych poziomu *multidens* niższej części karadoku. W osadach tych obserwowano nieliczne graptolity. Nie stwierdzono natomiast szczątków skorupowej fauny bentonicznej. Wyróżniono następujące formy reprezentujące dwa typy śladów: jamki mieszkalne (domichnia) oraz jamki żerowiskowo-mieszkalne (fodinichnia).

Do pierwszej grupy należą: *Palaeophycus* isp. cf. *Palaeophycus sulcatus* (Miller et Dyer) (fig. 6 A), *Palaeophycus* isp. (fig. 6 B i F:a).

Jamki żerowiskowo-mieszkalne reprezentują natomiast: *Planolites montanus* Richter (fig. 6 C), *Planolites* isp. (fig. 6 D), *Chondrites* isp. (fig. 6 E i F:b)

Planolites isp. oraz *Planolites montanus* Richter reprezentujące ślady dużych mobilnych osadożerców, a stanowiące element różnych ichnocenoz, w tym profilu związane są z facją ciemnoszarych homogenicznych iłowców i wskazują na dość głęboką penetrację osadu, czasem skośnie do powierzchni warstwy. Odporne na deficyt tlenowy i znane z różnych środowisk *Chondrites* isp. tworzą proste cienkie rurki o stałej średnicy, niekiedy rozgałęziające się (fig. 6 E) i występujące na powierzchni lub płytko pod powierzchnią osadu. *Palaeophycus* isp. cf. *P. sulcatus* (Miller et Dyer) to wydłużona, cylindryczna forma wypełniona tym samym materiałem co skała otaczająca i charakteryzująca się wyraźnym żeberkowaniem na powierzchni, stanowi ona ślad organizmu żywiącego się pokarmem z zawiesiny.

Znany z rejonu Pomorza *Tomaculum problematicum* (Groom), będący ichnoskamieniałością pochodzenia feralnego, pojawia się sporadycznie w całym profilu karadoku i jest niezależny od facji.

Skamieniałości śladowe występujące w osadach karadoku profilu Polskie Łąki PIG 1, zdominowane przez ichnorodzaje: *Planolites*, *Chondrites* oraz *Palaeophycus*, można uznać za słabo urozmaicony i zubożony zespół głębokowodny, biorąc również pod uwagę cechy facjalne osadów, w których ten zespół występują. Wskazuje on na niskoenergetyczne, ubogie w składniki odżywcze, suboksyczne lub dysoksyczne środowisko hemipelagiczne. Występujące dość licznie fodinichnia *Chondrites* isp. mogłyby jednak wskazywać na środowisko charakteryzujące się znacznym deficytem tlenowym.

Niektóre ze zidentyfikowanych tu ichnoskamieniałości zostały opisane z osadów ordowiku obszaru Rugii, uznanych za dystalne turbidyty (Zagora, 1997). Biorąc pod uwagę relatywnie głębokowodny charakter środowisk sedymentacji, stwierdzonych we wspomnianych wyżej obszarach, przyjąć można, że analizowane ichnoskamieniałości reprezentują zespół głębokowodny. Podkreślić jednak warto, że w osadach ordowiku obszaru Pomorza nie znaleziono form spiralnych, rozetkowych czy meandrujących, charakteryzujących środowiska turbidytowe w obrębie ichnofacji *Nereites* stwierdzonej na Rugii, a znanej także z ordowiku obszaru Lake District w Anglii (Orr, 1996), czy z osadów fliszowych polskich Karpat (Leszczyński, Seilacher, 1991; Leszczyński, Uchman, 1993). Zespół śladów występujący w osadach ordowiku Pomorza wykazuje również kilka wspólnych form z przedstawicielami ichnocenozy znanej z osadów ilasto-mułowcowych głębszych partii basenu dolnego ordowiku obszaru Czech, stanowiącego prawdopodobnie w tym czasie oddzielny kontynent Peruniki (Mikulaš, 1994, 1998).

Zespół skamieniałości śladowych zidentyfikowany w osadach środkowego ordowiku strefy Koszalin–Chojnice można uznać za uwarunkowaną środowiskowo i ekologicznie subfację głębokowodnej ichnofacji *Nereites* (Podhalańska, 2007). Jej obecność wskazuje na dość spokojne, zubożone w tlen i ubogie w składniki odżywcze, środowisko sedymentacji. Większość śladów to proste formy, należące do organizmów żyjących na dnie lub płytko pod powierzchnią osadu, co przemawia za obecnością pewnej ilości tlenu zarówno w kolumnie wody, jak i w osadzie dennym.

DEWON

Hanna MATYJA

LITO- I BIOSTRATYGRAFIA

Pierwszy i główny podział osadów dewońskich obszaru Pomorza Zachodniego na nieformalne jednostki litostratygraficzne – kompleksy, został zaproponowany przez Dadleza (1978). Nieco później Miłaczewski (1979, 1986) wprowadził do tego schematu jednostkę nazwaną kompleksem ze Studnicy, którą uznał za najstarszą dewońską jednostkę litostratygraficzną na tym obszarze. Analizując wykształcenie litologiczne osadów dewonu w profilu Polskie Łąki PIG 1 Miłaczewski (1992) stwierdził, że dla tego profilu należy wprowadzić odmienne jednostki litostratygraficzne w stosunku do tych wyróżnianych dotychczas (por. poniżej).

Analiza litologiczna osadów środkowodewońskich przeprowadzona przez Matyję (1998, 2000, 2004) w skałach węglanowych, a przez Pacześną (2000, 2004) w skałach klastycznych, pozwoliła na uporządkowanie środkowodewońskiej klasyfikacji litostratygraficznej (Matyja, 2004). W obrębie osadów górnego dewonu wydzielono i zdefiniowano pięć jednostek w randze formacji, a w obrębie jednej z nich, formacji człuchowskiej wyróżniono pięć jednostek w randze ogniw (Matyja, 1993, 1998). Identyfikacja czterech z pięciu formacji była zgodna z wcześniejszą propozycją podziału górnego dewonu na kompleksy, zaproponowaną przez Dadleza (1978).

Od co najmniej kilkudziesięciu lat konodonty i miospory uchodzą za najlepsze narzędzia stratygraficzne stosowane w określaniu wieku osadów dewońskich. Zwłaszcza te pierwsze okazały się znakomitymi skamieniałościami przewodni-

mi, charakteryzują się bowiem powszechnością występowania i wysokim stopniem rozdzielczości stratygraficznej. Dzięki decyzjom Podkomisji Stratygrafii Dewonu, na przestrzeni ostatnich lat, granice wszystkich pięter dewonu wyznaczone zostały zgodnie z granicami wskazanych poziomów konodontowych. Miospory również odgrywają istotną rolę w określaniu wieku osadów dewońskich, zwłaszcza tych utworzonych w płytkowodnych i przybrzeżnych środowiskach klastycznych, bądź mieszanych klastyczno-węglanowych. Pełnią one na ogół rolę komplementarną w stosunku do konodontów, ponieważ zakres ich wykorzystania jako narzędzi stratygraficznych bywa ograniczony regionalnie.

Prowadzone kilka lat temu badania biostratygraficzne Turnau (Turnau i Matyja, 2001) pozwoliły na określenie początku sedymentacji dewońskiej na obszarze pomorskim, m. in. w profilu Polskie Łąki PIG 1. Praca zawierająca dane dotyczące stratygrafii osadów środkowego dewonu i dolnego franu obszaru Pomorza Zachodniego, rozpatrywane na tle poziomów miosporowych i poziomów konodontowych, jest w trakcie przygotowywania do druku (Matyja, Turnau, w przygotowaniu). Szeroko zakrojona analiza biostratygraficzna na podstawie konodontów, wykorzystująca również wcześniej opublikowane dane biostratygraficzne innych autorów (miospor – Turnau, 1978, 1979; Matyja, Turnau, 1989; Matyja, Stempień-Sałek, 1994 oraz planktonicznych i bentonicznych małżoraczków – Żbikowska, 1983, 1986, 1992) umożliwiła mniej lub bardziej precyzyjne datowanie granic wyróżnionych w obrębie dewonu górnego jednostek litostratygraficznych, wskazanie ich pozycji w hierarchii jednostek litostratygraficznych, uporządkowanie ich nazewnictwa oraz stworzenie schematu czasowego i przestrzennego ich układu (Matyja, 1993, 1998, 2006).

W profilu Polskie Łąki PIG 1 zidentyfikowano 5 jednostek litostratygraficznych w randze formacji, wyróżniając od dołu: formację tucholską, studnicką, miastecką, sianowską i człuchowską, a w obrębie tej ostatniej ogniwo unisławskie (fig. 3 i 7). Relacje między tymi jednostkami a wyróżnionymi wcześniej przez Miłaczewskiego (1992) w tym profilu omówione są poniżej.

Wykształcenie osadów środkowego dewonu w profilu Polskie Łąki PIG 1, reprezentujących głównie płytkomorskie i przybrzeżne, klastyczne i węglanowe, środowiska sedymentacyjne, wymagało zastosowania przynajmniej dwóch rodzajów narzędzi stratygraficznych do sprecyzowania ich wieku: konodontów w węglanowych fragmentach sukcesji i spor w klastycznych.

Do badań konodontowych pobrano 44 próbki ze wszystkich węglanowych fragmentów profilu rokujących nadzieję na obecność tych mikroskamieniałości. Elementy konodontowe bądź ich fragmenty znaleziono jedynie w 16 próbkach, z czego nadające się do oznaczeń zaledwie w siedmiu. Spośród tych ostatnich trzy próbki, ubogie w elementy konodontowe, reprezentowały bardzo płytkowodne osady żywetu (por. fig. 8), pozostałe cztery próbki charakteryzowały osady otwartego szelfu najniższego franu. Szczegółowe opracowanie fauny konodontowej tego profilu i innych profili środkowego dewonu i franu przedstawione zostanie, jak wspomniano, w odrębnej pracy (Matyja, Turnau, w przygotowaniu).

Badania palinologiczne profilu Polskie Łąki PIG 1 były również zakrojone na dość szeroką skalę. Próbki do badań palinologicznych pobrano ze wszystkich jednostek litostratygraficznych, opróbowując wszystkie rdzeniowane interwały, w obrębie których występowały skały drobnoziarniste, odpowiednie dla tego rodzaju badań. Spośród 33 próbek poddanych obróbce laboratoryjnej tylko 19 zawierało spory. W większości przypadków spory były źle zachowane, a zespoły były taksonomicznie mało zróżnicowane. Niektóre oznaczenia na poziomie gatunkowym, a nawet rodzajowym nie były pewne. Szczególnie skąpy materiał uzyskano z dwóch najniższych jednostek litostratygraficznych, formacji tucholskiej i studnickiej. Nie udało się tu wyróżnić poziomów miosporowych, określono jedynie, dość szeroko, pozycję stratygraficzną tych jednostek. W osadach żywetu zidentyfikowano natomiast poziom „*Geminospora*" *extensa* (Ex) z trzema podpoziomami (Ex 1, Ex 2 i Ex 3), a w dolnej części franu poziom *Tholisporites densus* (Den). Szczegółowe wyniki badań palinologicznych znaleźć można poniżej, w rozdziale „Palinostratygrafia".

Dane dotyczące wyników badań biostratygraficznych na podstawie analizy palinologicznej, połączone ze wstępnymi wynikami badań konodontów, stały się podstawą do określenia wieku poszczególnych formacji w tym profilu i zostały zaprezentowano poniżej.

Zgodnie ze znanymi do tej pory faktami **formację tucholską** charakteryzuje zróżnicowane spektrum osadów węglanowych i marglistych: są to ciemnoszare margle i wapienie stromatoporoidowo-koralowcowe (często tworzące niewielkie budowle organiczne), wapienie i margle z *Bornhardtina*, czarne wapienie z onkolitami, a także ciemnoszare iłowce margliste zawierające szczątki roślinne, małżoraczki i liścionogi, przeławicające się z cienkimi warstewkami syderytów, sporadycznie z cienkimi warstewkami laminowanych mikrobialitów. Zupełnie podrzędnie występują wkładki piaskowców i mułowców.

W profilu Polskie Łąki PIG 1 najniższe osady dewonu wykształcone są jako czarne iłowce z bioturbacjami i wkładkami laminowanych mikrobialitów. Nieliczne szczątki organiczne reprezentowane są przez koralowce, małżoraczki i dość liczne palinomorfy (fig. 8).

Wyróżniona w tym profilu przez Miłaczewskiego (1992) seria czarnych iłowców z bioturbacjami może być uznana za jednostkę litostratygraficzną rangi ogniwa w obrębie formacji tucholskiej (fig. 3).

Analiza palinomorf wskazuje, że spągowe partie osadów dewońskich w profilu Polskie Łąki PIG 1, które przypisano formacji tucholskiej, mogą reprezentować najwyższy ems lub dolny–środkowy eifel (fig. 8; por. też Turnau, Matyja, 2001). Wydaje się, że stropowe partie formacji tucholskiej w tym profilu należą jeszcze do eiflu.

Miąższość formacji tucholskiej w profilu Chojnice 5 wynosi nieco ponad 200 m, w profilu Tuchola IG 1 ponad 350 m (niekompletna), natomiast w profilu Bydgoszcz IG 1 ponad 80 m, a w profilu Polskie Łąki PIG 1 niewiele ponad 45 m.

Formacja tucholska do tej pory została rozpoznana tylko w profilach między Tucholą a Bydgoszczą, spoczywając tam niezgodnie na ordowiku (otwory Chojnice 5 i Polskie Łąki PIG 1) lub na ?sylurze (otwór Bydgoszcz IG 1).

Osady wyżej leżącej **formacji studnickiej** w profilu Polskie Łąki PIG 1 wykształcone są jako czerwonawe i jasnoszа-

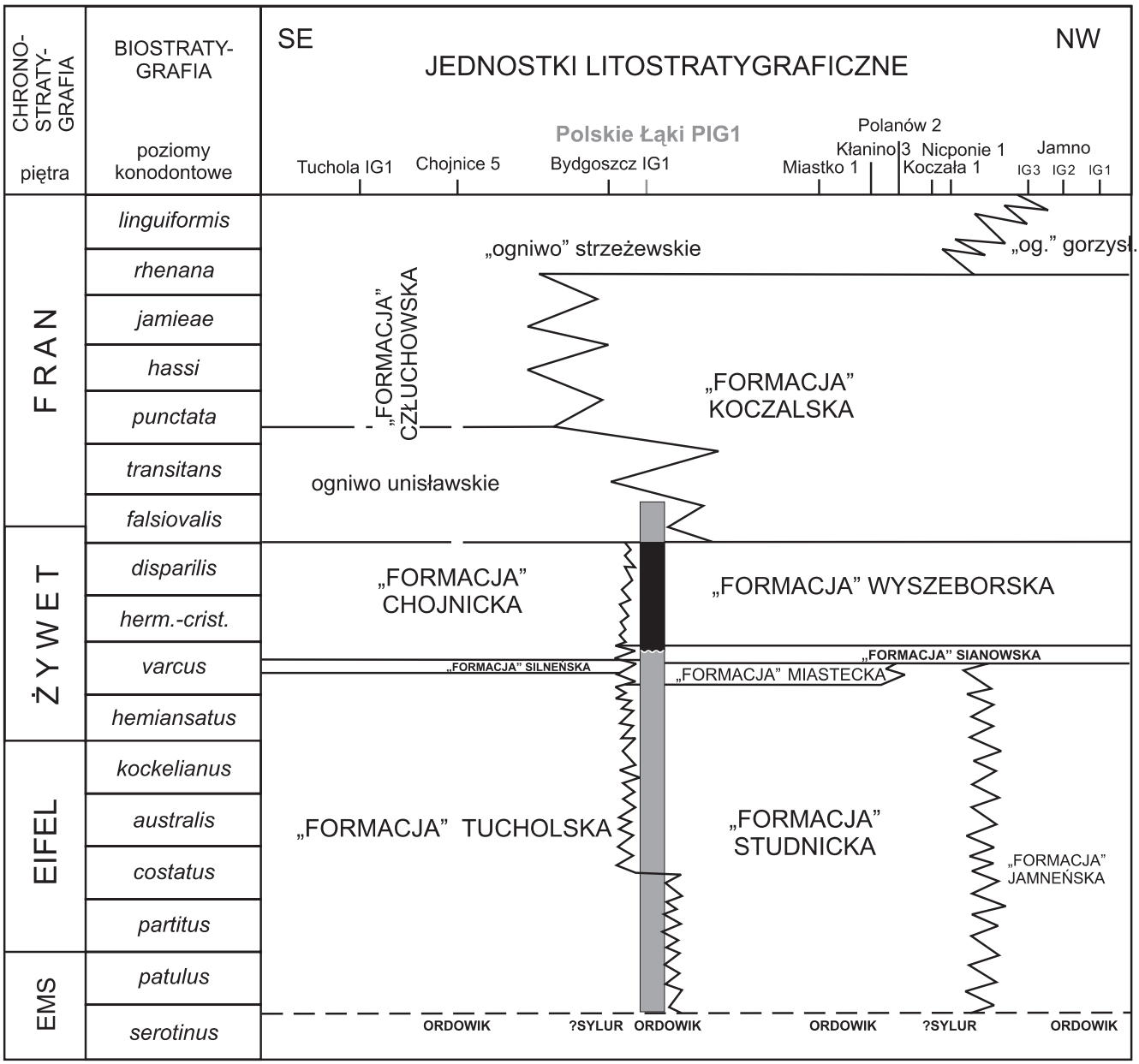


Fig. 7. Profil Polskie Łąki PIG 1 na tle schematu czasowego i przestrzennego układu jednostek litostratygraficznych w dewonie obszaru pomorskiego (wg Matyi, 2006)

Jednostki litostratygraficzne według Dadleza (1978), Miłaczewskiego (1986) i Matyi (1993, 1998, 2006)

Chronostratigraphic section through the Devonian of the Western Pomerania region and the position of the Polskie Łąki PIG 1 borehole section (after Matyja, 2006)

Lithostratigraphic units after Dadlez (1978), Miłaczewski (1986) and Matyja (1993, 1998, 2006)

re utwory klastyczne: dominujące w całej formacji drobnoziarniste piaskowce kwarcowe z warstwowaniami przekątnymi w dużej skali lub drobnoziarniste piaskowce kwarcowe z przekątną laminacją riplemarkową, przeławicające się z mułowcami o laminacji poziomej (Pacześna, 2004; por. też fig. 8). W piaskowcach częste są poziomy złożone z klastów mułowców i iłowców. Zdarzają się również wkładki laminowanych wapieni mikrobialnych (por. fig. 9 A i B). W obrębie formacji występują gruzły i cienkie ławice anhydrytów. Liczne są skamieniałości śladowe.

Miłaczewski (1992) wyodrębnił w analizowanej części profilu serię piaskowców i mułowców szarych w interwale głębokości 4085,0–4251,0 m. Osady piaskowców i mułowców z głębokości 4168,0–4251,0 m mieszczą się w definicji formacji studnickiej i zostały tutaj do niej włączone, natomiast leżące wyżej osady silikoklastyczno-węglanowe: mu-

Objaśnienia do fig. 8
Explanation for Fig. 8

Litologia
Lithology

- wapienie i margle — *limestones and marls*
- piaskowce — *sandstones*
- mułowce — *mudstones*
- iłowce — *claystones*

Organoklasty
Skeletal grains and phytoclasts

- szczątki roślin — *plant remains*
- R — *Renalcis*
- S — stromatoporoidy masywne — *massive stromatoporoids*
- A — stromatoporoidy gałązkowe (amfipory) — *cylindrical-dendroid stromatoporoids (mainly Amphipora)*
- koralowce — *coral groups*
- Microconchida, mięczaki (dawniej "ślimaki vermetidowe") — *Microconchida, molluscus (formerly considered to be "vermetid gastropods")*
- głowonogi — *cepholopods*
- tentakulitoidy — *tentaculitoids*
- Phyllopoda
- małżoraczki — *ostracods*
- brachiopody — *brachiopods*
- trochity — *crinoid stem plates*
- szczątki ryb — *fish fragments*

Wskaźnik bioturbizacji
Indices of bioturbation

0	brak — *no bioturbation recorded*
1	sporadycznie — *sporadic*
2	nieliczne — *sparse*
3	liczne — *numerous*
4	bardzo liczne — *very numerous*
5	intensywne — *intensive*
6	całkowita bioturbizacja osadów — *totally bioturbation of deposits*

Skamieniałości śladowe
Trace fossils

- *Planolites montanus*
- *Planolites beverleyensis*
- *Monocraterion* isp.
- *Bergaueria major*
- struktura ucieczki organizmu — *escape structures*
- n.b.f. — nieoznaczalne bioturbacje żerowiskowe — *non described feeding bioturbations*

Struktury sedymentacyjne
Sedimentary structures

- warstwowanie przekątne dużej skali planarne lub nieokreślonego rodzaju — *cross bedding, planar or indeterminate*
- przekątna laminacja riplemarkowa — *ripple cross lamination*
- warstwowanie poziome — *horizontal bedding*
- L — laminacja pozioma — *horizontal lamination*
- laminacja smużysta — *flaser lamination*
- laminacja falista — *wave lamination*

Biogeniczne struktury sedymentacyjne
Biogenic sedimentary structures

- laminowane mikrobiality — *laminated microbialites*
- T-F — struktura trombolitowo-fenestralna — *thrombolite-fenestral structure*

Minerały i litoklasty
Minerals and lithoclasts

- V — anhydryt — *anhydrite*
- piryt — *piryte*
- klasty mułowcowe lub iłowcowe — *mudstone or claystone clasts*
- brekcje i zlepieńce wapienne — *carbonate breccias and conglomerats*

Środowiska sedymentacji klastycznej
Clastic environments

- L — laguna — *lagoon*
- SP — stożki przelewowe — *overwash fans*
- RP — równia pływowa — *tidal flat*
- B — bariera — *barrier*

Stratygrafia
Stratigraphy

CHRONOSTRATYGRAFIA Chronostratigraphy	H. Matyja (2004), E. Turnau (2004),
BIOSTRATYGRAFIA Biostratigraphy	H. Matyja (2004), E. Turnau (2004),
LITOSTRATYGRAFIA LIthostratigraphy	R. Dadlez (1978), L. Miłaczewski (1986), H. Matyja (1993, 1998), poprawione – *modified*

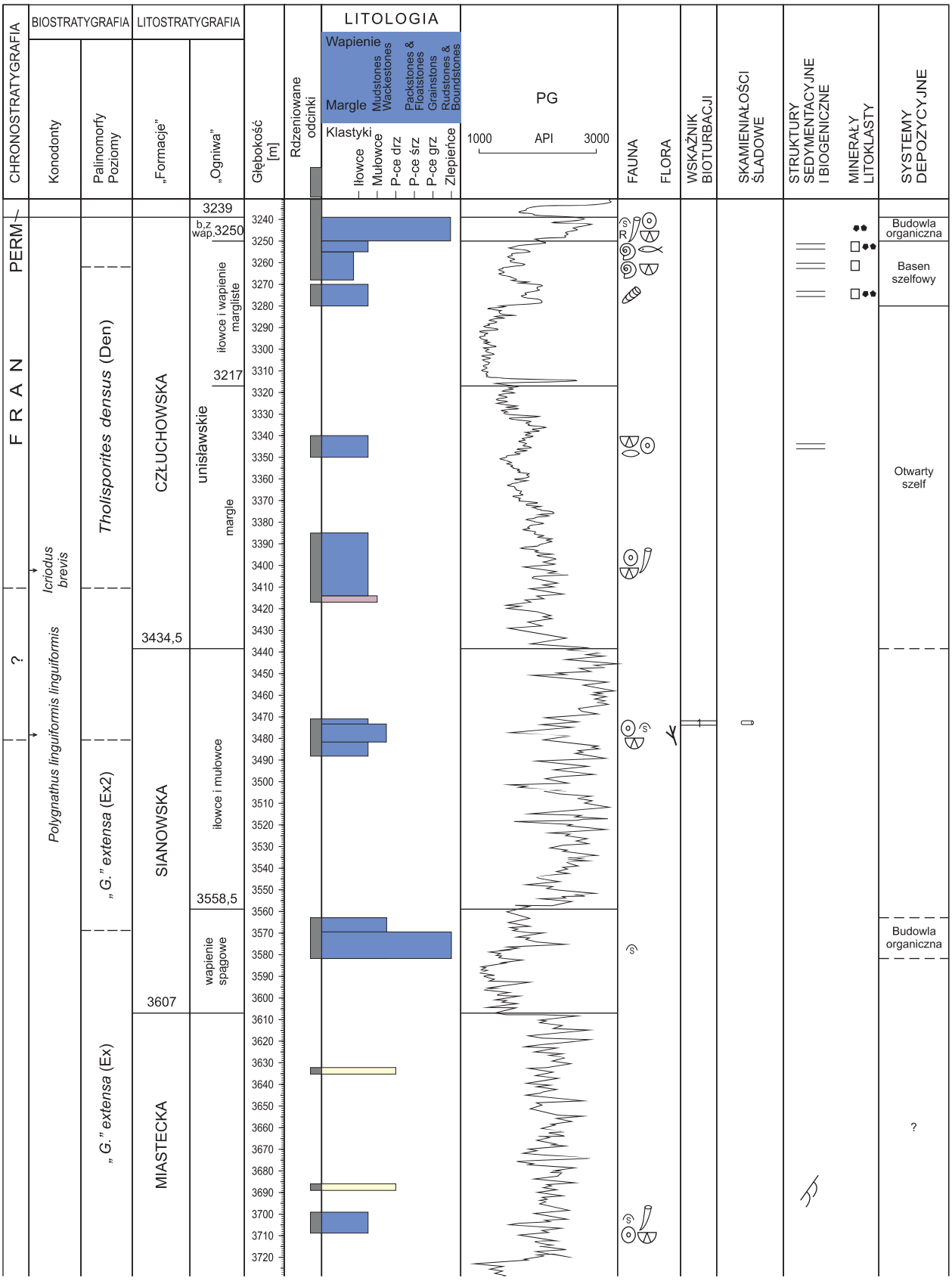
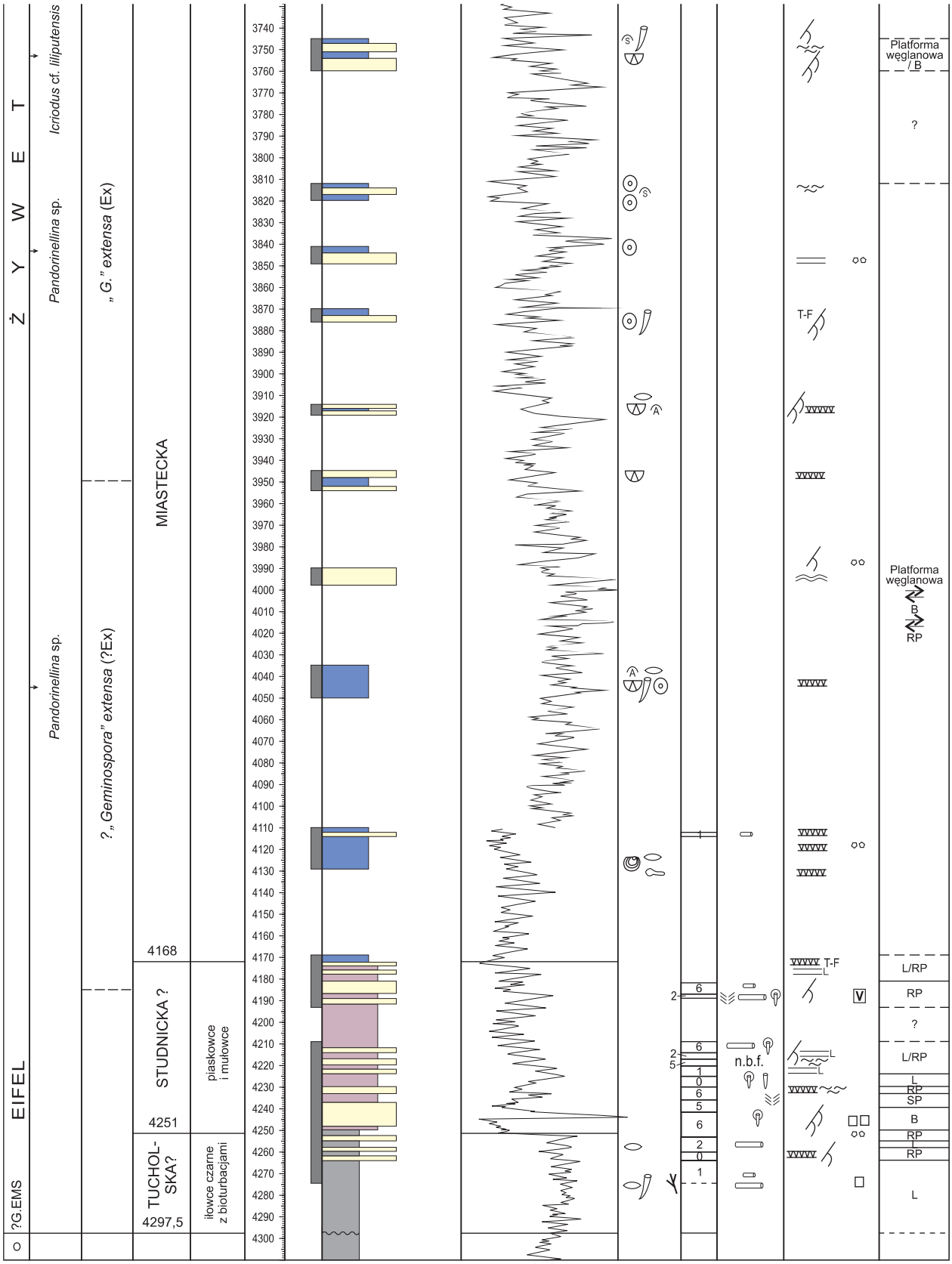


Fig. 8. Litologia, stratygrafia i charakterystyka sedymentologiczno-faunistyczna osadów dewonu środkowego i najniższej części osadów franu

Skróty poziomów miosporowych jak w tabeli 1, klastycznych systemów depozycyjnych jak w tabeli 5; objaśnienia na stronie 57; b, z wap. – brekcje i zlepieńce wapienne

Fig. 8. cd.



Stratigraphy, lithology, sedimentary structures and organic content
of the Middle Devonian and lowermost part of the Frasnian deposits

Key as Table 1 and 5; for explanations see page 57; b, z wap. – carbonate breccias and conglomerates

łowce margliste i margle oraz piaskowce wapniste z głębokości 4085,0–4168,0 m, zaliczono do formacji miasteckiej (fig. 3).

W obrębie osadów ilastych tej formacji, w profilu Miastko 1, zidentyfikowano małżoraczki i lingule (Łobanowski, 1968), natomiast w mułowcach – mega- i miospory oraz szczątki roślinne (Fuglewicz, Prejbisz, 1981). Żadna ze znalezionych wówczas skamieniałości nie pozwalała na jednoznaczne ustalenie pozycji chronostratygraficznej tej formacji. Miłaczewski (1979) początkowo sądził, że należy ona do dolnego dewonu, później usytuował ją w górnym emsie i/lub eiflu (Miłaczewski, 1986). Dzięki badaniom biostratygraficznym Turnau (1995, 2004) wiadomo, że formacja studnicka jako całość może zawierać się między najwyższym emsem a środkowym żywetem. W profilach, w których przykrywa ją formacja miastecka, jej strop może sięgać do dolnego żywetu, tak jak ma to miejsce w profilu Polskie Łąki PIG 1. Natomiast tam, gdzie na formacji studnickiej leży wprost formacja sianowska, strop tej pierwszej datowany był na niższy środkowy żywet.

Miąższość formacji studnickiej wynosi od 80 m w profilu Polskie Łąki PIG 1 do ponad 220 m w profilu Kłanino 3, 270 m w profilu Miastko 1 i około 300 m w profilu Nicponie 1.

Formacja studnicka znana była głównie z profilu Miastko 1 (Miłaczewski, 1979, 1986), jednak ostatnie obserwacje (Matyja, 2004, 2006) wskazują, że osady tej formacji występują również w profilach Kłanino 3, Koczała 1, Nicponie 1 i Polskie Łąki PIG 1.

Formacja miastecka złożona jest z przeławicających się osadów silikoklastycznych i węglanowo-marglistych. Tworzą ją m.in. wapienie oraz margle z koralowcami i szkarłupniami, rzadziej z ramienionogami, a także jasnoszare lub pstre, na ogół drobnoziarniste piaskowce kwarcowe, mułowce i sporadycznie iłowce. W profilu Polskie Łąki PIG 1 osady formacji miasteckiej tworzą głównie drobnoziarniste piaskowce kwarcowe przeławicające się z wapieniami piaszczystymi z bioklastami (zidentyfikowano tu ramienionogi z rodzaju *Bornhardtina*) i wkładkami laminowanych mikrobialitów (por. fig. 9 C i D). Piaskowce charakteryzują: warstwowania przekątne dużej skali, przekątna laminacja ripplemarkowa oraz warstwowania i laminacja pozioma, falista i smużysta (Pacześna, 2004; por. też fig. 8).

Do tej pory formację miastecką określano ogólnie jako środkowodewońską. Dzięki badaniom Turnau (1995, 2004) i Matyi (2004) formacja miastecka w całości może być datowana jako najwyższy dolny oraz niższy środkowy żywet. W profilu Polskie Łąki PIG 1 w osadach tej formacji zidentyfikowano niezbyt liczne miospory i pojedyncze konodonty, reprezentowane przez rodzaje *Pandorinellina* oraz *Icriodus*. Miospory wskazują, że formacja miastecka prawdopodobnie należy w tym profilu niemal wyłącznie do dolnego poziomu miosporowego *Geminospora extensa* (Turnau, ten tom)

Formacja miastecka znana jest głównie z profilu Miastko 1, gdzie osiąga około 300 m miąższości; występuje również w profilach Kłanino 3 (miąższość 150 m) i Polskie Łąki PIG 1 (miąższość ok. 500 m). W wymienionych profilach leży nad formacją studnicką, a w jej spągu, w profilu Miastko 1, występuje zlepieniec wapienny złożony z otoczaków płytkowodnych wapieni sylurskich (Żbikowska, 1974).

Osady formacji sianowskiej przykrywają osady formacji jamneńskiej, studnickiej lub miasteckiej (fig. 7).

Formację sianowską charakteryzuje zróżnicowane spektrum osadów węglanowych i marglistych, m.in. laminowane mikrobiality z poziomami bogatymi w Microconchida, margle niezbyt bogate w szczątki organiczne (m.in. drobne trochity, małżoraczki i szczątki roślinne), czarne wapienie z onkolitami, jasne, masywne wapienie stromatoporoidowo-koralowcowe przepełnione stromatoporoidami masywnymi w pozycji wzrostu, zawierające również duże trochity, ramienionogi i okruchy wapieni, a także wapienie organodetrytyczne złożone ze stromatoporoidów masywnych. Podrzędnie występują mułowce i drobnoziarniste piaskowce kwarcowe, a także szare mułowce z sieczką roślinną.

W profilu Polskie Łąki PIG 1 formację tę tworzą wapienie stromatoporoidowo-koralowcowe (będące również istotnym składnikiem budowli organicznych) oraz margle i wapienie z ramienionogami, szkarłupniami i stromatoporoidami tabularnymi (fig. 8).

Miłaczewski (1992) wyróżnił w tej części profilu dewonu dwie jednostki, serię wapieni spągowych oraz serię iłowców i margli (por. fig. 3). Dalsze badania na obszarze pomorskim, zwłaszcza w jego części południowo-wschodniej, być może pozwolą wyjaśnić, jaką pozycję w hierarchii jednostek litostratygraficznych zająć mogą wyodrębnione przez Miłaczewskiego serie.

Turnau (1995, 2000, 2004) na podstawie badań palinologicznych datowała osady formacji sianowskiej jako środkowożyweckie, przy czym w rejonie Miastka spąg formacji odpowiada dolnym partiom żywetu środkowego, natomiast w rejonie między Jamnem a Koczałą – wyższym partiom żywetu środkowego. W profilu Polskie Łąki PIG 1 znaczna część formacji należy do środkowego poziomu miosporowego *Geminospora extensa* (por. Turnau, ten tom).

Miąższość formacji sianowskiej waha się od nieco ponad 100 m w profilu Jamno IG 1 do 150 m w profilu Koczała 1. W pozostałych profilach formacja jest niekompletna i osiąga około 170 m w profilu Polskie Łąki PIG 1, 85 m w profilu Polanów 2, około 120 m w profilu Miastko 1 i 194 m w profilu Nicponie 1.

Do najbardziej pełnych profili, w których została stwierdzona, należą Jamno IG 1 i Koczała 1. Jej obecność stwierdzono również w profilach Miastko 1, Polskie Łąki PIG 1, Polanów 2 oraz Nicponie 1.

Na formacji sianowskiej, prawdopodobnie z luką przypadającą na wyższą część żywetu, brak jest bowiem osadów odpowiadających części formacji sianowskiej i całej formacji wyszeborskiej, leżą wapienno-marglisto-ilaste osady formacji człuchowskiej, należące do ogniwa unisławskiego (fig. 3 i 8).

Ogniwo unisławskie formacji człuchowskiej charakteryzuje się obecnością cienkoławicowych osadów reprezentowanych głównie przez margle i iłowce margliste oraz mniej lub bardziej margliste wapienie mikrytowe. Wapienie mają czasami strukturę gruzłową i zawierają głowonogi, tentakulitoidy, małże, ramienionogi bezzawiasowe, entomozoidy, konodonty i sporadycznie ramienionogi zawiasowe, szkarłupnie oraz osobnicze korale.

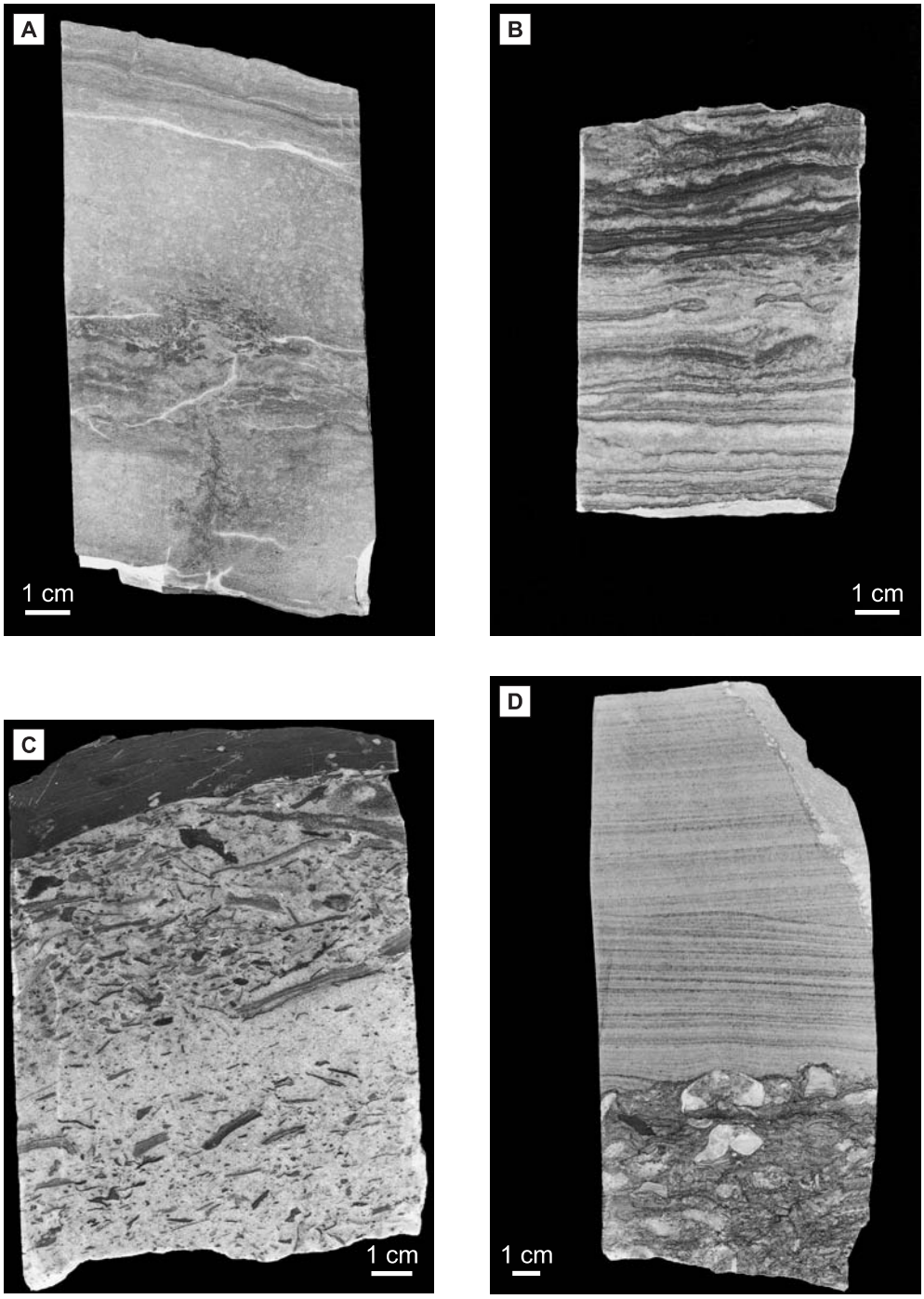


Fig. 9. A – częściowo zdolomityzowany, laminowany kryptoalgowy mikryt ze śladami struktury fenestralno-trombolitowej; „formacja" studnicka, głęb. 4184,0 m; B – laminit kryptoalgowy; „formacja" studnicka, głęb. 4175,7 m; C – fragmenty laminitów kryptoalgowych oraz szczątki roślinne w drobnoziarnistym piaskowcu kwarcowym; „formacja" miastecka, głęb. 3914,5 m; D – kontakt wapienia organodetrytycznego z ramienionogami, trochitami i drobnymi tabulatami gałązkowymi, z drobnoziarnistym piaskowcem kwarcowym o niskokątowym warstwowaniu przekątnym dużej skali; „formacja" miastecka, głęb. 3747,0 m

A – dolomitized laminated microbialite, partly with thrombolite and fenestral structure; Studnica formation, depth 4184.0 m; **B** – Laminated microbialite; Studnica formation, depth 4175.7 m; **C** – small fragments of laminated microbialites and plants within fine-grained quartz sandstone; Miastko formation, depth 3914.5 m; **D** – boundary between brachiopod-crinoidal-tabulate coral packstone with overlying fine-grained quartz sandstone, characterized by large-scale, low-angle cross bedding; Miastko formation, depth 3747.0 m

W tej części profilu Miłaczewski (1992) wyróżnił dwie jednostki litologiczne, serię margli oraz serię iłowców i wapieni marglistych (fig. 3).

Ogniwo unisławskie, jak wynika z dostępnych danych biostratygraficznych, w całości odpowiada dolnemu franowi (Matyja, 1998). W profilu Polskie Łąki PIG 1 w osadach tego ogniwa znaleziono dość bogaty zespół miospor i pojedyncze konodonty należące do rodzaju *Icriodus*. Zespół miospor jednoznacznie wskazuje na poziom miosporowy *Tholisporites densus*, a więc najniższy fran (por. Turnau, ten tom).

Osady ogniwa unisławskiego, zidentyfikowano do tej pory tylko w profilach Tuchola IG 1, Chojnice 5 i Polskie Łąki PIG 1.

W profilu Polskie Łąki PIG 1 osady tego ogniwa przechodzą w utwory brekcji i zlepieńców wapiennych (por. fig. 3), reprezentujących nienazwaną jeszcze jednostkę litostratygraficzną w randze ogniwa w obrębie formacji człuchowskiej. Miłaczewski (1992) wydzielił w tej części profilu serię zlepieńców wapiennych.

Brekcje i zlepieńce wapienne dolnego franu znane są w kilku profilach wiertniczych południowo-wschodniej części obszaru pomorskiego, a w profilu Polskie Łąki PIG 1 reprezentowane są jedynie fragmentarycznie. Charakterystykę petrograficzno-mikrofacjalną tych osadów znaleźć można w rozdziale K. Radlicza – „Uwagi o petrografii wybranych fragmentów dewonu".

Elżbieta TURNAU

PALINOSTRATYGRAFIA

Uwagi ogólne

Mikroflora dewonu była w znacznej mierze kosmopolityczna, część taksonów charakteryzowała się jednak ograniczonym zasięgiem geograficznym. W dewonie na półkuli północnej wyróżniały się dwie słabo zaznaczające się prowincje mikroflorystyczne (McGregor, Playford, 1992; Streel, Loboziak, 1996).

Mikroflora środkowego dewonu oraz franu Pomorza wykazuje większe pokrewieństwo z prowincją odpowiadającą paleopółnocnej części kontynentu Old Red (z przyległymi obszarami). Mowa tu o florach sporowych płyty rosyjskiej, Kanady oraz zachodniej części Stanów Zjednoczonych. Mimo słabego prowincjonalizmu mikroflor dewonu, autorka nie zastosowała żadnego z zaproponowanych dotychczas sporowych schematów zonalnych. Użycie schematu dla kontynentu Old Redu i obszarów przyległych (Richardson, McGregor, 1986) nie wydawało się praktyczne, gdyż jego rozdzielczość jest niska (zony mają długi zasięg wiekowy). Bardziej szczegółowy schemat dla obszarów ardeńsko-reńskich (Streel i in., 1987) mógłby być użyty tylko w ograniczonym zakresie, ponieważ na Pomorzu brak wielu stratygraficznie ważnych gatunków, których pierwsze wystąpienia definiują granice poziomów tego podziału. Ponadto, kolejność pierwszych pojawień pewnych stratygraficznie ważnych gatunków jest w obu rejonach różna. Nie wykorzystano również schematu dla Europy wschodniej zaproponowanego przez Avkhimovitch i inych (1993), gdyż obejmuje on głównie poziomy/podpoziomy rozkwitu. Ponieważ stosunki ilościowe pomiędzy taksonami miospor są często zależne od facji, poziomy rozkwitu mogą mieć w pewnych przypadkach znaczenie jedynie lokalne. Autorka nie wykorzystała również schematu sporowego dla górnego dewonu Pomorza zaproponowanego przez Stempień-Sałek (1999, 2002), gdyż jest on oparty na bardzo mało zróżnicowanych i ubogich zespołach, pochodzących z niewielkiej ilości próbek, a podane przez tę autorkę zasięgi niektórych taksonów są różne od stwierdzonych obecnie. Dla środkowego dewonu i franu Pomorza, Turnau (*W*: Matyja i in., 2000) zastosowała schemat lokalny, będący zmodyfikowanym schematem dla Europy wschodniej. Dwa najniższe poziomy tego schematu – *Rhabdosporites langii* (RL) i „*Geminospora*" *extensa* (Ex), zostały wprowadzone już wcześniej (Turnau, 1995, 1996). Przyjęty schemat, oraz jego korelację z podziałami dla Europy wschodniej (Avkhimovitch i in., 1993) i Pomorza (Stempień-Sałek, 1999, 2002) pokazano w tabeli 1. Podstawą korelacji są dane dotyczące pierwszych pojawień gatunków: *Geminospora lemurata*[2], *Ancyrospora incisa* i *Membrabaculisporis radiatus*, oraz ostatniego występowania gatunku *Aneurospora extensa*. Pod uwagę wzięto również datowania konodontowe z Pomorza (Matyja, 1998 oraz inf. ustna) oraz z Europy wschodniej (Avkhimovitch i in., 1993; Ziegler i in., 2000; Obukhovskaya i in., 2003).

W profilu Polskie Łąki PIG 1 zidentyfikowano jedynie dwa poziomy miosporowe – „*Geminospora*" *extensa* (Ex) i *Tholisporites densus* (Den).

Dolna granica **poziomu** „***Geminospora*" *extensa* (Ex)** jest znana tylko z otworu Miastko 1, gdzie przebiega w górnej części formacji studnickiej (Turnau, 1995, 1996; Matyja i in., 2000). Granicę tę określa pierwsze wystąpienie *Geminospora lemurata*. Charakterystyczny zespół obejmuje ten gatunek oraz *G. decora*, *Rhabdosporites langii* i *Ancyrospora ancyrea* var. *brevispinosa*. W górnej części poziomu licznie występują: *Aneurospora extensa* i *Kraeuselisporites spinutissimus*, a w pobliżu jego górnej granicy zanikają liczne gatunki, takie jak *Ancyrospora ancyrea* var. *brevispinosa*, *Rhabdosporites langii*, *Lanatisporis bislimbatus*, *Geminospora decora*, *G. tuberculata* i *Kraeuselisporites spinutissimus*.

Poziom „*Geminospora*" *extensa* dzieli się na trzy podpoziomy – Ex 1, Ex 2 i Ex 3. Sukcesja zespołów tych trzech jednostek biostratygraficznych została opisana z formacji studnickiej, miasteckiej i sianowskiej w profilu Miastko 1 (por. Turnau, 1995, 1996; Matyja i in., 2000).

[2] Spis gatunków z nazwiskami kreatorów znajduje się na końcu rozdziału

Tabela 1

Korelacja lokalnych poziomów sporowych środkowego dewonu i franu Pomorza Zachodniego (Matyja i in., 2004) z innymi poziomami miosporowymi wyróżnianymi na tym obszarze (Stempień-Sałek, 1999, 2002) oraz w Europie wschodniej (Avkhimovitch i in., 1993), a także ze standardowym podziałem konodontowym

Correlation of local miospore zonations established by Turnau (*in* Matyja *et al*., 2004) and Stempień-Sałek (1999, 2002) for Western Pomerania area and by Avkhimovitch *et al*. (1993) for Belarus, with standard conodont zonation

<table>
<tr><th rowspan="2">Piętro</th><th rowspan="2">Standardowy podział konodontowy</th><th colspan="3">Podziały sporowe</th></tr>
<tr><th>Avkhimovitch i in., 1993</th><th>Stempień-Sałek 1999, 2002</th><th>Obecne opracowanie</th></tr>
<tr><td rowspan="10">FRAN</td><td>linguiformis</td><td>C. deliquescens</td><td>radiatus–boafeticus</td><td>brak danych</td></tr>
<tr><td rowspan="2">rhenana</td><td>V. evlanensis DE</td><td>RB</td><td>– – –</td></tr>
<tr><td rowspan="3">A. ovalis
–V. grumosus
OG</td><td>radiatus–densus RD</td><td rowspan="2">Membrabaculisporis radiatus Rad</td></tr>
<tr><td>jamiae</td><td rowspan="3">Assemblage I</td></tr>
<tr><td>hassi</td><td rowspan="4">Tholisporites densus Den</td></tr>
<tr><td>punctata</td><td>G. semilucensa
P. donensis SD</td></tr>
<tr><td>transitans</td><td rowspan="4">Contagisporites optivus
–Spelaeotriletes krestovnikovii OK</td><td rowspan="9">brak danych</td></tr>
<tr><td>falsiovalis</td></tr>
<tr><td rowspan="5">ŻYWET</td><td>disparilis</td><td>Geminospora aurita Aur</td></tr>
<tr><td>hermanni</td><td rowspan="3">„Geminospora” extensa Ex</td><td rowspan="3">„Geminospora” extensa Ex</td><td>Ex 3</td></tr>
<tr><td>varcus</td><td>Ex 2</td></tr>
<tr><td>hemiansatus</td><td>Ex 1</td></tr>
<tr><td rowspan="4">EIFEL</td><td>kockelianus</td><td rowspan="2">Rhabdosporites langii RL</td><td colspan="2" rowspan="2">Rhabdosporites langii RL</td></tr>
<tr><td>australis</td></tr>
<tr><td>costatus</td><td rowspan="2">Periplecotriletes tortus PT</td><td colspan="2" rowspan="2">bez zonacji</td></tr>
<tr><td>partitus</td></tr>
</table>

Dane konodontowe przyjęto z prac Avkhimovitch i in. (1993); Zieglera i in. (2000) oraz Obukhovskiej i in. (2003)

P o d p o z i o m E x 1: jego dolna granica odpowiada dolnej granicy poziomu „*G.*” *extensa*. Gatunki *Cirratriradites monogrammos* i *Perotrilites meonacanthus* var. *rugosus* występują tu po raz ostatni.

P o d p o z i o m E x 2: jego dolna granica jest określona pierwszym pojawieniem się *Chelinospora concinna*. Pospolitym gatunkiem jest tu *Geminospora decora*, natomiast *Acinosporites lindlarensis*, *Coronispora variabilis*, *Corystisporites collaris* var. *kalugianus* i *Hystricosporites setigerus* zanikają w dolnej części podpoziomu. W jego górnej części pojawia się *Contagisporites optivus* var. *optivus* i *Convolutispora subtilis*.

P o d p o z i o m E x 3: jego dolna granica jest określona pierwszym pojawieniem się gatunku *Samarisporites triangulatus*. Pospolicie występują tu *Aneurospora extensa*, *Geminospora decora* i *Kraeuselisporites spinutissimus*.

Pierwsze pojawienie się gatunku *Geminospora lemurata* jest powszechnie identyfikowane z granicą eifel/żywet. Znaczenie stratygraficzne tego gatunku było dyskutowane w szczegółach przez Loboziaka i innych (1991). Gatunek *Chelinospora concinna* pojawia się w Boulonnais we Francji w środkowym lub górnym poziomie konodontowym *varcus* (Loboziak, Streel, 1980; Streel i in., 2000), w Kanadzie praw-

dopodobnie w górnym poziomie *varcus* (Richardson, McGregor, 1986), a w Górach Świętokrzyskich w środkowym poziomie *varcus* (Malec, Turnau, 1997). Gatunek *Samarisporites triangulatus* pojawia się w Europie wschodniej w górnej części poziomu „*G.*" *extensa* (odpowiadającej górnej części poziomu *varcus* (por. Avkhimovitch i in., 1993), w Górach Świętokrzyskich w środkowym poziomie *varcus* (Turnau, Racki, 1999), w Kanadzie prawdopodobnie w górnym poziomie *varcus* (McGregor, 1981). Górna granica zony „*G.*" *extensa* w Górach Świętokrzyskich przebiega w obrębie poziomu konodontowego *hermanni* (Turnau, Racki, 1999).

Można zatem twierdzić, że poziom „*G.*" *extensa* odpowiada części żywetu, podpoziom Ex 1 reprezentuje część żywetu dolnego, a podpoziomy Ex 2 i Ex 3 obejmują górną część żywetu dolnego, żywet środkowy i najniższą część żywetu górnego. Podpoziom Ex 1 odpowiada poziomom konodontowym *hemiansatus* i dolny *varcus*, podpoziom Ex 2 jest odpowiednikiem części środkowego poziomu *varcus*, podpoziom Ex 3 jest odpowiednikiem części poziomu środkowy *varcus*, poziomowi górny *varcus* i części poziomu *hermanni*.

Poziom *Tholisporites densus* (Den): jego dolna granica znana jest z formacji koczalskiej z otworów Koczała 1 i Jamno IG 1 (Matyja i in., 2000). Określa ją pierwsze wystąpienie gatunku *T. densus*. Na tym samym poziomie stratygraficznym pojawiają się *Corystisporites pomeranius* i *Cymbosporites boafeticus*. Zespół charakterystyczny obejmuje wymienione wyżej gatunki oraz długowieczne formy *Aneurospora greggsi*, *Geminospora notata*, *G. aurita* i *Samarisporites triangulatus*. W omawianym poziomie notowane jest również pierwsze pojawienie się gatunku *Archaeozonotriletes variabilis* var. *insignis*, oraz pierwsze pojawienie się wielokrotnie rozwidlonych wyrostków u spor należących do rodzajów *Ancyrospora* i *Hystricosporites*.

Gatunek *Tholisporites densus* został opisany z franu Kanady arktycznej (McGregor, 1960; McGregor, Uyeno, 1972). Po raz pierwszy pojawia się on (w Kanadzie) tuż poniżej granicy żywet/fran (McGregor, Playford, 1992). W Europie wschodniej obecność *T. densus* zanotowano w górnej części poziomu *C. optivus–S. krestovnikovii* (OK). Ta część poziomu odpowiada poziomom konodontowym od górnego *falsiovalis* do *transitans* (Avkhimovitch i in., 1993; Ziegler i in., 2000; Obukhovskaya i in., 2003). Omawiany gatunek znany jest też z utworów wyższego franu (Raskatova, 1969; Arkhangelskaya, 1987). Gatunek *Corystisporites pomeranius* (= *Perotrilites* ? *vermiculatus*) znany jest z Białorusi, gdzie jest uważany za charakterystyczny dla górnej części poziomu OK (Obukhovskaya, 2000), znany jest też z franu Pomorza, z zespołu I i poziomu *radiatus–densus* (RD), obejmującego utwory franu po dolny poziom konodontowy *rhenana* (Stempień-Sałek, 2002). Wielokrotnie rozwidlone wyrostki (u *Ancyrospora* i *Hystricosporites*) pojawiają się w pobliżu (ponad) granicy żywet/fran (Richardson, McGregor, 1986). Można zatem przyjąć, że wyróżniony na Pomorzu poziom *T. densus* jest najstarszym poziomem franu, a jego dolna granica może być identyfikowana, w przybliżeniu, z granicą żywet/fran.

Pozycja stratygraficzna jednostek litostratygraficznych

Badania palinologiczne profilu Polskie Łąki PIG 1 były zakrojone na dość szeroką skalę. Próbki do badań palinologicznych pobrano z formacji tucholskiej, studnickiej, miasteckiej, sianowskiej i człuchowskiej. Opróbowano wszystkie rdzeniowane interwały, w obrębie których występowały skały drobnoziarniste, odpowiednie dla tego rodzaju badań. Spośród 33 próbek poddanych obróbce laboratoryjnej tylko 19 zawierało spory. W większości przypadków spory były źle zachowane, a zespoły były taksonomicznie mało zróżnicowane (tab. 2). Niektóre oznaczenia na poziomie gatunkowym, a nawet rodzajowym nie były pewne. Szczególnie skąpy materiał uzyskano z formacji tucholskiej i studnickiej. Nie udało się tu wyróżnić poziomów sporowych, określono jedynie, dość szeroko, pozycję stratygraficzną tych jednostek.

W omawianym otworze rdzeniowano jedynie górną część formacji tucholskiej. Próbki do badań palinologicznych pobrano w połowie formacji, z najniższej części rdzenia (tab. 2). Uzyskane z nich palinomorfy były źle zachowane, silnie uwęglone, często pokruszone. Poszczególne taksony należą do dwu grup różniących się wiekiem. Zespół młodszy można uznać za autochtoniczny, zespół starszy jest na wtórnym złożu.

Starszy zespół uznany za redeponowany został szczegółowo scharakteryzowany przez Turnau i Matyję (2001). Zawierał on małych rozmiarów spory i kryptospory oraz bardzo nieliczne akritarchy. Palinomorfy te reprezentują sylur (ludlow lub przydol) lub, być może, dewon (lochkow).

Młodszy zespół, uznany za autochtoniczny, zawierał między innymi *Rhabdosporites* sp. cf. *R. parvulus*. Rodzaj *Rhabdosporites* obejmuje spory wyróżniające się unikalną skulpturą powierzchni worka powietrznego. Spory zaliczane do tego rodzaju, a szczególnie *Rhabdosporites langii*, stanowią ważny składnik eifelskich (z wyłączeniem najniższego eiflu) zespołów sporowych (Richardson, McGregor, 1986; Avkhimovitch i in., 1993). Gatunek *Rhabdosporites parvulus* jest dość pospolity w zespołach spor środkowego dewonu, jego obecność była też notowana w najwyższym emsie (McGregor, Camfield, 1976). Spory reprezentujące rodzaj *Rhabdosporites* znane są z emsu rejonu Eiflu, z jednostki litostratygraficznej Wiltz Beds. Riegel (1982) zanotował fakt występowania w tej jednostce „małych egzemplarzy *Rhabdosporites*", a następnie Ashraf i inni (1991) stwierdzili pojawienie się w górnej części tej jednostki gatunku *Rhabdosporites minutus*. Ta część Wiltz Beds odpowiada zonie konodontowej *serotinus* (Weddige, Requadt, 1985). Inny gatunek *R. mirus* uznawany jest za typowy dla poziomu *Diaphanospora inassueta* (DI) najwyższego emsu centralnych regionów platformy rosyjskiej (Arkhangelskaya, 1985), oraz Białorusi (Obukhovskaya, 1999), a jego zasięg kończy się w dolnym eiflu (Avkhimovitch i in., 1993). Spory zaliczane do *Rhabdosporites* znane są także z emsu rejonu Barrandienu (Czechy), ich obecność zanotowano w jednostce wapienia z Trebotov (dalejan, zona konodontowa *serotinus*, por. McGregor, 1979). Gatunek *R.* cf. *parvulus* z otworu Polskie Łąki PIG 1 jest różny

Tabela 2

Występowanie miospor w osadach „formacji" tucholskiej, studnickiej, miasteckiej i sianowskiej

A range chart of the miospores in the Tuchola, Studnica, Miastko and Sianowo formations

Otwór wiertniczy	Polskie Łąki PIG 1											
Formacja	tucholska				studnicka		miastecka				sianowska	
Głębokość	**1**	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**	**12**
Poziom sporowy	?					Ex ?	„*Geminospora*" *extensa* (Ex)					
Podpoziom sporowy	?										Ex 2	
Pozycja stratygraficzna	ems grn–eifel dln–śr.				?	żywet ?	żywet					
Acinosporites lindlarensis	cf.			cf.	cf.		×					
Apiculiretusispora plicata	×	×		×								
Apiculiretusispora brandtii			×									
Camarozonotriletes cf. *sextantii*	×	×										
Rhabdosporites cf. *parvulus*	×			×								
Retusotriletes sp.	×	×	×	×								
Retusotriletes rugulatus			cf.		cf.							×
Diatomozonotriletes sp.			×									
Grandispora ?			×									
Retusotriletes triangulatus				×			×					×
Geminospora lemurata						?	cf.	?	×	×	×	v
Corystisporites sp.						?						
Dibolisporites echinatus										×	×	×
Aneurospora extensa										?	×	×
Dibolisporites pseudoreticulatus										×		×
Corystisporites serratus										×		
Convolutispora subtilis											×	×
Rhabdosporites langii											×	×
Calyptosporites velatus												×
Ancyrospora ancyrea v. *ancyrea*												×
Aneurospora greggsi												×
Archaeozonotriletes variabilis												×
Contagisporites optivus												×
Corystisporites acutispinosus												×
Chelinospora concinna												×
Chelinospora timanica												×
Geminospora decora												×
Geminospora tuberculata												×
Pomeranisporites subtriangularis												×
Verrucosisporites premnus												×
Verrucosisporites scurrus												×

1 – 4273,00–4274,00; **2** – 4272,00–4273,00; **3** – 4270,00–4271,00; **4** – 4269,00–4270,00; **5** – 4226,00–4227,00; **6** – 4188,30–4188,40; **7** – 3952,00–3952,30; **8** – 3847,40–3847,60; **9** – 3844,00–3844,20; **10** – 3759,10–3759,20; **11** – 3567,30–3568,40; **12** – 3481,55–3481,65 m

od *R. minutus* i *R. mirus*, natomiast jest podobny do *R. parvulus*, oraz do *Rhabdosporites* sp. z Barrandienu (por. „Taxonomic Note" w pracy Turnau i Matyi, 2001).

W dyskutowanych zespołach, gatunkowi *Rhabdosporites* sp. cf. *R. parvulus* towarzyszą między innymi: *Acinosporites lindlarensis*, *Apiculiretusispora plicata*, *Camarozonotrilets* sp. cf. *C. sextantii*, *Diatomozonotriletes* sp. i *Retusotriletes* sp. cf. *R. rugulatus*. Zasięg pionowy pierwszego z wymienionych gatunków to najwyższy ems–najniższy żywet (McGregor, Camfield, 1982; Riegel, 1982). Gatunek *Apiculiretusispora plicata* jest taksonem typowym dla dolnego dewonu, lecz jego zasięg rozciąga się po środkowy eifel (Richardson, McGregor, 1986). *Camarozonotriletes sextantii* został opisany z emsu Kanady (McGregor, Camfield, 1976), jego obecność notowano również w utworach emsu Europy i Afryki (por. Steemans, 1989). Uważa się, że gatunek ten zanika w pobliżu granicy ems/eifel (Richardson, McGregor, 1986), ale jego zasięg w rejonie tej granicy nie został dokładnie prześledzony w poprawnie datowanych, ciągłych profilach zawierających dobrze zachowane zespoły spor. Ponadto, źle zachowane egzemplarze *C.* cf. *sextantii* z profilu Polskie Łąki PIG 1 mogą reprezentować inny gatunek, mianowicie *Camarozonotriletes parvus* notowany z eiflu i żywetu (McGregor, Camfield, 1982). Spory zaliczane do *Diatomozonotriletes* występują dość pospolicie w horyzoncie bijskim wyróżnianym w Baszkirii i na zachodnich stokach Uralu. Horyzont ten reprezentuje najwyższy ems i najniższy eifel (Tchibrikova, *W*: Tjazeva i in., 1962). Obecność spor należących do *Diatomozonotriletes* notowano również w utworach eiflu Białorusi (Kedo, Obukhovskaya, 1981) i Kanady (McGregor, Camfield, 1982). Na koniec, *Retusotriletes rugulatus* pojawia się w dolnym (nie najniższym) eiflu (Riegel, 1982; Richardson, McGregor, 1986). Powyższe wyniki sugerują, iż pozycja stratygraficzna zbadanych utworów mieści się w interwale: najwyższy ems–środkowy eifel.

Próbki z dolnej połowy formacji studnickiej nie zawierały palinomorf. Próbka z górnej części tej formacji (por. tab. 2) zawierała nieliczne i bardzo źle zachowane spory. Być może w próbce występuje *Geminospora lemurata* (oznaczenie niepewne), co sugerowałoby obecność żywetu.

Próbki z dolnej części formacji miasteckiej (interwału obejmującego około 220 m) nie zawierały oznaczalnych palinomorf. Próbki z wyższej części formacji albo zawierały źle zachowane spory, albo były palinologicznie płone. Oznaczono gatunek *Geminospora lemurata* (nie we wszystkich przypadkach pewnie). Ta część formacji należy do poziomu „*G.*" *extensa*.

Próbki z obydwu rdzeniowanych interwałów w obrębie formacji sianowskiej zawierały oznaczal-

Tabela 3

Występowanie miospor w osadach „ogniwa" unisławskiego „formacji" człuchowskiej

A range chart of the miospores in the Unisław member of the Człuchów formation

Otwór wiertniczy	Polskie Łąki PIG 1				
Formacja	człuchowska				
Głębokość	**1**	**2**	**3**	**4**	**5**
Poziom sporowy	*Tholisporites densus* (Den)				
Pozycja stratygraficzna	dolny fran				
Aneurospora greggsi	×	×	×	×	×
Geminospora lemurata	×	×	×	×	×
Cymbosporites boafeticus	×	×	×		
Membrabaculisporites opacus	×	×	×		
Tholisporites densus	×			×	×
Tholisporites tener	×			×	×
Aneurospora goensis		×	×		
Convolutispora subtilis		×	×	×	×
Chelinospora timanica	×	×	×		
Contagisporites optivus v. *optivus*	×	×	×	×	×
Corystisporites pomeranius		×	×		?
Hystricosporites sp.		×			×
Hystricosporites delectabilis		×			×
Dibolisporites cf. *gibberosus*		×			×
Geminospora semilucensa		×			
Retusotriletes rotundus		×	×	×	
Retusotriletes triangulatus			×		
Archaeotriletes variabilis			×		×
Archaeotriletes variabilis v. *insignis*			×	×	×
Apiculiretusispora nitida			×	×	×
Ancyrospora incisa			×		
Convolutispora sp.			×		×
Samarisporites triangulatus			×	×	×
Ancyrospora furcula					×
Ancyrospora langii					×
Geminospora notata					×
Verrucosisporites sp.					×

1 – 3410,50–3410,65; **2** – 3401,45–3401,55; **3** – 3345,45–3345,55; **4** – 3272,10–3272,20; **5** – 3262,90–3263,00 m

ne palinomorfy, zespół z niższej próbki był ubogi, z wyższej bardzo urozmaicony (tab. 2). Oba zespoły reprezentują poziom „*G.*" *extensa*. W zespole z wyższej próbki napotkano gatunek *Chelinospora concinna*, którego pierwsze pojawienie się znaczy dolną granicę podpoziomu Ex 2. W niższej próbce napotkano gatunek *Convolutispora subtilis*, co również wskazuje na obecność podpoziomu Ex 2. Nawet w bardzo bogatym zespole z najwyższej próbki nie napotkano spor *Samarisporites triangulatus*, którego pierwsze pojawienie się określa dolną granicę podpoziomu Ex 3. A zatem formacja sianowska z omawianego otworu reprezentuje środkowy żywet.

W profilu Polskie Łąki PIG 1 rdzeniowano jedynie część formacji człuchowskiej. Odcinek ten należy w całości do poziomu *Tholisporites densus* (Den) o czym świadczy obecność w próbkach gatunków *T. densus*, *T. tener*, *Kraeuselisporites pomeranius* i *Cymbosporites boafeticus* (tab. 3). W zespołach stwierdzono również obecnosc spor z wielokrotnie rozwidlonymi kolcami. A zatem, przynajmniej zbadana część formacji człuchowskiej należy do dolnego franu.

Spis gatunków dyskutowanych w tekście i umieszczonych na figurach 10 i 11

Acinosporites lindlarensis Riegel, 1968
Ancyrospora ancyrea (Eisenck) Richardson var. *ancyrea* Richardson, 1962
Ancyrospora ancyrea (Eisenck) Richardson var. *brevispinosa* Richardson, 1962
Ancyrospora furcula Owens, 1971
Ancyrospora incisa (Naumova) M. Raskatova et Obukhovskaya, 1993
Ancyrospora langii Allen, 1965
Aneurospora extensa (Naumova) Turnau, 1996
Aneurospora goensis Streel, 1964

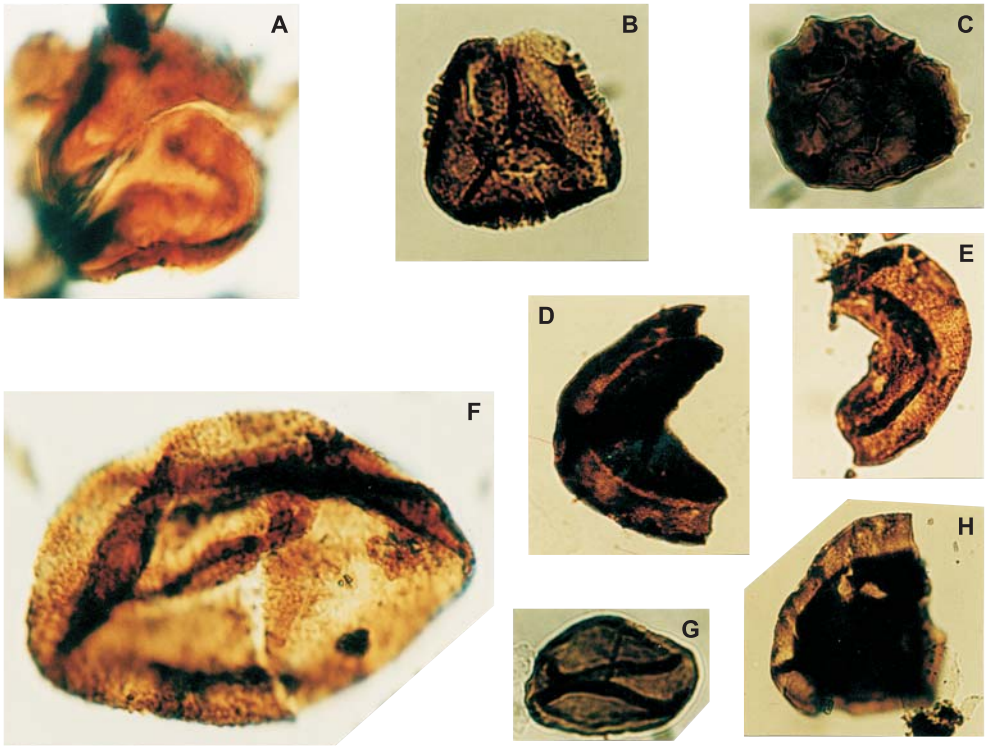


Fig. 10. Charakterystyczne gatunki spor emsu (?)najwyższego i/lub dewonu środkowego

A – *Camarozonotriletes sextantii*, głęb. 4273,0–4274,0 m, × 1100; **B** – *Diatomozonotriletes* sp., głęb. 4270,0–4271,0 m., × 1100; **C** – *Chelinospora concinna*, głęb. 3481,55–3481,65 m, × 440; **D**, *E*, *H* – *Rhabdosporites* sp. cf. *R. parvulus;* D, H – głęb. 4273,0–4274,0 m, × 440; E – głęb. 4269,0–4270,0 m, × 440; **F** – *Apiculiretusispora plicata*, głęb. 4273,0–4274,0 m, × 1100; **G** – *Geminospora lemurata* (?), głęb. 3844,0–3844,2 m, × 440

Characteristic miospores of the ?uppermost part of Emsian and/or Middle Devonian

A – *Camarozonotriletes sextantii*, depth 42730.0–4274.0 m, × 1100; **B** – *Diatomozonotriletes* sp., depth 4270.0–4271.0 m, × 1100; **C** – *Chelinospora concinna*, depth 3481.55–3481.65 m, × 440; **D**, **E**, **H** – *Rhabdosporites* sp. cf. *R. parvulus;* D, H – depth 42730.0–4274.0 m, × 440; E – depth 4269.0–4270.0 m, × 440; **F** – *Apiculiretusispora plicata*, depth 4273.0–4274.0 m, × 1100; **G** – *Geminospora lemurata* (?), depth 3844.0–3844.2 m, × 440

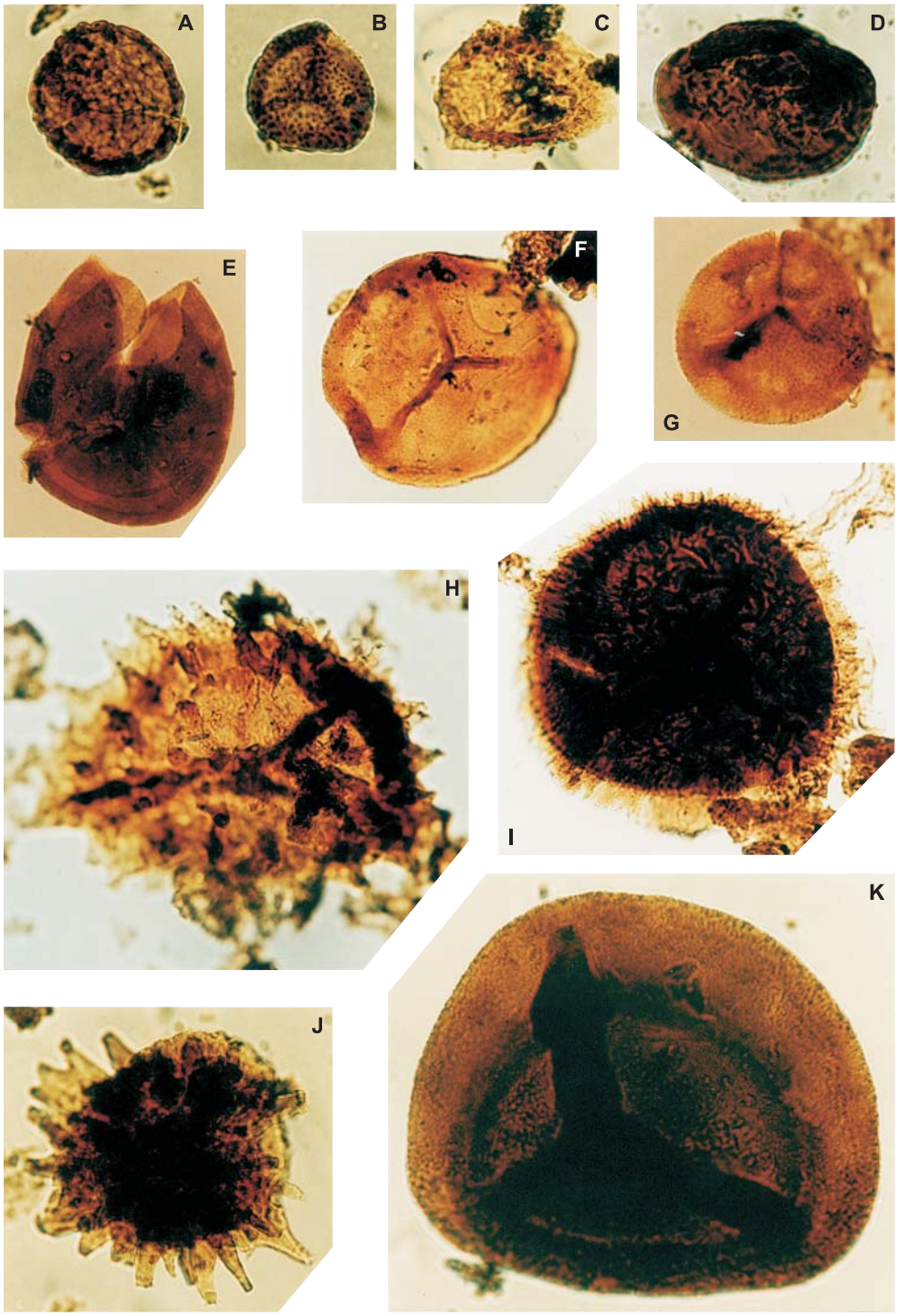


Fig. 11. Charakterystyczne gatunki spor dolnego franu, profil Polskie Łąki PIG 1

A – *Convolutispora subtilis*, głęb. 3262,9–3263,0 m; **B** – *Aneurospora goensis*, głęb. 3401,45–3401,55 m; **C** – *Samarisporites triangulatus*, głęb 3272,1–3272,2 m; **D** – *Tholisporites densus*, głęb. 3410,50–3410,65 m; **E** – *Geminospora lemurata*, głęb. 3401,45–3401,55 m; **F** – *Aneurospora greggsi*, *ibidem*; **G** – *Apiculiretusispora nitida*, *ibidem*; **H** – *Ancyrospora langii*, głęb. 3262,9–3263,0 m; **I** – *Corystisporites pomeranius*, głęb. 3401,45–3401,55 m; **J** – *Ancyrospora furcula*, głęb. 3262,9–3263,0 m; **K** – *Contagisporites optivus* var. *optivus*, głęb. 3401,45–3401,55 m; A–K × 500

Characteristic miospores of the lower part of Frasnian, Polskie Łąki PIG 1 borehole section

A – *Convolutispora subtilis*, depth 3262.9–326 *Aneurospora goensis*, depth 3401.45–3401.55 m; **C** – *Samarisporites triangulatus*, depth 3272.1–3272.2 m; D – *Tholisporites densus*, depth 3410.50–3410.65 m; **E** – *Geminospora lemurata*, depth 3401.45–3401.55 m; **F** – *Aneurospora greggsi*, *ibidem*; **G** – *Apiculiretusispora nitida*, *ibidem*; **H** – *Ancyrospora langii*, depth 3262.9–3263.0 m; **I** – *Corystisporites pomeranius*, depth 3401.45–3401.55 m; **J** – *Ancyrospora furcula*, depth 3262.9–3263.0 m; **K** – *Contagisporites optivus* var. *optivus*, depth 3401.45–3401.55 m; A–K × 500

Aneurospora greggsi (McGregor) Streel *W*: Becker i in., 1974
Apiculiretusispora brandtii Streel, 1964
Apiculiretusispora nitida Owens, 1971
Apiculiretusispora plicata (Allen) Streel, 1964
Archaezonotriletes variabilis (Naumova) Allen, 1965
Archaeozonotriletes variabilis var. *insignis* Sennova, 1972
Calyptosporites velatus (Eisenack) Richardson, 1965
Camarozonotriletes parvus Owens, 1971
Camarozonotriletes sextantii McGregor et Camfield, 1979
Chelinospora concinna Allen, 1965
Chelinospora timanica (Naumova) Loboziak et Streel, 1989
Cirratriradites monogrammos (Arkhangelskaya) Arkhangelskaya, 1985
Contagisporites optivus (Tchibrikova) Owens 1971
Convolutispora subtilis Owens, 1971
Coronispora variabilis (Fuglewicz et Prejbisz) Turnau et Karczewska, 1987
Corystisporites acutispinosus (Fuglewicz et Prejbisz) Turnau, 1996
Corystisporites collaris var. *kalugianus* Arkhangelskaya, 1985
Corystisporites pomeranius Stempień-Sałek, 2002
Corystisporites serratus (Naumova) McGregor et Camfield, 1982
Cymbosporites boafeticus (Tchibrikova) Obukhovskaya, 1993
Dibolisporites echinaceus (Eisenack) Richardson, 1965
Dibolisporites pseudoreticulatus Tiwari et Schaarschmidt, 1975
Dibolisporites gibberosus (Naumova) Richardson, 1965
Geminospora decora (Naumova) Arkhangelskaya ,1985
Geminospora lemurata Balme emend. Playford, 1983
Geminospora notata (Naumova) Obukhovskaya, 1993
Geminospora semilucensa (Naumova) Obukhovskaya et M. Raskatova, 1993
Geminospora tuberculata (Kedo) Allen, 1965
Hystricosporites delectabilis McGregor, 1960
Hystricosporites setigerus (Kedo) Arkhangelskaya, 1976
Kraeuselisporites spinutissimus (Kedo) McGregor et Camfield, 1982
Lanatisporites bislimbatus (Tchibrikova) Arkhangelskaya, 1985
Membrabaculisporites opacus Turnau *W*: Turnau, Racki, 1999
Pomaranisporites subtriangularis Fuglewicz et Prejbisz, 1981
Perotrilites meonacanthus (Naumova) Arkhangelskaya var. *rugosus* Kedo, 1955
Perotrilites? *vermiculatus* Medyanik in litt. (*W*: Obukhovskaya, 2000)
Retusotriletes rotundus Streel emend. Lele et Streel, 1969
Retusotriletes rugulatus Riegel, 1973
Retusotriletes triangulatus (Streel) Streel, 1967
Rhabdosporites langii (Eisenack) Richardson, 1965
Rhabdosporites minutus Tiwari et Schaarschmidt, 1975
Rhabdosporites mirus Arkhangelskaya, 1985
Rhabdosporites parvulus Richardson, 1965
Samarisporites triangulatus Allen, 1965
Tholisporites densus McGregor, 1960
Tholisporites tener McGregor, 1960
Verrucosisporites premnus Richardson, 1965
Verrucosisporites scurrus (Naumova) McGregor et Camfield, 1982.

Krzysztof RADLICZ

UWAGI O PETROGRAFII WYBRANYCH FRAGMENTÓW PROFILU DEWONU

Szczegółowej analizie petrograficznej poddano 13 odcinków rdzenia profilu Polskie Łąki PIG 1, pochodzących z osadów należących do wyższej części formacji sianowskiej i do formacji człuchowskiej. Uzyskane dane ujęto w formie tabelarycznej (tab. 4).

Cechy petrograficzno-sedymentologiczne próbek z głębokości 3414,0–3488,0 m wskazują, że osady te powstawały w środowisku relatywnie głębokomorskim, o słabej energii hydrodynamicznej. W osadach tych zaznaczyły się wyraźnie znamiona procesów epigenetycznych w postaci okwarcowania regeneracyjnego, sparytyzacji dolomitycznej i przekrystalizowania substancji ilastej.

Próbki z głębokości 3341,3–3401,0 m wskazują na osady otwartego morza, które powstały w środowisku o nieco wyższym zasoleniu i cechującym się sedymentacją rytmiczną. Wśród bardzo drobnoziarnistych osadów występują większe bioklasty, zdeponowane prawdopodobnie w wyniku sztormów i działalności prądów. W dalszym ciągu notuje się wysoki dopływ materiału kwarcowo-muskowitowego i ilastego z zawiesiny. W osadach warstwowanych obserwuje się tendencje do tworzenia autochtonicznych struktur gruzłowych.

Próbki z głębokości 3293,0 m są świadectwem zmniejszającego się dopływu materiału terygenicznego do środowiska sedymentacji, które, jak wskazuje obecność pirytu i substancji organicznej, było środowiskiem redukcyjnym i cechowało się słabą, okresowo wzmożoną energią hydrodynamiczną.

W próbkach z głębokości 3236,1–3253,6 m dominują wapienie gruzłowo-detrytyczne.Fragmenty wapieni przeważnie wykazujące słabe obtoczenie. Stwierdzono wapienie z *Renalcis*, wapienie amfiporowe oraz wapienie peloidowe, czyli osady reprezentujące facje stoku bariery, fację zabarierową i lagunową oraz strefę morza otwartego. Wydaje się, że sedymentacja tych osadów odbywała się w środowisku relatywnie płytkomorskim, w warunkach bardzo wysokiej energii hydrodynamicznej.

Tabela 4

Cechy petrograficzno-sedymentologiczne wybranych próbek z osadów formacji człuchowskiej w profilu otworu Polskie Łąki PIG 1

Petrography and sedimentary features of the Człuchów „Formation" deposits, Polskie Łąki PIG 1 borehole section

Głębokość (miejsce pobrania próbki) [m]	Cechy strukturalno-teksturalne	Skład	Udział składn. [%]	Wielkość [mm]	Dominująca frakcja	Cement lub matriks Uwagi
1	2	3	4	5	6	7
3228+7,0	dolosparyt oczkowy – dolosparyt biolitytowy	relikty stromatoporoidów gałązkowych dolosparyt anhysparyt gniazdowo-szczelinowy	20 75 5	 0,03–0,20 0,30–0,90	 0,06	
3228+8,1	gruzeł biosparytu piaszczystego w iłowcu piaszczystym równoległa pakston	biosparyt piaszczysty bioklasty i otwornice: *Bisphaera* sp. *Earlandia minima*, *Parathurammina* sp., *Radiospaera* sp., małżoraczki, szkarłupnie, konodonty, igły gąbek; peloidy kwarc autigeniczny matriks: kwarc muskowit bioklasty	 40 15 5 15 2 8	 0,05–0,75 0,03–0,30 0,03–0,20 0,03–0,20 0,08–0,60	 0,06–0,10 0,10 0,06–0,10	mikryt 10% kalcysparyt 30% mikryt przekrystalizowany illit 75%
3228+8,55	biorudyt równoległa	bioklasty: łodygi liliowców, ramienionogi, stromatoporoidy, koralowce, tentakulitoidy, małżoraczki, małże, mszywioły fenestralne	60	0,30–9,00	6,00	kalcyspar mikryt 40% z wrostkami listewek anhysparytu
3228+8,75	intrabiorudyt	intraklasty pelsparyt bioklasty: stromatoporoidy, koralowce, liliowce, ramienionogi	60 30	1,00–22,00 0,70–9,00	 3,00–6,00	mikryt marglisty 10%
3228+ 9,5	intrabiorudyt	intraklasty: pelbiosparyty i biosparyty szkarłupniowo-renalcisowe. bioklasty: stromatoporoidy liliowce	80 10	1,00–20,00 1,0–7,0	10,0–15,0	mikryt 10% liczne procesy wciskowe
3228+12,5	intrabiorudyt	intraklasty bioklasty jw.	60 30			mikryt 10%
3228+16,6	madston	bioklasty: kacysfery problematyki; kwarc	5 poj.			mikryt 95%

Tabela 4 cd.

1	2	3	4	5	6	7
3246,0+0,5	intrabiorudyt	intraklasty biomikryty z *Nanicella* sp., *Baculella gemina* liliowce biomikryty z *Radiosphaera* sp. wapień z *Renalcis* biomikryt piaszczysty	60	1,00–18,00	6,00–10,00	
3246+3,6	wakston smużysta	intraklasty biospary t bioklasty: liliowce, trylobity, sieczka roślinna; kwarc	5 10 1 2	0,40–4,50 0,05–0,75 0,03–0,15		mikryt 82%
3246+4,5	laminowany równolegle w składzie biomikrytu i pelsparytu	biomikryt bioklasty i otwornice: *Earlandia elegans*, *Earladia minima, Calcisphaera* sp. małżoraczki, liliowce, konodonty pelsparyt peloidy bioklasty: otwornice małżoraczki	60 60 5	0,04–0,100		mikryt 40% kalcysparyt 35%
3246+6,6	laminowana soczewkowa	kwarc muskowit; bioklasty: ramienionogi igły gąbek problematyki fragmenty roślin	2 20 1 2	0,01–0,10 0,03–0,20		illit przekrystalizowany 75% z grudkami pirytu
3246+7,6	laminacja przekątna	kwarc muskowit; bioklasty: małże styloliny małżoraczki fragmenty roślin	15 5 5	0,01–0,30	0,08	laminy ciemniejsze z pirytem i sieczką roślin laminy jaśniejsze z muskowitem
3270+23	rytmiczna laminacja równoległa waka kwarcowa bioklastyczna	kwarc; bioklasty: małże, ramienionog,i otwornice, kolce jeżowców, małżoraczki, łuski ryb; mikroklin muskowit intraklasty mikrytowe glaukonit	15–70 5–40 poj. 1 2 do 2	0,01–0,25 0,06–0,15 0,06–0,20	0,06–0,10	Laminacja rytmiczna iłowiec piaszczysty z bituminami waka kwarcowo--bioklastyczna okwarcowanie neogeniczne
3341+ 0,3	madston smużysty	kwarc muskowit; bioklasty: ramienionogi, małże, igły gąbek, konodonty	2 3 5	0,01–0,12 0,10–0,15	0,04	mikryt 90% grudki pirytu

Tabela 4 cd.

1	2	3	4	5	6	7
3384+8,0	mułowiec laminowany równolegle	kwarc peloidy; bioklasty: liliowce, ramienionogi	40 20 2	0,01–0,20 0,03–0,10	0,04 0,04	kalcysparyt 23% kwarc regeneracyjny 15%
3401+ 8,0	rytmiczne warstwowanie równoległe: biopelmikryt i mikryt	biopelmikryt bioklasty: ramienionogi małże szkarłupnie małżoraczki mszywioły fenestralne problematyki; peloidy kwarc mikryt kwarc; bioklasty: ramienionogi	40 10 2 30 5	0,05–5,50 0,03–0,10 0,01–0,15 0,01–0,10	 0,04	mikryt 48% mikryt 65%
3401	arenit kwarcowo- -dolomityczny ortokwarcyt dolosparytowy równoległa	kwarc	60	0,04–0,12	0,08	kwarc regeneracyjny 20% dolosparyt idio- i hipidiotopowy 20% 0,06-0,2 mm
3414+ 0,85	arenit kwarcowo- -dolomityczny	jw.				
3414+3,2	waka kwarcowo- -dolomityczna skośna laminacja rynnowa małej skali	kwarc	60	0,04–0,07	0,08	kwarc regeneracyjny 10% dolosparyt 10% ilaste 20% skośne laminy ilaste
3471+0,05	arenit kwarcowo- -muskowitowy laminowany równolegle	kwarc muskowit	60 10	0,03–0,15 0,08–0,20	0,08 0,12	kwarc regeneracyjny 20% ilaste 10%
3471+ 4,0	iłowiec pylasty równoległa	kwarc muskowit; bioklasty: ramienionogi, małżoraczki, szkarłupnie, fragmenty roślin	20 20 2	0,01–0,09 0,06–0,12	0,04	illit 58%
3471+7,8	iłowiec piaszczysty smużysta	Kwarc; bioklasty: szkarłupnie, ramienionogi, fragmenty roślin	10 3	0,01–0,20	0,1	illit 87%
3471+14,0	rytmiczne równoległe warstewkowanie frakcjonalne z bioturbacjami w składzie mułowiec i iłowiec pylasty	mułowiec kwarc muskowit biotyt iłowiec pylasty: kwarc muskowit	50 30 poj. 2 30	0,01–0,10 0,03–0,15 0,01–0,10 0,03–0,10	0,04 0,07 0,04	kwarc regeneracyjny 10% illit 10% illit 68%
3471+ 17,0	waka kwarcowo- muskowitowa skośnie laminowana rynnowo w małej skali		60 10	0,01–0,2 0,03–0,25	0,07	kwarc regeneracyjny 10% illit 20% laminy skośne illitowo-muskowitowe

Hanna MATYJA

OSADY WĘGLANOWE I ŚRODOWISKA ICH DEPOZYCJI

Profil Polskie Łąki PIG 1 charakteryzuje się słabym rdzeniowaniem, z wyjątkiem niższych partii dewonu, obejmujących osady formacji tucholskiej i studnickiej, które zdominowane są przez osady klastyczne. Wyższa część profilu, w której mieszczą się osady formacji miasteckiej, sianowskiej oraz człuchowskiej, i w obrębie których zauważalny jest znaczący (miastecka) lub dominujący (sianowska i człuchowska) udział osadów węglanowych, nie dostarcza wiele materiału do badań analitycznych.

Węglanowe osady środkowego dewonu w profilu Polskie Łąki PIG 1 tworzą bądź niewielkiej miąższości warstwy w obrębie poszczególnych formacji, które zdominowane są przez osady silikoklastyczne, bądź tworzą zwarte, dużej miąższości zespoły litologiczne w obrębie formacji ze znaczną przewagą osadów węglanowych (fig. 8).

Do tych pierwszych zaliczyć można beżowo-brązowe wapienie laminowane oraz ciemne, często margliste, utwory węglanowe, najczęściej wakstony, rzadziej pakstony szkieletowe (na ogół zawierające szczątki koralowców, stromatoporoidów, rzadko szkarłupni czy ramienionogów), których miąższość przeważnie nie przekracza kilku lub kilkunastu centymetrów (bardzo rzadko notuje się ławice o miąższości kilkudziesięciu centymetrów i więcej), występujące w postaci wkładek w obrębie formacji zdominowanych przez osady piaszczyste, mułowcowe lub ilaste. Wkładki wapieni z fauną najczęściej pojawiają się ponad klastycznymi osadami lagunowymi.

Osady węglanowe, występujące w postaci relatywnie grubych ławic lub zespołów ławic, reprezentują szereg odmian facjalnych charakterystycznych dla środowisk platformy węglanowej. Dominującą odmianą facjalną są wapienie organogeniczne i organodetrytyczne. Specyficzny skład szczątków organicznych w nich zawartych, jak i struktura tych wapieni świadczą o ich związku z różnego rodzaju budowlami organicznymi, najczęściej biostromami stromatoporoidowo-koralowcowymi oraz ich dalszym i bliższym otoczeniem.

Dopiero w środkowym żywecie w badanym profilu pojawiają się osady otwartego morza, reprezentowane przede wszystkim przez wapienie i margle oraz iłowce margliste z niezbyt liczną fauną ramienionogów i szkarłupni, sporadycznie osobniczych korali. W wyższej części dolnego franu, wśród relatywnie głębszych osadów otwartomorskich pojawiają się znacznej miąższości wkładki wapieni gruzłowo-detrytycznych.

W obrębie węglanowych partii sekwencji środkowodewońskiej i dolnego franu wyróżnić można kilka podstawowych typów facjalnych i charakteryzujących je odmian mikrofacjalnych.

Wapienie laminowane

Osady te tworzą niezbyt grube wkładki, najczęściej rzędu kilku lub kilkunastu centymetrów, niekiedy kilkudziesięciu centymetrów, w obrębie mułowców, rzadziej drobnoziarnistych piaskowców formacji studnickiej i miasteckiej lub iłowców formacji tucholskiej. Wapienie te można określić jako drobnolaminowane mikryty o zabarwieniu beżowym i brązowym, są one niemal pozbawione jakichkolwiek szczątków organicznych. Przebieg obserwowanych lamin jest na ogół równoległy bądź delikatnie undulowany (fig. 9B). W obrębie lamin miejscami widoczne są ślady struktury fenestralno-trombolitowej, niekiedy jednak obserwowano ślady działalności innych organizmów, zaburzające tę laminację (fig. 9A). Struktura lamin i sposób ich uporządkowania wskazują na ich związki z matami mikrobialnymi (n.p. Flügel, 2004). Ich wielokrotne pojawianie się (w ciągu eiflu i żywetu niższego) w obrębie silikoklastycznych osadów równi pływowej, jak i ich stosunkowo niewielka miąższość, związane było zapewne z (?)krótkotrwałymi przerwami w dostawie materiału terygenicznego do tej części zbiornika pomorskiego.

Margle i wapienie margliste ze stromatoporoidami i koralowcami

Osady te występują w postaci warstw o miąższości na ogół kilkunastu centymetrów w obrębie facji iłowców formacji tucholskiej, charakteryzujących się obecnością dużej ilości szczątków roślinnych, a także małżoraczków i sporadycznie liścionogów. Iłowce formacji tucholskiej powstawały zapewne w przybrzeżnym środowisku sedymentacyjnym, prawdopodobnie płytkiej, okresami niedotlenionej i brakicznej laguny (por. też Pacześna, ten tom). Sporadyczne przenikanie facji margli i wapieni marglistych, zawierającej niezbyt liczną, bardziej otwartomorską faunę szkieletową, do laguny klastycznej, mogło następować poprzez przesmyki wlotowe w systemie barier piaszczystych, jakie na początku dewonu środkowego otaczały środowiska lagun klastycznych na omawianym obszarze. Wydaje się, że bariery piaszczyste mogły dosyć skutecznie okresowo izolować przybrzeżne środowiska klastyczne od bardziej otwartomorskich środowisk węglanowych.

Wapienie organogeniczne (typu *boundstone*)

Osady te stwierdzono w obrębie formacji sianowskiej. Charakteryzuje się ona obecnością, znajdowanych w pozycji wzrostu, masywnych, najczęściej globularnych, a także gałązkowych stromatoporoidów, którym towarzyszą koralowce, szczątki szkarłupni, a niekiedy ramienionogi, tkwiących w mikrytowym matriksie. Dominująca obecność globularnych stromatoporoidów, tworzących „budowle" zapewne o charakterze biostrom, stosunkowo nieznaczny udział wapieni grubookruchowych (biogenicznych fragmentów frakcji żwirowej pochodzących z wierzchołka budowli organicznej lub jej stoków, a stwierdzanych najczęściej w obrębie samej budowli), tworzących się w strefie wysokoenergetycznej, przemawiają raczej za spokojnym, usytuowanym generalnie poniżej strefy falowania, środowiskiem sedymentacji, w którym wzrastały te budowle.

Wapienie ziarniste

Niektóre z analizowanych fragmentów formacji sianowskiej charakteryzują się obecnością mniej lub bardziej gęsto upakowanych szczątków organicznych, przede wszystkim masywnych stromatoporoidów, fragmentów koralowców, trochitów, rzadziej ramienionogów i mszywiołów. Osady tej facji reprezentują środowiska otwartomorskie, o czym świadczy obecność, chociaż w ilościach podrzędnych, trochitów, ramienionogów czy mszywiołów, choć jak się wydaje niezbyt odległe od platformy węglanowej.

Wapienie lub margle ramienionogowo-krynoidowe

Wapienie i margle ramienionogowo-krynoidowe, jako niewielkiej miąższości wkładki, pojawiają się sporadycznie w obrębie formacji miasteckiej i sianowskiej, znaczącą odmianą facjalną stają się jednak dopiero w obrębie ogniwa unisławskiego formacji człuchowskiej.

Oprócz ramienionogów i szczątków szkarłupni, stwierdza się w ich obrębie niewielkie osobnicze korale i pojedyncze głowonogi. Wapienie mają zabarwienie ciemnoszare, a dominującą strukturą jest struktura gruzłowa. Ta odmiana facjalna reprezentuje pierwsze, naprawdę otwartomorskie i najbardziej odległe od brzegu środowisko sedymentacji, spośród zidentyfikowanych w obrębie badanych osadów w profilu Polskie Łąki PIG 1, choć zapewne nie przekraczające głębokości przypisywanej środowiskom nerytycznym.

Wapienie gruzłowo-detrytyczne

W wyższej części franu dolnego, wśród osadów otwartomorskich ogniwa unisławskiego formacji człuchowskiej, pojawiają się znacznej miąższości wkładki wapieni gruzłowo-detrytycznych (por. fig. 3).

Wśród różnej wielkości i o zróżnicowanym stopniu obtoczenia otoczaków stwierdzono m.in. wapienie amfiporowe, wapienie peloidowe, wapienie stromatoporoidowo-koralowcowe oraz wapienie z *Renalcis* (por. Radlicz, ten tom), a więc osady reprezentujące głównie facje płytkomorskie, zabarierową i lagunową oraz facje stoku platformy węglanowej. Wapienie te pochodzą zapewne z destrukcji krawędzi platformy węglanowej i traktować je można jako osady zdeponowane w środowisku otwartomorskim, w pewnej odległości od stoku tejże platformy.

Jolanta PACZEŚNA

ŚRODOWISKA DEPOZYCJI ŚRODKOWODEWOŃSKICH UTWORÓW KLASTYCZNYCH

Utwory klastyczne tworzą w profilu Polskie Łąki PIG 1 charakterystyczny pakiet osadów w najniższej części sukcesji środkowodewońskiej, reprezentującej utwory ?górnego emsu, eiflu i najniższej części żywetu (Turnau, 2004). Są to przede wszystkim ciemnoszare i czarne iłowce w spągu profilu, przechodzące ku górze w przewarstwiające się drobnoziarniste piaskowce i mułowce. Omawiany tutaj odcinek profilu zawiera się w przedziale głębokości od 4297,5 do 4172,0 m. Osady tej części profilu należą do formacji tucholskiej? i studnickiej? (Matyja, 2004, 2006).

Wysoki uzysk próbek rdzeniowych we wspomnianym wyżej odcinku profilu, ułatwił przeprowadzenie szczegółowych badań facjalnych tylko w najniższej części sukcesji środkowodewońskiej. Zarówno minimalny stopień rdzeniowania otworu powyżej omawianego tu odcinka, jak również ogólne zmniejszenie się w górnych częściach profilu udziału silikoklastyków na korzyść utworów węglanowych, uniemożliwiły przeprowadzenie szczegółowej analizy facjalnej sporadycznie występujących w jego górnej części osadów klastycznych.

Metodyka badań

Podstawą wszystkich prac interpretacyjnych w zakresie analizy facjalnej osadów klastycznych było wykonanie szczegółowego profilowania sedymentologicznego i ichnofacjalnego sukcesji środkowodewońskiej. Efektem tych działań było sporządzenie roboczego, graficznego profilu facjalnego w skalach 1:100 i 1:200, a w niektórych odcinkach, 1:10 lub 1:20, na którym prowadzono wszystkie późniejsze, analityczno-syntetyczne działania badawcze zarówno sedymentologiczne, jak i ichnologiczne (Pacześna, 2004).

Zakres badań sedymentologicznych w utworach klastycznych obejmował przede wszystkim wyróżnienie i opis facji oraz asocjacji i subasocjacji facjalnych. Facje i ich asocjacje zostały wydzielone na wyżej wymienionym, szczegółowym profilu roboczym. W niniejszym artykule przedstawiono natomiast opis asocjacji i subasocjacji facjalnych oraz interpretację ich środowiska depozycji. Na podstawie różnicowania się asocjacji facjalnych wyznaczono systemy depozycyjne i ich zasięg w środkowodewodewońskiej sekwencji profilu Polskie Łąki IG 1.

Facje – terminologia i opisy

W oznaczaniu facji kierowano się klasyczną definicją Gressly´ego, która określa ją jako zespół cech skały osadowej, pozwalający wnioskować o warunkach tworzenia się tej skały i umożliwia rozpoznanie procesów depozycyjnych oraz środowiska sedymentacji zarówno w aspekcie litologicznym, reprezentowanym przez litofacje, jak i organicznym, reprezentowanym przez biofacje. W niniejszym opracowaniu biofacjalne aspekty reprezentują skamieniałości śladowe.

Do skrótowych oznaczeń części facji, zwłaszcza piaskowcowych, zastosowano standardowe kody litofacjalne Mialla (1978) oraz wprowadzono wiele nowych symboli, oddających swoiste cechy lito- i biofacjalne analizowanego materiału (patrz tab. 5). W określaniu i opisie genezy struktur sedymentacyjnych przyjęto terminologię i klasyfikację Zielińskiego (1998).

Tabela 5

Facje wyróżnione w klastycznych utworach środkowego dewonu

Representative sedimentary facies of the clastic part of the Middle Devonian sequence

Facja (kod)	Litologia, składniki litologiczne, struktury sedymentacyjne, wskaźnik bioturbizacji BI	Skamieniałości śladowe
Sm(A)	Piaskowce drobno-, średnio- i gruboziarniste o masywnej strukturze	brak
Sm(B)	Piaskowce drobnoziarniste o masywnej strukturze	struktury ucieczkowe
Sh	Piaskowce drobnoziarniste z warstwowaniem poziomym. BI-(3–5)	*Monocraterion* isp., *Planolites montanus* *Planolites beverleyensis* struktury ucieczkowe
Sl	Piaskowce drobno-, średnio- i gruboziarniste warstwowane małokątowo (10–20°) przekątnie w dużej skali. BI-(3–6)	*Monocraterion* isp., *Planolites montanus*
Sr	Piaskowiec drobnoziarnisty, przekątnie warstwowany riplemarkowo, w zestawach o miąższości 0,5 do 2,0 cm	*Monocraterion* isp., struktury ucieczkowe
Sf	Piaskowce drobnoziarniste z laminacją smużystą, z rzadko występującymi warstewkami mułowca o miąższości do 20,0 cm. BI-(2–6)	*Monocraterion* isp.
Ss(A)	Piaskowiec bardzo drobnoziarnisty z konkrecjami anhydrytowymi	brak
Hf	Heterolit piaskowcowo-mułowcowy lub piaskowcowo-iłowcowy, drobnolaminowany, miąższość lamin od 1 do 2 mm. Homogenizacja ichnologiczna BI-(6)	*Planolites montanus* *Planolites beverleyensis*
Hc	Heterolit piaskowcowo-mułowcowy grubolaminowany. Miąższość lamin od 2,0 do 15,0 cm i odpowiednio od 20,0 do 50,0 cm. BI-(2–6)	*Planolites beverleyensis* *Planolites montanus*
Hl	Heterolit piaskowcowo-mułowcowy, bardzo drobnolaminowany, miąższość lamin od 0,5 do 1,0 mm z warstewkami laminitów o miąższości 10,0 cm	brak
Mm	Mułowce ciemnoszare, masywne	brak
Mi(A)	Mułowce ciemnoszare z całkowitą homogenizacją ichnologiczną. Tworzą cienkie warstwy o miąższości od 1,0 do 15,0 cm wśród piaskowców drobnoziarnistych. BI-(6)	*Planolites montanus*
Cm	Iłowce ciemnoszare lub czarne, masywne	brak
Ci(B)	Iłowce czarne z konkrecjami pirytu i rzadko występującymi warstewkami piaskowca bardzo drobnoziarnistego o miąższości od 5,0 do 10,0 cm. BI-(2–6)	*Planolites beverleyensis*

Systemy depozycyjne – definicja, terminologia i charakterystyka

System depozycyjny określany jest jako trójwymiarowy zespół litofacji powiązanych genetycznie procesami depozycji i środowiskami sedymentacji (np. Porębski, 1996; Miall, 2000).

Definicja powyższa nie uwzględnia wszystkich aspektów analizy facjalnej, skupiając się wyłącznie na aspektach litofacjalnych, związanych bezpośrednio z osadem. Istotnym jej uzupełnieniem jest wprowadzenie do niej elementu biologicznego. Rozszerzona definicja systemu depozycyjnego przybiera wtedy następującą postać: system depozycyjny to trójwymiarowy zespół lito- i biofacji, wzajemnie powiązanych genetycznie procesami depozycji, środowiskami sedymentacji i relacjami zespoły organizmów–procesy depozycyjne–środowiska sedymentacji (Pacześna, 2001). W celu adaptacji rozszerzonej wersji definicji systemu depozycyjnego dla potrzeb niniejszego opracowania przyjęto, iż bioaspekty analizy facjalnej reprezentują skamieniałości śladowe, będące narzędziem analizy ichnofacjalnej.

Wyróżnione w profilu klastyczne systemy depozycyjne zostały zdefiniowane na podstawie określenia asocjacji facjalnych (por. tab. 5), determinujących określenie środowiska depozycji oraz procesów depozycyjnych, które zadecydowały o ich rozwoju. Nazwę systemów ustalono na podstawie dominującego w nich środowiska lub zespołu środowisk sedymentacji. W określaniu środowisk sedymentacji jako narzędzia wykorzystano skamieniałości śladowe (analiza ichnofacjalna) oraz struktury sedymentacyjne i akcesoryczne składniki litologiczne (analiza sedymentologiczna).

W sekwencji środkowodewońskich utworów w profilu Polskie Łąki PIG 1 wyróżniono następujące klastyczne systemy depozycyjne (por. fig. 8):

– lagun L
– barier B
– stożków przelewowych SP
– równi pływowych RP

Zasięg zabarierowych i barierowych klastycznych systemów depozycyjnych podano według Einsele, 2000:

SDL – system laguny obejmuje niżejpływowy do międzypływowego kompleks laguny centralnej i marginalnej laguny od strony bariery lub równi pływowej

SDSP – system stożków przelewowych (*overwash fan*) obejmuje osady akumulowane przez fale sztormowe, przelewające się do laguny lub na równię pływową przez obniżenia topograficzne w barierze

SDRP – system obejmuje niżejpływowy do nadpływowego kompleks równi pływowych

SDB – system bariery składa się z niżejpływowego do powierzchniowego kompleksu platformy podwodnej (*spit platform*) – plaży (od strony laguny i morza), powierzchniowego kompleksu wydmowego oraz pływowych przesmyków wlotowych (*tidal inlets*) rozwiniętych w barierze. Do systemu bariery włączana jest również strefa przybrzeża (*shoreface*), rozciągającego się przy barierze od strony otwartego morza.

System depozycyjny laguny (L)[3]

Asocjacja facjalna **LC** – centralnej laguny

Opis. W skład asocjacji LC wchodzą facje: Cm, Mm i Mi(A). Facja Cm jest reprezentowana przez ciemnoszare lub rzadziej czarne osady. Są to iłowce o masywnej strukturze, nie zawierające ichnofauny lub innych szczątków organicznych poza fragmentami roślin, tworzącymi drobną sieczkę. Nie występują w nich akcesoryczne składniki litologiczne. Facja Mi(A) wykazuje się wysokim stopniem zbioturbizowania lub nawet całkowitą homogenizacją ichnologiczną mułowców. W profilu Polskie Łąki PIG 1 tworzy warstwy o miąższości od 0,15 do 2,0 m. Osady asocjacji facjalnej LC występują w sukcesji pionowej w dolnych częściach kompleksów lagunowo-barierowych, gdzie przewarstwiają się z asocjacjami reprezentującymi marginalne części laguny, równi pływowej lub stożka przelewowego. W profilach zalegają one nad osadami równi pływowych, stożków przelewowych lub laguny od strony bariery, należących do podścielającego je niższego kompleksu lagunowo-barierowego.

Interpretacja środowiska sedymentacji. W asocjacji facjalnej LC występują osady najdrobniejszych frakcji, które były deponowane z opadania bardzo drobnoziarnistej zawiesiny w warunkach stagnacji wód lub bardzo słabych przepływów przy płasko skonfigurowanym dnie (Zieliński, 1998), Jest to typowa asocjacja bardzo niskoenergetyczna. Facje Mm i Cm są pozbawione ichnofauny, co może wskazywać na całkowicie niesprzyjające środowisko dla egzystencji typowych dla tych środowisk osadożerców. Czynnikiem eliminującym twórców kanałów żerowiskowych było najprawdopodobniej ubóstwo zasobów pokarmowych w osadach przydennych lub ich wysokie niedotlenienie. Facje Mi(A) z bogatą ichnofauną reprezentowaną przez ichnorodzaj *Planolites*, wskazują na środowiska stresogenne dla organizmów.

Szczególnie charakterystyczny jest sposób występowania kanałów osadożerców reprezentowanych przez ichnorodzaj *Planolites* w facji Mi(A), gdzie kanały tworzą gęsto upakowane nagromadzenia przy stałej średnicy kanału, nie przekraczającej 1,0 mm. Nagromadzenie skamieniałości śladowych, całkowicie zmieniające pierwotną strukturę osadu, wskazuje na oportunizm ekologiczny twórców śladów, wywołany trudnymi warunkami środowiskowymi – przede wszystkim niedotlenieniem osadów i dużymi wahaniami zasolenia. Osadożercy zasiedlający dno laguny w jamkach żerowiskowo-mieszkalnych wykazywali bujny rozwój, powodowany wysoką tolerancją na stres środowiskowy. Liczna obecność osadożerców była również związana z obfitymi zasobami pokarmowymi – zjawiskiem często łączącym się z niskotlenowymi środowiskami. Charakterystyczne występowanie jamek oportunistycznych osadożerców, tworzących gęsto upakowane nagromadzenia jest współcześnie uważane za jeden z najbardziej czułych wskaźników środowisk brakicznych (np. Beynon, Pemberton, 1992; Pemberton i in., 1992; Pemberton, Wightman, 1992). Charakterystyczna obecność niskoenergetycznych facji drobnoziarnistych oraz zespołów oportunistycznych skamieniałości śladowych wskazują, że były to płytkie, niedotlenione laguny, charakteryzujące się ograniczonym dostępem do wód otwartego morza.

Asocjacja facjalna **LMB** – marginalnej laguny od strony bariery piaszczystej

Opis. Asocjacja facjalna LMB składa się z facji reprezentowanych przez szare lub zielone piaskowce drobnoziarniste z ichnofauną facji Sh i Sf z nielicznymi skamieniałościami śladowymi, reprezentowanymi przez ślady *Monocraterion* isp.

Interpretacja środowiska sedymentacji. Obecność filtratorów reprezentowanych przez ichnorodzaj *Monocraterion*, jest związana z obfitością cząsteczek pokarmowych w zawiesinie. Mułowcowe osady laguny przeławicają się z cienkimi warstwami dobrze wysortowanych piaskowców drobnoziarnistych, rzadko warstwowanych poziomo lub przekątnie laminowanych riplemarkowo, lecz pozbawionych skamieniałości śladowych. Pojawienie się nielicznych warstewek drobnoziarnistych piaskowców w środowisku laguny jest wynikiem działalności słabych sztormów, powodujących przelewanie się fal niosących nieco grubszy materiał przez barierę do marginalnej części laguny. Procesy te są uważane za charakterystyczne dla strefy niżejpływowej w lagunie od strony bariery piaszczystej (Clifton, 1983). Zbioturbizowane facja Sh wskazuje na dystalne części bardzo drobnych, nieaktywnych stożków przelewowych w lagunie lub bliskość wylotu pływowego przesmyku wlotowego do laguny oraz związaną z nim obecność lepiej zasolonych i natlenionych wód, pochodzących z otwartego zbiornika morskiego. Części aktywne stożków są reprezentowane

[3] Omawiane systemy depozycyjne przedstawiono na figurze 8

przez osady warstwowane poziomo, akumulowane w wysokoenergetycznym środowisku, uniemożliwiającym zasiedlenie osadu przez organizmy osadożerne i filtratory z zawiesiny.

System depozycyjny stożków przelewowych (SP)

Asocjacja facjalna SPP – proksymalnych stożków przelewowych (fig. 12 B, E)

Opis. Spektrum facji jest mało urozmaicone. Występują facje Sh, Sf, Sr, Sm(A) i Sm(B) reprezentowane przez dobrze wysortowane, jasnoszare piaskowce drobnoziarniste. Skamieniałości śladowe są rzadko spotykane i mało zróżnicowane, głównie są to domichnia *Monocraterion* isp. oraz liczne struktury ucieczkowe. Asocjacja facjalna SPP najczęściej występuje nad asocjacją lagunową lub asocjacjami równi pływowej. Miąższość warstw piaskowcowych waha się od 0,5 do 3,5 m.

Interpretacja środowiska sedymentacji. Obecność facji Sh wskazuje na bardzo wysokoenergetyczne środowisko akumulacji tych utworów w górnym ustroju prądu (Zieliński, 1998). W piaskowcach drobnoziarnistych warstwowanych poziomo (Sh) występują lekko ukośnie pochylone, dość długie struktury ucieczkowe organizmów. Ich obecność jest związana z nagłym zasypaniem jamki i ucieczką organizmu ku powierzchni. Obecność tych struktur oraz wysokoenergetyczne warstwowanie poziome osadów, w których one są stwierdzane, wskazują na wystąpienie gwałtownego, incydentalnego zdarzenia depozycyjnego. Osady te powstały w wyniku przelania się fal przez barierę z przybrzeża do strefy zabarierowej, podczas silnego sztormu i zdeponowania niesionych przez nie osadów piaszczystych. Wysokoenergetyczne warunki akumulacji powstają w proksymalnych częściach stożków przelewowych (SPP), a charakterystyczną strukturą dla tych osadów jest warstwowanie poziome (np. Sedgwick, Davis Jr., 2003).

Asocjacja facjalna SPD – dystalnych stożków przelewowych

Opis. Dla asocjacji dystalnej części stożka przelewowego charakterystyczne są facje Sl lub Sf. Mniej częsta jest facja Sr. Skamieniałości śladowe są dość rzadko obserwowane i zespół nie jest zróżnicowany ichnotaksonomicznie. Głównie są to jamki filtratorów oraz w mniejszej ilości kanały osadożerców.

Interpretacja środowiska sedymentacji. W miarę oddalania się od bariery w kierunku centralnej laguny, energia środowiska maleje. Na kontakcie osadów stożka z laguną tworzą się przekątne warstwowania niskokątowe planarne. Sekwencję struktur dystalnej części stożka (SPD) przelewowego kończą laminacje riplemarkowe lub smużyste. Jest to zapis działalności prądów pływowych, w przypadku gdy stożek przelewowy dosięgnął równi pływowej. W dystalnych częściach stożka zwiększa się również stopień zbioturbizowania osadu i pojawiają się bardziej zróżnicowane zespoły skamieniałości śladowych. Domichnia filtratorów *Monocraterion* nadal przeważają, ale występuje również więcej kanałów osadożerców *Planolites*. Proces przelewania się wód przez barierę, pomimo że jest zjawiskiem krótkotrwałym, niekiedy występuje wielokrotnie w tym samym miejscu bariery, powodując znaczne zmiany w ukształtowaniu jej morfologii lub doprowadzając do jej zniszczenia (Penland i in., 1985). W momencie jego zakończenia następuje bardzo szybka kolonizacja osadów stożka przez organizmy pionierskie. Najczęściej są to filtratory z zawiesiny, reprezentowane w zapisie ichnologicznym przez jamki *Monocraterion* lub rzadziej *Skolithos*. Występuje wtedy całkowita homogenizacja ichnologiczna osadu. Procesy tego typu są reprezentowane w profilu Polskie Łąki PIG 1, w którym występują kilkakrotnie interwały z osadami dystalnych stożków przelewowych z dobrze wykształconymi, charakterystycznymi sekwencjami struktur sedymentacyjnych i skamieniałościami śladowymi. Stożki przelewowe są szczególnie charakterystyczne dla transgresywnych kompleksów barierowo-lagunowych (np. Einsele, 2000; Sedgwick, Davis Jr., 2003; Dillenburg i in., 2004)

System depozycyjny równi pływowej (RP)

Asocjacja facjalna SMP – strefy międzypływowej

Opis. Asocjację SMP tworzy szerokie spektrum facji od reprezentatywnych dla niej facji Hf, Hc, Sr, Sf, Sx, Sm(A), Mm, Mi(A), Cm po rzadziej występujące facje Slh, Sh. Skamieniałości śladowe są liczne, a ich zespoły są ichnotaksonomicznie zróżnicowane. Asocjacja SMP występuje w profilu Polskie Łąki PIG 1 zawsze w charakterystycznych układach facjalnych. Najczęściej zalega nad niżejpływową laguną (asocjacje facjalne LC i LMR), rzadziej nad osadami stożka przelewowego (asocjacja facjalna SPP lub SPD). W omawianym profilu nie wyróżnia się strefy nadpływowej. Prawdopodobnie jej osady zostały usunięte przez erozję w trakcie kolejnych zdarzeń transgresywnych. Znacznie bardziej częstym jest nadległe występowanie nad asocjacją SMP, asocjacji stożków przelewowych proksymalnych lub dystalnych SPP i SPD. Asocjacja SMP przewarstwia się z asocjacją LC i LMR. W przypadku dotarcia osadów stożków przelewowych do równi pływowej, obserwuje się naprzemianległe występowanie obu asocjacji. W asocjacji SMP występuje charakterystyczny, powtarzający się w profilach, trójdzielny układ zawsze tych samych pakietów facji. Odzwierciedla on pionową sukcesję facji o zmniejszającej się ku górze frakcji uziarnienia osadów. Jest to związane ze spadkiem energii środowiska, który spowodował zmianę typu transportu trakcyjnego na opadanie drobnoklastycznego materiału z zawiesiny.

Procesy te odpowiadają za wyodrębnianie się w sekwencji strefy międzypływowej trzech subasocjacji facjalnych. Dolną część asocjacji SMP stanowi piaskowcowa, najwyżej energetyczna subasocjacja równi piaszczystej – RPP (fig. 12 C), składająca się w profilu Polskie Łąki PIG 1 głównie z facji Ci(B), Hc, Sr, Hf z nielicznymi skamieniałościami śladowymi. Środkową pozycję zajmuje subasocjacja równi mieszanej piaskowcowo-mułowcowej – RMX z charakterystycznymi dla niej facjami heterolitycznymi Hf, Hc i Hl z występującymi tam licznymi i zróżnicowanymi zespołami skamieniałości śladowych. Subasocjacja równi mieszanych (RMX) jest najszerzej reprezentowana w środkowodewońskim profilu otworu Polskie Łąki PIG 1. Najwyższą subasocjacją w sukcesji strefy międzypływowej jest równia mułowa – RPM z osadami o najdrobniejszej frakcji, deponowanymi w bardzo niskoenergetycznym środowisku. Charakteryzują ją facje Mm i Hc. W omawianym profilu wspomniana subasocjacja występuje bardzo rzadko.

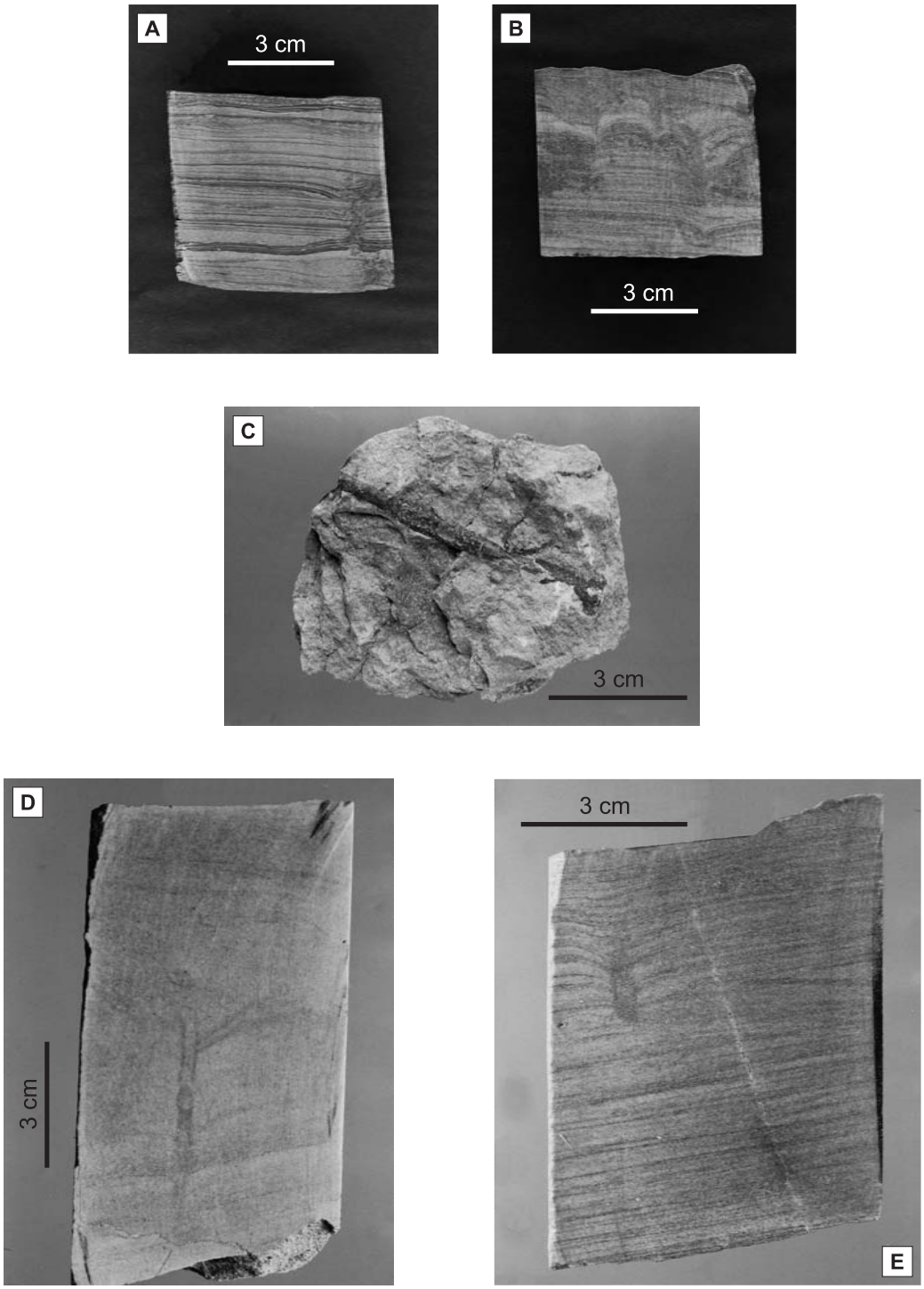


Fig. 12. A – struktura ucieczkowa wody w heterolicie piaskowcowo-mułowcowym, głęb. 4183,4 m, facjalna subasocjacja mieszanej równi pływowej; B – *Monocraterion tentaculatum* Torell w warstwowanym poziomo piaskowcu drobnoziarnistym, głęb. 4242,0 m, facjalna asocjacja proksymalnego stożka przelewowego; C – *Palaeophycus* isp. w piaskowcu drobnoziarnistym, głęb. 4171,0 m, facjalna subasocjacja piaszczystej równi pływowej; D – *Monocraterion* isp. w drobnoziarnistym piaskowcu z niskokątowym warstwowaniem przekątnym w dużej skali, głęb. 4246,0 m, facjalna asocjacja platformy bariery piaszczystej; E – *Monocraterion tentaculatum* Torell w drobnoziarnistym piaskowcu z niskokątowym warstwowaniem przekątnym w dużej skali, głęb. 4244,0, facjalna asocjacja proksymalnego stożka przelewowego

A – water escape structure in the sandstone-mudstone heterolith, depth 4183.4 m, facies association of the mixed tidal flat; **B** – *Monocraterion tentaculatum* Torell in the horizontal bedded fine-grained sandstone, depth 4242.0 m, facies association of the proximal overwash fan; **C** – *Palaeophycus* isp. in the fine-grained sandstone, depth 4171.0 m, facies sub-association of the sandstone tidal flat; **D** – *Monocraterion* isp. in the fine-grained sandstone with low angle cross-bedding, depth 4246.0 m, facies association of the spit sand barrier; **E** – *Monocraterion tentaculatum* Torell in the fine-grained sandstone with low angle cross-bedding, depth 4244.0 m, facies association of the proximal overwash fan

Jej miąższości są niewielkie (od 1,0 do 1,7 m), a skamieniałości śladowe są nieliczne.

Interpretacja środowiska sedymentacji. Subasocjacja facjalna równi piaszczystej – RPP zajmuje najniższą część równi pływowej. Podstawą wydzielania równi piaszczystej jest zawartość frakcji piaszczystej ponad 75% (Shepard, 1954 oraz Kim i in., 1999) lub przyjmowana za dolny próg jej wydzielania – 95% tej frakcji, obserwowana współcześnie na równiach pływowych południowego Morza Północnego (Hertweck, 1994). W jej skład wchodzą dobrze wysortowane, drobnoziarniste, rzadziej średnioziarniste piaskowce z bardzo rzadko występującymi warstewkami mułowca i iłowca, najczęściej obserwowanymi w najwyższych częściach interwałów, sąsiadujących z równią mieszaną. Wśród struktur sedymentacyjnych przeważają przekątne laminacje riplemarkowe i laminacja smużysta. Wskazują one na depozycję z rytmicznego transportu przydennego w dolnym ustroju prądu (Zieliński, 1998), w niskoenergetycznym środowisku sedymentacji. Warstwowania przekątne są reprezentowane tylko przez wysokokątowe (30–45°) warstwowanie przekątne planarne. Dość często spotyka się bimodalne zestawy tego warstwowania, które obok cienkich diapirów mułowych wykształconych na laminach przekątnych w laminacji riplemarkowej, są wskaźnikami obecności oscylacyjnych prądów pływowych (np. Nishikawa, Ito, 2000;Yoshida i in., 2001). W górnych częściach interwałów z osadami równi piaszczystej wzrasta udział osadów mułowcowo-ilastych oraz pojawiają się cienkie wkładki heterolitów. Oznacza to wyraźny spadek energii środowiska na równi piaszczystej, w miarę posuwania się w kierunku równi mieszanej. Epizody wzrostu energii są wskazywane przez wystąpienia warstwowania poziomego i jamek filtratorów *Monocraterion* isp. i *Palaeophycus* isp. W okresach znacznego spadku energii w cienkich warstwach mułowca i iłowca dominują kanały osadożerców *Planolites montanus* Richter i *Planolites beverleyensis* (Billings), spotykane w obszarach przejściowych do równi mieszanej.

Subasocjacja pływowej równi mieszanej – RMX zajmuje pośrednią pozycję między równią piaszczystą i mułową. Podstawą jej wydzielania jest zawartość frakcji piaszczystej od 25 do 75% według Shepard, 1954 lub Kim i in., 1999. Inny rząd zawartości frakcji piaszczystej proponuje Hertweck, 1994, w odniesieniu do współczesnych równi mieszanych. Jest to zawartość 55% frakcji piaszczystej. Równię mieszaną charakteryzuje specyficzny zestaw struktur sedymentacyjnych oraz liczne i urozmaicone zespoły skamieniałości śladowych. Wśród wchodzących w jej skład facji dominują facje Hf i Hc. Rzadziej występują facje Sr, Sf, w bardzo cienkich warstewkach w obrębie facji heterolitycznych Hf (terminologia według Gradzińskiego i Doktora, 1996) lub w bardziej miąższych warstwach piaskowcowych w facji Hc.

Osady charakterystycznej facji Hf składają się z naprzemianległych, bardzo cienkich (do 1,0 mm miąższości) naprzemianległych warstewek piaskowca drobnoziarnistego i mułowca lub rzadziej iłowca. Wśród nich występują cienkie (do 1,0 cm miąższości) warstewki drobnoziarnistego piaskowca z przekątną laminacją riplemarkową. Innym typem osadów heterolitycznych, występujących na równi mieszanej w facji Hf są warstewki piaskowca drobnoziarnistego w postaci niewielkich soczewek, utworzonych przez zamarłe ripplemarki. Tworzą one laminację soczewkową. W obrębie bardziej grubowarstwowej facji heterolitycznej Hc, rzadziej występującej na równi mieszanej, w warstwach piaskowca drobnoziarnistego występuje laminacja smużysta.

Facja heterolityczna wskazuje na wielokrotnie powtarzające się epizody zmian mechanizmów depozycji osadu. W przypadku osadu piaszczystego jest to transportująco-deponujące działanie prądu, natomiast materiał ilasty i muł jest deponowany z zawiesiny w warunkach stagnującej wody lub przy jej znikomym ruchu (Gradziński, Doktor, 1996). Wśród drobnolaminowanych heterolitów facji Hf występują pakiety rytmitów pływowych, czyli heterolitów piaskowcowo-mułowcowych bardzo regularnie laminowanych, zgodnie z cyklami pływowymi różnego rzędu.

Na równi mieszanej często spotyka się struktury ucieczkowe wody (fig. 12 A).

Zespół skamieniałości śladowych występujących na równi mieszanej jest zróżnicowany, a ich frekwencja jest wysoka. Występują w zespołach zarówno fodinichnia osadożerców, jak i domichnia filtratorów. Wśród fodinichnia dominuje *Planolites montanus* Richter, tworzący nagromadzenia w drobnolaminowanych, całkowicie ichnologicznie zhomogenizowanych heterolitach facji Hf. Bardzo licznie występują kanały *Planolites beverleyensis* (Billings). Wśród domichnia filtratorów dominują pionowe jamki *Skolithos linearis* Haldeman. Są one charakterystyczne dla facji Sr, związanej z fazą pływów o największej szybkości prądów pływowych (Fillion, Pickerill,1990) i depozycją materiału piaszczystego z rytmicznego transportu przydennego.

Bardzo charakterystyczna dla opisywanych równi mieszanych jest rzadko stwierdzana w profilu Polskie Łąki PIG1 obecność mat mikrobialnych w postaci bardzo cienkich warstewek laminitów, występujących wśród iłowców, niekiedy w mułowcach.

W najwyższej części równi pływowej, ponad równią mieszaną, rozwija się równia mułowa, reprezentowana w omawianym profilu przez subasocjację RPM. Jest ona dość rzadko stwierdzana w analizowanym profilu. W profilu Polskie Łąki PIG 1 cechuje ją dominacja facji Mm i Hc. Miąższości równi mułowej są niewielkie i wynoszą od 1,0 do 1,7 m. Zespół skamieniałości śladowych jest nieliczny i bardzo mało zróżnicowany etologicznie i ichnotaksonomicznie. Są to przede wszystkim fodinichnia osadożerców *Planolites montanus* Richter. Rzadziej występuje ichnorodzaj *Planolites beverleyensis* (Billings). Osady równi mułowej są miejscem depozycji osadów ilastych i mulastych, związanej z wysokim pływem. Nie bez znaczenia pozostaje fakt pozostawania równi mułowej znacznie dłużej w warunkach ekspozycji subaeralnej podczas odpływu niż osady równi piaszczystej i mieszanej (Hertweck,1994). Zmienność warunków środowiskowych nie sprzyja zróżnicowaniu etologicznemu zespołów in- i epifauny, zmuszając organizmy do przyjęcia oportunistycznej strategii rozwoju oraz bujnego rozwoju ilościowego przy niskim urozmaiceniu etologicznym. Znajduje to swój zapis ichnologiczny w homogenizacji struktury mułowców i iłowców, które są całkowicie przerobione przez osadożerców. Występują w nich gęsto upakowane kanały *Planolites montanus* Richter o średnicy 1,0 mm. Jednocześnie duża liczebność infauny jest związana z bogatymi zasobami pokarmowymi w mule. Brak dobrze wykształconej równi mułowej przy rów-

noczesnym słabym rozwoju strefy nadpływowej i absencji w pełni wykształconych sekwencji ewaporatowych, jest uważany za wskaźnik półsuchego klimatu z wyraźnie zaznaczoną sezonowością (np. Fleming,1977).

System depozycyjny bariery piaszczystej (B)

Asocjacja facjalna BP – platformy bariery (fig. 12 D)

Opis. Asocjacja platformy bariery występuje w środkowodewońskim profilu Polskie Łąki PIG 1 bardzo rzadko. składają się na nią facje Sl i Sr. Tworzą one charakterystyczne pionowe sekwencje w profilu. W dolnej części sekwencji pojawia się facja Sl z niskokątowym warstwowaniem (10–20°), które ku górze przechodzi w zamykającą sekwencję fację Sr. Skamieniałości śladowe są częste, ale nieurozmaicone ichnotaksonomicznie. Są to jedynie domichnia *Monocraterion* isp.

Interpretacja środowiska sedymentacji. Według definicji Nielsena i in., 1988, platforma wyspy barierowej (*spit platform*) jest dużą, podwodną strukturą, znajdującą się zawsze poniżej średniego, niskiego pływu. Uformowały ją osady transportowane przez prądy wzdłuż wybrzeża. Platforma bariery jest stabilizowana przez przyrastające kolejno do niej grzbiety piaszczyste, które tworzą niekiedy szerokie płycizny (*spit*), szczególnie dobrze rozwinięte w pobliżu pływowych przesmyków wlotowych, przecinających barierę. Rozpoznanie sekwencji platformy bariery w profilach jest trudne. Jej obecność jednoznacznie stwierdzono w profilu Polskie Łąki PIG 1, gdzie występuje w kompleksie barierowym o miąższości 9,0 m i jest przykryta, a tym samym zakonserwowana przez osady stożka przelewowego. W dolnej części sekwencji występuje facja Sl, ku górze przechodząca w fację Sr.

Hanna MATYJA

UWAGI O ROZWOJU FACJALNYM OBSZARU POMORSKIEGO W DEWONIE WCZESNYM, ŚRODKOWYM I NA POCZĄTKU PÓŹNEGO

Pomorski basen sedymentacyjny, zgodnie z powszechnie akceptowanymi rekonstrukcjami paleogeograficznymi, w dewonie był usytuowany w obrębie pasa perykontynentalnych basenów, obrzeżających od południa kontynent Old Redu w dewonie. Głównymi elementami paleogeograficznymi w obrębie jego polskiej części, warunkującymi rozwój sedymentacji w dewonie były obszary lądowe, będące wyniesionymi częściami kratonu wschodnioeuropejskiego: występujący na północy, poza granicami Polski, ląd fennoskandzki oraz rozciągający się na wschodzie ląd mazursko-suwalski, stanowiący część wyniesienia białoruskiego, a także ląd ukraiński na południowym wschodzie. Pozostałą część południowo-zachodniej Polski pokrywał ocean renohercyński (por. Ziegler, 1990).

Rozwój sedymentacji oraz rozkład litofacji w czasie dewonu w obrębie basenu pomorskiego był podporządkowany tym głównym rysom strukturalnym i wiązał się najogólniej ze stopniową ekspansją zbiornika morskiego ku północy i wschodowi, w kierunku kratonu wschodnioeuropejskiego. Linia tektoniczna T-T i jej poprzeczna segmentacja odgrywały również ważną rolę w rozkładzie litofacji w obrębie pomorskiego zbiornika sedymentacyjnego w ciągu prawie całego dewonu. Zmianę układu facjalnego, z płytszymi facjami zlokalizowanymi na północnym wschodzie obszaru, a głębszymi usytuowanymi na południowy zachód od nich, charakterystycznego dla wcześniejszego etapu rozwoju zbiornika, na układ bardziej równoleżnikowy, wymusiła, jak się wydaje, dźwigająca się pod koniec famenu północna, fennoskandzka część kratonu (por. Matyja, 1993).

Początek sedymentacji osadów dewonu nastąpił najwcześniej pod koniec emsu, a być może w eiflu, po dłuższej przerwie erozyjnej przypadającej na lochkow, prag i znaczną część emsu (Turnau, Matyja, 2001). W ciągu późnego ?emsu, eiflu i wczesnego żywetu północno-wschodnia część obszaru, w rejonie Jamna, Miastka, Kłanina, Koczały i Nicponi (po. fig. 2), znalazła się w obrębie klastycznych, skrajnie płytkomorskich i brzegowych środowisk sedymentacji (reprezentowanych przez osady formacji jamneńskiej i studnickiej). W kierunku południowo-zachodnim, na obszarze między Chojnicami, Tucholą a Bydgoszczą, przybrzeżne klastyki obocznie przechodziły w system przybrzeżnych węglanów (w tym i platformy węglanowej) reprezentowany przez osady formacji tucholskiej (por. fig. 7).

Pierwsza, bardziej wyrazista zmiana tego układu, choć krótkotrwała i o ograniczonym zasięgu terytorialnym, wiązała się ze stopniowym rozprzestrzenianiem się płytkomorskich środowisk węglanowych w kierunku północno-wschodnim. Wyrazem tych tendencji było pojawienie się na początku środkowego żywetu, na obszarze między Miastkiem, Kłaninem i Polskimi Łąkami, dotychczas zajętym przez przybrzeżne klastyki, płytkomorskich, mieszanych, klastyczno-węglanowych facji (osady formacji miasteckiej). Pod koniec środkowego żywetu płytkomorskie facje węglanowe (osady formacji sianowskiej) rozprzestrzeniły się na północny wschód, pojawiając się również na obszarze między Polanowem i Jamnem. W tym czasie w rejonie południowo-zachodnim dominowały osady klastyczne, początkowo związane ze środowiskiem przybrzeżnym (osady formacji silneńskiej), później z niezbyt głębokim, ale otwartomorskim środowiskiem klastycznym (osady formacji chojnickiej). Taki układ środowisk sedymentacyjnych (węglany na NE, a klastyki na SE) można wiązać, być może, z dźwiganiem się mazursko-białoruskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego.

W ciagu późnego środkowego i późnego żywetu niemal cały obszar pomorski znalazł się w zasięgu sedymentacji klastycznej. Facje i środowiska płytsze, przybrzeżne, reprezentowane przez osady formacji wyszeborskiej, rozciągały się w północno-wschodniej części obszaru, facje nieco głębsze, charakterystyczne dla płytkiego, silikoklastycznego szelfu (osady formacji chojnickiej) – na południowy zachód od nich. Brak jest utworów tego wieku w analizowanym profilu Polskie Łąki PIG 1, gdzie na osadach węglanowych i węglanowo-marglistych reprezentujących formację sianowską, leżą

wprost margliste osady ogniwa unisławskiego formacji człuchowskiej (fig. 7).

Pod koniec żywetu lub począwszy od franu część basenu pomorskiego – obecnie znana jedynie z wąskiego pasa wychodni między Jamnem, Koczałą a Polanowem – znalazła się w strefie płytkomorskiej sedymentacji węglanowej. Na obszarze tym rozwinęła się przybrzeżna platforma węglanowa z typowymi dla niej szeroko rozprzestrzenionymi wapieniami stromatoporoidowo-koralowcowymi, mającymi często charakter biostromalny. Dominacja facji węglanowych, charakterystycznych dla samej platformy węglanowej, jak i środowisk okołoplatformowych (osady formacji koczalskiej), notowana jest w tej części basenu przez cały wczesny i środkowy fran. W kierunku południowo-zachodnim, ku centrum basenu, w rejonie między Człuchowem, Chojnicami a Tucholą, frańska platforma węglanowa przechodziła w otwarty szelf niżejpływowy, który charakteryzowały głównie marglisto-węglanowe, a podrzędnie silikoklastyczne, osady ogniwa unisławskiego formacji człuchowskiej (por. fig. 7). W rejonie Człuchowa były one reprezentowane przez szare i ciemnoszare mułowce margliste oraz wapniste, drobnoziarniste piaskowce kwarcowe z wkładkami wapieni marglistych z fauną ramienionogów i szkarłupni, natomiast w rejonie Polskich Łąk i Tucholi – przez ciemnoszare wapienie margliste, margle i iłowce margliste również z fauną otwartego morza. W ich obrębie, głównie w górnej części ogniwa, pojawiają się cienkie wkładki wapieni ziarnistych, zdominowanych przez Microconchida, mięczaki charakterystyczne dla bardzo płytkich, przybrzeżnych środowisk sedymentacyjnych, oraz wkładki wapieni ziarnistych z dużą ilością pokruszonych stromatoporoidów masywnych.

***

Podsumowanie. W profilu Polskie Łąki PIG 1 nie stwierdzono obecności osadów najwyższego ordowiku, syluru i dolnego dewonu. Na osadach górnego ordowiku bezpośrednio leżą utwory dewonu należące do pięciu jednostek litostratygraficznych w randze formacji. Analiza palinologiczna wskazała, że najstarsze osady dewońskie prawdopodobnie należą do najwyższego emsu lub eiflu, natomiast stropowe partie dewonu datowano na dolny fran. W najniższej części sukcesji dewońskiej, reprezentującej osady ?formacji tucholskiej i ?formacji studnickiej, wykonano szczegółowe profilowanie sedymentologiczne i ichnofacjalne, które stało się podstawą analizy facjalnej osadów silikoklastycznych tej części profilu. Stwierdzono, że czarne iłowce ?formacji tucholskiej reprezentują system depozycyjny laguny, natomiast depozycja przewarstwiających się drobnoziarnistych piaskowców i mułowców ?formacji studnickiej, miała miejsce w środowiskach stożków przelewowych, barier piaszczystych i równi pływowej. Sedymentacja należących już do żywetu mieszanych węglanowo-silikoklastycznych osadów formacji miasteckiej, prawdopodobnie zachodziła w środowiskach równi pływowej, barier piaszczystych i proksymalnej części platformy węglanowej. Węglanowo-margliste osady formacji sianowskiej tworzyły się, jak się wydaje, głównie w środowisku platformy węglanowej, natomiast marglisto-ilaste osady formacji człuchowskiej w środowiskach dystalnej części platformy węglanowej i otwartego szelfu. W profilu nie stwierdzono osadów wyższej części dewonu, brakuje całego karbonu i niższej części permu. Na osadach dolnego franu leżą zaburzone tektonicznie osady cechsztynu.

PERM

Ryszard WAGNER

STRATYGRAFIA CECHSZTYNU

========== Uskok ==========

Cechsztyn 3 (PZ3)

2767,0–2888,0 m	młodsza sól kamienna (Na3)
2888,0–2919,0 m	anhydryt główny (A3)

========== Uskok ==========

Cechsztyn 2 (PZ2)

2919,0–3016,0 m	starsza sól kamienna (Na2)
3016,0–3024,0 m	anhydryt podstawowy (A2)
3024,0–3049,0 m	dolomit główny (Ca2)

Cechsztyn 1 (PZ1)

3049,0–3079,5 m	anhydryt górny (A1g)
3079,5–3092,5 m	najstarsza sól kamienna (Na1)
3092,5–3231,0 m	anhydryt dolny (A1d)
3231,0–3238,9 m	wapień cechsztyński (Ca1)
3238,9–3239,0 m	łupek miedzionośny (T1)

Otwór wiertniczy Polskie Łąki PIG1 został usytuowany w SE części tektonicznej strefy Koszalin–Chojnice, charakteryzującej się silną zmiennością facjalną cechsztynu oraz dużym udziałem tektoniki nieciągłej. Liczne profile cechsztynu są w tej strefie silnie zdeformowane uskokami normalnymi i odwrotnymi (Wagner, 1976, 1994, 1998)

Stratygrafia cechsztynu w profilu otworu wiertniczego Polskie Łąki PIG 1 jest zaburzona dwoma uskokami normalnymi, redukującymi w znacznym stopniu profil stratygraficzny i miąższość osadów.

Cyklotem PZ1 jest niezaburzony tektonicznie. Mała miąższość najstarszej soli kamiennej (13,0 m) i duża miąższość anhydrytu dolnego (138,5 m) sytuują ten profil w brzeżnej strefie platformy anhydrytowej cyklotemu PZ1. Miąższość i wykształcenie mikrofacjalne wapienia cechsztyńskiego wskazują na płytszą część równi basenowej w pobliżu bioherm mszywiołowo-mikrobialnych i glonowych. Tę lokalizację paleogeograficzną potwierdza mała miąższość łupka miedzionośnego, leżącego wprost na starszym podłożu dewońskim.

Pierwszy uskok przecina utwory cechsztynu na pograniczu anhydrytu głównego (A3) i dolomitu płytowego (Ca3), wytrącając z profilu najwyższą część cyklotemu PZ2 i Ca3. Anhydryt podstawowy i dolomit główny mają prawdopodobnie normalne miąższości.

Drugi uskok przecina profil na kontakcie permu i triasu, wytrącając z profilu najmłodszy cechsztyn – cały subcyklotem PZ4a i najwyższą część cyklotemu PZ3, a także prawie cały pstry piaskowiec z wyjątkiem jego najwyższych 12 m, należących do formacji barwickiej górnego pstrego piaskowca.

Maria WICHROWSKA

ANALIZA PETROGRAFICZNA, MIKROLITOFACJALNA I DIAGENETYCZNA OSADÓW WAPIENIA CECHSZTYŃSKIEGO

Podstawę analizy mikrolitofacjalnej stanowiły badania petrograficzne płytek cienkich w mikroskopie optycznym polaryzacyjnym w świetle przechodzącym i odbitym (Wichrowska, 1991), a także wcześniejsze makroskopowe obserwacje (podstawowe cechy warstwowania i struktury) i opisy rdzeni oraz zgładów (Wagner, 1992). Analizy barwnikowe (mikrochemiczne) płytek cienkich (powierzchni gładzonych, odkrytych) alizaryną S, posłużyło do szacunkowej oceny składu mineralnego badanych osadów (głównie w relacji kalcyt–dolomit). Odmiany mikrofacjalne sklasyfikowano według Dunhama, z propozycją polskiego nazewnictwa dla skał węglanowych zamieszczonego w pracy Narkiewicza i Śnieżka (1981), w której scharakteryzowano również środowiska sedymentacji.

Rodzaj procesów diagenetycznych i ich zaawansowanie określono na podstawie obserwacji w płytkach cienkich (12 sztuk). Zespół tych danych pozwolił na schematyczny opis sekwencji diagenetycznej (tab. 6). Wyniki przeprowadzonych badań zamieszczono na profilu mikrofacjalnym (fig. 13) i omówiono obszernie w tekście.

Osady węglanowe wapienia cechsztyńskiego są podścielone cienką warstewką (10 cm) regularnie laminowanego łupka iłowcowo-mułowcowego (głęb. 3238,9–3239,0 m), zaliczonego do poziomu łupka miedzionośnego (T1). W obrębie tej warstewki występują głównie składniki ilaste (illit), żelaziste (leukoksen, minerały siarczkowe), pojedyncze ziarna kwarcu frakcji pyłowej, niewielkie ilości minerałów węglanowych. Stwierdzono występowanie następujących minerałów siarczkowych: piryt, sfaleryt, galena. Piryt występuje w formie ziarnistej (pokrój ziaren owalny), wielkość ziaren wynosi 0,02–0,8 mm ∅. Galenę reprezentują ziarna ostrokrawędziste (wielkości, na ogół poniżej 0,08 mm ∅). Sfaleryt jest częściowo ziarnisty, przerośnięty minerałami węglanowymi, lub tworzy soczewkowate agregaty wielkości 0,8 mm ∅ (ekspertyzy petrograficzne Rydzewski – inf. ustna).

Charakterystyka mikrofacjalna

1. Najniższy kompleks osadów węglanowych Ca1, zalegający na głębokości 3231,0–3238,9 m, stanowią madstony laminowane i nielaminowane (drobnosmugowane) o składzie dolomitu. Laminy, smugi i pasemka barwy ciemnoszarej i czarnej są zbudowane z materiału ilastego, ilasto-węglistego, rzadziej ilasto-żelazistego (leukoksen). Madstony te są przewarstwiane wapienno-dolomitycznymi osadami marglistymi i mułowcowymi, ze zmienną (30–50%) zawartością materiału terygenicznego, głównie kwarcu frakcji pyłowej; rzadziej obserwuje się występowanie hydrołyszczyków (muskowitu, minerałów ilastych) i skaleni. Tło skalne madstonów laminowanych i drobnosmugowanych stanowi dolomitowy mikrospar, lokalnie impregnowany ziarnami kwarcu i przetkany igiełkowym anhydrytem. Anhydryt zabudowuje powstałe po dolomityzacji pory międzykrystaliczne (drobna, igiełkowata forma) i wypełnia nieliczne próżnie po elementach szkieletowych (małże, drobne otwornice) i szczeliny, bądź spękania (grubokrystaliczny, konkrecyjny typ). Więźba madstonów jest zwięzła, tekstura kierunkowa podkreślona ułożeniem laminek, smug minerałów ilastych (ziaren kwarcu frakcji pyłowej, rzadziej – ułożeniem małży cienkoskorupowych). Zespół fauny jest ubogi. Obserwowano dobrze zachowane fragmenty szkarłupni: cylindryczne człony łodyg i ramion liliowców (6 mm ∅), albo fragmenty pancerza lub kolca jeżowców, nieliczne małżoraczki. Zarysy skorup małżoraczków są słabo widoczne w szlifie. Niewyraźne obrzeża muszli małży, małżoraczków podkreślone są obecnością minerałów siarczkowych (głównie pirytu).

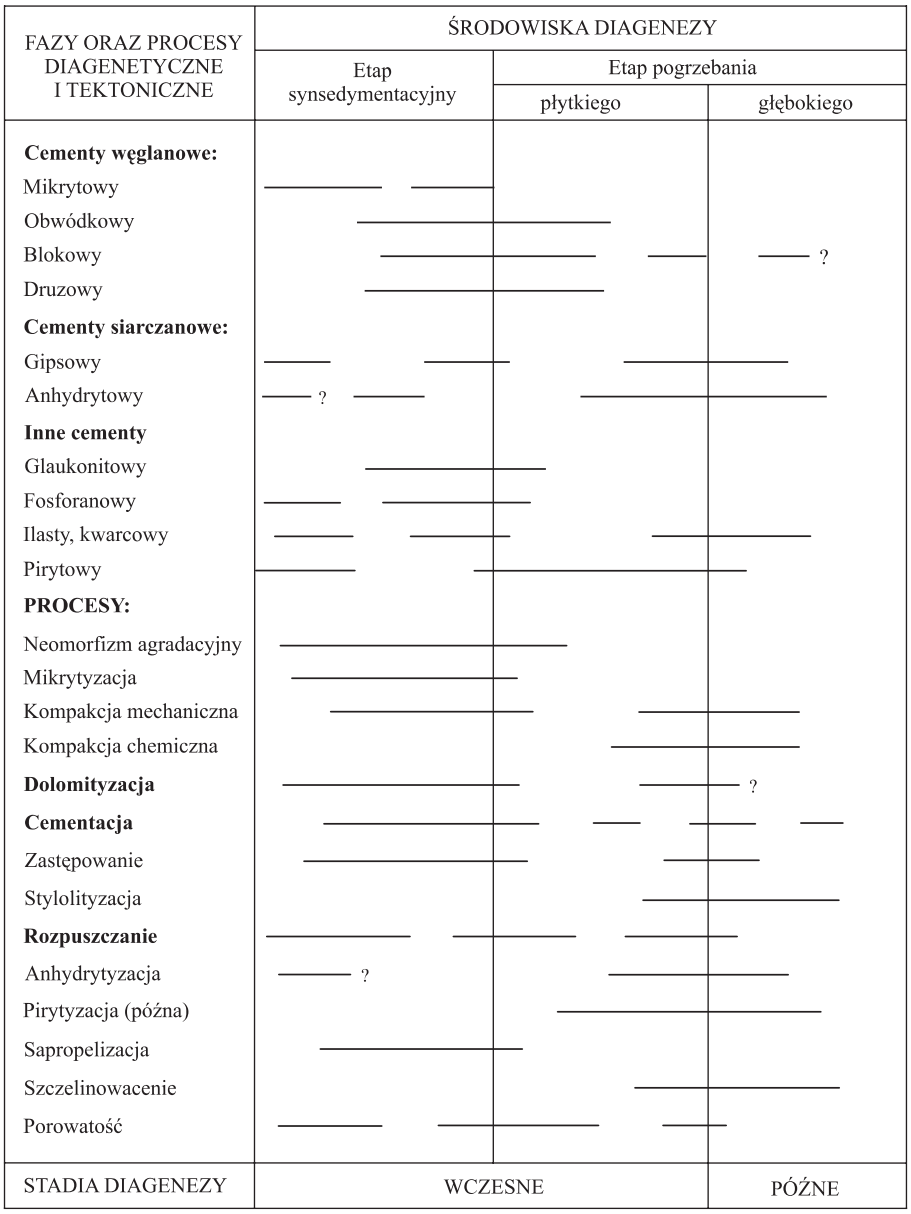
2. Kompleks węglanowych osadów mułowych, marglistych i mułowcowo-iłowcowych jest przykryty 10-centymetrową warstewką mikrobialnego bandstonu na głęb. 3234,0–3234,1 m (fig. 13). Nie są to regularnie laminowane osady. Węgliste pasemka są przemieszane z materiałem ilastym, bitumicznym i fosforanami. Minerały fosforanowe, o żółtobrązowej barwie, impregnują mikrosparytowe tło skalne, wypełniają ośródki drobnych otwornic i małży oraz lokalne próżnie. W skale występują relikty sfosylizowanych struktur poglonowych (glony zielone: planktoniczne, osiadłe?) i cjanobakterii. Drobnodetrytyczny sapropel i produkty jego przeobrażenia (pigment pirytowy), a także ziarna kwarcu frakcji pyłowej są rozsiane w tle skalnym.

3. Środkową część profilu mikrofacjalnego wapienia cechsztyńskiego (Ca1), występującą na głęb. 3231,8–3234,0 m, stanowią wakstony peloidalno-bioklastyczne, lokalnie przewarstwiane cienkimi laminkami lub smugami i pasemkami materiału ilasto-organicznego (fig. 13). Kompleks ten jest rozdzielony 10-centymetrową warstewką bandstonu mikrobialnego (głęb. 3232,5–3232,6 m). W dolnej części omawianej serii wakstonów, ziarna obleczone mają charakter peloidalny; są to agregaty lub skupienia nieforemne, o ciemnoszarym lub czarnym zabarwieniu (słabo przezroczyste w świetle przechodzącym), przypominające motki, kłębki, czasami ziarniste i dobrze obtoczone lub tworzące agregaty strzępiaste. Bardzo drobne fragmenty tych organogenicznych allochemów, zdezintegrowane i pokruszone, zdolomityzowane i zrekrystalizowane pełnią rolę cementu skały. W wakstonach obserwowano relikty struktur poglonowych, cjanobakteryjnych (sinicowych) i sfo-

Tabela 6

Sekwencja diagenetyczna w osadach wapienia cechsztyńskiego

Diagenetic sequence in the Zechstein Limestone deposits



sylizowane produkty ich destrukcji (węglisty pigment), co może potwierdzać tezę o dominującym, organodetrytycznym charakterze tła skalnego. Elementy szkieletowe występują w tej serii osadów dość licznie. Są to dobrze zachowane skorupy otwornic należących do rodzajów *Nodosaria*, *Ammodiscus* i *Agathamina*, których ośródki uległy całkowitemu rozpuszczeniu i wypełnieniu fosforanami, glaukonitem i anhydrytem. Kształt i zarysy obrzeży muszli zachowały się w procesie fosylizacji dzięki cementom mikrytowym, powstałym w wyniku działalności życiowej mikroorganizmów (glonów i cjanobakterii). Relikty struktur mikroorganizmów nieszkieletowych (glonowych i bakteryjnych) oraz produkty ich rozkładu są dość dobrze widoczne w tle skalnym.

Wakstony przechodzą ku górze profilu w pakstony ziarniste (fig. 13). W obrębie pakstonów pojawiają się ziarna obleczone: ooidy, onkoidy o strukturze wewnętrznej w znacznym stopniu zatartej przez procesy diagenetyczne; korteksy zewnętrzne tych form są dobrze zarysowane, najczęściej zmikrytyzowane, podobnie jak obrzeża organizmów szkieletowych (małży i małżoraczków). Ziarna obleczone mają zróżnicowaną wielkość: 0,04–0,2 mm ∅. W tle skalnym występują drobne, trudno rozpoznawalne, pokruszone fragmenty mikroorganizmów przypominających mszywioły gałązkowe (napławione?), struktury poglonowe i węgliste produkty ich destrukcji. Falistość koncentrycznych lamin podkreśla obecność wypełniających je minerałów fosforanowych i glaukonitu,

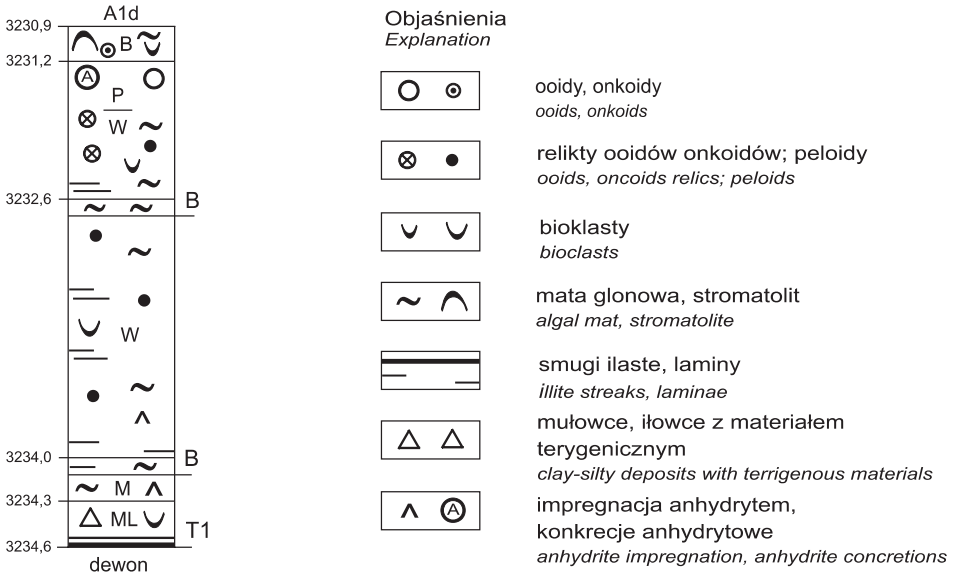


Fig. 13. Profil mikrofacjalny osadów wapienia cechsztyńskiego

M – madston, ML – madston laminowany, B – bandston, W – wakston, P – pakston, T1 – łupek miedzionośny, A1d – anhydryt dolny, $\frac{P}{W}$ – wakston przechodzący w pakston

Microfacies sequence of the Zechstein Limestone deposits

M – mudstone, ML – laminated mudstone, B – boundstone, W – wackestone, P – packstone, T1 – Cooper Shale, A1d – Lower Anhydrite, $\frac{P}{W}$ – wackestone passing into packstone

wypieranych przez gips i anhydryt podczas późniejszych procesów diagenetycznych. W przystropowej części serii wakstonów/pakstonów jest obecny cienki poziom mikrostylolitów (falistych, płaskich i ząbkowanych), rozdzielający tą serię osadów od mikrobialnego kompleksu silnie przesyconego siarczanami (konkrecje anhydrytowe). Strefa szwu mikrostylolitowego jest wypełniona materiałem ilastym i składnikami terygenicznymi (kwarc, apatyt) i częściowo substancją węglistą przesyconą bituminami.

4. W górnej (przystropowej części profilu mikrofacjalnego), zalegają bandstony mikrobialne, ze strukturami kolumienkowych stromatolitów i liczną mikrofauną i mikroflorą (glony). Falistość lamin stromatolitowych podkreślona jest cementem mikrytowym (dolomitowym), smugami minerałów ilastych i ilasto-węglistych.

W obrębie struktur stromatolitowych występują relikty struktur glonów czerwonych (*Archeolithoporella*?), planktoniczne glony zielone (prasinofity?).

Zespoły otwornic płożących, ułożone zgodnie z narastającą kopułowato laminacją algową i cjanobakteryjną, odgrywały rolę stabilizacyjną w procesie wzrostu stromatolitu. W poziomie tym obecne są allochemy: ooidy, onkoidy jednopowłokowe (rzadziej wielopowłokowe), bioklasty (fragmenty muszli ramieniononoga o wyraźnej włóknistej strukturze, otwornice jednoseryjne i spiralne). Tło skalne zbudowane jest z pokruszonego detrytusu organogenicznego, sparu dolomitowego i cementu anhydrytowego.

Procesy diagenetyczne

Procesy diagenetyczne analizowanych osadów Ca1 rozpoczęły się już na etapie synsedymentacyjnym i wczesnodiagenetycznym. W madstonach i cienkich warstewkach mikrobialnych postępował proces neomorfizmu agradycyjnego (rekrystalizacji), powodując, że luźny muł węglanowy (chemicznie wytrącony i organogeniczny materiał zdezintegrowany do rozmiarów mułu) uległ przekształceniu w mikrospar i spar kalcytowy. Równoczesna lub nieodległa czasowo dolomityzacja (proces zastępowanie kalcytu przez dolomit) osadu doprowadziła do powstania porowatości międzykrystalicznej, gdzie wytrącił się igiełkowy (pręcikowy) wczesnodiagenetyczny anhydryt, przemiennie z morskim cementem węglanowym – kalcytowym. Działalność życiowa organizmów mułożernych i drążących (endolitycznych) organizmy muszlowe doprowadziła do powstania kolejnej serii próżni, które pozostały niezapełnione lub na różnych etapach diagenezy wypełniły się fosforanami, glaukonitem, gipsem i anhydrytem.

W osadach ziarnistych (wakstonach, pakstonach i bandstonach zawierających liczne allochemy) wczesnodiagenetyczna działalność cjanobakterii i glonów, odpowiedzialna za proces mikrytyzacji (degradacji) osobników mineralnych i organicznych, doprowadziła do powstania cementów mikrytowych (obwódkowych), które uchroniły allochemy przed kompakcją (zniekształceniem), jednocześnie usztywniając więźbę osadu. Proces ten zapobiega całkowitej rekrystalizacji komponentów

ziarnistych i muszlowych (zatarcia korteksów w ooidach/onkoidach i destrukcji zewnętrznych obrzeży elementów szkieletowych). Zatrzymanie mikrytyzacji na etapie pośrednim prowadzi często do powstania struktur peloidowych, a znaczne zaawansowanie tego procesu powodować może częściową (lub całkowitą) homogenizację struktury skały (środkowa część profilu: wakstony/pakstony ziarniste, organodetrytyczne).

Obumieranie i destrukcja materii organicznej (sapropelizacja) prowadzi do powstania wczesnodiagenetycznego pirytu, rozsianego w osadzie w formie bardzo drobnych ziarenek, bądź może przekształcić się w pigment węglisty, węglisto-żelazisty (leukoksen); proces ten wyzwolił znaczne ilości fosforu, który w postaci zmineralizowanych węglanowych apatytów impregnuje tło skalne, zastępuje minerały węglanowe (kalcyt, dolomit) w obrębie zewnętrznych korteksów ziaren obleczonych i wypełnia ośródki fauny muszlowej (madstony w dolnej części profilu i nadległe osady ziarniste).

Rozpuszczanie miało miejsce zarówno na wczesnych etapach diagenezy, jak również na etapie późniejszym; efekty rozpuszczania są najlepiej widoczne w skałach ziarnistych. Wewnętrzne fragmenty muszli roztrawiane są selektywnie, ośródki otwornic i małżoraczków – prawie całkowicie. Powstałe pory wypełnia cement fosforanowy, glaukonitowy, siarczanowy, pirytowy. W skałach mułowych (madstonach) ślady procesów rozpuszczania są słabo widoczne (w mikroskopie optycznym), ale depozycja obecnego tam cementu (węglanowego, fosforanowego, glaukonitowego, siarczanowego) była zapewne (przynajmniej częściowo) poprzedzona procesem rozpuszczania.

Cementacja jest jednym z najważniejszych procesów w uformowaniu ostatecznym struktury i więźby skały. Oprócz wspomnianych wcześniej cementów mikrytowych, występują w badanych osadach cementy druzowe (na ścianach próżni), izopachowe cementy obwódkowe i ostrzowe (narastające na ziarnach i obrzeżach muszli oraz kryształach sparu węglanowego). Cementy te mają skład kalcytowy, dolomitowy i zastępowane są często przez minerały fosforanowe (wakstony/pakstony środkowej części profilu). Cementy siarczanowe (gipsowe lub anhydrytowe) blokowe, listewkowe lub sferoidalne stanowią wypełnienie wnętrz ooidów, onkoidów i elementów szkieletowych, stanowiąc pierwotne wypełnienie porów moldycznych lub zastępując, uprzednio tam występujące, minerały fosoranowe i glaukonit. Zaobserwowana sukcesja powyższych minerałów w skałach ziarnistych jest następująca: minerały fosoranowe → glaukonit → anhydryt (najpóźniejszy).

W madstonach spoiwo stanowią minerały ilaste (głównie illit?), drobnodetrytyczny sapropel, ziarna kwarcu, glaukonit, minerały fosforanowe i igiełkowy anhydryt tkwiący w przestrzeniach międzykrystalicznych. W przewarstwieniach mułowcowych dodatkowo występują minerały terygeniczne – skalenie i hydrołyszczyki, w łupkach iłowcowych – siarczki: piryt, galena, sfaleryt. W bandstonach mikrobialnych cement stanowią węglany (głównie dolomit, kalcyt?), substancja węglista, minerały ilaste, drobny pigment pirytowy, gips i anhydryt.

Proces kompakcji mechanicznej (obciążenia przez warstwy nadległe) zaznaczył się wyraźnie w dolnych partiach profilu, w obrębie madstonów laminowanych i w górnej części profilu, na pograniczu formacji ziarnistej i utworów mikrobialno-organodetrytycznych. W partiach przyspągowych (madstonach i osadach mikrobialnych) miała ona charakter plastyczny (równomiernie obciążając warstwy mułowe i mikrobialne), stąd najczęstsze są deformacje materiału ilastego. W górnej części deformacje plastyczne zachodziły na niewielką skalę; wynika to stąd, że kompakcja zachodziła równocześnie z cementacją, ale w słabo jeszcze zlityfikowanym osadzie.

Kompakcja chemiczna i związana z tym stylolityzacja, obserwowana w górnym, przystropowym odcinku profilu, wywarła stosunkowo niewielki wpływ na rozwój badanego kompleksu osadów.

Środowisko sedymentacji

Profil mikrofacjalny osadów wapienia cechsztyńskiego jest zasadniczo trójdzielny. Depozycję rozpoczynają madstony laminowane i nielaminowane, przewarstwiane laminkami marglistymi i mułowcowymi, zawierające pokruszone elementy szkieletowe. Serię tę kończy warstewka osadów mikrobialnych. Nadległe osady peloidalnych wakstonów i wakstonów/pakstonów ooidowo-onkoidowych (rozgraniczone cienką warstewką bandstonu mikrobialnego) podścielają z kolei utwory stromatolitowo-organodetrytyczne. Ogólna miąższość osadów jest niewielka, wynosi 3,6 m. Następstwo mikrofacjalne badanych osadów ma charakter regresywny (sekwencja sukcesywnie spłycana ku górze). Są to płytkowodne osady przybrzeżne deponowane w zbiorniku morskim. Dolna (przyspągowa) partia zdolomityzowanych mułów węglanowych ma cechy charakterystyczne dla płytkiego sublitorału, strefy przybrzeżnej, gdzie panowały spokojne warunki sedymentacji o stosunkowo niskim reżimie przepływu prądów dennych. Świadczy o tym rodzaj i stan zachowania bioklastów oraz zespół terygenicznych komponentów. Wzrastający ku górze reżim hydrodynamiczny zapoczątkował sukcesję osadów peloidalno-bioklastycznych i ziarnistych, deponowanych nadal w strefie płytkiego sublitorału, ale o zdecydowanie większej energii hydrodynamicznej. Częste fluktuacje wód oraz okresowo zasilające prądy denne, spowodowały dopływ materiału terygenicznego (głównie ilastego) i uwęglonej substancji organicznej do osaduwęglanowego (wakstony w dolnej partii osadów ziarnistych). Zasolenie wód w obrębie zbiornika było prawdopodobnie normalnomorskie, z okresowymi epizodami zmiennego zasolenia (cienkie wkładki mikrobialne facji lagunowej?), co sugeruje krótkotrwałą ekspozycję na warunki hypersalinarne? lub brakiczne. Ewidentna zmiana facjalna w obrębie zbiornika wapienia cechsztyńskiego uwidoczniła się w poziomie przystropowym profilu mikrofacjalnego wapienia cechsztyńskiego i na granicy z anhydrytem dolnym (fig. 13). Nastąpiło wyraźne spłycenie poziomu morza, wzrost zasolenia i energii środowiska. Zmiany te spowodowały zubożenie inwentarza fauny szkieletowej (bytowały w osadzie tylko małżoraczki i otwornice płożące, tolerancyjne na zmiany zasolenia środowiska) oraz umożliwiły pojawienie się ziaren onkoidów i kolumienkowych stromatolitów, struktur sedymentacyjnych związanych z działalnością życiową glonów i cjanobakterii.

Sekwencja diagenetyczna

Bazując wyłącznie na obserwacjach mikroskopowych płytek cienkich w mikroskopie optycznym, polaryzacyjnym i opisach makroskopowych rdzeni wiertniczych (Wagner,

1992) można stwierdzić, że zmiany wczesnodiagenetyczne (synsedymentacyjne i wczesnego pogrzebania) były decydujące dla rozwoju badanych utworów i odbywały się w morskim środowisku freatycznym (pod lustrem wody) w wodach o nierównomiernym natlenieniu, częściowo na granicy strefy utleniania/redukcji.

W zasadzie brak jest dowodów na ewentualne ekspozycje subaeralne, chociaż można przypuścić, że taki krótkotrwały epizod nastąpił podczas depozycji osadów w poziomie onkoidowo-stromatolitowym (przystropowa partia profilu, problematyczne formy przypominające nerkowate struktury wadyczne?). Ze stadium synsedymentacyjnym i wczesnodiagenetycznym (pośredniego pogrzebania) wiążą się trzy podstawowe procesy: dolomityzacja, rozpuszczanie i cementacja (tab. 6). Destrukcja materii organicznej, już na etapie synsedymentacyjnym, musiała w znacznym stopniu wpływać na modyfikacje odczynu chemicznego wód krążących w słabo jeszcze zlityfikowanym osadzie mułowym i ziarnistym, zmieniając periodycznie odczyn wód (z zasadowych na kwaśne).

Zmienność warunków hydrochemicznych wód porowych w osadzie, pod wpływem wód otaczającego osad zbiornika o zróżnicowanym zasoleniu (normalnomorskie/brakiczne) i natlenieniu oraz okresowej interwencji wód meteorycznych, umożliwiało zapewne rozpuszczanie mniej stabilnych faz mineralnych (aragonitowych skorupek mikroorganizmów) oraz nadtrawianie obrzeży akrecyjnie wzrastających kryształów (kalcytu lub już zastępującego go dolomitu) i formowanie się cementów: węglanowych (obwódkowych), anhydrytów i fosforanów (igiełkowych i ziarnistych), impregnujących tło skalne oraz agregatów glaukonitu, wypełniającego pory formowe i moldyczne.

Uwalniany podczas destrukcji materii organicznej magnez (w sprzyjających procesowi dolomityzacji, środowisku hydrochemicznym) mógł mieć istotne znaczenie w procesie zastępowania kalcytu przez dolomit (zmieniał proporcje jonów Mg^{2+}/Ca^{2+} na korzyść magnezu). Przypuszcza się, że krótkotrwałe, ale stosunkowo częste zmiany odczynu wód porowych, przy współudziale wód meteorycznych, powodowały przemienność procesów rozpuszczania, kreując jednocześnie porowatość i umożliwiając cementację minerałami fosforanowymi, glaukonitem, pirytem i anhydrytem.

Zastępowanie minerałów węglanowych (głównie dolomityzacja) następowała raczej na wczesnym etapie diagenezy; późniejsza dolomityzacja wydaje się być problematyczna. Obserwowana sukcesja zastępowania glaukonitu i minerałów fosforanowych przez piryt i anhydryt jest następująca: glaukonit/minerały fosforanowe → piryt/anhydryt. Proces cementacji, odbywał się bezpośrednio po roztrawieniu lub w czasie niezbyt odległym. Znaczny wpływ na osad górnej przystropowej partii profilu cechsztynu (pakston ziarnisty/bandston) we wczesnym etapie diagenezy miały zapewne roztwory wodne ze zbiornika morskiego anhydrytu dolnego o wyraźnie zwiększonym zasoleniu. Ich agresywne oddziaływanie na najwyższe poziomy osadów wapienia cechsztyńskiego (przystropowe i bezpośrednio pod nimi zalegające), będące w trakcie lityfikacji, pogrążania i związanej z tym stosunkowo słabej kompakcji (mechanicznej), umożliwiało wytrącania znacznych ilości minerałów siarczanowych – gipsu i anhydrytu, co faktycznie jest widoczne w badanych próbkach mikroskopowych i obserwacjach makroskopowych rdzenia.

Jest wielce prawdopodobne, że cementacja badanych osadów (głównie przez minerały siarczanowe, rzadziej piryt) w warunkach wgłębnego pogrzebania była marginesowa i nie odegrała znaczniejszej roli w rozwoju kompleksu skalnego; mogła się wiązać jedynie ze stosunkowo rzadko obserwowanym (w płytkach cienkich i w rdzeniach) szczelinowaceniem i stylolityzacją (tab. 13). Wydaje się również, że procesy zachodzące na etapie pogrzebania osadu, w stosunkowo późnym stadium diagenetycznym (kompakcja chemiczna odpowiedzialna za stylolityzację oraz szczelinowacenie), tylko w niewielkim stopniu umożliwiały penetrację osadu roztworami o zróżnicowanym składzie chemicznym. Zaobserwowano jedynie lokalnie (w górnej partii profilu mikrofacjalnego na głębokości 3231,6 m), na granicy pakstonów z poziomem onkoidowo-stromatolitowym, znaczną domieszkę materiału terygenicznego i węglistego (bitumicznego?) w obrębie szwu mikrostylolitowego, co świadczy o istniejących w tym stadium migrantach.

TRIAS

Anna BECKER

TRIAS DOLNY

W otworze Polskie Łąki PIG 1, według Szyperko-Teller (mat. arch. – 1992) trias dolny reprezentowany jest jedynie przez osady formacji barwickiej górnego pstrego piaskowca (Szyperko-Teller, 1982). Formacja ta zbudowana jest z iłowców i mułowców szarych i brunatnych osadzanych prawdopodobnie w środowisku fluwialnym lub w bardzo płytkiej lagunie szelfu terygenicznego (Szyperko-Teller, 1997), a ich miąższość wynosi zaledwie 12 m. W spągu tych osadów znajdują się osady cechsztynu. Trias dolny w omawianym otworze nie był w ogóle rdzeniowany.

Rejon otworu Polskie Łąki PIG 1 położony był we wczesnym triasie w północno-wschodnim obrzeżeniu bruzdy środkowopolskiej, gdzie miąższość triasu dolnego mogła dochodzić do 600 m (Szyperko-Teller, 1987; Szyperko-Teller i Moryc, 1988; Iwanow, 1998). Otwór ten położony jest w centralnej części struktury antyklinalnej interpretowanej jako antyklina niesolna (Dadlez, 1998). Brak w profilu osadów najniższego triasu (dolny, środkowy oraz najniższy górny pstry piaskowiec) może być wynikiem aktywności podłoża przedpermskiego we wczesnym triasie, która spowodowała wynie-

sienie tego rejonu oraz związany z tym brak sedymentacji. Interpretacja przekroju sejsmicznego rejonu badanego otworu (profil 20-I-81, mat. arch., 1992) nie wykazała istnienia struktur solnych lub uskoków, mogących doprowadzić do tektonicznej redukcji profilu triasu dolnego.

Andrzej IWANOW, Anna BECKER

TRIAS ŚRODKOWY – ANIZYK I LADYN

Wapień muszlowy

Utwory wapienia muszlowego występują w interwale 2735,0–2523,0 m i były przewiercone w zasadzie bezrdzeniowo. Próbki okruchowe okazały się mało reprezentatywne, toteż dane o stratygrafii i litologii pochodzą z interpretacji geofizyki wiertniczej i korelacji z sąsiednimi otworami: Unisław IG 1 i IG 2, Bydgoszcz IG 1, Wilcze IG 1, Wyrzysk IG 1. Z analizy tej wynika, że w otworze Polskie Łąki PIG 1 występują wszystkie główne ogniwa litostratygraficzne wapienia muszlowego. Dolny wapień muszlowy liczy 100,5 m miąższości, środkowy – 83,0 m, a górny – 48,5 m.

Niższa część dolnego wapienia muszlowego reprezentowana jest przez iłowce, margle i wapienie margliste, natomiast część górna to jasne wapienie i wapienie margliste.

Środkowy wapień muszlowy charakteryzują większe zailenie i dolomityczność osadów w porównaniu do wapienia muszlowego dolnego. W dolnej części górnego wapienia muszlowego dominują wapienie szare, natomiast w górnej – wzrasta zailenie osadów i przeważają iłowce słabo wapniste z wkładkami wapieni i wapieni dolomitycznych.

Wykształcenie wapienia muszlowego w omawianym otworze jest typowe dla strefy przejściowej zbiornika sedymentacyjnego, położonej między strefą centralną płytkiego szelfu węglanowego, obejmującą obszar monokliny przedsudeckiej, i strefą peryferyczną – równi brzegowej i aluwialnej, leżącą w obrębie północnej części Pomorza Wschodniego i południowego Bałtyku (Iwanow, 1998).

Rejon wiercenia Polskie Łąki PIG 1 znajdował się w czasie sedymentacji utworów wapienia muszlowego na pograniczu dwóch struktur paleotektonicznych – monokliny koszalińsko-rzeszowskiej oraz tarasu kaszubskiego (Gajewska, 1988a).

Kajper dolny

W omawianym otworze utwory kajpru dolnego w postaci warstw sulechowskich występują w interwale 2523,0–2459,0 m i osiągają miąższość 63,5 m. Pobrano z nich tylko jeden rdzeń. Opisu litologicznego dokonano przede wszystkim na podstawie analizy pomiarów geofizycznych. Warstwy sulechowskie są reprezentowane głównie przez utwory drobnoklastyczne: mułowce, mułowce piaszczyste i iłowce. Występują w nich dwie charakterystyczne wkładki piaskowców: w części dolnej na głębokości 2501,5–2516,0 m (14,5 m miąższości) oraz w stropie na głębokości 2467,0–2476,0 m (9 m miąższości). Zbiornik dolnego kajpru był kontynuacją zbiornika wapienia muszlowego w fazie regresji (Gajewska, 1988a). Przybrzeżne osady wapienia muszlowego przechodziły w kajprze dolnym w osady równi aluwialnej z dominacją osadów równi zalewowej (Iwanow, 1998).

TRIAS GÓRNY

Kajper górny – karnik

Utwory kajpru górnego w otworze Polskie Łąki PIG 1 występują w interwale 2459,5–1980,5 m, osiągając miąższość 479,0 m. Omawiany obszar jest jednym z rejonów największych miąższości tego ogniwa na Pomorzu (Gajewska, 1978). Szczególnie pełny rozwój osiągnęły warstwy gipsowe górne. W omawianym otworze uzyskano jedynie 10 m rdzenia z tych warstw. Sąsiedni otwór Korytowo 1, położony na południowy-zachód, był dobrze rdzeniowany i dokładnie opisany (mat. arch.).

Podobnie jak w otworze Korytowo 1 profil kajpru górnego w otworze Polskie Łąki PIG 1 charakteryzuje się występowaniem wszystkich trzech głównych ogniw: warstw gipsowych dolnych, piaskowca trzcinowego i warstw gipsowych górnych oraz ogniw podrzędnych, łącznie z najwyższym tzw. anhydrytem stropowym. W otworach położonych na obszarach sąsiednich nie spotyka się pełnego profilu osadów kajpru górnego (Gajewska, 1978, 1988b, 1997).

Warstwy gipsowe dolne o miąższości 68,0 m, reprezentowane są przez iłowce i mułowce ilaste słabo wapniste i słabo dolomityczne brązowo-wiśniowe z wkładkami mułowca piaszczystego lub piaskowca z licznymi skupieniami i soczewkami anhydrytu. Środowiskiem ich sedymentacji była prawdopodobnie laguna o podwyższonym zasoleniu (Iwanow, 1998).

Piaskowiec trzcinowy o miąższości 107,5 m, zbudowany jest głównie, zwłaszcza w części dolnej, z piaskowców i piaskowców mułowcowych słabo wapnistych i słabo dolomitycznych. Mułowce ilaste i iłowce dominują w częściach środkowej i górnej ogniwa. Są to osady strefy przejściowej między równią aluwialną i deltową (Iwanow, 1998).

Warstwy gipsowe górne o miąższości 303,5 m, wykształcone są głównie w postaci mułowców i iłowców przeważnie bardzo słabo wapnistych i bardzo słabo dolomitycznych, z nieznacznym lub miejscami nieco większym udziałem wkładek piaskowcowych. Skupienia anhydrytu są rozproszone w dolnej części profilu, zaś w przystropowej części ogniwa nagroma-

dzone są w postaci dwóch wyraźnych warstw, tworząc tzw. anhydryt stropowy. Utwory te w części górnej mają barwy brunatne lub ciemnobrunatne, a w części dolnej przeważnie pstre czerwonawe, wiśniowe i zielonawe. Osadzane one były prawdopodobnie częściowo w środowisku laguny o podwyższonym zasoleniu (głównie część najniższa i najwyższa) oraz na równi zalewowej (Gajewska, 1997; Iwanow, 1998).

Rejon Polskich Łąk–Korytowa tworzył podczas sedymentacji górnego kajpru depresję tektoniczną, nazywaną rowem Korytowa, o permanentnie trwającej subsydencji kompensowanej sedymentacją (Gajewska, 1988b). Pozwoliło to na osadzenie się miąższych warstw gipsowych górnych z ich najwyższym ogniwem, tzw. anhydrytem stropowym, dając ciągłe przejście utworów kajpru w utwory noryku.

Noryk

Utwory noryku, w starszej literaturze określane jako retyk niższy (Deczkowski, Franczyk, 1988), występują w interwale 1980,5–1876,5 m i osiągają łącznie miąższość 104,5 m. Nie były one jednak w ogóle rdzeniowane i ich opis oparto wyłącznie na analizie pomiarów geofizycznych oraz opisie dobrze rdzeniowanego otworu Korytowo 1 (mat. arch.). Są to przeważnie mułowce i iłowce głównie czerwone oraz brunatno-wiśniowe, słabo wapniste i słabo dolomityczne z wkładkami mułowców piaszczystych, a także piaskowców przeważnie brunatno-zielonych, a w części stropowej i spągowej szarych. Dolną część profilu tworzą mułowce z wkładkami piasków, które uznać można za odpowiednik warstw drawneńskich. Granicę z utworami kajpru postawiono w stropie iłowcowo-mułowcowych i częściowo piaskowcowych warstw z wtrąceniami anhydrytu, tzw. anhydrytu stropowego, z którymi utwory noryku są tu prawdopodobnie powiązane sedymentacyjnie. Osady te powstawały w środowisku laguny o obniżonym zasoleniu oraz częściowo na równi zalewowej (Iwanow, 1998).

Miąższość utworów noryku w otworze Polskie Łąki PIG 1 jest mniejsza o 67,5 m od ich miąższości w otworze Korytowo 1, gdzie wynosi 172,0 m. Mniejsza miąższość jest spowodowana raczej niższym tempem sedymentacji w rejonie otworu Polskie Łąki PIG 1, aniżeli jest wynikiem znaczniejszej erozji osadów przystropowych.

Utwory noryku osadzały się z dala od brzegu zbiornika sedymentacyjnego w trwale rozwijającej się od czasów górnego kajpru paleodepresji, o zwiększonej w stosunku do obszarów sąsiednich subsydencji (Deczkowski, Franczyk, 1988), nieodbiegającej jednak znacznie od generalnej subsydencji tej części basenu.

Retyk

Do retyku, w starszej literaturze określanego jako retyk wyższy (Deczkowski, Franczyk, 1988), zaliczono w otworze Polskie Łąki PIG 1 zróżnicowane litologicznie i genetycznie utwory występujące w interwale 1876,5–1770,0 m. W obrębie tych utworów wyróżniono warstwy wielichowskie oraz warstwy z *Trileites*.

Warstwy wielichowskie występują w otworze Polskie Łąki PIG 1 w interwale 1876,0–1819,5 m, osiągając miąższość 56,5 m. Nie pobrano z nich żadnego rdzenia. Są zbudowane głównie z mułowców i iłowców, być może z kilkoma wkładkami piaskowców. Środowiskiem ich sedymentacji była prawdopodobnie równia aluwialna (Iwanow, 1998).

Warstwy z *Trileites* wyróżnione zostały na głęb. 1819,5–1770,0 m i osiągają miąższość 49,5 m. Z najwyższej ich części wydobyto rdzeń, a analiza spor wskazuje na ich przynależność do retyku. Warstwy te zbudowane są głównie z piaskowców jasnoszarych w dolnej części oraz mułowców i iłowców ciemnoszarych prawie czarnych w części górnej. Osadzały się one w środowisku równi aluwialnej i być może iłowce ciemnoszare w płytkiej lagunie (Iwanow, 1998).

Sedymentacja utworów należących do retyku odbywała się nadal w paleodepresji o zwiększonej subsydencji w stosunku do obszarów sąsiadujących z opisywanym rejonem głównie od północy. Struktura ta należała do systemu rowu synsedymentacyjnego, ciągnącego się prawdopodobnie od Koszalina po rejon Chojnic (Deczkowski, Franczyk, 1988).

Pierwotny zasięg utworów retyku jest obecnie trudny do określenia wskutek erozji śródretyckiej oraz wczesnośrodkowojurajskiej. Warstwy wielichowskie mają obecnie mniejszy zasięg niż warstwy z *Trileites*, jednakże zasięg ich sedymentacji był zapewne znacznie większy. Otwór Polskie Łąki PIG 1 znajduje się w północno-zachodnim zakończeniu obszaru występowania warstw wielichowskich, obejmującego od wschodu i południowego wschodu prawie cały obszar niecki warszawskiej, a zamkniętego od zachodu regionem otworów Wyrzysk IG 1, Zaburtowo 1, Zaburtowo 2, Witkowo 1, Orzełek 1, Lubiewo 1, Bysław 2. Na zachód od rejonu otworów Polskie Łąki PIG 1, Korytowo 1 i Bukowiec 1 warstwy wielichowskie stwierdzono tylko w otworach Budzyń 1 i Wilcze IG 1.

JURA

Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH I STRATYGRAFICZNYCH UTWORÓW JURY DOLNEJ

Otwór Polskie Łąki PIG 1 został usytuowany w brzeżnej strefie obecnego występowania utworów dolnojurajskich, a jednocześnie w brzeżnej strefie basenu sedymentacyjnego w okresie od hetangu po pliensbach. Wynikiem takiego położenia jest zredukowana miąższość osadów w obrębie poszczególnych jednostek litostratygraficznych. Łączna miąższość utworów jury dolnej w otworze Polskie Łąki PIG 1 wynosi 320,0 m. Cały profil został przewiercony bezrdzeniowo, a granice wydzielonych jednostek litostratygraficznych zostały określone na podstawie analizy krzywych geofizyki wiertniczej. Granica pomiędzy utworami jury i triasu została postawiona na głębokości 1762,5 m, w stropie kompleksu iłowcowo-mułowcowego,

z którego T. Marcinkiewicz (niepublikowane ekspertyzy palinologiczne) oznaczyła megaspory charakterystyczne dla retyckiego poziomu megasporowego *Trileites pinguis*.

Profil jury dolnej rozpoczyna kompleks piaskowcowy (miąższość 87,5 m). W pobliskim, pełnordzeniowym otworze Korytowo 1, dolny odcinek profilu jury dolnej tworzą piaskowce średnio- i gruboziarniste, miejscami zlepieńcowate, barwy jasnoszarej. Wyżej przechodzą one w piaskowce drobnoziarniste, jasnoszare z fragmentami uwęglonej flory, określone jako nierozdzielone formacje zagajska i skłobska (na podstawie podziału litostratygraficznego Pieńkowskiego, 2004). Wiekowo formacje te reprezentują hetang. W starszym podziale litostratygraficznym wg Dadleza (1969), utwory te były wydzielane jako nierozdzielone warstwy mechowskie dolne i środkowe.

Powyżej, utwory jury dolnej wykształcone są w postaci kompleksu naprzemianległych warstw mułowcowych i piaskowcowych, z 1-metrową wkładką iłowcową na głębokości 1665,0 m. Zostały one wydzielone jako formacja ostrowiecka o miąższości 35,5 m. W podziale Dadleza (1969) utwory te odpowiadają warstwom mechowskim górnym oraz warstwom radowskim. Ich wiek określany jest jako synemur (Pieńkowski, 2004).

Nadległe osady zaliczone do formacji łobeskiej charakteryzuje znaczny udział skał mułowcowo-iłowcowych, z dużą ilością wkładek piaskowcowych. Wyznaczenie dolnej granicy formacji nastręcza znaczne trudności, nie tylko w omawianym otworze, ale również w innych otworach południowo-wschodniej części niecki pomorskiej. Według definicji formację łobeską tworzą głównie utwory mułowcowo-iłowcowe, w części zachodniej obszaru zawierające faunę morską (Dadlez, 1969; Pieńkowski, 2004). W profilu Polskie Łąki PIG 1, w obrębie utworów zaliczonych do formacji łobeskiej, pojawia się jednak wiele wkładek piaskowców, których obecność wynika z położenie otworu w brzeżnej strefie wczesnojurajskiego zbiornika sedymentacyjnego, utrudniających jednoznaczne wyodrębnienie tej formacji. Profil tego odcinka jury dolnej różni się również od profili obserwowanych w innych pobliskich otworach (Wudzyń 1, Wilcze IG 1, Korytowo 1), co przy bezrdzeniowym przewierceniu osadów w profilu Polskie Łąki PIG 1 jeszcze bardziej utrudnia jednoznaczne wyznaczenie granic. W związku z tym dolną granicę formacji wyznaczono, z dużym znakiem zapytania, w spągu najbardziej wyraźnej warstwy iłowcowej, na głęb. 1639,5 m. Górna granica formacji została postawiona w stropie najwyższego pakietu mułowcowo-iłowcowego, na głęb. 1602,5 m. Pakiet ten wydaje się być odpowiednikiem podobnego pakietu iłowcowego, występującego w stropie warstw sławęcińskich głównych, wydzielanych na Kujawach, a więc byłby odpowiednikiem formacji gielniowskiej według nowego podziału litostratygraficznego (Pieńkowski, 2004). Miąższość tak wydzielonej w otworze Polskie Łąki PIG 1 formacji łobeskiej wynosi 37,0 m. Należy ona, na podstawie korelacji z dobrze datowanym na podstawie amonitów regionem pomorskim, do dolnego pliensbachu (Dadlez, Kopik, 1972).

Wykształcenie nadległej formacji komorowskiej, reprezentującej późny pliensbach, jest już typowe dla tej formacji (Franczyk, 1987, Pieńkowski, 2004). W dolnym i środkowym odcinku są to utwory piaskowcowe o łącznej miąższości 58,0 m. Dopiero w górnym odcinku pojawiają się wkładki mułowcowe oraz kilkumetrowy kompleks iłowcowy. Z serii tej uzyskano pełny rdzeń w pobliskim otworze Korytowo 1. Są to iłowce szare i ciemnoszare, zawierające znaczne fragmenty uwęglonej flory. Łączna miąższość formacji komorowskiej wynosi w omawianym otworze 90,5 m.

Powyżej występuje kompleks utworów iłowcowo-mułowcowych, z cienkimi wkładkami piaskowców o miąższości 69,5 m. Charakterystyczna szarozielona barwa osadu stwierdzona w próbach okruchowych oraz w rdzeniach pobliskiego otworu Korytowo 1, pozwala na jednoznaczne zaliczenie tych utworów do formacji ciechocińskiej, zaliczonej do dolnego toarku. Dolna i górna granica formacji stawiana jest w miejscu zmiany barwy osadu: dolna w miejscu pierwszego wystąpienia iłowców lub mułowców barwy zielonej; górna w miejscu pojawienia się miąższego kompleksu piaskowców jasnoszarych.

W otworze Korytowo 1 szarozielone utwory iłowcowe formacji ciechocińskiej przykryte są bezpośrednio ciemnoszarymi iłowcami jury środkowej. Dobra korelacja krzywych geofizycznych na tym odcinku, pomiędzy otworami Polskie Łąki PIG 1 i Korytowo 1, sugeruje, że w omawianym otworze najwyższa część kompleksu iłowcowego powinna być również uznawana za utwory jury środkowej. Granica pomiędzy utworami formacji ciechocińskiej a utworami jury środkowej, reprezentującymi górny bajos, została tu postawiona na głębokości 1442,5 m.

Z powyższej analizy wynika, że w profilu jury dolnej otworu Polskie Łąki PIG 1 brak jest formacji borucickiej. Jest to najwyższa jednostka litostratygraficzna dolnej jury, zaliczana do górnego toarku i charakteryzująca się wykształceniem w facjach piaskowcowych. Osady te zostały usunięte w aalenie i wczesnym bajosie z większości obszaru niecki pomorskiej (Franczyk, 1987 – Fig. 64) oraz położonych bardziej na wschód okolic Chełmży (Franczyk, 1983 – Fig. 83).

Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH I STRATYGRAFICZNYCH UTWORÓW JURY ŚRODKOWEJ

Położenie otworu Polskie Łąki PIG 1 w brzeżnej strefie basenu sedymentacyjnego jest zapewne przyczyną silnej redukcji osadów jury środkowej w tym profilu. Stwierdzono tu osady górnego bajosu–keloweju, o łącznej miąższości 107,5 m. Cały środkowojurajski odcinek profilu został przewiercony bezrdzeniowo, jednak korelacja geofizyczna z położonym w odległości kilkuset metrów pełnordzeniowym otworem Korytowo 1 oraz innymi otworami odwierconymi w południowo-wschodniej części niecki pomorskiej, pozwala na oszacowanie wieku obserwowanej luki sedymentacyjnej na późny toark–początek późnego bajosu.

Bajos górny

Najstarsze zachowane w otworze Polskie Łąki PIG 1 utwory jury środkowej wykształcone są jako kompleks iłowców

barwy ciemnoszarej o miąższości 8,5 m. Leżą one bezpośrednio na iłowcach i mułowcach barwy szaro-zielonej, wydzielanych jako formacja ciechocińska, należąca do dolnego toarku. W otworze Korytowo 1 na granicy pomiędzy obydwoma kompleksami drobnoziarnistymi (głęb. 1454,2– 1454,1 m) stwierdzono 10-centymetrową wkładkę piaskowca średnioziarnistego. W jego obrębie występuje 2-centymetrowy poziom zlepieńca, z otoczakami o wielkości ok. 0,5 cm.

Datowanie tego kompleksu w otworze Polskie Łąki PIG 1 nie jest pewne, ponieważ w najbliższych wierceniach nie znaleziono fauny przewodniej. Na podstawie korelacji kompleksów geofizycznych z rejonami Złotowa i Szubina należy przypuszczać, że wspomniane utwory iłowcowe reprezentują poziom *parkinsoni* górnego bajosu (Dayczak-Calikowska, 1987). Wiek tych utworów w tym rejonie datuje niezbyt liczna, lecz wskaźnikowa dla poziomu *parkinsoni* fauna amonitowa, stwierdzona w otworach Rynarzewo II, Drogosław, Głęboczek 1 (Dembowska, 1959; Dadlez, Dembowska, 1965). W dotychczasowej literaturze polskiej poziom *parkinsoni* wydzielano jako poziom kujawu środkowego, jednakże ze względu na konieczność dostosowania polskiego podziału stratygraficznego jury środkowej do podziału standardowego, należy obecnie zrezygnować ze stosowania terminu kujaw jako jednostki chronostratygraficznej (Kopik, 1998).

Powyżej występują utwory piaskowcowo-mułowcowe o miąższości 17,0 m. Należy je korelować z utworami wydzielanymi dawniej jako kujaw środkowy – poziom *schloenbachi*. Według Kopika (*op cit.*) poziom ten odpowiada najniższej części batonu dolnego, jednak badania dinoflagellata (Barski, 2000) wskazują, że przynajmniej dolna jego część reprezentuje jeszcze najwyższy bajos (podpoziom *bomfordi* poziomu *parkinsoni*).

W omawianym otworze granica pomiędzy górnym bajosem a dolnym batonem została postawiona w stropie kompleksu piaskowcowego, na głęb. 1417,0 m. W miejscu tym na krzywej geofizycznej PG następuje wyraźna zmiana charakteru krzywej, wskazująca na przejście od piaskowców do iłowców.

Baton dolny + środkowy

W otworze Polskie Łąki PIG 1 granica pomiędzy bajosem a batonem została postawiona w spągu kompleksu iłowcowo-mułowcowego z cienkimi wkładkami piaskowców. W tym miejscu w otworze Korytowo 1 stwierdzono występowanie poziomu zlepieńca o miąższości 10 cm. Badania sedymentologiczne (Feldman-Olszewska, 2005) oraz biostratygraficzne (Znosko, 1957; Barski, 2000) z obszaru wału kujawskiego wskazują, że znaczące pogłębienie basenu sedymentacyjnego, wiążące się z gwałtownym przejściem od sedymentacji piaskowców środkowego przybrzeża płytszego do sedymentacji czarnych łupków z syderytami reprezentujących przybrzeże głębsze lub ciemnoszarych mułowców strefy przejściowej, przypada właśnie na początek batonu. W profilach kujawskich początek transgresji wczesnobatońskiej często wiąże się również z obecnością cienkich poziomów zlepieńców. Wydaje się więc, że postawienie granicy w otworze Polskie Łąki PIG 1 w miejscu podobnej zmiany sedymentologicznej jest uzasadnione.

W dotychczasowych publikacjach dotyczących południowej części niecki pomorskiej i wału pomorskiego, kompleks iłowcowo-mułowcowy z wkładkami piaskowcowymi przypisywany był kujawowi górnemu, batonowi dolnemu oraz batonowi środkowemu. Po uwzględnieniu nowego podziału stratygraficznego utworów jury środkowej (Kopik, 1998), utwory kujawu górnego należy całkowicie włączyć do dolnego batonu, obejmującego poziomy *macrescens–teniuplicatus*. Na całym obszarze utwory te są słabo datowane, jednak Dadlez i Dembowska (1965) cytują w łupkach rejonu Szubina występowanie amonita *Parkinsonia* sp. (cf. *ferruginea-compressa*), który to takson wyraźnie określa ich przynależność do dolnego batonu.

Górna granica środkowego batonu została postawiona na głębokości 1395,0 m, w stropie omawianego kompleksu iłowcowo-mułowcowego. Łączna miąższość tego kompleksu w otworze wynosi 22,0 m. Zaliczono go do dolnego–środkowego batonu. W otworze Polskie Łąki IG 1, jak i w pozostałych otworach południowej części regionu, nie znaleziono fauny wskaźnikowej umożliwiającej rozdzielenie od siebie utworów dolnego i środkowego batonu.

Baton górny

Utwory batonu górnego są dwudzielne. W dolnej części osady te wykształcone są w postaci kompleksu piaskowcowego z wkładkami mułowców w części środkowej, o miąższości 29,0 m. Część górną tworzy 6-metrowy pakiet iłowcowo-mułowcowy.

O ile zaliczenie utworów piaskowcowych do górnego batonu wynika jedynie z korelacji regionalnych z obszarem Ciechocinka, o tyle wiek przykrywającego go pakietu drobnoziarnistego wydaje się być pewny. Utwory te można korelować z utworami iłowcowymi w otworze Lędyczek 2, położonym w rejonie Złotowa, kilkadziesiąt kilkometrów na zachód od otworu Polskie Łąki PIG 1. Z serii ilastej w otworze Lędyczek 2 pochodzi szereg amonitów, datujących ją na górną część poziomu *orbis* (podpoziom *orbis*) oraz na poziom *discus* (Dadlez, Dembowska, 1965; Dayczak-Calikowska, 1977).

Górna granica batonu w otworze Lędyczek 2 została postawiona w stropie serii ilastej, a poniżej kompleksu piaskowców wapnistych, w którego wyższej części stwierdzono już amonity kelowejskie.

Podobny profil litologiczny obserwowany jest w otworze Polskie Łąki PIG 1 oraz pobliskim otworze Korytowo 1, w którym powyżej drobnoziarnistego kompleksu pojawiają się wapienie dolomityczne. Wydaje się więc uzasadnionym postawienie granicy pomiędzy batonem a kelowejem w tym miejscu. Nie jest jednak wykluczone, że granica ta w całym regionie przebiega nieco wyżej, w dolnej części kompleksu piaskowcowego. Sugestia ta wynika z korelacji z regionem kujawskim (Barski, 2000; Feldman-Olszewska, 2005).

Kelowej

Profil keloweju w omawianym otworze ma 25,5 m miąższości. W dolnej i środkowej części tworzą go piaskowce wapniste i dolomityczne, z wkładkami mułowców marglistych. Ich dolna granica została wyznaczona na krzywej geofizycznej na głębokości 1360,5 m, a miąższość wynosi 23,0 m. Górna

część wykształcona jest w postaci 2,5 m pakietu mułowców i iłowców marglistych.

Osady te mają w pobliskich otworach wiertniczych dobrą dokumentację faunistyczną. W otworze Lędyczek 2, w środkowej części serii piaskowców wapnistych, stwierdzono obecność amonitów datujących ją na dolny kelowej, natomiast w górnej części amonity datujące ją na poziomy *jason–athleta* środkowego i górnego keloweju (Dayczak-Calikowska, 1977). Również w profilu otworów Wiśniewa oraz Biały Bór 7, położonych na zachód od otworu Polskie Łąki PIG 1, znaleziono amonity dokumentujące poziom *calloviense* dolnego keloweju (*op. cit.*). Natomiast kelowej środkowy oraz niższy poziom górnego keloweju, poziomy *jason–athleta*, zostały stwierdzone na podstawie amonitów wskaźnikowych w otworach Bobolice 1 oraz Grudziądz IG 1, położonych odpowiednio na zachód i na wschód od otworu Polskie Łąki PIG 1(*op cit.*). Podobnie w otworze Kcynia IV położonym w rejonie Szubina, na południe od otworu Polskie Łąki PIG 1, w mocno skondensowanej warstwie utworów dolomitowo-mułowcowych i wapnisto-mułowcowych stwierdzono bogaty zespół fauny amonitowej, charakterystycznej dla dolnego keloweju aż po poziom *athleta* górnego keloweju (Dayczak-Calikowska, 1959; Matyja, Wierzbowski, 1998). Należy więc wnioskować, że piaskowce wapnisto-dolomityczne w omawianym otworze Polskie Łąki PIG 1 reprezentują ten sam przedział czasowy.

Profil keloweju w otworze kończy 2,5-metrowy pakiet mułowców i iłowców marglistych. Reprezentują one najniższą część formacji Łyny. Na podstawie fauny amonitowej dokumentującej odpowiadający mu osad w otworze Kcynia IV (Dayczak-Calikowska, 1959; Matyja, Wierzbowski, 1998), można ten pakiet datować na najwyższy poziom keloweju – poziom *lamberti*.

Granica pomiędzy jurą środkową a górną została postawiona na głęb. 1335,0 m na podstawie korelacji z otworem Korytowo 1, w którym z najwyższej części opisywanego kompleksu marglistego oznaczono już faunę amonitową oksfordu, charakterystyczną dla poziomu *mariae*.

Bronisław Andrzej MATYJA

STRATYGRAFIA UTWORÓW JURY GÓRNEJ

Wyróżnione jednostki litostratygraficzne

Utwory jury górnej w otworze Polskie Łąki PIG 1 zostały przewiercone bezrdzeniowo. Profil litologiczno-stratygraficzny został sporządzony na podstawie wyników badań geofizycznych wykonanych w otworze, w nawiązaniu przede wszystkim do profilu jury w otworze Korytowo 1 (Sprawozdanie…, 1960), z tego powodu, że otwór ten usytuowany był tylko około 170 m na północny zachód od otworu Polskie Łąki PIG 1.

Przytoczonym (patrz rozdz. Profil litologiczno-stratygraficzny) opisem próbek okruchowych z otworu Polskie Łąki PIG 1 posłużono się w niewielkim stopniu, ze względu na fakt, że jak wspomina jego autorka T. Niemczycka „Wykonane z próbek okruchowych analizy chemiczne wskazują na małą zawartość w omawianym profilu węglanu wapnia, co często koliduje z obrazem krzywych geofizycznych sugerujących miejscami występowanie skał wysokowęglanowych".

Dla podjętych rozważań wykorzystano także dane z otworu Kcynia IG IV (Matyja, Wierzbowski, 1998) oraz dane z obszaru struktury Zalesia (Kubiatowicz, 1983, Matyja i in., 1985), które dostarczyły wiele analitycznego materiału.

Wyróżnione poniżej jednostki litostratygraficzne zaproponowane zostały przez Dembowską (1979) dla regionu obejmującego między innymi południowo-wschodnią część niecki pomorskiej.

1. **Formacja mułowcowa Łyny** występuje w interwale 1337,0–1197,5 m. Tworzą ją mułowce margliste z drobnymi łuseczkami miki i luźnymi spikulami gąbek.

2. **Formacja gąbkowo-wapienna** (1333,0–1197,5 m) – tworzą ją wapienie i wapienie margliste. Utwory te występują w interwałach 1324,0–1333,0, 1275,0–1315,0 i 1240,0–1262,5 m.

Pakiety bardziej ilaste zaznaczające się na krzywych geofizycznych w interwałach 1315,0–1324,0, 1262,5–1275,0 i 1197,5–1240,0 m, reprezentują poprzednio opisaną formację Łyny. To tłumaczyłoby obecność wapieni piaszczystych i mułowcowych stwierdzanych w próbkach okruchowych, a jednocześnie było w zgodzie z występowaniem wapieni rejestrowanych na krzywych geofizycznych. Mamy tu więc do czynienia z przechodzeniem obocznym formacji gąbkowo-wapiennej i formacji Łyny. Takie zazębianie się obu formacji było obserwowane (Matyja i in., 1985, fig. 4) na strukturze Zalesia.

3. **Formacja wapienno-marglisto-muszlowcowa** (1197,5 –1092,0 m; miąższość 105,5 m) – tworzą ją wapienie margliste i margle, a w interwale 1110,0–1092,0 m nawet iłowce margliste.

W profilu otworu Korytowo 1 utwory, które można zaliczyć do tej samej formacji występują w przedziale głębokości 1094,0–1201,8 m. Ich miąższość wynosi 107,8 m. Ze skamieniałości wymieniane są tam liczne amonity oraz niezbyt często występujący i enigmatycznie określony detrytus innej fauny.

4. **Formacja pałucka** (1092,0–888,0 m; miąższość 204 m) – kryterium wyróżniania tej formacji jest pojawienie się i występowanie mułowców marglistych i margli mułowcowych. W profilu otworu Korytowo 1 utwory, które można zaliczyć do tej samej formacji występują w przedziale głębokości 1094,0–899,0 m. Ich miąższość wynosi 195,0 m. Opis skał uzupełniony jest o występowanie licznych skamieniałości: głównie różnych małżów, amonitów i serpul.

Bardzo charakterystycznym pakietem osadów, występującym w obrębie formacji pałuckiej, jest ogniwo żnińskie. Dembowska (1979) charakteryzuje je jako pakiet piaszczysto-oolitowy z glaukonitem lub piaszczysto-mułowcowo-wapienny. Skały takie nie są rejestrowane w próbach okruchowych z otworu Polskie Łąki PIG 1, ale rejestrują je zarówno

krzywe geofizyczne, jak i profil otworu Korytowo 1. Ogniwo żnińskie można wyróżnić w profilu otworu Polskie Łąki PIG 1 w interwale 951,0–932,5 m (18,5 m miąższości). W profilu Korytowo 1 oolity mają miąższość 11,2 m.

5. **Formacja kcyńska** (888,0–845,0 m, miąższość 43 m). W profilu otworu Polskie Łąki PIG 1 formacja ta jest na wykresach geofizycznych wyraźnie trójdzielna. Węglanowe pakiety występują w interwałach 888,0–867,5 m (20,5 metra miąższości) i 855,0–845,0 m (10,0 m miąższości). Bardziej ilasty pakiet występuje w interwale 867,5–855,0 m (miąższość 12,5 m).

Taką trójdzielność wykazują również utwory formacji kcyńskiej w profilu otworu Korytowo 1. Na dolną część, o miąższości 32 m składają się 19-metrowej miąższości wapienie piaszczyste i margliste wapienie piaszczyste z liczną fauną małżów, często tworzącą zlepy oraz występujące w górnych trzynastu metrach wapienie oolitowe. Dembowska (1973) dla pakietu wapieni z otworu Korytowo 1, które określiła jako oolitowo-detrytyczne, podaje miąższość tylko 7 m. Środkową część formacji kcyńskiej o miąższości 5 metrów stanowią margle ilaste z glaukonitem i rzadko występującymi ooidami. Najwyższa część, o miąższości ok. 7,5 metra, budują wapienie popielatoszare, pelitowe, laminowane materiałem ilastym, miejscami z licznymi fragmentami fauny. Sumaryczna miąższość formacji kcyńskiej wynosi zatem 44,5 m i jest niemal identyczna jak w profilu otworu Polskie Łąki PIG 1. Przyjęto, że litologiczna zawartość pakietów składających się na ową trójdzielność jest w obu otworach również niemal identyczna.

Chronostratygrafia

Przyjęto międzynarodowy podział stratygraficzny (Gradstein i in., 2004), w którym jura górna dzieli się na piętra: oksford, kimeryd i tyton. Wydzielanie piętra tyton dla obszaru Polski pozakarpackiej zaczęło być stosowane, chociaż równolegle z portlandem (por. Dembowska, 1979), w końcu lat siedemdziesiątych. W opracowaniu syntetycznym z końca lat dziewięćdziesiatych (Niemczycka, 1997), nadal funkcjonowały dwa piętra, tym razem tytonu i wołgu, ale ich korelacja z wyróżnianymi jednostkami biostratygraficznymi zaproponowana wówczas (Niemczycka, op. cit) różni się od stosowanych w tym opracowaniu. Obecnie dolny wołg z poziomami *klimovi*, *sokolovi*, *pseudoscythica* i *tenuicostata*, odpowiada dolnemu tytonowi (w dwudzielnym podziale tego ostatniego piętra), albo dolnemu i środkowemu tytonowi przy jego trójdzielnym podziale (Kutek, Zeiss, 1997). Środkowy wołg z poziomami *scythicus*, *virgatus*, *nikitini* i *opressus* odpowiada górnemu tytonowi (Zeiss, 2003). Ze względu na brak w Polsce amonitów powyżej poziomu *scythicus* podział amonitowy zastąpiono podziałem opartym na małżoraczkach, wyróżniając na pograniczu jury i kredy poziomy małżoraczkowe F–A (Bielecka, Sztejn, 1966). Nadal nie wiadomo, gdzie w obrębie tych poziomów biegnie granica tytonu i beriasu (Matyja, Wierzbowski, 2000b). Ostatnio Zeiss (2003) zasugerował, że przebiega ona w obrębie poziomu *granulosa* (obejmującego poziom B), podczas gdy Smoleń (*W*: Dziadzio i in., 2004) jest zdania, ze biegnie ona sporo niżej, pomiędzy poziomami F i E.

Pozycję chronostratygraficzną wyróżnionych jednostek litostratygraficznych określają amonity znalezione w wierceniu Korytowo 1, a oznaczone przez Cimaszewskiego (Sprawozdanie …, 1960). Nie mając dostępu do amonitów z otworu Korytowo 1 (żaden z tych amonitów nie był też ilustrowany), stratygrafię utworów górnej jury oparto na wymienionych w opracowaniu wynikowym otworu Korytowo 1 taksonach, cytowanych w oryginalnej pisowni, i na porównaniach ze znanymi autorowi zespołami amonitów występującymi w profilach struktury Zalesia (Matyja, Wierzbowski, 1981, 1985, 2000a) oraz profilu otworu Kcynia IG IV (Matyja, Wierzbowski 1998).

Miąższość najniższej części formacji Łyny w profilu Korytowo 1 i w profilu Polskie Łąki PIG 1 jest bardzo podobna i wynosi odpowiednio 5,6 m i 4,5 m. Z wyższej części wymienionego przedziału formacji Łyny wymieniane są dwa zespoły amonitów. Starszy, zdominowany przez kwenstedtoceras, wśród których *Cardioceras praecordatum* Douville jednoznacznie wskazuje na najniższą część dolnego oksfordu – poziom *mariae*. Bezpośrednio ponad występuje zespół amonitów: *Cardioceras anacanthum* Bukowski, *C*. sp. cf. *galeiferum* Buckman, *C*. sp. var. *excavatum* (Sowerby), *Perisphinctes* cf. *promiscuus* Bukowski. Wskazują one zgodnie na poziom *plicatilis* środkowego oksfordu. Obie grupy fauny wymienione są z wąskiego, dwumetrowego przedziału osadów, wskazując na lukę stratygraficzną występującą pomiędzy nimi, a obejmującą poziom *cordatum* i najprawdopodobniej także najniższą część środkowego oksfordu – podpoziom *tenuicostatum*. Występująca tu luka stratygraficzna rejestrowana jest w wielu profilach północnej Polski (Matyja, Wierzbowski, 1981, 1998). Konkludując: granica pomiędzy kelowejem a oksfordem przebiega w obrębie formacji z Łyny w interwale 1335,0–1337,5 m, a granica pomiędzy oksfordem dolnym i środkowym biegnie także w obrębie formacji Łyny na głębokości około 1334,0 m. Brak jest jakichkolwiek biostratygraficznych danych dotyczących wyższych części oksfordu i granicy z kimerydem.

Dolny kimeryd określa bezpośrednio i jednoznacznie znalezisko *Ataxioceras* cf. *lothari* (Oppel). Amonit ten stwierdzono około 47 m poniżej stropu formacji wapienno-marglisto-muszlowcowej. Nieco wyżej, ok. 30 m poniżej stropu tej formacji znaleziono amonit należący prawdopodobnie do rodzaju *Rasenia* sp. Nieco wyżej wymieniani są przedstawiciele perisfinktace nie przypisywani jeszcze do aulakostefanidów. Z powyższego można z pewnymi zastrzeżeniami wyprowadzić wniosek, że do dolnego kimerydu należą utwory formacji wapienno-marglisto-muszlowcowej występujące w interwale pomiędzy 47,0 a 25,5 m, poniżej stropu tej formacji.

Zespół amonitów z rodzaju *Aulacostephanus*, definiujących górny kimeryd, występuje w 15-metrowej miąższości pakiecie utworów z najwyższej części formacji wapienno-marglisto-muszlowcowej i w 24-metrowym przedziale osadów należących do najniższej części formacji pałuckiej. Z charakterystycznych amonitów wymienianych z przedziału 60,0–75,0 m, ponad dolną granicą formacji pałuckiej, są amoebocerasy. Ta grupa amonitów sięga swym zasięgiem stratygraficznym w obręb poziomu *autissiodorensis*, najwyższego poziomu górnego

kimerydu, ale nie występuje już w najwyższej jego części (Kutek, Zeiss, 1997).

Najwyżej w profilu Korytowo 1 znalezione amonity występują 5 metrów poniżej dolnej granicy formacji kcyńskiej i oznaczone zostały jako *Provirgatites* cf. *scythicus* (Vischniakoff). Wskazują one na poziom *scythicus*, najniższy poziom górnego tytonu.

Pośrednie wnioski dotyczące chronostratygrafii opisywanych utworów można z pewnym przybliżeniem otrzymać z analizy danych biostratygraficznych z wierceń z obszaru struktury Zalesia (Kubiatowicz, 1983; Matyja i in., 1985) i z profilów Kcynia (Dembowska, 1964; Matyja, Wierzbowski, 1998). Upoważniają do tego rozpoznane dla tej części basenu późnojurajskiego zasięgi stratygraficzne poszczególnych formacji czy ogniw litostratygraficznych.

Megafacja gąbkowa, odpowiadająca tu formacji gąbkowo-wapiennej, rozwinięta jest szeroko w pozakarpackiej Polsce, swój maksymalny rozwój organicza do oksfordu, sięgając w niektórych obszarach nieco w dolny kimeryd. Podobnie jest na niedalekiej strukturze Zalesia. Z dużym prawdopodobieństwem można więc przyjąć oksfordzki wiek formacji gabkowo-wapiennej i zarazem tej części formacji Łyny, która zazębia się z nią obocznie.

Granica pomiędzy kimerydem i tytonem przebiega w niecce pomorskiej w sąsiedztwie dolnej (Kubiatowicz, 1983) lub górnej granicy ogniwa żnińskiego (Dembowska, 1979). Przyjęto pierwszą z wymienionych opinii, ze względu na jej odniesienia do przyjętego podziału tytonu.

Granica dolnego i górnego tytonu biegnie w profilach struktury Zalesia ok. 15 m poniżej stropu formacji pałuckiej. Można się spodziewać podobnego położenia tej granicy w profilu Polskie Łąki PIG 1, gdyż miąższość formacji pałuckiej jest w obu obszarach bardzo podobna i wynosi 204,0 metry w profilu Polskie Łąki PIG 1 i 210,0 m w profilach struktury Zalesia.

Granica pomiędzy formacja pałucką a formacją kcyńską jest, zdaniem Kutka (1994), na dużym obszarze centralnej Polski izochroniczna i biegnie w obrębie podpoziomu *zarajskites* poziomu *scythicus* górnego tytonu.

Bardzo podobne jest także wykształcenie litologiczne poziomu małżoraczkowego F w otworze Wieniec Zdrój (okolice Włocławka), który wykształcony jest jako wapienie margliste, miejscami z ooidami i z przewarstwieniami margli (Bielecka, Sztejn, 1966), ze środkowym pakietem margli ilastych z glaukonitem i niekiedy z ooidami formacji kcyńskiej.

Powyższe uwagi uwzględniono na profilu jury górnej wiercenia Polskie Łąki PIG 1. Warto brać pod uwagę wszelkie wątpliwości i przybliżenia w określaniu stratygrafii jury górnej w tym profilu, pamiętając, że do dyspozycji był wyłącznie materiał poszlakowy.

Komentarz do rozwoju facjalnego

Na obszarze centralnej Polski (obszar II – Dembowska, 1979) na początku późnej jury dominowały dwa typy sedymentacji. Na większości obszaru rozwijała się sedymentacja mułowców marglistych (formacja Łyny – Dembowska, 1979). Natomiast na obszarach dźwigających się halokinetycznie partii dna, rozwijała się sedymentacja wapieni gąbkowych (por. Matyja i in., 1985). Porównując profile otworów Korytowo 1 i Polskie Łąki PIG 1, największe różnice w wykształceniu utworów górnej jury zaznaczają się właśnie w niższej części sekwencji, odpowiadającej oksfordowi, gdy opisywane zróżnicowanie miało miejsce. Profil Korytowa 1 usytuowany był ok 300 m od centrum struktury Chojnice–Gawroniec (por. Jawor *W*: Sprawozdanie ..., 1960), a otwór Polskie Łąki PIG 1 ok. 170 dalej ku południowemu wschodowi. Oba profile w późnej jurze znajdowały się na już wyniesionej lub dźwigającej się strukturze halokinetycznej, z tym że profil Korytowo l położony był bliżej jej centrum, przez co znacznie silniej zaznaczyła swą obecność sedymentacja węglanowa, podczas gdy w profilu Polskie Łąki PIG 1, położonym bardziej na zewnątrz struktury halokinetycznej, obserwujemy zazębianie się węglanów z klastykami formacji Łyny. Jest to dobre wytłumaczenie różnic miąższości obserwowanych na dystansie 170 metrów.

Wpływ dźwigającej się struktury halokinetycznej może też tłumaczyć brak skał ewaporatowych (obojętnie erozyjny czy sedymentacyjny) w ogniwie z Wieńca formacji kcyńskiej w stosunku do reszty obszaru południowo-wschodniej części niecki pomorskiej.

KREDA

Sylwester MAREK, Krzysztof LESZCZYŃSKI

KREDA DOLNA

Osady dolnokredowe w otworze Polskie Łąki PIG 1, o łącznej miąższości 204,0 m, zostały nawiercone na głębokości 651,0–855,0 m.

Litologię i stratygrafię tych osadów opracowano na podstawie prób okruchowych i krzywych pomiarów geofizyki wiertniczej, w nawiązaniu do profilu pełnordzeniowanego otworu Korytowo l położonego w pobliżu.

Profil dolnej kredy w otworze Polskie Łąki PIG l jest charakterystyczny dla zewnętrznej strefy południowo-wschodniej części niecki pomorskiej, gdzie stwierdzono brak osadów wyższego dolnego beriasu (wyższy górny wołg–najwyższe ogniwa purbeku), środkowego i górnego beriasu (riazań) oraz zapewne najniższego walanżynu dolnego (Marek, 1968, 1988; Raczyńska, 1979).

Berias dolny (wołg górny) ma prawdopodobnie miąższość zaledwie 10,0 m i reprezentowany jest przez skały ogniwa z Wieńca formacji kcyńskiej. Wydzielone one zostały w tym otworze na podstawie charakterystycznego zapisu krzywych pomiarów geofizyki otworowej (PG i PNG). Występują tu wapienie z marglami i mułowcami. Wapienie zawierają szczątki małżów, serpul oraz małżoraczki. W próbkach okruchowych nie stwierdzono wkładek anhydrytów charakterystycznych dla tego ogniwa, podobnie zresztą jak w rdzeniach otworu Korytowo 1. Być może górny fragment profilu ogniwa z Wieńca, zawierający anhydryty, został usunięty w czasie epizodu regresywnego, przypadającego na koniec wczesnego beriasu–późny berias i prawdopodobnie na początek walanżynu.

Walanżyn

W walanżynie, o łącznej miąższości 62,5 m, wyróżniono osady walanżynu dolnego (miąższości 45,5 m) oraz walanżynu górnego (miąższości 17,0 m).

Walanżyn dolny, wykazujący wyraźną dwudzielność, zbudowany jest w dole z warstw platylenticerasowych, a w górze z warstw polyptychitesowych (Marek, Raczyńska, 1979).

Warstwy platylenticerasowe, tworzące ogniwo z Opoczek w obrębie formacji rogoźniańskiej, stanowią ciemnoszare i szare iłowce z faunę o miąższości 15,0 m. Powstały one w spokojnych wodach otwartego morza epikontynentalnego w warunkach redukcyjnych.

Warstwy polyptychitesowe o miąższości 30,5 m, tworzące formację bodzanowską, reprezentują piaskowce i przekładańce ilasto-piaszczyste osadzone w środowisku śródlądowym i paralicznym. Był to okres znacznego spłycenia i wysłodzenia zbiornika sedymentacyjnego, uaktywnienia procesów erozyjnych na lądzie i wzmożonej dostawy grubszego materiału piaszczystego przez rzeki.

Walanżyn górny o miąższości 17,0 m reprezentuje ogniwo wierzchosławickie stanowiące dolne ogniwo formacji włocławskiej (Raczyńska, 1979).

Profil rozpoczynają iłowce i przekładańce ilasto-piaszczyste przechodzące ku górze w piaskowce drobnoziarniste częściowo wapnisto-dolomityczne z wkładkami rud oolitowo-żelazistych. Z początkiem późnego walanżynu nastąpiło szybkie pogłębienie zbiornika, a następnie wyraźne jego spłycenie, wyrażone odwróconym cyklem sedymentacyjnym o ziarnie grubiejącym ku górze.

Hoteryw

W obrębie hoterywu, także wchodzącego w skład formacji włocławskiej, wyróżniono dwa litologiczne ogniwa, przy czym hoteryw dolny reprezentuje ogniwo gniewkowskie, natomiast hoteryw górny – ogniwo żychlińskie. W hoterywie dolnym o miąższości 12,0 m dominują ciemne iłowce i przekładańce ilasto-piaszczyste z fauną, przedzielone kilkumetrową warstwą piaskowców żelazistych.

W hoterywie górnym o miąższości 27,0 m profil jest dwudzielny. W dolnej jego części występuje 13-metrowa warstwa piaskowców częściowo wapnisto-dolomitycznych i żelazistych, natomiast w górnej dominują ciemnoszare i szare iłowce oraz przekładańce ilasto-piaszczyste z fauną.

We wczesnym i najpóźniejszym hoterywie kontynuowała się zatem morska sedymentacja drobnoklastycznych osadów w środowisku redukcyjnym. We wczesnym późnym hoterywie doszło do kolejnego spłycenia zbiornika sedymentacyjnego i znacznego dopływu materiału piaszczystego.

Barrem–alb środkowy

Ponad ilastym hoterywem górnym, a pod piaszczysto-marglistym i fosforytowym albem górnym występuje 89,5-metrowy kompleks osadów w przewadze piaszczystych formacji mogileńskiej z trzema litologicznymi ogniwami: pagórczańskim, goplańskim i kruszwickim, zaliczanymi do barremu, aptu oraz dolnego i środkowego albu.

Ogniwo pagórczańskie, o miąższości 31,0 m, jest zbudowane z jasnych piaskowców osadzonych w środowisku rzeczno-deltowym.

Ogniwo goplańskie o miąższości 10,0 m wykształcone jest jako przekładańce ilasto-piaszczyste w środkowej części z przewagą piaskowców z glaukonitem. Jest to okres podniesienia się poziomu morza i rozszerzenia jego zasięgu.

Ogniwo kruszwickie o miąższości 48,5 m zbudowane jest ponownie z piaskowców z dużym udziałem glaukonitu, powstałych w płytkim i ruchliwym zbiorniku morskim o normalnym zasoleniu.

Skały albu górnego mają miąższość zaledwie 3,0 m i są to prawdopodobnie piaskowce glaukonitowe oraz margle piaszczyste, być może z konkrecjami fosforytowymi.

Cykliczna sedymentacja osadów obserwowana we wczesnej kredzie jest odbiciem zmian eustatycznych poziomu wód oceanicznych, wyrażonych transgresjami morskimi i następującymi po nich regresjami oraz okresami spłycenia zbiornika sedymentacyjnego (Marek, 1988). Cykle sedymentacyjne odzwierciedlają kilkakrotną progradację piaszczystych osadów przybrzeża na ilaste osady morza otwartego (Dadlez, Dadlez, 1987). Osady deponowane były w płytkim zbiorniku sedymentacyjnym i reprezentują system depozycyjny płytkiego szelfu silikoklastycznego, z okresowo pojawiającymi się warunkami redukcyjnymi.

Krzysztof LESZCZYŃSKI

KREDA GÓRNA

Skały kredy górnej mają miąższość 472,0 m i reprezentowane są przez wszystkie piętra, poczynając od cenomanu, a kończąc na mastrychcie dolnym.

Ze względu na bezrdzeniowe przewiercenie skał w tym profilu brak jest w nim dokumentacji paleontologicznej, a profil litologiczno-stratygraficzny odtworzono na podstawie analizy próbek okruchowych oraz pomiarów geofizyki wiertniczej, porównując z profilami pobliskich otworów Korytowo 1 i Bukowiec 1.

Ponad marglisto-piaszczystymi osadami albu górnego, prawdopodobnie zawierającymi konkrecje fosforytowe, obserwuje się szybki wzrost udziału skał węglanowych. Występuje tu marglisto-wapienna seria dolnego kompleksu cenomanu, zbudowana z margli i następnie z wapieni. W kompleksie górnym, o niższej zawartości $CaCO_3$, występują mułowce i iłowce margliste. Oba kompleksy są doskonale widoczne na wykresach pomiarów geofizycznych: dolny kompleks marglisto-węglanowy charakteryzuje się wyższymi oporami i niższymi wskazaniami na krzywej profilowania PG, natomiast w przypadku kompleksu górnego jest odwrotnie. Miąższość osadów cenomanu wynosi 81,0 m.

Również turon (łącznie z poziomem *Inoceramus schloenbachi*) jest dwudzielny litologicznie. Kompleks dolny, o większej miąższości, tworzą mułowce margliste i iłowce, w górnym zaś występują opoki i margle. Miąższość turonu wynosi 139,0 m.

Koniak (poziom *Inoceramus involutus*), santon i kampan to kontynuacja sedymentacji opok i margli. Wydaje się, że opoki koniackie są bardziej ilaste od turońskich i wyżej leżących opok santońskich, na co wskazuje zapis krzywej profilowania gamma PG. Miąższości osadów koniaku, santonu i kampanu wynoszą odpowiednio: 18,5, 39,0 i 131,5 m.

Najwyższym piętrem kredy w otworze Polskie Łąki PIG 1 jest mastrycht. Występuje tu najprawdopodobniej jedynie mastrycht dolny zbudowany z wapieni marglistych i opok. W spągu być może pojawia się kilku-, kilkunastometrowej miąższości seria piaskowców wapnistych lub wapieni piaszczystych, obecnych także w otworach Korytowo 1 i Bukowiec 1. Mastrycht dolny ma miąższość 63,5 m.

Paleocen dolny, notowany w niektórych otworach niecki pomorskiej, w wierceniu Polskie Łąki PIG 1 nie występuje.

Sekwencja późnej kredy deponowana była w otwartym basenie morskim z dominującą sedymentacją węglanową (cenoman) oraz węglanowo-krzemionkową i marglistą. Analizując paleogeograficzny obraz regionalny tej części basenu, można zauważyć, że w strefie przejściowej między obszarem sedymentacji węglanowej a silikoklastycznej (we wczesnym turonie) pojawiła się seria mułowców i iłowców marglistych, odzwierciedlająca strefę widocznych wpływów tarczy bałtyckiej (stąd ta część profilu zdominowana jest przez znaczny udział klastyków transportowanych zapewne z północy) od strefy centralnej basenu sedymentacyjnego. We wczesnym mastrychcie pojawiły się też utwory węglanowo-piaszczyste, zawierające znaczne ilości materiału piaszczystego, być może dostarczanego z wału śródpolskiego, podlegającego w tym okresie intensywniejszym procesom inwersji tektonicznej.

Cały profil kredy górnej wykazuje podobieństwo do profilu z otworu Korytowo 1. Porównanie miąższości poszczególnych pięter kredy górnej w obu otworach pokazuje tabela 7.

Tabela 7

Porównanie miąższości i głębokości spągów pięter kredy górnej w otworach Korytowo 1 i Polskie Łąki PIG 1

Comparison of thicknesses and depths to base of individual Upper Cretaceous stages in the Korytowo 1 and Polskie Łąki PIG 1 boreholes

Stratygrafia	Korytowo 1		Polskie Łąki PIG 1	
	spąg [m]	miąższość [m]	spąg [m]	miąższość [m]
Mastrycht górny	245,0	86,0	242,5	63,5
Kampan	378,0	133,0	373,0	131,5
Santon	418,0	40,0	412,5	39,0
Koniak[1]	437,0	19,0	431,0	18,5
Turon[2]	577,0	140,0	570,0	139,0
Cenoman	662,0	85,0	651,0	81,0
Kreda górna	662,0	503,0	651,0	472,0

[1] poziom *Inoceramus involutus*; *Inoceramus involutus Zone*

[2] z poziomem *Inoceramus schloenbachi*; with the *Inoceramus involutus Zone*

Marcin PIWOCKI, Jacek KASIŃSKI

PALEOGEN I NEOGEN

W profilu Polskie Łąki PIG 1 ponad podłożem mezozoicznym spoczywa na głębokości 132,0–179, 0 m seria osadów mułkowo-piaszczystych. Utwory te rozprzestrzeniają się powszechnie na badanym terenie w dolnej części profilu paleogenu i znane są jako „formacja" czempińska, a opisywane były również jako tzw. iły toruńskie. Wyżej leżą na głębokości 103,0–132,0 m mułki ilaste i piaski mułkowate, które w sąsiednich, rdzeniowanych wierceniach rozpoznane są jako osady morskie z glaukonitem, będące odpowiednikiem „formacji" rupelskiej. Obydwie opisane serie należą do oligocenu dolnego *sensu* rupel.

Ponad oligocenem spoczywaja niezgodnie osady mioceńskie reprezentowane przez utwory mułkowo-ilaste, zwykle zawęglone i zawierające drobne wkładki węgla brunatnego atrytowego. Utwory mioceńskie kończy seria ilasta z wkładkami węgla brunatnego. Na podstawie znajomości profili otworów sąsiednich można przyjąć, że jest to profil typowy, złożony w dolnej części (głębokość 60,0–103,0 m) z utworów miocenu dolnego, odpowiadającego formacjom rawickiej i ścinawskiej, a w górnej części (głębokość 38,5 –60,0 m) z osadów miocenu środkowego, stanowiących odpowiednik formacji adamowskiej i poznańskiej (osady ilaste z węglem brunatnym). Węgle brunatne w stropowej części profilu znane są w wierceniach sąsiednich i należą do szeroko rozprzestrzenionego w tej części kraju I pokładu środkowopolskiego.

Ponad miocenem spoczywają na głębokości 0,0–38,5 m osady plejstocenu i holocenu złożone z naprzemianległych piasków i glin zwałowych, które reprezentują osady zlodowacenia środkowopolskiego i bałtyckiego.

Warto podkreślić, że na badanym obszarze powszechnie rozwinięte są zjawiska glacitektoniczne, stąd profil kenozoiku może być w partii stropowej zaburzony przez działalność lądolodu.

Jerzy ŻABA

BUDOWA ORAZ EWOLUCJA STRUKTURALNA UTWORÓW PALEOZOICZNYCH I MEZOZOICZNYCH

WSTĘP

Budowa i ewolucja tektoniczna utworów paleozoicznych, a zwłaszcza ordowickich i sylurskich, strefy Koszalin–Chojnice są przedmiotem dużego zainteresowania oraz licznych kontrowersji od kilkudziesięciu lat (np.: Znosko, 1965, 1986; Dadlez, 1978, 1982, 2000; Pożaryski i in., 1982; Mizerski, Skurek-Skurczyńska, 2000; Poprawa, 2006). Ta wąska i względnie niewielka obszarowo strefa stanowi jeden z izolowanych, a jednocześnie nielicznych obszarów udokumentowanego występowania utworów dolnopaleozoicznych w obrębie strefy szwu transeuropejskiego (TESZ). Dlatego, obserwacje i koncepcje budowane na podstawie analizy tych utworów rozszerzano często na skalę regionalną lub szerszą.

Jednocześnie źródłem wielu kontrowersji było to, iż rozpoznanie budowy utworów dolnego paleozoiku w strefie Koszalin–Chojnice ograniczone jest głównie do materiału rdzeniowego kilkunastu otworów wiertniczych, z których każdy jedynie fragmentarycznie nawierca te skały (np. Dadlez, 1978; Podhalańska, Modliński, 2006). Charakter i budowa pokrywy osadowej w nadkładzie utworów dolnego paleozoiku utrudniają szersze wykorzystanie wyników badań geofizycznych w ich rozpoznaniu, co stanowi ograniczenie zwłaszcza dla badań tektonicznych.

Szczególnie intensywną dyskusję na temat kaledońskiej ewolucji tektonicznej strefy Koszalin–Chojnice oraz stref jej pokrewnych prowadzono w odniesieniu do profilu otworu Toruń 1. Otwór ten cechuje wyjątkowo długi interwał przewierconych utworów dolnopaleozoicznych, wynoszący ponad 1500 m, oraz obecność w jednym profilu utworów kilku pięter syluru i prawdopodobnie ordowiku (np. Tomczyk, 1980; Dadlez, 1982; Podhalańska, Modliński, 2006).

Tomczyk (1980) wyróżnił w tym profilu kompleksy o indywidualnym stylu tektonicznym, stawiając hipotezę o występowaniu w nim osobnego, takońskiego piętra strukturalnego, będącego efektem śródsylurskich deformacji. Dla wytłumaczenia obecności niezgodności tektonicznych w profilu, oraz kontrastu w stopniu zaangażowania utworów dolnolandowerskich i górnoordowickich w stosunku do wyżej leżących utworów wenloku i młodszych, proponował alternatywne koncepcje. Według pierwszej – zdeformowane utwory stanowiłyby czoło fałdów kaledońskich, przylegających do kratonu wschodnioeuropejskiego, bądź nasuniętych na niego, zaś według drugiej, preferowanej – dolnolandowerskie i górnoordowickie zdeformowane utwory stanowiłyby zapis kaledońskiej mobilności w strefie głębokiego rozłamu, zawiązanego z rozwiniętym wzdłuż strefy Tornquista megauskokiem przesuwczym (*op. cit.*). Tezę o śródsylurskim sfałdowaniu osadów starszego syluru i górnego ordowiku w profilu otworu Toruń 1 oraz zapoczątkowaniu w późnym sylurze sedymentacji pokrywy platformowej postulowali również Pożaryski i in. (1982).

Alternatywną interpretację przedstawił Dadlez (1982), sugerując, iż obserwowane deformacje tektoniczne, redukcje miąższości i luki w profilu otworu Toruń 1 są efektem jednej fazy fałdowania oraz wyprasowania tektonicznego, które nastąpiły w późnym sylurze, bądź po sylurze. W efekcie zaproponował, że w profilu tym występują trzy powierzchnie nasunięć, oddzielające od siebie cztery fałdy, z których trzy górne są obalonymi łuskami o wyprasowanych skrzydłach brzusznych (*op. cit.*). Autor ten rozważał również alternatywną możliwość, zakładającą iż otwór Toruń 1 przewierca skrzydło kaledońskiego fałdu, przecięte stromymi, zrzutowymi uskokami, np. waryscyjskiego wieku (*op. cit.*). Skłaniał się on równocześnie do interpretacji przyjmującej, że cały rejon od strefy Rugii po strefę Koszalin–Chojnice został zdeformowany w jednej fazie tektonicznej, przypadającej na przełom syluru i dewonu. Niemniej jednak, w odniesieniu do strefy Rugii późniejsze datowania $^{40}Ar/^{39}Ar$ metamorfizmu niskiego stopnia, który wiązał się z deformacjami, wskazują, iż główne zdarzenie termiczno-tektoniczne miało tam miejsce w późnym ordowiku–wczesnym sylurze (Dallmeyer i in., 1999; Giese i in., 2001).

Modele ewolucji strukturalnej omawianej strefy opierano również na analogiach do stref szwu transeuropejskiego, położonych dalej ku południowemu-wschodowi. Przykładem jest koncepcja zakładająca, iż utwory ordowicko-dolnosylurskiej strefy Koszalin–Chojnice deponowane były w synsedymentacyjnym rowie tektonicznym, rozwiniętym przy zachodniej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego, którego wypełnienie osadowe uległo następnie wspomnianym powyżej, śródsylurskim deformacjom (Pożaryski i in., 1982). Koncepcja ta opierała się przede wszystkim na relacjach miąższościowych utworów dolnego paleozoiku w strefie radomsko-lubelskiej (radomsko-kraśnicko-narolskiej) w stosunku do lubelskiego skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego z jednej strony oraz do bloku małopolskiego z drugiej. Jednakże założenie, że położenie bloku małopolskiego względem strefy radomsko-lubelskiej oraz względem lubelskiego skłonu kratonu

wschodnioeuropejskiego było identyczne (na przykład w ordowickiej paleogeografii) jak współcześnie, nie jest przekonywujące (por. Kozłowski i in., 2004; Nawrocki, Poprawa, 2006; Poprawa, 2006). Model Pożaryskiego i in. (1982) przyjmuje ponadto, iż główne deformacje w strefie radomsko-lubelskiej (radomsko-kraśnicko-narolskiej) miały miejsce przed późnym sylurem. Jednakże, jak wykazują badania Jarosińskiego (2004), deformacje te w poszczególnych otworach obejmują jedynie fragmenty profili o różnej pozycji stratygraficznej od kambru po sylur i nadścielone oraz podścielone są przez utwory niezdeformowane. Nie jest możliwe więc wyciągniecie powyższej konkluzji co do wieku tych deformacji, który alternatywnie przypadać może nawet na dewon bądź karbon (*op. cit.*).

Jako drugi przykład synsedymentacyjnego rowu, poddanego śródsylurskim deformacjom, stanowiącego potencjalny analog strefy Koszalin–Chojnice, Pożaryski i in. (1982) wskazywali strefę Kraków–Myszków. W strefie tej, położonej między niezdeformowanymi blokami małopolskim i górnośląskim, występować miały kaledońskie, kolizyjne deformacje tektoniczne (por. Unrug i in., 1999). Koncepcji takiej zaprzeczyły jednak badania Żaby (1994, 1995, 1999), Buły i in. (1997) oraz Buły (2000), dowodzące przesuwczej natury strefy Kraków–Myszków oraz braku jej facjalnej bądź miąższościowej specyfiki w stosunku do obszarów przyległych.

Dodać należy ponadto, że istnieją również poglądy kwestionujące obecność na zachód od kratonu wschodnioeuropejskiego, w tym w strefie Koszalin–Chojnice, orogenu kaledońskiego i/lub ówczesnej strefy kolizji (Głazek i in., 1981; Mizerski, Skurek-Skurczyńska, 2000).

W odniesieniu do tektoniki strefy Koszalin–Chojnice wszystkie powyższe poglądy i koncepcje opierały się jedynie na analizie zmienności upadów utworów paleozoicznych w profilach poszczególnych wierceń oraz niekiedy na analizie przebiegu stref uskokowych. Nie prowadzono natomiast w tej strefie badań strukturalnych na materiale rdzeniowym, mimo iż jest to jedna z podstawowych metod badań w strefach kolizji. Należy zwrócić jednak uwagę, że materiał rdzeniowy z utworów dolnego paleozoiku strefy Koszalin–Chojnice jest w wielu przypadkach zdekompletowany i źle zachowany, co ogranicza potencjał tej metody.

Poniżej przedstawiono wyniki analizy strukturalnej, przeprowadzonej na próbkach wiertniczych pochodzących z otworu Polskie Łąki PIG 1. Na obecnym etapie badań zgromadzony materiał nie pozwala na jednoznaczne odniesienie się do powyższej wzmiankowanych kontrowersji, co do ewolucji tektonicznej strefy Koszalin–Chojnice. Przeprowadzone analizy miały na celu przede wszystkim określenie charakteru struktur tektonicznych, wydzielenie ich generacji, ustalenie sekwencji zdarzeń geologicznych oraz odtworzenie warunków i charakteru deformacji, ze szczególnym uwzględnieniem epizodów deformacji. W konsekwencji zamierzano podjąć próbę powiązania danych struktur i odpowiedzialnych za ich powstanie deformacji z wydarzeniami tektonicznymi.

TEKTONIKA OBSZARU BADAŃ

Strefa Koszalin–Chojnice jest rozwinięta wzdłuż zachodniej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego w jej pomorskim sektorze. Stanowi ona obszar, który oprócz względnie dużych miąższości i głębokomorskich facji części utworów dolnego paleozoiku, indywidualizuje się również pod względem budowy tektonicznej, co jest wynikiem nakładania się efektów kilku faz aktywności tektonicznej. Specyfiką tej wąskiej, wydłużonej strefy są przede wszystkim, wzmiankowane powyżej, deformacje utworów dolnego paleozoiku (np.: Znosko, 1965, 1986; Dadlez, 1978; Pożaryski i in., 1982). W waryscyjskim cyklu geotektonicznym obszar ten został pocięty dodatkowo przez liczne uskoki oraz zaangażowany przez tektonikę blokową (Dadlez, 1978; Matyja, 2006). Skalę ówczesnych deformacji charakteryzuje największy z udokumentowanych przez Dadleza (*op. cit.*) zrzutów na pojedynczej strefie uskokowej, wynoszący ponad 2100 m. W mezozoiku, w wyniku transtensyjnej, bądź ekstensyjnej reaktywacji starszych uskoków doszło w strefie Koszalin–Chojnice do rozwoju rowów tektonicznych, które w późnej kredzie oraz na przełomie kredy i neogenu uległy kompresyjnej do transpresyjnej inwersji (Dadlez, 1989, 1997b; Krzywiec, 2002; Leszczyński, 2002). Paleozoiczno-mezozoiczna aktywność tektoniczna doprowadziła w efekcie do wykształcenia się w omawianym obszarze gęstej sieci uskoków o kierunkach zbliżonych do NW–SE (np. Pożaryski i in., 1982; Dadlez, 1997b).

Najstarszymi osadami, nawierconymi w omawianej strefie są utwory ordowickie. Stanowią je głównie głębokomorskie iłowce i mułowce górnego lanwirnu–karadoku, a lokalnie (otwór Toruń 1) prawdopodobnie aszgilu (Modliński, 1968; Bednarczyk, 1974; Podhalańska, Modliński, 2006). Cechami charakterystycznymi utworów ordowickich jest zazwyczaj wysoki stopień zaangażowania tektonicznego, wyrażający się zróżnicowanymi, aczkolwiek zazwyczaj dużymi upadami tektonicznymi, oraz znacznie większa ich stratygraficzna miąższość niż równowiekowych utworów na kratonie wschodnioeuropejskim (Bednarczyk, 1974; Dadlez, 1978; Podhalańska, Modliński, 2006).

Utwory sylurskie w strefie Koszalin–Chojnice w profilach poszczególnych otworów wiertniczych nawiercane są zazwyczaj fragmentarycznie, choć w efekcie stwierdzono osady wszystkich pięter syluru (Teller, 1974; Dadlez, 1978; Podhalańska, Modliński, 2006). Z wyjątkiem profilu otworu Toruń 1 nie udokumentowano przejścia ordowiku w sylur (Podhalańska, Modliński, 2006). Stopień deformacji tektonicznych utworów sylurskich jest zmienny. Utwory landoweru cechują wysokie upady tektoniczne (*op. cit.*). Podwyższone upady stwierdzono także w słabiej rozwierconych utworach wenloku (*op. cit.*). Natomiast utwory ludlowu i przydolu wykazują zmienne, choć najczęściej niższe upady tektoniczne (Teller, 1974; Dadlez, 1978; Pożaryski in., 1982).

Na utworach różnych pięter ordowiku i syluru częściowo niezgodnie zalegają osady ?najwyższego emsu, środkowego i górnego dewonu oraz karbonu. Większa część dolnego dewonu reprezentowana jest przez erozyjną lukę stratygraficzną (np. Dadlez, 1978; Matyja, 2006), przypuszczalnie związaną z pokolizyjnym wynoszeniem izostatycznym (Poprawa, 2006). Utwory dewonu reprezentowane są w strefie Koszalin–Chojnice początkowo głównie przez silikoklastyki, później przez utwory wapienno-margliste (Dadlez, 1978; Matyja, 1998, 2006). W karbonie były deponowane głównie węglany, piaskowce arkozowe i łupki (Dadlez, 1978; Lipiec, Matyja, 1998; Matyja, 2006). Sedymentacja była przerywana krótkimi okresami erozji w najwcześniejszym karbonie oraz na pograniczu wczesnego i późnego karbonu, zaś zasadnicza przebudowa tektoniczna i powszechne procesy denudacji nastąpiły na przełomie karbonu i permu (Dadlez, 1978). Górnopermsko-mezozoiczna pokrywa osadowa omawianego terenu wykształcona jest w facjach typowych dla basenu polskiego (por. Marek, Pajchlowa, 1997).

ANALIZA STRUKTURALNA PRÓBEK WIERTNICZYCH

Szczegółową analizą strukturalną objęto próbki z rdzeni wiertniczych pochodzących z otworu Polskie Łąki PIG 1, zlokalizowanego w strefie tektonicznej Koszalin–Chojnice. Badaniami objęto przede wszystkim rdzenie wiertnicze reprezentowane przez utwory paleozoiczne, ze szczególnym uwzględnieniem dolnopaleozoicznych. W ramach porównawczych badań uzupełniających, analizie strukturalnej poddano też wytypowane próbki wiertnicze pochodzące z sekwencji mezozoicznych.

METODYKA BADAŃ I ZAKRES BADAŃ

Przeprowadzono szczegółową analizę mezostrukturalną próbek wiertniczych pochodzących z analizowanego otworu. Podczas prac terenowych wykonano szczegółową, geometryczną analizę strukturalną. Objęła ona analizę morfologiczną stwierdzonych struktur oraz ich orientację (wykonano kilka tysięcy pomiarów względnej, przestrzennej orientacji struktur w rdzeniach ze szczególnym uwzględnieniem kątów ich nachylenia) i superpozycję (zaburzanie, przecinanie i przemieszczanie struktur starszych przez młodsze) stanowiącą podstawę do ustalenia sekwencji zdarzeń geologicznych. Sporządzono obszerną dokumentację fotograficzną oraz rysunkową. W ramach prac terenowych i kameralnych przeprowadzono szczegółową analizę kinematyczną (określono kierunki skracania i poszerzania oraz zwrot względnych przemieszczeń), dynamiczną (określono warunki deformacji oraz układy naprężeń) i statystyczną zebranych danych.

Próbki wiertnicze objęte badaniami strukturalnymi nie były podczas prowadzenia prac wiertniczych bezpośrednio orientowane względem północy. W związku z tym zależnie od stanu zachowania rdzeni wiertniczych, tj. wielkości ubytków, stopnia zniszczenia, rozdrobnienia itp., a także od charakteru budowy strukturalnej podjęto różne próby ich orientacji. Analizą objęto głównie próbki wiertnicze zorientowane względem pionu, z określonym lub nieokreślonym położeniem góry i dołu. Część badanych próbek została zorientowana względem siebie; w przypadkach stwierdzenia szczególnie interesujących struktur bądź superpozycji kilku ich generacji, badano też próbki całkowicie nieorientowane (należały one jednak do rzadkości). Część próbek wiertniczych, z uwagi na ich szczególne cechy strukturalne, mogła być orientowana dwuwariantowo względem stron świata lub pośrednio względem północy, tzw. metodą strukturalną. Metodyka badań strukturalno-tektonicznych rdzeni wiertniczych bezpośrednio nieorientowanych została szczegółowo przedstawiona w pracy Żaby (1999).

W otworze Polskie Łąki PIG 1 szczegółową analizą strukturalną objęto następujące serie skalne: 1 – górny ordowik (karadok), głębokość: 4297,5–4427,0 m, litologia: iłowce, iłowce mulaste, mułowce; 2 – dewon ?dolny (?ems górny) i środkowy (eifel, żywet), głębokość: ?3410,0–4297,5 m, litologia: iłowce, mułowce, piaskowce, margle, wapienie, dolomity wapniste; 3 – górny dewon (fran), głębokość: 3239,0–?3434,5 m, litologia: margle, wapienie margliste, wapienie, mułowce, piaskowce, zlepieńce; 4 – górny trias (górny kajper), głębokość: 1980,5 –2284,0 m, litologia: mułowce, mułowce ilaste, mułowce piaszczyste, iłowce; 5 – górny trias (retyk), głębokość: 1770,0 –1980,5 m, litologia: iłowce margliste, mułowce, piaskowce.

POŁOŻENIE WARSTW

Ordowik górny (karadok). Utwory ordowickie odznaczają się bardzo dużym zróżnicowaniem kątów nachylenia powierzchni sedymentacyjnych S_o (fig. 14). Wartość tych kątów zmienia się w granicach od 0 do 90°. Najczęściej pojawiające się kąty upadu grupują się w obrębie dwóch maksimów – silniejsze z nich obejmuje wartości w przedziale 20–30° (19%), natomiast nieco słabsze w zakresie 70–80° (13%). Analizowane utwory są najczęściej nachylone płogo lub pod średnimi kątami, rzadziej wykazują nachylenia strome, a całkiem sporadycznie pionowe lub subwertykalne (1%).

Jednakże zmienność nachylenia powierzchni sedymentacyjnych S_o wyraźnie zmienia się wraz z głębokością.

W dolnej części badanego profilu (4386,2–4427,0 m) zróżnicowanie kątów upadu utworów ordowiku jest największe; przyjmują one wszelkie możliwe wartości z maksimum obejmującym przedział 70–80° (19%). Nachylenia od 10 do 70° są tylko nieznacznie rzadziej obserwowane od powyższych (charakteryzują się koncentracją punktów pomiarowych o wartościach wahających się od 11 do 14%).

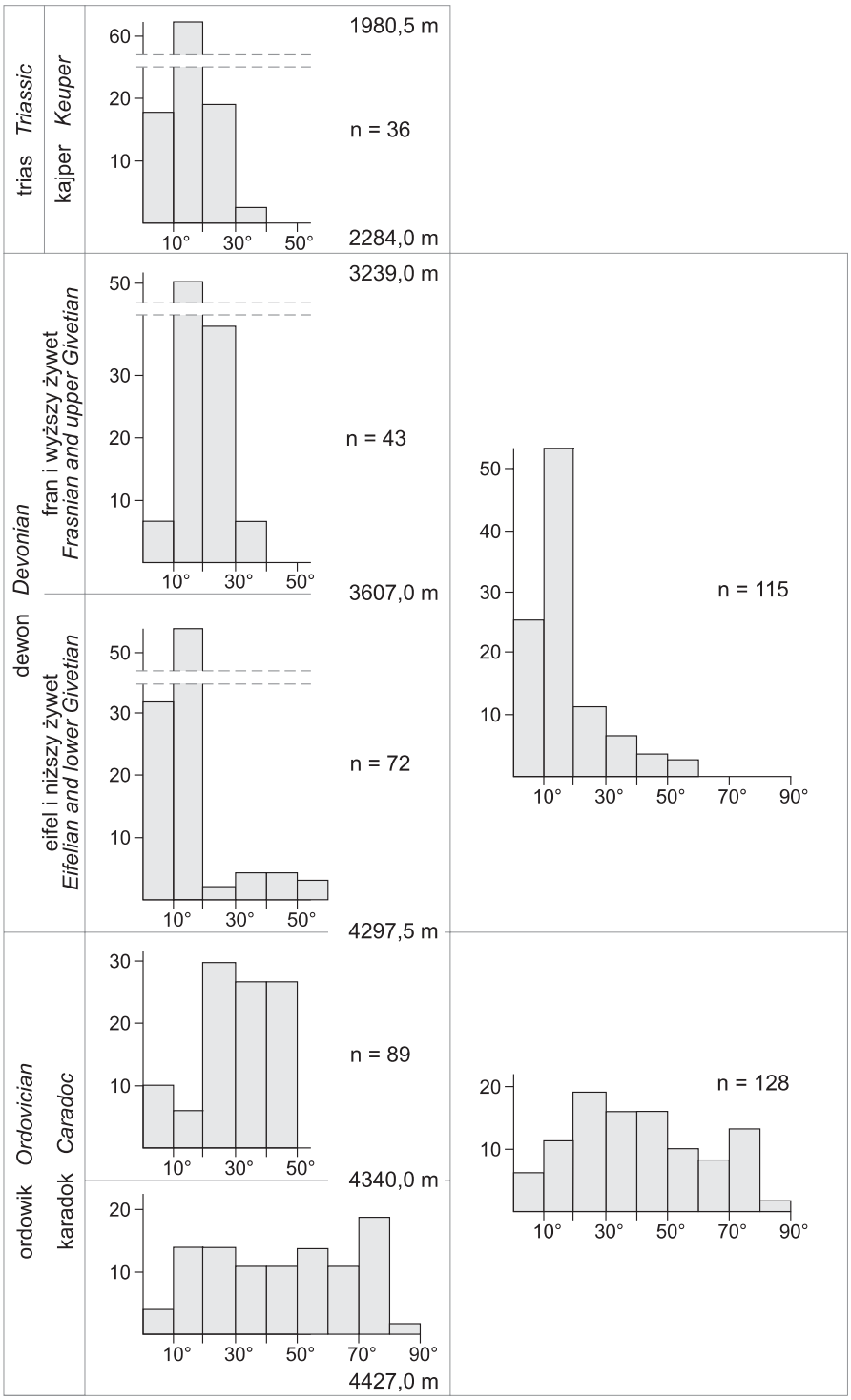


Fig. 14. Zmienność nachylenia powierzchni sedymentacyjnych (S_o) w utworach klastycznych ordowiku (karadok), dewonu (eifel, żywet, fran) i triasu (kajper)

Oś pionowa – frekwencja (%); oś pozioma – kąt nachylenia powierzchni sedymentacyjnych S_o

Variability of sedimentary surface (S_o) dipping of the Ordovician (Caradoc), Devonian (Eifelian, Givetian and Frasnian) and Triassic (Keuper) clastic sediments

Vertical axis – frequency (%); horizontal axis – dipping of sedimentary surface S_o

Natomiast w górnej części analizowanego profilu (4340,0 –4297,5 m) utwory ordowickie są nachylone przeważnie płogo lub pod średnimi kątami; najczęściej pojawiające się kąty upadu grupują się w przedziale 20–50° (28%). Zwraca uwagę, iż pozioma i płoga orientacja warstwowania występuje stosunkowo rzadko (6–10%), a nachylenia bardziej strome od 50° zdarzają się tylko sporadycznie.

Duża zmienność kątów upadu powierzchni sedymentacyjnych S_o wynika z intensywnego sfałdowania utworów ordowiku spowodowanego podginaniem, już wcześniej (stromo?) nachylonych warstw, wskutek licznych, cyklicznie powtarzających się przemieszczeń o charakterze nasuwczym (zachodzących wzdłuż płogo zorientowanych powierzchni ślizgowych) oraz w wyniku aktywności młodszych uskoków zrzutowych i zrzutowo-przesuwczych (fig. 15 i 16).

W obrębie profilu utworów górnego ordowiku (karadoku) w otworze Polskie Łąki PIG 1 stwierdzono interwały piaskowców kwarcowych, jeden około dwumetrowej miąższości (4384,0–4386,0 m), który po uwzględnieniu odcinków nierdzeniowanych stanowić może fragment wkładki o miąższości do 18 m (4366,5–4386,0 m), drugi zaś miąższości około 15 cm (4323,00–4323,15 m) (Modliński, 1992). Piaskowce te uważane są za utwory górnoordowickie, bo tak wynika z pozycji tych osadów w profilu, nie ma na to jednak żadnej dokumentacji biostratygraficznej. Kilka charakterystycznych cech tych osadów powoduje, iż dla piaskowców przyjąć należy środkowodewoński wiek. Utwory te wykształcone są w specyficznej facji, identycznej jak osady środkowodewońskie stwierdzone wyżej w profilu tego otworu. Są to płytkomorskie piaskowce kwarcowe, drobnoziarniste, zwięzłe, o spoiwie krzemionkowym, jasnoszare, z licznymi blaszkami muskowitu i przejawami ewaporatów na niektórych powierzchniach laminacji (por. Miłaczewski, 1992).

Kontrastują one swoim wykształceniem z występującymi powyżej oraz poniżej w profilu iłowcami bądź mułowcami karadoku, stanowiącymi osad powstały w głębokim, otwartym zbiorniku morskim. Od otaczających osadów ordowickich istotnie różnią się również stopniem deformacji tektonicznych. O ile bowiem utwory karadockie cechuje wysoki stopień deformacji oraz silne, tektoniczne wychylenie od pionu, to dyskutowane tu interwały piaskowca nie wykazują istotnych deformacji i charakteryzują się upadami do 5–10°. Zatem w profilu rdzeniowym interwał subhoryzontalnie leżących lub płogo nachylonych piaskowców dewońskich wyraźnie zalega dyskordantnie na bardzo stromo ustawionych kompleksach skalnych ordowiku, a różnica upadów na tym kontakcie wynosi nawet do 80°.

Rzeczywista obecność wspomnianych powyżej piaskowców dewońskich w obrębie profilu ordowickiego nie jest jednak pewna. Ten brak pewności wiąże się z możliwym błędnym umiejscowieniem fragmentu dewońskiego rdzenia w skrzynkach rdzeniowych. Domysł taki wynika z analizy karotaży wiertniczych, na których trudno znaleźć odzwierciedlenie obecności blisko 18-metrowej wkładki piaskowca w obrębie kompleksu ilasto-mułowcowego. W zwiercinach z interwału 4366,5–4386,0 m występują wprawdzie, oprócz dominujących ciemnych iłowców, pojedyncze okruchy jasnoszarych, drobnoziarnistych piaskowców, ale mogą one pochodzić z obsypywania się ścian otworu na wyżej położonym, dewońskim odcinku profilu. Jeśli jednak wykluczyć w tym wypadku błąd ludzki, to obecność dewońskich utworów w obrębie profilu osadów ordowickich tłumaczyć można na dwa sposoby. Utwory dewońskie stanowić mogą porwaki tektoniczne, wprasowane w obręb bardziej podatnych iłowców i mułowców ordowiku w wyniku przemieszczeń przesuwczych. Słabą stroną takiej koncepcji jest płogie zaleganie obu interwałów piaskowca, zaskakujące w świetle tektonicznej rotacji takich bloków. Drugim, bardziej prawdopodobnym i preferowanym tu wytłumaczeniem są możliwe powtórzenia w profilu, związane z nasuwczymi przemieszczeniami na odwróconych uskokach środkowodewońskich bądź młodszych.

Dewon (?ems, eifel, żywet, fran). Kąty upadu osadów dewońskich wykazują średnią zmienność, wahającą się w przedziale od 0 do 60° (fig. 14). Jednak zdecydowana większość powierzchni warstwowania w tych utworach zalega płogo (kąty: 10–20°, maksimum 53%) lub prawie poziomo (kąty 0–10°; 25%).

W dolnej części analizowanego profilu (eifel) osady dewońskie wykazują zmienność o cechach analogicznych, jak w całym profilu tych utworów. Zdecydowanie przeważają upady płogie wahające się w przedziale 10–20° (maksimum 54%) oraz położenia prawie poziome (kąty: 0–10°; 32%). Jednak nachylenia warstw w tym niewielkim przedziale (od 0 do 20°) wykazują znaczną zmienność, co ściśle wiąże się z rozwojem przemieszczeń nasuwczych, powodujących lokalne podgięcia warstw, które cyklicznie bądź stromieją, bądź uzyskują położenia niemal poziome (fig. 14). Zjawiska te koncentrują się przede wszystkim w spągowej części badanego profilu (eifel). Natomiast lokalnie zaznaczające się większe nachylenia warstw (30–50°), wykazują ścisły związek z aktywnością stromych lub niemal pionowych (progowych) uskoków zrzutowych (normalnych i odwróconych) oraz zrzutowo-przesuwczych (np. na głęb. 4260,0 m).

W górnej części badanego profilu (fran) osady dewońskie są nachylone nieco bardziej stromo (fig. 14) niż utwory leżące niżej (eifel, żywet). Wprawdzie nadal przeważają kąty upadu warstw wahające się w przedziale od 10 do 20° (maksimum: 50%), lecz pojawiają się też częste, nieco większe nachylenia warstwowania, wahające się w przedziale 20–30° (38%), czego nie obserwowano w osadach eiflu. Wyraźnie zmniejsza się natomiast udział warstw położonych niemal poziomo (kąty 0–10°; 6%). Nachylenie warstw w stropie sekwencji dewońskiej (fran), na kontakcie z osadami permu (cechsztynu), gwałtownie maleje. Powierzchnie sedymentacyjne (zapadające poniżej pod kątami 20–35°) ulegają na tym kontakcie wygięciu, przyjmując wartości 10–17°. Zjawisko to jest ściśle związane z aktywnością przemieszczeń nasuwczych obejmujących też osady permskie.

Trias (kajper, retyk). Osady te są nachylone zazwyczaj podobnie jak utwory dewońskie (fig. 16). Wyraźnie przewa-

żają kąty upadu wahające się w przedziale 10–20° (maksimum: 62%). Lokalnie osady triasowe zalegają niemal poziomo (kąty: 0–10°; 18%) bądź zapadają nieco bardziej stromo (kąty: 20–30°; 19%). Niekiedy obserwowane są jeszcze bardziej strome nachylenia warstw (powyżej 30°), które ściśle wiążą się z aktywnością, przeważnie stromych lub progowych, uskoków zrzutowych i zrzutowo-przesuwczych, rzadziej przesuwczych.

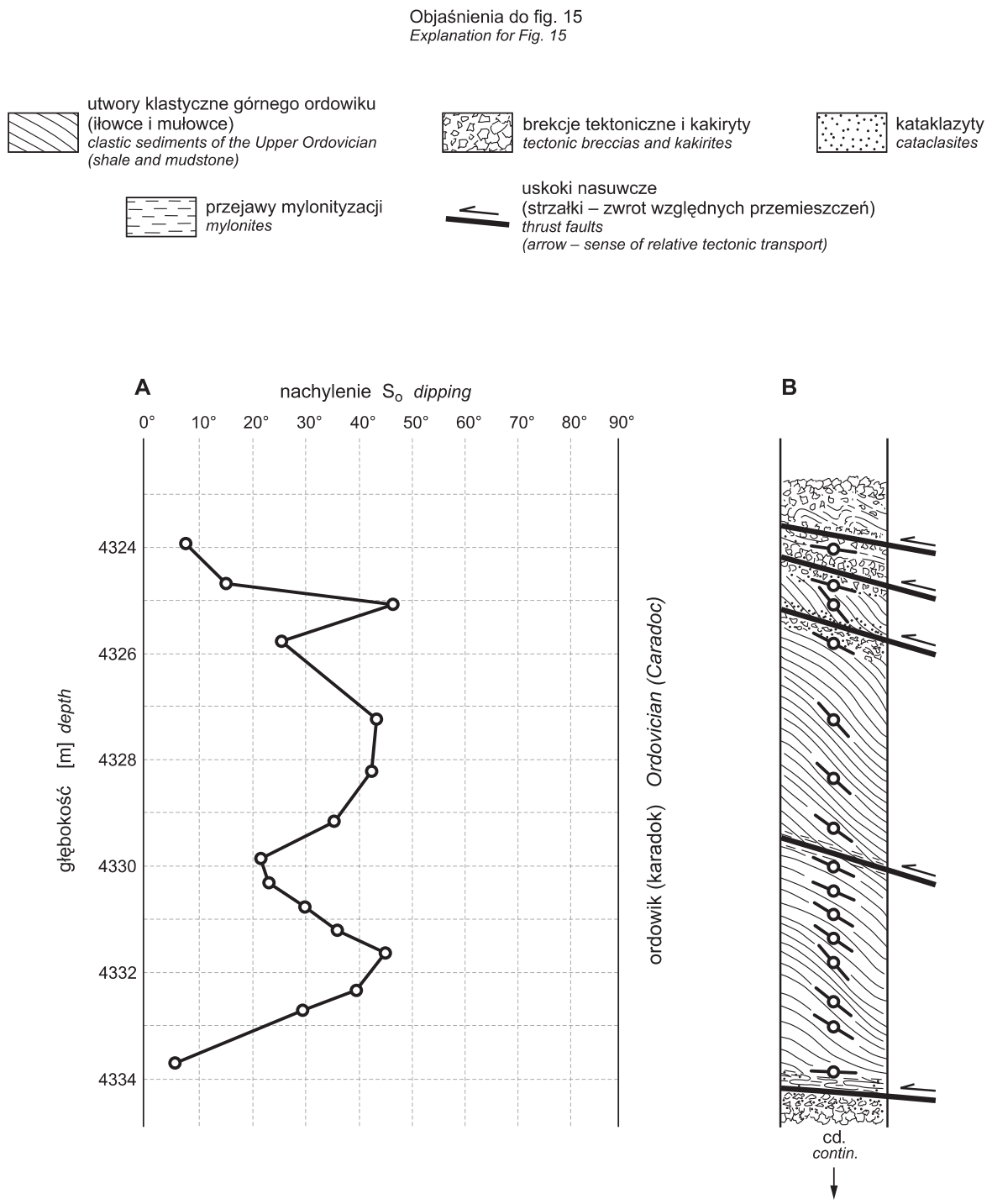
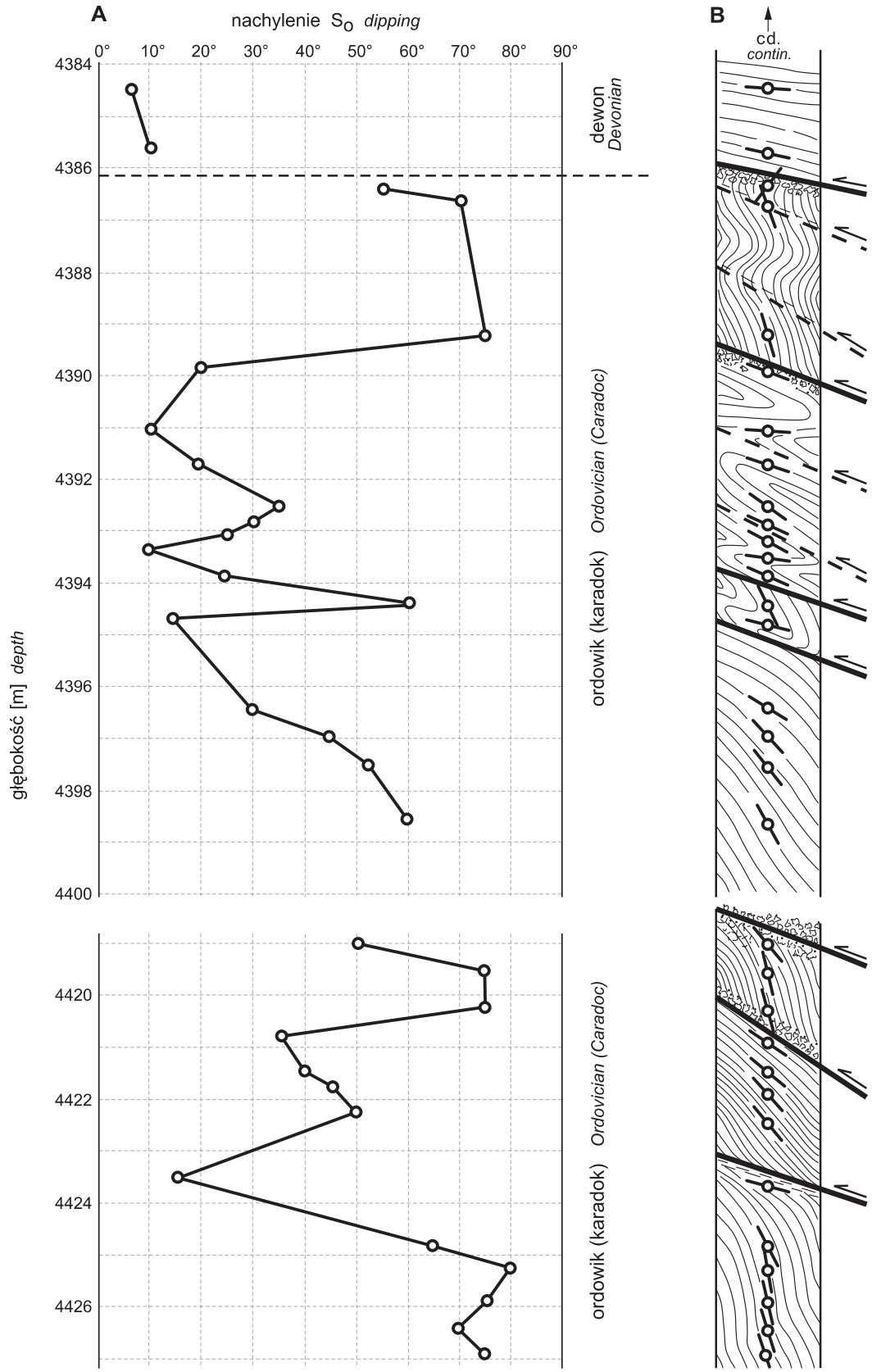


Fig. 15. Cechy strukturalne górnoordowickich utworów klastycznych

A – zmienność nachylenia powierzchni sedymentacyjnych S_o; **B** – przejawy tektoniki nasuwczej

Fig. 15 cd.



Structural inventory of the Upper Ordovician clastic sediments

A – variability of sedimentary surface (S_0) dipping; **B** – structures related to thursting

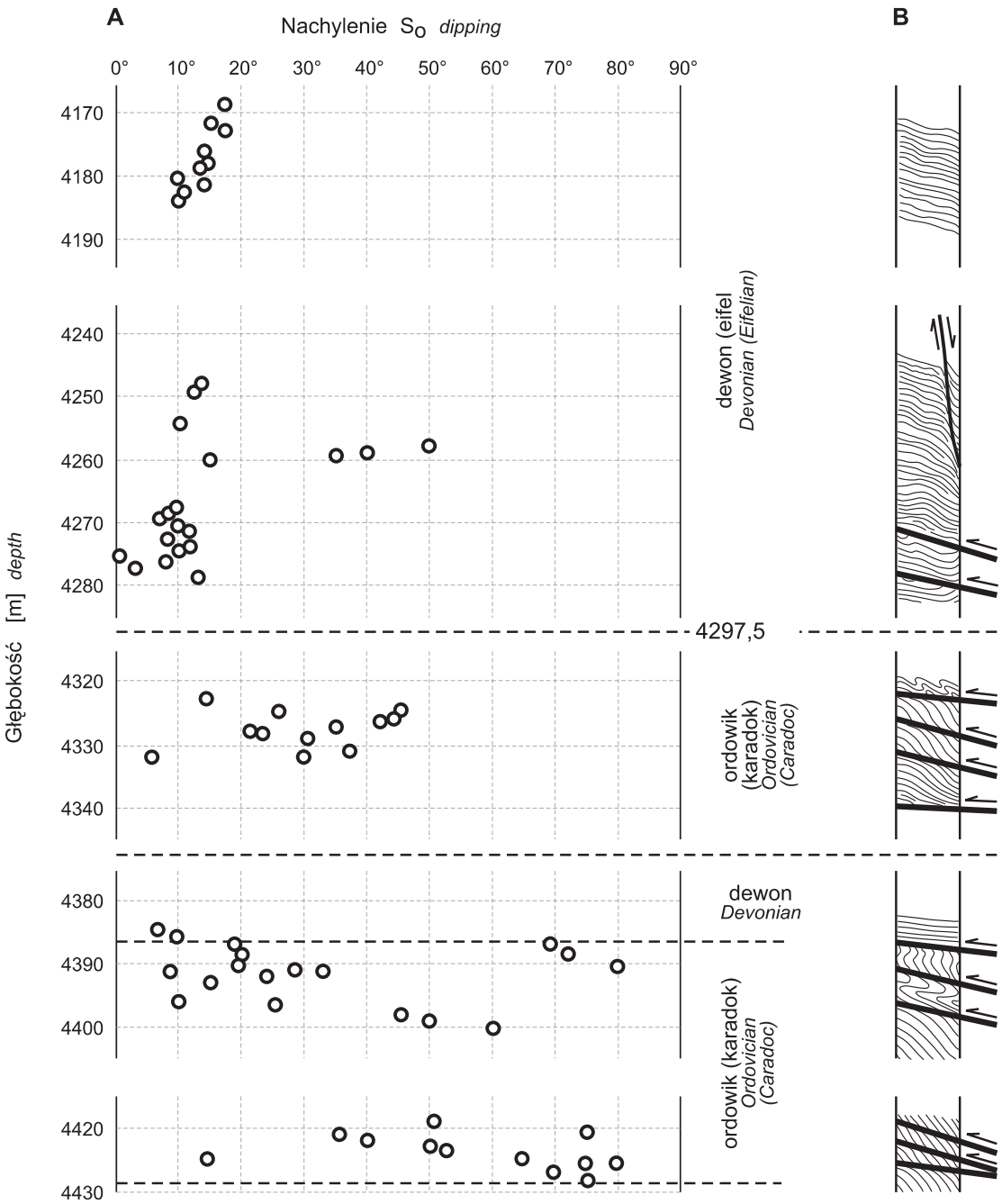


Fig. 16. Cechy strukturalne utworów klastycznych górnego ordowiku (karadoku) i środkowego dewonu (emsu?, eiflu, żywetu)

A – zmienność nachylenia powierzchni sedymentacyjnej S_o; **B** – przejawy tektoniki uskokowo-fałdowej.

Structural inventory of the of the Upper Ordovician (Caradoc) and Middle Devonian (Emsian?, Eifelian, Givetian) clastic sediments

A – dipping of sedimentary surface S_o; **B** – structures related to faulting and folding.

BUDOWA STRUKTURALNA

Ordowik (karadok). Utwory ordowiku odznaczają się budową fałdowo-nasunięciową, która ukształtowała się w warunkach kilku odrębnych deformacji tektonicznych. W utworach tych stwierdzono przejawy wielofazowych przemieszczeń uskokowych zachodzących w reżimie przesuwczym, kontrakcyjnym (nasuwczym) i normalnym (ekstensyjnym). Do najczęściej spotykanych należą uskoki zrzutowo-przesuwcze.

Stwierdzono kilka generacji struktur fałdowych, których subhoryzontalnie położone osie są bądź koaksialne, bądź przecinają się (w planie) pod niewielkimi kątami. Najstarsze z nich mają charakter fałdów ze zginania. Są to struktury fałdowe pierwszej generacji (F_1). Mają one najczęściej charakter makrofałdów, w skrzydłach (skrzydle) których został wykonany analizowany otwór. W skrzydłach tych fałdów stwierdzono liczne, mezostrukturalne wskaźniki przemieszczeń o charakterze posuwu fałdowego. Należą do nich m.in. rysy ślizgowe, widoczne na różnie nachylonych powierzchniach sedymentacyjnych, które są zorientowane w przybliżeniu prostopadle do osi fałdów lub/i do linii biegu warstwowania. Asymetria towarzyszących rysom zadziorów tektonicznych jednoznacznie wskazuje na nasuwczy charakter, zachodzącego podczas fałdowania ze zginania, posuwu fałdowego. W skrzydłach makrofałdów najstarszej generacji F_1 stwierdzono też występowanie drobnych, wyraźnie asymetrycznych fałdów pasożytniczych i ciągnionych (fig. 17). Ich wergencja jest zwrócona w kierunku stref przegubowych (antyklinalnych i synklinalnych) makrostruktur fałdowych. Wergencja fałdków pasożytniczych i ciągnionych wskazuje, podobnie jak asymetria zadziorów tektonicznych, na nasuwczy charakter posuwu fałdowego. Wynika z tego, iż nadrzędne makrofałdy F_1 kształtowały się w warunkach subhoryzontalnych nacisków o charakterze tektonicznym. Oś największych naprężeń σ_1 leżała wówczas w płaszczyźnie poziomej lub była nachylona płogo; niewielkim nachyleniem odznaczała się też oś σ_2 przebiegająca najprawdopodobniej zgodnie (równolegle) z osiami fałdów F_1, natomiast oś najmniejszych naprężeń σ_3 była prawdopodobnie zorientowana subwertykalnie. Wszystkie cechy fałdów najstarszej generacji F_1 wskazują, iż są to fałdy ze zginania, kształtujące się w warunkach tangencjalnych nacisków tektonicznych. Fałdy te (F_1) mają więc charakter fałdów z wyboczenia.

Fałdy młodszych generacji (F_2 i F_3) wykazują ścisły związek z wielofazową aktywnością uskoków nasuwczych rozwijających się zgodnie z płogo lub niemal poziomo zorientowanymi płaszczyznami. Ich nachylenie wynosi najczęściej około 20°. Fałdy F_2 i F_3 charakteryzują się niemal poziomym położeniem osi, które przecinają się w planie pod kątem około 25–30°. Nasuwcze strefy ścinania pojawiają się wielokrotnie w całym profilu utworów ordowiku; stwierdzono je m.in. na głębokościach: 4423,5, 4420,5, 4419,0, 4395,0, 4394,0, 4390,0, 4386,0, 4334,0, 4329,5, 4325,5, 4324,5 oraz 4323,5 m. Przemieszczenia nasuwcze spowodowały przyuskokowe wyginanie (podginanie) i zafałdowywanie (mezofałdy F_2 i F_3) skrzydeł makrofałdów F_1. Warstwy w skrzydłach uskoków nasuwczych, wcześniej bardziej stromo ustawione, przyjęły bardziej płogie lub nawet poziome położenie; rzadziej natomiast ulegały zestromieniu (np. przedział głębokości 4390,0–4386,0 m). W wyniku wielofazowej aktywności uskoków nasuwczych w ich skrzydłach utworzyły się szerokopromienne, fleksuralne fałdy F_2 i F_3. Niektórym nasuwczym strefom ścinania towarzyszą wergentne, pochylone, obalone i leżące fałdy średnio- i wąskopromienne, tworzące się w podatnych warunkach deformacji. Najszerszą, nasuwczą strefę podatnego ścinania (o miąższości 9 m) o budowie fałdowej, stwierdzono w przedziale głębokości 4386,0–4395,0 m.

Zgodnie z powierzchniami wielu uskoków nasuwczych rozwinęły się szerokie strefy kakirytów, brekcji tektonicznych i, niekiedy, kataklazytów (głębokości: 4420,5, 4419,0, 4390,0, 4386,0, 4334,0, 3325,5, 4324,5 oraz 4323,5 m). Niektórym uskokom nasuwczym towarzyszą strefy mylonityzacji (głębokości: 4423,5, 4388,5, 4386,5, 4334,0, 4329,5 i 4324,0 m), w obrębie których stwierdzono występowanie struktur S–C (rzadziej C') oraz porfiroklastów powstałych w wyniku zbudinowania wcześniejszych utworów. Część tych porfiroklastów wykazuje wyraźną asymetrię (tzw. „ryby"). Zgodnie z niektórymi powierzchniami ścinania ukształtowały się, w warunkach podatnych, wergentne fałdy ciągnione F_2 i/lub F_3 (głębokości: 4323,5 oraz 4334,0 m). Zazwyczaj mają one charakter „wyoczkowanych" fałdów z płynięcia. Część z nich, wykształconych jako izoklinalne, wąskopromienne fałdy leżące, rozwijała się w żyłkach węglanowych.

Bardzo różny charakter struktur towarzyszących strefom ścinania świadczy zarówno o zróżnicowanej intensywności deformacji (nasuwczych) obejmujących utwory ordowickie, jak też o wieloetapowości ich powstawania. Stwierdzone tu struktury wskazują, że deformacje te zachodziły zarówno w warunkach podatnych, jak też podatno-kruchych i kruchych, co wiązało się z kolejnymi etapami ruchów nasuwczych. Ponadto część przemieszczeń o charakterze nasuwczym zachodziła jeszcze przed powstanie żyłek węglanowych (przecinają one wcześniej powstałe strefy uskokowe i nie zostały zdeformowane), natomiast część po ich dokonaniu się (żyłki te zostały zafałdowane, poprzemieszczane i zbrekcjowane).

W analizowanych utworach stwierdzono liczne, powstałe w warunkach kruchych mezouskoki, z towarzyszącymi im, zazwyczaj dobrze wykształconymi, tektoglifami reprezentowanymi przez rysy ślizgowe, zadziory tektoniczne (powstałe w dwu- oraz trójwarstwowych układach), a także struktury z wyorania i spękania pierzaste. Część tych uskoków powstała przed utworzeniem się żyłek węglanowych, które tworzą co najmniej dwie generacje, gdyż stwierdzono ich przecinanie się. Niektóre uskoki kształtowały się synchronicznie z rozwojem tych żyłek; powstawały wtedy m.in. struktury rombowe, ekstensyjne dupleksy i rozwierające się na nierównościach ekstensyjne szczeliny (fig. 18 A) oraz szeregi żyłek kulisowych i sigmoidalnych o różnej orientacji. Natomiast pozostała, duża część uskoków wykorzystywała powierzchnie już wcześniej ukształtowanych żyłek węglanowych, a także powodowała ich przemieszczanie i deformowa-

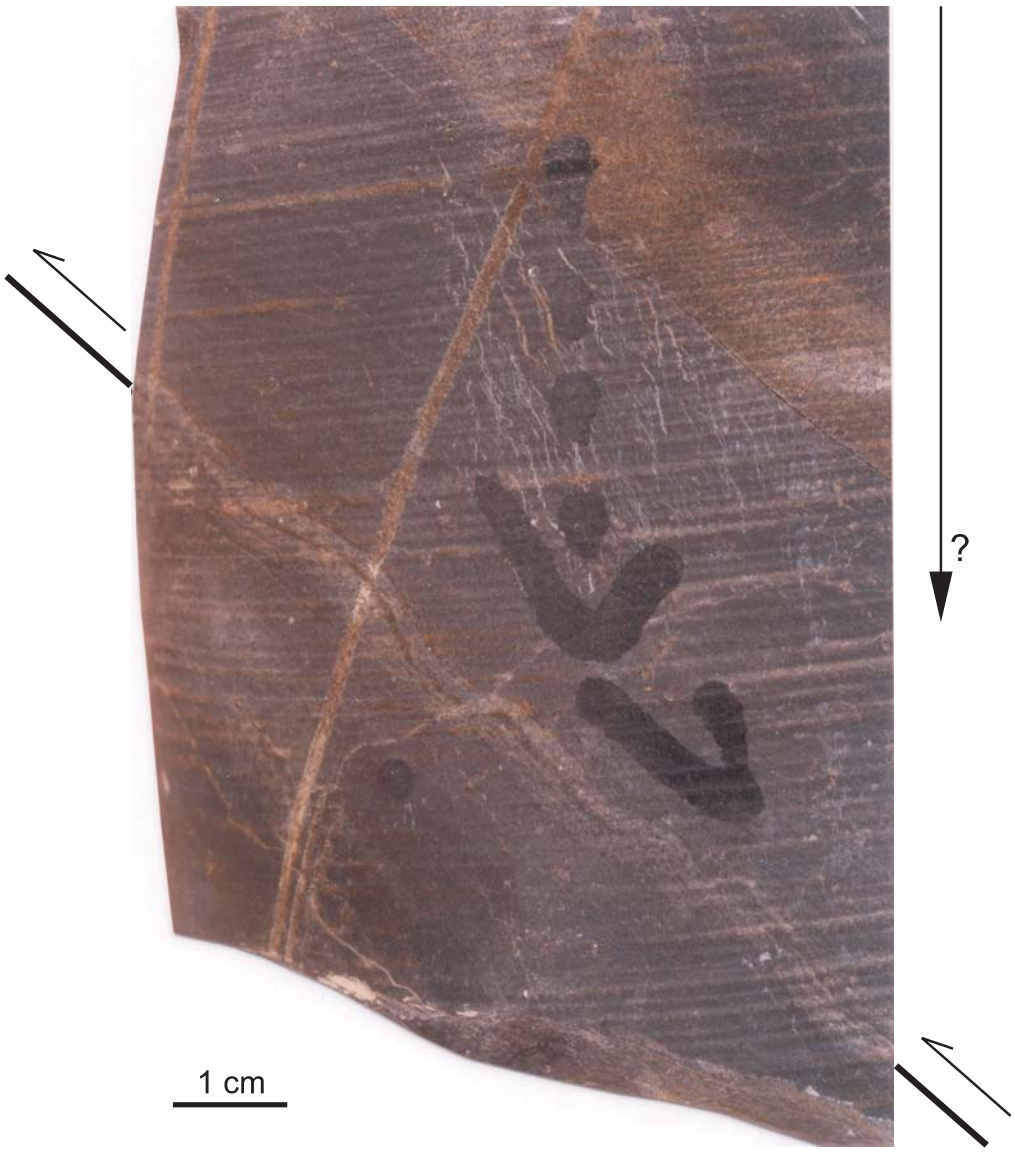


Fig. 17. Asymetryczne, wergentne fałdy pasożytnicze F_1 w utworach klastycznych górnego ordowiku (karadoku), powstałe wskutek posuwu fałdowego (strzałki), towarzyszącego kształtowaniu się makrofałdów ze zginania (z wyboczenia) F_1; głębokość 4397,0–4398,0 m

Asymmetric vergent parasitic folds F_1 in the Upper Ordovician (Caradoc) clastic sediments, developed as a result of tectonic slip along bedding surfaces (arrows), associated with development of bending-related (buckling) macrofolds F_1; depth: 4397.0–4398.0 m

nie (fig. 18 B). Podobne zależności wiekowe, tj. superpozycję żyłek i uskoków, stwierdzono też w odniesieniu do żyłek, soczewek i gniazd kruszcowych, reprezentowanych przede wszystkim przez piryt.

W wielu próbkach stwierdzono superpozycję dwóch, rzadziej trzech, a nawet czterech, różnowiekowych mezouskoków o różnym charakterze kinematycznym. Na powierzchniach ślizgowych niektórych uskoków (różnie nachylonych) stwierdzano dwa przecinające się pod różnymi kątami, zespoły (generacje) rys ślizgowych (fig. 19). Świadczy to o wielofazowym rozwoju przemieszczeń uskokowych. Aktywności młodszych uskoków, głównie zrzutowych i zrzutowo-przesuwczych, towarzyszył rozwój drobnych fałdów ciągnionych młodszych generacji F_n oraz podgięć przyuskokowych.

Dewon (?ems, eifel, żywet, fran). Utwory te zalegają izoklinalnie; są nachylone pod niewielkimi kątami, wahającymi

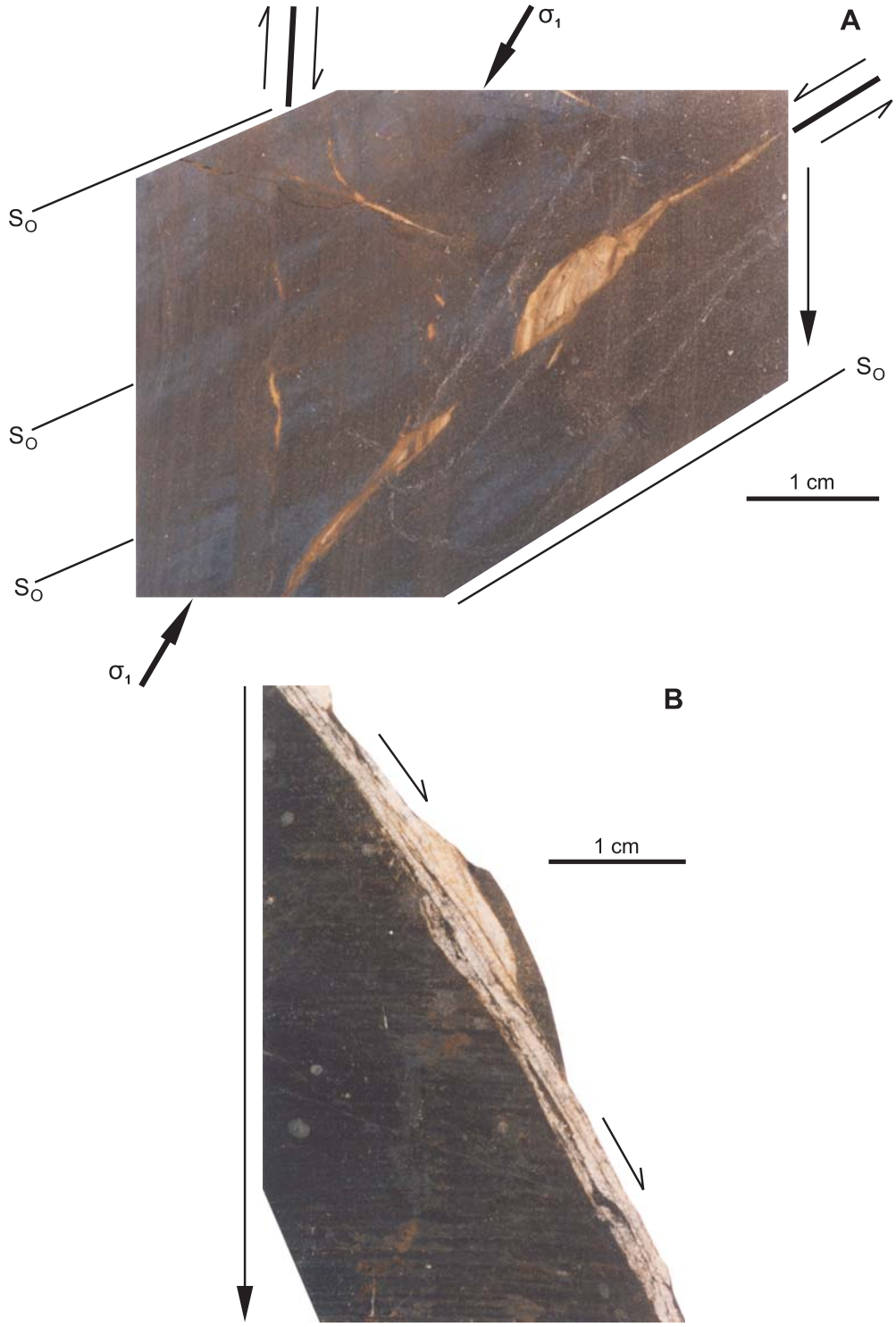


Fig. 18. Żyłki węglanowe, ukształtowane w ekstensyjnych warunkach deformacji, w mułowcowo-ilastych utworach górnego ordowiku (karadoku). A – żyłki węglanowe ukształtowane synchronicznie z aktywnością dwu komplementarnych zespołów ścięć, których rozwojowi towarzyszyło powstanie ekstensyjnych dupleksów (por. m.in.: Rodgers, 1980; Żaba, 1994) oraz żyłek wykorzystujących rozwierające się na nierównościach ekstensyjnej szczeliny; głęb. 4324,0–4325,0 m; B – żyłka węglanowa, zdeformowana w warunkach przemieszczeń o charakterze prawoprzesuwczo-normalnym; głęb. 4330,0–4331,0 m. σ_1 – oś głównych, największych naprężeń tektonicznych (kierunek skracania); S_o – powierzchnie sedymentacyjne; strzałki – kierunek i zwrot względnych przemieszczeń

Calcite veins, developed in the extensional tectonic regime, in the Upper Ordovician (Caradoc) shale and mudstone. A – calcite veins developing synchronously with activity of two sets of conjugate shears, associated with development of extensional duplexes (comp. e.g: Rodgers, 1980; Żaba, 1994) and veins opened on irregularities of extensional fracture; depth: 4324.0–4325.0 m; B – calcite vein, deformed due to normal faulting with right-lateral strike-slip component; depth: 4330.0–4331.0 m. σ_1 – axis of the principle tectonic stresses (direction of shortening); S_o – sedimentary surface; arrows – direction and sense of relative tectonic transport

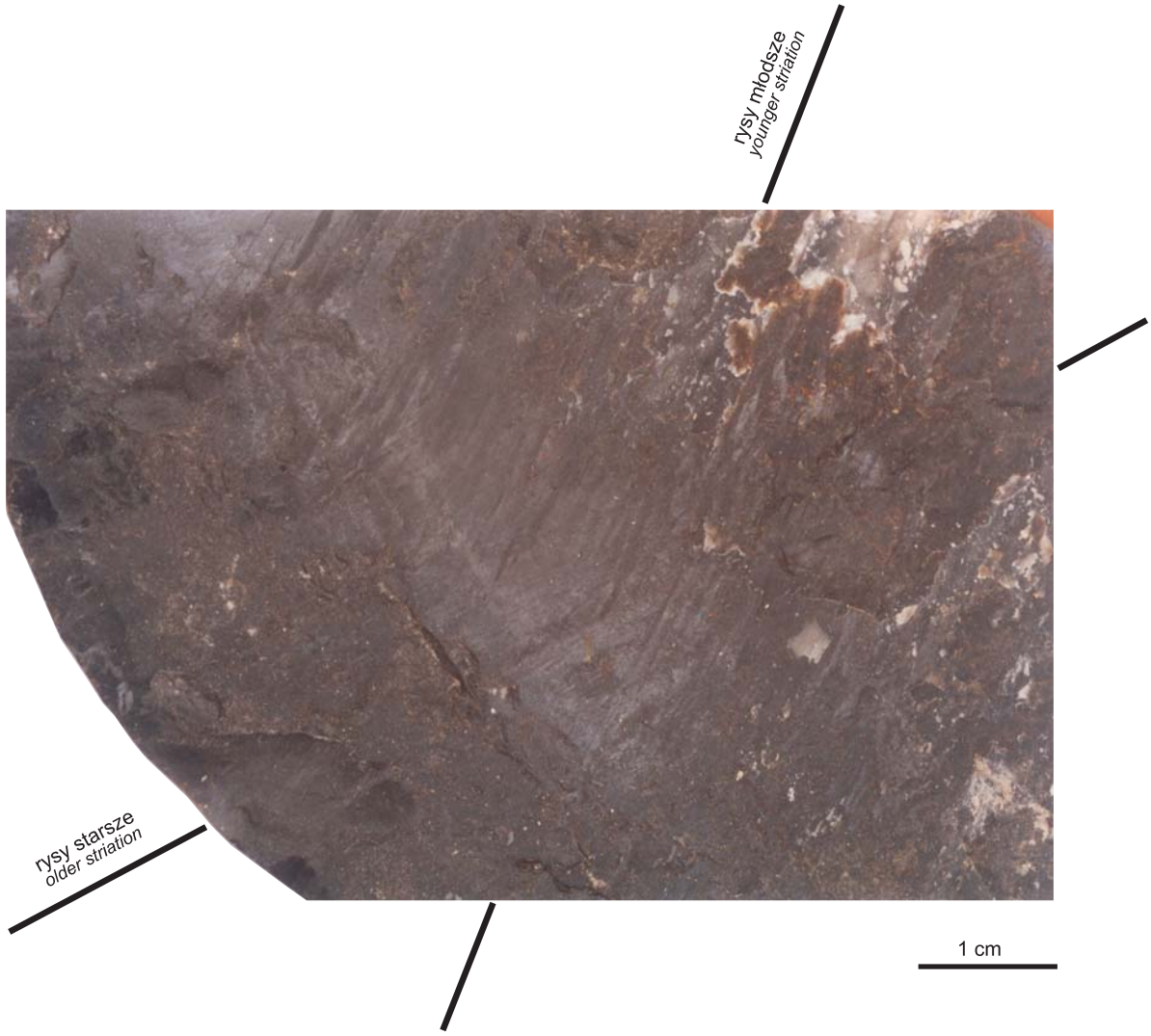


Fig. 19. Nachylona połogo (około 25°) powierzchnia ślizgowa uskoku z dwoma krzyżującymi się, różnowiekowymi zespołami rys ślizgowych (którym towarzyszą zadziory tektoniczne) w mułowcach górnego ordowiku (karadoku). Wzdłuż powierzchni ślizgowej zachodziły przemieszczenia zrzutowo-przesuwcze (starsze – z dominującą składową przesuwczą) oraz normalno-zrzutowe (młodsze); głębokość: 4329,0-4330,0 m; widok z góry

Gently dipping (approx. 25°) fault surface with two sets of slickensides crossing each other, associated with tectonic steps, in the Upper Ordovician (Caradoc) sedimets. Tectonic transport along the fault surface related to normal faulting with significant strike-slip component predated second episode of normal faulting; depth: 4329.0–4330.0 m; top view

się najczęściej w przedziale od 10 do 20° (fig. 14). Inne nachylenia warstw zazwyczaj ściśle wiążą się z wielofazową aktywnością uskoków: głównie połogich uskoków nasuwczych oraz, przeważnie młodszych, stromych i progowych uskoków zrzutowych i zrzutowo-przesuwczych (fig. 16).

Strefy nasunięć występują w całym profilu utworów dewonu. Największą ich koncentrację stwierdzono w spągu sekwencji dewońskiej (ems?, eifel) w przedziale głębokości 4270,0–4280,0 m oraz w obrębie kompleksu górnodewońskiego (fran) na głębokości około 3409,0–3410,0 m. Wielofazowa aktywność uskoków nasuwczych doprowadziła bądź do rozwoju brekcji tektonicznych (np. w stropie sekwencji dewońskiej) i lokalnego poddarcia warstw (szerokopromienne, sztywne fałdy fleksuralne), bądź do rozwoju wyodrębnionych stref podatno-kruchego lub podatnego ścinania. Najlepiej wykształconą taką strefę o charakterze podatno-kruchym (ukształtowaną w warunkach nasuwczych: oś naprężeń σ_1 leżała w płaszczyźnie nachylonej pod niewielkim kątem, oś σ_2 była zorientowana prawdopodobnie poziomo, a oś σ_3 była nachylona stromo) stwierdzono na głębokości około

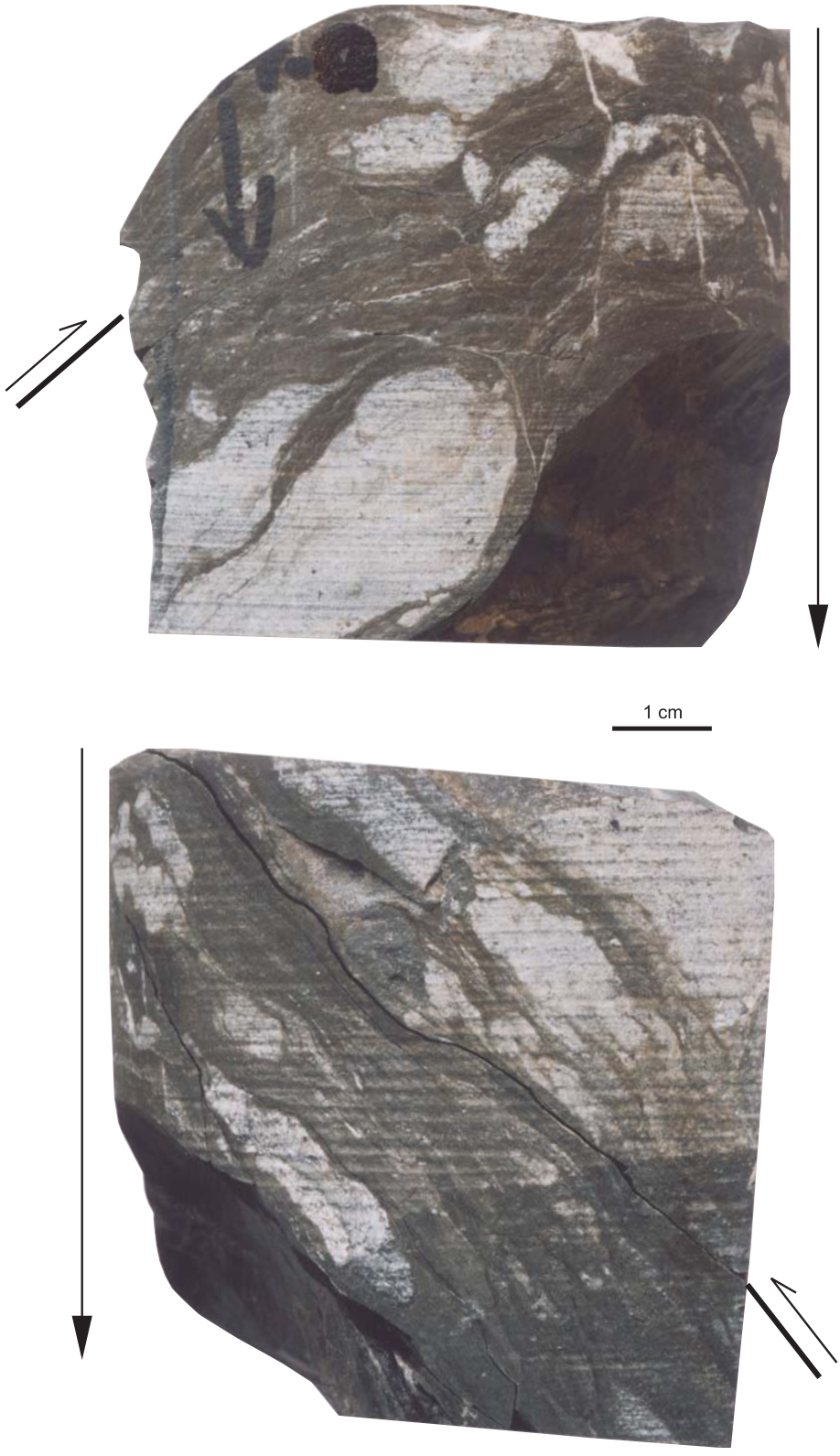


Fig. 20. Strefa podatno-kruchego ścinania o charakterze nasuwczym (strzałki jednostronne) w utworach górnego dewonu (franu) reprezentowanych przez margle i wapienie; kierunek i zwrot ścinania określają m.in.: rysy i zadziory tektoniczne, struktury S–C, asymetryczne mezofałdy oraz niektóre porfiroklasty (wykazujące asymetryczne ułożenie); głęb. 3409,0–3410,0 m

Zone of brittle to ductile shear of thrust character (arrow) in the Upper Devonian (Frasnian) marl and limestone; direction and sense of shearing is indicated by striations and steps, structures S–C, asymmetric mesofolds and some asymmetric porphiroclasts; depth 3409.0–3410.0 m

3409,0–3410,0 m (fran). Na reżim nasuwczy (kontrakcyjny) wyraźnie wskazuje asymetria takich struktur jak: S–C, C', wergentnych, wyoczkowanych mezofałdów z płynięcia, porfiroklastów oraz sigmoidalnych żyłek węglanowych (fig. 20). Powyższej strefie towarzyszą dobrze wykształcone powierzchnie ślizgowe z tektoglifami reprezentowanymi przez rysy ślizgowe i zadziory tektoniczne, wskazującymi na nasuwcze (kontrakcyjne) warunki deformacji zachodzącej w warunkach kruchych. W przedziałach głębokości 4258,0–4274,0 i 4242,0 –4258,0 m stwierdzono (na połogo nachylonych powierzchniach ślizgowych) przecinanie się (pod kątem 30°) dwóch zespołów (generacji) rys ślizgowych z zadziorami wskazującymi na przemieszczenia nasuwcze i przesuwczo-nasuwcze (z przeważającą składową nasuwczą).

Z analizy superpozycji opisanych powyżej struktur tektonicznych wynika, iż tworzyły się one co najmniej w dwóch odrębnych etapach deformacji nasuwczej, zgodnie z tą samą płaszczyzną ścinania – wcześniej w warunkach podatnych lub/i podatno-kruchych, a następnie w warunkach kruchych.

W utworach dewońskich bardzo często występują progowe uskoki związane najprawdopodobniej z blokową ruchliwością głębszego podłoża. Ruchom tym towarzyszył też rozwój stromych uskoków inwersyjno-zrzutowych, rozwijających się synchronicznie z powyższymi. Część stromych uskoków (młodszych) wykazuje charakter normalno-zrzutowy (fig. 21) oraz normalno-zrzutowo-przesuwczy, co świadczy, że tworzyły się one w warunkach subhoryzontalnej ekstensji bądź transtensji. Aktywność tych uskoków spowodowała rozwój brekcji tektonicznych (np. na głęb.: 3401,0–3414,0 i 3239,0–3246,0 m) oraz licznych tektoglifów. Doprowadziła też do wyraźnego wygięcia (zestromienia) warstw, wskutek tworzenia się szerokopromiennych, sztywnych fałdów przyuskokowych (fig. 21).

W warunkach pionowych nacisków (oś naprężeń σ_1 była ustawiona pionowo lub subwertykalnie) tworzyły się komplementarne zespoły spękań ścięciowych (np. na głęb.: 4176,0 –4194,0, 4110,0–4129,0 i 4414,0–4417,0 m) często wykorzystywane przez synchronicznie rozwijające się żyłki węglanowe. Żyłki te, rozwijające się w reżimie ekstensyjnym, tworzą czasami struktury rombowe oraz szeregi kulisowe i sigmoidalne. Żyłki węglanowe zostały w wielu miejscach zdeformowane wskutek późniejszych przemieszczeń uskokowych zachodzących głównie w reżimie ekstensyjnym lub transtensyjnym. Deformacje te prowadziły do zafałdowania i zbrekcjowania żyłek oraz tworzenia się rys i zadziorów tektonicznych na ich powierzchniach. Żyłki są też niekiedy przemieszczane (normalnie) zgodnie z powierzchniami sedymentacyjnymi, wskutek nacisków skierowanych od dołu. Jednak część żyłek została przemieszczona (nasuwczo) przez połogo położone uskoki odwrócone.

Trias (kajper, retyk). Utwory te zalegają izoklinalnie; są najczęściej nachylone pod kątami wahających się od 10 do 20° (fig. 14). Inne kąty pochylenia warstw zostały spowodowane przemieszczeniami zachodzącymi wzdłuż powierzchni uskoków. Aktywność niektórych uskoków doprowadziła do rozwóju rozległych stref brekcji tektonicznych. Najbardziej miąższe strefy brekcji stwierdzono w stropie sekwencji triasowej (retyk) w przedziale głębokości 1771,0–1777,0 m oraz w obrębie osadów kajpru (głęb. 1982,0–1990,0 m).

W utworach triasu stwierdzono przejawy intensywnych ruchów pionowych (fig. 22), z którymi synchronicznie kształtowały się żyły „różowych" węglanów. Podczas ich tworzenia się reżim deformacji stopniowo (rotacyjnie) zmieniał się na przesuwczy (przesuwczo-nasuwczy?; fig. 23) o charakterze prawoskrętnym (dextralnym). Ruchy pionowe, jak i przemieszczenia prawoprzesuwcze (fig. 24) zachodziły zgodnie z podobnie zorientowanymi płaszczyznami. Podczas wcześniejszego, progowo-zrzutowego uskokowania powstały powierzchnie ślizgowe z wyraźnymi, pionowo zorientowanymi rysami tektonicznymi oraz towarzyszące im zadziory tektoniczne (wszystkie powyższe struktury są widoczne wyłącznie w skałach osłony żył), a także ekstensyjne spękania sigmoidalne wykorzystywane przez żyłki węglanowe (fig. 22). Młodsze przemieszczenia o charakterze prawoprzesuwczym zachodziły przede wszystkim zgodnie z pionowo zorientowanymi powierzchniami ślizgowymi z tektoglifami reprezentowanymi przez poziomo leżące rysy tektoniczne (fig. 25) oraz towarzyszące im zadziory. Struktury te zaznaczyły się zarówno w żyłach węglanowych (głównie na granicach tych żył), jak i w skałach ich osłony. Część przemieszczeń tego etapu zachodziła wzdłuż subhoryzontalnych powierzchni (z towarzyszącymi rysami i zadziorami tektonicznymi). Na zwrot względnych przemieszczeń przesuwczych wskazuje m.in. asymetria: zadziorów tektonicznych, ekstensyjnych spękań kulisowych wykorzystywanych przez węglany (struktury typu *en-échelon*; fig. 23), a także ekstensyjnych struktur rombowych, rozwiniętych w żyłach węglanowych (fig. 24). Przemieszczenia przesuwcze zachodziły po triasie.

WARUNKI DEFORMACJI ORAZ SEKWENCJA ZDARZEŃ TEKTONICZNYCH

Próbę ustalenia sekwencji zdarzeń tektonicznych oparto na danych pochodzących z otworu Polskie Łąki PIG 1. Należy zaznaczyć, iż wyniki uzyskane na podstawie analizy próbek wiertniczych z tego otworu są wyjątkowo pełne i tym samym wiarygodne, z powodu dobrego stanu zachowania rdzenia wiertniczego.

Na podstawie przeprowadzonych badań ustalono, przedstawione poniżej, następstwo epizodów deformacji, obejmujących coraz to młodsze utwory i zachodzących w różnych reżimach tektonicznych. Epizody te przypuszczalnie grupują się w kilka indywidualnych faz deformacji, które rozdzielone są względnie długimi przedziałami czasu geologicznego, dla których nie zanotowano istotnej aktywności tektonicznej. Poszczególne epizody deformacji w obrębie jednej ich fazy, mimo iż indywidualizujące się, mogły zachodzić po sobie we względnie krótkich przedziałach czasu i być wzajemnie powiązane genetycznie, stanowiąc niekiedy odzwierciedlenie progradacji deformacji związanych z jednym procesem tektonicznym.

(1) **Reżim kontrakcyjny (nasuwczy)**. Jego przejawy zaznaczyły się w utworach górnego ordowiku (karadoku), które wskutek tangencjalnych nacisków zostały sfałdowane.

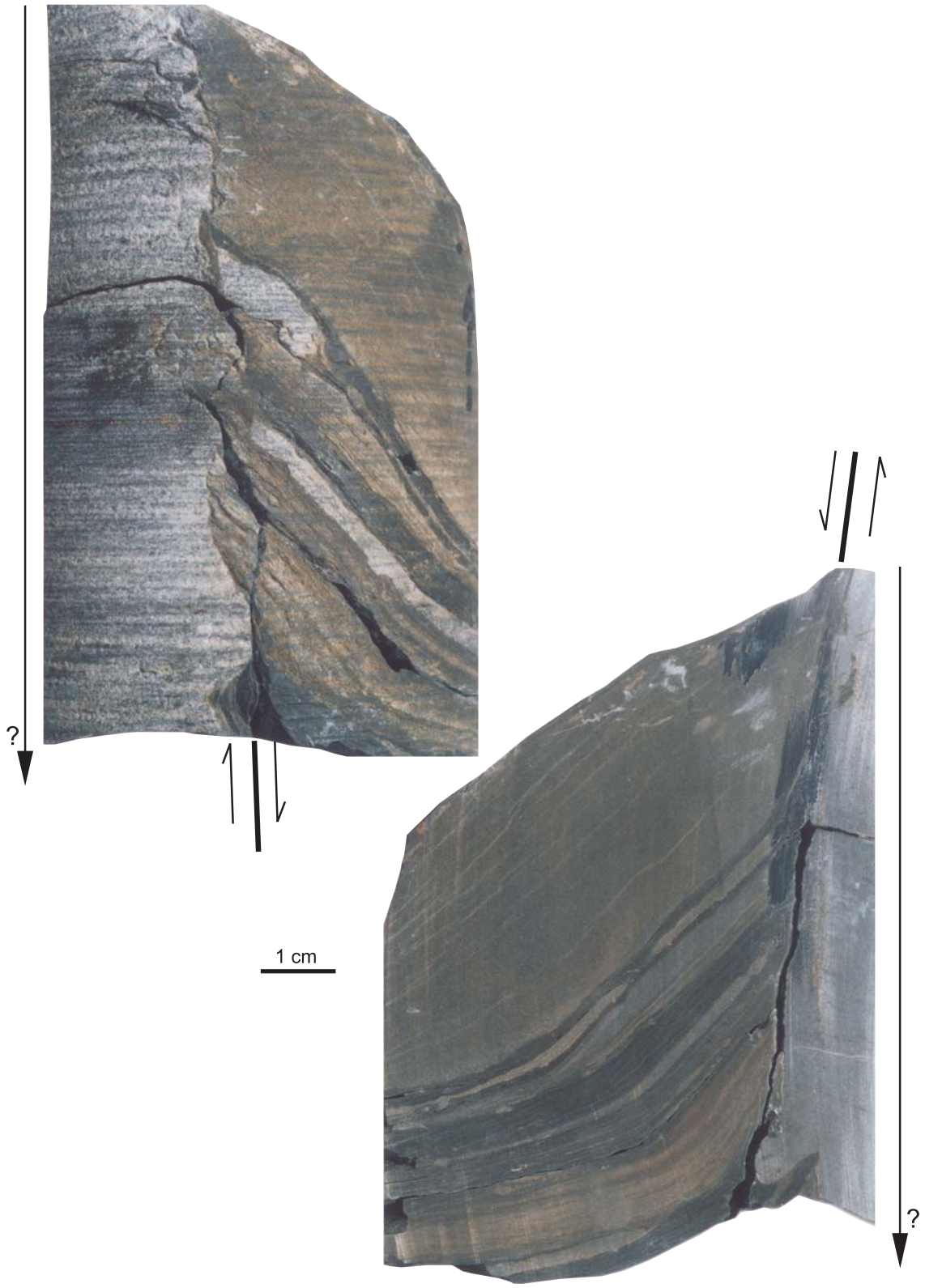


Fig. 21. Stromy uskok normalno-zrzutowy z wyraźnym fleksuralnym podgięciem warstw, jednoznacznie określającym zwrot względnych przemieszczeń (strzałki jednostronne); w skrzydłach uskoku bezpośrednio kontaktują ze sobą dolomity wapniste oraz mułowce z przeławiceniami iłowców; dewon środkowy (eifel), głęb. 4258,0–4259,0 m

Steep normal fault with flexure indicating sense of relative tectonic transport (arrows); in the walls of the fault limey dolomite is juxtaposed with mudstone interbedded with shale; Middle Devonian (Eifelian), depth: 4258.0–4259.0 m

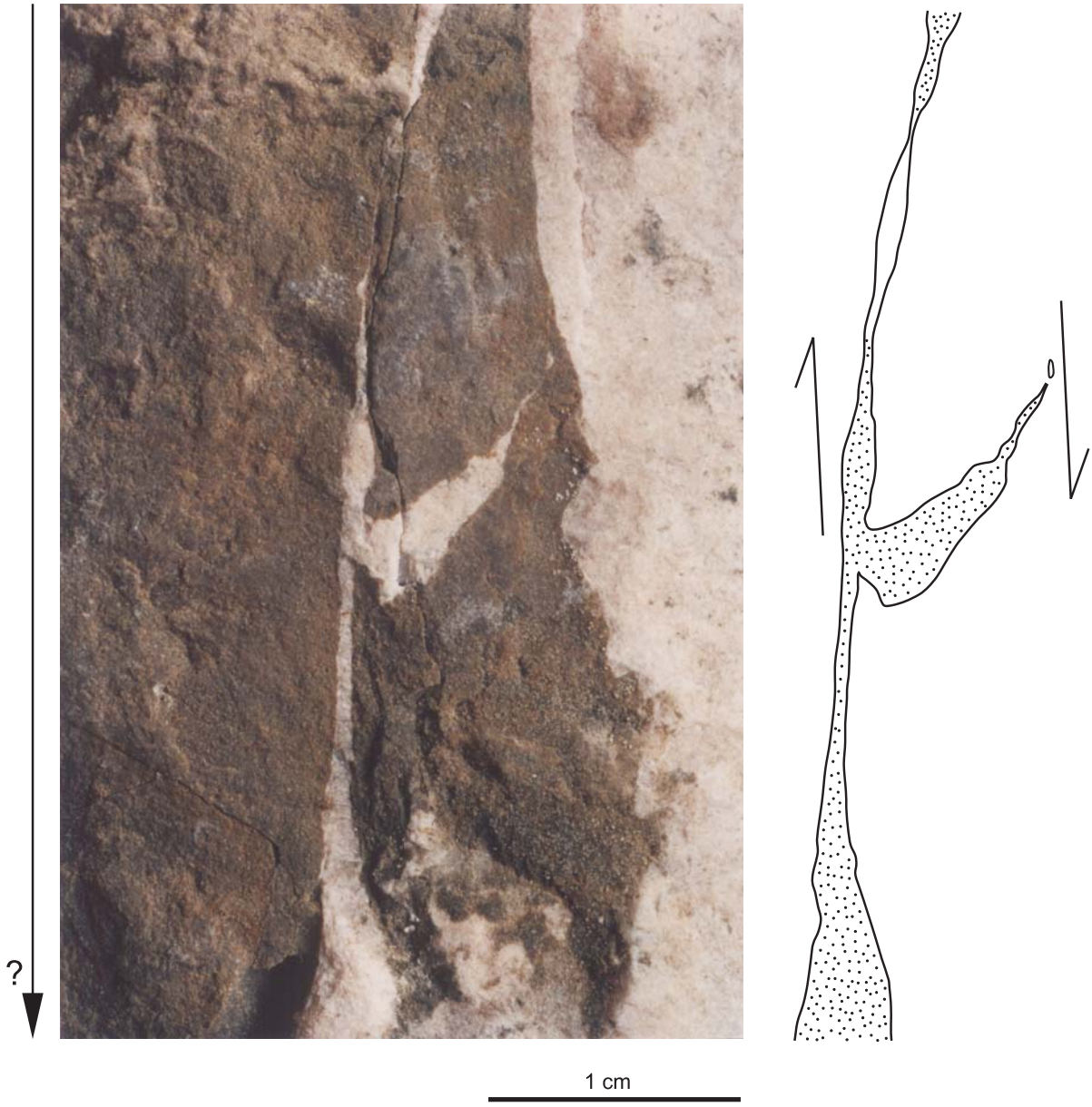


Fig. 22. Ekstensyjna, sygmoidalna żyłka węglanowa, ukształtowana w warunkach przemieszczeń o charakterze normalno-zrzutowym, występująca w mułowcach ilastych górnego triasu (kajpru); głębokość 1983,0–1984,0 m

Strzałki jednostronne – kierunek i zwrot względnych przemieszczeń

Extensional, sigmoid calcite vein, developed during tectonic normal faulting in the Upper Triassic (Keuper) mudstone; depth 1983.0–1984.0 m

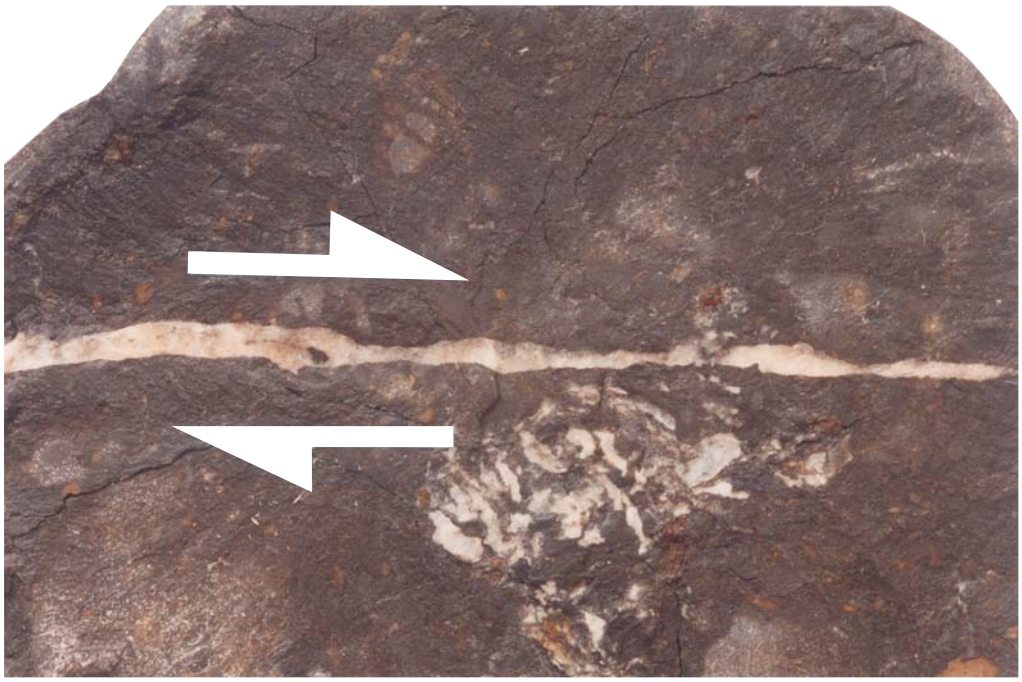
Arrows – direction and sense of relative tectonic transport

Fig. 23. Ekstensyjne spękania kulisowe, wykorzystane przez węglany (struktury typu *en-échelon*), powstałe w przesuwczo-nasuwczych warunkach deformacji w mułowcach ilastych górnego triasu (kajpru); głęb. 1983,0–1984,0 m

Strzałka jednostronna – kierunek i zwrot względnych przemieszczeń

Extensional *en-échelon* fractures, filled by calcite, developed due to strike-slip tectonic transport with thrust component in the Upper Triassic (Keuper) shaley mudstone; depth 1983.0–1984.0 m

Arrow – direction and sense of relative tectonic transport



widok na górną powierzchnię rdzenia
image of core sample from top

widok na dolną powierzchnię rdzenia
image of core sample from bottom

Fig. 24. Ekstensyjne struktury rombowe rozwinięte w żyłce węglanowej, powstałe w przesuwczym reżimie deformacji (przemieszczenia prawoskrętne) w mułowcach górnego triasu (kajpru); głęb. 1986,0–1987,0 m

Strzałki – zwrot względnych przemieszczeń

Extensional rhomboidal structures developed in calcite vein in strike-slip regime (righ-lateral) in the Upper Triassic (Keuper) mudstone; depth: 1986.0–1987.0 m

Arrows – direction and sense of relative tectonic transport

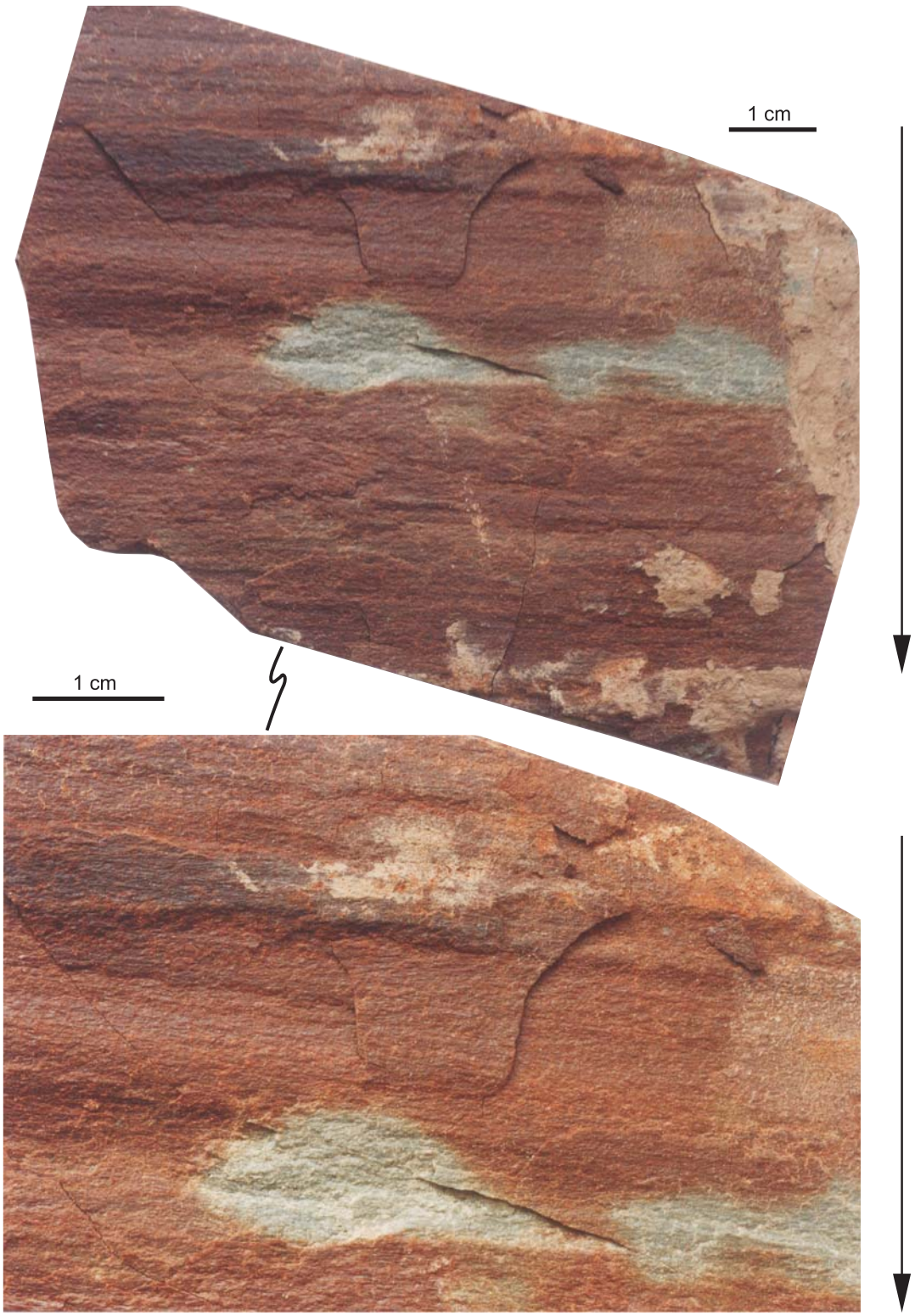


Fig. 25. Powierzchnia ślizgowa pionowego uskoku przesuwczego z tektoglifami, reprezentowanymi przez poziomo zorientowane rysy tektoniczne, w mułowcach górnego triasu (kajpru); głęb. 2151,0–2152,0 m

Slickenside on strike-slip fault plain with horizontal striation in the Upper Triassic (Keuper) mudstone; depth: 2151.0–2152.0 m

W przypadku otworu Polskie Łąki PIG 1 proces ten zachodził przed dewonem. Powstały wówczas najstarsze makro- i mezofałdy ze zginania. Procesy fałdowe zachodziły być może w warunkach lewoskrętnej transpresji; towarzyszył im rozwój przemieszczeń lewoprzesuwczo-nasuwczych. Taka kinematyka deformacji jest ogólnie zgodna z modelami kaledońskiej kolizji wzdłuż zachodniej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego, przyjmującymi środkowo- i późnoordowicką oraz ewentualnie wczesnosylurską, skośną konwergencję i kolizję Awalonii i Baltiki (np. Scotese, McKerrow, 1990; Meissner i in., 1994; Torsvik i in., 1996; Jaworowski, 2000; Torsvik, Rehnström, 2003).

Na szczegółowe określenie wieku tej deformacji pozwoliła analiza próbek wiertniczych otworu Toruń 1 (Żaba, Poprawa, 2006). Dolnopaleozoiczny profil obejmuje tam względnie szeroki zakres czasu geologicznego oraz zawiera bardziej różnorodną reprezentację struktur tektonicznych niż profil otworu Polskie Łąki PIG 1. Dzięki temu możliwe było stwierdzenie, iż deformacje, zachodzące początkowo w reżimie kontrakcyjnym, a następnie w przesuwczym bądź transpresyjnym, pochodzą z kaledońskiego cyklu tektonicznego i przypuszczalnie zachodziły we wczesnym sylurze (landowerze). Na podstawie danych publikowanych (np. Bednarczyk, 1974; Teller, 1974; Dadlez, 1978; Podhalańska, Modliński, 2006) oraz wstępnego oglądu pozostałych profili dolnego paleozoiku strefy Koszalin–Chojnice można stwierdzić, że pokrewne deformacje tektoniczne zaznaczają się we wszystkich pozostałych profilach górnego lanwirnu–karadoku oraz w jedynym, oprócz wzmiankowanego tu profilu Toruń 1, profilu lanwirnu, tj. w otworze Lutom 1. Utwory wyższego syluru nie są natomiast objęte tymi deformacjami, co potwierdza powyższą tezę co do ich wieku (por. Pożaryski i in., 1982).

Interesującym wyjątkiem od powyższej reguły jest profil Chojnice 5, gdzie istotną niezgodność kątową między niżej ległymi, silnie zdeformowanymi i zdiagenezowanymi osadami a wyżej ległymi, niezaburzonymi i słabiej zwięzłymi osadami stwierdzono w obrębie utworów karadockich. Uwagę zwraca również to, że w profilu Toruń 1 przejście od osadów silnie zdeformowanych do mniej zaangażowanych tektonicznie ma miejsce w obrębie utworów dolnego landoweru, podczas gdy w profilu Lutom 1 silnymi deformacjami objęte są jeszcze utwory wyższego landoweru. Wskazuje to na możliwość występowania propagacji deformacji w obrębie strefy Koszalin–Chojnice, która znajdowała się wówczas na przedpolu rozwijającej się strefy kolizji (por. Poprawa, 2006). Z drugiej jednak strony, biorąc pod uwagę model deformacji dla strefy Radom–Kraśnik–Narol przedstawiony przez Jarosińskiego (2004), nie jest możliwe całkowite wykluczenie możliwości, iż deformacje te są nieco młodsze i selektywnie obejmują fragmenty profili w poszczególnych otworach. Możliwość ta będzie badana w ramach obecnie kontynuowanych prac.

Najstarsze deformacje mogą być częściowo równowiekowe, bądź młodsze od głównej fazy deformacji kolizyjnych w strefie Rugii oraz w strefie szlezwickiej, która sądząc z datowań $^{40}Ar/^{39}Ar$ syndeformacyjnego metamorfizmu niskiego stopnia, przypadają na przedział czasu od środkowego ordowiku do najwcześniejszego syluru (Frost i in., 1981; Ziegler, 1990; Dallmeyer i in., 1999; Giese i in., 2001). W strefie Rugii, w profilu otworu Rügen-5, również stwierdzono w utworach ordowickich (tremadok, lanwirn i karadok) przejawy trzech odrębnych deformacji kaledońskich (Beier, Katzung, 2001). Te progresywnie rozwijające się procesy deformacyjne zachodziły tu kolejno w warunkach podatnych, podatno-kruchych i kruchych, przy subhoryzontalnej kompresji (skracaniu), prowadząc do rozwoju fałdów i nasunięć. Wykazują one ścisły związek z wielofazową kolizją między Awalonią i Baltiką (*op. cit.*).

(2) **Reżim ekstensyjny (lewoskrętna transtensja?)**. Jego przejawy zaznaczyły się w utworach górnoordowickich i dewońskich. W warunkach subhoryzontalnej ekstensji powstały najstarsze żyłki mineralne. Procesy tektoniczne zachodziły być może w warunkach lewoskrętnej transtensji prowadząc do rozwoju przemieszczeń o charakterze lewoprzesuwczo-normalnym.

(3) **Reżim transpresyjny (kontrakcyjny?)**. Jego przejawy zaznaczyły się w utworach górnoordowickich i dewońskich. Doszło do rozwoju intensywnych przemieszczeń nasuwczych oraz prawoprzesuwczo-nasuwczych, którym towarzyszyło kształtowanie się szerokopromiennych struktur fałdowych oraz wergentnych fałdów ciągnionych i pasożytniczych o poziomo leżących lub nieco nachylonych osiach. Powstały też strefy mylonityzacji oraz lokalnie brekcji tektonicznych.

(4) **Reżim transtensyjny (ekstensyjny)**. Jego przejawy zaznaczyły się w utworach górnoordowickich i dewońskich. Nastąpił intensywny rozwój żyłek mineralnych; doszło do rozwoju uskoków prawoprzesuwczo-normalnych, a w końcowym etapie tych procesów również progowo-zrzutowych oraz progowo-prawoprzesuwczo-zrzutowych.

(5) **Reżim nasuwczy (transpresyjny?)**. Jego przejawy zaznaczyły się w osadach górnoordowickich, dewońskich i permskich. Nastąpił rozwój intensywnych przemieszczeń nasuwczych, którym towarzyszyło kształtowanie się szerokopromiennych, leżących struktur fałdowych (rzadziej wergentnych fałdków pasożytniczych i ciągnionych) oraz, niekiedy rozległych, stref brekcji tektonicznych (lokalnie też kakirytów i kataklazytów) i rzadziej mylonitów. Deformacje te objęły wcześniejsze żyłki mineralne.

Deformacje epizodów 2–5 angażują osady dolnopaleozoiczne oraz dewońskie, nie są natomiast stwierdzane w obrębie utworów mezozoicznych. Pozwala to przypuszczać, iż wiążą się one z waryscyjskim i powaryscyjskim (przedpóźnopermskim) etapem ewolucji obszaru badań. Epizody deformacji o charakterze ekstensywnym bądź transtensyjnym odzwierciedlać mogą basenotwórcze procesy tektoniczne, a zatem mogą korelować się z fazami przyśpieszonej subsydencji tektonicznej w środkowym i późnym dewonie oraz, w mniejszym stopniu, we wczesnym karbonie (por. McCann i in., 1997; Narkiewicz i in., 1998). Z drugiej zaś strony deformacje kontrakcyjne i transpresyjne stowarzyszone mogą być z fazami wynoszenia i erozji oraz intensywnej tektoniki blokowej późno- do powaryscyjskiej. Biorąc pod uwagę wyniki badań Dadleza (1978) najistotniejsze w tym kontekście znaczenie mogły mieć fazy tektonicznego wynoszenia w późnym karbonie–wczesnym permie, w mniejszy zaś stopniu w najwcześniejszym karbonie oraz na pograniczu wczesnego i późnego karbonu.

Epizody 2–5, według przyjętej tu interpretacji, wiążące się z waryscyjskim i powaryscyjskim etapem ewolucji badanego obszaru, obejmują deformacje o bardzo zmiennym charakte-

rze, od ekstensyjnych przez transtensyjne do nasuwczych. Odzwierciedlać to może złożoną ewolucję pól naprężeń oraz wielofazowość ówczesnych deformacji.

(6) **Reżim ekstensyjny (transtensyjny?)**. Jego przejawy zaznaczyły się w utworach ordowiku, dewonu, permu i triasu. Doszło do rozwoju przemieszczeń noramalno-zrzutowych i normalno-przesuwczych (normalno-prawoprzesuwczych?), a pod koniec tego etapu (wskutek stopniowej rotacji pola naprężeń), do przemieszczeń progowo-zrzutowych. Synchronicznie tworzyły się różowe żyły węglanowe.

(7) **Reżim przesuwczy (transpresyjny?)**. Jego przejawy zaznaczyły się w utworach ordowiku, dewonu, permu i triasu. Dzięki dalszej stopniowej rotacji pola naprężeń, zachodzącej synchronicznie z rozwojem żył węglanowych, stwierdzonych w osadach triasu górnego, doszło do rozwoju wyraźnych przemieszczeń prawoprzesuwczych (prawoprzesuwczo-nasuwczych?).

(8) **Reżim ekstensyjny (transtensyjny?)**. Jego przejawy stwierdzono tylko w osadach triasowych. Nastąpił rozwój uskokowania o charakterze normalnym i prawdopodobnie (?)prawoprzesuwczo-normalnym.

(9) **Reżim transpresyjny**. Jego przejawy stwierdzono tylko w osadach triasowych. Nastąpił rozwój uskokowania o charakterze lewoskrętno-nasuwczym.

Epizody deformacji 6–9 zachodziły zapewne w okresie od późnego triasu do pogranicza kredy i neogenu. Wskazuje na to z jednej strony zaangażowanie przez nie utworów górnego triasu, z drugiej zaś brak istotnej aktywności tektonicznej na badanym obszarze po ustaniu procesów inwersji basenu polskiego. W szczególności deformacje te mogą stanowić odzwierciedlenie aktywności tektonicznej w strefie Koszalin–Chojnice, związanej z rozwojem transtensyjnych rowów tektonicznych w późnym triasie–wczesnej jurze, w mniejszym stopniu również w jurze środkowej i wczesnej kredzie, a następnie ich inwersji tektonicznej w późnej kredzie oraz na pograniczu kredy i neogenu (Dadlez, 1989, 1997b; Krzywiec, 2002; Leszczyński, 2002).

PODSUMOWANIE

Budowa strukturalna utworów paleozoicznych w analizowanych profilach ze strefy Koszalin–Chojnice została ukształtowana wskutek wielofazowych deformacji, zachodzących głównie w reżimie kontrakcyjnym i transpresyjnym. Mniejszy wpływ wywołały deformacje zachodzące w warunkach przesuwczych, ekstensyjnych oraz transtensyjnych. Przejawy procesów nasuwczych, najbardziej charakterystyczne dla analizowanych serii skalnych, wyraźnie zaznaczyły się w utworach ordowickich, dewońskich i permskich, a w sposób mniej czytelny w osadach triasowych. Kontrakcyjne i/lub transpresyjne przemieszczenia nasuwcze zachodziły w tym rejonie wielofazowo i z różną intensywnością. Najstarsze miały miejsce w sylurze (landowerze?; Żaba, Poprawa, 2006), choć biorąc pod uwagę profile ze strefy Koszalin–Chojnice spoza obszaru prezentowanych tu badań, rozpocząć się mogły już w późnym ordowiku i progradując ku przedpolu strefy kolizji, mogły stopniowo obejmować tę strefę. Druga faza deformacji kontrakcyjnych i/lub transpresyjnych zachodziła po dewonie a przed triasem, najprawdopodobniej w późnym karbonie oraz we wczesnym permie, zaś kolejna, znacznie słabsza oraz cechująca się dominującą składową przesuwczą, po triasie, najprawdopodobniej w czasie późnokredowo-wczesnoneogeńskiej inwersji basenu polskiego. W analizowanych utworach ordowiku, dewonu i triasu stwierdzono bardzo liczne przejawy przemieszczeń przesuwczych, w tym zachodzących w warunkach transtensji i transpresji.

Nachylenie badanych utworów oraz zróżnicowanie kątów ich upadu stopniowo maleje w górę profilu. W dolnym jego odcinku występują kompleksy, które są silniej zdeformowane tektonicznie oraz zdiagenezowane w stosunku do wyżej ległych osadów, od których oddzielają je powierzchnie niezgodności. Na silnie sfałdowanych utworach ordowiku zalega niezgodnie sekwencja dewońska; na granicy między tymi utworami występuje niezgodność kątowa o wartościach wahających się od 10 do około 50°.

Utwory górnoordowickie odznaczają się budową fałdową oraz fałdowo-nasunięciową. Stopień komplikacji ich budowy strukturalnej jest zdecydowanie większy niż utworów młodszych. Fałdowy styl utworów górnoordowickich ukształtował się podczas najstarszej deformacji tektonicznej w reżimie kontrakcyjnym. Wskutek tangencjalnych nacisków utworzyły się wtedy makro- i mezofałdy ze zginania, mające charakter fałdów z wyboczenia. Deformacja prowadząca do kształtowania się tych fałdów poprzedziła rozwój ruchów nasuwczych, które spowodowały dodatkowe zafałdowanie skrzydeł wcześniejszych, makrofałdów występujących tylko w utworach ordowiku. Poprzedziła ona również sedymentację utworów dewońskich.

Wspólne dla utworów ordowickich i dewońskich deformacje, prowadzące do rozwoju młodszych struktur fałdowych, były związane z aktywnością przemieszczeń nasuwczych, zachodzących po dewonie co najmniej dwukrotnie. W utworach ordowiku górnego (karadoku) stwierdzono co najmniej jedną generację struktur fałdowych, powstałą jeszcze przed rozpoczęciem depozycji utworów dewonu.

Utwory wyższego syluru (młodszego od landoweru) oraz dewonu wykazują bardzo podobny styl budowy strukturalnej, mają podobne nachylenie, a także wspólnie zostały objęte deformacjami tektonicznymi o podobnym charakterze. Podobieństwo struktur tektonicznych oraz ich sekwencja w utworach wyższego syluru i dewonu wskazuje, że przeszły one podobną ewolucję tektoniczną. Świadczy to, iż deformacje tektoniczne z pogranicza syluru i dewonu miały prawdopodobnie mniejszą rangę niż deformacje śródsylurskie (por. Pożaryski i in., 1982).

Izabella GROTEK

CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA ORAZ DOJRZAŁOŚĆ TERMICZNA MATERII ORGANICZNEJ ROZPROSZONEJ W OSADACH MEZOZOIKU I PALEOZOIKU

WSTĘP

Charakterystykę petrograficzną materii organicznej rozproszonej w profilu osadów mezozoiku i paleozoiku z otworu wiertniczego Polskie Łąki PIG 1 przeprowadzono na podstawie analizy 27 próbek, reprezentujących utwory triasu górnego (5 próbek); dewonu górnego i środkowego (16 próbek) oraz ordowiku (4 próbki). Znaczna część wyników badań zawarta jest w dokumentacji wynikowej (Grotek, 1992) oraz publikacji (Grotek, 2006).

Podstawę analityczną pracy stanowią badania mikroskopowe, wykonane w świetle odbitym białym oraz we fluorescencji umożliwiającej identyfikację, nierozróżnialnych często w świetle białym, składników maceralnych grupy liptynitu oraz impregnacji bitumicznych (Teichmüller, 1982). Analizy przeprowadzone zostały na mikroskopie polaryzacyjnym AXIOSKOP firmy Zeiss wyposażonym w przystawkę mikrofotometryczną umożliwiającą pomiar zdolności refleksyjnej materii organicznej.

Pomiary przeprowadzono w imersji, na polerowanych płytkach skał osadowych zawierających macerały witrynitu oraz materiał witrynitopodobny o cechach optycznych witrynitu (stałe bituminy/bitumin oraz zooklasty, np. graptolity). Składniki te charakteryzują się liniowym wzrostem zdolności odbicia światła wraz ze wzrostem stopnia dojrzałości (Stach i in., 1982). Wymagana wielkość ziarn >5 μm jest minimalną, niezbędną do uzyskania właściwego wyniku (Jackob, 1972).

Badania wykonano przy użyciu: – wzorców ze szkła optycznego o określonej, stałej refleksyjności: 0,4958%, 0,9207%, 1,14130% oraz 1,6618%; filtru monochromatycznego o długości fali 546 nm; – blendy pomiarowej o wielkości 0,16 mm; olejku imersyjnego o $n_D = 1{,}515$ w temperaturze 20–25°C.

Analiza jakościowa macerałów grupy liptynitu wykonana została przy użyciu niebieskiego filtra wzbudzającego. Przy opisie składników petrograficznych stosowano nomenklaturę i klasyfikację przyjętą przez Międzynarodowy Komitet Petrologii Węgla (ICCP). Uzyskane wyniki zamieszczone zostały w tabeli.

OMÓWIENIE WYNIKÓW ANALIZ

TRIAS

Osady triasu zostały zbadane w 4 próbkach mułowców triasu górnego oraz 1 triasu środkowego, zawierających ubogi materiał organiczny, którego ilość wzrasta ku warstwom stropowym.

Skład petrograficzny materii organicznej zdominowany jest przez macerały witrynitu (80–90%) reprezentowane głównie przez bezpostaciowy kolotelinit oraz nieliczne fragmenty telinitu ze słabo zaznaczającą się strukturą komórkową. Występuje on w postaci lamin i soczewek *in situ* o grubości zmieniającej się w szerokich granicach od 5 do 100 μm, a także w formie redeponowanych ziarn w różnym stopniu obtoczonych oraz ostrokrawędzistych okruchów o rozmiarach 2–60 μm.

Macerały grupy inertynitu występują powszechnie w analizowanych próbkach w zmiennej ilości od 4 do 16% materii organicznej. Reprezentują je redeponowane okruchy inertodetrynitu, bezładnie rozproszone w masie skalnej oraz horyzontalnie ułożone soczewki fuzynitu i semifuzynitu o rozmiarach od 3 do 40 μm. Najliczniej (10–16%) występują one w stropowej partii analizowanych mułowców, w interwale głębokości 1771,0–1982,0 m (tab. 8; fig. 26).

Macerały grupy liptynitu występują lokalnie, w niewielkiej ilości 4–5%, a jedynie w próbce z głębokości 2516,0 m osiągają 10% składu materii organicznej.

Składają się one w głównej mierze z okruchów makro- i mikrospor oraz kutynitu. Częstym składnikiem jest liptodetrynit, natomiast ubogo reprezentowany jest rezynit. Wszystkie macerały liptynitu wykazują intensywną fluorescencję w kolorach od żółtego do pomarańczowego. Forma ich występowania wskazuje, że w znacznym stopniu pochodzą one z redepozycji.

Tabela 8

Analiza mikroskopowa materii organicznej rozproszonej w utworach triasu, permu, dewonu i ordowiku

Microscopical analysis of the organic master dispersed in the Triassic, Permian, Devonian and Ordovician sediments

Głębokość [m]	Stratygrafia	Litologia	Witrynit [%]	WTP [%]	Inertynit [%]	Liptynit [%]	AOM [%]	R_O [%]	Zakres pomiarów *	R_O red. [%]
1771,0	T_3	młc	84	–	10	6	–	0,98	0,80–1,20	1,30
1982,0	T_3	młc	80	–	16	4	–	1,00	0,83–1,19	1,40
2152,0	T_3	młc	80	–	5	–	15	1,00	0,85–1,15	1,41
2325,0	T_3	młc	90	–	–	–	10	0,96	0,76–1,20	1,35
2516,0	T_2	młc	78	–	7	10	5	0,80	0,53–1,04	1,15
3080,0	P_3	dol	32	–	4	14	50	0,65	0,48–0,79	0,87
3236,0	P_3	młc	37	–	6	17	40	0,65	0,49–0,77	0,97
3251,0	D_3	młc	–	30	–	40	30	0,76	0,50–1,09	1,30
3267,0	D_3	młc	–	25	5	30	40	0,78	0,53–1,07	1,22
3280,0	D_3	młc	–	25	5	10	60	0,80	0,58–1,03	1,28
3349,0	D_3	wap	–	65	5	–	30	0,84	0,59–1,16	–
3383,0	D_3	dol	–	80	10	–	10	0,86	0,57–1,22	1,15
3414,0	D_3	dol	–	35	10	5	50	0,93	0,68–1,32	1,40
3471,0	D_2	dol	–	84	6	–	10	0,92	0,67–1,23	–
3563,0	D_2	wap	–	88	–	–	12	1,20	1,07–1,34	–
3699,0	D_2	wap	–	85	3	–	12	1,18	1,03–1,37	–
3841,0	D_2	wap	–	10	–	–	90	1,22	1,02–1,51	2,21
3845,9	D_2	wap	–	70	10	–	20	1,05	0,83–1,47	–
4035,0	D_2	wap	–	100	–	–	–	1,11	0,84–1,36	1,65
4110,2	D_2	wap	–	20	5	–	75	1,15	0,91–1,46	–
4119,0	D_2	wap	–	95	–	–	5	1,20	1,12–1,36	–
4124,0	D_2	młc	–	48	–	–	52	1,25	1,09–1,37	1,39
4258,0	D_2	wap	–	83	–	–	17	1,53	1,20–187	–
4324,0	Ok	wap	–	90	–	–	10	1,60	1,28–1,92	–
4389,0	Ok	młc	–	97	–	–	3	1,67	1,21–1,93	–
4419,0	Ok	wap	–	76	–	–	24	1,73	1,21–2,02	–
4420,0	Ok	młc	–	47	–	–	53	1,73	1,23–2,00	–

T_3 – trias górny; P_3 – perm (cechsztyn); D_3 – dewon górny; D_2 – dewon środkowy; Ok – ordowik (karadok); WTP – materiał organiczny witrynitopodobny; młc – mułowiec; dol – dolomit; wap – wapień; R_O – średnia refleksyjność witrynitu i materiału witrynitopodobnego *in situ*; * – zakres pomiarów współczynnika R_O na macerałach witrynitu i huminitu *in situ* ; R_O red – średnia refleksyjność witrynitu redeponowanego

T_3 – Upper Triassic; P_3 – Permian (Zechstein); D_3 – Upper Devonian; D_2 – Middle Devonian; Ok – Ordovician (Caradoc); WTP – vitrinite-like organic matter; młc – mudstone; dol – dolomite; wap – limestone; R_O – random value of the vitrinite and vitrinite-like material *in situ* reflectivity; * – range of the reflectivity index of the *in situ* vitrinite and vitrinite-like material; R_O red – random value of the reworked vitrinite

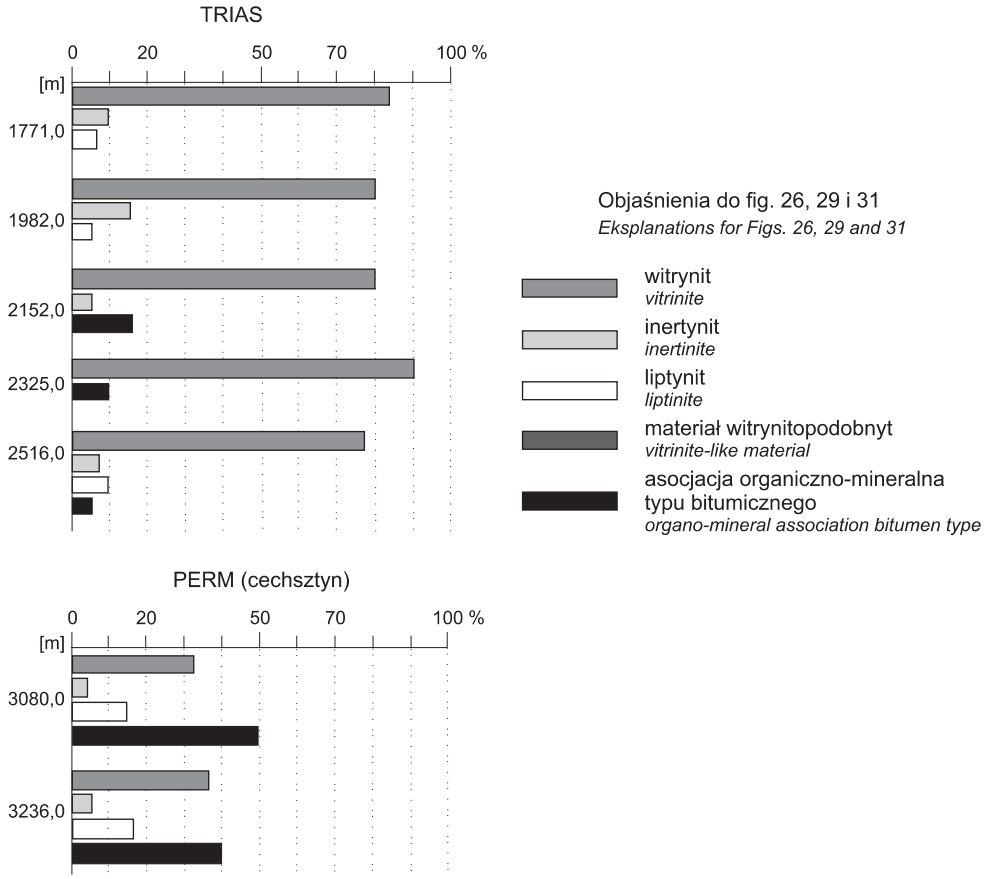


Fig. 26. Skład maceralny materii organicznej w osadach triasu i permu

Distribution of organic matter content in the Triassic and Permian sediments

Skład górnotriasowej substancji organicznej poniżej głębokości 2151,0 m uzupełnia asocjacja organiczno-mineralna typu bitumicznego (5–15%). Występuje ona w postaci drobnodetrytycznego materiału tworzącego mniej lub bardziej regularne przerosty oraz smużyste i gniazdowe skupienia. Często asocjuje z nim homogeniczny bituminit (około 10%) mający formę soczewek, lamin lub skorodowanych ziarn.

Dojrzałość termiczna analizowanych osadów triasu górnego jest wyraźnie wyższa niż utworów permskich, co związane być może z utleniającymi warunkami panującymi w trakcie sedymentacji badanych osadów lub/oraz ze zmianami postsedymentacyjnymi.

Pomierzone wartości wskaźnika R_O na autogenicznym witrynicie zmieniają się (niezależnie od głębokości) w bardzo szerokim zakresie 0,53–1,20%, przy wyliczonych średnich wartościach 0,80–1,00%, wskazując na główną fazę generowania rop i maksymalne paleotemperatury diagenezy w granicach 80–100°C (Lopatin, 1971; Bostic, 1973; Gaupp, Batten, 1985) (tab. 8; fig. 27, 28).

PERM

Osady cechsztynu zostały zbadane w 2 próbkach (dolomit i mułowiec) z głębokości 3080,0 i 3236,0 m.

Próbka dolomitu zawiera ubogi materiał organiczny o wielkości nieprzekraczającej 25 μm, zbudowany głównie z asocjacji organiczno-mineralnej typu bitumicznego (50%) wypełniającej spękania i pory w skale. Współwystępuje z nią bezpostaciowy witrynit typu kolotelinitu (32%), okruchy inertynitu, głównie fuzynitu i semifuzynitu (4%) oraz macerały liptynitu (14%) reprezentowane przez liptodetrynit, fragmenty kutynitu i sporynitu oraz dość liczne algi.

Próbka mułowca z głębokości 3236,0 m zawiera bardzo liczny materiał organiczny o podobnym, do poprzednio omawianej, składzie jakościowym (tab. 8, fig. 26).

Liczny autogeniczny materiał humusowy, stanowiący około 37% materii organicznej w osadzie, reprezentowany jest przez laminki i soczewki witrynitu typu kolotelinitu oraz

sporadycznie telinitu, w którym światła komórek wypełnione są najczęściej pirytem lub rezynitem. Ich wielkość zmienia się w granicach od 4 do 60 μm.

Substancja organiczna pochodząca z redepozycji jest zdecydowanie mniej liczna, a tworzą ją w różnym stopniu obtoczone ziarna o rozmiarach na ogół nieprzekraczających 20 μm.

Materia organiczna typu sapropelowego (asocjacja organiczno-mineralna), stanowi około 40% składu organiki w osadzie. Tworzy ona liczne gniazdowe i smużyste skupienia zawierające drobne ziarna bituminitu oraz lipto-, inerto- i witrodetrynitu.

Dość licznie (17%) reprezentowane są macerały grupy liptynitu: liptodetrynit, sporynit, kutynit, rezynit oraz alginit

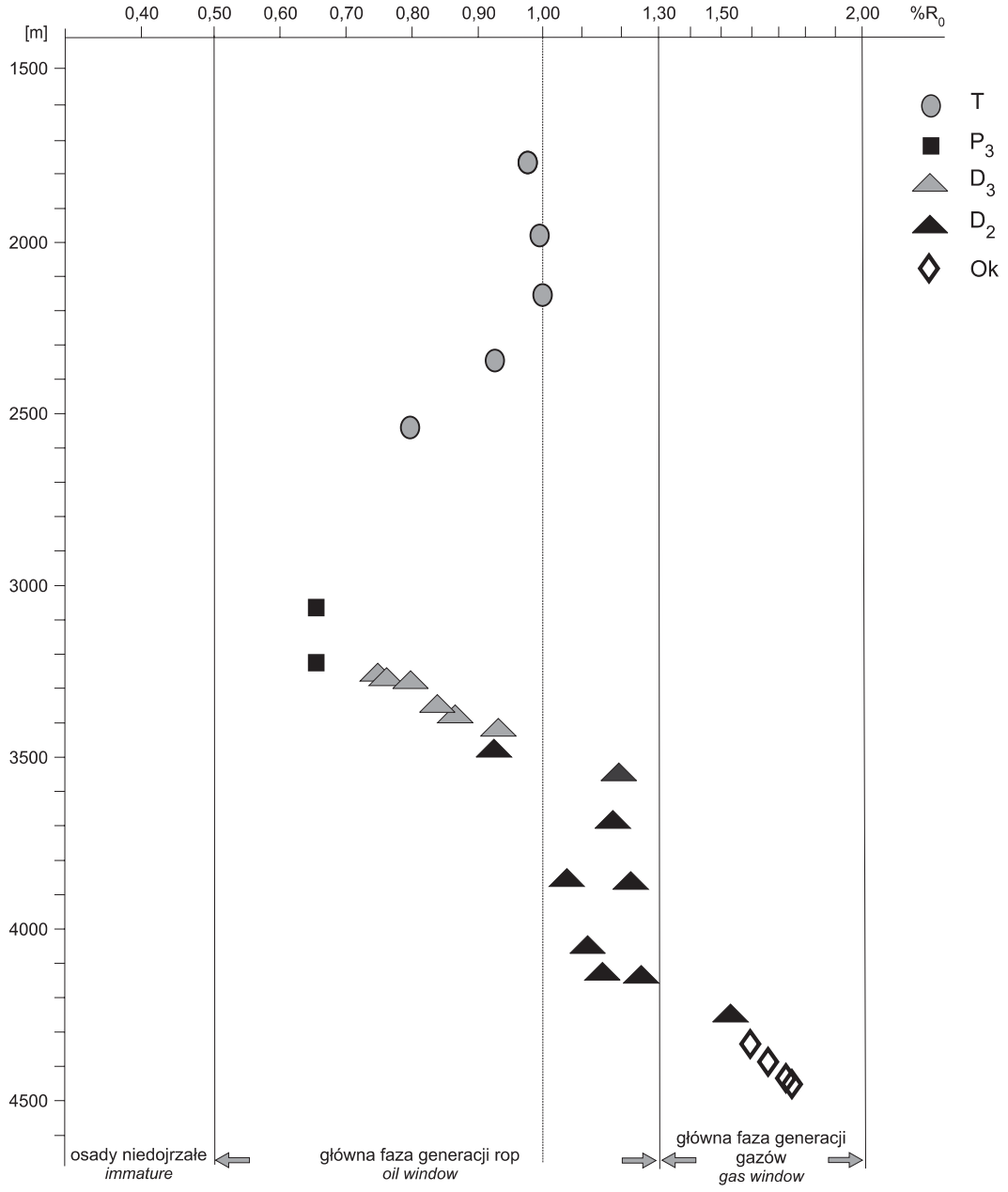


Fig. 27. Zmienność stopnia dojrzałości materii organicznej

T – trias, P_3 – perm górny (cechsztyn), D_3 – dewon górny, D_2 – dewon środkowy, Ok – ordowik (karadok)

Values of vitrinite reflectance index versus depth

T – Triassic, P_3 – Upper Permian (Zechstein), D_3 – Upper Devonian, D_2 – Middle Devonian, Ok – Ordovician (Caradoc)

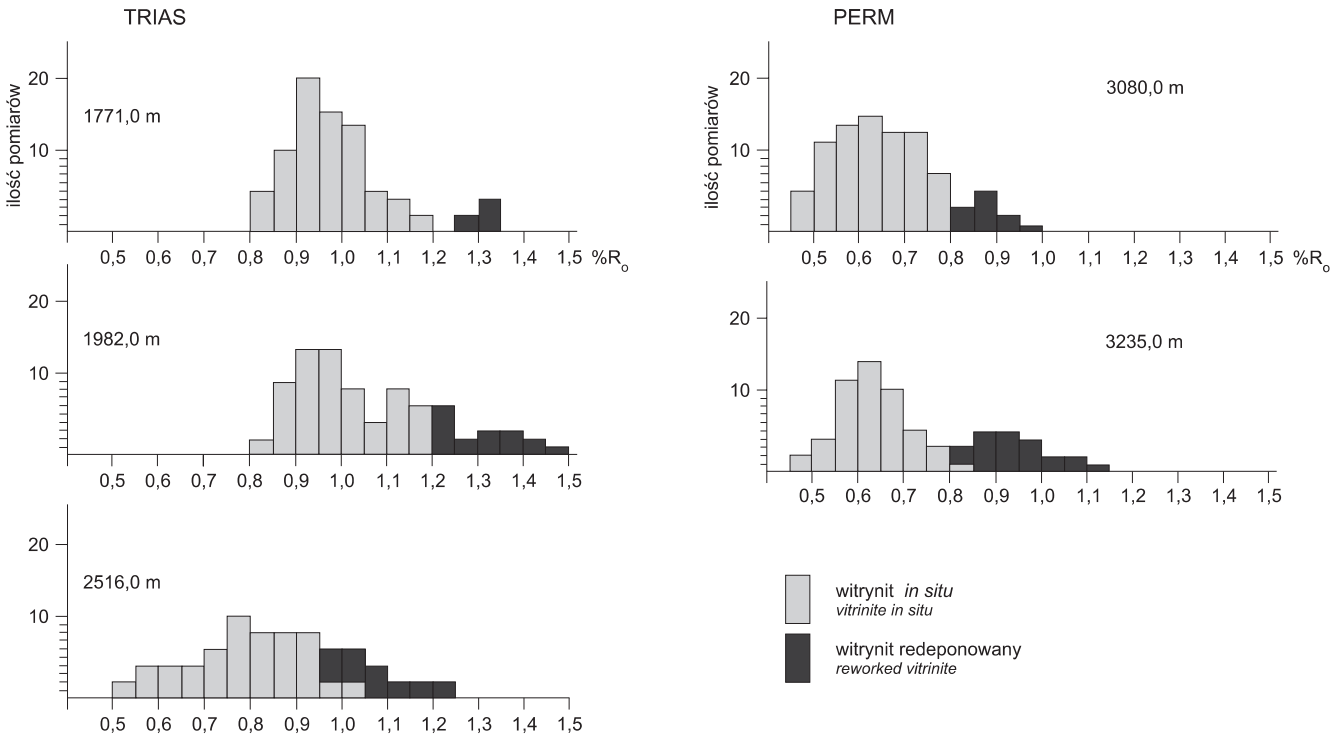


Fig. 28. Reflektogramy witrynitu z utworów triasu i permu

Reflectograms of vitrinite from Triassic and Permian sediments

występujący najczęściej w formie lamalginitu. Fluoryzują one intensywnie w kolorze żółtym oraz żółto-pomarańczowym.

Stopień dojrzałości termicznej materii organicznej w osadach cechsztynu jest dość niski, wskazujący na niezbyt wysokie maksymalne paleotemperatury diagenezy rzędu 70–90°C. Wartość wskaźnika R_O syngenetycznego witrynitu zmienia się w granicach 0,48–0,79% przy wyliczonej średniej wartości wynoszącej 0,65% R_O co odpowiada głównej fazie generowania rop (tab. 8, fig. 27, 28). Wskaźnik R_O materiału redeponowanego jest wyraźnie wyższy i wynosi wynosi 0,87 i 0,97%.

DEWON

Osady dewonu górnego przeanalizowano w 6 próbkach mułowców oraz utworów węglanowych (wapienie i dolomity) pochodzących z interwału głębokości 3251,0–3414,0 m.

Skład petrograficzny materii organicznej stanowi głównie autogeniczny materiał witrynitopodobny reprezentowany przez stałe bituminy (bitumin) oraz zooklasty (głównie graptolity). Jego względna zawartość waha się od 25 do 80% przy czym obserwuje się wyraźne wzbogacenie w składniki witrynitopodobne w utworach węglanowych (65–80%) w stosunku do mułowców (25–30%). W większości próbek występują one w formie cienkich (3–9 do 40 μm) żyłek i soczewek. Z materiałem tym współwystępuje asocjacja organiczno-mineralna typu bitumicznego (10–60%) stanowiąca mieszaninę składników mineralnych (minerały ilaste) oraz silnie zdyspergowanych nieidentyfikowalnych mikrokomponentów organicznych.

Występuje ona najczęściej w postaci przemazów, gniazdowych skupień oraz soczewkowatych ciał, lokalnie tworzy masę podstawową zawierającą większe fragmenty składników organicznych.

W próbkach mułowców stropowej partii dewonu górnego (3251,0–3280,0 m) występują dość liczne macerały liptynitu (10–40%), których ilość wyraźnie spada wraz z głębokością pogrążenia (tab. 8, fig. 29). Reprezentowane są one głównie przez liptodetrynit oraz dość silnie zbiodegradowane algi fluoryzujące niezbyt intensywnie w kolorze pomarańczowo-brunatnym. Ich obecność związana jest najczęściej z występowaniem asocjacji organiczno-mineralnej impregnowanej często bituminami fluoryzującymi w kolorze brunatnym.

Dość powszechnie, w badanym profilu dewonu górnego, występuje detrytus inertynitowy (5–10%) zbudowany z amor-

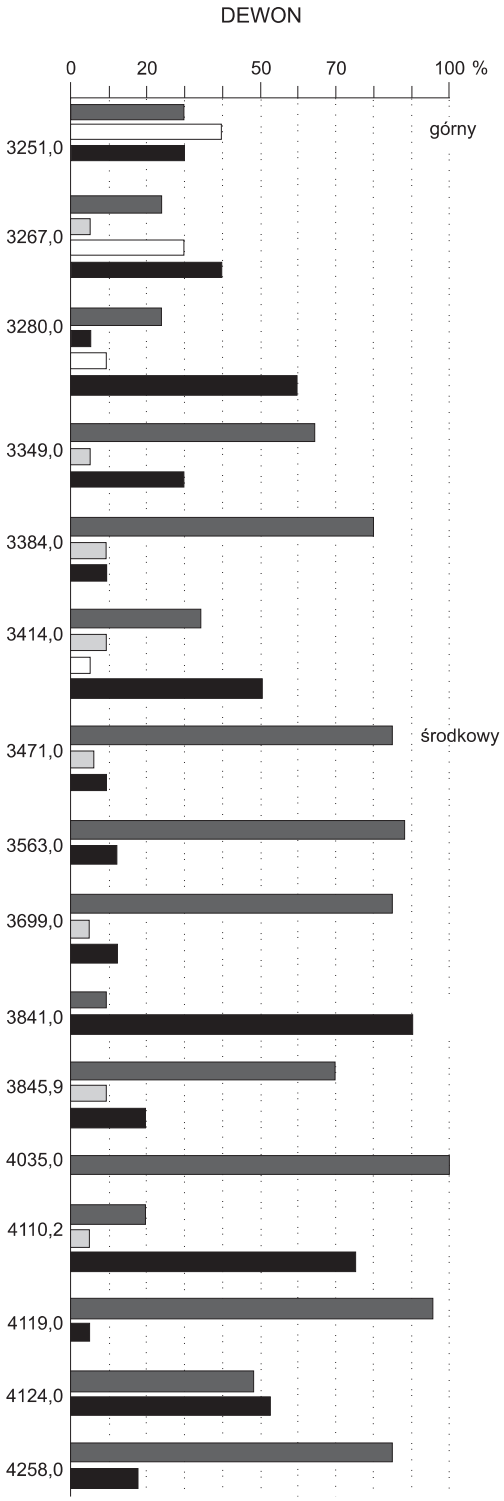


Fig. 29. Skład maceralny materii organicznej w osadach dewonu

Objaśnienia jak na fig. 26

Distribution of organic matter content in the Devonian sediments

For explanations see Fig. 26

ficznego fuzynitu i semifuzynitu oraz sporadycznie mikrynitu. W dwóch próbkach zaobserwowano jedynie śladową ilość inertodetrynitu.

Utwory dewonu środkowego przebadano w 10 próbkach wapieni i mułowca z interwału głębokości 3471,0–4258,0 m. Osady te są generalnie bardzo ubogie w materię organiczną, która występuje często w ilości śladowej. Wyjątek stanowią węglany z głębokości 4119,0 m wyraźnie wzbogacone w materiał organiczny reprezentowany głównie (95%) przez cienkie laminki i żyłki stałych bituminów o rozmiarach od kilku do ponad 100 μm. W pozostałych analizowanych próbkach głównym mikrokomponentem organicznym jest również materiał witrynitopodobny (10–100%) zbudowany ze stałych bituminów oraz zdecydowanie mniej licznych zooklastów (graptolity) zróżnicowanej wielkości od 3 do 60 μm.

W zmiennej ilości od 0–90% (zawartość względna) występuje asocjacja organiczno-mineralna typu bitumicznego, wypełniająca najczęściej szczeliny w węglanach lub tworząca soczewkowate i laminiaste skupienia.

Jedynie w czterych próbkach wapieni występują nieliczne (3–10%) macerały inertne reprezentowane przez inertodetrynit oraz sfuzynityzowane szczątki organiczne (tab. 8, fig. 29).

Stopień dojrzałości materii organicznej z utworów dewonu, określony wielkością współczynnika refleksyjności autogenicznego materiału witrynitopodobnego, zmienia się w bardzo szerokim zakresie od 0,76 do 1,53% R_O (wartości średnie) wykazując wyraźny wzrost wraz z głębokością pogrążenia osadów (tab. 8, fig. 27, 30).

Dojrzałość termiczna utworów dewonu górnego odpowiada głównej fazie generowania ropy naftowej przy refleksyjności w granicach 0,76–0,93% R_O.

Utwory dewonu środkowego są silniej przeobrażone niż osady górnodewońskie, a materiał organiczny w nich zawarty charakteryzuje się słabą anizotropią. Zakres pomiarów refleksyjności waha się od 0,67 do 1,87% (dla dewonu górnego wynosi on 0,50–1,32%), przy wyliczonych średnich wartościach w granicach 0,92–1,53% R_O). Dane te wskazują, iż większość osadów dewonu środkowego znajduje się w późnej fazie generowania ropy naftowej z możliwością generowania mokrych gazów i kondensatów, natomiast osady poniżej głębokości 4124,0 m weszły już w główną fazę generowania gazów ekonomicznych (tab. 8, fig. 27).

Maksymalne paleotemperatury oddziaływujące na analizowany kompleks utworów dewonu wynosiły 80–100°C w dewonie górnym oraz 100–160°C w dewonie środkowym.

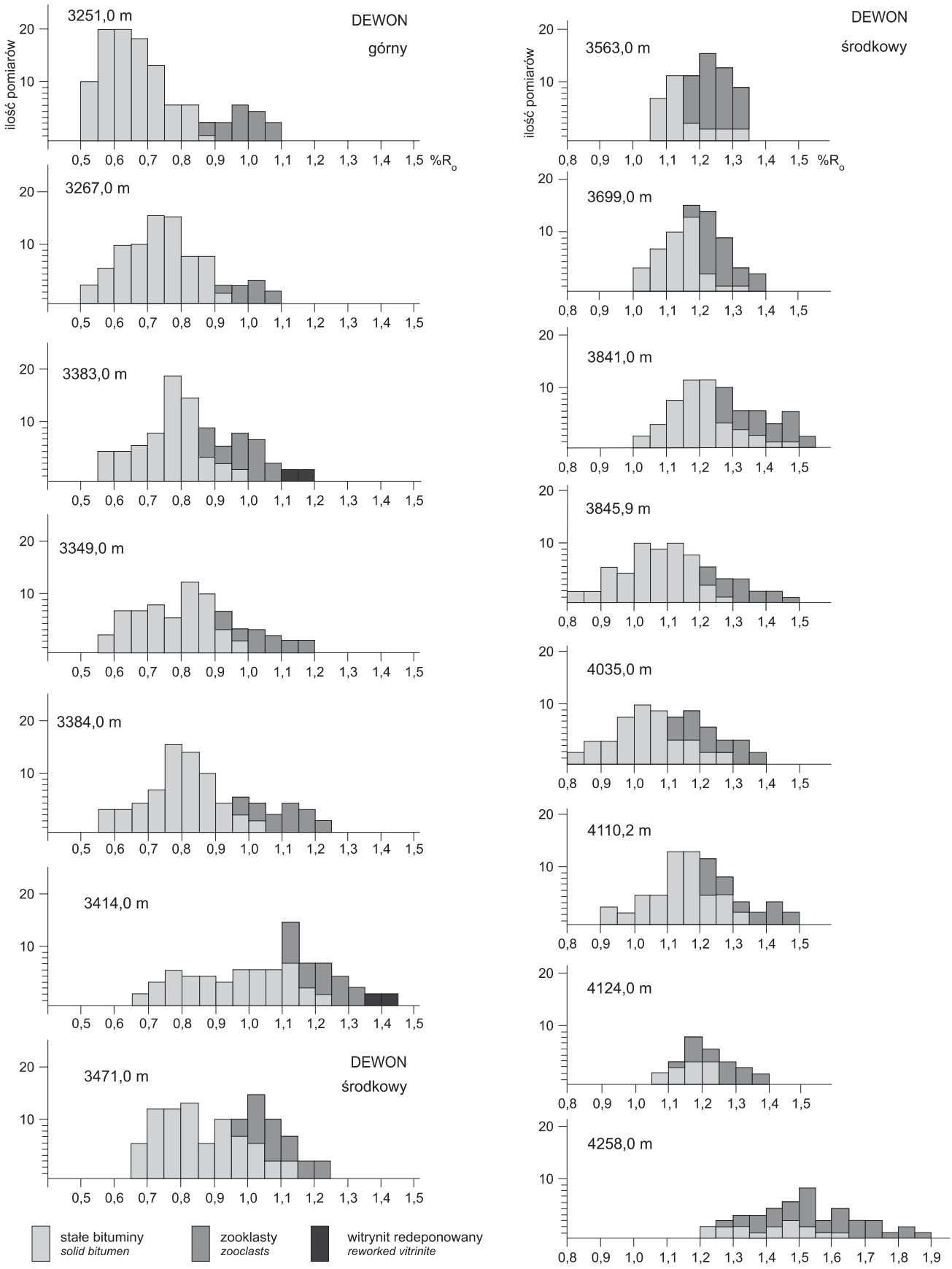


Fig. 30. Reflektogramy witrynitu z utworów dewonu

Reflectograms of vitrinite from Devonian sediments

ORDOWIK

Osady karadoku przeanalizowano w 4 próbkach wapieni i mułowców z interwału głębokości 4324,0–4420,0 m.

Materiał organiczny w nich zawarty jest dość ubogi, zbudowany głównie z autogenicznych macerałów witrynitopodobnych, których względna zawartość zmienia się w granicach 47% (spąg osadów)–97% (strop osadów) oraz asocjacji organiczno-mineralnej typu bitumicznego (3–53%), w której tkwią drobne (4–15 μm) ziarna i żyłki bituminu (fig. 31).

Materiał witrynitopodobny występuje zazwyczaj w formie pasemek oraz soczewek, rzadziej jako ostrokrawędzisty detrytus. Budują go zwitrynityzowane szczątki organizmów, najczęściej graptolitów o wielkości przekraczającej często 100 μm.

Lokalnie obserwuje się nieliczne impregnacje bituminami, tworzącymi rozmyte smugi fluoryzujące w kolorze pomarańczowo-brunatnym.

Dojrzałość termiczna analizowanych osadów karadoku jest dość wysoka. Materiał organiczny charakteryzuje się anizotropią dochodzącą do 0,5% R_O (różnica pomiaru pomiędzy wartością minimalną i maksymalną). Pomierzone wartości współczynnika R_O zmieniają się w zakresie 1,21–2,02%, przy średniej wyliczonej refleksyjności autogenicznego materiału witrynitopodobnego wahającej się od 1,60–1,73% R_O (tab. 8, fig. 27, 32). Powyższe wartości wskazują na główną fazę generowania gazów i maksymalną paleotemperaturę diagenezy osadów rzędu 160–190°C.

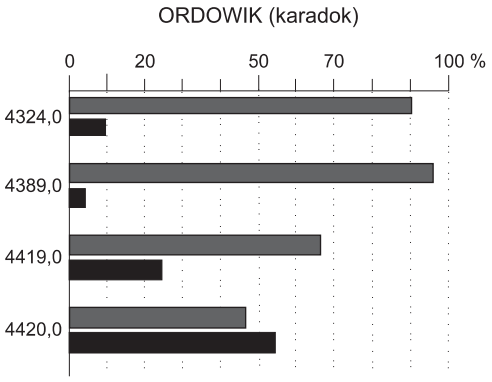


Fig. 31. Skład maceralny materii organicznej w osadach ordowiku

Objaśnienia jak na figurze 26

Distribution of organic matter content in the Ordovician sediments

For explanations see Fig. 26

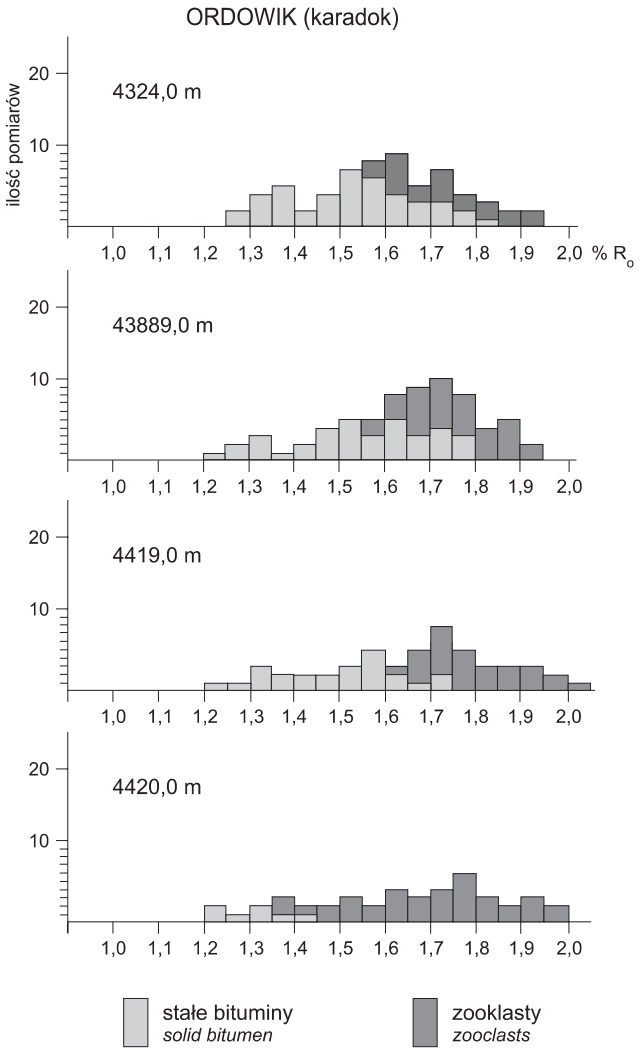


Fig. 32. Reflektogramy witrynitu z utworów ordowiku

Reflectograms of vitrinite from Ordovician sediments

Ewa KLIMUSZKO, Zofia RZEPKOWSKA

CHARAKTERYSTYKA GEOCHEMICZNA BADANYCH UTWORÓW

W otworze Polskie Łąki PIG 1 badania geochemiczne materii organicznej przeprowadzone były dla utworów górnego triasu, środkowego triasu (pojedyncza próbka), górnego permu (cechsztyn), a także górnego i środkowego dewonu.

Wykonano oznaczenia zawartości węgla organicznego, ilościowe oznaczenie bituminów, podział na poszczególne frakcje w wydzielonych bituminach (węglowodory nasycone, aromatyczne, asfalteny i żywice), jak również oznaczenie potencjału oksydacyjno-redukcyjnego skały (Eh). Szczegółowe badania frakcji węglowodorów nasyconych, czyli oznaczenie zawartości poszczególnych n-alkanów i węglowodorów izoprenoidowych przeprowadzono dla wybranych próbek z utworów górnego i środkowego triasu oraz z utworów górnego i środkowego dewonu. Badania wstępnie omówione były w rozdziale „Wyniki badań geochemicznych bituminów i węglowodorów" w dokumentacji wynikowej otworu Polskie Łąki PIG 1 (Rzepkowska, 1992).

ILOŚĆ OZNACZONEJ MATERII ORGANICZNEJ

Materia organiczna w utworach górnego triasu występuje w śladowych ilościach. Jedynie w stropie i w spągu badanych osadów zawartość węgla organicznego jest wyższa od śladowej (tab. 9, fig. 33). Ilość bituminów występująca w tych utworach jest także mała. Zawartość węglowodorów w bituminach jest bardzo zróżnicowana i waha się od 27 do 52%, zróżnicowany jest również procentowy udział węglowodorów nasyconych i aromatycznych w węglowodorach oznaczonych z tych utworów (fig. 34). Wartość potencjału oksydacyjno-redukcyjnego wskazuje na utleniające warunki środowiska (tab. 9). Śladowa zawartość węgla organicznego w tych utworach pozwala przypuszczać, iż stosunkowo mała ilość składników labilnych jest epigenetyczna. Bituminy obecne w utworach górnego triasu charakteryzują się wysokim współczynnikiem migracji (Gondek, 1980).

Utwory środkowego triasu, badane jedynie wyrywkowo, zawierają małą ilość węgla organicznego i bituminów (tab. 9, fig. 33). Głównym składnikiem bituminów są żywice i asfalteny, natomiast udział w nich węglowodorów jest niewielki i wynosi od 9–28%. W składzie węglowodorów większa jest zawartość węglowodorów aromatycznych niż węglowodorów nasyconych (fig. 34).

Zawartość węgla organicznego w utworach cechsztynu jest śladowa w całym profilu (fig. 33). Mała jest również zawartość bituminów, a wartość współczynnika migracji pozwala przypuszczać, iż są one epigenetyczne. Udział węglowodorów w bituminach jest stosunkowo nieduży i zróżnicowany, ponieważ waha się od 9 do 39% (tab. 9). Generalnie w składzie węglowodorów jest równowaga lub nieznaczna przewaga węglowodorów nasyconych i aromatycznych. Jedynie w analizowanej próbce soli stwierdzono w składzie węglowodorów przewagę węglowodorów aromatycznych nad nasyconymi. Wartość potencjału oksydacyjno-redukcyjnego pozwala stwierdzić, iż osady te powstawały w środowisku redukcyjnym, szczególnie te zalegające w spągowej części profilu.

Utwory górnego dewonu zawierają znaczną ilość węgla organicznego. Jedynie w części stropowej utworów węgiel organiczny występuje w małej ilości (tab. 9).

Utwory te charakteryzują się zmienną sedymentacją, ale zawarta w nich ilość węgla organicznego pozwala określić je jako „dobre" skały macierzyste dla generowania węglowodorów (fig. 33). Jednocześnie w osadach górnego dewonu ilość bituminów jest bardzo zróżnicowana i waha się od 0,008 do 0,187%. W oznaczonych bituminach duży udział mają węglowodory, natomiast niższy udział procentowy mają żywice i asfalteny. W składzie węglowodorów przeważają węglowodory nasycone nad węglowodorami aromatycznymi. Wartość współczynnika migracji sugeruje, iż część bituminów występująca w tych utworach ma charakter epigenetycznych z osadem, co potwierdza ich skład z przewagą ilościową węglowodorów nasyconych (Gondek, 1980; tab. 9). Natomiast wartość potencjału oksydacyjno-redukcyjnego pozwala stwierdzić, iż osady te powstawały w basenie o redukcyjnych warunkach środowiska.

Utwory środkowego dewonu są uboższe w węgiel organiczny niż nadległe utwory dewonu górnego, zawierają od 0,10 do 0,30% Corg. Jedynie w stropie utworów występuje duża ilość węgla organicznego (1,2–1,3%) (fig. 33). Występujące w nich ilości bituminów są małe (tab. 9), tylko w górnych partiach utworów wysokie, podobnie jak zawartość Corg. Procentowy udział węglowodorów i żywic lub asfaltenów jest w bituminach zbliżony (fig. 30). W składzie węglowodorów przeważają węglowodory nasycone w stosunku do węglowodorów aromatycznych.

Materia organiczna w utworach ordowiku występuje w małej ilości. W mułowcu zawartość węgla organicznego wynosi 0,20%, a w wapieniu 0,30%. Niskie są zawartości bituminów (tab. 9).

Tabela 9

Dane geochemiczne z badań materii organicznej

Geochemical data for organic matter

Głębokość	Stratygrafia	Litologia	Zawartość bituminów [%]	Zawartość Corg. [%]	Eh [mV]	Zawartość % węglow. w bitum.	Zawartość % węglow. w skale	Zawartość % węglow. nasyconych w węglow.	Zawartość % węglow. arom. w węglow.	Zawartość % żywic i asfaltenów	Współczynnik migracji
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1771,0		młc	0,018	0,30	636	25,0	0,004	16,0	9,0	75,0	0,013
1982,0		młc	0,011	0,10	636	30,0	0,003	13,0	16,0	70,0	0,030
2161,0	T_3	dol.	0,004	0,01	630	52,0	0,002	33,0	19,0	48,0	0,200
2182,0		młc	0,010	0,01	628	29,0	0,003	11,0	18,0	71,0	0,300
2410,0		młc	0,006	0,01	640	27,0	0,002	6,0	21,0	73,0	0,200
2516,0	T_2	młc	0,025	0,40	614	9,0	0,002	3,0	6,0	91,0	0,005
2525,0		młc	0,009	0,20	618	28,0	0,003	13,0	15,0	72,0	0,015
3042,0		dol.	0,005	0,01	626	31,0	0,002	16,0	15,0	69,0	0,200
3080,0		dol.	0,004	0,01	624	19,0	0,001	13,0	16,0	71,0	0,100
3087,0		sol	0,003	–	–	29,0	0,001	3,0	26,0	71,0	
3103,0	P_3	dol.	0,006	0,01	624	9,0	0,001	6,0	3,0	91,0	0,100
3137,0		dol.	0,003	0,01	632	10,0	0,001	3,0	7,0	90,0	0,100
3171,0		dol.	0,003	0,01	646	–	–	–	–	–	–
3202,0		dol.	0,009	0,01	602	39,0	0,004	21,0	18,0	61,0	0,400
3236,0		młc	0,004	0,01	592	–	–	–	–	–	–
3251,0		młc	0,023	0,20	596	57,0	0,013	38,0	18,0	43,0	0,065
3267,0		młc	0,014	1,90	592	59,0	0,008	38,0	21,0	41,0	0,004
3280,0		młc	0,170	3,30	596	63,0	0,107	45,0	18,0	37,0	0,032
3341,0		młc	0,014	0,10	586	48,0	0,007	29,0	19,0	52,0	0,070
3346,5	D_3	wap.	0,014	0,30	–	52,0	0,007	29,0	23,0	48,0	0,023
3384,0		dol.	0,008	0,80	596	54,0	0,004	34,0	20,0	46,0	0,005
3389,5		dol.	0,139	2,00	566	87,0	0,121	70,0	17,0	13,0	0,060
3401,0		młc	0,007	0,90	580	51,0	0,004	31,0	20,0	49,0	0,004
3414,0		dol.	0,187	3,60	584	86,0	0,161	66,0	20,0	14,0	0,045
3471,0		dol.	0,141	1,20	592	89,0	0,125	74,0	15,0	11,0	0,104
3487,5		dol.	0,159	1,30	596	89,0	0,141	74,0	15,0	11,0	0,108
3568,5		młc	0,019	0,30	–	56,0	0,011	28,0	28,0	44,0	0,037
3700,0		wap.	0,013	0,10	–	46,0	0,006	24,0	22,0	54,0	0,060
3752,5		psc	0,040	0,30	–	49,0	0,020	28,0	21,0	51,0	0,067
3845,9	D_2	wap.	0,005	0,10	–	58,0	0,003	39,0	19,0	42,0	0,030
3846,5		młc	0,038	0,30	–	33,0	0,013	18,0	15,0	67,0	0,043
4035,1		dol.	0,004	0,10	–	25,0	0,001	18,0	7,0	75,0	0,010
4110,2		wap.	0,004	0,20	–	45,0	0,002	19,0	26,0	55,0	0,010
4226,7		młc	0,005	0,20	–	39,0	0,002	21,0	18,0	61,0	0,010
4226,7		wap.	0,006	0,30	–	–	–	–	–	–	–
4420,0	Ok	młc	0,004	0,20	–	–	–	–	–	–	–

Litologia: psc – piaskowce, młc –mułowce, wap. wapienie, dol. dolomity, sol – sól

Lithology: psc – sandstones, młc – mudstones, wap. – limestones, dol. – dolomites, sol – halite

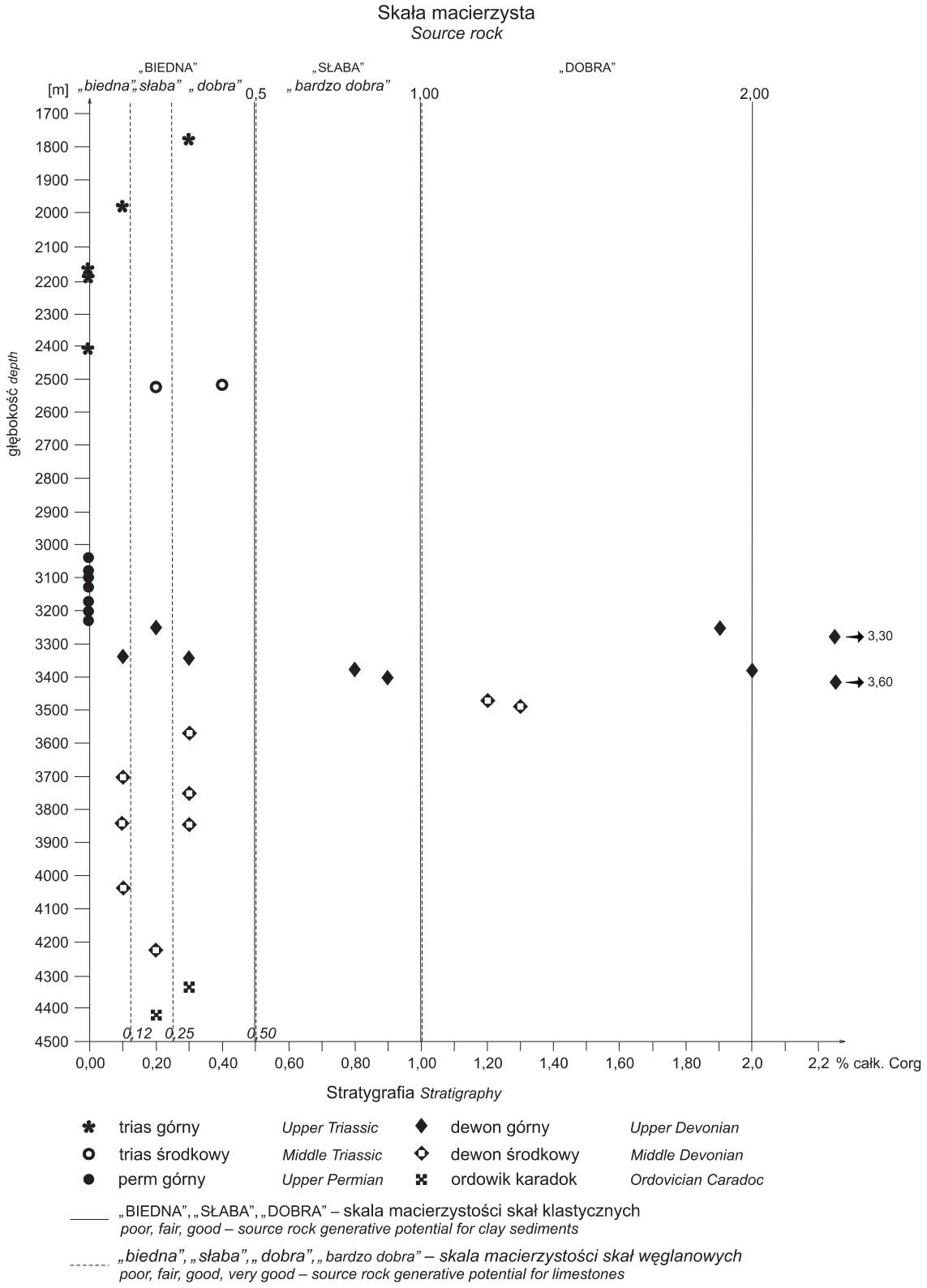


Fig. 33. Zawartość procentowa węgla organicznego w utworach mezozoiku i paleozoiku w zależności od głębokości; ocena macierzystości skał wg Petersa (1986)

TOC [%] content in Mesozoic and Paleozoic sediments versus depth;
assessment of quality source rocks after Peters (1986)

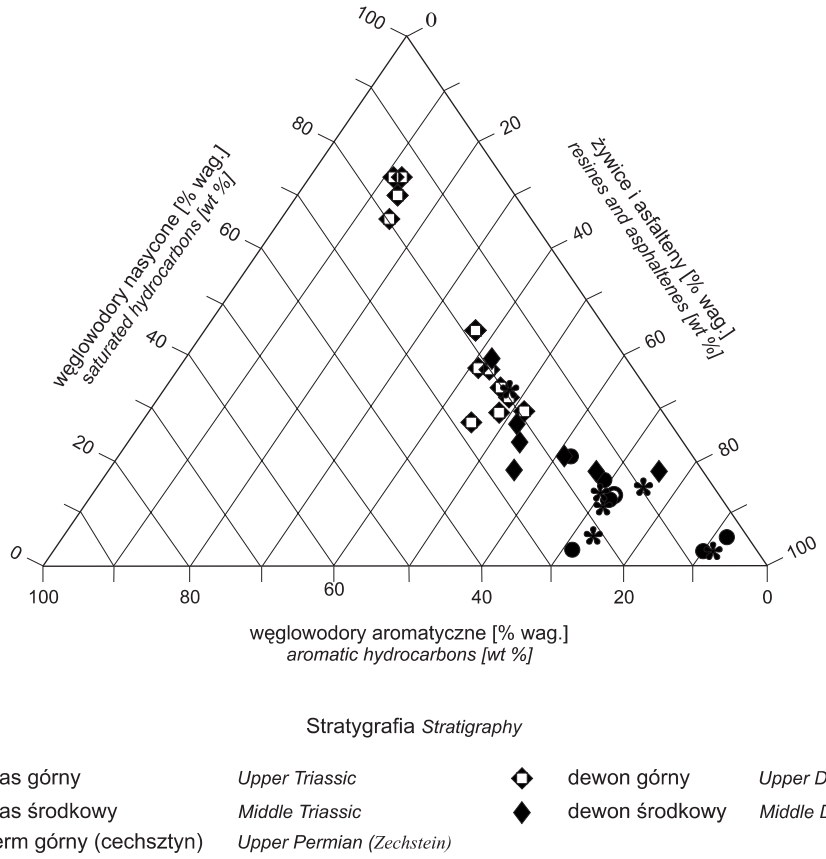


Fig. 34. Diagram trójkątny składu grupowego bituminów z utworów triasu górnego i środkowego, permu górnego oraz dewonu górnego i środkowego

Triangular diagram showing proportions of the fractions of saturated hydrocarbons, aromatics hydrocarbons and asphaltenes or resins in the bitumens extracted from the Upper and Middle Triassic, Upper Permian and Upper and Middle Devonian sediments

ŚRODOWISKO DEPOZYCJI MATERII ORGANICZNEJ JEJ TYP GENETYCZNY I STOPIEŃ DOJRZAŁOŚCI

Analiza n-alkanów wykazała, iż materia organiczna występująca w utworach górnego triasu zawiera znaczną ilość związków o parzystej liczbie węgli (C_{22}, C_{24}) jak również dużo związków zawierających 19 lub 23 węgli w łańcuchu, co sugeruje, iż materiałem wyjściowym były bakterie i algi (Tissot, Welte, 1978). W centralnej części tego kompleksu skalnego w materii organicznej występuje duża ilość związku C_{25} łączona z rozkładem roślin wyższych, co znaczy, że w skład badanej materii z tych głębokości wchodzi zarówno sapropel, jak i humus. W znacznej części profilu węglowodory izoprenoidowe występują w ilościach mniejszych od ilości, które są oznaczane w toku analitycznym. Stosunek pristanu do fitanu oznaczony w materii organicznej pochodzącej ze stropowej części tych utworów wykazuje, iż w basenie sedymentacyjnym warunki środowiska były utleniające.

Wartość wskaźników CPI pozwala sądzić, iż materia organiczna występująca w utworach górnego triasu jest słabo przeobrażona. Ze względu na skład badanej materii, w której obecne są w dużej ilości związki o parzystej liczbie węgli w cząsteczce, w licznych przypadkach wartość wskaźnika CPI wynosi poniżej jedności, co uniemożliwia jednoznaczną ocenę stopnia przeobrażenia badanej materii organicznej (tab. 10).

Dystrybucja n-alkanów pochodzących z utworów środkowego triasu wykazuje przewagę związków zawierających 25 i 27 węgli w cząsteczce pochodzących z rozkładu roślin wyższych. Pozostałe oznaczone n-alkany, które występują w badanej materii to związki zawierające 23 i 21 węgli w łańcuchu pochodzące z rozkładu alg. Wartość wskaźników CPI pozwala sądzić, iż materia organiczna występująca w utworach środkowego triasu jest słabo przeobrażona (tab. 10).

Tabela 10

Wskaźniki geochemiczne dla bituminów ze skał macierzystych

Geochimical indices for bitumens from source rocks

Stratygrafia	Głębokość próby [m]	Pr/Ph	CPI_{Tot}	CPI_{17-23}	CPI_{25-31}	n-C_{max}
T_3	1771,0	1,00	0,96	0,91	1,04	C_{22}, C_{19}
	1982,0	n.oz.	1,44	1,09	1,82	C_{23}, C_{25}
	2161,0	n.oz.	0,80	0,84	0,72	C_{26}, C_{24}, C_{23}
T_2	2525,0	n.oz.	1,21	1,04	1,31	C_{27}, C_{25}
D_3	3251,0	n.oz.	1,08	1,16	0,97	C_{17}, C_{20}
	3280,0	0,76	0,91	0,93	0,81	C_{17}, C_{18}
	3341,0	1,28	0,93	0,91	0,90	C_{20}, C_{19}
	3346,5	2,63	1,04	1,06	1,10	C_{17},C_{18}, C_{19}
	3389,5	0,93	0,97	0,93	1,01	C_{18}
	3401,0	n.oz.	0,87	0,91	0,53	C_{19}, C_{18}
	3414,0	2,70	0,98	1,03	0,73	C_{23}, C_{18}, C_{19}
D_2	3471,0	2,44	0,96	0,97	0,81	C_{18}, C_{17}
	3487,5	1,00	1,00	1,02	0,86	C_{19}, C_{20}, C_{17}
	3568,5	2,08	1,08	1,11	0,84	C_{17}, C_{19}
	3700,5	1,18	1,07	1,05	1,08	C_{19}, C_{20}, C_{21}
	3752,5	2,17	1,03	1,02	1,03	C_{17}, C_{18}
	3845,9	1,12	1,06	1,09	1,08	C_{19}, C_{26}
	3846,5	1,35	1,00	0,97	1,44	C_{18}, C_{17}
	4035,1	1,04	1,06	0,.93	1,27	C_{23}
	4110,2	3,50	1,02	0,96	1,20	C_{18}, C_{19}

Stratygrafia: T_3 – trias górny, T_2 – trias środkowy, D_3 – dewon górny, D_2 – dewon środkowy; **Pr/Ph** – stosunek zawartości węglowodoru izoprenoidowego pristanu (Pr) do węglowodoru izoprenoidowego fitanu (Ph) w badanej próbce; **n.oz**. – nie oznaczono Pr/Ph ze względu na śladową ilość związku w próbce

CPI_{Tot} – wartość współczynnika CPI (*Carbon Preference Index*), wyliczonego dla n-alkanów zawierających od 17 do 31 węgli w cząsteczce (wg Kotarby i in., 1994):

$$CPI_{Tot} = \frac{(C_{17} + C_{19}+\ldots+C_{27} + C_{29})+(C_{19} + C_{21}+\ldots+C_{29} + C_{31})}{2 \cdot (C_{18} + C_{20}+\ldots+C_{28} + C_{30})};$$

$CPI_{17–23}$ – wartość współczynnika CPI, wyliczonego dla n-alkanów zawierających od 17 do 23 węgli w cząsteczce (wg Kotarby i in., 1994):

$$CPI_{17-23} = \frac{(C_{17} + C_{19} + C_{21})+(C_{19} + C_{21} + C_{23})}{2 \cdot (C_{18} + C_{20} + C_{22})};$$

$CPI_{25–31}$ – wartość współczynnika CPI, wyliczonego dla n-alkanów zawierających od 25 do 31 węgli w cząsteczce (wg Kotarby i in., 1994):

$$CPI_{25-31} = \frac{(C_{25} + C_{27} + C_{29})+(C_{27} + C_{29} + C_{31})}{2 \cdot (C_{26} + C_{28} + C_{30})};$$ **n-C_{max}** – n-alkan, którego zawartość jest największa w całej masie oznaczonych n-alkanów w badanej próbce

Stratigraphy: T_3 – Upper Triassic, T_2 – Middle Triassic, D_3 – Upper Devonian, D_2 – Middle Devonian; **Pr/Ph** – pristane (Pr) to phytane (Ph) ratio; **n.oz.** – indeterminate Pr to Ph ratio

CPI_{Tot} – the value of coefficient CPI (Carbon Preference Index) for the n-alkanes C_{17}–C_{31} (after Kotarba *et al*., 1994):

$$CPI_{Tot} = \frac{(C_{17} + C_{19}+\ldots+C_{27} + C_{29})+(C_{19} + C_{21}+\ldots+C_{29} + C_{31})}{2 \cdot (C_{18} + C_{20}+\ldots+C_{28} + C_{30})};$$

$CPI_{17–23}$ – the value of coefficient CPI for the n-alkanes C_{17}–C_{23} (after Kotarba *et al*., 1994):

$$CPI_{17-23} = \frac{(C_{17} + C_{19} + C_{21})+(C_{19} + C_{21} + C_{23})}{2 \cdot (C_{18} + C_{20} + C_{22})};$$

$CPI_{25–31}$ – the value of coefficient CPI for the n-alkanes C_{25}–C_{31} (after Kotarba *et al*., 1994):

$$CPI_{25-31} = \frac{(C_{25} + C_{27} + C_{29})+(C_{27} + C_{29} + C_{31})}{2 \cdot (C_{26} + C_{28} + C_{30})};$$ **n-C_{max}** – n-alkane maximum contents

Podobnie jak w przypadku materii organicznej z utworów górnego triasu w znacznej części profilu węglowodory izoprenoidowe występują w ilościach śladowych.

Dystrybucja n-alkanów wykazała, iż materia organiczna występująca w utworach górnego dewonu zawiera znaczną ilość związków o parzystej liczbie węgli (C_{18}, C_{20}), jak również dużo związków zawierających 17 i 19 węgli w łańcuchu, co sugeruje, iż materiałem wyjściowym były bakterie i algi (Maliński, Witkowski, 1988). Występowanie n-alkanu C_{17} w maksymalnej ilości w ogólnej masie związków sugeruje, iż stopień dojrzałości tych związków jest stosunkowo wysoki. W całym profilu utworów górnego dewonu w małej ilości występują związki zawierające 25, 27 lub 29 węgli w łańcuchu związane z materią organiczną typu humusowego. Wartość wskaźnika CPI_{Tot} wynosząca około jedności, w pionowym profilu utworów górnego dewonu pozwala stwierdzić, iż materia organiczna obecna w tych utworach jest dobrze przeobrażona.

Stosunek węglowodorów izoprenoidowych waha się od 0,76 do 2,70, co sugeruje, iż stropowe partie utworów dewonu osadzały się w basenie, w którym panowały warunki środowiska słabo redukcyjne, natomiast utwory z części centralnej i spągowej profilu sedymentowały w basenie o silnie utleniających warunkach środowiska.

Dystrybucja n-alkanów wydzielonych z utworów środkowego dewonu wykazała, iż materia organiczna występująca w górnej partii tych utworów zawiera związek o 19 lub 17 węglach w łańcuchu w maksymalnej ilości, oprócz tego znaczną ilość związków o stosunkowo krótkich łańcuchach z parzystą lub nieparzystą liczbą węgli w łańcuchu od C_{17} po C_{21}. Pozwala to sądzić, iż głównym materiałem wyjściowym dla materii organicznej były algi i znaczna ilość bakterii (Maliński, Witkowski, 1988). W niższych partiach utworów w materii organicznej w przeważającej ilości występują bakterie ze znaczną ilością alg, maksymalne zawartości przypadają na związki o parzystej liczbie węgli w cząsteczce (C_{18}). W całym profilu utworów górnego dewonu w małej ilości występują związki zawierające 25, 27 lub 29 węgli w łańcuchu związane z materia organiczną typu humusowego. Obecność znacznej liczby związków charakteryzujących się parzystą liczbą węgli w łańcuchu powoduje bimodalny charakter krzywej dystrybucji (Moldowan i in., 1985). W niższych partiach utworów stwierdzono również znaczną ilość związku zawierającego 26 węgli w łańcuchu, co znaczy, iż materia organiczna uległa biodegradacji. Występowanie n-alkanów o parzystej liczbie węgli w łańcuchu w zakresie 20–30 jest wynikiem obecności szczątków sinic (Maliński, Witkowski, 1988).

Stosunek węglowodorów izoprenoidowych pristanu i fitanu (Pr/Ph) sugeruje, iż warunki środowiska w basenie sedymentacyjnym były utleniające (tab. 10). Duża ilość pristanu oznaczona w materii organicznej z utworów górnego i środkowego dewonu i związane z tym wysokie wartości stosunku Pr/Ph, mogą być skutkiem różnych źródeł pochodzenia pristanu, nie tylko z rozkładu chlorofilu (Goossens i in., 1984; Koopmans i in., 1999).

Wartość wskaźnika CPI_{Tot} wynosząca około jedności w pionowym profilu utworów środkowego dewonu oznacza, iż materia organiczna obecna w tych utworach jest dobrze przeobrażona.

Paweł POPRAWA

ANALIZA SUSBYDENCJI ORAZ HISTORII TERMICZNEJ

METODYKA

Jednowymiarowa analiza subsydencji (*backstripping*) została przeprowadzona w celu wyodrębnienia, z zapisu osadowego wypełnienia basenu sedymentacyjnego, tektonicznej składowej całkowitej subsydencji. W analizie subsydencji użyto takich danych wejściowych jak: miąższość jednostek, na które podzielono profil, ich stratygrafia (wyrażona wiekiem liczbowym), litologia, parametry petrofizyczne skał, zmiany batymetryczno-topograficzne oraz eustatyczne. W przypadku profilu Polskie Łąki PIG 1 złożonym problemem z punktu widzenia backstrippingu były deformacje, możliwe powtórzenia tektoniczne i wysokie upady utworów ordowickich. Utrudnieniem dla analizy subsydencji była ponadto konieczność rekonstrukcji miąższości utworów, usuniętych w trakcie późnosylurskiego i/lub wczesnodewońskiego oraz karbońskich epizodów erozji.

Poszczególnym jednostkom stratygraficznym wydzielonym w profilu, o randze zależnej od możliwej rozdzielczości stratygraficznej, przyporządkowano wieki liczbowe. Zastosowano w tym celu tabelę stratygraficzną Gradsteina i Ogga (1996) oraz Gradsteina i in. (2004). W backstrippingu uwzględniona została poprawka na dekompakcję, która obliczana była według algorytmu Baldwina i Butlera (1985). Głównymi parametrami petrofizycznymi skał, uwzględnionymi w procedurze dekompakcji, były współczynniki kompakcji oraz porowatości pierwotne, które przyjęto według publikowanych, typowych wartości dla podstawowych typów litologicznych.

Rekonstrukcję historii termicznej i warunków pogrzebania przeprowadzono stosując metodę jednowymiarowych modelowań komputerowych, kalibrowanych pomiarami refleksyjności witrynitu. Do modelowań użyto danych określających historię pogrążania, w tym stratygrafię i miąższości poszczególnych jednostek osadowego wypełnienia basenu, parametry petrofizyczne skał, współczesny reżim cieplny oraz obecną dojrzałość termiczną. W procedurze modelowań dojrzałości termicznej dwoma najistotniejszymi czynnikami były historia pogrążania oraz historia strumienia cieplnego.

Modelowania dojrzałości prowadzono metodą *forward*, tj. zakładano stan wyjściowy systemu oraz określony proces geologiczny, a następnie wyliczono jego skutek dla współczesnego rozkładu dojrzałości termicznej w profilu. W przypadku niezgodności między dojrzałością wyliczoną a pomierzoną, procedurę powtarzano przy innych parametrach modelu, aż do osiągnięcia optymalnej kalibracji modelu. W procedurze modelowań szczególną uwagę poświęcono problemowi unikalności modelu, tj. analizowano alternatywne modele o analogicznej lub zbliżonej jakości kalibracji. W trakcie przeprowadzonych modelowań dojrzałość termiczną wyliczono z zastosowaniem standardowego dla tej metody algorytmu Sweeneya i Burnhama (1990). W rekonstrukcji historii termicznej uwzględniono również zmiany średniej temperatury powierzchniowej, tj. temperatur, do których cały system osadowego wypełnienia basenu był studzony.

ANALIZA SUBSYDENCJI ORAZ TEMPA DEPOZYCJI

Subsydencja tektoniczna (fig. 35) i tempo depozycji (fig. 36) odtworzone dla ordowickiego etapu ewolucji omawianego obszaru można uznać za niereprezentatywne. Jest to związane z obecnością deformacji tektonicznych, możliwych powtórzeń tektonicznych w profilu oraz wysokimi upadami tych utworów. W efekcie miąższość przewierconego odcinka nie nawiązuje do stratygraficznej miąższości tych osadów. Biorąc pod uwagę skorygowane o upady tektoniczne profile w okolicznych otworach stwierdzić można, że pełna miąższość osadów karadoku w strefie Koszalin–Chojnice wynosić mogła powyżej 500 m (Poprawa, 2006). Oznacza to, że w karadoku zachodziła tu stosunkowo szybka subsydencja tektoniczna, a tempo akumulacji osadów w tym czasie można szacować na ponad 50 m/mln lat.

Ponieważ na utworach karadoku zalegają bezpośrednio osady prawdopodobnie ?dolnego dewonu, trudno jest odtworzyć aszgilską i sylurską subsydencję dla omawianego profilu. Biorąc jednak pod uwagę profile innych otworów w strefie Koszalin–Chojnice można domniemywać, że pełna miąższość erozyjnie usuniętych utworów aszgilu mogła wynosi około 100 m, a ich tempo akumulacji sięgało 15–20 m/mln lat lub więcej (Poprawa, 2006). Natomiast kompletna miąższość utworów sylurskich mogła przekraczać 1300 m. Krzywa subsydencji tektonicznej dla aszgilu–syluru ilustruje proces szybkiej subsydencji (fig. 35), przypuszczalnie powodowanej przez fleksuralne uginanie przedpola kaledońskiej strefy kolizji. Z kolei we wczesnym dewonie nastąpiło pokolizyjne wypiętrzanie izostatyczne i erozja.

W środkowym i późnym dewonie rejon otworu Polskie Łąki PIG 1 ulegał szybkiej subsydencji tektonicznej (fig. 35). Biorąc pod uwagę profile okolicznych otworów z lepiej zacho-

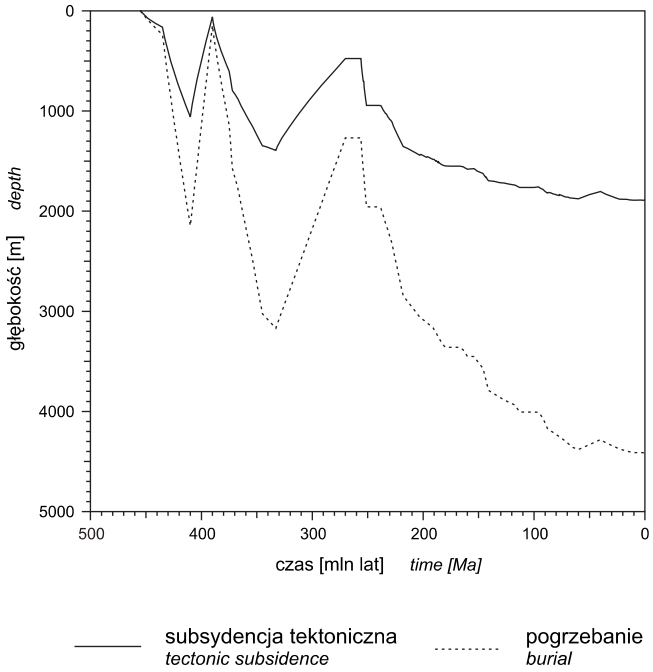


Fig. 35. Historia subsydencji tektonicznej oraz pogrzebania

Tectonic subsidence history and burial history

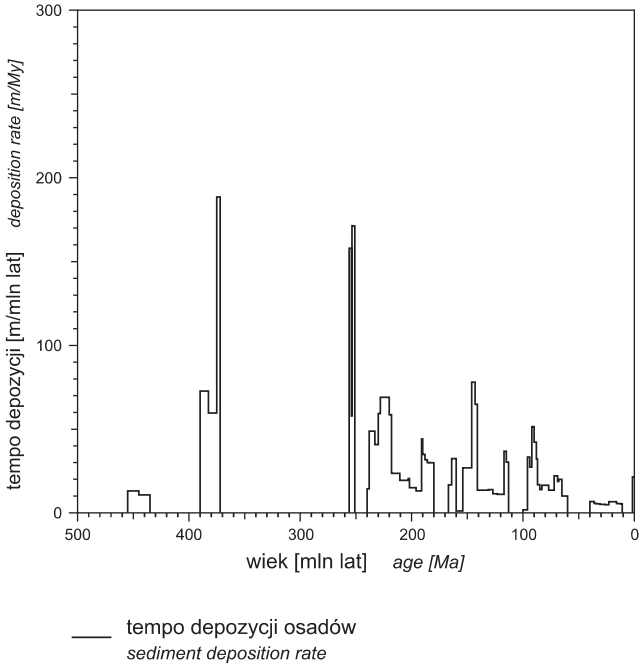


Fig. 36. Tempo depozycji osadów

Sediment deposition rate

wanymi osadami górnego dewonu oraz karbonu przypuszczać można, że proce ten kontynuował się do turneju (por. Narkiewicz i in., 1998). Tempo depozycji utworów środkowego dewonu wynosiło około 90 m/mln lat, natomiast utworów górnego dewonu mieściło się w zakresie 70–240 m/mln lat (fig. 36). W okresie od późnego karbonu do późnego permu miało miejsce tektoniczne wypiętrzanie i erozja (fig. 35).

Krzywa subsydencji tektonicznej dla późnego permu–mezozoiku ilustruje proces stopniowego spowalniania subsydencji, charakterystyczny dla basenów ryftowych (fig. 35) (Dadlez i in., 1995). Fazę aktywnej ekstensji interpretować można dla okresu od późnego permu do wczesnego triasu. Natomiast w pozostałej części mezozoiku głównym mechanizmem kontrolującym rozwój basenu była poryftowa subsydencja termiczna. Dla profilu Polskie Łąki PIG 1 słabo zaznacza się późnokredowe przyśpieszenie subsydencji tektonicznej. Niemniej jednak, dla tego etapu rozwoju basenu sugerowano reżim kompresyjny (Dadlez i in., 1995).

Tempo depozycji utworów górnego permu utrzymywało się w zakresie około 200–250 m/mln lat (fig. 36). Natomiast w triasie środkowym oraz w okresie depozycji utworów kajpru wynosiło ono około 50–90 m/mln lat. W okresie depozycji utworów retyku oraz we wczesnej jurze przeważało tempo depozycji w zakresie 15–40 m/mln lat. Zbliżone tempo depozycji charakteryzuje także utwory środkowej jury z wyjątkiem skondensowanych utworów keloweju. Tempo akumulacji osadów oksfordu wynosiło około 30 m/mln lat, natomiast w kimerydzie wzrosło do około 90 m/mln lat. Pod koniec późnej jury oraz we wczesnej kredzie tempo depozycji wynosiło około 10–15 m/mln lat, z wyjątkiem barremu, kiedy wzrosło do około 35 m/mln lat. Dla cenomanu, turonu i koniaku charakterystyczne było nieco wyższe tempo akumulacji osadów, wynoszące około 30–50 m/mln lat, zaś w pozostałej części późnej kredy przeważało tempo depozycji w zakresie 10–15 m/mln lat. Średnie tempo akumulacji osadów kenozoicznych nie przekraczało 5 m/mln lat.

ANALIZA HISTORII TERMICZNEJ

Współczesny strumień cieplny dla profilu otworu Polskie Łąki PIG 1 obliczono na podstawie termogramu otworowego i wynosi on 42 mW/m^2. Do kalibracji modelu historii termicznej użyto 20 pomiarów refleksyjności witrynitu, obejmujących odcinek profilu od retyku po karadok (fig. 37). W profilu dojrzałości termicznej zaznaczają się dwa odcinki o odmiennych jej gradientach. W obrębie utworów permskich i triasowych stwierdzono nieomal pionowy profil dojrzałości, wskazujący na istotne znaczenie niekonduktywnych mechanizmów transportu energii cieplnej w basenie. Natomiast w obrębie utworów dewońskich i ordowickich stwierdzono profil dojrzałości o stosunkowo wysokim jej gradiencie, wskazujący na obecność zdarzenia paleotermicznego w omawianym obszarze.

Stwierdzono, że profil pomierzonej dojrzałości termicznej można wytłumaczyć przyjmując dla mezozoiku stały w czasie strumień cieplny oraz dodatkową dostawę energii cieplnej do

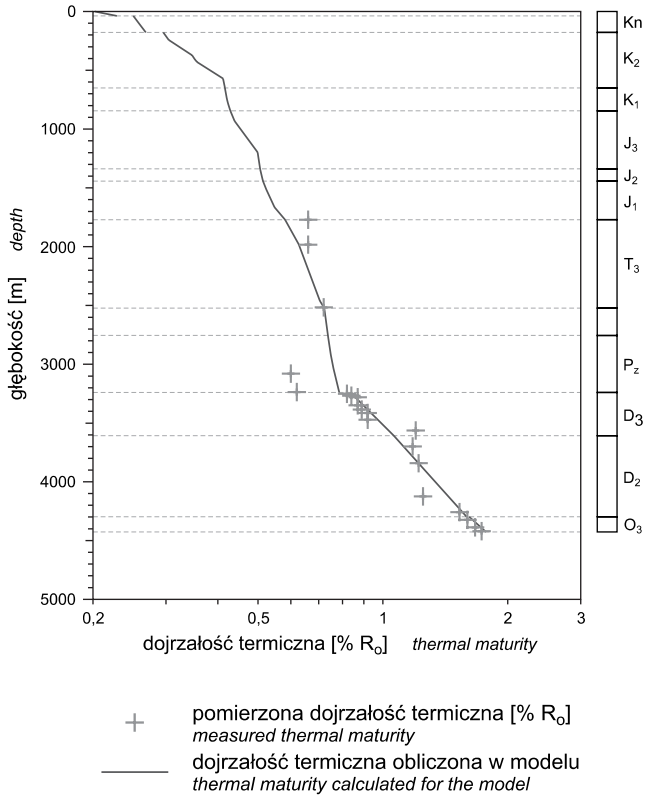


Fig. 37. Kalibracja modelu historii termicznej pomiarami dojrzałości termicznej

Calibration of the model with measurements of thermal maturity

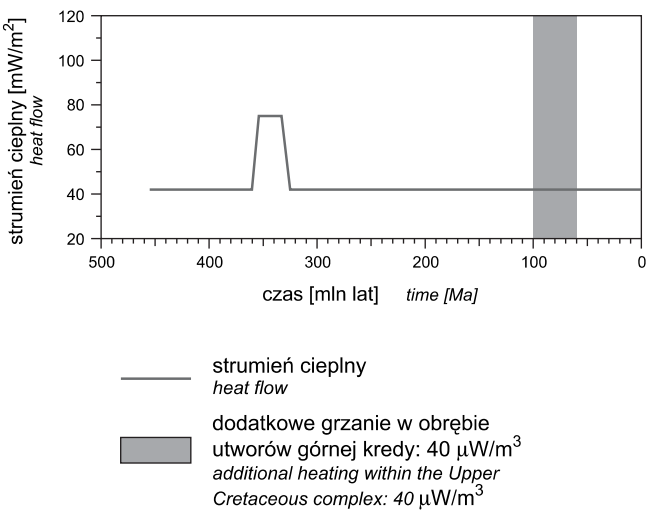


Fig. 38. Zmiany strumienia cieplnego w czasie przyjęte w modelu historii termicznej

Heat flow history adopted in the model of thermal history

kompleksu utworów górnokredowych w okresie ich depozycji i/lub paleocenie w ilości około 250 μW/m^3 (fig. 38). Jako potencjalny mechanizm dostarczania dodatkowej energii cieplnej do kompleksu utworów górnokredowych wskazać można migrację gorących roztworów w obrębie tych utworów. Od obliczonego w modelu profilu dojrzałość odbiegają pomiary R_O dla utworów cechsztyńskich, które jednak cechują się obniżoną wiarygodnością.

Dla wytłumaczenia dojrzałości utworów dewońskich i ordowickich konieczne jest przyjęcie w modelu dodatkowego zdarzenia termicznego. Wyraża się ono karbońskim strumieniem cieplnym podwyższonym do około 75 mW/m^2 (fig. 38). Ponadto w modelu tym, dla osiągnięcia zakresu pomierzonej dojrzałości konieczne jest przyjęcie dodatkowego nadkładu utworów górnego dewonu i karbonu o miąższości około 1900 m, zerodowanego przed późnym permem.

Hanna MATYJA

WYNIKI BADAŃ WŁAŚCIWOŚCI FIZYCZNYCH I CHEMICZNYCH SKAŁ

W trakcie prowadzenia prac wiertniczych, w laboratorium polowym Przedsiębiorstwa Geologicznego w Warszawie wykonywane były badania, które miały na celu określenie parametrów fizycznych i chemicznych skał.

Znaczna część profilu Polskie Łąki PIG 1, aż do głębokości 1771,0 m, została tylko przewiercona, stąd też z tego fragmentu profilu można było pobrać jedynie próbki okruchowe. W próbkach tych, odpowiadających osadom neogenu i paleogenu oraz kredy i jury, badano wyłącznie właściwości chemiczne skał, analizując procentową zawartość węglanu wapnia $CaCO_3$. Począwszy od 1771,0 m aż do głębokości końcowej 4427,0 m, otwór był mniej lub bardziej regularnie rdzeniowany, stąd w obrębie osadów triasu, cechsztynu oraz dewonu można było również przeprowadzić badania właściwości fizycznych skał, analizując ich porowatość efektywną i przepuszczalność.

Ogółem zbadano 547 próbek na $CaCO_3$ z całego przedziału stratygraficznego, analizując zarówno rdzenie, jak i próbki okruchowe. 12 próbek z rdzeniowanych osadów triasu, 39 z cechsztynu oraz 133 próbki z dewonu poddano badaniom na porowatość efektywną i przepuszczalność (tab. 11), które to badania charakteryzują parametry filtracyjne i zbiornikowe skał. Stanowią one jeden z elementów, na podstawie których możliwe jest dokonanie oceny, na ile perspektywiczne mogą być poszukiwania węglowodorów w poszczególnych formacjach osadowych w danym profilu.

Osady triasu charakteryzują się porowatością w przedziale od 3,51–15,19%, przy czym tylko nieliczne próbki, pochodzące z warstw gipsowych dolnych reprezentujących górny kajper, cechowały się wyższą przepuszczalnością, osiągającą kilka tysięcy nm^2 i więcej.

Osady cechsztynu cechuje niska porowatość w granicach 0,32–2,07% i przepuszczalność poniżej 98 nm^2, a więc można uznać je za nieprzepuszczalne.

Porowatość w osadach dewonu zawiera się w szerokim przedziale skrajnych wartości 0,11–83,0%, przy średniej poniżej 1%. Przepuszczalność w większości badanych próbek nie przekracza wartości 98 nm^2, a więc są to skały praktycznie nieprzepuszczalne. Tylko kilka próbek pochodzących z iłowców i margli formacji sianowskiej oraz margli formacji człuchowskiej charakteryzowało się wyższą lub wysoką porowatością, wykazując również wysoką wartość przepuszczalności równoległej do uławicenia, sięgającej nawet kilkunastu do ponad dwudziestu tysięcy nm^2, przy niezbyt wysokiej przepuszczalności prostopadłej do uławicenia.

Charakteryzując właściwości zbiornikowe i filtracyjne przebadanych skał można sugerować, że brakuje lub niewiele jest wśród nich dobrych skał zbiornikowych, a zdolności prowadzenia płynów złożowych są najczęściej zerowe lub bardzo słabe, w sporadycznych przypadkach dobre w kierunku równoległym do uławicenia, ale znacznie słabsze prostopadle do uławicenia.

Tabela 11

Zestawienie parametrów fizyczno-chemicznych skał

List of the rocks physico-chemical parametres

Głębokość [m]	Stratygrafia	Ciężar objętościowy [g/cm^3]	Porowatość efektywna [%]	Zawartość $CaCO_3$ [%]	Przepuszczalność [nm^2]
1	2	3	4	5	6
10,0	holocen plejstocen	–	–	1,9	–
20,0	jw.	–	–	13,5	–
30,0	jw.	–	–	9,7	–
40,0	plejstocen miocen	–	–	0,0	–
50,0	miocen	–	–	0,0	–
60,0	jw.	–	–	1,0	–
70,0	jw.	–	–	1,9	–
80,0	jw.	–	–	1,0	–
90,0	jw.	–	–	0,0	–

Tabela 11 cd.

1	2	3	4	5	6
100,0	miocen	–	–	1,0	–
110,0	miocen oligocen	–	–	0,0	–
120,0	oligocen	–	–	0,0	–
130,0	jw.	–	–	1,0	–
140,0	jw.	–	–	1,0	–
150,0	jw.	–	–	0,0	–
160,0	jw.	–	–	0,0	–
170,0	oligocen kreda górna	–	–	0,0	–
180,0	kreda górna	–	–	0,0	–
190,0	jw.	–	–	0,0	–
200,0	jw.	–	–	0,0	–
210,0	jw.	–	–	0,0	–
220,0	jw.	–	–	0,0	–
230,0	jw.	–	–	0,0	–
240,0	jw.	–	–	71,4	–
250,0	jw.	–	–	45,4	–
260,0	jw	–	–	48,3	–
270,0	jw.	–	–	72,5	–
280,0	jw.	–	–	68,5	–
290,0	jw	–	–	50,2	–
300,0	jw.	–	–	37,6	–
310,0	jw.	–	–	40,5	–
320,0	jw.	–	–	45,4	–
330,0	jw.	–	–	71,4	–
340,0	jw.	–	–	53,1	–
350,0	jw.	–	–	33,8	–
360,0	jw.	–	–	23,2	–
370,0	jw.	–	–	34,7	–
380,0	jw.	–	–	36,7	–
390,0	jw.	–	–	23,2	–
400,0	jw.	–	–	27,0	–
410,0	jw.	–	–	40,5	–
420,0	jw.	–	–	45,4	–
430,0	jw.	–	–	37,6	–
440,0	jw.	–	–	23,2	–
450,0	jw.	–	–	47,3	–
460,0	jw.	–	–	27,0	–
470,0	jw.	–	–	35,7	–
480,0	jw.	–	–	42,5	–
490,0	jw.	–	–	20,3	–
500,0	jw.	–	–	46,3	–
510,0	jw.	–	–	52,1	–
520,0	jw.	–	–	69,5	–
530,0	jw.	–	–	67,6	–
540,0	jw.	–	–	44,5	–
550,0	jw.	–	–	34,7	–

Tabela 11 cd.

1	2	3	4	5	6
560,0	kreda górna	–	–	41,5	–
570,0	jw.	–	–	28,0	–
580,0	jw.	–	–	35,7	–
590,0	jw.	–	–	39,6	–
600,0	jw.	–	–	36,7	–
610,0	jw.	–	–	42,5	–
620,0	jw.	–	–	37,6	–
630,0	jw.	–	–	34,7	–
640,0	jw.	–	–	14,5	–
650,0	kreda górna kreda dolna	–	–	18,3	–
660,0	kreda dolna	–	–	7,7	–
670,0	jw.	–	–	11,6	–
680,0	jw.	–	–	10,6	–
690,0	jw.	–	–	1,9	–
700,0	jw.	–	–	9,7	–
710,0	jw.	–	–	4,3	–
720,0	jw.	–	–	2,8	–
730,0	jw.	–	–	1,0	–
740,0	jw.	–	–	0,0	–
750,0	jw.	–	–	0,0	–
760,0	jw.	–	–	1,9	–
770,0	jw.	–	–	1,9	–
780,0	jw.	–	–	2,9	–
790,0	jw.	–	–	2,9	–
800,0	jw.	–	–	10,6	–
810,0	jw.	–	–	1,0	–
820,0	jw.	–	–	1,9	–
830,0	jw.	–	–	11,6	–
840,0	kreda dolna jura górna	–	–	2,9	–
850,0	jura górna	–	–	49,2	–
860,0	jw.	–	–	54,0	–
870,0	jw.	–	–	36,7	–
880,0	jw.	–	–	38,6	–
890,0	jw.	–	–	44,4	–
900,0	jw.	–	–	42,5	–
910,0	jw.	–	–	70,4	–
920,0	jw.	–	–	51,1	–
930,0	jw.	–	–	37,6	–
940,0	jw.	–	–	34,7	–
950,0	jw.	–	–	29,0	–
960,0	jw.	–	–	26,1	–
970,0	jw.	–	–	39,6	–
980,0	jw.	–	–	71,4	–
990,0	jw.	–	–	69,5	–
1000,0	jw.	–	–	56,9	–

Tabela 11 cd.

1	2	3	4	5	6
1010,0	jura górna	–	–	48,3	–
1020,0	jw.	–	–	59,8	–
1030,0	jw.	–	–	47,3	–
1040,0	jw.	–	–	29,0	–
1050,0	jw.	–	–	37,6	–
1060,0	jw.	–	–	38,5	–
1070,0	jw.	–	–	37,6	–
1080,0	jw.	–	–	36,7	–
1090,0	jw.	–	–	23,2	–
1100,0	jw.	–	–	41,5	–
1110,0	jw.	–	–	47,3	–
1120,0	jw.	–	–	57,9	–
1130,0	jw.	–	–	51,1	–
1140,0	jw.	–	–	25,1	–
1150,0	jw.	–	–	52,1	–
1160,0	jw.	–	–	43,4	–
1170,0	jw.	–	–	78,2	–
1180,0	jw.	–	–	37,6	–
1190,0	jw.	–	–	42,5	–
1200,0	jw.	–	–	43,4	–
1210,0	jw.	–	–	45,4	–
1220,0	jw.	–	–	37,4	–
1230,0	jw.	–	–	76,2	–
1240,0	jw.	–	–	41,5	–
1250,0	jw.	–	–	44,4	–
1260,0	jw.	–	–	44,4	–
1270,0	jw.	–	–	48,3	–
1280,0	jw.	–	–	69,5	–
1290,0	jw.	–	–	28,0	–
1300,0	jw.	–	–	23,2	–
1310,0	jw.	–	–	67,6	–
1320,0	jw.	–	–	35,7	–
1330,0	jura górna jura środkowa	–	–	34,7	–
1340,0	jura środkowa	–	–	27,0	–
1350,0	jw.	–	–	24,1	–
1360,0	jw.	–	–	28,0	–
1370,0	jw.	–	–	26,1	–
1380,0	jw.	–	–	25,1	–
1390,0	jw.	–	–	33,8	–
1400,0	jw.	–	–	37,6	–
1410,0	jw.	–	–	2,9	–
1420,0	jw.	–	–	1,0	–
1430,0	jw.	–	–	9,7	–
1440,0	jura środkowa	–	–	6,8	–
1450,0	jura dolna	–	–	9,7	–
1460,0	jw.	–	–	2,9	–

Tabela 11 cd.

1	2	3	4	5	6
1470,0	jura dolna	–	–	8,7	–
1480,0	jw.	–	–	1,9	–
1490,0	jw.	–	–	1,0	–
1500,0	jw.	–	–	1,9	–
1510,0	jw.	–	–	5,8	–
1520,0	jw.	–	–	1,0	–
1530,0	jw.	–	–	1,9	–
1540,0	jw.	–	–	1,9	–
1550,0	jw.	–	–	10,6	–
1560,0	jw.	–	–	2,9	–
1570,0	jw.	–	–	3,9	–
1580,0	jw.	–	–	2,9	–
1590,0	jw.	–	–	10,6	–
1600,0	jw.	–	–	1,9	–
1610,0	jw.	–	–	1,9	–
1620,0	jw.	–	–	0,0	–
1630,0	jw.	–	–	11,6	–
1640,0	jw.	–	–	1,0	–
1650,0	jw.	–	–	2,9	–
1660,0	jw.	–	–	6,8	–
1670,0	jw.	–	–	3,9	–
1680,0	jw.	–	–	18,3	–
1690,0	jw.	–	–	7,7	–
1700,0	jw.	–	–	5,8	–
1710,0	jw.	–	–	23,2	–
1720,0	jw.	–	–	0,0	–
1730,0	jw.	–	–	1,9	–
1740,0	jw	–	–	0,0	–
1750,0	jw.	–	–	2,9	–
1760,0	jura dolna trias	–	–	0,0	–
1770,0	trias	–	–	1,9	–
1771,0	jw.	2,26	11,10	1,0	– / –
1776,2	jw.	2,32	9,96	1,0	– / –
1780,0	jw.	–	–	12,5	–
1790,0	jw.	–	–	7,7	–
1800,0	jw.	–	–	23,2	–
1810,0	jw.	–	–	3,9	–
1820,0	jw.	–	–	6,8	–
1830,0	jw.	–	–	1,0	–
1840,0	jw.	–	–	18,3	–
1850,0	jw.	–	–	2,9	–
1860,0	jw.	–	–	1,9	–
1870,0	jw.	–	–	1,9	–
1880,0	jw.	–	–	1,9	–
1890,0	jw.	–	–	1,9	–
1900,0	jw.	–	–	2,9	–

Tabela 11 cd.

1	2	3	4	5	6
1910,0	trias	–	–	2,9	–
1920,0	jw.	–	–	1,9	–
1930,0	jw.	–	–	1,9	–
1940,0	jw.	–	–	2,9	–
1950,0	jw.	–	–	1,0	–
1960,0	jw.	–	–	1,0	–
1970,0	jw.	–	–	1,9	–
1980,0	jw.	–	–	0,0	–
1982,3	jw.	2,26	12,87	1,9	– / –
1986,3	jw.	2,32	12,24	0,0	– / –
2000,0	jw.	–	–	1,9	–
2010,0	jw.	–	–	8,7	–
2020,0	jw.	–	–	2,9	–
2030,0	jw.	–	–	4,8	–
2040,0	jw.	–	–	5,8	–
2050,0	jw.	–	–	1,0	–
2060,0	jw.	–	–	4,8	–
2070,0	jw.	–	–	1,9	–
2080,0	jw.	–	–	1,0	–
2090,0	jw.	–	–	0,0	–
2100,0	jw.	–	–	4,8	–
2110,0	jw.	–	–	1,0	–
2120,0	jw.	–	–	0,0	–
2130,0	jw.	–	–	1,9	–
2140,0	jw.	–	–	3,9	–
2150,0	jw.	–	–	1,9	–
2151,3	jw.	2,24	12,57	3,9	× / 98,716
2153,1	jw.	2,34	11,62	0,0	– / –
2170,0	jw.	–	–	1.0	–
2180,0	jw.	–	–	1,0	–
2190,0	jw.	–	–	4,8	–
2200,0	jw.	–	–	1,0	–
2210,0	jw.	–	–	4,8	–
2220,0	jw.	–	–	7,7	–
2230,0	jw.	–	–	10,6	–
2240,0	jw.	–	–	0,0	–
2250,0	jw.	–	–	1,0	–
2260,0	jw.	–	–	3,9	–
2270,0	jw.	–	–	10,6	–
2280,0	jw.	–	–	1,9	–
2290,0	jw.	–	–	1,9	–
2300,0	jw.	–	–	0,0	–
2310,0	jw.	–	–	1,9	–
2320,0	jw.	–	–	0,0	–
2330,0	jw.	–	–	1,0	–
2340,0	jw.	–	–	3,9	–
2350,0	jw.	–	–	1,9	–

Tabela 11 cd.

1	2	3	4	5	6
2360,0	trias	–	–	1,9	–
2370,0	jw.	–	–	0,0	–
2380,0	jw.	–	–	1,9	–
2390,0	jw.	–	–	1,9	–
2400,0	jw.	–	–	0,0	–
2410,0	jw.	–	–	1,0	–
2410,6	jw.	2,25	15,19	1,0	137215,24 / 1293,18
2411,2	jw.	2,45	7,48	1,9	2260,60 / 2497,51
2412,6	jw.	2,42	7,90	0,0	– / –
2420,0	jw.	–	–	1,9	–
2430,0	jw.	–	–	1,9	–
2440,0	jw.	–	–	1,0	–
2450,0	jw.	–	–	1,9	–
2460,0	jw.	–	–	1,0	–
2470,0	jw.	–	–	1,9	–
2480,0	jw.	–	–	3,9	–
2490,0	jw.	–	–	1,0	–
2500,0	jw.	–	–	1,9	–
2510,0	jw.	–	–	1,0	–
2517,1	jw.	2,46	4,08	1,0	– / –
2521,1	jw.	24,7	5,51	0,0	× / ×
2523,1	jw.	2,55	3,51	16,4	– / –
2530,0	jw.	–	–	1,0	–
2540,0	jw.	–	–	3,9	–
2550,0	jw.	–	–	6,8	–
2560,0	jw.	–	–	2,9	–
2570,0	jw.	–	–	11,6	–
2580,0	jw.	–	–	1,9	–
2590,0	jw.	–	–	3,8	–
2600,0	jw.	–	–	1,9	–
2610,0	jw.	–	–	0,0	–
2620,0	jw.	–	–	1,0	–
2630,0	jw.	–	–	3,9	–
2640,0	jw.	–	–	1,0	–
2650,0	jw.	–	–	1,0	–
2660,0	jw.	–	–	1,9	–
2670,0	jw.	–	–	2,9	–
2680,0	jw.	–	–	15,4	–
2690,0	jw.	–	–	0,0	–
2700,0	jw.	–	–	1,9	–
2710,0	jw.	–	–	2,9	–
2720,0	jw.	–	–	4,8	–
2730,0	jw.	–	–	75,3	–
2740,0	jw.	–	–	3,9	–
2750,0	jw.	–	–	1,0	–
2760,0	trias perm – cechsztyn	–	–	3,9	–

Tabela 11 cd.

1	2	3	4	5	6
2770,0	perm – cechsztyn	–	–	1,9	–
3020,0	jw.	–	–	0,0	–
3030,0	jw.	–	–	0,0	–
3040,0	jw.	–	–	0,0	–
3043,9	jw.	2,84	1,26	0,0	× / ×
3054,9	jw.	2,85	1,48	0,0	× / ×
3070,0	jw.	–	–	0,0	–
3072,7	jw.	2,95	0,73	1,0	× / ×
3074,3	jw.	2,93	1,11	0,0	× / ×
3103,2	jw.	2,94	1,11	0,0	× / ×
3104,0	jw.	2,96	0,63	0,0	× / ×
3110,0	jw.	2,93	1,47	0,0	× / ×
3118,0	jw.	2,93	1,11	0,0	× / ×
3122,2	jw.	2,92	1,46	0,0	× / ×
3124,3	jw.	2,92	1,45	0,0	× / ×
3126,0	jw.	2,94	1,11	0,0	× / ×
3133,0	jw.	2,94	1,10	0,0	× / ×
3135,0	jw.	2,93	0,98	0,0	× / ×
3136,9	jw.	2,93	1,10	0,0	× / ×
3142,9	jw.	2,94	1,09	0,0	× / ×
3147,2	jw.	2,93	1,46	0,0	× / ×
3153,8	jw.	2,93	1,19	0,0	× / ×
3153,7	jw.	2,93	1,09	0,0	× / ×
3160,1	jw.	2,95	0,73	0,0	× / ×
3164,6	jw.	2,93	1,50	0,0	× / ×
3169,9	jw.	2,93	1,50	0,0	× / ×
3174,8	jw.	2,93	1,11	0,0	× / ×
3177,8	jw.	2,94	1,10	0,0	× / ×
3182,3	jw.	2,93	1,09	0,0	× / ×
3186,1	jw.	2,93	1,45	0,0	× / ×
3188,3	jw.	2,97	0,32	0,0	× / ×
3194,6	jw.	2,92	1,46	0,0	× / ×
3201,0	jw.	2,93	1,46	0,0	× / ×
3205,3	jw.	2,93	1,10	0,0	× / ×
3209,6	jw.	2,93	1,49	0,0	× / ×
3211,2	jw.	2,94	1,11	0,0	× / ×
3214,1	jw.	2,92	1,01	0,0	× / ×
3217,3	jw.	2,93	1,46	0,0	× / ×
3221,1	jw.	2,93	0,87	0,0	× / ×
3227,5	jw.	2,92	1,46	0,0	× / ×
3229,5	jw.	2,92	0,49	0,0	× / ×
3232,9	jw.	2,65	2,02	1,9	× / ×
3234,0	jw.	2,66	2,07	4,8	× / ×
3234,5	jw.	–	–	10,6	–
3237,7	perm – cechsztyn dewon górny	2,68	0,57	78,2	× / ×
3243,3	dewon górny	2,67	1,13	69,5	× / –

Tabela 11 cd.

1	2	3	4	5	6
3245,0	dewon górny	2,67	1,16	69,5	× / ×
3247,5	jw.	2,66	1,30	78,2	– / –
3250,9	jw.	2,63	0,90	15,4	– / –
3253,0	jw.	2,68	0,66	90,7	× / –
3255,5	jw.	2,70	0,66	90,7	– / –
3258,3	jw.	2,67	0,55	96,5	– / –
3262,2	jw.	2,65	0,71	11,6	– / –
3266,7	jw.	2,64	0,92	17,4	– / –
3271,0	jw.	2,65	0,91	10,6	– / –
3273,3	jw.	2,70	0,66	83,0	× / ×
3274,3	jw.	2,69	0,69	78,2	× / ×
3278,6	jw.	2,65	0,89	11,6	– / –
3290,0	jw.	–	–	10,6	–
3300,0	jw.	–	–	4,8	–
3310,0	jw.	–	–	12,8	–
3320,0	jw.	–	–	16,8	–
3330,0	jw.	–	–	70,4	–
3340,0	jw.	–	–	13,8	–
3341,6	jw.	2,68	0,96	17,8	– / –
3343,1	jw.	–	–	73,3	–
3345,4	jw.	2,73	0,94	16,8	– / –
3350,0	jw.	–	–	10,9	–
3360,0	jw.	–	–	21,6	–
3370,0	jw.	–	–	77,2	–
3380,0	jw.	–	–	83,0	–
3384,3	jw.	2,67	3,51	27,0	× / ×
3386,2	jw.	2,68	2,76	24,1	523,19 / ×
3389,5	jw.	2,65	2,82	52,1	178,48 / ×
3391,8	jw.	2,66	2,66	26,1	× / ×
3393,8	jw.	2,68	2,42	23,8	27739,16 / 468,90
3397,3	jw.	2,67	1,14	23,8	× / ×
3400,3	jw.	2,68	3,34	31,7	× / ×
3401,5	jw.	2,65	1,92	53,4	× / ×
3404,3	jw.	2,69	1,72	14,9	– / –
3406,2	jw.	2,62	3,51	3,0	– / –
3409,2	jw.	2,65	3,40	20,9	× / ×
3412,5	jw.	2,58	5,18	8,9	– / –
3413,5	jw.	2,62	1,21	12,2	458,04 / ×
3416,8	jw.	2,68	1,81	11,3	18558,61 / ×
3420,0	jw.	–	–	11,6	–
3430,0	jw.	–	–	32,8	–
3440,0	dewon środkowy	–	–	11,6	–
3450,0	jw.	–	–	54,0	–
3460,0	jw.	–	–	31,8	–
3470,0	jw.	–	–	22,2	–
3472,8	jw.	2,69	0,55	4,7	3524,16 / ×

Tabela 11 cd.

1	2	3	4	5	6
3475,5	dewon środkowy	2,68	0,73	2,9	108,59 / ×
3478,5	jw.	2,70	0,53	36,7	195,46 / 227,05
3481,0	jw.	2,70	0,28	7,5	– / –
3483,5	jw.	2,69	0,26	1,9	– / –
3487,5	jw.	2,66	0,88	1,9	– / –
3490,0	jw.	–	–	40,5	–
3500,0	jw.	–	–	30,9	–
3510,0	jw.	–	–	28,0	–
3520,0	jw.	–	–	26,1	–
6530,0	jw.	–	–	22,2	–
3540,0	jw.	–	–	25,8	–
3550,0	jw.	–	–	71,3	–
3560,0	jw.	–	–	73,2	–
3564,8	jw.	2,67	0,44	29,0	× / ×
3567,5	jw.	2,67	0,50	7,7	× / ×
3569,5	jw.	2,69	0,93	66,6	× / ×
3572,5	jw.	2,59	0,34	81,1	× / ×
3574,0	jw.	–	–	75,2	–
3574,9	jw.	2,69	0,69	46,3	× / ×
3575,1	jw.	2,69	0,54	58,6	× / ×
3576,9	jw.	2,63	1,08	11,8	× / ×
3577,5	jw.	2,65	0,69	11,6	× / ×
3578,7	jw.	2,68	0,48	86,0	× / ×
3579,7	jw.	2,58	1,65	81,9	× / ×
3580,7	jw.	2,68	0,31	72,4	× / ×
3581,8	jw.	2,68	0,08	88,8	× / ×
3585,0	jw.	–	–	39,6	–
3590,0	jw.	–	–	62,7	–
3595,0	jw.	–	–	58,9	–
3600,0	jw.	–	–	14,5	–
3610,0	jw.	–	–	4,9	–
3620,0	jw.	–	–	5,9	–
3630,0	jw.	–	–	6,9	–
3632,5	jw.	2,62	0,81	1,9	× / ×
3634,6	jw.	2,62	1,24	1,0	× / ×
3640,0	jw.	–	–	8,7	–
3650,0	jw.	–	–	1,9	–
3660,0	jw.	–	–	1,9	–
3670,0	jw.	–	–	2,9	–
3675,9	jw.	2,60	1,32	1,0	× / ×
3677,3	jw.	2,60	0,77	1,0	× / ×
3690,0	jw.	–	–	2,9	
3701,8	jw.	2,67	0,50	37,6	× / ×
3702,3	jw.	–	–	9,7	–
3703,4	jw.	2,67	1,75	7,7	× / ×
3704,6	jw.	–	–	25,1	–

Tabela 11 cd.

1	2	3	4	5	6
3705,3	dewon środkowy	–	–	31,9	–
3715,0	jw.	–	–	32,8	–
3725,0	jw.	–	–	45,4	–
3735,0	jw.	–	–	36,7	–
3745,0	jw.	–	–	24,1	–
3745,2	jw.	2,76	0,92	29,9	× / ×
3746,5	jw.	2,63	1,06	11,6	× / ×
3750,5	jw.	2,63	1,21	12,3	× / ×
3751,0	jw.	2,60	0,50	6,8	× / ×
3755,0	jw.	2,60	2,0	1,9	× / ×
3770,0	jw.	–	–	4,8	–
3780,0	jw.	–	–	19,3	–
3790,0	jw.	–	–	16,4	–
3800,0	jw.	–	–	9,4	–
3810,0	jw.	–	–	45,1	–
3812,1	jw.	2,76	0,55	83,7	× / ×
3814,0	jw.	2,73	0,69	45,1	× / ×
3817,3	jw.	2,63	0,82	3,8	× / ×
3819,2	jw.	2.69	0,84	9,4	× / ×
3819,9	jw.	2,94	0,54	54,5	× / ×
3830,0	jw.	–	–	4,8	–
3840,0	jw.	–	–	45,4	–
3841,1	jw.	2,76	0.69	71,4	× / ×
3842,6	jw.	2,70	0,27	16,4	× / ×
3844,4	jw.	2,70	0,67	4,8	× / ×
3845,5	jw.	2,72	0,28	46,3	× / ×
3846,2	jw.	2,69	0,28	4,8	× / ×
3848,2	jw.	2,65	0,83	1,9	× / ×
3850,0	jw.	–	–	1,9	–
3860,0	jw.	–	–	11,9	–
3870,0	jw.	–	–	3,9	–
3871,3	jw.	2,71	83,0	3,8	–
3878,8	jw.	2,70	73,6	1,9	–
3874,9	jw.	2,63	5,8	7,7	–
3880,0	jw.	–	–	1,0	–
3890,0	jw.	–	–	2,9	–
3900,0	jw.	–	–	4,8	–
3910,0	jw.	–	–	11,6	–
3914,3	jw.	2,66	6,8	24,1	× / ×
3916,1	jw.	2,75	2,09	18,3	× / ×
3917,6	jw.	2,60	0,96	2,9	× / ×
3920,0	jw.	–	–	6,8	–
3930,0	jw.	–	–	72,4	–
3940,0	jw.	–	–	18,3	–
3945,9	jw.	2,70	0,69	84,0	× / ×
3946,9	jw.	2,70	0,82	45,4	× / ×

Tabela 11 cd.

1	2	3	4	5	6
3947,8	dewon środkowy	2,69	0,42	56,9	× / ×
3948,3	jw.	2,70	0,69	2,9	× / ×
3950,0	jw.	2,70	0,82	15,4	× / ×
3952,0	jw.	2,63	0,82	18,3	× / ×
3952,8	jw.	2,72	0,41	82,7	× / ×
3953,8	jw.	2,60	0,68	1,0	× / ×
3960,0	jw.	–	–	13,2	–
3970,0	jw.	–	–	2,8	–
3980,0	jw.	–	–	4,7	–
3988,4	jw.	–	–	0,0	–
3988,7	jw.	2,60	1,26	2,8	–
3989,5	jw.	2,61	0,94	4,3	–
3990,0	jw.	–	–	2,9	–
4000,0	jw.	–	–	2,2	–
4010,0	jw.	–	–	0,9	–
4020,0	jw.	–	–	42,5	–
4030,0	jw.	–	–	55,0	–
4035,1	jw.	2,68	0,53	3,8	–
4037,8	jw.	2,71	0,41	39,5	–
4041,0	jw.	2,72	0,46	36,7	–
4044,4	jw.	2,72	0,60	15,0	–
4047,1	jw.	2,73	0,34	88,4	–
4049,2	jw.	2,68	0,70	13,2	–
4060,0	jw.	–	–	39,5	–
4070,0	jw.	–	–	81,4	–
4080,0	jw.	–	–	4,7	–
4090,0	jw.	–	–	9,4	–
4090,0	jw.	–	–	21,6	–
4090,0	jw.	–	–	30,1	–
4111,0	jw.	2,73	0,22	54,0	× / ×
4114,0	jw.	2,73	0,15	67,6	× / ×
4115,1	jw.	2,68	0,60	5,8	× / ×
4116,1	jw.	2,72	0,24	18,3	× / ×
4116,8	jw.	2,73	0,14	25,1	× / ×
4117,0	jw.	–	–	31,7	–
4118,8	jw.	–	–	45,4	–
4122,5	jw.	2,73	0,25	58,9	× / ×
4124,7	jw.	2,74	0,27	16,4	× / ×
4140,0	jw.	–	–	11,6	–
4150,0	jw.	–	–	31,7	–
4160,0	jw.	–	–	45,4	–
4170,5	jw.	2,61	1,60	1,9	× / ×
4172,2	jw.	–	–	1,0	–
4174,9	jw.	2,73	0,76	18,3	× / ×
4176,6	jw.	2,74	0,42	26,1	× / ×
4179,1	jw.	2,68	0,93	4,8	× / ×

Tabela 11 cd.

1	2	3	4	5	6
4181,6	dewon środkowy	2,65	1,12	1,9	× / ×
4185,1	jw.	2,65	0,96	2,9	× / ×
4189,1	jw.	2,74	0,49	21,2	× / ×
4192,4	jw.	2,67	0,94	1,9	× / ×
4193,8	jw.	2,68	0,68	7,7	–
4200,0	jw.	–	–	5,8	–
4209,6	jw.	2,68	0,57	1,0	× / ×
4212,5	jw.	2,68	1,13	3,9	× / ×
4214,5	jw.	2,67	0,99	3,9	× / ×
4216,7	jw.	2,68	1,10	2,9	× / ×
4217,1	jw.	2,69	0,29	12,8	× / ×
4219,0	jw.	2,75	0,44	9,2	× / ×
4220,5	jw.	2,67	0,29	3,7	× / ×
4221,5	jw.	2,69	0,17	6,4	× / ×
4223,1	jw.	2,68	0,59	10,1	× / ×
4225,0	jw.	2,75	0,43	28,4	× / ×
4228,4	jw.	2,75	0,14	35,7	× / ×
4232,2	jw.	2,69	0,59	12,8	× / ×
4235,8	jw.	2,77	0,74	18,8	× / ×
4237,8	jw.	2,65	0,46	14,1	× / ×
4240,0	jw.	2,58	0,59	0,0	× / ×
4242,0	jw.	2,65	0,44	4,6	× / ×
4246,5	jw.	2,64	0,29	9,2	× / ×
4250,3	jw.	2,68	0,15	0,0	× / ×
4252,0	jw.	2,74	0,16	0,9	× / ×
4253,2	jw.	2,67	0,24	0,0	× / –
4255,5	jw.	2,66	0,11	0,0	× / –
4259,5	jw.	2,78	0,45	33,8	× / –
4261,5	jw.	2,72	0,61	7,5	– / –
4263,0	jw.	2,70	0,32	3,7	– / –
4264,5	jw.	2,71	0,41	1,8	– / –
4268,3	jw.	2,73	0,19	3,7	– / –

Przepuszczalność podano w obecnie obowiązujących jednostkach, w nm^2 (w oryginalnej dokumentacji jako jednostki przepuszczalności używano mD)

× — wartość przepuszczalności jest mniejsza od 98 nm^2 (0,1 mD)

– — oznacza, że w danym miejscu nie wykonano badań przepuszczalności (nie można było pobrać próby do badań)

1 / 2 — pierwsza wartość oznacza przepuszczalność równoległą do uławicenia, druga prostopadłą do uławicenia

Jan SZEWCZYK

WYNIKI BADAŃ GEOFIZYKI WIERTNICZEJ

ZAKRES WYKONANYCH BADAŃ

Badania geofizyki wiertniczej wykonane zostały w pięciu odcinkach badań strefowych w okresie od 9 września 1989 do 10 lipca 1990 roku. Badania te wykonane były standardowymi aparaturami analogowymi produkcji radzieckiej, a wykonawcą badań były grupy pomiarowe Geofizyki Toruń z bazy Geofizyki Wiertniczej z Piły bądź z Torunia, podległe Polskiemu Górnictwu Naftowemu i Gazownictwu. Na figurze 39 przedstawione zostały w formie graficznej odcinki wspomnianych badań strefowych, wyszczególnione rodzaje wykonanych badań, a także numery katalogowe poszczególnych badań przyjęte w systemie GEOFLOG dla otworu Polskie Łąki PIG 1.

Praktycznie w profilu całego otworu wykonano pełny zestaw badań (tab. 12) możliwych do wykonania standardowymi analogowymi aparaturami karotażowymi. Ze względu na zrealizowany równolegle obszerny zakres badań laboratoryjnych parametrów petrofizycznych, dane z omawianego otworu stanowią cenny materiał faktograficzny dla analiz metodycznych związanych między innymi z problematyką ilościowej interpretacji niekalibrowanych danych analogowych. Zdecydowana dominacja danych analogowych o takim charakterze dla wykonanych w przeszłości otworów badawczych wpływa na duże znaczenie omawianych danych dla problematyki badawczej.

Tabela 12

Wykaz typów pomiarów geofizycznych wykonanych w otworze Polskie Łąki PIG 1

Types of the geophysical measurements from Polskie Łąki PIG 1 borehole

Rodzaj badań (skrót)	Interwał głębokościowy badań [m]	Data wykonania badań
1	2	3
PO (M2.5a0.24B;B2.5A0.25M) PS, Psr, PGG, PK PG, PNG	210–1980 210–1980 5–1980 0–1980	13–14.09.1989
PO (N6.0A0M0.5A oraz A.0M0.5N) SO PS, Psr, PGG, PK PG, PNG PA	1950–2762 1950–2762 210–2755 1950–2758 1950–2780 1950–2758 210–2763	20.10.1989
PO (N6.0A0M0.5A oraz A2.0M0.5N) PS, Psr, PGG, PK PG, PNG PA PTn PAc	2767–3285 2767–3285 2767–3285 2775–3275 2730–3285 2767–3285 3185–3285 5–2767	14–16.12.1989
PTu	27–3577	4.01.1990

1	2	3
PO (N6.0A0M0.5A oraz A2.0M0.5N) PS Psr, SO PGG, PK PG ,PNG PA PTn	3230–3910 2767–3910 3230–3910 3230–3910 3230–3910 3230–3915 3230–3915 3815–3915	30.03.1990
PO (N6.0A0M0.5A oraz A2.0M0.5N) PS Psr, SO PGG, PK PG, PNG PA PTn	3860–4105 2767–4105 3860–4105 3860–4105 3860–4105 3860–4105 3860–4105 4010–4110	15.05.1990
PO (N6.0A0M0.5A oraz A2.0M0.5N) Psr, SO Post, mPOst PGG, PK PG, PNG, PNN PA PTn	4111–4425 4100–4425 4111–4420 4111–4425 4080–4427 4111–4425 4050–4427 4111–4375 4325–4425	10.07.1990

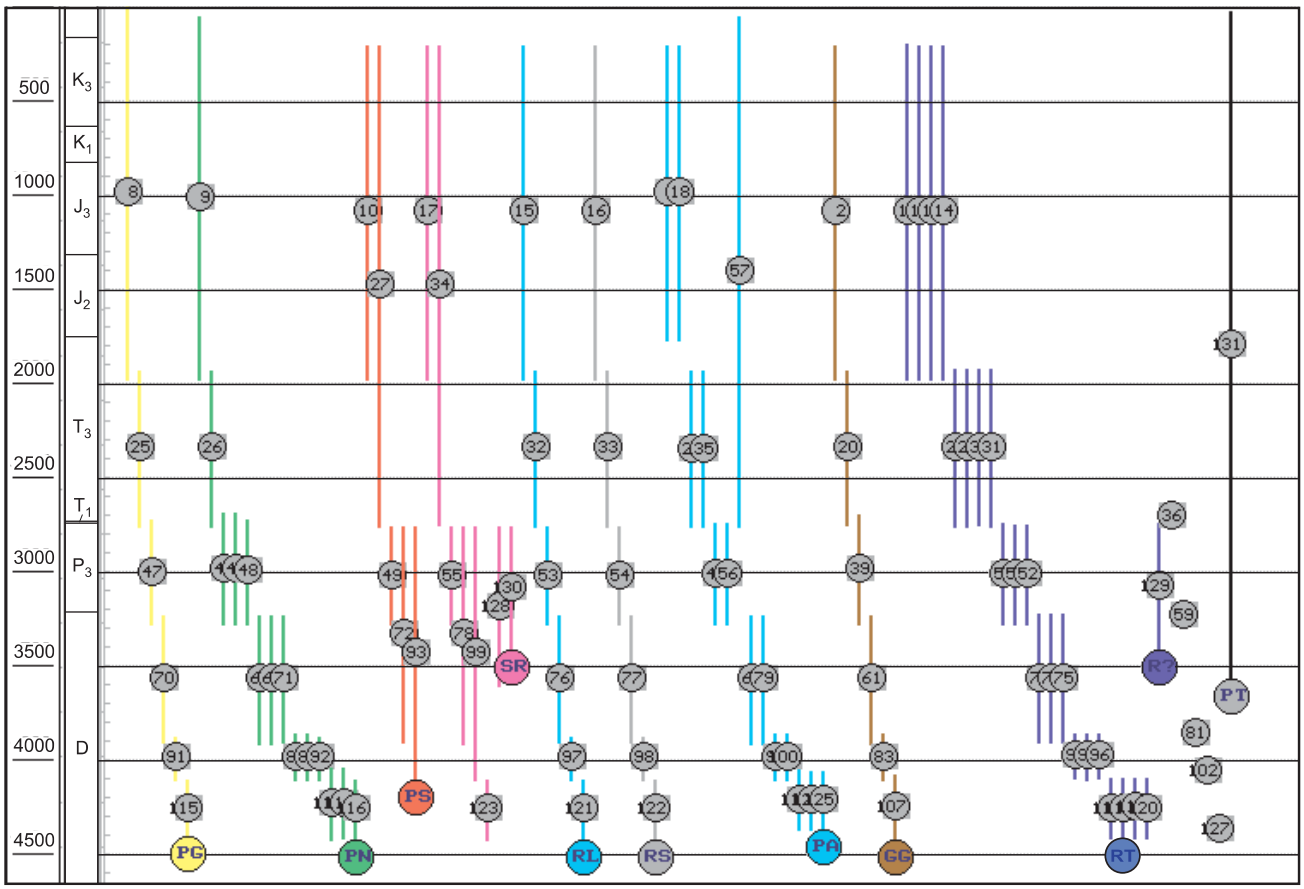


Fig. 39. Schematyczne zestawienie typów badań geofizycznych wykonanych w otworze Polskie Łąki PIG 1

Typy profilowań geofizycznych: PG – profilowanie naturalnego promieniowania gamma, PN – profilowanie neutronowe, PS – profilowanie potencjałów samoistnych, SR – profilowanie średnicy otworu, RL – profilowanie oporności długą sondą gradientową, RS – profilowanie oporności krótką sondą potencjałową, RT – profilowanie oporności polem sterowanym, GG – profilowanie gęstości typu gamma-gamma, PA – profilowanie akustyczne, R? – profilowania (sondowania) oporności, PT – profilowanie temperatury; przy opisie profilowania podano jego numer identyfikacyjny w systemie GEOFLOG

Schematic presentation of types well logging methods performed in Polskie Łąki PIG 1 borehole

Types of borehole logging methods: PG – natural gamma log, PN – neutron log, PS – spontaneous log, SR – caliper, RL – resistivity lateral, RS – resistivity normal, RT – laterolog, GG – density log, PA – sonic log, R? – resistivity, PT – temperature log; it was given a number of file used in GEOFLOG interpretation system

Wyniki źródłowych danych pomiarowych zarejestrowane w formie analogowej w skali głębokościowej 1:500 zostały zdigitalizowane oraz unormowane w zakresie przewidzianym programem prac związanych z wprowadzeniem omawianych danych do Centralnej Bazy Danych Geologicznych (numer katalogowy otworu Polskie Łąki PIG 1 w bazie CDBG 17506).

W ramach prac interpretacyjnych związanych z wprowadzaniem danych geofizycznych do CBDG pomiary radiometryczne, tj. profilowanie naturalnego promieniowania gamma (PG) oraz profilowania neutronowe (PNG lub PNN) zostały unormowane oraz połączone w obrębie całego otworu. Na figurze 40 przedstawione zostały wyniki unormowanych i połączonych wartości naturalnego promieniowania gamma, a także profilowania średnicy otworu, ze wskazaniem głębokości połączenia poszczególnych odcinków badań. Pokazany został równocześnie wiertniczy profil litologiczny (LITO) ze wskazaniem odcinków rdzeniowanych z zaznaczeniem uzyskanej ilości rdzeni wiertniczych. Zastosowana metodyka normowania profilowań gamma opisana została w pracy Szewczyka (2000).

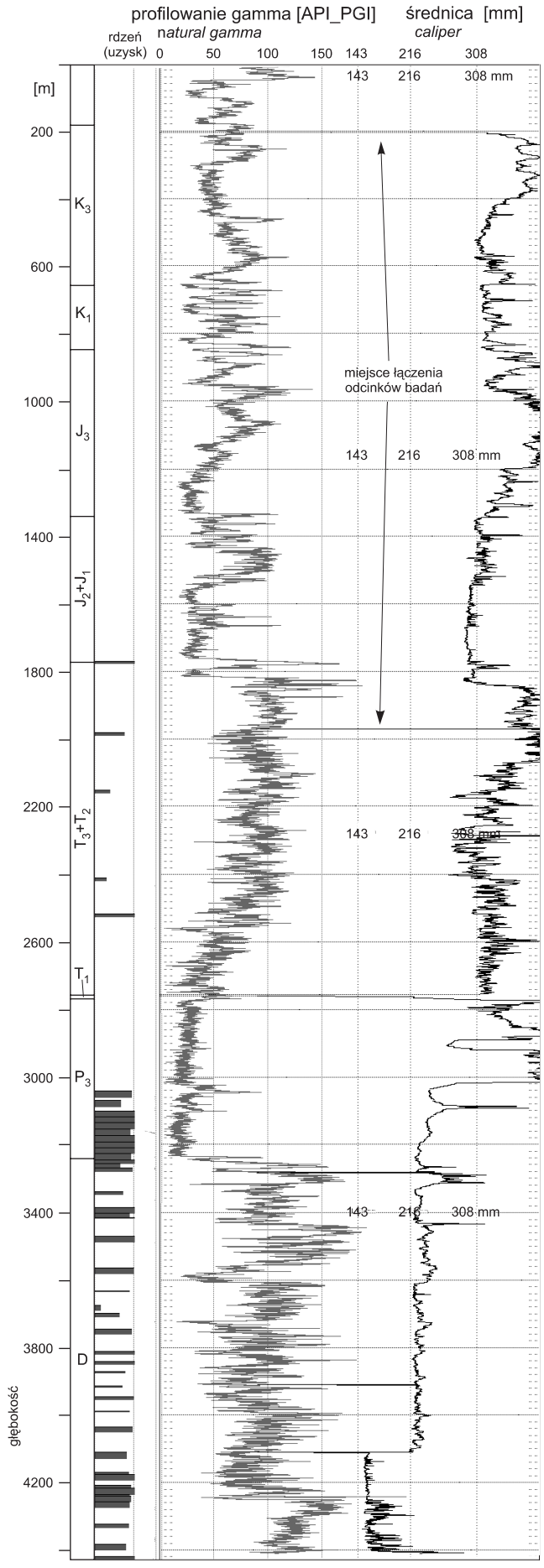


Fig. 40. Unormowane wartości profilowania naturalnego promieniowania gamma

Na wykresie profilowania średnicy otworu wskazano miejsca połączeń poszczególnych odcinków pomiarowych. Przedstawiono również odcinki rdzeniowane z informacją na temat uzysków rdzenia.

Normalized values of natural gamma logs

A depth point is shown on caliper logs for joined of runs of well logs.

CELE BADAŃ GEOFIZYCZNYCH

Podstawowymi celami badawczymi postawionymi do rozwiązania w otworze Polskie Łąki PIG 1 były:

– określenie w połączeniu z danymi wiertniczymi (rdzeniami oraz próbami okruchowymi) litologii skał występujących w profilu,

– ustalenie zmienności głębokościowej parametrów fizycznych skał niezbędnych dla wydzieleń skał wykazujących właściwości zbiornikowe,

– wydzielenie warstw przepuszczalnych ze wskazaniem warstw kluczowych dla ustalenia możliwości występowania bituminów oraz uzyskania informacji istotnych dla rozpoznania hydrogeologicznego,

– ustalenie modeli zmienności głębokościowej parametrów fizycznych, wykorzystywanych w analizach wyników powierzchniowych geofizycznych metod badawczych (głównie grawimetrii oraz sejsmiki),

– określenie stanu technicznego otworu w zakresie niezbędnym dla właściwej jego realizacji oraz warunków i możliwości wykonywania badań hydrogeologicznych zarówno w trakcie prowadzenia wiercenia (badania próbnikami złoża), jak i po jego zakończeniu (badania przez perforacje rur okładzinowych).

Wyniki źródłowych danych pomiarowych zarejestrowanych w formie analogowej zostały zdigitalizowane oraz unormowane w zakresie przewidzianym programem prac związanych z wprowadzeniem omawianych danych do Centralnej Bazy Danych Geologicznych systemu interpretacyjnego GEOFLOG (Szewczyk,1994). W wyniku tych prac utworzone zostały, zarówno w odniesieniu do wyników badań odcinkowych, jak i do danych połączonych i unormowanych, zbiory danych geofizycznych w formacie LAS (Log ASCII Standard).

W trakcie badań geofizycznych wykonywane były wstępne interpretacje danych geofizycznych, których podstawowym celem było dokonanie wyboru odcinków profilu pod kątem możliwości występowania w ich obrębie warstw zbiornikowych mogących zawierać bituminy. Podsumowanie wyników tych interpretacji omówione zostało w dokumentacjach wyników badań odcinkowych oraz podsumowane w dokumentacji końcowej otworu Polskie Łąki IG 1 opracowanej przez wykonawców badań geofizycznych (Gałus, 1990).

WYNIKI LABORATORYJNYCH BADAŃ PARAMETRÓW PETROFIZYCZNYCH

Jednym z celów badawczych otworu Polskie Łąki PIG 1 było uzyskanie informacji na temat głębokościowej zmienności parametrów petrofizycznych skał występujących w profilu.

Ważnym źródłem informacji na temat parametrów petrofizycznych skał występujących w profilu były wyniki laboratoryjnych badań rdzeni. W zakres laboratoryjnych badań parametrów petrofizycznych próbek pobranych z rdzeni wiertniczych wchodziły badania:

– gęstości objętościowej,

– gęstości właściwej,

– porowatości całkowitej,

– porowatości efektywnej,

– przepuszczalności w kierunku poziomym oraz pionowym,

– zawartości kalcytu oraz dolomitu (badania wykonywane zarówno dla rdzeni wiertniczych, jak i dla prób okruchowych).

Ogółem wykonane zostały badania tych parametrów w odniesieniu do 546 próbek rdzeniowych oraz okruchowych łącznie. Wyniki badań parametrów petrofizycznych wykorzystane zostały zarówno w trakcie interpretacji profilu litologicznego, jak i kalibracji danych geofizycznych (głównie radiometrycznych). Na figurze 41 przedstawione zostały zasadnicze informacje dotyczące wyników tych badań. Są to zestawienia głębokościowe – odpowiednio gęstości objętościowej oraz właściwej, porowatości całkowitej oraz efektywnej, przepuszczalności, a także relacje między tymi parametrami (Szewczyk, 1998). Utwory występujące na głębokości mniejszej mają zdecydowanie inne i bardziej zróżnicowane właściwości petrofizyczne w stosunku do właściwości utworów występujących na większych głębokościach.

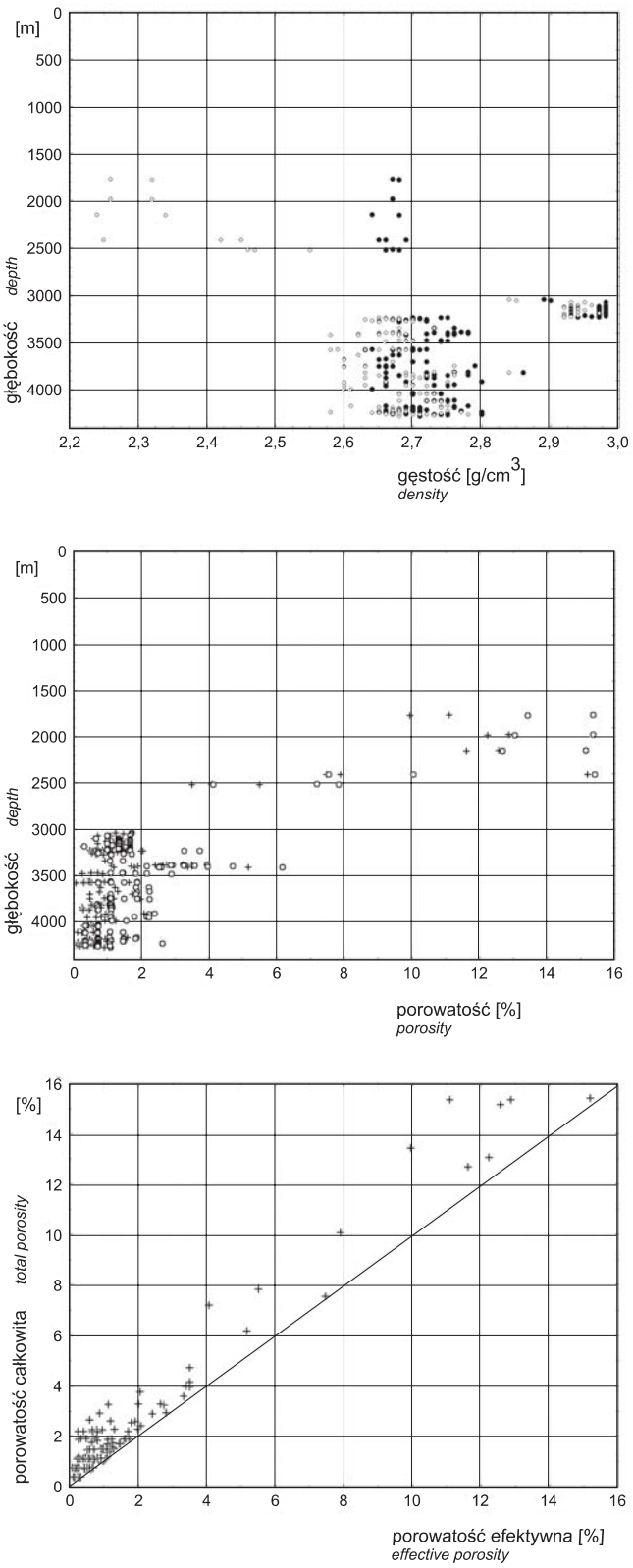


Fig. 41. Zbiorcze zestawienie graficzne wyników laboratoryjnych badań parametrów petrofizycznych

Depth diagram of results of petrophysical parameters

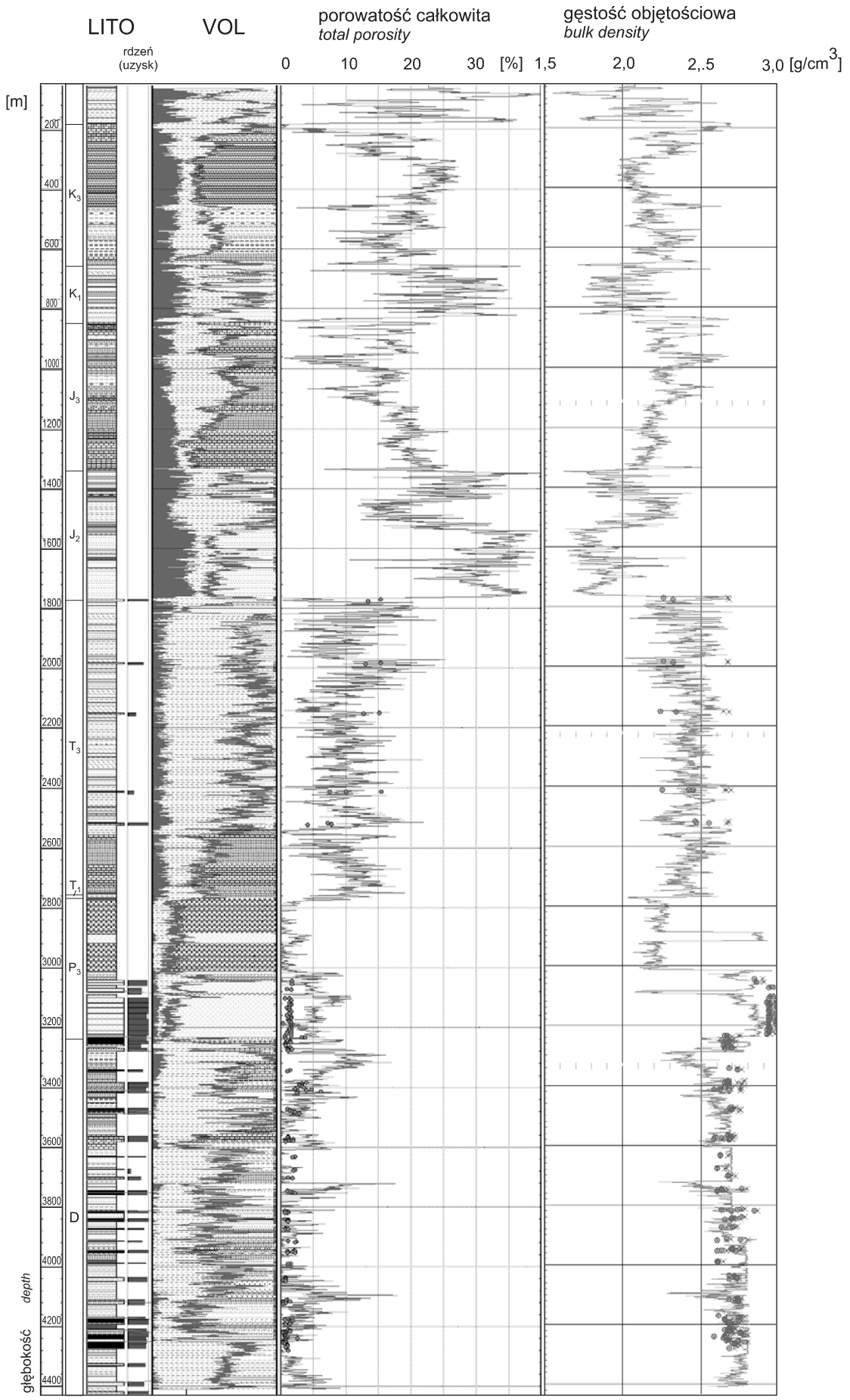

LITO
VOL
porowatość całkowita
total porosity
gęstość objętościowa
bulk density
rdzeń
(uzysk)
0
10
20
30
[%]
1,5
2,0
2,.5
3,0 [g/cm3]
[m]
200
400
600
800
1000
1200
1400
1600
1800
2000
2200
2400
2600
2800
3000
3200
3400
3600
3800
4000
4200
4400
K3
K1
J3
J2
T3
T1
P3
D
depth
głębokość

Fig. 42. Zgeneralizowane głębokościowe zestawienie wyników obliczeń porowatości całkowitej oraz gęstości objętościowej

LITO – wiertniczy profil litologiczny; VOL – geofizyczny objętościowy profil litologiczny; kółka i krzyżyki –wyniki badań laboratoryjnych analogicznych parametrów petrofizycznych

Results of calculation of total porosity and bulk density

LITO – corring lithological profile; VOL – geophisical volumetric lithological profile; crosses and circles – results of calculated parameters with cores laboratory petrophysical data

WYNIKI INTERPRETACJI DANYCH GEOFIZYCZNYCH

Wyniki badań geofizycznych wykorzystane były zarówno w trakcie ustalania profilu litologicznego-stratygraficznego, jak i przy wyborze odcinków (interwałów głębokościowych) dla wykonania badań hydrogeologicznych. Wyniki prac interpretacyjnych prezentowane w niniejszej pracy wykonane zostały przy zastosowaniu programów interpretacyjnych systemu GEOFLOG. Wykonano w ramach tych prac:

– opracowanie cyfrowej wersji profilu wiertniczego (LITO),

– opracowanie warstwowego (GEO) oraz objętościowego (VOL) geofizycznego profilu litologicznego,

– określenie wielkości przesunięć głębokościowych między głębokościami określanymi na podstawie długości przewodu wiertniczego, a głębokościami określanymi na podstawie pomiarów geofizycznych,

– kalibrację profilowań radiometrycznych na podstawie danych petrofizycznych,

– obliczenie porowatości całkowitej, gęstości objętościowej oraz prędkości fal akustycznych,

– obliczenie przewodności cieplnej skał wraz z określeniem wielkości strumienia cieplnego.

Na figurze 42 przedstawione zostały w syntetycznej zgeneralizowanej formie podstawowe wyniki ilościowej interpretacji profilu litologicznego oraz parametrów petrofizycznych, tj. porowatości całkowitej oraz gęstości objętościowej. Wiertniczy profil litologiczny (LITO) zawiera opisy rdzeni wiertniczych oraz prób okruchowych w formie umożliwiającej jego numeryczne przetwarzanie i stosowanie w procedurach interpretacyjnych systemu GEOFLOG. Zasady stosowanego w tym celu numerycznego opisu litologii przedstawione zostały w pracy Gientki i Szewczyka (1996). W zastosowanej procedurze interpretacyjnej przyjęty został 3-składnikowy model objętościowy skały (przestrzeń porowa+zailenie+ szkielet skały). Obliczony geofizyczny objętościowy profil litologiczny (VOL) stanowi uogólnienie, za pośrednictwem danych geofizycznych, danych z rdzeni oraz prób okruchowych, badanego odcinka profilu. W procesie interpretacji uwzględniane są zarówno wzajemne przesunięcia głębokościowe obu typów informacji, jak i niepełny uzysk rdzenia. W interpretacjach danych rdzeniowych, w przypadku niepełnego uzysku rdzenia przyjęto zasadę dowiązywania głębokościowego do stropu odcinka rdzeniowanego.

Na omawianej figurze przedstawione zostały w formie profilowej wyniki obliczeń porowatości całkowitej oraz gęstości objętościowej w stanie powietrzno-suchym. Dla porównania uzyskane wyniki interpretacji porównywano z wynikami badań parametrów fizycznych, otrzymanymi na podstawie badań laboratoryjnych. Prezentowane wyniki mogą być wykorzystane w analizach związanych z pozyskiwaniem energii geotermalnej, hydrogeologii, czy też w modelowniach wyników powierzchniowych badań geofizycznych, takich jak badania sejsmiczne czy grawimetryczne.

WARUNKI GEOTERMICZNE

W otworze Polskie Łąki PIG 1 wykonane zostały, po około 12 dobach stabilizacji, pomiary temperatury w quasi-ustalonych warunkach termicznych, ponadto w czterech odcinkach badań strefowych przeprowadzono pomiary termiczne w nieustabilizowanych warunkach termicznych (fig. 43). Na podstawie interpretacji wyników badań geofizycznych obliczony został profil przewodności skał występujących w profilu. Wykorzystując te dane obliczona została wartość strumienia cieplnego, która dla omawianego otworu wynosi 65,2 mW/m^2. Odpowiada ona wartościom strumienia typowym dla strefy przejściowej między platformą paleozoiczną a kratonem wschodnioeuropejskim.

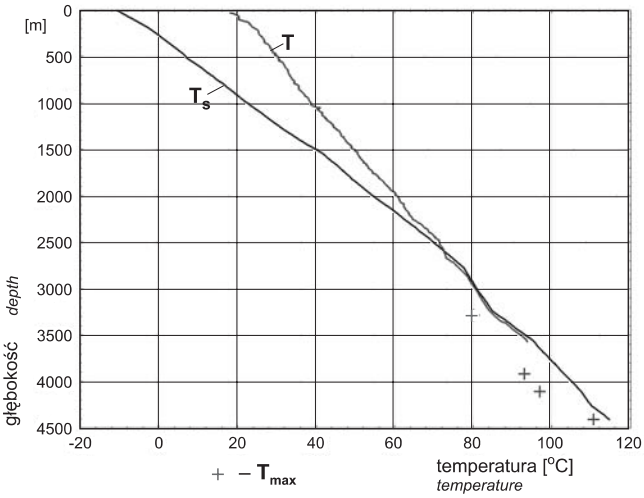


Fig. 43. Wyniki pomiarów temperatury obserwowanej (T), maksymalnej (T_{max}) oraz paleotemperatury (T_s) obliczonej na podstawie interpretacji danych geofizycznych (Szewczyk, 2002)

Results of measurements observed temperature (T), battom hole temperature (T_{max}) and (T_s) calculated paleotemperature (after Szewczyk, 2002)

WARSTWY WODONOŚNE, MINERALIZACJA WÓD PODZIEMNYCH

Jednym z ważnych celów badawczych wykonanego otworu wiertniczego było wydzielenie warstw wodonośnych ze szczególnym uwzględnieniem warstw potencjalnie mogących zawierać bituminy. Na figurze 44 przestawiony został profil otworu z wydzielonymi poziomami wodonośnymi, z obliczoną średnią porowatością efektywną, a także wyniki opróbowań pięciu poziomów wodonośnych. Wyniki opróbowań potwierdzają monotoniczny wzrost mineralizacji wód wraz z głębokością. W strefie do głębokości około 350 metrów występują wody o niskiej mineralizacji mogące być potencjalnymi poziomami użytkowymi wód słodkich, poniżej tej głębokości zaznacza się stopniowy wzrost mineralizacji. Wody podziemne występujące w otworze Polskie Łąki PIG 1 dla badanego triasowego poziomu wodonośnego wykazują wartość mineralizacji niższą od wartości średnich obserwowanych na obszarze Niżu Polskiego. Wyniki opróbowań poziomów paleozoicznych wskazują na obecność wód o wyższej od średniej wartości mineralizacji. Bardzo niskie wielkości przypływów wód w tych poziomach mogą wpływać na błędnie niską wiarygodność wyników tych opróbowań.

***

Podsumowanie. Wykonane badania z zakresu geofizyki wiertniczej umożliwiły rozpoznanie zarówno profilu litologicznego, jak i podstawowych cech petrofizycznych utworów występujących w profilu otworu Polskie Łąki PIG 1. Ze względu na obszerny zakres wykonanych badań petrofizycznych, otwór jest jednym z kluczowych reperowych otworów kalibracyjnych, spośród najpełniej zbadanych pod względem parametrów petrofizycznych, na obszarze centralnej części Niżu Polskiego.

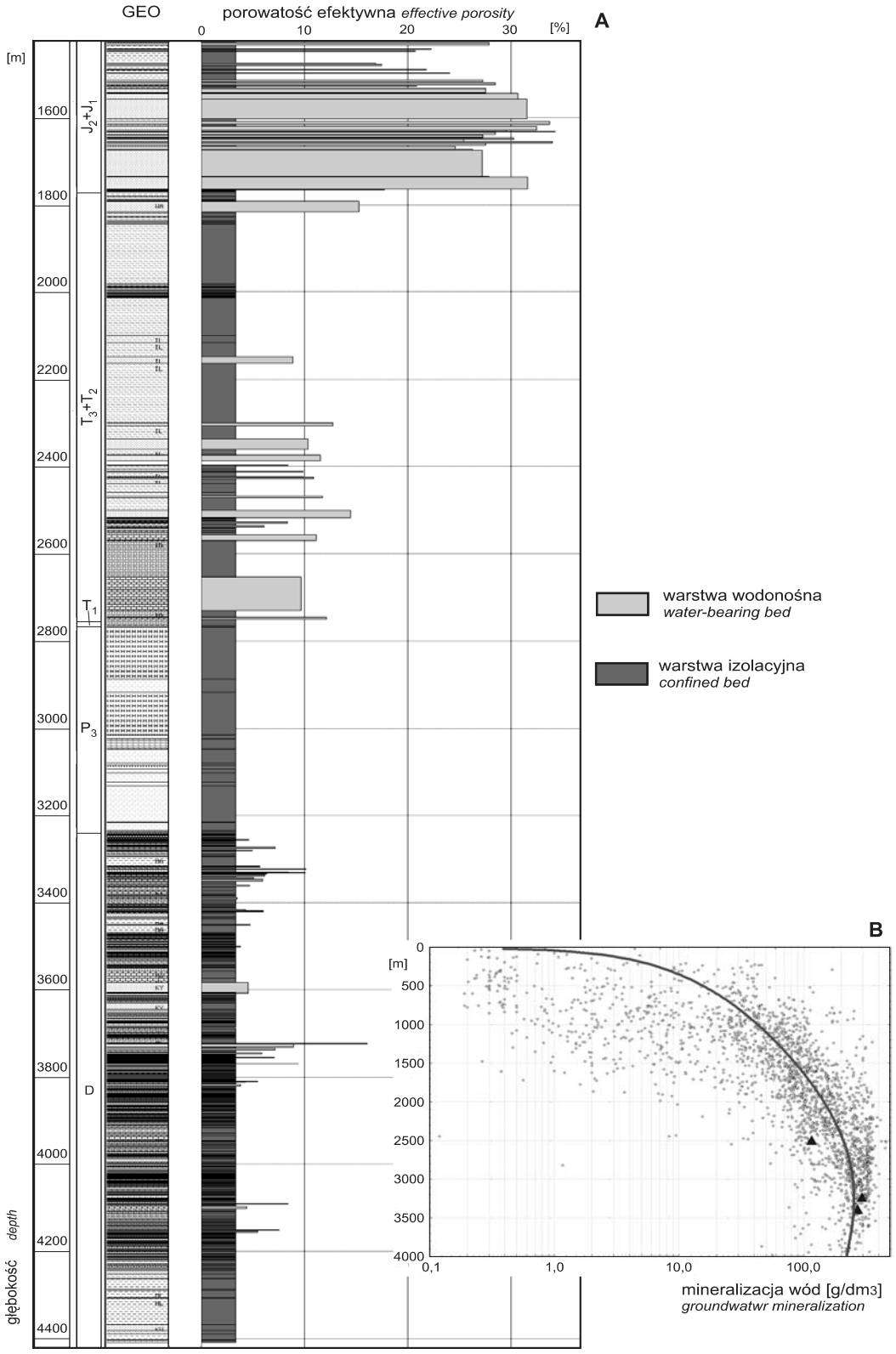


Fig. 44. Warstwy wodonośne w profilu otworu Polskie Łąki PIG 1 wydzielone na podstawie interpretacji danych geofizycznych

A – podano średnią wartość porowatości efektywnej dla warstw; **B** – mineralizacja wód uzyskana w trakcie opróbowań na tle zmienności mineralizacji wód na obszarze Niżu Polskiego, krzywa oznacza wartość średnią mineralizacji tych wód, obliczoną metodą najmniejszych kwadratów

Aquifers in Polskie Łąki PIG 1 borehole based on geophysical well logging methods interpretation

A – average effective porosity of aquifers and depth intervals; **B** – results of tests with all results for Polish Lowlands in the background

Leszek BOJARSKI, Andrzej SOKOŁOWSKI, Jakub SOKOŁOWSKI

WYNIKI OPRÓBOWAŃ HYDROGEOLOGICZNYCH

Celem opróbowania była ocena warunków hydrochemicznych i hydrodynamicznych oraz możliwości zachowania się węglowodorów w poziomach zbiornikowych dewonu, permu górnego oraz triasu dolnego. Badania przeprowadzono rurowym próbnikiem złoża typu KJJ 2M. Opróbowania przeprowadziła ekipa Bazy Opróbowań Próbnikami Złoża Przedsiębiorstwa Poszukiwań Nafty i Gazu w Pile. Opróbowano dziewięć poziomów zbiornikowych: 6 poziomów dewonu, 2 poziomy permu górnego i 1 poziom triasu dolnego. Cztery poziomy opróbowano podczas wiercenia otworu, a pięć po zakończeniu głębienia (fig. 45). Dozór specjalistyczny z ramienia Instytutu Geologicznego w trakcie opróbowań pełnili Andrzej Sokołowski i Zbigniew Sowiński. Nadzór nad badaniami sprawował Leszek Bojarski. Poziomy zbiornikowe do badań wytypowali Jan Szewczyk i Leszek Bojarski. Analizy chemiczne wód wykonano w laboratoriach Zakładu Geochemii i Chemii Analitycznej Państwowego Instytutu Geologicznego w Warszawie oraz Przedsiębiorstwa Poszukiwań Nafty i Gazu w Pile. W laboratorium w Pile wykonano również analizy gazu.

W dalszej części rozdziału badania poszczególnych poziomów omówiono nie w kolejności ich wykonywania lecz w kolejności stratygraficznej, począwszy od zalegających najgłębiej.

Opróbowany poziom: 4427–4108 m – dewon, ordowik (piaskowce, margle, iłowce)

Wyniki:

brak przypływu, brak objawów bitumiczności

ciśnienie denne $P_d = 312{,}7 \times 10^3$ hPa.

Opróbowanie przeprowadzono w dniach 27–29 lipca 1990 r. po zakończeniu głębienia otworu. Końcowa głębokość otworu wynosiła 4427 m, a but rur ∅ 168,3 mm znajdował się na głębokości 4108 m. Opróbowano poziom odsłonięty pomiędzy butem rur a dnem otworu. Uszczelniacz próbnika zapięto w rurach ∅ 168,3 mm na głębokości 4081 m. Zastosowano zalewkę – zalano 2027 mb przewodu wiertniczego ponad próbnikiem płuczką o gęstości 1,41 g/dm^3. Badania przeprowadzono metodą dwukrotnego odcięcia przypływu (fig. 46). Uzyskano następujące wyniki:

I okres przypływu: ciśnienie 271,3–271,3 × 10^3 hPa, czas 30 minut,

I okres odbudowy ciśnienia: ciśnienie 271,3–312,7 × 10^3 hPa, czas 180 minut,

II okres przypływu: ciśnienie 271,2–271,5 × 10^3 hPa, czas 299 minut,

II okres odbudowy ciśnienia: ciśnienie 271,5–308,6 × 10^3 hPa, czas 1441 minut.

W trakcie opróbowania na głowicy podczas pierwszych 7. minut trwania I okresu przypływu obserwowano słaby wypływ powietrza. Stwierdzono brak przypływu i brak śladów bituminów. Kształt krzywych wzrostu ciśnienia świadczy, iż badany poziom jest praktycznie nieprzepuszczalny. Obliczeń parametrów złożowych nie wykonywano. Temperatura w głębokości 4090 m wynosiła 372° K (99° C). Z przestrzeni międzyrurowej ∅ 244,5–168,3 mm następował w trakcie badań stały, minimalny wypływ płuczki w ilości 3,5 dm^3/h. Samowypływ ten następował z warstw odsłoniętych pod butem kolumny rur ∅ 244,5 mm poprzez źle zacementowaną przestrzeń międzyrurową. Ciśnienie denne wynosiło 312,7 × 10^3 hPa. Badany poziom zlikwidowano korkiem cementowym, którego strop znajdował się na głębokości 3850 m.

Opróbowany poziom: 4194–4108 m – dewon (margle, piaskowce, iłowce, piaskowce dolomityczne)

Wyniki:

brak przypływu, brak objawów bitumiczności

ciśnienie denne $P_d = 306{,}1 \times 10^3$ hPa.

Opróbowanie przeprowadzono w dniach 9–10 czerwca 1990 r. podczas wiercenia otworu, przy głębokości wynoszącej 4194 m. But rur ∅ 168,3 mm znajdował się na głębokości 4108 m. Opróbowano poziom odsłonięty pod butem rur. Uszczelniacz próbnika zapięto w rurach ∅ 168,3 mm na głębokości 4090 m. Zastosowano zalewkę – zalano 2130 mb przewodu wiertniczego ponad próbnikiem płuczką o gęstości 1,41 g/cm^3. Badanie przeprowadzono metodą dwukrotnego odcięcia przypływu (fig. 47). Uzyskano następujące wyniki:

I okres przypływu: ciśnienie 287,5–287,5 × 10^3 hPa, czas 31 minut,

I okres odbudowy ciśnienia: ciśnienie 287,5–306,1 × 10^3 hPa, czas 179 minut,

II okres przypływu: ciśnienie 287,1–287,1 × 10^3 hPa, czas 179 minut,

II okres odbudowy ciśnienia: ciśnienie 287,1–302,6 × 10^3 hPa, czas 480 minut.

Na głowicy podczas okresów przypływu nie zaobserwowano wypływu powietrza z przewodu wiertniczego. Stwierdzono całkowity brak przypływu i brak objawów bitumiczności. Krzywe wzrostu ciśnienia są typowe dla utworów o znikomej przepuszczalności, wykluczają one możliwość występowania w badanym interwale poziomu posiadającego właściwości kolektorskie. Obliczeń parametrów złożowych nie przeprowadzano. Temperatura w obrębie badanego poziomu wynosiła na głębokości 4096 m 375° K (102° C). Ciśnienie denne wyniosło 306,1 × 10^3 hPa.

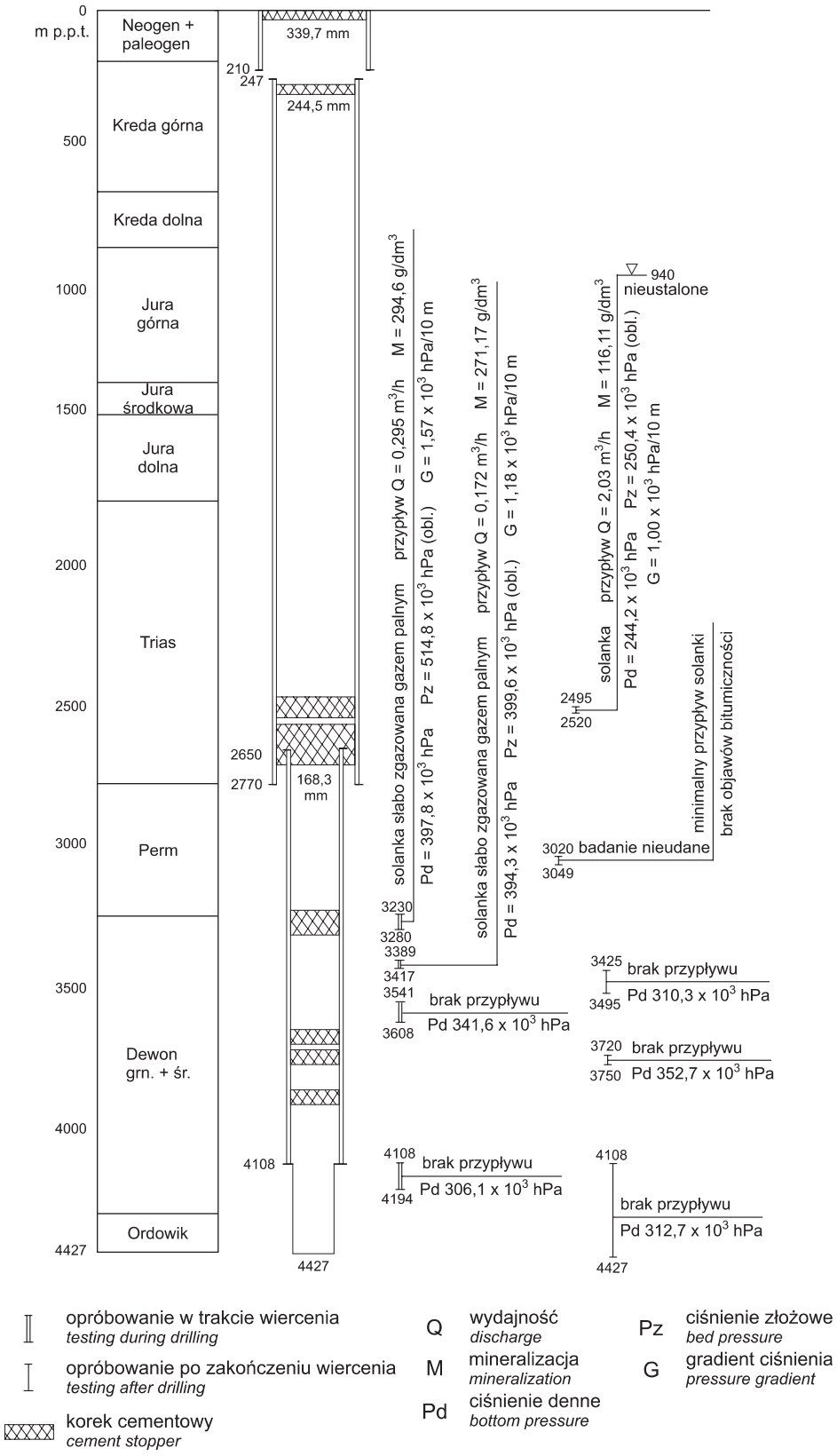


Fig. 45. Schemat opróbowania otworu

Scheme of borehole testing

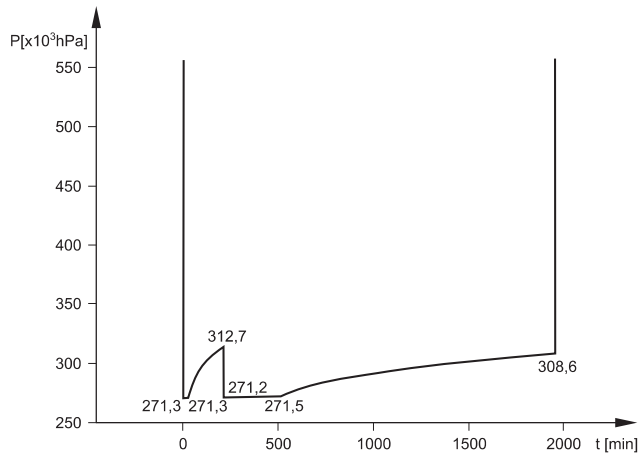


Fig. 46. Opróbowanie poziomu 4427–4108 m

Testing of 4427–4108 m

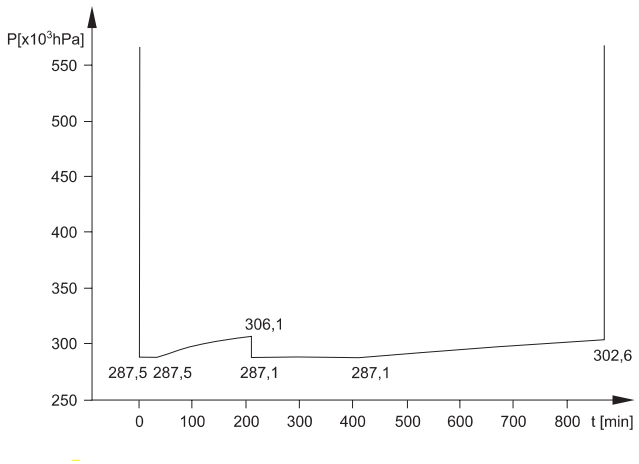


Fig. 47. Opróbowanie poziomu 4194–4108 m

Testing of 4194–4108 m

Opróbowany poziom: 3750–3720 m – dewon (piaskowce margliste, piaskowce dolomityczne, dolomity, mułowce, margle)

Wyniki:

brak przypływu, brak objawów bitumiczności

ciśnienie denne Pd = 352,7 × 10^3 hPa.

Głębokość otworu podczas opróbowania (strop korka cementowego) wynosiła 3850 m. But rur ∅ 168,3 mm znajdował się na głębokości 4108 m, to znaczy poniżej korka cementowego. Poziom udostępniono do badań poprzez perforację rur ∅ 168,3 mm w głębokości 3750–3720 m. Opróbowanie przeprowadzono w dniach 2–4 sierpnia 1990 r. Uszczelniacz próbnika zapięto w głębokości 3701 m. Zastosowano zalewkę – zalano 1655 mb przewodu wiertniczego ponad próbnikiem płuczką wiertniczą o gęstości 1,41 g/cm^3. Opróbowanie wykonano metodą dwukrotnego odcięcia przypływu (fig. 48).

I okres przypływu: ciśnienie 230,4–230,4 × 10^3 hPa, czas 31,1 minut,

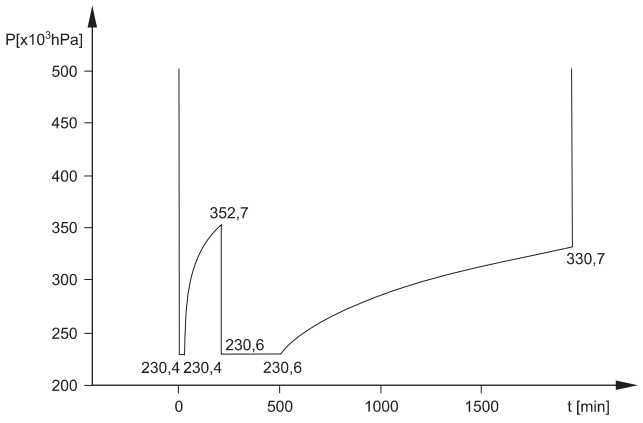


Fig. 48. Opróbowanie poziomu 3750–3720 m

Testing of 3750–3720 m

I okres odbudowy ciśnienia: ciśnienie 230,4–352,7 × 10^3 hPa, czas 177,3 minut,

II okres przypływu: ciśnienie 230,6–230,6 × 10^3 hPa, czas 296 minut,

II okres odbudowy ciśnienia: ciśnienie 230,6–330,7 × 10^3 hPa, czas 1441,3 minut.

Po rozpoczęciu opróbowania na głowicy przez 5 minut obserwowano słaby, stopniowo zanikający wypływ powietrza. W wyniku badań stwierdzono brak przypływu i brak śladów bituminów. Krzywa wzrostu ciśnienia wskazuje na poziom o znikomej przepuszczalności. Obliczeń parametrów złożowych nie wykonano, nie zezwoliły na to uzyskane wyniki. Temperatura w głębokości 3707 m wynosiła 367° K (94° C). Podczas opróbowania, podobnie jak podczas badania poziomu 4427–4108 m obserwowano minimalny, stały samowypływ płuczki z przestrzeni międzyrurowej ∅ 244,5–168,3 mm. Samowypływ ten następował poprzez źle zacementowaną przestrzeń międzyrurową z warstw odsłoniętych pod butem rur ∅ 244,5 mm. Wydajność wypływu wynosiła 3,2 dm^3/h. Ciśnienie denne wynosiło 352,7 × 10^3 hPa. Badany poziom zlikwidowano korkami cementowymi założonymi w głębokościach 3760–3710 i 3689–3639 m.

Opróbowany poziom: 3608–3541 m – dewon (margle, wapienie, piaskowce margliste)

Wyniki:

brak przypływu, brak objawów bitumiczności

ciśnienie denne Pd = 341,6 × 10^3 hPa.

Głębokość otworu podczas badań wynosiła 3608 m. Do głębokości 2770 m był on zarurowany kolumną rur ∅ 244,5 mm. Opróbowanie przeprowadzono w dniach 2–4 lutego 1990 r. Uszczelniacz próbnika zapięto w otworze niezarurowanym, pod butem rur, na głębokości 3541 m. Opróbowany poziom 3608–3541 m był odsłonięty pomiędzy uszczelniaczem a spodem otworu. Zastosowano zalewkę – zalano 2020 mb przewodu wiertniczego nad próbnikiem płuczką wiertniczą o gęstości 1,60 g/dm^3. Opróbowanie wykonano metodą dwukrotnego odcięcia przypływu uzyskując następujące wyniki (fig. 49):

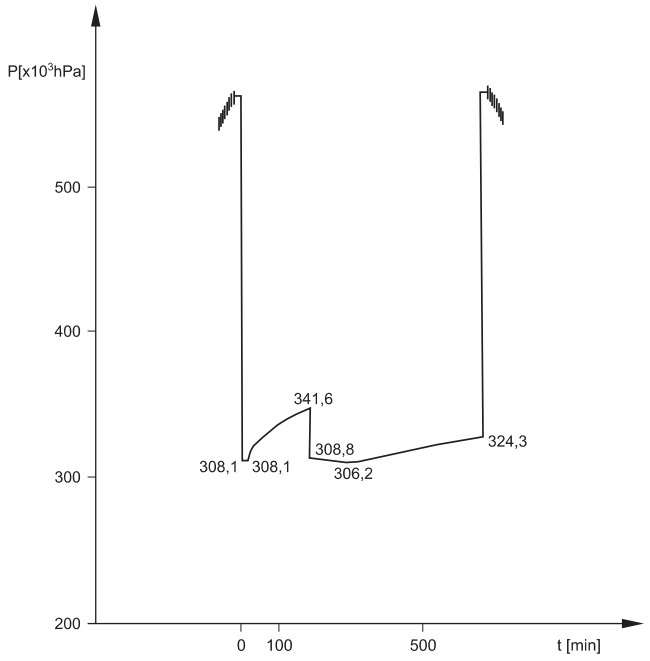


Fig. 49. Opróbowanie poziomu 3608–3541 m

Testing of 3608–3541 m

I okres przypływu: ciśnienie 308,1–308,1 × 10^3 hPa, czas 11 minut,

I okres odbudowy ciśnienia: ciśnienie 308,1–341,6 × 10^3 hPa, czas 182 minut,

II okres przypływu: ciśnienie 308,8–306,2 × 10^3 hPa, czas 120 minut,

II okres odbudowy ciśnienia: ciśnienie 306,2–324,3 × 10^3 hPa, czas 357 minut.

Podczas okresów przypływów na głowicy nie obserwowano wypływu powietrza. Stwierdzono całkowity brak przypływu. Przebieg krzywych odbudowy ciśnienia świadczy, że badany poziom jest nieprzepuszczalny. Wyniki opróbowania nie mogą stanowić podstawy do wykonania jakichkolwiek obliczeń parametrów złożowych. Temperatura pomierzona w głębokości 3542 m wynosiła 360° K (87° C). Ciśnienie denne wynosiło 341,6 × 10^3 hPa. Opróbowanie nie wykazało śladów bitumiczności, mimo iż podczas wiercenia sporadycznie obserwowano w tej głębokości punktowe ślady ropy naftowej.

Opróbowany poziom: 3495–3425 m – dewon (margle, wapienie margliste, piaskowce)

Wyniki:

brak przypływu, brak objawów bitumiczności

ciśnienie denne Pd = 310,3 × 10^3 hPa.

Głębokość otworu podczas opróbowania (strop korka cementowego) wynosiła 3639 m. But rur ∅ 168,3 mm znajdował się na głębokości 4108 m, to znaczy poniżej korka cementowego. Poziom udostępniono do badań poprzez perforację rur ∅ 168,3 mm wykonaną w głębokości 3495–3425 m. Opróbowanie przeprowadzono w dniach 12–14 sierpnia 1990 r. Uszczelniacz próbnika zapięto w rurach ∅ 168,3 mm w głębokości 3401 m. Zastosowano zalewkę – zalano 1348 mb przewodu wiertniczego ponad próbnikiem płuczką wiertniczą o gęstości

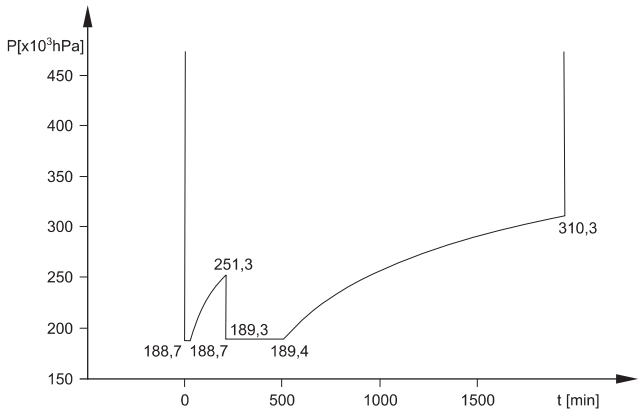


Fig. 50. Opróbowanie poziomu 3495–3425 m

Testing of 3495–3425 m

1,41 g/cm^3. Badanie przeprowadzono metodą dwukrotnego odcięcia przypływu (fig. 50):

I okres przypływu: ciśnienie 188,7–188,7 × 10^3 hPa, czas 29,8 minut,

I okres odbudowy ciśnienia: ciśnienie 188,7–251,3 × 10^3 hPa, czas 177,4 minut,

II okres przypływu: ciśnienie 189,3–189,4 × 10^3 hPa, czas 298,3 minut,

II okres odbudowy ciśnienia: ciśnienie 189,4–310,3 × 10^3 hPa, czas 1440,5 minut.

Podczas opróbowania na głowicy obserwowano tylko chwilowy, słaby wypływ powietrza w momencie otwarcia zaworu. Stwierdzono całkowity brak przypływu i brak śladów bitumiczności. Kształt krzywych wzrostu ciśnienia wskazuje na brak cech zbiornikowych badanego poziomu. Obliczeń parametrów złożowych nie wykonywano. Temperatura w głębokości 3407 m wynosiła 360° K (87° C). Z przestrzeni międzyrurowej następował, podobnie jak przy poprzednich opróbowaniach, minimalny samowypływ płuczki w ilości 1 dm^3/h. Ciśnienie denne wynosiło 310,3 × 10^3 hPa. Badany poziom zlikwidowano wykonując korek cementowy, którego strop znajdował się na głębokości 3215 m.

Opróbowany poziom: 3417–3389 m – dewon (margle, iłowce)

Wyniki:

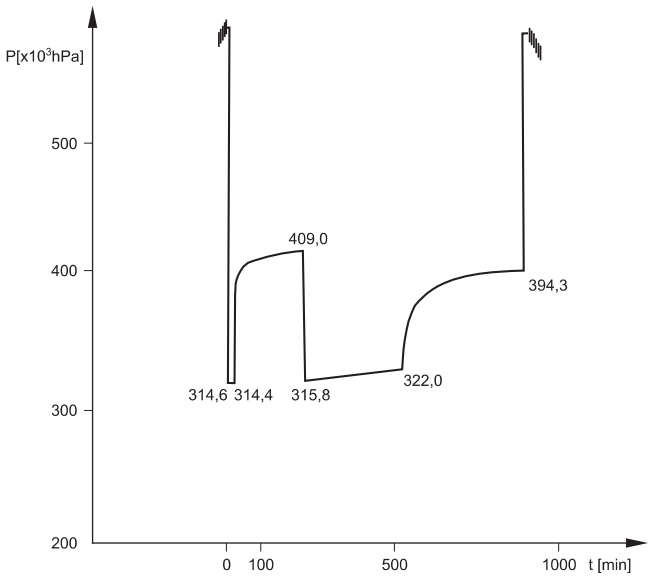
przypływ słabo zgazowanej solanki zanieczyszczonej płuczką wiertniczą

przypływ 0,172 m^3/h

ciśnienie denne Pd = 394,3 × 10^3 hPa

ciśnienie złożowe Pz = 399,6 × 10^3 hPa (obliczone).

Głębokość otworu podczas badań wynosiła 3417 m. But rur ∅ 244,5 mm znajdował się na głębokości 2770 m. Opróbowanie przeprowadzono w dniach 6–7 stycznia 1990 r. Uszczelniacz próbnika zapięto w otworze niezarurowanym pod butem rur, na głębokości 3389 m. Opróbowano poziom zbiornikowy odsłonięty pomiędzy uszczelniaczem a dnem otworu. Jako zalewkę zastosowano płuczkę wiertniczą o gęstości 1,63 g/dm^3, którą zalano 1896 mb przewodu wiertniczego ponad próbnikiem. Badanie przeprowadzono metodą dwukrotnego odcięcia przypływu (fig. 51):



Fig, 51. Opróbowanie poziomu 3417–3389 m

Testing of 3417–3389 m

I okres przypływu: ciśnienie 314,6–314,4 × 10^3 hPa, czas 15 minut,

I okres odbudowy ciśnienia: ciśnienie 314,4–409,0 × 10^3 hPa, czas 211,5 minut,

II okres przypływu: ciśnienie 315,8–322,0 × 10^3 hPa, czas 299 minut,

II okres odbudowy ciśnienia: ciśnienie 322,0–394,3 × 10^3 hPa, czas 359,5 minut.

Tabela 13

Wyniki badań chemicznych solanki pobranej z poziomu 3417–3389 m

Results of chemical analysis of brine sampled at 3417–3389 m interval

Składnik	Zawartość		
	mg/dm^3	mval/dm^3	% mval
Kationy			
NH_4^+	35,0	1,9436	0,041
Fe^T	289,8	15,5651	0,332
Mg^{2+}	1240,1	101,9820	2,182
Ca^{2+}	15727,8	784,8180	16,787
Na^+	86730,5	3771,0451	80,658
Suma	**104023,2**	**4675,3538**	**100,000**
Aniony			
Cl^-	163735,2	4617,3326	98,759
Br^-	799,2	9,9979	0,213
HCO_3^-	1464,0	23,9950	0,514
SiO_3^{2-}	0,0	0,0000	0,000
SO_4^{2-}	1154,1	24,0283	0,514
Suma	**167152,5**	**4675,3538**	**100,000**

Podczas obydwóch okresów przypływu obserwowano słaby, przerywany wypływ powietrza. Do przewodu wiertniczego nad próbnikiem dopłynęło 0,9 m^3 solanki zanieczyszczonej płuczką. Średni przypływ w głębokości 3389–1390 m określono na 0,172 m^3/h. Podczas wiercenia, przy głębokości otworu wynoszącej 3416 m nastąpił zanik 12 m^3 płuczki. Zanik zlikwidowano obniżając gęstość płuczki z 1,72 do 1,63 g/dm^3. W głębokości 3416 m prawdopodobnie nastąpiło rozszczelinowanie skał, co spowodowało, iż ciśnienie złożowe z I cyklu badań jest wyższe od ciśnienia stwierdzonego podczas II cyklu. Za rzeczywiste przyjęto ciśnienie z II cyklu badań. Stwierdzone ciśnienie denne wyniosło 394,3 × 10^3 hPa zaś ciśnienie złożowe wyekstrapolowane 399,6 × 10^3 hPa, czemu odpowiada gradient 1,18 × 10^3hPa/10 m. Współczynnik przepuszczalności wynosi 0,70 mD, a promień zasięgu badania 68 m. Wartość wskaźnika naskórka (skin efekt) wynosi – 1,56. Badany poziom charakteryzuje się więc niską przepuszczalnością, a strefa przyodwiertowa nie jest uszkodzona. Temperatura w głębokości 3390 m wynosi 359° K (86° C). Na rdzeniu wiertniczym z głębokości 3384–3401 m obserwowano ślady ropy naftowej, objawy te się nie potwierdziły podczas opróbowania. Wyniki badań chemicznych wody pobranej podczas opróbowania przedstawiono w tabeli 13.

Uzyskana woda to 27,12% solanka sodowo-chlorkowa, bromkowa, żelazista. Ciężar właściwy solanki wynosi 1,176 g/ml, sucha pozostałość 271,17 mg/dm^3, a pH = 7,06. Solanka nie uległa znaczniejszym przeobrażeniom – wskaźnik hydrochemiczny:

$$\frac{r\text{Na}}{r\text{Cl}} = 0{,}816$$

Jonu jodkowego nie oznaczano, jon bromkowy występuje w ilości 799,2 mg/dm^3. Wykonano także analizę wolnego gazu uzyskanego z odgazowania solanki. Wyniki przedstawiono w tabeli 14.

Suma węglowodorów ciężkich w analizowanym gazie wynosi 0,2277% objętościowych. Jest to gaz ziemny metanowo-azotowy ze znacznie podwyższoną zawartością helu.

Opróbowany poziom: 3280–3230 m – perm górny, dewon (dolomity, margle, wapienie, iłowce)

Wyniki:

przypływ słabo zgazowanej solanki zanieczyszczonej płuczką wiertniczą

przypływ 0,295 m^3/h

ciśnienie denne Pd = 397,8 × 10^3 hPa

ciśnienie złożowe Pz = 514,8 × 10^3 hPa (obliczone).

Głębokość otworu podczas badań wynosiła 3280 m. But rur ∅ 244,5 mm znajdował się na głębokości 2770 m. Opróbowanie przeprowadzono w dniach 17–19 grudnia 1989 r. Uszczelniacz próbnika zapięto w otworze niezarurowanym w głębokości 3230 m. Badano poziom zbiornikowy odsłonięty pomiędzy uszczelniaczem próbnika a dnem otworu. Zastosowano zalewkę – zalano 1816 mb przewodu wiertniczego ponad próbnikiem płuczką solno-barytową o gęstości 1,73 g/cm^3. Badania przeprowadzono metodą dwukrotnego odcięcia przypływu (fig. 52):

I okres przypływu: ciśnienie 339,9–330,6 × 10^3 hPa, czas 6,5 minut,

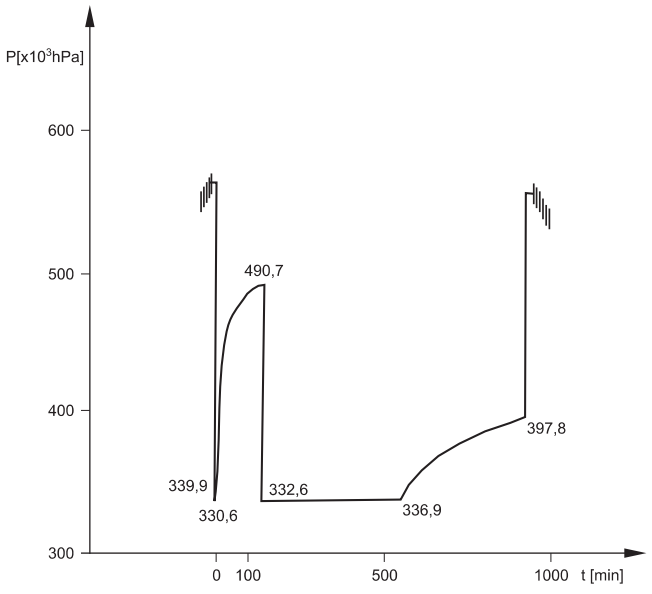
I okres odbudowy ciśnienia: ciśnienie 330,6–490,7 × 10^3 hPa, czas 125,5 minut,

Tabela 14

Analiza gazu pobranego z głębokości 3417–3389 m

Analysis of gas sampled at depth 3417–3389 m

Składnik	Zawartość składników [% obj.]	Zawartość składników [g/Nm^3]
CH_4	57,1662	409,7673
C_2H_6	1,9945	27,0454
C_3H_8	0,2616	5,2416
i-C_4H_{10}	0,0068	0,1814
n-C_4H_{10}	0,0143	0,3865
neo-C_5H_{12}	0,0000	0,0000
i-C_5H_{12}	0,0000	ślady
n-C_5H_{12}	0,0000	ślady
C_6H_{14}	0,0000	0,0000
O_2	0,0000	0,0000
N_2	37,2834	466,2289
He	0,4165	0,7434
H_2	2,8567	2,5653
H_2S	0,0000	0,0000
CO	0,0000	0,0000
Suma	**100,0000**	**932,7768**



Fig, 52. Opróbowanie poziomu 3280–3230 m

Testing of 3280–3230 m

II okres przypływu: ciśnienie 332,6–336,9 × 10^3 hPa, czas 420,5 minut,

II okres odbudowy ciśnienia: ciśnienie 336,9–397,8 × 10^3 hPa, czas 359,5 minut.

Podczas efektywnego przypływu trwającego łącznie 427 minut, tzn. przez przeciąg obydwóch całkowitych okresów przypływu, do przewodu wiertniczego nad próbnikiem dopłynęło 2,1 m^3 solanki skażonej płuczką wiertniczą, słabo zgazowanej gazem palnym. Przypływ objawiał się silnym wypływem powietrza na głowicy przez pierwsze 6,5 minuty, średnim wypływem stopniowo malejącym do słabego, przerywanego przez następne 60 minut i słabym, przerywanym wypływem powietrza przez 360,5 minuty. Średni przypływ w głębokości 3230–1180 m określono na 0,295 m^3/h. Podczas wiercenia, przy głębokości otworu wynoszącej 3280 m, stwierdzono zanik 8 m^3 płuczki wiertniczej, co spowodowało silne zróżnicowanie wartości ciśnień stwierdzonych w obydwóch cyklach opróbowania. Nie wyklucza się nawet efektu rozszczelinowania, na co wskazywałoby zmniejszenie się o 9,3 × 10^3 hPa wartości ciśnienia w trakcie I okresu przypływu. Pełna charakterystyka parametrów złożowych badanego poziomu zbiornikowego nie jest możliwa, można jedynie stwierdzić, że poziom odznacza się niekorzystnymi właściwościami zbiornikowymi. Obliczono wartości ciśnień złożowych w głębokości 3280 m dla obydwóch cykli opróbowania. Ciśnienia złożowe wynoszą: PzI = 514,8 i PzII = 442,3 × 10^3 hPa, czemu odpowiadają gradienty: GI = 1,57 i GII =1,35 × 10^3 hPa/10 m. Temperatura w głębokości 3232 m wynosiła 358° K (85° C). Podczas badań pobrano próbę solanki do badań chemicznych. Wyniki badań przedstawiono w tabeli 15.

Badana woda to 29,46% solanka sodowo-chlorkowa, bromkowa, żelazista. Ciężar właściwy solanki wynosi 1,201 g/ml, sucha pozostałość 294,60 mg/dm^3, a pH = 7,25. Podczas opróbowania nie stwierdzono żadnych objawów wskazujących na możliwość występowania węglowodorów. Na brak w badanym poziomie korzystnych warunków dla zachowania się złóż węglowodorów wskazuje również wysoka wartość wskaźnika hydrochemicznego:

$$\frac{r\mathrm{Na}}{r\mathrm{Cl}} = 0{,}864$$

charakterystyczna dla wód o niewielkim stopniu zaawansowania przemian chemicznych. Wykonano również analizę wolnego gazu uzyskanego z odgazowania solanki. Wyniki przedstawiono w tabeli 16.

Suma węglowodorów ciężkich w analizowanym gazie wynosi 0,9364% objętościowych. Gaz określono jako ziemny gazolinowo-azotowy z podwyższoną do 0,46% obj. zawartością helu.

Opróbowany poziom: 3049–3020 m – perm (dolomit główny)

Wyniki:

opróbowanie nieudane,

stwierdzono brak objawów bitumiczności.

Głębokość otworu podczas opróbowania (strop korka cementowego) wynosiła 3215 m. Badanie przeprowadzono w dniach 19–20 sierpnia 1990 r. Otwór był zarurowany kolumną rur ∅ 244,5 mm od wierzchu do głębokości 2770 m i kolumną rur ∅ 168,3 mm w głębokości 2650–4108 m. Opró-

Tabela 15

Wyniki badań chemicznych solanki pobranej z poziomu 3289–3230 m

Results of chemical analysis of brine sampled at 3289–3230 m interval

Składnik	Zawartość		
	mg/dm^3	mval/dm^3	% mval
Kationy			
NH_4^+	77,5	4,3036	0,085
Fe^T	284,1	15,2588	0,301
Mg^{2+}	1213,1	99,7650	1,967
Ca^{2+}	12129,1	605,2410	11,933
Na^+	99988,7	4347,5080	85,714
Suma	**113692,5**	**5072,0764**	**100,000**
Aniony			
Cl^-	178257,5	5026,8615	99,109
Br^-	460,9	5,7655	0,114
HCO_3^-	1342,0	21,9954	0,434
CO_3^{2-}	0,0	0,0000	0,000
SiO_3^{2-}	0,0	0,0000	0,000
SO_4^{2-}	838,3	17,4540	0,343
Suma	**180898,7**	**5072,0764**	**100,000**

Tabela 16

Analiza gazu pobranego z głębokości 3280–3230 m

Analysis of gas sampled at depth 3280–3230 m

Składnik	Zawartość składników [% obj.]	Zawartość składników [g/Nm^3]
CH_4	57,4523	411,8180
C_2H_6	2,6607	36,0791
C_3H_8	0,7208	14,4426
i-C_4H_{10}	0,0374	0,9978
n-C_4H_{10}	0,1403	3,7923
neo-C_5H_{12}	0,0000	0,0000
i-C_5H_{12}	0,0193	0,5672
n-C_5H_{12}	0,0186	0,6430
C_6H_{14}	0,0000	ślady
N_2	36,8676	461,0293
He	0,4646	0,8293
H_2	1,6184	1,4533
H_2S	0,0000	0,0000
CO	0,0000	0,0000
CO_2	0,0000	0,0000
Suma	**100,0000**	**931,6519**

bowano poziom odsłonięty poprzez wykonaną w głębokości 3049–3020 m perforację bezpociskową rur ∅ 168,3 mm. Uszczelniacz próbnika zapięto w rurach ∅ 168,3 mm w głębokości 2995 m. Zastosowano zalewkę – zalano 1247 mb przewodu wiertniczego ponad próbnikiem płuczką o gęstości 1,55 g/cm^3. Po otwarciu zaworu głównego próbnika przez 2 minuty na głowicy obserwowano silny wypływ powietrza z równoczesnym opadaniem płuczki w przestrzeni pomiędzy przewodem wiertniczym a rurami ∅ 168,3 mm. Opadanie płuczki zaobserwowano już w momencie otwarcia zaworu głównego. Do przewodu wiertniczego nad próbnikiem dopłynęło około 500 dm^3 płuczki. W płuczce nie stwierdzono śladów bituminów. Opróbowanie uznano za nieudane z powodu nieskutecznego zacementowania kolumny rur ∅ 168,3 mm na odcinku pomiędzy perforacją a wierzchem zakładki w rurach ∅ 244,5 mm. Wyniki zapięcia próbnika potwierdza nikły samowypływ płuczki (3,2–1,0 dm^3/h) z przestrzeni międzyrurowej stwierdzony podczas opróbowywania utworów dewonu. Podczas całego okresu prób wykonywanych po zakończeniu wiercenia, począwszy od poziomu 4427–4108 m nie stwierdzono w płuczce wypływającej samoczynnie objawów zgazowania i śladów ropy naftowej. Badany poziom zlikwidowano korkiem cementowym założonym w głębokości 2700–2557 m.

Opróbowany poziom: 2520–2495 m – trias (piaskowce, mułowce)

Wyniki:

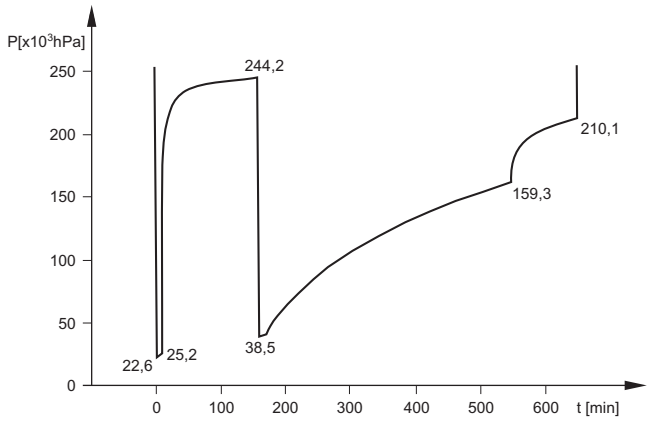
przypływ solanki

przypływ 2,03 m^3/h

ciśnienie denne Pd = 244,2 × 10^3 hPa

ciśnienie złożowe Pz = 250,4 × 10^3 hPa (obliczone)

Głębokość otworu podczas opróbowania (strop korka cementowego) wynosiła 2557 m. Poziom zbiornikowy opróbowano w dniach 28–29 sierpnia 1990 r. Otwór podczas badań był zarurowany kolumną rur ∅ 244,5 mm od wierzchu do głębokości 2770 m oraz kolumną rur ∅ 168,3 mm od głębokości 2650 m do głębokości 4108 m. Poziom udostępniono do badań perforując bezpociskowo rury ∅ 244,5 mm w głębokości 2520–2495 m. Zastosowano zalewkę – zalano 60 mb przewodu wiertniczego ponad próbnikiem wodą o gęstości 1,0 g/cm^3. Opróbowanie wykonano metodą dwukrotnego odcięcia przypływu (fig. 53). Uzyskano następujące wyniki:



Fig, 53. Opróbowanie poziomu 2520–2495 m

Testing of 2520–2495 m

I okres przypływu: ciśnienie 22,6–25,2 × 10^3 hPa, czas 7,8 minut,

I okres odbudowy ciśnienia: ciśnienie 25,2–244,2 × 10^3 hPa, czas 148,1 minut,

II okres przypływu: ciśnienie 38,5–159,3 × 10^3 hPa, czas 390,2 minut,

II okres odbudowy ciśnienia: ciśnienie 159,3–210,1 × 10^3 hPa, czas 103,7 minut.

Podczas oczekiwania na przypływ na głowicy obserwowano dość silny wypływ powietrza, stopniowo zanikający, aż do zaniku pod koniec II okresu przypływu. Podczas efektywnego przypływu trwającego łącznie 398 minut do przewodu wiertniczego nad próbnikiem dopłynęło 13,5 m^3 solanki.

Tabela 17

Wyniki badań chemicznych solanki pobranej z poziomu 2520–2495 m

Results of chemical analysis of brine sampled at 2520–2495 m interval

Składnik	Zawartość		
	mg/dm^3	mval/dm^3	% mval
Kationy			
Na^+	36400,00	1580,0000	79,37
K^+	260,00	6,6500	0,33
Ca^{2+}	5640,00	281,0000	14,12
Mg^{2+}	1420,00	117,0000	5,85
Fe^T	10,00	0,5370	0,03
Mn^{2+}	5,09	0,1850	0,01
Li^+	4,42	0,6370	0,03
Sr^{2+}	211,00	4,8200	0,24
Cu^{2+}	0,28	0,0088	0,00
Pb^{2+}	<0,30	<0,0029	0,00
Ni^{2+}	<0,30	<0,0102	0,00
Zn^{2+}	11,00	0,3370	0,02
Suma	**43962,39**	**1991,1900**	**100,00**
Aniony			
Cl^-	70100,00	1980,0000	98,17
HCO_3^-	293,00	4,8000	0,24
SO_4^{2-}	1430,00	29,7000	1,47
F^-	0,39	0,0205	0,00
Br^-	198,00	2,4800	0,12
J^-	5,60	0,0441	0,00
Suma	**72026,99**	**2017,05**	**100,00**

Średni przypływ w głębokości 2495–940 m wynosi więc 2,03 m^3/h. Ciśnienie denne Pd wynosiło 244,2 × 10^3 hPa zaś wyliczone ciśnienie złożowe Pz = 250,4 × 10^3 hPa, czemu odpowiada gradient ciśnienia złożowego G = 1,00 × 10^3 hPa/10 m. Wyliczono parametry złożowe związane z przypływem: współczynnik przepuszczalności k = 0,74 mD, wskaźnik naskórka (skin efekt) S = -3,27, promień zasięgu badania = 45 m, wskaźnik uszkodzenia strefy przyodwiertowej WU = 0,43. Wyliczone parametry świadczą, że opróbowany poziom zbiornikowy odznacza się niewielką przepuszczalnością, a strefa przyodwiertowa nie jest uszkodzona. Śladów zgazowania i śladów ropy naftowej nie stwierdzono. Temperatura w głębokości 2476 m wynosi 340° K (67° C). Badania chemiczne wykazały, iż w opróbowanym poziomie zbiornikowym triasu dolnego występuje 11,6% solanka sodowo-chlorkowa, żelazista, bromkowa, jodkowa. Skład chemiczny solanki przedstawiono w tabeli 17.

Solanka ta charakteryzuje się ciężarem właściwym 1,08 g/ml, suchą pozostałością wynoszącą 116–112 mg/dm^3 i pH = 6,98. Wskaźnik hydrochemiczny:

$$\frac{r\mathrm{Na}}{r\mathrm{Cl}} = 0{,}80$$

wskazuje na niewielkie przeobrażenie solanki. Nie stwierdzono podwyższonej zawartości pierwiastków biofilnych. Otwór zlikwidowano korkami cementowymi. Badany poziom zamknięto korkiem cementowym, którego strop stwierdzono w głębokości 2460 m. Rury ∅ 244,5 mm wycięto i wyciągnięto z głębokości 247 m. Wykonano korki cementowe w głębokości 260–195 m i 30–0 m.

* * *

Uwagi końcowe. Przeprowadzone opróbowania wykazały, że poziom zbiornikowy dolomitu głównego należy uznać za nieperspektywiczny. Podobnie, za poziom negatywny pod względem zachowania się bituminów uznaje się opróbowane utwory triasu dolnego. Poziomem perspektywicznym mogą być utwory dewonu. Wartości przypływów nieprzekraczające wartości 0,3 m^3/h oraz 5 opróbowań wykazujących brak przypływu świadczą o niekorzystnych własnościach zbiornikowych. Wysokie wartości gradientów ciśnień złożowych, wynoszące 1,18–1,57 × 10^3 hPa/10 m, oraz słabe zgazowanie gazem palnym o zawartości metanu do około 58% objętościowych, wskazywałoby jednak na możliwość niewielkich nagromadzeń węglowodorów w strefach spękań i w korzystnych warunkach strukturalnych. Zwraca uwagę podwyższona zawartość helu w gazie stwierdzonym w utworach dewonu. W przypadku wystąpień nagromadzeń gazu można rozpatrywać możliwość eksploatacji helu.

Hanna MATYJA

PODSUMOWANIE I NAJWAŻNIEJSZE WYNIKI BADAŃ

W niniejszym opracowaniu zawarte są zarówno rezultaty wcześniejszych analiz, jak i najnowsze wyniki badań stratygraficznych, petrograficznych, sedymentologicznych, strukturalnych i geochemicznych, prowadzonych za pomocą nowoczesnych metod badawczych i w ramach rekomendowanych przez Międzynarodową Komisję Stratygrafii jednostek chronostratygraficznych.

W profilu wyróżniono osady ordowiku, dewonu, permu, triasu, jury, kredy, paleogenu i neogenu.

Najstarszymi osadami nawierconymi na głębokości 4427,0 –4297,5 m są osady ordowiku, reprezentowane przez silnie zaburzone tektonicznie drobnoziarniste osady silikoklastyczne: iłowce i mułowce z nielicznymi wkładkami drobnoziarnistych piaskowców. Podrzędnie występują utwory piroklastyczne oraz soczewki skał węglanowych. Są to osady hemipelagiczne oraz osady wygasających prądów zawiesinowych. Zespół skamieniałości śladowych, biorąc pod uwagę również cechy facjalne osadów, w których występują, można uznać za zespół głębokowodny, słabo urozmaicony i zubożony. Wskazuje on na niskoenergetyczne, ubogie w składniki odżywcze, suboksyczne lub dysoksyczne środowisko hemipelagiczne. Analiza palinologiczna pozwoliła udokumentować słabo zróżnicowany taksonomicznie i ubogi w osobniki zespół palinomorf górnego ordowiku. Nieliczne obecne graptolity poziomów *multidens* i *clingani* datują te osady na środkową część brytyjskiego piętra karadok, co zgodnie z rekomendowaną przez Międzynarodową Komisję Stratygraficzną tablicą stratygraficzną, odpowiada w podziale chronostratygraficznym górnej części piętra sand i dolnej części piętra kat.

W profilu Polskie Łąki PIG 1 nie stwierdzono obecności osadów najwyższego ordowiku, syluru i dolnego dewonu. Na osadach górnego ordowiku bezpośrednio leżą utwory dewonu, zidentyfikowane w przedziale głębokości 4297,5–3239,0 m, należące do 5 jednostek litostratygraficznych w randze formacji. Analiza palinologiczna wskazuje, że najstarsze osady dewońskie prawdopodobnie należą do najwyższego emsu lub eiflu, natomiast stropowe partie dewonu datowano na dolny fran. W najniższej części sukcesji dewońskiej, reprezentującej osady ?formacji tucholskiej i ?formacji studnickiej, wykonano szczegółowe profilowanie sedymentologiczne i ichnofacjalne, które stało się podstawą analizy facjalnej osadów silikoklastycznych tej części profilu. Stwierdzono, że czarne iłowce ?formacji tucholskiej reprezentują system depozycyjny laguny, natomiast depozycja przewarstwiających się drobnoziarnistych piaskowców i mułowców ?formacji studnickiej, miała miejsce w środowiskach stożków przelewowych, barier piaszczystych i równi pływowej. Sedymentacja należących już do żywetu mieszanych węglanowo-silikoklastycznych osadów formacji miasteckiej, prawdopodobnie zachodziła w środowiskach równi pływowej, barier piaszczystych i proksymalnej części platformy węglanowej. Węglanowo-margliste osady formacji sianowskiej tworzyły się, jak się wydaje, głównie w środowisku platformy węglanowej, natomiast marglisto-ilaste osady formacji człuchowskiej w środowiskach dystalnej części platformy węglanowej i otwartego szelfu.

W profilu nie stwierdzono osadów najwyższego żywetu, wyższej części franu i famenu, brakuje całego karbonu i niższej części permu. Na osadach dolnego franu leżą zaburzone tektonicznie osady cechsztynu (głęb. 3239,0–2767,0 m), reprezentowane głównie przez anhydryty i sól kamienną. Należą one do cechsztynu PZ1, PZ2 i PZ3.

Osady mezozoiku reprezentowane są przez trias, jurę i kredę. Z tej części profilu dostępnych jest jedynie 5 interwałów rdzeniowanych, wszystkie one reprezentują trias. Stąd wszelkie rozważania dotyczące mezozoiku oparte zostały głównie na porównaniach z bardzo blisko położonym, dobrze rdzeniowanym profilem otworu Korytowo 1.

Trias stwierdzono w interwale 2767,0–1762,5 m. Reprezentowany on jest przez osady najwyższej części dolnego triasu, należące prawdopodobnie do piętra olenek, utwory triasu środkowego zaliczone do pięter anizyk i ladyn, a także triasu górnego, należące do pięter karnik, noryk i retyk.

Osady jury zidentyfikowano w przedziale głębokości 1762,5 –855,0 m. Na podstawie danych karotażowych i porównań z profilem Korytowo 1 wyróżniono dolną, środkową i górną jurę. W jurze dolnej wyróżniono 5 jednostek litostratygraficznych w randze formacji, przypisując je piętrom hetang, synemur, pliensbach i toark. Kontakt jury dolnej ze środkową jest erozyjny, brakuje części toarku, całego aalenu i części bajosu. W obrębie jury środkowej tego regionu, reprezentowanej przez osady wyższej części bajosu, batonu i keloweju, nie wyróżniono do tej pory jednostek litostratygraficznych. Jurę górną charakteryzuje 5 jednostek litostratygraficznych w randze formacji i 1 w randze ogniwa. Osady te należą do oksfordu, kimerydu i tytonu.

Osady kredy wyróżniono w przedziale głębokości 855,0 –179,0 m. W obrębie dolnej kredy wyróżniono 4 formacje i 6 ogniw, a także 2 nieformalne jednostki litostratygraficzne, określone jako warstwy. Zaliczono je do beriasu, walanżynu, hoterywu i barremu po alb. W obrębie kredy górnej nie wyróżniono żadnych jednostek litostratygraficznych, zaliczono te osady do przedziału zawartego między cenomanem a dolnym mastrychtem.

Profil Polskie Łąki PIG 1 wieńczą osady zaliczone do paleogenu (głęb. 179,0–103,0 m) i neogenu (103,0–0,0 m).

Budowa strukturalna utworów paleozoicznych w analizowanych profilach ze strefy Koszalin–Chojnice została ukształtowa-

na wskutek wielofazowych deformacji, zachodzących głównie w reżimie kontrakcyjnym i transpresyjnym. Mniejszy wpływ wywołały deformacje zachodzące w warunkach przesuwczych, ekstensyjnych oraz transtensyjnych. Przejawy procesów nasuwczych, najbardziej charakterystyczne dla analizowanych serii skalnych, wyraźnie zaznaczyły się w utworach ordowickich, dewońskich i permskich, a w sposób mniej czytelny w osadach triasowych. Kontrakcyjne i/lub transpresyjne przemieszczenia nasuwcze zachodziły w tym rejonie wielofazowo i z różną intensywnością. Najstarsze miały miejsce w sylurze (landowerze?; Żaba, Poprawa, 2006), choć biorąc pod uwagę profile ze strefy Koszalin–Chojnice spoza obszaru prezentowanych tu badań, rozpocząć się mogły już w późnym ordowiku i progradując ku przedpolu strefy kolizji mogły stopniowo obejmować tę strefę. Druga faza deformacji kontrakcyjnych i/lub transpresyjnych zachodziła po dewonie a przed triasem, najprawdopodobniej w późnym karbonie oraz we wczesnym permie, zaś kolejna, znacznie słabsza oraz cechująca się dominującą składową przesuwczą, po triasie, najprawdopodobniej w czasie późnokredowo-wczesnopaleogeńskiej inwersji basenu polskiego. W analizowanych utworach ordowiku, dewonu i triasu stwierdzono bardzo liczne przejawy przemieszczeń przesuwczych, w tym zachodzących w warunkach transtensji i transpresji.

Nachylenie badanych utworów oraz zróżnicowanie kątów ich upadu, stopniowo maleje w górę profilu. W dolnym jego odcinku występują kompleksy, które są silniej zdeformowane tektonicznie oraz zdiagenezowane w stosunku do wyżej ległych osadów, od których oddzielają je powierzchnie niezgodności. Na silnie sfałdowanych utworach ordowiku zalega niezgodnie sekwencja dewońska; na granicy między tymi utworami występuje niezgodność kątowa o wartościach wahających się od 10 do ok. 50°.

Utwory górnoordowickie odznaczają się budową fałdową oraz fałdowo-nasunięciową. Stopień komplikacji ich budowy strukturalnej jest zdecydowanie większy niż utworów młodszych. Fałdowy styl utworów górnoordowickich ukształtował się podczas najstarszej deformacji tektonicznej w reżimie kontrakcyjnym. Wskutek tangencjalnych nacisków utworzyły się wtedy makro- i mezofałdy ze zginania, mające charakter fałdów z wyboczenia. Deformacja prowadząca do kształtowania się tych fałdów poprzedziła rozwój ruchów nasuwczych, które spowodowały dodatkowe zafałdowanie skrzydeł wcześniejszych, występujących tylko w utworach ordowiku, makrofałdów. Poprzedziła ona również sedymentację utworów dewońskich.

Wspólne dla utworów ordowickich i dewońskich deformacje prowadzące do rozwoju młodszych struktur fałdowych, były związane z aktywnością przemieszczeń nasuwczych, zachodzących po dewonie co najmniej dwukrotnie. W utworach ordowiku górnego (karadoku) stwierdzono jedną generację struktur fałdowych powstałą jeszcze przed rozpoczęciem depozycji utworów dewonu.

Utwory wyższego syluru (młodszego od landoweru) oraz dewonu wykazują bardzo podobny styl budowy strukturalnej, mają podobne nachylenie, a także wspólnie zostały objęte deformacjami tektonicznymi o podobnym charakterze. Podobieństwo struktur tektonicznych oraz ich sekwencja w utworach wyższego syluru i dewonu wskazuje, że przeszły one podobną ewolucję tektoniczną. Świadczy to, iż deformacje tektoniczne z pogranicza syluru i dewonu miały prawdopodobnie mniejszą rangę niż deformacje śródsylurskie (por. Pożaryski i in., 1982).

Badany profil osadów (ordowik–trias) jest generalnie ubogi w materiał organiczny. Wzbogacone w organikę są jedynie pojedyncze poziomy karadoku, dewonu górnego oraz cechsztynu. Osady permu i triasu zawierają głównie humusowy (gazotwórczy) typ materii organicznej zarówno auto-, jak i alogenicznej.

Osady ordowiku i dewonu charakteryzują się powszechną obecnością „ropotwórczego" materiału organicznego, którego źródłem są algi, współwystępującym ze zwitrynityzowanymi i sfuzynityzowanymi szczątkami organicznymi reprezentowanymi głównie przez graptolity. Dojrzałość termiczna utworów osadów perm–ordowik wzrasta wraz z głębokością pogrążenia od głównej fazy generowania ropy naftowej (cechsztyn–dewon górny) po fazę generowania gazów (dewon środkowy–karadok). Utwory górnego triasu wykazują anomalię stopnia przeobrażenia. Podwyższone wartości współczynnika refleksyjności związane są najprawdopodobniej z utleniającymi warunkami diagenezy osadów lub w czasie postsedymentacyjnym.

Szczegółowe badania materii organicznej występującej w profilu otworu Polskie Łąki PIG 1 pozwalają stwierdzić, iż zawartość węgla organicznego i składników labilnych w utworach triasu i cechsztynu jest mała. Bituminy jakie znajdują się w tych utworach, należy uznać generalnie za związki epigenetyczne z osadem. Wyższa ilość węgla organicznego obecna jest jedynie w utworach górnego dewonu, które ze względu na zawartość materii organicznej mogą być uznawane za „dobre" skały macierzyste dla generowania węglowodorów. Materia organiczna występująca w utworach górnego dewonu generalnie pochodzi z rozkładu bakterii i alg, jest więc dobrym materiałem „ropotwórczym" i jest ona dobrze przeobrażona. W badanym kompleksie skalnym górnego dewonu stwierdza się obecność migrujących składników labilnych. Natomiast utwory środkowego dewonu zawierają niewielką ilość węgla organicznego.

Wykonane badania z zakresu geofizyki wiertniczej umożliwiły rozpoznanie zarówno profilu litologicznego, jak i podstawowych cech petrofizycznych utworów występujących w profilu otworu Polskie Łąki PIG 1. Ze względu na obszerny zakres wykonanych badań petrofizycznych, otwór ten jest jednym z kluczowych, reperowych otworów kalibracyjnych na obszarze centralnej części Niżu Polskiego, spośród najpełniej zbadanych pod względem parametrów petrofizycznych.

Przeprowadzone w profilu opróbowania wykazały, że poziom zbiornikowy dolomitu głównego należy uznać za nieperspektywiczny. Podobnie, za poziom negatywny pod względem zachowania się bituminów uznaje się opróbowane utwory triasu dolnego. Poziomem perspektywicznym mogą być utwory dewonu. Wartości przypływów nie przekraczające wartości 0,3 m^3/h oraz 5 opróbowań wykazujących brak przypływu świadczą o niekorzystnych własnościach zbiornikowych. Wysokie wartości gradientów ciśnień złożowych wynoszące 1,18–1,57×10^3 hPa/10 m oraz słabe zgazowanie gazem palnym o zawartości metanu do około 58% objętościowych wskazywałoby jednak na możliwość niewielkich nagromadzeń węglowodorów w strefach spękań i w korzystnych warunkach strukturalnych. Zwraca uwagę podwyższona zawartość helu w gazie stwierdzonym w utworach dewonu. W przypadku wystąpień nagromadzeń gazu można rozpatrywać możliwość eksploatacji helu.

LITERATURA

ARKHANGELSKAYA A. D.,1985 — Zonalnyje kompleksy spor i stratigrafia niżniego i sredniego diewona Russkoj plity. *W*: Atlas spor i pylcy nieftogazonocnych tołszcz fanierozoja Russkoj i Turanskoj plit (red. W.W Menner, T.W. Bywszewa): 5–14. Moskwa, Nedra.

ARKHANGELSKAYA A. D.,1987 — Nowyj rod i niekotoryje widy spor franskogo jarusa wołgogradskoj obłasti. *Paleont. Žurn*., 1987, **3**: 84–91.

ASHRAF A. R., UTSCHER, T., RIEGEL W. 1991 — Sporen--Assoziationen aus dem Oberems der mittleren Eifel (Rheinisches Schiefergebirge). *Palaeontographica* Abt. B, **221**: 153–170.

AVKHIMOVITCH V.I., TCHIBRIKOVA E.V., OBUKHOVSKAYA T.G., NAZARENKO A.M., UMNOVA V.T., RASKATOVA L.G., MANTSUROVA V.N., LOBOZIAK S., STREEL, M., 1993 — Middle and Upper Devonian miospore zonation of Eastern Europe. *Bull. Centr. Rech. Explor.-Prod. Elf. Aqitaine*, **17**: 79–147.

BALDWIN B., BUTLER C.O., 1985 — Compaction curves. *AAPG Bull*., **69**, 4: 622–626.

BARSKI M., 2000 — Stratygrafia dinoflagellatowa i palinofacje wyższej części jury środkowej Kujaw. Praca doktorska. Arch. Wydz. Geol. UW.

BEDNARCZYK W., 1974 — The Ordovician in the Koszalin--Chojnice region (Western Pomerania). *Acta Geol. Pol.*, **24**, 4: 581–600.

BEDNARCZYK W.S, STEMPIEŃ-SAŁEK M., WRONA R., 1999 — Integrated biostratigraphy (graptolite, acritarch and chitinozoan) of the subsurface Caradocian in Pomerania, NW Poland, *Acta Univ. Carolinae Geol*., **43**: 53–54.

BEIER H., KATZUNG G., 2001 — The deformation history of the Rügen Caledonides (NE Germany) – implications from the structural inventory of the Rügen 5 borehole. *N. Jb. Geol. Paläont., Abh*., **222**: 269–300.

BEYNON B.M., PEMBERTON S.G., 1992 — Ichnological signature of a brackish water deposit: an example from the Lower Cretaceous Grand Rapid Formation, Cold Lake Oil Sands Area, Alberta. SEPM Core Workshop, 17: 199–222.

BIELECKA W. J., SZTEJN. 1966 — Stratygrafia warstw przejściowych między jurą a kredą na podstawie mikrofauny. *Kwart. Geol*., **10**, 1: 96–113.

BOSTIC N.H., 1973 — Time as a factor in thermal metamorphism of phytoclasts (coal particles). C.R. 7, Congr. Int. Strat. Geol. Carbonifere, Krefeld. 1971, 2: 183–193.

BUŁA Z., 2000 — Dolny paleozoik Górnego Śląska i zachodniej Małopolski. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **171**: 5–69.

BUŁA Z., JACHOWICZ M., ŻABA J., 1997 — Principal characteristics of the Upper Silesian Block and Małopolska Block border zone (Southern Poland). *Geol. Mag*., **134**, 5: 669–677.

CLIFTON T.R., 1983 — Discrimination between subtidal and intertidal facies in Pleistocene deposits, Willapa Bay, Washington. *Journ. Sediment. Petrol*., **53**: 353–369.

DADLEZ J., DADLEZ R., 1987 — Facje neokomu między Mogilnem a Kołem. *Kwart. Geol*., **31**, 4: 695–724.

DADLEZ R., 1969 — Stratygrafia liasu w Polsce Zachodniej. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **57**: 5–92.

DADLEZ R., 1978 — Podpermskie kompleksy skalne w strefie Koszalin–Chojnice. *Kwart. Geol*., **22**, 2: 269–301.

DADLEZ R., 1982 — W sprawie interpretacji profilu starszego paleozoiku w otworze Toruń 1. *Prz. Geol*., **30**, 6: 273–276.

DADLEZ R., 1989 — Epicontinental Permian and Mesozoic basins in Poland. *Kwart. Geol.*, **33**: 175–198.

DADLEZ R., 1997a — Epicontinental basins in Poland: Devonian to Cretaceous – relationships between the crystaline basement and sedimentary infill. *Kwart. Geol*., **41**, 4: 419–432.

DADLEZ R., 1997b — Tektonika kompleksu permsko-mezozoicznego. Ogólne rysy tektoniczne bruzdy środkowopolskiej. *W*: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (red. S. Marek, M. Pajchlowa). *Pr. Państw. Inst. Geol*., **153**: 410–413.

DADLEZ R. (red.), 1998 — Mapa tektoniczna kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na Niżu Polskim, skala 1:500 000. Wyd. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

DADLEZ R., 2000 — Pomeranian Caledonides (NW Poland), fifty years of controversies: a review and a new concept. *Geol. Quart*., **44**, 3: 221–236.

DADLEZ R., DEMBOWSKA J., 1965 — Budowa geologiczna parantyklinorium pomorskiego. *Pr. Inst. Geol*., **40**: 5–175.

DADLEZ R., KOPIK J., 1972 — Wybrane problemy stratygrafii i sedymentacji liasu między Świnoujściem a Gryficami. *Kwart.Geol*., **16**, 3: 620–636.

DADLEZ R., NARKIEWICZ M., STEPHENSON R.A., VISSER M.T.M., VAN WESS J-D., 1995 — Tectonic evolution of the Mid-Polish Trough: modelling implications and significance for central European geology. *Tectonophysics*, **252**: 179–195.

DALLMEYER R.D., GIESE U., GLASMACHER U., PICKEL W., 1999 — First ^{40}Ar–^{39}Ar age constraints for the Caledonian evolution of the Trans-European Suture Zone in NE Germany. *J. Geol. Soc*., **156**, 2: 279–290.

DAYCZAK-CALIKOWSKA K., 1959 — Kelowej w otworze Kcynia IG IV. *Prz. Geol*., **7**, 6: 263–265.

DAYCZAK-CALIKOWSKA K., 1977 — Baton górny i kelowej w północno-zachodniej Polsce. *Pr. Inst. Geol*., **84**: 5–69.

DAYCZAK-CALIKOWSKA K. 1987 — Jura środkowa. *W*: Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża (red. A. Raczyńska). *Pr. Inst. Geol.*, **119**: 116–123.

DECZKOWSKI, Z., FRANCZYK, M. 1988 — Palomiąższości, litofacje i paleotektonika noryku i retyku na Niżu Polskim. *Kwart. Geol*., **32**, 1: 93–104.

DEMBOWSKA J., 1959 — Zarys stratygrafii liasu i doggeru okolicy Szubina. *Prz. Geol*., **7**, 6: 265–268.

DEMBOWSKA J., 1964 — Opracowanie stratygraficzne utworów z czterech wierceń w okolicy Kcyni. *Biul. Inst. Geol*., **175**: 7–86.

DEMBOWSKA J., 1973 — Portland na Niżu Polski. *Pr. Inst. Geol*., **70**: 5–107.

DEMBOWSKA J., 1979 — Systematyzowanie litostratygrafii jury górnej w Polsce północnej i środkowej. *Kwart. Geol*., **23**, 3: 617–630.

DILLENBURG S.R., TOMAZELLI L.J., BARBOZA E.G., 2004 — Barrier evolution and placer formation at Bujuru southern Brazil. *Mar. Geol.*, **203**: 43–56.

DZIADZIO P.S., GAŻDZICKA E., PLOCH I., SMOLEŃ J., — 2004. Biostratigraphy and sequence stratigraphy of the Lower Cretaceous in central and SE Poland. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **74**, 2: 125–196.

EINSELE G.E., 2000 — Sediments of tidal flats and barrier-island – lagoon complexes. *W*: Sedimentary Basins. Evolution, Facies, and Sediment Budget (G. E.Einsele): 109–124, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.

FELDMAN-OLSZEWSKA A., 2005 — Środowiska sedymentacji w jurze środkowej Kujaw. Praca doktorska. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

FILLION D., PICKERILL R.K.,1990 — Ichnology of the Upper Cambrian? to Lower Ordovician Bell island and Wabana Groups of eastern Newfoundland, Canada. *Palaeontgraph. Canad.*, 7: 1–120.

FLEMMING B.W., 1977 — Langebaan Lagoon: a mixed carbonate-siliciclastic tidal environment in a semi-arid climate. *Sediment. Geol.*, **18**: 61–95.

FLÜGEL E., 2004 — Microfacies of carbonate rocks. Analysis, interpretation and application. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.

FRANCZYK M., 1983 — Stratygrafia i paleontologia. Retyk i jura dolna. *W*: Budowa geologiczna niecki warszawskiej (płockiej) i jej podłoża (red. S. Marek). *Pr. Inst. Geol.*, **103**: 124–138.

FRANCZYK M., 1987 — Stratygrafia i rozwój sedymentacji. Jura dolna. *W*: Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża (red. A. Raczyńska). *Pr. Inst. Geol.*, **119**: 111–116.

FROST R.T.C., FITCH F.J., MILLER J.A., 1981 — The age and nature of the crystalline basement of the North Sea Basin. *W*: Petroleum geology of the continental shelf of the North-West Europe (red. L.V. Illing, G.D. Hobson): 43–64 . London.

FUGLEWICZ R., PREJBISZ A., 1981 — Devonian megaspores from NW Poland. *Acta Palaeont. Pol.*, **26**, 1: 55–72.

GAJEWSKA I., 1978 — Stratygrafia i rozwój kajpru w północno-zachodniej Polsce. *W*: Stratygrafia kajpru w Polsce. *Pr. Inst. Geol.*, **87**: 5–59.

GAJEWSKA I., 1988a — Paleomiąższości i litofacje wapienia muszlowego i kajpru dolnego oraz paleotektonika triasu środkowego na Niżu Polskim. *Kwart. Geol.*, **32**, 1: 73–82.

GAJEWSKA I., 1988b — Paleomiąższości, litofacje i paleotektonika kajpru górnego na Niżu Polskim. *Kwart. Geol.*, **32**, 1: 83–92.

GAJEWSKA I., 1997 — Trias górny. Kajper. Litostratygrafia i litofacje. Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika. *W*: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (red. S. Marek, M. Pajchlowa). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **143**: 166–172.

GAŁUS A., 1990 — Dokumentacja końcowa wyników badań geofizyki wiertniczej w otworze Polskie Łąki PIG 1. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

GAUPP R., BATTEN D.J., 1985 — Maturation of organic matter in Cretaceous strata of the Northern Calcareous Alp. *N. Jb. Geol. Paleont. Mh.* **3**: 157–175.

GIENTKA D., SZEWCZYK J., 1996 — Opis profilu litologicznego w systemie GEOFLOG. *Prz. Geol.*, **44**, 6: 555–556.

GIESE U., HANDLER R., NEUBAUER F., WEBER J., 2001 — ^{40}Ar–^{39}Ar-Laser-analyses of detrital white mica from the pre-Carboniferous of the Loissin 1 borehole – implications fort he deeper subsurface of NE Germany. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **222**, 1/2: 253–268.

GŁAZEK J., KARWOWSKI Ł., RACKI G., WRZOŁEK T., 1981 — The Early Devonian continental/marine succession at Chęciny in the Holy Cross Mts, and its paleogeographic and tectonic significance. *Acta Geol. Pol.*, **31**, 3–4: 233–250.

GONDEK B., 1980 — Geochemia n-alkanów występujących w skałach osadowych Niżu Polskiego. *Pr. Inst. Geol.*, **97**: 1–43.

GOOSSENS, H., J.W. DE LEEUW, P.A. SCHENCK, S,C. BRASSELL, 1984 — Tocopherols as likely precursors of pristane in ancient sediments and crude oils. *Nature*, **312**: 440–442.

GÓRKA H., 1969 — Microorganismes de l'Ordivicien de Pologne. *Palaeont. Pol.*, **22**: 1–97.

GRADSTEIN F.M., OGG J.G., 1996 — A Phanerozoic time scale. *Episodes,* **19**, 1–2.

GRADSTEIN F.M., OGG J.G., SMITH A.G. (red.), 2004 — A Geologic Time Scale 2004. Cambridge University Press, Cambridge.

GRADZIŃSKI R., DOKTÓR M., 1996 — Heterolityczne osady pływowe w serii paralicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Prz. Geol.*, **44**, 11: 1089–1094.

GROTEK I., 1992 — Charakterystyka petrograficzna materii organicznej. *W*: Dokumentacja wynikowa otworu wiertniczego Polskie Łąki PIG 1. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

GROTEK I., 2006 — Dojrzałość termiczna materii organicznej z utworów pokrywy osadowej pomorskiego odcinka TESZ, basenu bałtyckiego oraz obszarów przyległych. *W*: Ewolucja facjalna, tektoniczna i termiczna pomorskiego segmentu szwu transeuropejskiego oraz obszarów przyległych (red. H. Matyja, P. Poprawa). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **186**: 253–270.

HERTWECK G., 1994 — Zonation of bentos and lebenspuren in the tidal flats of the Jade Bay, southern North Sea. *Senckenberg. Maritima*, **24**: 157–170.

INTERNATIONAL COMMITTEE for coal and organic petrology, 1994 — Vitrinite Classification. ICCP System. ICCP Aachen.

IWANOW A., 1998 — Paleogeografia późnego piaskowca pstrego, wapienia muszlowego, kajpru i retyku. Tablice 15–19, 22–26. *W*: Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez, S. Marek i J. Pokorski). Państw. Inst. Geol. Wyd. Kartograf. Pol. Agencji Ekol., Warszawa.

JACOB H., 1972 — Microscop-Photometrie der organischen Stoffe von Böden. 1. Organopetrographische Nomenklatur und mikroskop-photometrische. *Methodik Bodenkultur*, **23**: 217–226.

JAROSIŃSKI M., 2004 — Profile strukturalne otworów wiertniczych ze strefy Radom–Kraśnik i północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *W*: Paleozoiczna Akrecja Polski. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst.Geol., Warszawa.

JAWOROWSKI K., 2000 — Facies analysis of the Silurian shale-siltstone succession in Pomerania (northern Poland). *Geol. Quart.*, **44**, 3: 297–316.

KEDO, G. I., OBUKHOVSKAYA T. G., 1981 — Srednij diewon Pribaltiki i Siewiero-Wostocznoj Biełorussii. *W*: Diewon i karbon Pribaltiki (red. W.S. Sorokin, Ł.A. Liarskaja, Ł.S. Saawatowa): 419–436. Ryga, Zinatnie.

KIM Y.H., LEE H.J., CHUN S.S., HAN S.J., CHOUGH S.K., 1999 — Holocene transgressive stratigraphy of a macrotidal flat in the southeastern Yellow Sea: Gomso Bay, Korea. *J. Sediment. Res.*, **69**: 328–337.

KOOPMANS M.P., RIJPSTRA I.C., KLAPWIJK M.M., de LEEUW J.W., LEWAN M.D., SINNINGHE DAMSTE J.S., 1999 — A thermal and chemical degradation approach to decipher pristine and phytane precursors in sedimentary organic matter. *Organic Geochemistry*, **30**: 1089–1104.

KOPIK J., 1998 — Jura dolna i środkowa północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **378**: 67–120.

KOTARBA M.J., KOWALSKI A., WIĘCŁAW D., 1994 — Nowa metoda obliczeń wskaźnika CPI i wykorzystanie badań dystrybucji n-alkanów i izoprenoidów w prospekcji naftowej. Sympo-

zjum IGNiG w Balicach k/ Krakowa – Badania geochemiczne petrofizyczne w poszukiwaniach ropy naftowej i gazu ziemnego: 82–91.

KOZŁOWSKI W., DOMAŃSKA J., NAWROCKI J., PECSKAY Z., 2004 — The provenance of the Upper Silurian greywackes from the Holy Cross Mountains (Central Poland). *Mineral. Soc. Poland, Spec. Pap*., **24**: 251–254.

KRAMARSKA R., KRZYWIEC P., DADLEZ R., JEGLIŃSKI W., PAPIERNIK B., PRZEZDZIECKI P., ZIENTARA P., 1999 — Mapa geologiczna dna Bałtyku bez utworów czwartorzędowych. Skala 1: 500 000. Państw. Inst. Geol. Warszawa–Gdańsk.

KRÓLIKOWSKI C., PETECKI Z., DADLEZ R., 1996 — Vertical discontinuities in the Earth's crust of the TESZ in Poland – gravity data. *Kwart. Geol*., **40**, 2: 155–168.

KRÓLIKOWSKI C., PETECKI Z., ŻÓŁTOWSKI Z., 1999 — Główne jednostki strukturalne w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej w świetle danych grawimetrycznych. *Biul. Państw. Inst. Geol*., **386**: 5–58.

KRZYWIEC P., 2002 — Mid-Polish Trough inversion – seismic examples, main mechanisms, and its relationship to the Alpine-Carpathian collision. *W*: Continental Collision and the Tectonosedimentary Evolution of Forelands (red. G. Bertotti, K. Schulmann, S. Cloetingh). *European Geophys. Soc., Spec. Publ.*, Ser., **1**: 233–258.

KUBIATOWICZ W., 1983 — Małżoraczki z osadów górnej jury i neokomu Polski Środkowej. *Acta Geol. Pol*., **33**, 1–4: 1–72.

KUTEK J., 1994 — The Scythicus Zone (Middle Volgian) in Poland; its ammonites and biostratigraphical subdivision. *Acta Geol. Pol*., **44**, 1-2: 1–33.

KUTEK J., ZEISS A., 1997 — The highest Kimmeridgian and Lower Volgian in Central Poland; their ammonites and biostratigraphy. *Acta Geol. Pol.*, **47**, 3-4: 107–198.

LESZCZYŃSKI K., 2002 — Late Cretaceous inversion and salt tectonics in the Koszalin-Chojnice and Drawno-Człopa-Szamotuły zones, Pomeranian sector of the Mid-Polish Trough. *Geol. Quart*., **46**, 3: 347–362.

LESZCZYŃSKI S., SEILACHER A., 1991 — Ichnocoenoses of a turbidite sole. *Ichnos*, **1**: 293–303.

LESZCZYŃSKI S., UCHMAN A., 1993 — Biogenic structures of organics-poor siliciclastic sediments: examples from Paleogene variegated shales, Polish Carpatians. *Ichnos*, **2**: 267–277.

LIPIEC M., MATYJA H., 1998 — Architektura depozycyjna basenu dolnokarbońskiego na obszarze pomorskim. *W*: Analiza basenów sedymentacyjnych Niżu Polskiego (red. M. Narkiewicz). *Pr. Państw. Inst. Geol*., **165**: 101–112.

LOBOZIAK S., STREEL M. (1980) — Miospores in Givetian to lower Frasnian sediments dated by condonts from the Boulonnais, France. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **29**: 285–299.

LOBOZIAK S., STREEL M., WEDDIGE K., 1991 — Miospores, the lemurata and triangulatus levels and their faunal indices near the Eifelian/Givetian boundary in the Eifel (F. R. G.). *Ann. Soc. Géol. Belg*., **113**: 299–313.

LOPATIN N.V., 1971 — The influence of temperature and geologic time on the catagenetic processes of coalification and petroleum and gas formation. *W*: Study of organic matter in recent and old sediments. 361–366. Nauka Press, Moscow. (po rosyjsku).

ŁOBANOWSKI H., 1968 — Wstępne dane o dewonie w strefie strukturalnej Chojnic (pn.-zach. Polska). *Acta Geol. Pol*., **18**, 4: 765–786.

MALEC J., TURNAU E., 1997 — Middle Devonian conodont, ostracod and miospore stratigraphy of the Grzegorzowice-Skały section, Holy Cross Mountains, Poland. *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci*., **45**: 67–86.

MALIŃSKI E., WITKOWSKI A., 1988 — Węglowodory jako biomarkery – źródła ich pochodzenia, znaczenie i wykorzystanie w geochemii organicznej. *Prz. Geol*., **4**: 230–234.

MAREK S., 1968 — Zarys stratygrafii kredy dolnej niecki brzeżnej. *Kwart. Geol*., **12**, 2: 345–368.

MAREK S., 1988 — Paleomiąższości, litofacje i paleotektonika epikontynentalnej kredy dolnej w Polsce. *Kwart. Geol*., **32**, 1: 157–174.

MAREK S., PAJCHLOWA M. (red.), 1997 — Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**: 1–452.

MAREK S., RACZYŃSKA A., 1979 — Obecny podział litostratygraficzny epikontynentalnej kredy dolnej w Polsce i propozycje jego uporządkowania. *Kwart. Geol*., **23**, 3: 631–637.

MATYJA B.A., MERTA T, WIERZBOWSKI A., 1985 — Stratygrafia i litologia utworów jurajskich struktury Zalesia. *W*: Utwory jurajskie struktury Zalesia na Kujawach i ich znaczenie surowcowe: 19–29. Wyd. Geol. Warszawa.

MATYJA B.A., WIERZBOWSKI A., 1981 — Stratygrafia i pozycja facjalna osadów górnojurajskich okolic Barcina i Piechcina na tle obszarów przyległych. *Kwart. Geol.*, **25**, 3: 513–526.

MATYJA B.A., WIERZBOWSKI A., 1985 — Rozwój sedymentacji i zróżnicowanie facjalne w jurze górnej struktury Zalesia. *W*: Utwory jurajskie struktury Zalesia na Kujawach i ich znaczenie surowcowe: 30–35. Wyd. Geol. Warszawa.

MATYJA B.A., WIERZBOWSKI A., 1998 — Profil wiercenia Kcynia IG IV i jego znaczenie dla stratygrafii i paleogeografii oksfordu i dolnego kimerydu. *Biul. Państw. Inst. Geol*., **382**: 35–70.

MATYJA B.A., WIERZBOWSKI A., 2000a — Biostratigraphical correlations between the Subboreal Mutabilis Zone and the Submediterranean upper Hypselocyclum-Divisum Zones of the Kimmeridgian: new data from northern Poland. GeoResearch Forum, 6: 129–136. Trans. Tech. Publications, Switzerland.

MATYJA B.A., WIERZBOWSKI A., 2000b — Podział chronostratygraficzny górnej jury pozakarpackiej Polski. I Spotkanie Polskiej Grupy Roboczej Systemu Jurajskiego „Jurassica", Wiktorowo. Abstrakty: 18.

MATYJA H., 1993 — Upper Devonian of Western Pomerania. *Acta Geol. Pol.*, **42**, 1/2: 27–94.

MATYJA H., 1998 — Architektura depozycyjna basenu dewońskiego na obszarze pomorsko-kujawskim. *W*: Analiza basenów sedymentacyjnych Niżu Polskiego (red. M. Narkiewicz). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **165**: 73–88.

MATYJA H., 2000 — Stratygrafia, sekwencje węglanowych środowisk sedymentacyjnych, architektura facjalna i historia rozwoju facjalnego. *W*: Architektura facjalna i historia rozwoju facjalnego środkowodewońskiego basenu epikontynentalnego Polski północnej. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

MATYJA H., 2004 — Stratygrafia, węglanowe systemy depozycyjne dewonu środkowego i franu, architektura facjalna. W: Rozwój transgresji środkowodewońskiej i wczesnofrańskiej i jej zapis w mieszanych, klastyczno-węglanowych środowiskach marginalnomorskich (modele facjalne, stratygrafia sekwencji). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

MATYJA H., 2006 — Stratygrafia i rozwój facjalny utworów osadów dewonu i karbonu w basenie pomorskim i w zachodniej części basenu bałtyckiego a paleozoiczna paleogeografia północnej części TESZ. *W*: Ewolucja facjalna, tektoniczna i termiczna pomorskiego segmentu szwu transeuropejskiego oraz obszarów przyległych (red. H. Matyja, P. Poprawa). *Pr. Państw. Inst. Geol*., **186**: 79–122.

MATYJA H., PACZEŚNA J., TURNAU E., 2000 — Architektura facjalna i historia rozwoju facjalnego środkowodewońskiego

basenu epikontynentalnego Polski północnej. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

MATYJA H., STEMPIEŃ-SAŁEK M., 1994 — Devonian/Carboniferous boundary and the associated phenomena in Western Pomerania (NW Poland). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, **116**, 2: 249–263.

MATYJA H., TURNAU E., 1989 — Conodonts and spores from the Devonian/Carboniferous boundary beds in Poland. XI Congrčs International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère Bejing, *Compte Rendu*, **3**: 61–72.

MATYJA H., TURNAU E., w przygotowaniu — Correlation of the Middle Devonian and Frasnian deposits, based on miospore and conodont data, Western Pomerania (NW Poland). *Ann. Soc. Geol. Pol.*

MATYJA H., TURNAU E., ŻBIKOWSKA B., 2000 — Lower Carboniferous (Missisippian) stratigraphy of northwestern Poland: conodont, miospore and ostracod zones compared. *Ann. Soc. Geol. Pol*., **70**, 3/4: 193–217.

McCANN T., ŠLIAUPA S., POPRAWA P., NARKIEWICZ M., MATYJA H., LIPIEC M., LAZAUSKIENĖ J., 1997 — The Devonian-Carboniferous tectonic evolution of selected intracratonic and passive margin basins from Central and Eastern Europe: constraints from subsidence analysis. *Terra Nostra*, **97**, 11: 85–89.

McGREGOR, D.C., 1960 — Devonian spores from Melville Island, Canadian Arctic Archipelago. *Palaeontology*, **3**: 26–44.

MCGREGOR, D. C., 1979 — Devonian spores from the Barrandian region of Czechoslovakia and their significance from interfacies correlation. *Geol. Surv. Canada. Pap*., **79**-1B: 189–197.

McGREGOR D.C., 1981 — Spores and the Middle-Upper Devonian boundary. *Rev. Palaeobot. Palynol*., **34**: 25–47.

McGREGOR D.C., CAMFIELD, M., 1976 — Upper Silurian? to Middle Devonian spores of the Moose River Basin, Ontario. *Geol. Surv. Canada Bull*., **263**: 1–63.

McGREGOR D.C., CAMFIELD M., 1982 — Middle Devonian miospores from the Cape de Bray, Weatherall, and Hecla Bay formations of northeastern Melville Island, Canadian Arctic. *Geol. Surv. Canada Bull*., **348**: 1–105.

McGREGOR D.C., PLAYFORD G., 1992 — Canadian and Australian Devonian spores: zonation and correlation. *Geol. Surv. Canada Bull.*, **438**: 1–124.

McGREGOR D.C., UYENO T.T., 1972 — Devonian spores and conodonts of Melville and Bathurst Islands, District of Franklin. *Geol. Surv. Canada, Pap.*, **71**, 13: 1–36.

MEISSNER R., SADOWIAK P., THOMAS S.A. i in. (Babel Working Group), 1994 — East Avalonia, the third partner in the Caledonian collisions: evidence from deep seismic reflection data. *Geol. Rundsch*., **83**: 186–196.

MIALL A.D., 1978 — Lithophacies types and vertical profile models in braided rivers: a summary. *W*: Fluvial Sedimentology. *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem*., **5**: 597–604.

MIALL A.D., 2000 — Principles of Sedimentary Basins. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.

MIKULAŠ R., 1994 — Trace fossils at the Arenig–Llanvirn boundary (Ordovician, Czech Republic). *J. Czech Geol. Soc.*, **39**: 205–213.

MIKULAŠ R., 1998 — Ordovician of the Barrandian area: Reconstruction of the sedimentary basin, its benthic communities and ichnoassemblages. *J. Czech Geol. Soc.*, **43**: 143–161.

MIŁACZEWSKI L., 1979 — Litologia i stratygrafia dewonu na Pomorzu. Konferencja Naukowa, Tuczno: 176–189. Piła.

MIŁACZEWSKI L., 1986 — Dewon na Pomorzu. Konferencja Naukowa, Tuczno: 77–88. Piła.

MIŁACZEWSKI L., 1992 — Dewon. *W*: Dokumentacja wynikowa otworu badawczego Polskie Łąki PIG 1. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

MIZERSKI W., SKUREK-SKURCZYŃSKA K., 2000 — Problemy tektoniki zachodniego przedpola platformy wschodnioeuropejskiej w Polsce – fakty, interpretacje, otwarte kwestie. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **393**: 115–133.

MODLIŃSKI Z., 1968 — Ordowik na Pomorzu Zachodnim. *Kwart. Geol.*, **12**, 3: 488–492.

MODLIŃSKI Z. 1973. Stratygrafia i rozwój ordowiku w północno-wschodniej Polsce. *Pr. Inst. Geol*., **72**: 1–74.

MODLIŃSKI Z., 1978 — Uwagi o rozprzestrzenieniu osadów piroklastycznych w ordowiku na Niżu Polskim. *Kwart. Geol.*, **22**, 1: 49–58.

MODLIŃSKI Z., 1992 — Ordowik. *W*: Dokumentacja wynikowa otworu badawczego Polskie Łąki PIG 1 (red. L. Miłaczewski i in.). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

MOLDOWAN J.M., SEIFERT W.K., GALLEGOS E.J., 1985 — Relationship between petroleum composition and depositional environment of petroleum source rocks. *Bull Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **69**: 1255–1268.

NARKIEWICZ M., POPRAWA P., LIPIEC M., MATYJA H., MIŁACZEWSKI L., 1998 — Pozycja paleogeograficzna i tektoniczna a rozwój subsydencji dewońsko-karbońskiej obszaru pomorskiego i radomsko-lubelskiego. *W*: Analiza basenów sedymentacyjnych Niżu Polskiego (red. M. Narkiewicz). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **165**: 31–49.

NARKIEWICZ M., ŚNIEŻEK E., 1981 — Dunhama klasyfikacja skał węglanowych: propozycje polskiego nazewnictwa. *Prz. Geol.*, **10**: 536–537.

NAWROCKI J., POPRAWA P., 2006 — Development of Trans-European Suture Zone in Poland: from Ediacaran rifting to early Paleozoic accretion. *Geol. Quart.*, **50**, 1: 59–76.

NIELSEN L.H., JOHANNESSEN P.N., SURLYK F., 1988 — A Late Pleistocene coarse-grained spit-platform sequence in northern Jylland, Denmark. *Sedimentology*, **35**: 915–937.

NIEMCZYCKA T., 1992 — Górna jura. *W*: Dokumentacja wynikowa otworu badawczego Polskie Łąki PIG 1. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

NIEMCZYCKA T. 1997 — Jura górna. Formalne i nieformalne jednostki litostratygraficzne. *W*: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (red. S. Marek, M. Pajchlowa). *Pr. Państw. Inst. Geol*., **153**: 309–322.

NISHIKAWA T., ITO M., 2000 — Late Pleistocene barier-island development reconstructed from genetic classification and timing of erosional surfaces, paleo-Tokyo Bay, Japan. *Sediment. Geol.*, **137**: 25–42.

OBUKHOVSKAYA, T.G. (Obuhovskaâ T.G.), 1999 — Zonalnaje rozczlienienie sredne devonskich odkladow uschodnoj Bielarusi na miosporach. *Litasfera*, **10-11**: 76–85.

OBUKHOVSKAYA T.G. (Obuhovskaâ T.G.), 2000 — Miospores of the Givetian-Frasnian boundary deposits in Belarus. *Acta Palaeobot.*, **40**: 17–23.

OBUKHOVSKAYA T.G., KRUTCHEK S.A., STRELTCHENKO T.W. (Obuhovskaâ T.G., Kruček S.A., Strel'čenko T.V.), 2003 — Miosporowaja i konodontowaja zonalnost' franckich otłożenij (wierchnij diewon) Pripiatskogo progiba. *W*: Stratigrafija i paleontołogija geołogiskich formacij Biełarusi (red. A.A. Machnacz): 238–240. Minsk, Inst. Goł. Nauk. NAN Biełarusi.

ORR P.J., 1996 — The ichnofauna of the Skiddaw Group (early Ordovician) of the Lake District, England. *Geol. Mag.*, **133**: 193–216.

PACZEŚNA J., 2000 — Analiza skamieniałości śladowych, sekwencje klastycznych środowisk sedymentacyjnych. *W*: Archi-

tektura facjalna i historia rozwoju facjalnego środkowodewońskiego basenu epikontynentalnego Polski północne. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

PACZEŚNA J., 2001 — Zastosowania skamieniałości śladowych w analizie facjalnej i wysokorozdzielczej stratygrafii sekwencji – przykład z kambru polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego. *Prz. Geol.*, **49**: 1137–1146.

PACZEŚNA J., 2004 — Klastyczne systemy depozycyjne dewonu środkowego *W*: Rozwój transgresji środkowodewońskiej i wczesnofrańskiej i jej zapis w mieszanych, klastyczno-węglanowych środowiskach marginalnomorskich (modele facjalne, stratygrafia sekwencji). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

PEMBERTON S.G. MacEACHERN J.A., RANGER M.J., 1992 — Ichnology and event stratigraphy: the use of trace fossils in recognition tempestites. SEPM Core Workshop, 17: 85–118.

PEMBERTON S.G., WIGHTMAN D.M., 1992 — Ichnological characteristics of brackish water deposits. SEPM Core Workshop, 17: 141–168.

PENLAND S., SUTER J.R., BOYD R., 1985 — Barrier island arcs along abandoned Mississipi River deltas. *Mar. Geol.*, **63**: 197–234.

PETERS K.E., 1986 — Guidelins for evaluating petroleum source rock using programmed pyrolysis. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **70**: 318–329.

PIEŃKOWSKI G., 2004 — The epicontinental Lower Jurassic of Poland. *Pol. Geol. Inst. Sp. Papers*, **12**: 1–122.

PODHALAŃSKA T., 2004 — Skamieniałości śladowe w ordowiku strefy Koszalin–Chojnice – nowe dane. *Prz. Geol.*, **52**: 1166–1170.

PODHALAŃSKA T., 2007 — Ichnofossils from the Ordovician mudrocks of the Pomeranian part of the Teisseyre-Tornquist Zone (NW Poland). *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **245**, 1-2: 295–305.

PODHALAŃSKA T., MODLIŃSKI Z., 2006 — Stratygrafia i wykształcenie facjalne osadów ordowiku i syluru strefy Koszalin–Chojnice; podobieństwa i różnice z obszarami zachodniej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego i Rugii. *W*: Ewolucja facjalna, tektoniczna i termiczna pomorskiego segmentu szwu transeuropejskiego oraz obszarów przyległych (red. H. Matyja, P. Poprawa). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 186: 39–78.

POPRAWA P., 2006 — Rozwój kaledońskiej strefy kolizji wzdłuż zachodniej krawędzi Baltiki oraz jej relacje do basenu przedpola. *W*: Ewolucja facjalna, tektoniczna i termiczna pomorskiego segmentu szwu transeuropejskiego oraz obszarów przyległych (red. H. Matyja, P. Poprawa). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **186**: 189–214.

PORĘBSKI S., 1996 — Podstawy stratygrafii sekwencji w sukcesjach klastycznych. *Prz. Geol.*, **44**: 995–1006.

POŻARYSKI W., TOMCZYK H., BROCHWICZ-LEWIŃSKI W., 1982 — Tektonika i ewolucja paleotektoniczna paleozoiku podpermskiego między Koszalinem i Toruniem (Pomorze). *Prz. Geol.*, **356**, 12: 658–666.

RACZYŃSKA A., 1979 — Stratygrafia i rozwój litofacjalny młodszej kredy dolnej na Niżu Polskim. *Pr. Inst. Geol.*, **89**: 5–78.

RASKATOVA L.G., 1969 — Sporowo-pyłcewyje kompleksy sriedniego i wierchniego diewona jugo-wostocznoj czasti centralnogo diewonskogo pola: 3–166. VoroneŽ, Izd. VoroneŽskogo Univ.

RICHARDSON J.B., McGREGOR D.C., 1986 — Silurian and Devonian spore zones of the Old Red Sandstone Continent and adjacent regions. *Geol. Surv. Canada. Bull.*, **364**, 1–79.

RIEGEL W., 1982 — Palynological aspects of the Lower/Middle Devonian transition in the Eifel region. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **55**: 279–292.

RODGERS D.A., 1980 — Analysis of pull-apart basin development produced by en échelon and strike-slip faults. *W*: Sedimentation in oblique-slip mobile zones (red. P.F. Ballance, H.G. Reading). *Spec. Int. Assoc. Sed.*, **4**: 27–41.

RZEPKOWSKA Z., 1992 — Wyniki badań geochemicznych bituminów i węglowodorów. Dokumentacja wynikowa otworu badawczego Polskie Łąki PIG 1: 1–12. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

SCOTESE C.R., McKERROW W.S., 1990 — Revised World Map and Introduction. *W*: Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography (red. W.S. McKerrow, C.R. Scotese). *Geol. Soc. London, Mem.*, **12**: 1–24.

SEDGWICK P.E., DAVIS Jr. R.A., 2003 — Stratigraphy of washover deposits in Florida: implications for recognition in the stratigraphic record. *Mar. Geol.*, **200**: 31–48.

SHEPARD R.P., 1954 — Nomenclature based on sand-silt-clay ratio. *J. Sediment. Petrol.*, **24**: 151–158.

SPRAWOZDANIE wynikowe, 1960 — Otwór Korytowo 1. Piła.

STACH E., MACKOWSKY M.TH., TEICHMÜLLER M., TAYLOR G.H., CHANDRA D., TEICHMÜLLER R., 1982 — Stach's textbook of coal petrology. Gebrüder Borntraeger, Stuttgart.

STEEMANS P., 1989 — Etude palynostratigraphique du Devonien inferieur dans l'ouest de l'Europe. *Mém. Expl. Cartes Géol. Miničres de la Belgique*, **27**: 1–453.

STEMPIEŃ-SAŁEK M., 1999 — Upper Devonian miospore stratigraphy of Western Pomerania (NW Poland). Proceedings of the Fifth European Palaeobotanical and Palynological Conference (red. L. Stuchlik). *Acta Palaeobot.*, Supp. **2**: 59–65.

STEMPIEŃ-SAŁEK M., 2002 — Miospore taxonomy and stratigraphy of Upper Devonian and lowermost Carboniferous in Western Pomerania (NW Poland). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **72**:163–190.

STREEL M., HIGGS K., LOBOZIAK S., RIEGEL W., STEEMANS P., 1987 — Spore stratigraphy and correlation with faunas and floras in the type marine Devonian of the Ardenne-Rhenish regions. *Rev. Palaeobot. Palynol*., **50**: 211–229.

STREEL M., LOBOZIAK S., 1996 — Chapter18B. Middle and Upper Devonian Miospores. *W*: Palynology: principles and application, Vol. 2 (red. J. Jansonius, D.C. McGregor): 575–588. Salt Lake City, Utah, Amer. Assoc. Stratigr. Palynologists Foundation.

STREEL M., LOBOZIAK S., STEEMANS P., BULTYNCK P., 2000 — Devonian miospore stratigraphy and correlation with the global stratotype sections and points. *W*: Subcomission on Devonian Stratigraphy Fossil groups important for boundary definition (red. P. Bultynck). *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **220**: 9–22.

SWEENEY J.J., BURNHAM A.K., 1990 — Evaluation of a simple model of vitrinite reflectance based on chemical kinetics. *AAP Geol. Bull.*, **74**, 10: 1559–1570.

SZCZEPANIK Z., 2000 — The Ordovician acritarchs of the Pomeranian Caledonides and their foreland. *Geol. Quart*., **44**: 275–295.

SZEWCZYK J., 1994 — System baz danych dla głębokich otworów badawczych. *Prz. Geol.*, **42**, 8: 663–666.

SZEWCZYK J., 1998 — Syntetyczne profilowania gęstości objętościowej oraz prędkości fal akustycznych w systemie GEOFLOG. *W*: Najnowsze osiągnięcia metodyczno-interpretacyjne w geofizyce wiertniczej. Konf. AGH i PGNiG, Koninki.

SZEWCZYK J., 2000 — Statystyczno-stratygraficzna standaryzacja profilowań naturalnego promieniowania gamma. *Biul. Państw. Inst. Geol*., **392**: 121–152.

SZEWCZYK J., 2001 — Estymacja gęstości strumienia cieplnego metodą modelowań własności termicznych ośrodka. *Prz. Geol.*, **49**, 11: 1083–1088.

SZEWCZYK J., 2002 — Ślady zmian klimatycznych pleistocenu oraz holocenu w profilach temperatury w głębokich otworach wiertniczych na Niżu Polskim. *Prz. Geol*., **50**, 11: 1109–1114.

SZYPERKO-TELLER A., 1982 — Litostratygrafia pstrego piaskowca na Pomorzu Zachodnim. *Kwart. Geol.*, **26**, 2: 341–368.

SZYPERKO-TELLER A., 1987 — Trias dolny. *W*: Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża (red. A. Raczyńska). *Pr. Inst. Geol*., **119**: 81–93.

SZYPERKO-TELLER A., 1992 — Szczegółowy profil litologiczno-stratygraficzny. Pstry piaskowiec. *W*: Dokumentacja wynikowa otworu badawczego Polskie Łąki PIG 1 (red. L. Miłaczewski). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

SZYPERKO-TELLER A., 1997 — Trias dolny (pstry piaskowiec). Litostratygrafia i litofacje. Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika. *W*: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (red. S. Marek, M. Pajchlowa). *Pr. Państw. Inst. Geol*., **143**: 121–132.

SZYPERKO-TELLER A., MORYC W., 1988 — Rozwój basenu sedymentacyjnego pstrego piaskowca na obszarze Polski. *Kwart. Geol.*, **32**, 1: 53–72.

ŚWIDROWSKA J., HAKENBERG M., 1996 — Palaeotectonic evolution of the Koszalin–Chojnice Late Devonian basin (Western Pomerania, Northern Poland). *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc*., **44**, 1: 17–36.

TEICHMÜLLER M., 1982 — The importance of coal petrology in prospecting for oil and natural gas. *W*: Stach's textbook of coal petrology (red. E. Stach i in.), 3rd Edn.: 339–412, Gebrüder Borntraeger, Stuttgart.

TELLER L., 1974 — The Silurian of the margin of the East European platform in the region of Miastko-Chojnice (NW Poland). *Acta Geol. Pol.*, **24**, 4: 563–579.

TISSOT B.P., WELTE, D.M., 1978 — Petroleum Formation and Occurrence: 31–54. Springer-Verlang. Berlin, Heidelberg, New York.

TJAŽEVA A.P., ROŽDESTVENSKAJA A.A., TCHIBRIKOVA T. V., 1962 — Brachipody, ostrakody i spory sredniego i verchniego devona Baszkiri. Izd. Akad. Nauk SSSR.

TOMCZYK H., 1980 — Sylur w brzeżnej części platformy prekambryjskiej na tle wyników wiecenia Toruń 1. *Kwart. Geol*., **24**, 2: 421–422.

TORSVIK T.H., REHNSTRÖM E.F., 2003 — The Tornquist Sea and Baltica-Avalonia docking. *Tectonophysics*, **362**: 67–82.

TORSVIK T.H., SMETHURST M.A., MEERT J.G., VAN DER VOO R., MCKERROW W.S., BRASIER M.D., STURT B.A., WALDERHAUG H.J., 1996 — Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Palaeozoic – A tale of Baltica and Laurentia. *Earth-Sc. Rev*., **40**: 229–258.

TURNAU E., 1978 — Spore zonation of uppermost Devonian and lower Carboniferous of Western Pomerania. *Mededelingen Rijks Geol. Dienst*, **30**, 1: 1–34.

TURNAU E., 1979 — Korelacje utworów górnego dewonu i karbonu Pomorza Zachodniego w oparciu o badania miosporowe. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **49**, 3/4: 231–269.

TURNAU E., 1995 — Stratygrafia i korelacja utworów środkowego dewonu Pomorza Środkowego na podstawie analizy palinologicznej. *Prz. Geol.*, 43, 3: 211–214.

TURNAU E., 1996 — Miospore stratigraphy of Middle Devonian deposits from Western Pomerania. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **93**:107–125.

TURNAU E., 2000 — Stratygrafia sporowa dewonu w otworach Polskie Łąki PIG 1, Bydgoszcz IG 1, Tuchola 1. *W*: Architektura facjalna i historia rozwoju facjalnego środkowodewońskiego basenu epikontynentalnego Polski północnej. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

TURNAU E., 2004 — Korelacja klastyczno-węglanowych utworów dewonu środkowego i franu na obszarze Pomorza Zachodniego na podstawie analizy palinologicznej. *W*: Rozwój transgresji środkowodewońskiej i wczesnofrańskiej i jej zapis w środowiskach marginalnomorskich obszaru północno-zachodniej Polski. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

TURNAU E., MATYJA H., 2001 — Timing of the onset of Devonian sedimentation in northwestern Poland: palynological evidence. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **71**, 2: 67–74.

TURNAU E., RACKI G., 1999 — Givetian palynostratigraphy and palynofacies: new data fom the Bodzentyn Syncline (Holy Cross Mountains, central Poland). *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **106**: 237–271.

UNRUG R., HARAŃCZYK CZ., CHOCYK-JAMIŃSKA M., 1999 — Easternmost Avalonian and Armorican–Cadomian terranes of central Europe and Caledonian–Variscan evolution of the polydeformed Kraków mobile belt: geological constraints. *Tectonophysics*, **302**, 1-2: 133–157.

UUTELA A., TYNNI R., 1991 — Ordovician acritarch from the Rapla borehole, Estonia. *Geol. Surv. Finland, Bull.*, **353**: 1–135.

WAGNER R., 1976 — Cechsztyn. *W*: Perm i mezozoik niecki pomorskiej (red. R. Dadlez). *Pr. Inst. Geol*., **79**: 18–39.

WAGNER R., 1992 — Cechsztyn. *W*: Dokumentacja wynikowa otworu badawczego Polskie Łąki PIG 1. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

WAGNER R., 1994 — Stratygrafia osadów i rozwój basenu cechsztyńskiego na Niżu Polskim. *Pr. Inst. Geol.*, **146**: 1–71.

WAGNER R., 1998 — Mapy paleogeograficzne cechsztynu. *W*: Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez, S. Marek, J. Pokorski). Tabl. 5–9. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

WEDDIGE K., REQUADT H., 1985 — Conodonten des Ober--Emsium aus dem Gebiet der Unteren Lahn (Rheinisches Schiefergebirge). *Senckenb. Leth.*, **66**: 347–381.

WICHROWSKA M. 1992 — Ekspertyzy petrograficzne próbek z otworu wiertniczego Polskie Łąki PIG. *W*: Dokumentacja wynikowa otworu badawczego Polskie Łąki PIG 1. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

WRONA R., BEDNARCZYK W.S., STEMPIEŃ-SAŁEK M., 2001 — Chitinozoans and acritarchs from the Ordovician of the Skibno 1 borehole, Pomerania, Poland, implications for stratigraphy and palaeogeography. *Acta Geol. Pol.*, **51**: 317–331.

YOSHIDA S. JACKSON M.D., JOHNSON H.D., MUGGERIDE A.H., MARTINIUS A.W., 2001 — Outcrop studies of tidal sandstones for reservoir characterization (Lower Cretaceous Vectis Formation. Isle of Wight, Southern England). *W*: Sedimentary Offshore Norway – Palaeozoic to Recent (eds. O.J. Martinsen, T. Dreyer). *NPF Spec. Publ*., **10**: 233–257

ZAGORA I., 1997 — Tiefwasser-Lebensspuren aus dem Ordovizium der Insel Rügen (NE Deutschland). *Neues Jahrb. Geol. Paläont. Abh*., **203**: 351–368.

ZEISS A., 2003 — The Upper Jurassic of Europe: its subdivision and correlation. *Geol. Surv. Denmark and Greenland Bull.*, **1**: 75–114.

ZIEGLER P.A., 1990 — Geological Atlas of Western and Central Europe. Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V., Geol. Soc. London, Elsevier, Amsterdam. Second edition.

ZIEGLER W., OVNATANOVA N., KONONOVA L., 2000 — Devonian polygnathids from the Frasnian of the Rheinisches Schiefergebirge, Germany, and the Russian Platform. *Senckenb. Leth*., **80**: 593–645.

ZIELIŃSKI T., 1998 — Litofacjalna identyfikacja osadów rzecznych. *W*: Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna. (red. E.

Mycielska-Dowgiałło): 193–260. Wydz. Geogr. i Studiów Reg. Uniw. Warszaw., Warszawa.

ZNOSKO J., 1957 — Zarys stratygrafii łęczyckiego doggeru. *Biul. Inst. Geol*., **125**, 3: 5–122.

ZNOSKO J., 1965 — Problem kaledonidów i granicy platformy prekambryjskiej w Polsce. *Biul. Inst. Geol*., **188**, 1: 47–72.

ZNOSKO J., 1986 — Polish Caledonides and their relation to other European Caledonides. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **56**, 1/2: 33–52.

ŻABA J., 1994 — Mezoskopowe struktury kwiatowe w dolnopaleozoicznych utworach NE obrzeżenia GZW – rezultat transpresyjnego ścinania w strefie dyslokacyjnej Kraków–Myszków (Hamburg–Kraków). *Prz. Geol.*, **42**, 8: 643–648.

ŻABA J., 1995 — Uskoki przesuwcze strefy krawędziowej bloków górnośląskiego i małopolskiego. *Prz. Geol*., **43**, 10: 838–842.

ŻABA J., 1999 — Ewolucja strukturalna utworów dolnopaleozoicznych w strefie granicznej bloków górnośląskiego i małopolskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **166**: 1–162.

ŻABA J., POPRAWA P., 2006 — Historia deformacji strefy Koszalin-Chojnice (pomorski segment szwu transeuropejskiego) na podstawie analizy strukturalnej utworów paleozoicznych i mezozoicznych w otworach Polskie Łąki PIG 1 oraz Toruń 1. *W*: Ewolucja facjalna, tektoniczna i termiczna pomorskiego segmentu szwu transeuropejskiego oraz obszarów przyległych (red. H. Matyja, P. Poprawa). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **186**: 225–252.

ŻBIKOWSKA B., 1974 — Upper Silurian ostracod zones in the Chojnice area (NW Poland). *Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. Sc. Terre*, **22**, 1: 45–48.

ŻBIKOWSKA B., 1983 — Middle to Upper Devonian ostracods from northwestern Poland and their stratigraphic significance. *Palaeont. Pol*., **44**: 3–108.

ŻBIKOWSKA B., 1986 — Entomozoidy górnego dewonu idolnego karbonu z głębokich wierceń na Pomorzu Zachodnim. Arch. Inst. Nauk Geol. PAN. Warszawa.

ŻBIKOWSKA B., 1992 — Entomozoidy (małżoraczki) górnego dewonu i najniższego karbonu Pomorza Zachodniego. *Prz. Geol.*, **40**, 10: 612.

Hanna MATYJA

SUMMARY

The present volume contains the results of both the earlier analyses and the latest stratigraphical, petrographical, sedimentological, tectonic and geochemical investigations based on modern research methods in accordance with the chronostratigraphic units recommended by the International Commission on Stratigraphy.

The Polskie Łąki PIG 1 borehole drilled Ordovician, Devonian, Permian, Triassic, Jurassic, Cretaceous, Palaeogene and Neogene deposits.

The oldest rocks drilled at the depth of 4427.0–4297.5 m are the Ordovician deposits represented by strongly deformed fine-grained siliciclastic rocks: claystones and mudstones with local interbeds of fine-grained sandstones. Pyroclastic rocks and lenses of limestones are subordinate. These are hemipelagic sediments and decelerating turbidity currents deposits. The suite of trace fossils, considered together with the facies features, suggests that this is a deep-water, poorly diversified and depleted assemblage. It also indicates a low-energy, suboxic or dysoxic hemipelagic environment, depleted in nutrients.

Palynological analysis allowed for a documenting of a poor and invariable taxonomic spectrum of Upper Ordovician palynomorphs. Rare graptolites of the *multidens* and *clingani* Zones indicate that these deposits can be correlated with the middle part of the British stage of Caradoc, corresponding in the chronostratigraphic scheme to the upper part of the Sandbian and the lower part of the Katian of the Ordovician, as shown in the Stratigraphic Table recommended by the International Commission on Stratigraphy.

No uppermost Ordovician, Silurian and Lower Devonian deposits have been found in the Polskie Łąki PIG 1 borehole. The Upper Ordovician rocks are directly overlain by a Devonian succession identified within the depth interval of 4297.5–3239.0 m and representing 5 lithostratigraphic units of formation rank. Palynological analysis indicates that the oldest Devonian rocks are probably represented by the uppermost Emsian or Eifelian, whereas the topmost part of the Devonian section belongs to lower Frasnian. Sedimentological and ichnofacies logging was performed for the lowermost portion of the Devonian succession, representing the ?Tuchola and ?Studnica formations. These investigations were the basis for a facies analysis of siliciclastic deposits in this interval. It has been found out that the black claystones of the ?Tuchola formation represent a lagoonal depositional system. The deposition of alternating sandstones and mudstones of the ?Studnica formation took place in washover fans, sand barriers and a tidal plain. The Givetian carbonate-siliciclastic deposits of the Miastko formation were deposited probably in the environments of tidal plain, sand barriers and within the proximal zone of a carbonate platform. It seems that the carbonate-marly sediments of the Sianów formation were deposited mostly on a carbonate platform, whereas the marly-claystone rocks of the Człuchów formation were related to the distal zone of a carbonate platform and to an open shelf.

No uppermost Givetian, upper Frasnian, Famennian, Carboniferous and Lower Permian deposits have been identified in the borehole section. The lower Frasnian is overlain by tectonically deformed Zechstein rocks (depth 3239.0–2767.0 m), represented mainly by anhydrites and rock salt of the PZ1, PZ2 and PZ3 cyclothems.

The Mesozoic deposits in the Polskie Łąki PIG 1 borehole include the Triassic, Jurassic and Cretaceous succession. In this part of the section, only 5 cored intervals have been recovered from Triassic rocks. Hence, all considerations regarding the Mesozoic are based mostly on correlations to the nearby located borehole of Korytowo 1 which provided much drill core material.

The Triassic deposits were encountered at the depth of 2767.0–1762.5 m. They are represented by the uppermost Lower Triassic belonging likely to the Olenekian, the Middle Triassic rocks of the Anisian and Ladinian, and the Upper Triassic deposits representing the Carnian, Norian and Rhaetian.

The Jurassic rocks occur at the depth of 1762.5–855.0 m. From well logs data and the correlation to the Korytowo section, it has been possible to identify the Lower, Middle and Upper Jurassic. The Lower Jurassic includes 5 lithostratigraphic units of Formation rank, assigned to the Hettangian, Sinemurian, Pliensbachian and Toarcian. The Lower/Middle Jurassic contact is of erosional nature. The gap spans part of the Toarcian, the entire Aalenian and part of the Bajocian. No lithostratigraphic scheme has been applied to the Middle Jurassic succession (represented by upper Bajocian, Bathonian and Callovian) in the region. The Upper Jurassic (Oxfordian, Kimmeridgian and Tithonian) is represented by 5 lithostratigraphic units of Formation rank and one unit of Member rank.

The Cretaceous deposits rest at the depth of 855.0–179.0 m. The Lower Cretaceous succession, spanning the Beriassian, Valanginian, Hauterivian and Barremian–Albian, is subdivided into 4 formations and 6 members, as well as 2 lithostratigraphic units defined as beds with index ammonites. No lithostratigraphic scheme is in use for the Upper Cretaceous. Well logs correlations to nearby boreholes, supported by regional macrofaunal and microfaunal data, allowed for the division of the section into individual stages from the Cenomanian through lower Maastrichtian.

The Polskie Łąki PIG 1 section is terminated by the Paleogene (depth 179.0–103.0 m), Neogene (103.0–38.5 m) and Quaternary (38.5–0.0) deposits.

The recently observed tectonic structure of the Palaeozoic and Mesozoic succession in the Polskie Łąki PIG 1 borehole was formed as a result of multiphase deformations related mainly to contractional and transpressional regime, while the impact of tectonic processes related to extensional and transtensional regime was less pronounced. The oldest episodes of deformation were associated with contractional and strike-slip tectonic activity. This led to development of bending-related macro- and mesofolds. Sediments engaged by this deformation are generally characterized by fold and thrust tectonic style and steep tectonic dipping causing significant angular unconformity with the overlying successions. These deformations could be related to the Caledonian collision of Avalonia and Baltica and to an impact of a developing orogen onto tectonic regime of its foreland. Left-lateral component of the deformation probably reflects an oblique character of the collision. The deformation developed presumably during the Early Silurian time (Llandovery). Tectonic activity at the end of Silurian-beginning of Devonian was probably of lesser importance than intra-Silurian ones (Żaba, Poprawa, 2006). The following, younger episodes of tectonic activity led to development of deformation revealing very changeable tectonic regime, from extensional and transtensional to transpressional and compressional. This generation of deformations was probably related to Variscan and post-Variscan (pre-late Permian) stage of evolution of the study area, in particular with the significant late Carboniferous-early Permian uplift and fault block tectonics. The next main stage of deformation in the Koszalin–Chojnice zone encompassed several episodes related to extensional (transtesional?) and transpressional tectonic regime. This deformation developed probably during the late Triassic to the latest Cretaceous–earliest Cainozoic. The deformation is interpreted as an expression of development of transtensional tectonic grabens in the Late Triassic–Early Jurassic and, to a lesser degree, in the Middle Jurassic and Early Cretaceous, as well as of their subsequent tectonic inversion in Late Cretaceous–earliest Cainozoic time.

The Odrovician–Triassic section is in general poor in organic matter. There are only several Zechstein, Upper Devonian and Caradoc horizons which show increased content of organic matter. The Permian and Triassic rocks contain mainly a humic (gas-forming) type of organic matter, of both authi- and allogenic origin. The Ordovician and Devonian deposits are characterized by a common occurrence of "oil-generating" organic matter derived from algae. It co-occurs with vitrinitized and fusinitized organic remains represented largely by graptolites. Thermal maturity of the Permian–Ordovician deposits increases with burial depth, ranging from the main phase of oil generation (Zechstein–Upper Devonian) to the phase of natural gas generation (Middle Devonian–Caradoc). The Upper Triassic rocks show an anomalous level of alteration. Increased values of vitrinite reflectance are most likely related to oxidizing conditions of diagenetic processes.

Detailed investigations of organic matter suggest low contents of organic carbon and labile components in the Triassic and Zechstein deposits. Bitumens found in these rocks should be considered epigenetic. A higher content of organic carbon is observed only in the Upper Devonian rocks which thus are "good" source rocks for hydrocarbon generation. Organic matter from the Upper Devonian deposits originated mostly from bacterial and algal decomposition, and as such it is a good and highly altered "oil-generating" material.

The Upper Devonian rocks contain migrating labile components. The amount of organic carbon in the Middle Devonian deposits is small.

Borehole geophysical investigations enabled the identification of both lithologies and principle petrophysical features of the rocks. Due to a wide suite of petrophysical measurements, the Polskie Łąki PIG 1 drilling is one of the key marker callibration boreholes in the central part of the Polish Lowlands.

Drill stem tests performed in the borehole show that the Main Dolomite reservoir is non-perspective. Similarly, the tests performed in the Lower Triassic horizons gave negative results. Only the Devonian rocks seem to be perspective in terms of hydrocarbon accumulation. Flow rates of <0.3 m^3/h and 5 tests with no flow suggest poor reservoir properties of the rocks. However, the high values of formation pressure gradients, ranging from 1.18 to 1.57×10^3 hPa/10 m, and little content of combustible gas (with methane concentration up to about 58% vol.) could indicate the possibility of small hydrocarbon accumulations in fracture zones and under favourable tectonic conditions. Worth noting is the increased He content in natural gas found in the Devonian rocks. If high concentrations of natural gas are confirmed, the possibility of He production should be considered.

W SERII *PROFILE GŁĘBOKICH OTWORÓW WIERTNICZYCH PAŃSTWOWEGO INSTYTUTU GEOLOGICZNEGO* DOTYCHCZAS UKAZAŁY SIĘ:[1]

Zeszyt 1. Kamień Pomorski IG 1
Zeszyt 2. Sulechów IG 1, Zbąszynek IG 1, Międzychód IG 1
Zeszyt 3. Opole Lubelskie IG 1
Zeszyt 4. Magnuszew IG 1
Zeszyt 5. Krośniewice IG 1
Zeszyt 6. Szczecin IG 1
Zeszyt 7. Węgrzynów IG 1
Zeszyt 8. Marcinki IG 1
Zeszyt 9. Pasłęk IG 1
Zeszyt 10. Wągrowiec IG 1
Zeszyt 11. Strzelno IG 1
Zeszyt 12. Dankowice IG 1
Zeszyt 13. Tłuszcz IG 1
Zeszyt 14. Bartoszyce IG 1, Gołdap IG 1
Zeszyt 15. Kock IG 1
Zeszyt 16. Suwałki IG 1 (Szlinokiemie IG 1)
Zeszyt 17. Wojciechów IG 1
Zeszyt 18. Wężowice IG 1
Zeszyt 19. Węgleszyn IG 1
Zeszyt 20. Ciepielów IG 1
Zeszyt 21. Milianów IG 1
Zeszyt 22. Wolin IG 1
Zeszyt 23. Biskupin IG 1, Nowa Kuźnia IG 2, Chocianów IG 3
Zeszyt 24. Tomaszów Lubelski IG 1, Jarczów IG 2
Zeszyt 25. Krowie Bagno IG 1
Zeszyt 26. Bąkowa IG 1
Zeszyt 27. Prabuty IG 1
Zeszyt 28. Żebrak IG 1
Zeszyt 29. Okuniew IG 1
Zeszyt 30. Rzeki IG 1
Zeszyt 31. Strzelce IG 1, Strzelce IG 2
Zeszyt 32. Żarnowiec IG 1
Zeszyt 33. Pągów IG 1
Zeszyt 34. Jarnowice IG 1
Zeszyt 35. Więcki IG 1
Zeszyt 36. Jastrzębna IG 1
Zeszyt 37. Koszalin IG 1
Zeszyt 38. Białobrzegi IG 1
Zeszyt 39. Olsztyn IG 1, Olsztyn IG 2
Zeszyt 40. Bytów IG 1
Zeszyt 41. Chociwel IG 1
Zeszyt 42. Człuchów IG 1
Zeszyt 43. Choszczno IG 1
Zeszyt 44. Łochów IG 1, Łochów IG 2
Zeszyt 45. Niedrzwica IG 1
Zeszyt 46. Kalisz IG 1
Zeszyt 47. Drygały IG 1, Drygały IG 2, Rydzewo IG 1
Zeszyt 48. Połczyn IG 1
Zeszyt 49. Trzebunia IG 1
Zeszyt 50. Ruszów IG 1, Tarnowatka IG 1
Zeszyt 51. Potok Mały IG 1
Zeszyt 52. Radwanów IG 1
Zeszyt 53. Solarnia IG 1
Zeszyt 54. Kościerzyna IG 1
Zeszyt 55. Lubliniec IG 1
Zeszyt 56. Środa IG 1, Środa IG 2
Zeszyt 57. Ośno IG 1
Zeszyt 58. Piotrków XX, Bychawa SW 3, Trawniki SW 2
Zeszyt 59. Potrójna IG 1
Zeszyt 60. Gostynin IG 1/1a, Gostynin IG 3, Gostynin IG 4, Żychlin IG 3
Zeszyt 61. Łowicz IG 1, Raducz IG 1
Zeszyt 62. Ustronie IG 1
Zeszyt 63. Hel IG 1
Zeszyt 64. Studzianna IG 1
Zeszyt 65. Mszczonów IG 1, Mszczonów IG 2, Nadarzyn IG 1
Zeszyt 66. Radzyń IG 1
Zeszyt 67. Gdańsk IG 1
Zeszyt 68. Kaplonosy IG 1
Zeszyt 69. Koło IG 3, Koło IG 4, Poddębice IG 1
Zeszyt 70. Włoszczowa IG 1
Zeszyt 71. Książ Wielki IG 1
Zeszyt 72. Wykroty IG 1
Zeszyt 73. Bolesławiec IG 1
Zeszyt 74. Biała Wielka IG 1
Zeszyt 75. Niedźwiedź IG 1, Niedźwiedź IG 2
Zeszyt 76. Boża Wola IG 1
Zeszyt 77. Secemin IG 1
Zeszyt 78. Borek Strzeliński IG 1
Zeszyt 79. Lubawka IG 1
Zeszyt 80. Brzegi IG 1
Zeszyt 81. Łomża IG 1, Łomża IG 2, Łomża IG 3
Zeszyt 82. Dzikowiec IG 1
Zeszyt 83. Grzędy IG 1
Zeszyt 84. Mońki IG 1, Mońki IG 2
Zeszyt 85. Czyże IG 1
Zeszyt 86. Holeszów IG 1, Holeszów IG 2

[1] Zeszyty do numeru 63 ukazały się jako *Profile głębokich otworów wiertniczych Instytutu Geologicznego*; zeszyty 103–115 są dostępne tylko w wersji elektronicznej on-line na stronie internetowej Państwowego Instytutu Geologicznego (www.pgi.gov.pl)

Zeszyt 87. Gierczyn G–IV/19, Gierczyn G–IV/26
Zeszyt 88. Unisław Śląski IG 1
Zeszyt 89. Narejki IG 1, Narejki IG 2
Zeszyt 90. Udryń (opracowanie zbiorcze)
Zeszyt 91. Oziabły IG 1
Zeszyt 92. Jędrzejów IG 1
Zeszyt 93. Krobica K-II/3, Krobica K-II/4
Zeszyt 94. Głuszyca Górna IG 1
Zeszyt 95. Wigry IG 1
Zeszyt 96. Wiejki IG 1
Zeszyt 97. Cesarzowice IG 1
Zeszyt 98. Miłków IG 1
Zeszyt 99. Kolno IG 1
Zeszyt 100. Chomiąża IG 1, Środa Śląska IG 1, Wilków IG 1
Zeszyt 101. Bargłów IG 1, Bargłów IG 2
Zeszyt 102. Filipów IG 1
Zeszyt 103. Jasień IG 1
Zeszyt 104. Lipowa IG 4, Odra 4
Zeszyt 105. Sejny IG 1, Sejny IG 2
Zeszyt 106. Świdna IG 1
Zeszyt 107. Brzegi Dolne IG 1
Zeszyt 108. Tokarnia IG 1
Zeszyt 109. Borzęta IG 1
Zeszyt 110. Kuźmina IG 1
Zeszyt 111. Opoczno PIG 2
Zeszyt 112. Ostałów PIG 2
Zeszyt 113. Gronów IG 1
Zeszyt 114. Mojesz IG 1
Zeszyt 115. Głogoczów IG 1
Zeszyt 116. Słupsk IG 1
Zeszyt 117. Ciechocinek IG 2
Zeszyt 118. Busówno IG 1
Zeszyt 119. Lublin IG 1
Zeszyt 120. Wyszków IG 1
Zeszyt 121. Piotrków Trybunalski IG 1
Zeszyt 122. Polskie Łąki PIG 1

Polskie Łąki PIG 1

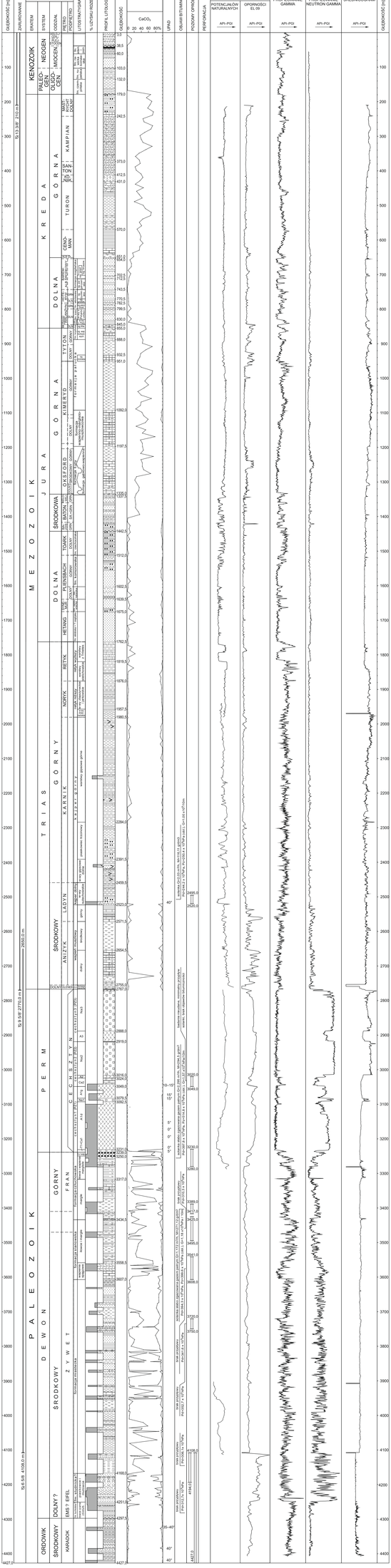


Fig. 3. Profil litologiczno-stratygraficzny otworu wiertniczego Polskie Łąki PIG 1

Litholegic-stratigraphical section of the Polskie Łąki PIG 1 borehole

Profile Głębokich Otworów Wiertniczych
Państwowego Instytutu Geologicznego, z. 122, 2007 r.
© Copyright by Ministerstwo Środowiska, 2007