

# Sedymentologiczno-geochemiczna charakterystyka margli dynowskich z obrębu jednostki skolskiej polskiej części Karpat zewnętrznych

## Sedimentological and geochemical characterisation of the Dynów Marl from the Skole unit from the Polish part of the Outer Carpathians

Piotr Stanisław Dziadzio, Irena Matyasik

*Instytut Nafty i Gazu – Państwowy Instytut Badawczy*

**STRESZCZENIE:** Celem niniejszej pracy jest szczegółowa charakterystyka sedymentologiczna i geochemiczna margli dynowskich występujących w dolnej części warstw menilitowych w polskiej części jednostki skolskiej. Do badań wybrano pięć profili stratygraficznych, reprezentujących najbardziej kompletne i najlepiej odsłonięte występowanie tych utworów. Są to profile w Tarnawce (A), Straszycie (B), Futomie (C), Kąkolówce (D) i Krościenku (E). W obrębie tych profili wyróżniono osiem facji osadowych (F.1–F.8) i cztery zespoły facjalne (ZF.I–ZF.IV (a i b)). Ważnym elementem interpretacji, oprócz badania margli dynowskich, była analiza i charakterystyka jednostek litologicznych występujących w ich spągu i stropie. Utwory te powiązano z wcześniej opisanymi w literaturze ogniwami litostratygraficznymi i nadano im rangę kompleksów osadowych (K.I–K.IV), przy czym margle dynowskie reprezentują kompleks K.III. Wyniki wskazują, że kompleksy osadowe I–IV powstały w chłodnych warunkach klimatycznych, w dynamicznych i zmiennych w czasie warunkach środowiska sedymentacji. Margle dynowskie najprawdopodobniej powstawały w środowisku słodkowodnym o typie zamkniętego basenu sedymentacyjnego (jeziora), zdominowanym produkcją organicznego materiału węglanowego w warunkach nisko- lub beztlenowych i o redukcyjnym charakterze (z niewielką i okresową dostawą materiału lądowego). Warunki te kontrastują z warunkami panującymi podczas depozycji kompleksów niżej i wyżej leżących, które charakteryzują się występowaniem osadów heterolitowych powstałych w środowisku morskim, ze zmiennym udziałem procesów sedymentacji trakcyjnej. Wyróżnione i opisane kompleksy zawierają dobre lub bardzo dobre skały macierzyste węglowodorów, charakteryzujące się obecnością kerogenu typu II i III. Jednakże osady te wykazują stosunkowo niski stopień dojrzałości termicznej.

**Słowa kluczowe:** Karpaty, jednostka skolska, margle dynowskie, środowisko sedymentacji, biomarkery.

**ABSTRACT:** The aim of this study is to provide a detailed sedimentological and geochemical characterization of the Dynów Marls, which occur in the lower part of the Menilite Beds within the Polish parts of the Skole Unit. Five stratigraphic sections were selected for investigation, representing the most complete and well-exposed occurrences of the Dynów Marl. These include the sections at Tarnawka (A), Straszycie (B), Futoma (C), Kąkolówka (D), and Krościenko (E). Within these sections, eight sedimentary facies (F1–F8) and four facies associations (ZF.I–ZF.IV a and b) were distinguished. An important component of the interpretation, in addition to the Dynów Marls, involved the analysis and characterization of the lithological units occurring at their base and top. These units were correlated with lithostratigraphic divisions previously described in the literature and classified into sedimentary complexes (K.I–K.IV), with the Dynów Marls representing Complex III. The results indicate that sedimentary complexes I–IV were deposited under cold climatic conditions within a dynamic and temporally variable depositional environment. The Dynów Marls unit most likely formed in a freshwater, closed-basin setting (lacustrine environment), dominated by the production of organic-rich carbonate material under low-oxygen to anoxic and reducing conditions, with only limited and intermittent input of terrestrial material. These conditions contrast with those prevailing during the deposition of the underlying and overlying complexes, which are characterized by heterolithic deposits formed in a marine environment, with variable contributions of tractional processes. Both the Dynów Marls and the adjacent complexes contain good to very good hydrocarbon source rocks, characterized by the presence of Type II and Type III kerogen. However, these deposits exhibit a relatively low degree of thermal maturity.

**Keywords:** Carpathians, Skole unit, Dynów Marls, sedimentary environment, biomarkers.

## Wprowadzenie, cel pracy

Margle dynowskie (ogniwo z Dynowa; Kotlarczyk, 1966) były i są przedmiotem zainteresowania szczególnie w obszarze zachodniej i centralnej Paratetydy (np. Kotlarczyk i Leśniak, 1990; Schulz i in., 2004; Popov i Studencka, 2015; Studencka i in., 2016; Sachsenhofer i in., 2018; Jirman i in., 2019, 2020). Reprezentują one wydarzenie związane z izolacją całej Paratetydy od światowego oceanu, ze spadkiem zasolenia, z beztlenowymi warunkami osadu dennego oraz silnym endemizmem, które miało miejsce w okresie dolnego oligocenu (zona nanoplanktonowa NP23 – wydarzenie solenowu). Jest ono związane z utratą łączności z oceanem światowym (Rögl, 1999; Schulz i in., 2004; Sachsenhofer i in., 2018).

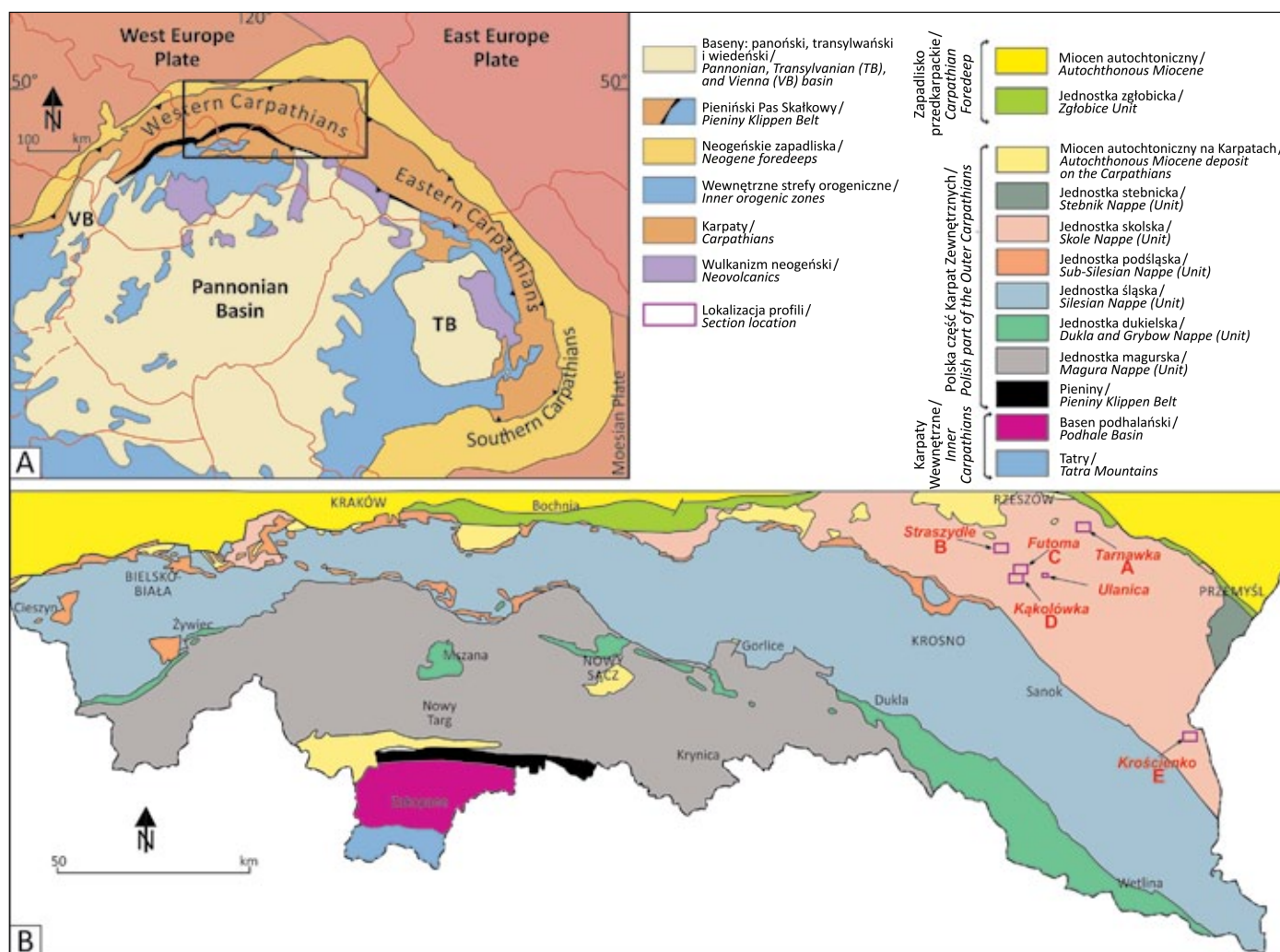
Mimo dużej ilości zgromadzonych danych, wykonanych badań i opublikowanych artykułów naukowych nadal trwa dyskusja nad środowiskiem sedymentacji tych utworów (np. Kotlarczyk i in., 2006; Popov i Studencka, 2015; Studencka

i in., 2016 wraz z literaturą; Dziadzio i in., 2025; Dziadzio, 2025), również w kontekście ich obecności w obrębie warstw menilitowych oraz ich macierzystości (Sachsenhofer i in., 2018). Przegląd tej dyskusji został przedstawiony w pracy Dziadzio i in. (2025).

Margle dynowskie były głównie badane w różnych profilach jednostki skolskiej (np. Kotlarczyk, 1988; Kotlarczyk i Leśniak, 1990; Kotlarczyk i in., 2006; Bieńkowska-Wasiluk, 2010; Górniak, 2011; Czapkowicz, 2012; Pastucha, 2013; Bocheński i in., 2014; Bajdek i Bieńkowska-Wasiluk, 2020) i z tej jednostki pochodzi również ich stratotyp.

Geneza margli dynowskich ma istotne znaczenie dla określenia warunków rozwoju warstw menilitowych, w obrębie których one występują, oraz paleogeografii Karpat.

Dotychczasowe badania tych utworów z obrębu jednostki śląskiej (Dziadzio i in., 2025; Dziadzio, 2025) wykazały, że mogą one być związane z płytkowodnym, pływowym, okresowo izolowanym basenem sedymentacyjnym, co sugeruje,



**Rysunek 1.** (A) Zgeneralizowana mapa geologiczna Karpat; (B) Lokalizacja badanych profili margli dynowskich na tle mapy geologicznej polskiej części Karpat zewnętrznych

**Figure 1.** (A) A generalised geological map of the Carpathians; (B) The location of the studied Dynów Marl profiles shown on a geological map of the Polish part of the Outer Carpathians

że nie wszystkie utwory tego ogniwa powstawały w odciętym od oceanu światowego basenie sedimentacyjnym oraz że lokalnie mogły powstawać w innych warunkach środowiska sedimentacji.

Celem niniejszego artykułu jest charakterystyka sedimentologiczna i geochemiczna tych utworów w pięciu profilach zlokalizowanych w różnych częściach jednostki skolskiej pod kątem określenia ich środowiska depozycji. Takie kompleksowe badania dotychczas w obrębie jednostki skolskiej nie były wykonywane poza wydzieleniem facji osadowych (np. Kotlarczyk i Leśniak, 1990; Górniak, 2011; Czapkowicz, 2012; Pastucha, 2013).

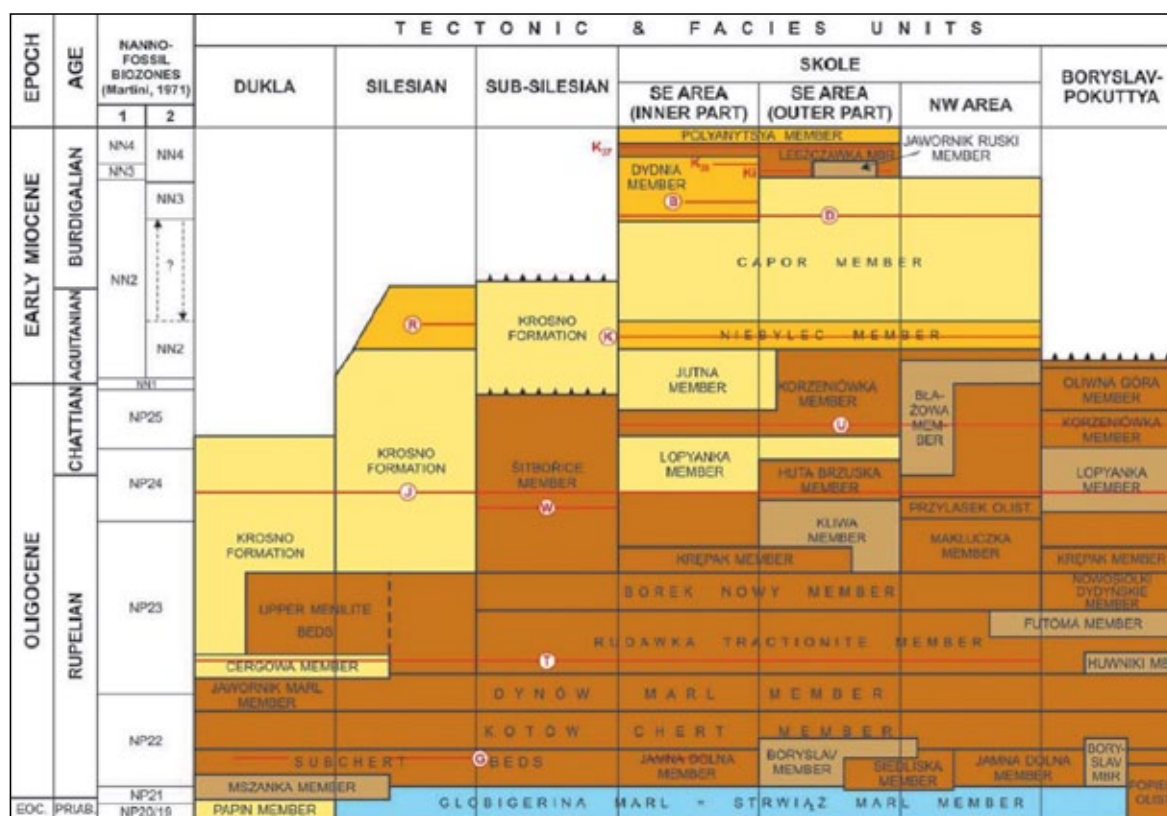
### Budowa geologiczna i stratygrafia

Obszar badań znajduje się w polskich Karpatach zewnętrznych (rysunek 1A i B). Karpaty zewnętrzne to pryzma akrecyjna, w tradycyjnym ujęciu dzielona jest na płaszczowiny,

z których każda stanowi wypełnienie odrębnego basenu sedimentacyjnego, a których układ tektoniczny zmieniał się w czasie (np. Roca i in., 1995; Nemčok i in., 2000; Gągała i in., 2012). Polskie Karpaty fliszowe tradycyjnie są dzielone poprzecznie na pięć jednostek strukturalnych zwanych płaszczowinami (Koszarski i in., 1974; Książkiewicz, 1975; Ślęczka i Kaminski, 1998). Od południa ku północy są to płaszczowiny: magurska, dukielska, śląska, podśląska i skolska (rysunek 1B).

Jednostka skolska jest najbardziej północną jednostką zbudowaną z utworów wieku od kredy dolnej do miocenu w formie szeregu nakładających się na siebie tzw. fałdów o nasuwczym lub nadnasuwczym charakterze.

W obrębie jednostki skolskiej, w rejonie tzw. Pogórza Dynowskiego, występuje szereg odsłonięć będących pozostałościami dawnych kamieniołomów, w których wydobywano margle dynowskie, jak i towarzyszące im skały – głównie do celów budowlanych. Odsłonięcia te są również naturalnymi skarpami w dolinach rzek. Utwory te są wieku dolnooligocénskiego



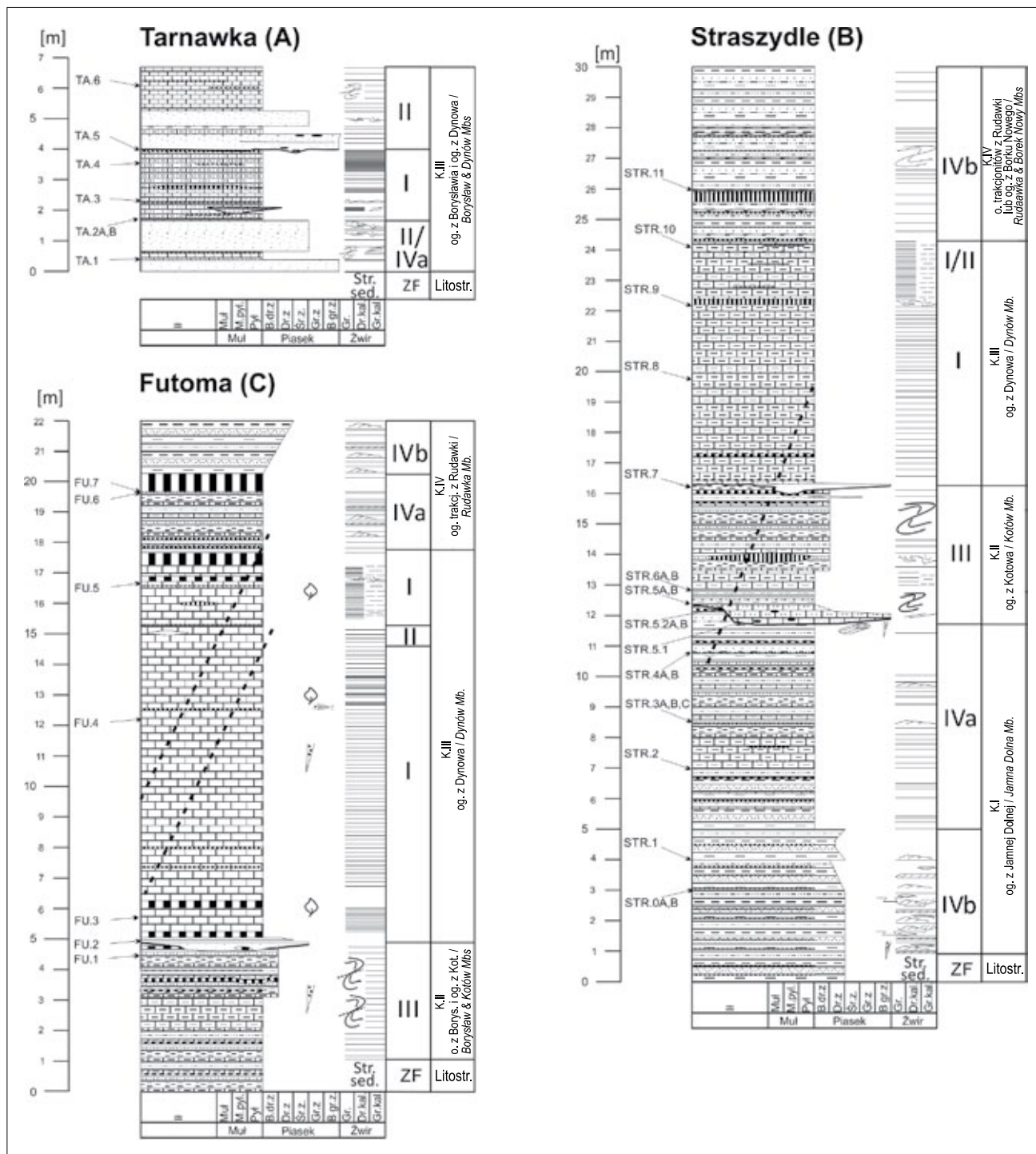
**Rysunek 2.** Litostratygrafia serii menilitowo-krośnieńskiej we wschodniej części polskich Karpat zewnętrznych. Czerwone poziome linie z symbolami **T**, **W**, **J** to poziomy margle laminowanych, odpowiednio: wapienie tyławskie, wapienie z Wujskiego, wapienie jasielskie. Pozostałe oznaczenia literowe i cyfrowe: **G** – Horyzont tufowy Gąsiorzy; **U** – Górny poziom rogowcowy; **K** – Horyzont tufowy Końskie; **D** – Horyzont tufowy Dobrzanka; **B** – Horyzont tufowy Bandrów; **Ki** – Horyzont tufowy Kiczera; **K<sub>36</sub>** – Horyzont tufowy Krzywe, **K<sub>37</sub>** – Horyzont tufowy Krzywe (za Kotlarczyk i in., 2006)

**Figure 2.** Lithostratigraphy of the Menilite-Krosno Series in the eastern part of the Polish part of the Outer Carpathians. The red horizontal lines marked with the symbols **T**, **W** and **J** represent the levels of laminated marl corresponding to the Tyław Limestone, the Wujskie Limestone and the Jasło Limestone, respectively. Other letter and number markings: **G** – Gąsiorzy Tuff Horizon; **U** – Upper Chert Horizon; **K** – Końskie Tuff Horizon; **D** – Dobrzanka Tuff Horizon; **B** – Bandrów Tuff Horizon; **Ki** – Kiczera tuff; **K<sub>36</sub>** – Krzywe tuff, **K<sub>37</sub>** – Krzywe tuff (after Kotlarczyk et al., 2006)

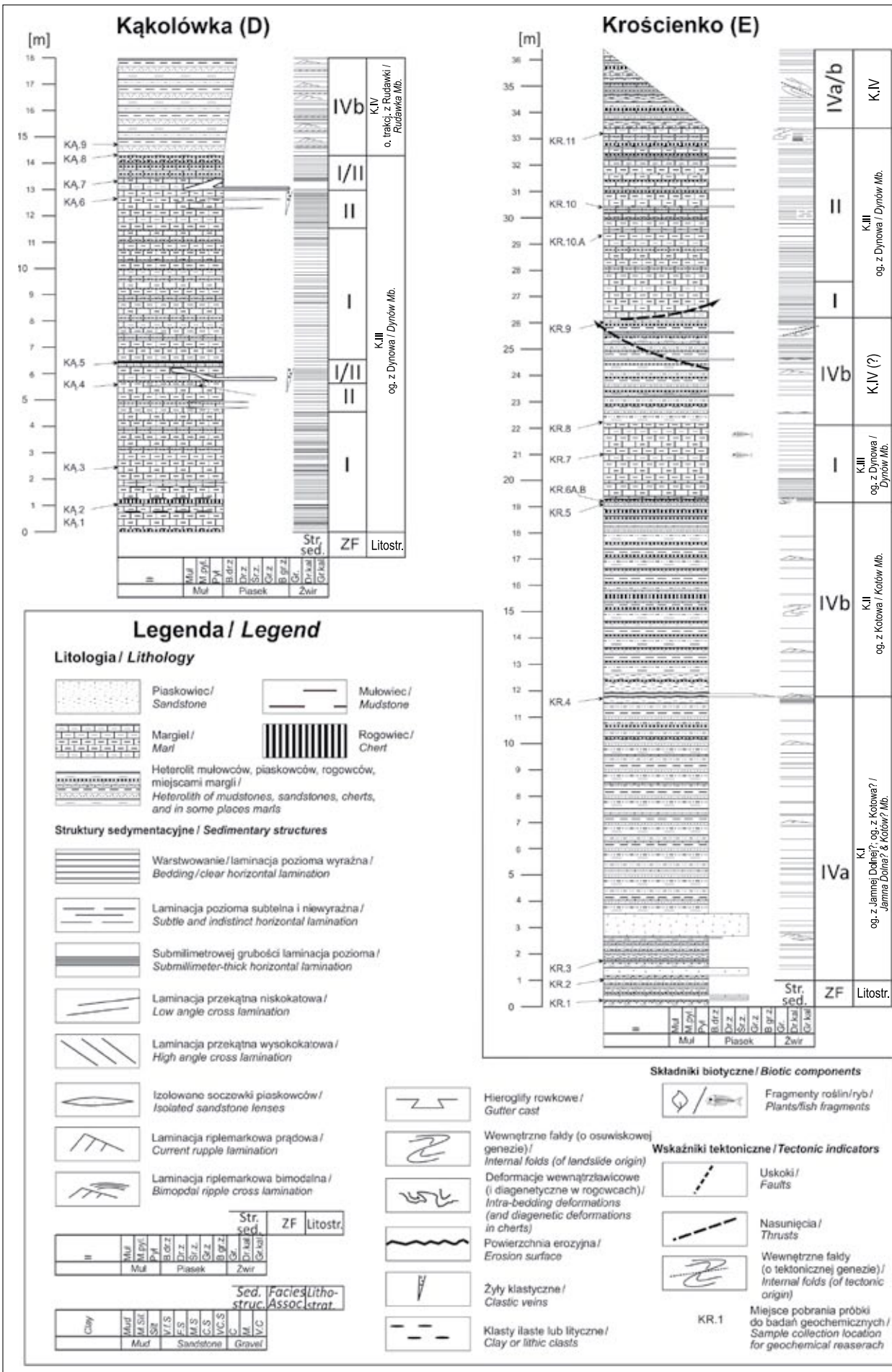
(Kotlarczyk i Leśniak, 1990; Kotlarczyk i in., 2006; Kotlarczyk i Uchman, 2012), podobnie jak te występujące w jednostce śląskiej (Dziadzio i in., 2025) i reprezentują zonę nanoplanktonową NP23 (rupel) (np. Garecka, 2012; Wójcik-Taboli i in., 2023). Wójcik-Taboli i in. (2023) umieścili margle dynowskie nieco wyżej w pozycji stratygraficznej w stosunku do pracy Kotlarczyka i in. (2006).

## Materiały i metody badawcze

Do badań wybrano 5 profili (rysunek 1B), w których występują margle dynowskie. Zostały one sprofilowane (rysunek 3A–E) z uwzględnieniem utworów podległych i nadległych odsłaniających się w tych lokalizacjach. Wykorzystano również dane pochodzące z innych odsłonień, dla których nie



**Rysunek 3A–E.** Profile litologiczno-sedymentologiczne najniższej części warstw menilitowych z marglami dynowskimi z odsłonieć: A – w Tarnawce, B – w Straszyle, C – w Futomie, D – w Kąkolówce, E – w Krościenku. Lokalizacja profili jest pokazana na rysunku 1B  
**Figure 3A–E.** Lithological and sedimentological profiles of the lower part of the Menilite Beds with Dynów Marl from the outcrops: A – at Tarnawka, B – at Straszyle, C – at Futoma, D – at Kąkolówka, E – at Krościenko. The locations of the profiles are shown in Figure 1B



wykonano syntetycznych profili litofacjalnych (np. z obrębu profilu Ulanica). Lokalizacja profili zgodnie z Google Maps jest następująca: Tarnawka (profil A, rysunek 3A): 49.948177, 22.280500; Straszdydle (profil B, rysunek 3B): 49.901660, 22.004735; Futoma (profil C, rysunek 3C): 49.869269, 22.117789; Kąkolówka (profil D, rysunek 3D): 49.843737, 22.059825; Krościenko (profil E, rysunek 3E): 49.476117, 22.686722; Ulanica: 49.837616, 22.158913.

Do celów analitycznych posłużono się metodą analizy facjalnej, która pozwoliła na wyróżnienie najbardziej charakterystycznych typów facjalnych (8 facji), zgrupowanych następnie w 4 zespoły facjalne. W artykule skupiono się głównie na marglach dynowskich, współwystępujących w różnych częściach jednostki skolskiej z różnymi typami litofacjalnymi, zwanymi najczęściej warstwami lub ogniwami litostratigraficznymi (por. Kotlarczyk i Leśniak, 1990), (rysunek 2), które dla celów porównawczych również poddano badaniom. Ogniwa te w odniesieniu do analizowanych profili odznaczają się różnymi cechami i dlatego przypisano im uproszczoną nazwę – kompleks.

Wyróżniono 4 kompleksy (K.I–K.IV). Każdy z nich charakteryzuje się różnymi cechami litofacjalnymi, których cechy określają zespoły facjalne (ZF.I–ZF.IV) (rysunek 3A–E). Ze względu na fakt, że występują wspólnie z marglami i ograniczają je w spągu lub stropie, zostały uwzględnione w opisie i interpretacji.

Do badań geochemicznych z profilu A pobrano 7 prób, z profilu B – 21 prób, z profilu C – 7 prób, z profilu D – 7 prób i z profilu E – 13 prób. Łącznie wykonano 54 analizy podstawowych parametrów za pomocą aparatu Rock-Eval-6 Turbo oraz 22 badania szczegółowe materii organicznej, w tym analizy biomarkerów za pomocą GCMS. Na profilach zostały zaznaczone miejsca oraz numery prób, na których przeprowadzono te badania.

## Badania sedymentologiczne i ich wyniki

### Facje osadowe (F)

#### F.1. Margle masywne

Facja ta tworzy grube poziomy margli powyżej 20 cm miąższości do maksymalnie 60 cm (w opisywanych odsłonięciach). Są one wewnętrznie masywne, nie wykazują warstwowania ani laminacji (rysunek 4A) lub wykazują nieregularną, zaburzoną bardzo słabo widoczną laminację lub smugowanie podkreślane zmianami barwy, które widoczne są albo na świeżym przełamie albo po przecięciu. Margle te pękają nieregularnie, bryłowo. Są jasnoszare lub kremowobiałe, rzadziej jasnobrązowe. Niekiedy są skrzemionkowane. Współwystępują

z marglami warstwowanymi i laminowanymi facji F.2 i F.3, rzadziej z facjami heterolitowymi i facją rogowców oraz margli skrzemionkowanych F.5.

#### F.2. Margle warstwowe (tabliczkowe)

Facja ta tworzy zespoły warstw dochodzące do kilku metrów miąższości (rysunek 4B). Składa się z różnej miąższości warstw margli o tabliczkowej oddzielności, które najczęściej nie posiadają żadnych wewnętrznych struktur sedymentacyjnych. Rzadziej pojedyncze warstwy posiadają subtelną wewnętrzną laminację o charakterze mikrosoczewkowej lub podkreślona jedynie subtelną zmianą barwy. Miąższość poszczególnych warstw wynosi od ok. 2 cm do 20 cm. Pojedyncze warstwy rozdzielone są płaskimi powierzchniami oddzielności, lub rzadziej pomiędzy warstwami występują submilimetrowej grubości laminy: ilowa, mułowa lub piaszczysta. Często facja ta współwystępuje z facją F.3. Tworzy wówczas powtarzające się cykle F.2/F.3 miąższości od kilku milimetrów do 30 cm. W obrębie tej facji spotykane są również soczewki piaszczyste lub milimetrowej grubości mułowców, laminy bogate we fragmenty ryb i koprolity lub ślady po koprolitach ryb oraz cienkie poziome zlepnięcia śródfacjalnych.

#### F.3. Margle laminowane

Tworzą różnej miąższości zespoły cienkich lamin, od submilimetrowej do milimetrowej grubości pojedynczej laminy (rysunek 4C). Margle takie posiadają dobrą oddzielność. Spotykane są również margle niewykazujące oddzielności, jakkolwiek są wewnętrznie laminowane poziomo, czasami lekko faliście. W profilu w Futomie występują również cienkie warstwy (1–3 cm) cienkolaminowanych margli bez oddzielności, ale wewnętrznie bardzo mocno zdeformowanych, głównie plastycznie. Oddzielność występuje w grubszych zespołach lamin. Na powierzchniach spotykane są zwykłe fragmenty lub szczątki ryb. Barwa jest zmienna, od całkowicie białych lamin do brązowych o różnych odcieniach. Facja ta współwystępuje z facją F.2, tworząc indywidualne zestawy horyzontalnie ciągłych lamin lub występuje jako wypełnienia, np. nieregularnych rozmyć. W profilu w Tarnawce, w dolnej jego części, stwierdzono występowanie soczewkowatego wypełnienia marglami laminowanymi, również wykazującymi zaburzone warstwowanie przekątne w dużej skali (rysunek 3A, drugi metr profilu).

#### F.4. Mułowce i margle skrzemionkowane, ziarniste (zapiaszczone z fauną)

Facja ta została stwierdzona w jednym profilu (Straszdydle). Charakteryzuje się masywną strukturą (nie są widoczne inne cechy ze względu na wysoki stopień spękań tektonicznych). Budują ją mułowce margliste z rozproszonymi ziarnami kwarcu

od 1 mm do 5 mm, fragmentami ciemnymi skał litycznych (różnej wielkości do 4 mm) oraz nieobtoczonymi fragmentami węgla (do 2 cm) i różnej wielkości pokruszonymi fragmentami mszywiolów. Wśród grubszych składników występują również klasty skrzemionkowanych margli, mułowców i rogowce a nawet węgle (rysunek 4D). Struktura skały jest bezładna o rozproszonym szkielecie ziarnowym. Posiada ostry erozyjny spąg i ostry strop. Spąg ma charakter rozmyć głębokości do ok. 50 cm. Facja ta tworzy poziom występujący w spągu utworów zaliczonych do K.II.

#### F.5. Rogowce i margle rogowcowe (*margle skrzemionkowane*)

Rogowce tej facji są bezstrukturalne lub laminowane wewnętrznie o ostrych stropach i spągach i miąższości warstw od 1 cm do 30 cm (sporadycznie większej). Tworzą one ciągle płaskie poziomy dające się śledzić na dużym dystansie, nawet ponad 20 m (w skali odsłonięcia). Tworzą również lateralnie rozciągłe cienkie soczewki. Do facji tej zaliczone zostały również skrzemionkowane margle, zarówno masywne, nieregularnie, jak i wyraźnie laminowane – przesycone krzemionką (w formie smug i nieregularnych skupień, układających się równolegle, jak i prostopadłe do warstwowania). Rogowce są ciemnobrązowe i czarne, jeśli tworzą indywidualne warstwy lub jasnokremowe, brązowe i czarne (o różnych odcieniach), gdy tworzą charakterystyczną laminację wynikającą ze zmiany barwy (o różnej miąższości od 1 cm do kilkudziesięciu cm). Warstwy rogowców są zarówno niezdeformowane, jak i zdeformowane wewnętrznie (rysunek 4E), tworząc w ten sposób niekiedy dość nietypowe formy strukturalne nazywane często strukturami spływowymi (Kotlarczyk i Leśniak, 1990). Ważną cechą jest to, że tylko poziomy rogowcowe są zdeformowane, a otaczające je w spągu i stropie warstwy margli nie są zdeformowane. Jeśli rogowce towarzyszą facji margli warstwowanych, to tworzą również dobrze wyróżniające się wśród nich poziomy o ostrych stropach i spągach lub soczewki. Podobny charakter mają, jeśli towarzyszą facji heterolitowej (rysunek 4G). Do facji tej zaliczone zostały również skały o charakterze diatomitów, które występują dość licznie jako przewarstwienia, głównie w profilu w Futomie. Są one zróżnicowane pod względem charakteru. Ich różne typy zostały opisane przez Kotlarczyka i Leśniaka (1990).

#### F.6. Piaskowce masywne i warstwowane

Piaskowce tej facji są różnoziarniste, najczęściej jednak średnio- i gruboziarniste, rzadziej bardzo gruboziarniste – wówczas mają również charakter zlepniowaty (drobnokalibrowe zlepniowce). Piaskowce tworzą wyraźne poziomy (warstwy) w obrębie wyróżnionych kompleksów osadowych o zmiennych miąższościach od kilku do kilkudziesięciu centymetrów lub tworzą nieregularne formy stanowiące wypełnienia różnych

form erozyjnych (rysunek 4F), jak i mieszanych (np. erozyjno-tektonicznych, jak w profilu w Kąkolówce – rysunki 3D i 4A, 6. metr profilu – gdzie nieregularna forma erozyjna występuje przy uskoku). W składzie tych piaskowców dominuje kwarc z dużym, a miejscami bardzo dużym udziałem glaukonitu. Podrzednie piaskowce te mają charakter różnoziarnistych arenitów litycznych. Miąższość soczewek i nieregularnych wypełnień waha się od kilkunastu cm do ponad pół metra. Mają one charakter struktur typu *gutter cast*. Piaskowce rzadko wykazują wewnętrzne granice mogące być granicami amalgaamacji, a te układające się skośnie do siebie są powierzchniami warstwowań przekątnych w różnej, generalnie dużej skali. W składzie piaskowców często spotykane są nieobtoczone klasty węgla, rogowców i fragmenty organiczne, takie jak kości ryb i skorupki ślimaków. W jednym przypadku piaskowce te zawierają fragmenty krzemieni, najprawdopodobniej jurajskich (profil w Ulanicy). Niektóre warstwy piaskowców zlepniowatych zawierają nawet kilkucentymetrowej wielkości nieobtoczone klasty krzemieni, a niektóre z piaskowców są piaskowcami arkozowymi. Spągowe struktury erozyjne są wypełnione zwykle gruboziarnistym piaskowcem frakcjonowanym frakcji od grubo- do drobnociarnistego. Facja ta współwystępuje z facjami F.2 i F.4. W obrębie facji F.2 tworzy żyły pokładowe oraz subwertykalne żyły klastyczne (rysunek 4A). Do tej facji zaliczone zostały również piaskowce o wyraźnym poziomym warstwowaniu, tworzące często grube warstwy lub zespoły warstw różnoziarnistych piaskowców o ostrych stropach oraz spągach i różnym składzie ziarnowym (por. profile w Tarnawce i Krościenku, rysunki 3A i 3E).

Zespoły warstw piaskowców w tych profilach tworzą miąższe interwały i cyklicznie przewarstwiają się głównie z łupkami menilitowymi facji F.8. Mają one inny charakter litologiczny od pozostałych piaskowców występujących w wyższej części omawianych profili. W profilu w Tarnawce są zaliczane do ogniwa z Borysławia, a w profilu w Krościenku mają charakter piaskowców kliwskich. Nie były one jednak przedmiotem analizy.

#### F.7. Piaskowce laminowane

Piaskowce tej facji są różnoziarniste i o różnej miąższości, zwykle od jednego do kilku centymetrów. Tworzą zarówno warstwy o ciągłości obserwowanej w skali odsłonięcia lub indywidualne soczewki. Współwystępują w utworach o heterolitowym charakterze (ZF.IV) zarówno z mułowcami (łupkami menilitowymi), iłowcami, jak i marglami i rogowcami (rysunek 4G). W obrębie margli facji F.3 tworzą soczewki (rysunek 4H), a w obrębie facji heterolitowych również misowate wypełnienia o ostrych stropach i spągach. Część z nich, biorąc pod uwagę ich wewnętrzną strukturę, można zakwalifikować do struktur typu *pot casts*. Piaskowce te posiadają warstwowania



przekątne w różnej skali i różnym kącie zapadania lamin w obrębie indywidualnej warstwy, która zwykle posiada ostry spąg i strop. Występują również warstwowania poziome. Rzadziej spotykane są zestawy różnych typów warstwowań.

W kilku przypadkach stwierdzono warstwowania o prostopadłym lub przeciwnym zestawie lamin zaprawowych (rysunek 4I). Piaskowce są zarówno słabo zwięzłe, rozsypliwę, jak i zwięzłe, a gdy towarzyszą im rogowce, są mocno skrzemionkowane.

#### F.8. Mułowce i mułowce bitumiczne (łupki menilitowe)

Mułowce tej facji to odpowiednik łupków menilitowych. Są one zwarte, bezwapniste, często laminowane, o wyraźnej tabliczkowej lub łuskowej oddzielności (rysunek 4J). Charakterystyczną ich cechą w przypadku łupków bogatych w substancję organiczną jest brązowa lub ciemnobrązowa

barwa na świeżej, niezwiędniętej powierzchni lub jasnoszara, kremowa na powierzchni zwiędniętej, często z wykwitami siarki na powierzchni oddzielności. W przypadku mułowców o oddzielności tabliczkowej mają one nieco jaśniejszą barwę oraz niekiedy widoczną laminację poziomą, rzadziej występuje gradacja ziarna. Mułowce tej facji są zarówno masywne, jak i cienkolaminowane. Oba typy często współwystępują ze sobą. Facji tej towarzyszą cienkie i bardzo cienkie laminy pyłowców lub bardzo drobnoziarnistych piaskowców. W przypadku mułowców typu łupków menilitowych facja ta ma wysokie zawartości substancji organicznej (w zależności od kompleksu osadowego, w którym występują), (por. tabela 1). W jej obrębie spotykane są również cienkie warstwy i laminy rogowców. Facja F.8 współwystępuje ze wszystkimi typami litofacjalnymi, z tym że jej udział w obrębie facji od F.1 do F.3 jest minimalny.

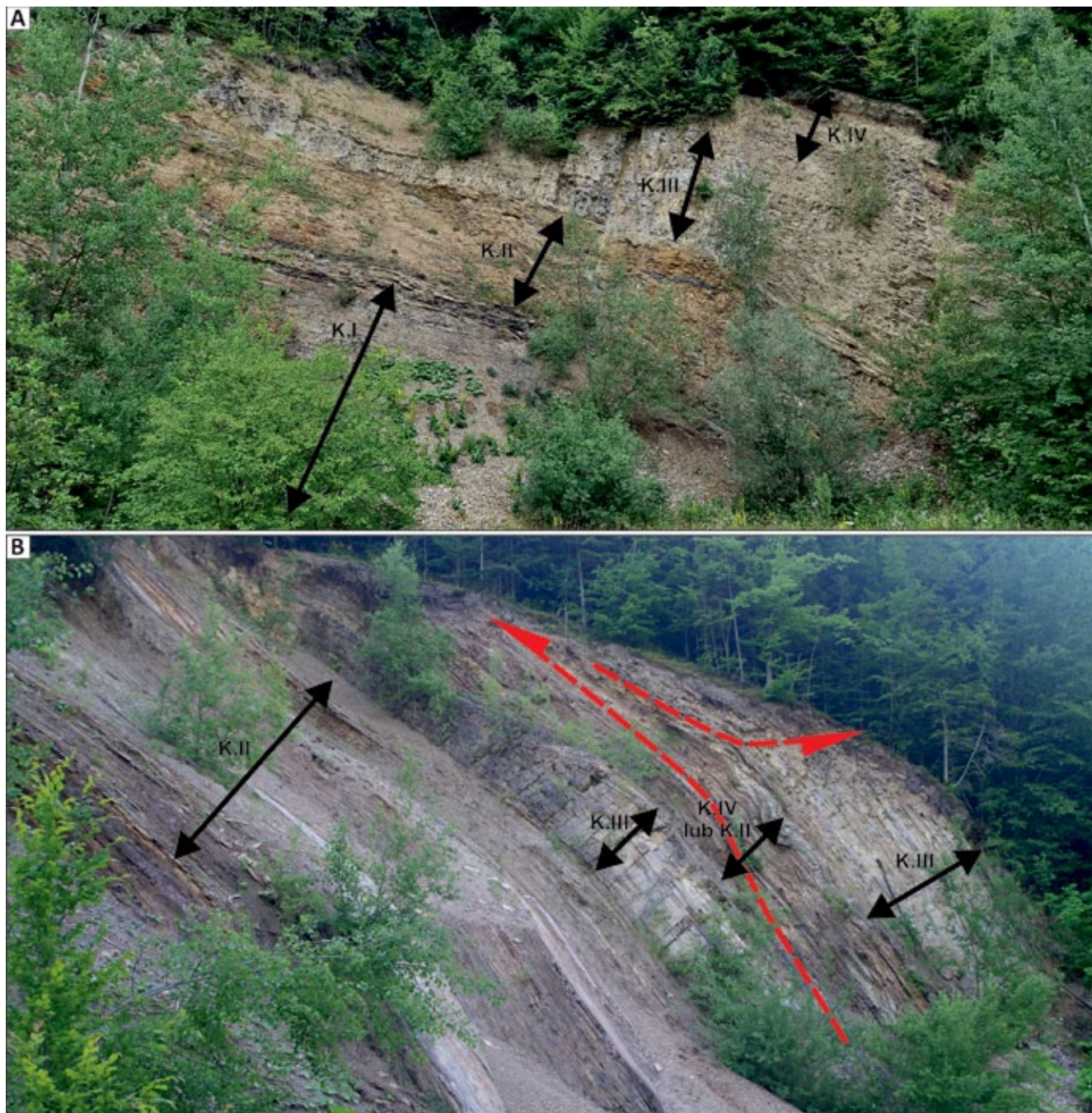
**Rysunek 4.** Charakterystyczne cechy wyróżnionych facji F.1–F.8. **A** – facja F.1. Profil Kąkolówka – 13 metr profilu, rysunek 3D). W stropie margli masywnych występuje facja F.3. Z lewej strony od wysokości ok. 70 cm na skali żyła klastyczna (facja F.7), która w spągu ma erozyjny kontakt z marglami. Kontakt żyły z prawej i lewej strony z marglami ma charakter tektoniczny. Skala 1 m. **B** – facja F.2. Profil w Futomie (pomiędzy 5. metrem a 14. metrem profilu, rysunek 3B). Margle o wyraźnej oddzielności warstwowej. Ciemniejsze interwały to rogowce lub margle rogowcowe. Skala 1 m. **C** – facja F.3. Cienkolaminowane margle, przechodzące ku górze w margle tabliczkowe facji F.2. Profil w Kąkolówce (pomiędzy 0. a 4. metrem profilu, rysunek 3D). **D** – facja F.4. Fragmenty skały budującej fację F.4. Widoczne różne składniki, np. ostrokrawędzisty o ok. 1-centymetrowej średnicy fragment węgla w dolnej części zdjęcia; rozproszone obtoczone i nie-obtoczone ziarna kwarcu; jasne fragmenty mszywiolów. Profil w Straszydle (12. metr profilu, rysunek 3B). **E** – facja F.5. Zdeformowana wewnętrznie warstwa rogowca w obrębie facji F.2. Otaczające margle nie są zdeformowane. Profil Futoma (ok. 3,5 m profilu, rysunek 3C). Skala młotek 28 cm. **F** – facja F.6. Erozyjne wypełnienie średnioziarnistym warstwowanym przekątnie piaskowcem, przypominające dużych rozmiarów wypełnioną rynną erozyjną (ang. *gutter cast*). W spągu piaskowca nieregularna żyła klastyczna wypełniona piaskowcem kwarcowo glaukonitowym. Widoczne w centralnej części wypełnienie ma ok. 2 m szerokości i ok 40 cm miąższości. Piaskowiec ten kontynuuje się w podobnej formie (erozyjnych wypełnień) na większym dystansie pomiędzy K.II (w jego stropie) i K.III. Profil w Straszydle (16. metr profilu, rysunek 3B). **G** – facja F.7. Współwystępowanie piaskowców facji F.7 w obrębie utworów heterolitowych (ZF.IVb). Pojedyncze przekątnie laminowane, izolowane soczewki, o symetrycznym charakterze i warstwy z laminacją riplemarkową w otoczeniu mułowców menilitowych i rogowców. Profil w Straszydle (interwał pomiędzy 0. a 4. metrem profilu, rysunek 3B). Skala młotek 28 cm. **H** – facja F.7. Warstwowanie przekątne bimodalne (jodełkowe) w dwóch kolejnych poziomach piaskowców. Piaskowiec występuje w obrębie skrzemionkowanych mułowców menilitowych. Profil w Straszydle (interwał pomiędzy 0. a 2. metrem profilu, w K.I), rysunek 3B). **I** – facja F.7. Soczewka piaskowca glaukonitowego średnioziarnistego z warstwowaniem przekątnym. Profil w Kąkolówce (pomiędzy 4. a 5. metrem profilu, rysunek 3D). **J** – facja F.8. Stropowa część K.III o heterolitowym charakterze zdominowana przez mułowce bitumiczne (łupki menilitowe) i mułowce bezwapniste (grubsze i jaśniejsze warstwy). Profil w Futomie (4,5 m profilu, rysunek 3C). Skala młotek 28 cm

**Figure 4.** Characteristic features of the identified facies F.1–F.8. **A** – Facies F.1. Kąkolówka profile – 13 metres of the profile (Figure 3D). Facies F.3 occurs in the top of the massive marls. On the left, from a height of approx. 70 cm on the scale, there is a clastic vein (Facies F.7), which has an erosional contact with the marls at its base. The contact of the vein with the marls on the right and left side is tectonic. Scale 1 m. **B** – Facies F.2. Profile at Futoma (between 5 and 14 metres of the profile, Figure 3B). Marls with distinct bedding. The darker intervals are cherts or silicified marls. Scale 1 m. **C** – Facies F.3. Finely laminated marls, passing upwards into tabular marls of facies F.2. Profile in Kąkolówka (between 0 and 4 meters of the profile, Figure 3D). **D** – Facies F.4. Fragments of the rock composing facies F.4. Various components are visible, e.g., a sharp-edged fragment of coal, approximately 1 cm in diameter, in the lower part of the photo; scattered rounded and unrounded quartz grains; bright fragments of bryozoans. Profile in Straszydle (12 meters of the profile, Figure 3B). **E** – Facies F.5. Internally deformed cherts within facies F.2. The surrounding marls are not deformed. Futoma profile (ca. 3.5 m of profile, Figure 3C). Hammer scale 28 cm. **F** – Facies F.6. Erosive infill with medium-grained, cross-bedded sandstone resembling a large gutter cast. At the base of the sandstone, there is an irregular clastic vein filled with quartz-glauconitic sandstone. The infill visible in the central part is ca. 2 m wide and ca. 40 cm thick. This sandstone continues in a similar form (erosional infills) for a greater distance between complex II (at its top) and III. Straszydle (16 m of profile, Figure 3B). **G** – Facies F.7. Co-occurrence of sandstones of facies F.7 within heterolithic deposits (facies association IV.B). Single, cross-laminated isolated symmetrical lenses and beds with ripple cross-lamination surrounded by menilite mudstones and cherts. Profile in Straszydle (interval between 0 and 4 m of the profile, Figure 3B). Hammer scale 28 cm. **H** – Facies F.7. Bimodal cross-bedding (herringbone) in two consecutive sandstone beds. Sandstone occurs within silicified Menilite mudstones. Profile in Straszydle (interval between 0 and 2 m of profile, in complex I, Figure 3B). **I** – Facies F.7. Lens of medium-grained glauconitic sandstone with cross-bedding. Profile in Kąkolówka (between 4 and 5 m of the profile, Figure 3D). **J** – Facies F.8. Top part of Complex III of heterolithic character dominated by bituminous mudstones (Menilite shales) and noncalcareous mudstones (thicker and lighter beds). Profile in Futoma (4.5 m of profile, Figure 3C). Hammer scale 28 cm

### Zespoły facjalne (ZF)

**ZF.I.** W skład tego zespołu facjalnego wchodzi następujące facje: F.1 (margle masywne); F.2 (margle warstwowane); F.3 (margle laminowane); F.5 (rogowce i margle rogowcowe); okazjonalnie: F.8 (mułowce bitumiczne). Jego miąższość jest

zmienna, od ok. 1 m (profil w Krościenku) do prawie 10 m (profil w Futomiu), z wartościami pośrednimi odnotowanymi w pozostałych profilach. Zespół ten najczęściej współwystępuje z zespołami ZF.II, ZF.III oraz ZF.IV (IVa lub IVb) (por. rysunek 3A–E).



**Rysunek 5.** Przykłady odsłonień z wyróżnionymi kompleksami. **A** – kompleksy osadowe w profilu w Straszędzie (A). Skrót K.I–K.IV oznaczają kolejne kompleksy. Szczegółowy profil przedstawia rysunek 3B. **B** – kompleksy osadowe w profilu w Krościenku. Skrót K.II–K.IV oznaczają kolejne kompleksy. Czerwone przerywane linie pokazują przebieg nasunięć. Nasunięcie pierwsze od lewej ma charakter nasunięcia śródkomplexowego z wyraźną rampą, a nasunięcie drugie, o przeciwnej wergencji, ma charakter nasunięcia rozcinającego kompleks K.III. Szczegółowy profil przedstawia rysunek 3E

**Figure 5.** Examples of outcrops with selected complexes. **A** – sedimentary complexes in the profile in Straszędzie (A). Abbreviations K.I–K.IV denote subsequent complexes. A detailed profile is shown in Figure 3B. **B** – sedimentary complexes in the profile in Krościenko (B). Abbreviations K.II–K.IV denote subsequent complexes. Red dashed lines show the thrusts occurrences. The first thrust from the left is an intra-complex thrust with a distinct ramp, while the second thrust, with the opposite vergence, is a dissecting thrust of Complex III. A detailed profile is shown in Figure 3E

**ZF.II.** W jego skład wchodzi następujące facje: F.2 (margle warstwowane); F.3 (margle laminowane); F.5 (rogowce i margle rogowcowe); F.7 (piaskowce laminowane); okazjonalnie: F.6 (piaskowce masywne i warstwowane) oraz F.8 (mułowce bitumiczne), rysunki 3–7. ZF.II przełamuje się z ZF.I.

**ZF.III.** W zespole tym występują następujące facje: F.4 (mułowce i margle skrzemionkowane, ziarniste); F.5 (rogowce i margle rogowcowe); F.2 (margle warstwowane) w różnych proporcjach do pozostałych litotypów; F.6 (piaskowce masywne i warstwowane) oraz miejscami facja F.8. Dodatkową cechą, jaka występuje w obrębie tego kompleksu, jest obecność deformacji o synsedymencyjnym, jak i tektonicznym (nieciągłym) charakterze. Deformacje są dobrze widoczne w profilach w Straszycie, Futomie oraz Ulanicy. Może on odpowiadać wyróżnianemu w literaturze ogniwu z Kotowa. Występujące w stropie tego kompleksu piaskowce mogą odpowiadać piaskowcom ogniwa z Borysławia. Podobnie jest również w profilu w Tarnawce, gdzie stanowią istotny jego element, jednak występują w obrębie ZF.II.

**ZF.IV.** Reprezentują heterolity piaskowcowo-mułowcowo-marglisto-rogowcowe. Są to utwory, które zostały podzielone na dwa podzespoły: heterolity z udziałem i bez udziału margli lub ze sporadycznym ich udziałem.

**ZF.IVa.** Heterolity z udziałem margli. Zespół ten posiada prawie równomierne proporcje następujących facji: F.2, F.5, F.7 i F.8. Proporcje udziału poszczególnych litotypów ulegają zmianie w zależności od profilu. Utwory tego zespołu są w różnym stopniu skrzemionkowane lub pozbawione sylikacji (poza indywidualnymi cienkimi warstwami rogowców). Tworzą zróżnicowanej miąższości interwały w zależności od stopnia odsłonięcia profilu od 2 m do 11 m (rysunki 3C i 3E). Zespół ten współwystępuje z ZF.I, ZF.II, ZF.III oraz ZF.IVb.

**ZF.IVb.** Heterolity bez udziału margli. Zespół ten ma zbliżoną charakterystykę jak ZF.IVa, z wyłączeniem facji F.2. Pozostałe składniki facjalne mają prawie równomierne proporcje. Są to następujące facje: F.5, F.7 i F.8. Proporcje udziału poszczególnych litotypów ulegają zmianie w profilach. Są w różnym stopniu skrzemionkowane lub pozbawione sylikacji (poza indywidualnymi cienkimi warstwami rogowców). Tworzą zróżnicowanej miąższości interwały w zależności od stopnia odsłonięcia profilu od 2 m do 7 m (rysunki 3C i 3E). Zespół ten współwystępuje z ZF.I, ZF.II, ZF.III oraz ZF.IVb. W niektórych profilach wzrasta udział piaskowców ku górze profilu tworząc, wyraźne trendy grubienia warstw ku górze (rysunki 3C i 3E).

### Kompleksy (K)

Odnosząc się do podziału litostratygraficznego oraz opisów tych wydzieleni w literaturze (Kotlarczyk i Leśniak, 1990), w dolnej części warstw menilitowych (rysunek 2, za Kotlarczyk i in., 2006) najbardziej możliwy do przyporządkowania do

wyróżnionych kompleksów (K.I–K.IV) jest następujący przyjęty w tej pracy podział.

**K.I** – reprezentuje najstarsze utwory w analizowanych profilach i odpowiada wyróżnionemu i opisanemu przez Jerzmańską i Kotlarczyka (1968) oraz Kotlarczyka i Leśniaka (1990) ogniwu z Jamnej Dolnej lub ogniwu łupków (podrogowcowych) z Jamnej Dolnej (rysunek 2). Równoczesnym ogniwem jest ogniwo z Borysławia. Kompleks ten wraz z odpowiadającymi mu ogniwami został wyróżniony w następujących profilach: w Straszycie (rysunek 3A) oraz w Krościenku (rysunki 3E, 5A i 5B). Kompleks ten budują zespoły facjalne: ZF.IVa i ZF.IVb.

**K.II** – w interpretacji został uznany jako odpowiednik ogniwa z Kotowa (rysunki 2, 3B–E, 5A i 5B). Ogniwo z Borysławia zalega się zarówno z ogniwem z Jamnej Dolnej, jak i nadległym ogniwem z Kotowa, ale również z ogniwem z Dynowa (Kotlarczyk i in., 2006; Wójcik-Tabol i in., 2023). Kompleks ten budują następujące zespoły facjalne: ZF.III i ZF.IVb. K.II w profilu Krościenka (rysunki 3E i 5B) na podstawie cech litologicznych jest zbliżony do K.IV. Z pozycji następstwa kompleksów można przyjąć, że występuje we właściwym następstwie, podobnie jak i w innych profilach. Jednak widoczne w obrębie K.IV nasunięcie może wskazywać na jego tektoniczne zdwojenie wraz z K.III (rysunki 3E oraz 5B).

**K.III** – to właściwy kompleks poddany badaniom. Wyróżniony został we wszystkich profilach (rysunki 3A–E, 5A i 5B). Na podstawie obserwacji terenowych jest bardzo prawdopodobne, że w obrębie profilu w Tarnawce występujące w jego obrębie piaskowce należy zaliczyć do ogniwa z Borysławia, które przewarstwiają się z ogniwem z Dynowa (rysunek 3A) (por. również Wójcik-Tabol i in., 2023). Kompleks ten budują ZF.I i ZF.II, sporadycznie ZF.IVa (profil w Tarnawce).

**K.IV** – odpowiada najprawdopodobniej ogniwu trakcyjnym z Rudawki oraz możliwe, że również utworom ogniwa z Borku Dolnego, lub zamiennie (rysunki 3A–E, 5A i 5B). Kompleks ten budują ZF.IVa i ZF.IVb.

### Badania geochemiczne i ich wyniki

Badania geochemiczne w obrębie warstw menilitowych (łupków menilitowych) w polskiej części Karpat zewnętrznych skupiały się głównie na określeniu ich macierzystości i korelacji ropa naftowa/skała macierzysta (m.in. Kołtun, 1992; Matyasik, 1994, 2009; Kołtun i in., 1998; Köster i in., 1998a; Matyasik i in., 2003; Curtis i in., 2004; Kotarba i Kołtun, 2006; Kotarba i in., 2007; Kotarba i in., 2013, 2014, 2017; Dziadzio i Matyasik, 2018; Kosakowski i in. 2018; Rauball i in., 2019). Badania biomarkerów prowadzone pod kątem określenia typu materii organicznej i warunków jej depozycji oraz określenia środowiska sedymentacji (również w celu korelacji ropa naftowa / skała

macierzysta) wykonane zostały przez: ten Haven i in. (1993); Matyasik i Kupisz (1996); Matyasik i Steczko (2004); Matyasik i Dziadzio (2006); Matyasik i Steczko (2008); Matyasik (2009, 2011); Dziadzio i in. (2016) – a sporadycznie badane były same margle dynowskie (Dziadzio i Matyasik, 2021; Dziadzio i in., 2025).

Jedne z pierwszych badań biomarkerów, do celów genetycznych przeprowadzone zostały przez Köester i in. (1998b) i obejmowały interpretację biomarkerów z odsłonięć Straszyle i Futoma z obrębu łupków menilitowych poniżej margli dynowskich (por. również Dziadzio i in., 2025).

Badania geochemiczne przeprowadzone na próbkach poabranych z 5 profili warstw menilitowych obejmowały, oprócz podstawowych parametrów określających zasobność w substancję organiczną (kerogenową i bitumiczną), także potencjał generacyjny, stopień dojrzałości termicznej i typ kerogenu. Dla wybranych próbek określono również specyficzne wskaźniki i skład znaczników biologicznych, dzięki którym można wnioskować o zmianach warunków środowiska depozycji, jak i specyficznych cechach deponowanej materii organicznej.

W odniesieniu do podstawowych badań geochemicznych facji zawierających materię organiczną, uzyskano wyniki, które zostały zestawione w tabeli 1. Badaniami biomarkerów objęto wszystkie wydzielone facje we wszystkich profilach.

### F.1. Margle masywne

Przebadano jedną próbkę z obrębu K.III z profilu w Kąkolówce (tabela 1). Probka ta wykazuje niską zawartość TOC, która wynosi 0,79%, z czego 0,62% stanowi węgiel rezydualny, a 0,17% węgiel produktywny (pirolityczny) (tabela 1). Ilość substancji mineralnej wynosi 8,3%. W oparciu o wyznaczone wskaźniki: wodorowy (HI) oraz tlenowy (OI) substancję organiczną można zaklasyfikować do III typu o niskim potencjale generacyjnym wynoszącym 1,47 mg HC/g skały. Jej stopień przeobrażeń termicznych jest niski, odpowiadający fazie przedgeneracyjnej, równoważnej dla tego typu kerogenu  $VR_0$  0,5%. Niski stopień przeobrażenia potwierdza także wartość parametru PI = 0,02. Nie wykonano badań biomarkerów z tej próbki.

### F.2. Margle warstwowane (tabliczkowe)

Facja ta we wszystkich zespołach facjalnych wykazuje duże zróżnicowanie pod względem zawartości TOC, które mieszczą się w zakresie od 0,25% i 0,66% w ZF.I i ZF.II, (K.III) do 3,28% w ZF.II, (K.II). Najwyższe jednak wartości występują w ZF.IVa, gdzie wartości TOC osiągają 4,23% w K.I (tabela 1) w profilu Straszyle (probka 3A). Probka margli tego zespołu facjalnego reprezentuje dobrej jakości skałę macierzystą o relatywnie wysokim potencjale generacyjnym na poziomie 20,61 mg HC/g skały, o niskim stopniu

utlenienia i niskiej zawartości węgla mineralnego. W obrębie facji F.2 występują próbki o wyższym wskaźniku wodorowym HI, osiągającym wartość 727 mg HC/g TOC (np. z obrębu profilu Krościenko, probka KR.7), ale o znacznie niższych parametrach potencjału generacyjnego i zawartości TOC. Te próbki na ogół charakteryzują się wyższą zawartością węgla mineralnego do 10%. Współzależność wskaźników HI, OI oraz  $T_{max}$  pozwala zaklasyfikować próbki reprezentujące fację F.2 do mieszanego typu kerogenu II+III lub III+II, o niskiej dojrzałości termicznej (tabela 3). Najwyższy wskaźnik wodorowy, o wartości HI 727 mg HC/g TOC, wskazujący na II typ kerogenu, stwierdzono w jednej próbce facji F.2 z ZF.I w K.III w profilu Krościenko (tabela 1). Skład biomarkerów frakcji nasyconej i aromatycznej wskazuje na środowisko o niskiej zawartości tlenu. Znacznie krótszy zakres występowania homologów n-alkanów od n- $C_{16}$  do n- $C_{25}$  i stosunek Pr/Ph niższy od jedności wskazuje na beztlenowe środowisko depozycji (nie może on być jednak jedynym wyznacznikiem z uwagi na niską zawartość węglowodorów nasyconych w zakresie  $C_{17}$  i  $C_{18}$ ). Dodatkowym wskaźnikiem środowiska i niskiej tlenowości jest obecność bisnorhopanu (BNH).

Jego obecność zazwyczaj jest związana ze skałami macierzystymi powstałymi w środowiskach morskich o ograniczonym zasięgu. Często występuje w połączeniu z bogatymi w materię organiczną łupkami osadzonymi w stratyfikowanych kolumnach wodnych. Wysoki stosunek bisnorhopanu (BNH) do hopanu często wiąże się ze skałami o wysokiej zawartości siarki (typ II-S), która powszechnie występuje w izolowanych, beztlenowych środowiskach węglanowych lub marglistych (Dahl, 2004).

Niski udział oleananu wskazuje na niewielką dostawę materiału lądowego (roślin wyższych), przy równoczesnym udziale tricyklicznych terpenów, świadczących o wpływie morskiej materii organicznej, co odzwierciedla także skład steranów o prawie równomiernym udziale  $C_{27} : C_{28} : C_{29}$  (Peters i Moldovan, 1993) (tabela 2). Jednak nie we wszystkich próbkach należących do tej facji obecność tricyklicznych terpenów jest na podobnym poziomie. Znacznie mniej tych związków występuje w próbce STR.3A (ZF.IVa, K.I). W tej facji, ale i w ZF.III z obrębu K.II (probka STR.6A), stwierdzono obecność biomarkerów z grupy cholestenów, świadczących o obecności morskich alg i innych morskich organizmów, na co dodatkowo wskazuje nieznaczna dominacja steranów  $C_{27}$ .

W próbce KR.7 facji F.2 z profilu w Krościenku (ZF.I, K.III), o najwyższym wskaźniku wodorowym, skład hopanów może wskazywać na redukcyjne środowisko sedymentacji, o czym świadczy w tym przypadku również wysoka zawartość bisnorhopanu oraz przedłużony zakres hopanów od  $C_{31}$  do  $C_{35}$  z lekko podwyższoną koncentracją homohopanu  $C_{35}$ . Wśród grupy steranów występuje wysoka zawartość steranów

$C_{28}$  (43%) i  $C_{29}$  (31%), co może świadczyć o dominacji materiału jeziornego (Peters i Moldowan, 1993).

Wysoka zawartość BNH we wszystkich próbkach facji F.2, a szczególnie w profilu z Kąkolówki (ZF.I, K.III), może dodatkowo wskazywać na niską temperaturę wody w basenie sedimentacyjnym, co należy łączyć z ochłodzeniem klimatu oraz beztlenowymi warunkami środowiska. W próbach facji F.2 zasadniczo nie stwierdzono obecności oleananu. Jego zauważalną obecność odnotowano jedynie w dwóch próbkach, reprezentujących ZF.II w K.III. Wysoka zawartość steranów  $C_{28}$  (43%) i  $C_{29}$  (do 40%) może świadczyć o dominacji materiału jeziornego przy niskiej aktywności bakterii beztlenowych (Peters i Moldowan, 1993, 2005) (tabela 2). W próbkach facji F.2 nie było tak wyraźnej dominacji hopanów nad steranami, co świadczy o niskiej aktywności bakterii podczas procesów diagenetycznych.

### *Facja F.3. Margle laminowane*

Facja F.3, głównie z obrębu K.III (ZF.I i ZF.II), posiada zakres TOC w przedziale od 0,32% do 1,99% (tabela 1). Najwyższa wartość 1,99% TOC została stwierdzona w ZF.I/II w profilu Straszdydle (próbka STR.10). Próbkę tę charakteryzuje się wysoką zawartością substancji mineralnej, powyżej 5%. Współzależność wskaźników HI oraz OI przy uwzględnieniu poziomu przeobrażeń termicznych (tabela 1) pozwala na zaklasyfikowanie kerogenu do typu III/II o możliwościach generacyjnych typu ropno-gazowego. Stopień przeobrażeń termicznych jest również stosunkowo niski w zakresie  $T_{max}$  od 416°C do 430°C (np. profil w Kąkolówce) oraz pomiarów biomarkerów (tabela 3). W próbkach stwierdzono bardzo niską zawartość wolnych węglowodorów, co jest potwierdzone dodatkowo niską ilością ekstrahowalnej substancji organicznej, dlatego też dla większości próbek reprezentujących fację F.3 nie wykonano badań biomarkerów. Ocenę genetyczną wykonano tylko w oparciu o jedną próbkę z profilu Straszdydle (STR.10). Próbkę ta charakteryzuje się także niskim wskaźnikiem Pr/Ph, co sugeruje beztlenowe warunki środowiska sedimentacji materii organicznej o niskim udziale materiału typu lądowego. W próbce tej stwierdzono także grupę związków bisnorhopanów (rysunek 6), co może świadczyć o działalności bakterii redukujących siarczany w środowisku słodkowodnym. W tej facji zaobserwowano wysoką zawartość diasteranów, wskazujących na osady klastyczne, oraz znacznie mniej związków oleanenowych, świadczących o niskim udziale materiału lądowego.

Facja F.3 charakteryzuje się ponadto nieznaczną przewagą materiału typu jeziornego, sterany  $C_{28}$  stanowią w tej grupie 38% i stwierdzono nieznaczną przewagę hopanów względem steranów, co świadczy o przewadze prokariotów nad eukariotami.

### *F.4. Mułowce i margle skrzemionkowane, ziarniste (zapiaszczone z fauną)*

Facja F.4 reprezentowana jest tylko przez jedną próbkę z profilu Straszdydle (STR.5B) (tabela 1), dla której zawartość TOC wynosi 2,57%, z czego 1,72% stanowi węgiel rezydualny, a 0,85% węgiel pirolityczny reprezentujący potencjał generacyjny. Wielkość potencjału generacyjnego to 9,34 mg węglowodorów na 1 g skały. Wartość wskaźnika wodorowego wynosząca 363 mg HC/g TOC i niski wskaźnik utlenienia OI, wynoszący 44 mg  $CO_2$ /g TOC, pozwalają zakwalifikować kerogen zawarty w tej próbce do typu II, o właściwościach ropotwórczych. Próbkę ta, zaliczona do zespołu facjalnego III kompleksu II, ma niską zawartość substancji mineralnej, na poziomie 1,57% i wykazuje niski stopień przeobrażeń termicznych. O niskiej dojrzałości tej próbki świadczą niskie wskaźniki obliczone ze składu związków aromatycznych fenantrenowych i siarkowych. Wskaźniki te, w przeliczeniu na wartości refleksyjności wityritu, są jedne z niższych i wynoszą odpowiednio  $R_{(MP-1)} = 0,64\%$  i  $R_{(MDR)} = 0,69\%$  (tabela 3). W badanej próbce jest niska zawartość ekstrahowalnej substancji organicznej (910 ppm), w której prawie 90% stanowią związki żywiczne i asfaltenowe. Na podstawie wyników badań biomarkerów, wskaźnika Pr/Ph (tabela 2) można określić warunki środowiska sedimentacji jako mocno redukcyjne, o bardzo niskiej zawartości oleananu, co wskazuje na bardzo mały udział materiału pochodzącego z roślin okrytonasiennych. W facji tej stwierdzono również znaczną ilość pentacyklicznych triterpenów, których pochodzenie w skałach osadowych związane jest z żywicami roślin wyższych i aktywnością mikrobiologiczną, co jednoznacznie identyfikuje obecność lądowej materii organicznej (Curiale, 2006). Biomarkery te występują również powszechnie w słabo dojrzałych osadach jeziornych. Brak oleananu w połączeniu z obecnością triterpenów lub aromatycznych triterpenoidów w środowisku jeziornym zazwyczaj wskazuje na obecność specyficznych roślin naczyniowych lub makrofitów. Chociaż oleanan jest specyficznym biomarkerem roślin okrytonasiennych (roślin kwitnących), jego brak, pomimo obecności triterpenów (prekursorów), może sugerować odrębne źródło materii organicznej (np. dostarczane z ładu do środowiska węglanowego) lub brak dojrzałości termicznej niezbędnej do przekształcenia triterpenów w nasycone oleanany. Dodatkowe wytłumaczenie obecności triterpenów to pochodzenie mikrobiologiczne. Ich obecność wraz z brakiem oleananu może wskazywać na udział określonych rodzin okrytonasiennych, które produkują inne prekursorzy niż oleanan (np. ursan lub lupan) (Curiale, 2006). Wśród steranów dominują sterany  $C_{29}$  ( $C_{27} : C_{28} : C_{29} = 17 : 34 : 49$ ), których dominacja świadczy o przewadze algowej materii organicznej. Hopany, które dominują nad steranami (hop/sterany = 4,24, tabela 2), potwierdzają wysoki udział bakterii w destrukcji organicznego materiału osadowego.

**Tabela 1.** Zestawienie danych sedimentologicznych i wyników badań pirolitycznych badanych prób. Zaznaczone na kolor żółty próbki były poddane szczegółowym analizom biomarkerów  
**Table 1.** Summary of sedimentological data and pyrolysis results of the analysed samples. Samples marked in yellow were subjected to detailed biomarker analyses

# TARNAWKA (A)

| Próbka | Litologia         | Facja | ZF     | K   | T <sub>max</sub><br>[°C] | S1<br>[mg/g] | S2<br>[mg/g] | S3<br>[mg/g] | PI   | PC<br>[%] | RC<br>[%] | TOC<br>[%] | HI  | OI  | MINC<br>[%] | ESO<br>[ppm] | Nas  | Aro  | Żywiec | Asf   | ESO/<br>TOC | HC/TOC | HC/HZ |
|--------|-------------------|-------|--------|-----|--------------------------|--------------|--------------|--------------|------|-----------|-----------|------------|-----|-----|-------------|--------------|------|------|--------|-------|-------------|--------|-------|
| TA.1   | łupki menilitowe  | F.8   | II/IVa | III | 410                      | 1,56         | 92,38        | 6,81         | 0,02 | 8,15      | 7,64      | 15,79      | 585 | 43  | 0,31        | 8928,48      | 5,98 | 2,78 | 32,26  | 58,97 | 56,55       | 4,95   | 0,10  |
| TA.2A  | łupki menilitowe  | F.8   | I      | III | 421                      | 0,71         | 41,13        | 4,24         | 0,02 | 3,69      | 4,80      | 8,49       | 484 | 50  | 0,27        | 2170,72      | 6,02 | 2,09 | 33,51  | 58,38 | 25,57       | 2,07   | 0,09  |
| TA.2B  | margle maszynne   | F.1   | I      | III | 424                      | 0,18         | 13,38        | 1,84         | 0,01 | 1,23      | 1,38      | 2,61       | 513 | 70  | 8,32        |              |      |      |        |       |             |        |       |
| TA.3   | margle laminowane | F.3   | I      | III | 422                      | 0,06         | 4,19         | 0,99         | 0,01 | 0,40      | 0,54      | 0,94       | 446 | 105 | 9,92        | 375,52       | –    | –    | –      | –     | 39,93       | –      | –     |
| TA.4   | margle laminowane | F.3   | I      | III | 416                      | 0,03         | 1,49         | 0,59         | 0,02 | 0,15      | 0,28      | 0,43       | 347 | 137 | 5,23        |              |      |      |        |       |             |        |       |
| TA.5   | łupki menilitowe  | F.8   | I      | III | 427                      | 0,16         | 16,02        | 1,93         | 0,01 | 1,44      | 2,02      | 3,46       | 463 | 56  | 2,12        |              |      |      |        |       |             |        |       |
| TA.6   | margiel           | F.2   | II     | III | 426                      | 0,15         | 14,07        | 2,61         | 0,01 | 1,31      | 1,54      | 2,85       | 494 | 92  | 7,48        |              |      |      |        |       |             |        |       |

# STRASZYDLE (B)

| Próbka   | Litologia          | Facja | ZF   | K   | T <sub>max</sub><br>[°C] | S1<br>[mg/g] | S2<br>[mg/g] | S3<br>[mg/g] | PI   | PC<br>[%] | RC<br>[%] | TOC<br>[%] | HI  | OI | MINC<br>[%] | ESO<br>[ppm] | Nas   | Aro  | Żywiec | Asf   | ESO/<br>TOC | HC/TOC | HC/HZ |
|----------|--------------------|-------|------|-----|--------------------------|--------------|--------------|--------------|------|-----------|-----------|------------|-----|----|-------------|--------------|-------|------|--------|-------|-------------|--------|-------|
| STR.0.A  | łupki menilitowe   | F.8   | IVb  | I   | 416                      | 1,08         | 33,48        | 1,85         | 0,03 | 2,98      | 3,10      | 6,08       | 551 | 30 | 0,13        |              |       |      |        |       |             |        |       |
| STR.0.B  | łupki menilitowe   | F.8   | IVb  | I   | 415                      | 1,77         | 58,61        | 3,37         | 0,03 | 5,21      | 5,34      | 10,55      | 556 | 32 | 0,22        |              |       |      |        |       |             |        |       |
| STR.1    | łupki menilitowe   | F.8   | IVa  | I   | 407                      | 1,57         | 29,35        | 1,78         | 0,05 | 2,69      | 4,07      | 6,76       | 434 | 26 | 0,11        |              |       |      |        |       |             |        |       |
| STR.2    | łupki menilitowe   | F.8   | IVa  | I   | 419                      | 0,93         | 56,99        | 2,14         | 0,02 | 4,94      | 4,63      | 9,57       | 596 | 22 | 0,11        | 3844,08      | 8,08  | 7,86 | 32,75  | 51,31 | 40,17       | 6,40   | 0,19  |
| STR.3.A  | margle             | F.2   | IVa  | I   | 412                      | 0,37         | 20,61        | 1,39         | 0,02 | 1,82      | 2,41      | 4,23       | 487 | 33 | 2,30        | 1885,87      | 5,50  | 5,03 | 27,83  | 61,64 | 44,58       | 4,69   | 0,12  |
| STR.3.B  | łupki menilitowe   | F.8   | IVa  | I   | 412                      | 0,43         | 29,34        | 2,03         | 0,01 | 2,59      | 3,27      | 5,86       | 501 | 35 | 0,16        | 1781,29      | 7,58  | 5,78 | 24,37  | 62,27 | 30,40       | 4,06   | 0,15  |
| STR.3.C  | rogowce            | F.5   | IVa  | I   | 415                      | 0,35         | 14,54        | 0,87         | 0,02 | 1,29      | 1,47      | 2,76       | 527 | 32 | 0,09        | 1277,67      | 7,92  | 6,23 | 27,36  | 58,49 | 46,29       | 6,55   | 0,16  |
| STR.4A   | łupki menilitowe   | F.8   | IVa  | I   | 427                      | 0,59         | 63,07        | 2,75         | 0,01 | 5,47      | 4,95      | 10,42      | 605 | 26 | 0,20        |              |       |      |        |       |             |        |       |
| STR.4B   | rogowce            | F.5   | IVa  | I   | 425                      | 0,10         | 9,27         | 0,49         | 0,01 | 0,82      | 0,84      | 1,66       | 558 | 30 | 0,06        |              |       |      |        |       |             |        |       |
| STR.5.1  | łupki menilitowe   | F.8   | III  | II  | 418                      | 2,08         | 83,83        | 4,73         | 0,02 | 7,39      | 6,39      | 13,78      | 608 | 34 | 0,28        |              |       |      |        |       |             |        |       |
| STR.5.2A | mulowiec marglisty | F.4   | III  | II  | 415                      | 0,08         | 6,96         | 0,90         | 0,01 | 0,63      | 1,30      | 1,93       | 361 | 47 | 1,07        |              |       |      |        |       |             |        |       |
| STR.5.2B | łupki menilitowe   | F.8   | III  | II  | 413                      | 0,16         | 11,98        | 1,29         | 0,01 | 1,08      | 2,05      | 3,13       | 383 | 41 | 1,63        |              |       |      |        |       |             |        |       |
| STR.5A   | łupki menilitowe   | F.8   | III  | II  | 414                      | 2,56         | 120,15       | 4,30         | 0,02 | 10,45     | 7,89      | 18,34      | 655 | 23 | 0,25        | 7218,54      | 5,43  | 8,05 | 29,96  | 56,55 | 39,36       | 5,31   | 0,16  |
| STR.5B   | margle             | F.4   | III  | II  | 412                      | 0,12         | 9,34         | 1,14         | 0,01 | 0,85      | 1,72      | 2,57       | 363 | 44 | 1,57        | 910,00       | 6,42  | 3,11 | 26,65  | 63,81 | 35,40       | 3,37   | 0,11  |
| STR.6A   | margiel            | F.2   | III  | II  | 414                      | 0,21         | 13,58        | 1,62         | 0,02 | 1,23      | 1,96      | 3,19       | 426 | 51 | 6,87        | 1332,91      | 7,97  | 4,21 | 36,09  | 51,73 | 41,78       | 5,09   | 0,14  |
| STR.6B   | łupki menilitowe   | F.8   | III  | II  | 415                      | 1,42         | 79,69        | 4,00         | 0,02 | 6,98      | 6,03      | 13,01      | 613 | 31 | 0,30        | 5719,47      | 6,26  | 5,05 | 22,63  | 66,06 | 43,96       | 4,97   | 0,13  |
| STR.7    | łupki menilitowe   | F.8   | III  | II  | 429                      | 0,76         | 63,12        | 4,22         | 0,01 | 5,53      | 6,02      | 11,55      | 546 | 37 | 0,22        |              |       |      |        |       |             |        |       |
| STR.8    | margle             | F.2   | I    | III | 413                      | 0,10         | 5,13         | 1,01         | 0,02 | 0,49      | 0,68      | 1,17       | 438 | 86 | 9,32        |              |       |      |        |       |             |        |       |
| STR.9    | margle             | F.2   | I    | III | 425                      | 0,08         | 5,67         | 1,49         | 0,01 | 0,55      | 0,98      | 1,53       | 371 | 97 | 8,42        |              |       |      |        |       |             |        |       |
| STR.10   | margiel            | F.3   | I/II | III | 423                      | 0,08         | 7,21         | 1,86         | 0,01 | 0,69      | 1,30      | 1,99       | 362 | 93 | 7,03        | 633,45       | 10,31 | 3,62 | 45,4   | 40,67 | 31,83       | 4,43   | 0,16  |
| STR.11   | łupki menilitowe   | F.8   | IVb  | IV  | 424                      | 0,09         | 6,06         | 2,09         | 0,02 | 0,60      | 1,60      | 2,20       | 275 | 95 | 0,15        |              |       |      |        |       |             |        |       |

**FUTOMA (C)**

| Próbka | Litologia                | Facja | ZF  | K   | T <sub>max</sub><br>[°C] | S1<br>[mg/g] | S2<br>[mg/g] | S3<br>[mg/g] | PI   | PC<br>[%] | RC<br>[%] | TOC<br>[%] | HI  | OI  | MINC<br>[%] | ESO<br>[ppm] | Nas  | Aro  | Żywiec | Asf   | ESO/<br>TOC | HC/TOC | HC/HZ |
|--------|--------------------------|-------|-----|-----|--------------------------|--------------|--------------|--------------|------|-----------|-----------|------------|-----|-----|-------------|--------------|------|------|--------|-------|-------------|--------|-------|
| FU.1   | łupki menilitowe         | F.8   | III | II  | 426                      | 0,30         | 18,66        | 3,09         | 0,02 | 1,72      | 3,54      | 5,26       | 355 | 59  | 0,18        | 2221,94      | 6,53 | 4,70 | 52,74  | 36,03 | 42,24       | 4,74   | 0,13  |
| FU.2   | łupki menilitowe         | F.8   | I   | I   | 422                      | 1,85         | 60,94        | 3,80         | 0,03 | 5,41      | 4,84      | 10,25      | 595 | 37  | 0,23        | 8896,67      | 6,41 | 3,30 | 32,05  | 58,24 | 88,44       | 8,59   | 0,11  |
| FU.3   | margle                   | F.2   | I   | III | 421                      | 0,14         | 7,74         | 1,41         | 0,02 | 0,73      | 1,01      | 1,74       | 445 | 81  | 10,08       |              |      |      |        |       |             |        |       |
| FU.4   | margle                   | F.2   | I   | III | 421                      | 0,27         | 15,57        | 1,91         | 0,02 | 1,42      | 1,77      | 3,19       | 488 | 60  | 8,60        | 1029,62      | 8,08 | 6,24 | 40,42  | 45,27 | 32,28       | 4,62   | 0,17  |
| FU.5   | margle                   | F.3   | I   | III | 423                      | 0,04         | 2,69         | 0,72         | 0,01 | 0,27      | 0,58      | 0,85       | 316 | 85  | 10,34       |              |      |      |        |       |             |        |       |
| FU.6   | margiel + łupek menilit. | F.8   | IVa | IV  | 416                      | 0,09         | 6,58         | 1,61         | 0,01 | 0,63      | 0,94      | 1,57       | 419 | 103 | 10,61       |              |      |      |        |       |             |        |       |
| FU.7   | łupki menilitowe         | F.8   | IVa | IV  | 420                      | 0,21         | 18,00        | 1,49         | 0,01 | 1,60      | 1,87      | 3,47       | 519 | 43  | 5,11        | 919,00       | 8,47 | 6,30 | 37,29  | 47,94 | 26,48       | 3,91   | 0,17  |

**KĄKOLÓWKA (D)**

| Próbka | Litologia               | Facja    | ZF   | K   | T <sub>max</sub><br>[°C] | S1<br>[mg/g] | S2<br>[mg/g] | S3<br>[mg/g] | PI   | PC<br>[%] | RC<br>[%] | TOC<br>[%] | HI  | OI  | MINC<br>[%] | ESO<br>[ppm] | Nas   | Aro  | Żywiec | Asf   | ESO/<br>TOC | HC/TOC | HC/HZ |
|--------|-------------------------|----------|------|-----|--------------------------|--------------|--------------|--------------|------|-----------|-----------|------------|-----|-----|-------------|--------------|-------|------|--------|-------|-------------|--------|-------|
| KĄ.1   | margiel z fragm. ryb    | F.3      | I    | III | 430                      | 0,02         | 0,71         | 0,62         | 0,03 | 0,09      | 0,23      | 0,32       | 222 | 194 | 6,20        |              |       |      |        |       |             |        |       |
| KĄ.2   | margiel + rogowiec      | F.2; F.5 | I    | III | 429                      | 0,02         | 0,68         | 0,38         | 0,03 | 0,08      | 0,17      | 0,25       | 272 | 152 | 2,79        |              |       |      |        |       |             |        |       |
| KĄ.3   | margle laminowane       | F.3      | I    | III | 429                      | 0,03         | 2,60         | 0,87         | 0,01 | 0,26      | 0,55      | 0,81       | 321 | 107 | 9,42        |              |       |      |        |       |             |        |       |
| KĄ.4   | margle                  | F.2      | II   | III | 425                      | 0,10         | 6,01         | 1,47         | 0,02 | 0,59      | 1,05      | 1,64       | 366 | 90  | 8,56        | 1662,01      | 12,06 | 4,67 | 48,25  | 35,02 | 101,34      | 16,95  | 0,20  |
| KĄ.5   | margle                  | F.2      | I/II | III | 425                      | 0,06         | 3,99         | 1,41         | 0,01 | 0,41      | 0,94      | 1,35       | 296 | 104 | 8,23        | 661,87       | 10,45 | 3,11 | 43,79  | 42,66 | 49,03       | 6,65   | 0,16  |
| KĄ.6   | margiel skrzemionk.     | F.2      | II   | III | 422                      | 0,03         | 2,02         | 0,81         | 0,02 | 0,21      | 0,45      | 0,66       | 306 | 123 | 4,80        |              |       |      |        |       |             |        |       |
| KĄ.7   | margiel masyw. i lamin. | F.1      | I/II | III | 428                      | 0,03         | 1,47         | 0,85         | 0,02 | 0,17      | 0,62      | 0,79       | 186 | 108 | 8,30        |              |       |      |        |       |             |        |       |
| KĄ.8   | margiel                 | F.2      | I/II | III | 427                      | 0,08         | 5,70         | 3,85         | 0,01 | 0,62      | 1,30      | 1,92       | 297 | 201 | 2,01        | 707,09       | 9,43  | 3,14 | 49,69  | 37,74 | 36,83       | 4,63   | 0,14  |
| KĄ.9   | łupki menilitowe        | F.8      | IVb  | IV  | 427                      | 0,21         | 7,28         | 3,83         | 0,03 | 0,78      | 2,67      | 3,45       | 211 | 111 | 0,27        | 3900,92      | 2,55  | 1,09 | 17,70  | 78,65 | 113,07      | 4,12   | 0,04  |

**KROŚCIENKO (E)**

| Próbka | Litologia               | Facja | ZF  | K          | T <sub>max</sub><br>[°C] | S1<br>[mg/g] | S2<br>[mg/g] | S3<br>[mg/g] | PI   | PC<br>[%] | RC<br>[%] | TOC<br>[%] | HI  | OI  | MINC<br>[%] | ESO<br>[ppm] | Nas   | Aro   | Żywiec | Asf   | ESO/<br>TOC | HC/TOC | HC/HZ |
|--------|-------------------------|-------|-----|------------|--------------------------|--------------|--------------|--------------|------|-----------|-----------|------------|-----|-----|-------------|--------------|-------|-------|--------|-------|-------------|--------|-------|
| KR.1   | łupki menilitowe        | F.8   | IVa | I          | 433                      | 0,02         | 6,50         | 4,80         | 0    | 0,73      | 3,57      | 4,30       | 151 | 112 | 2,23        |              |       |       |        |       |             |        |       |
| KR.2   | łupki menilitowe        | F.8   | IVa | I          | 429                      | 0,11         | 18,81        | 4,24         | 0,01 | 1,77      | 5,46      | 7,23       | 260 | 59  | 0,28        |              |       |       |        |       |             |        |       |
| KR.3   | łupki menilitowe        | F.8   | IVa | I          | 434                      | 0,02         | 2,58         | 1,63         | 0,01 | 0,29      | 1,03      | 1,32       | 195 | 123 | 8,43        |              |       |       |        |       |             |        |       |
| KR.4   | łupki menilitowe        | F.8   | IVa | I          | 425                      | 0,18         | 22,70        | 6,65         | 0,01 | 2,19      | 5,66      | 7,85       | 289 | 85  | 0,43        |              |       |       |        |       |             |        |       |
| KR.5   | łupki menilitowe        | F.8   | IVb | II         | 422                      | 0,27         | 30,30        | 2,04         | 0,01 | 2,65      | 3,24      | 5,89       | 514 | 35  | 0,12        |              |       |       |        |       |             |        |       |
| KR.6A  | margiel                 | F.2   | I   | III        | 416                      | 0,09         | 5,93         | 0,54         | 0,02 | 0,54      | 0,62      | 1,16       | 511 | 47  | 9,75        |              |       |       |        |       |             |        |       |
| KR.6B  | rogowiec                | F.5   | I   | III        | 416                      | 0,70         | 4,95         | 0,21         | 0,12 | 0,49      | 0,28      | 0,77       | 643 | 27  | 0,74        | 161,20       | –     | –     | –      | –     | 20,94       | –      | –     |
| KR.7   | wapienie marglisty      | F.2   | I   | III        | 414                      | 0,37         | 15,49        | 0,33         | 0,02 | 1,34      | 0,79      | 2,13       | 727 | 15  | 10,02       | 1609,42      | 10,79 | 22,61 | 39,42  | 27,18 | 75,56       | 25,24  | 0,50  |
| KR.8   | łupki menilit. + margle | F.8   | IVb | IV? lub II | 422                      | 0,70         | 51,43        | 2,88         | 0,01 | 4,49      | 5,01      | 9,50       | 541 | 30  | 4,58        | 2768,21      | 10,18 | 10,91 | 36,00  | 42,91 | 29,14       | 6,15   | 0,27  |
| KR.9   | łupki menilitowe        | F.8   | IVb | IV? lub II | 413                      | 0,47         | 23,50        | 1,08         | 0,02 | 2,06      | 1,77      | 3,83       | 614 | 28  | 6,04        | 2075,10      | 10,70 | 9,27  | 36,52  | 43,51 | 54,18       | 10,82  | 0,25  |
| KR.10  | margiel rogowcowy       | F.5   | II  | III        | 427                      | 0,22         | 7,08         | 1,35         | 0,03 | 0,67      | 1,11      | 1,78       | 398 | 76  | 5,37        |              |       |       |        |       |             |        |       |
| KR.10A | łupki menilitowe        | F.8   | II  | III        | 424                      | 0,19         | 14,15        | 1,65         | 0,01 | 1,28      | 1,64      | 2,92       | 485 | 57  | 6,12        |              |       |       |        |       |             |        |       |
| KR.11  | margiel                 | F.2   | II  | II         | 422                      | 0,26         | 15,25        | 1,97         | 0,02 | 1,39      | 1,89      | 3,28       | 465 | 60  | 6,46        |              |       |       |        |       |             |        |       |

**Tabela 2.** Wskaźniki biomarkerów frakcji nasyconej z grupy izoprenoidów oraz pentacyklicznych terpenów i steranów

**Table 2.** Biomarker indicators of the saturated fraction from the group of isoprenoids and pentacyclic terpenes and steranes

| Nr próbki         | Pr/Ph | Pr/n-C <sub>17</sub> | Ph/n-C <sub>18</sub> | Ol/C <sub>30</sub> hop | Ts/Tm | S/S + R C <sub>31</sub> | M/C <sub>30</sub> hop | C <sub>29</sub> NH/C <sub>30</sub> hop | BNH/C <sub>30</sub> hop | C <sub>27</sub> % | C <sub>28</sub> % | C <sub>29</sub> % | Hopany/sterany |
|-------------------|-------|----------------------|----------------------|------------------------|-------|-------------------------|-----------------------|----------------------------------------|-------------------------|-------------------|-------------------|-------------------|----------------|
| <b>Facja 2</b>    |       |                      |                      |                        |       |                         |                       |                                        |                         |                   |                   |                   |                |
| Straszydle STR.3A | 0,15  | 5,27                 | 11,22                | <0,10                  | 0,10  | 0,49                    | 0,24                  | 0,13                                   | 3,15                    | 39                | 24                | 37                | 1,85           |
| Straszydle STR.6A | 0,39  | 3,59                 | 5,18                 | <0,10                  | <0,10 | 0,29                    | 0,96                  | 0,12                                   | 1,70                    | 34                | 25                | 41                | 0,87           |
| Krościenko KR.7   | 0,54  | 13,16                | 8,29                 | 0,08                   | 0,31  | 0,36                    | 0,40                  | 0,34                                   | 2,85                    | 26                | 43                | 31                | 1,60           |
| Futoma FU.4       | 0,44  | 1,56                 | 2,47                 | 0,06                   | 0,25  | 0,24                    | 0,24                  | 0,21                                   | 0,99                    | 34                | 28                | 37                | 0,44           |
| Kąkolówka KA.4    | 0,26  | 2,14                 | 4,55                 | 0,21                   | 0,18  | 0,29                    | 1,77                  | 0,98                                   | 13,75                   | 36                | 28                | 36                | 0,11           |
| Kąkolówka KA.5    | 0,28  | 2,06                 | 4,62                 | 0,10                   | 0,01  | 0,23                    | 2,28                  | 0,41                                   | 19,23                   | 35                | 42                | 23                | 0,17           |
| Kąkolówka KA.8    | 0,45  | 7,31                 | 6,01                 | 0,05                   | 0,17  | 0,20                    | 0,81                  | 0,40                                   | 1,54                    | 29                | 31                | 40                | 0,21           |
| <b>Facja 3</b>    |       |                      |                      |                        |       |                         |                       |                                        |                         |                   |                   |                   |                |
| Straszydle STR.10 | 0,42  | 1,24                 | 1,43                 | 0,08                   | 0,13  | 0,19                    | 0,84                  | 0,14                                   | 3,68                    | 28                | 38                | 34                | 1,43           |
| <b>Facja 4</b>    |       |                      |                      |                        |       |                         |                       |                                        |                         |                   |                   |                   |                |
| Straszydle-STR.5  | 0,26  | 1,80                 | 3,74                 | 0,02                   | 0,13  | 0,19                    | 0,59                  | 0,03                                   | 0,40                    | 17                | 34                | 49                | 4,24           |
| <b>Facja 5</b>    |       |                      |                      |                        |       |                         |                       |                                        |                         |                   |                   |                   |                |
| Straszydle-STR.3C | 0,07  | 2,21                 | 3,10                 | 0,05                   | 0,18  | 0,24                    | 0,53                  | 0,05                                   | 1,32                    | 33                | 37                | 30                | 3,07           |
| <b>Facja 8</b>    |       |                      |                      |                        |       |                         |                       |                                        |                         |                   |                   |                   |                |
| Tarnawka TA.1     | 0,33  | 0,44                 | 0,48                 | 0,14                   | 0,14  | 0,30                    | 1,39                  | 0,11                                   | 0,76                    | 34                | 36                | 30                | 2,45           |
| Tarnawka TA.2A    | 0,42  | 0,59                 | 0,36                 | 0,05                   | 0,10  | 0,32                    | 0,52                  | 0,09                                   | 1,31                    | 29                | 42                | 28                | 2,14           |
| Straszydle STR.2  | 0,56  | 4,02                 | 5,20                 | 0,01                   | 0,05  | 0,14                    | 0,27                  | 0,15                                   | 0,72                    | 28                | 23                | 41                | 5,32           |
| Straszydle STR.3B | 0,07  | 2,60                 | 2,60                 | 0,05                   | 0,03  | 0,22                    | 0,47                  | 0,09                                   | 1,38                    | 33                | 34                | 33                | 2,34           |
| Straszydle STR.5A | 0,09  | 1,42                 | 3,61                 | 0,04                   | Tm    | 0,21                    | 0,41                  | 0,06                                   | 0,54                    | 29                | 28                | 43                | 6,13           |
| Straszydle STR.6B | 0,39  | 3,75                 | 3,38                 | 0,01                   | 0,05  | 0,24                    | 0,85                  | 0,09                                   | 0,28                    | 37                | 28                | 35                | 3,56           |
| Futoma FU.1       | 0,59  | 0,97                 | 0,83                 | 0,02                   | 0,12  | 0,30                    | 0,79                  | 0,29                                   | 0,99                    | 28                | 31                | 41                | 3,46           |
| Futoma FU.2       | no    | no                   | no                   | 0,02                   | Tm    | 0,48                    | 0,85                  | 0,06                                   | 0,99                    | 41                | 23                | 36                | 12,55          |
| Futoma FU.7       | 0,7   | 1,53                 | 1,63                 | 0,03                   | 0,04  | 0,18                    | 1,12                  | 0,29                                   | 4,96                    | 27                | 39                | 34                | 2,14           |
| Kąkolówka KA.9    | 0,35  | 0,95                 | 0,92                 | 0,04                   | 0,05  | 0,14                    | 1,21                  | 0,26                                   | 1,69                    | 28                | 37                | 35                | 0,56           |
| Krościenko KR.8   | 0,69  | 9,71                 | 5,83                 | 0,07                   | 0,26  | 0,30                    | 0,42                  | 0,29                                   | 0,27                    | 35                | 44                | 21                | 3,72           |
| Krościenko KR.9   | 0,46  | 5,01                 | 4,52                 | 0,21                   | 0,21  | 0,41                    | 1,06                  | 0,59                                   | 4,41                    | 34                | 51                | 15                | 2,90           |

**Objaśnienie skrótów użytych w tabeli:**

Pr/Ph – stosunek pristanu do fitanu, Pr/n-C<sub>17</sub> i Ph/n-C<sub>18</sub> – stosunki izoprenoidów do odpowiednich n-alkanów obliczone z GC-FID;

Ol/C<sub>30</sub>hop – wskaźnik oleanan / C<sub>30</sub> 17α(H), 21β(H) – hopan;

Ts/Tm – stosunek 18α(H)-neohopanu (Ts) / 17α(H)-22,29,30-trisnorhopanu (Tm);

S/S+R C<sub>31</sub>hop – C<sub>31</sub>S homohopan / (C<sub>31</sub>S + C<sub>31</sub>R) homohopany;

M/C<sub>30</sub>hop – C<sub>30</sub> 17β(H), 21α(H)-moretan / C<sub>30</sub> 17α(H), 21β(H)-hopan;

C<sub>29</sub>NH/C<sub>30</sub>hop – C<sub>29</sub> norhopan / C<sub>30</sub> homohopan;

BNH/C<sub>30</sub>hop – wskaźnik 28,30-bisnorhopan / C<sub>30</sub> 17α(H), 21β(H)-hopanu;

Sterany – C<sub>27</sub> – %C<sub>27</sub>reg. ster., C<sub>28</sub> – %C<sub>28</sub>reg. ster., C<sub>29</sub> – %C<sub>29</sub>reg. ster.;

Hopany/sterany – wskaźnik C<sub>30</sub>hopan / sumy C<sub>29</sub> steranów.

**Explanation of the abbreviations used in the table:**

Pr/Ph, Pr/n-C<sub>17</sub> and Ph/n-C<sub>18</sub> calculated using n-alkanes peak area from GC-FID;

Ol/C<sub>30</sub>hop – ratio of oleanane / C<sub>30</sub> 17α(H), 21β(H) – hopane;

Ts/Tm – ratio of 18α(H)-neohopane (Ts) / 17α(H)-22,29,30-trisnorhopane (Tm);

S/S+R C<sub>31</sub>hop – C<sub>31</sub>S homohopane / (C<sub>31</sub>S + C<sub>31</sub>R) homohopane;

M/C<sub>30</sub>hop – C<sub>30</sub> 17β(H), 21α(H)-moretane / C<sub>30</sub> 17α(H), 21β(H)-hopane;

C<sub>29</sub>NH/C<sub>30</sub>hop – C<sub>29</sub> norhopane / C<sub>30</sub> 17α(H), 21β(H) homohopane;

BNH/C<sub>30</sub>hop – ratio of 28,30-bisnorhopane / C<sub>30</sub> 17α(H), 21β(H)-hopane;

Steranes – C<sub>27</sub> – %C<sub>27</sub>reg. ster., C<sub>28</sub> – %C<sub>28</sub>reg. ster., C<sub>29</sub> – %C<sub>29</sub> reg. ster.;

Hopanes/steranes – ratio C<sub>30</sub>hopane / ΣC<sub>29</sub> steranes.

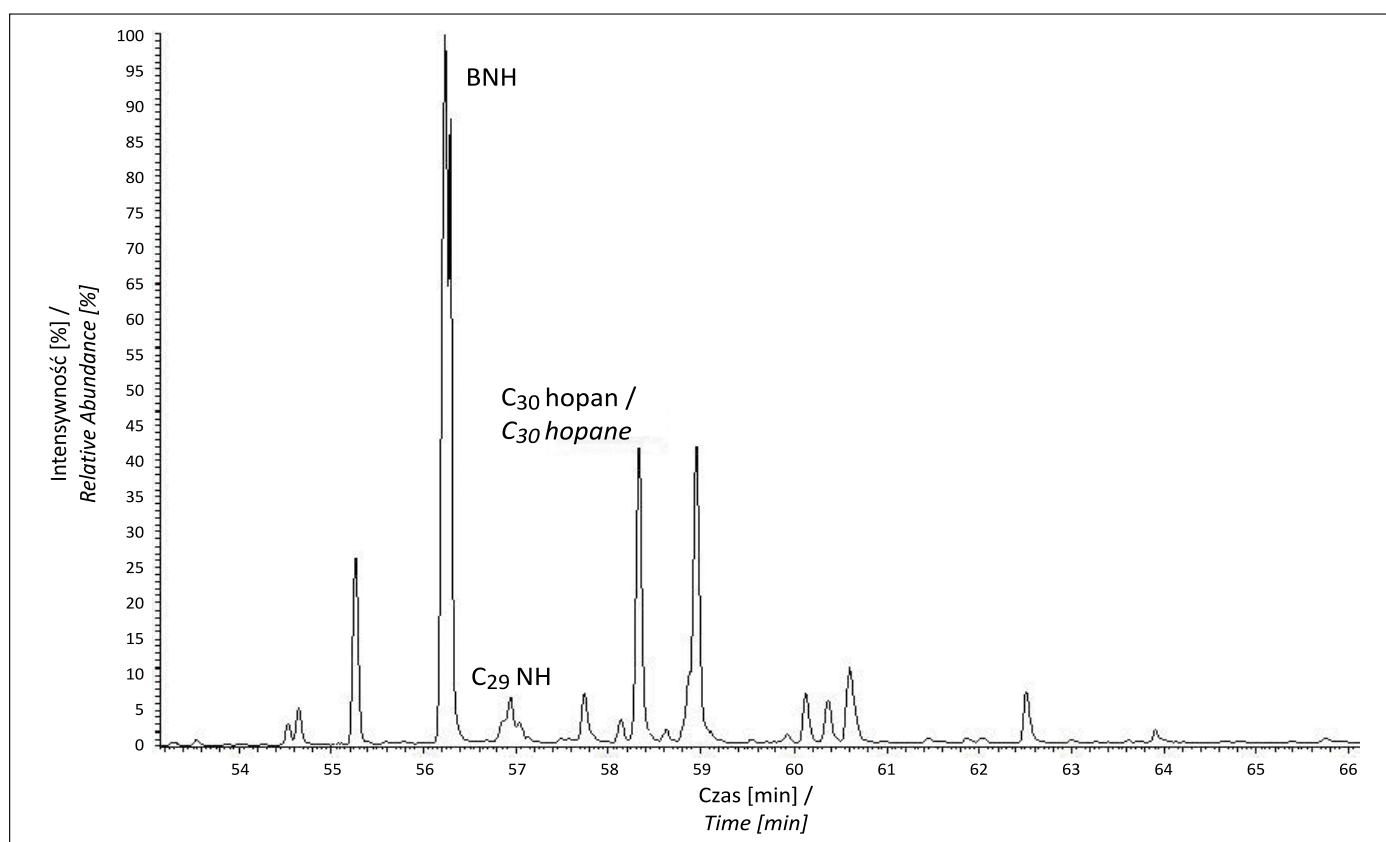
### F.5. Rogowce i margle rogowcowe (skrzemionkowane)

Próbki tej facji wykazują zmienny charakter, od bardzo dobrej jakości skał macierzystych zawierających II typ kerogenu z wysokim potencjałem generacyjnym, zwłaszcza w profilu Straszędzie, np. w obrębie ZF.IVa w K.I lub ZF.I w K.III. Zawartość substancji organicznej TOC jest w zakresie od 1,66% do 2,76%, a potencjał generacyjny w zakresie od 9,27 mg HC/g do 14,45 mg HC/g skały. Przebadane próbki zawierają najniższe ilości węgla mineralnego. Ich stopień przeobrażeń termicznych jest poniżej 425°C w zakresie wyznaczonego parametru  $T_{max}$  oraz wartości  $VR_o$  obliczonych ze składu biomarkerów (tabela 3). Niższe zawartości substancji organicznej stwierdzono dla próbek facji F.5 w profilu w Krościenku (ZF.I, K.III). Zawartość TOC w tym profilu jest w zakresie od 0,77% do 1,78% z niskim potencjałem generacyjnym od 4,95 mg HC/g skały do 7,08 mg HC/g skały. Jakość kerogenowej SO pomimo niskiej zawartości TOC pozostaje w kategorii II typu kerogenu. W próbce tej cechą charakterystyczną jest niska zawartość n-alkanów i izoprenoidów, widoczna dopiero na chromatogramie masowym m/z 85. Zakres występowania n-alkanów jest ograniczony do n-C<sub>30</sub>, bez wyraźnej dominacji n-alkanów o nieparzystej liczbie węgli w cząsteczce, pomimo niskiej dojrzałości (rysunek 7).

W składzie biomarkerów z grupy hopanów w próbce STR.3B występuje niska zawartość oleananu, co wskazuje na niski udział substancji typu lądowego. Cały chromatogram zdominowany jest przez udział bisnorhopanu (BNH/C<sub>30</sub>hop = 1,32), co wskazuje na redukcyjne warunki środowiska oraz niską temperaturę wody zbiornika sedymentacyjnego (Dahl, 2004). Warunki redukcyjne zostały potwierdzone również wartością wskaźnika Pr/Ph (pristan/fitan), która wynosi 0,07. Wśród steranów w badanej próbce występuje dominacja tych o 28 atomach C (C<sub>28</sub>), stanowiących 37%, co wskazuje na obecność substancji jeziornej algowej (algi słodkowodne) (Peters i in., 2005).

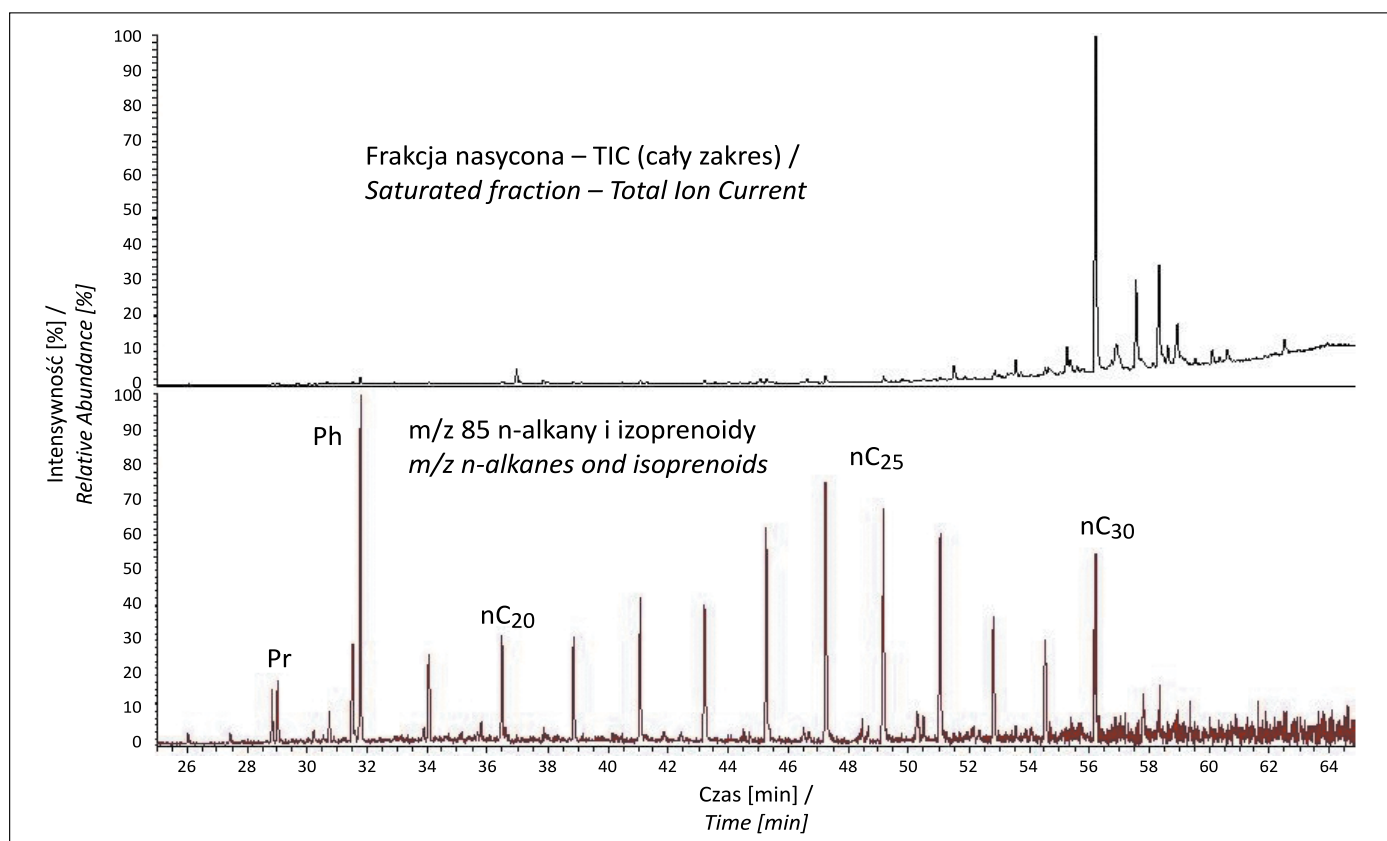
### F.8. Mułowce i mułowce bitumiczne (łupki menilitowe)

Facja ta jest najliczniej reprezentowana w badanych profilach, a zwłaszcza w profilach Straszędzie oraz Krościenku (tabela 1). W badanych profilach zawartość węgla organicznego (TOC) jest wysoka. W zależności od zespołu facjalnego i kompleksu wynosi: w K.I od 1,32% do 10,55%; w K.II od 3,13% do 18,34%; w K.III w zakresie od 8,48% do 15,79% i w K.IV na poziomie 3,5%. Bardzo wysoka zawartość TOC w próbce TA.1 (ZF.II/IVA; K.III) z profilu Tarnawka, gdzie TOC wynosi 15,79%, jest podobnie wysoka jak w próbce tej samej facji w profilu Straszędzie (STR.5A), (ZF.III; K.II), dla



**Rysunek 6.** Skład biomarkerów frakcji nasyconej grupy hopanów m/z 191 w próbce STR.10 (facja F.3), ilustrujący wysoką zawartość bisnorhopanu (BNH)

**Figure 6.** Biomarker composition of the saturated fraction of the m/z 191 hopane group in sample STR.10 (facies F.3), showing the high content of bisnorhopane (BNH)



**Rysunek 7.** Skład frakcji nasyconej oraz n-alkanów i izoprenoidów w próbce reprezentującej fację F5 (STR.3). Na górnym chromatogramie widoczne tylko biomarkery z grupy hopanów

**Figure 7.** Composition of the saturated fraction and n-alkanes and isoprenoids in the sample representing facies F5 (STR.3). The upper chromatogram shows only biomarkers from the hopane group

której zawartość substancji organicznej osiąga wartość 18,34% przy jednocześnie bardzo wysokim potencjale generacyjnym wynoszącym 120 mg HC/g skały. Próbkę tę, bez względu na wydzielony zespół facjalny, charakteryzują się wysokim wskaźnikiem wodorowym HI (w zakresie 585–655 mg HC/g TOC). Takie wartości wskaźnika HI, przy jednocześnie niskim stopniu utlenienia, pozwalają zaliczyć je do II typu kerogenu o preferencjach do generacji ropy naftowej. Wśród tej facji najlepszymi parametrami macierzystości odznaczają się próbki w profilu Straszyle, które cechuje ponadto niska zawartość substancji mineralnej (tabela 1). W profilu Straszyle większość próbek facji F.8 występuje w ZF.IVa lub ZF.IVb w K.I lub K.II. Najniższa zawartość TOC – 2,2%, przy niskim potencjale generacyjnym, została stwierdzona dla próbki z K.IV w ZF.IVb. Podobnie w profilach z Futomy czy Kąkolówki próbki występujące w ZF.IVa w K.IV charakteryzują się niższą zawartością substancji organicznej (TOC na poziomie 1,57%). Nieco odmienny charakter, z niższymi parametrami ogólnej zawartości TOC i niższymi wskaźnikami wodorowymi HI i wyższym stopniem utlenienia, wykazują próbki tej facji z profilu z Krościenka z obrębu ZF.IVa, K.I. Wykazują one największe zróżnicowanie wśród wszystkich analizowanych próbek, ale daje się zauważyć pewien trend związany

z niższymi parametrami w ZF.IVa i b w K.IV. Wszystkie próbki facji F.8 zawierają wysoką ilość ekstrahowalnej substancji organicznej (ESO), w zakresie od 1781 ppm do 8928 ppm. W składzie frakcyjnym dominują związki żywiczno-asfaltenowe, co jest na ogół charakterystyczne dla próbek o niskim poziomie przeobrażeń termicznych.

W badaniach biomarkerów facja F.8 jest bardziej zróżnicowana. W niektórych próbkach daje się zauważyć obecność  $\beta$ -carotanu, co wskazuje na anoksyczne morskie środowisko lub zasolone, ale niemające charakteru morskiego (jeziorne) (pr. KR.9; ZF.I, K.III). Facja F.8 w K.I i K.III wykazuje różnice polegające na wysokim udziale materiału lądowego w K.I, natomiast K.II charakteryzuje się bardzo wysoką zawartością diasteranów, co może być wynikiem wysokiego udziału minerałów ilastych. Pod względem cech odzwierciedlających dojrzałość termiczną różnice są raczej niewielkie, zwłaszcza we wskaźnikach wyliczonych ze składu związków siarkowych. Wskaźniki te nie przekraczały wartości odpowiadającej progowi procesów termokatalitycznych (tabela 3).

Porównanie składu biomarkerów występujących w facji F.8 we wszystkich kompleksach (rysunek 8) wykazuje różnice zarówno w środowisku sedimentacji w poszczególnych kompleksach, jak i w dostarczonym materiale źródłowym.

**Tabela 3.** Wskaźniki dojrzałości termicznej obliczone na podstawie związków fenantrenowych (MPI) i siarkowych (MDBT) dla poszczególnych facji margli dynowskich

**Table 3.** Thermal maturity indices calculated on the basis of phenanthrene (MPI) and sulfur (MDBT) compounds for individual facies of the Dynów Marls

| Próbka            | MPI-1 | VR <sub>(MPI-1)</sub> [%] | MDR  | VR <sub>(MDR)</sub> [%] |
|-------------------|-------|---------------------------|------|-------------------------|
| <b>Facja 2</b>    |       |                           |      |                         |
| Straszydle STR.3A | 0,61  | 0,77                      | 3,25 | 0,75                    |
| Straszydle STR.6A | 0,55  | 0,73                      | 3,31 | 0,75                    |
| Krościenko KR.7   | 0,89  | 0,93                      | 0,91 | 0,58                    |
| Futoma FU.4       | 1,06  | 1,03                      | 1,70 | 0,63                    |
| Kąkolówka KA.4    | 0,18  | 0,51                      | 3,2  | 0,74                    |
| Kąkolówka KA.5    | 0,37  | 0,62                      | 2,68 | 0,71                    |
| Kąkolówka KA.8    | 0,28  | 0,57                      | 3,34 | 0,75                    |
| <b>Facja 3</b>    |       |                           |      |                         |
| Straszydle STR.10 | 0,16  | 0,5                       | 3,89 | 0,79                    |
| <b>Facja 4</b>    |       |                           |      |                         |
| Straszydle STR.5B | 0.406 | 0.64                      | 2,79 | 0.72                    |
| <b>Facja 5</b>    |       |                           |      |                         |
| Straszydle STR.3  | 0,96  | 0,98                      | 2,41 | 0,69                    |
| <b>Facja 8</b>    |       |                           |      |                         |
| Tarnawka TA.1     | 0,29  | 0,57                      | 2,16 | 0,67                    |
| Tarnawka TA.2A    | 0,24  | 0,55                      | 3,82 | 0,79                    |
| Straszydle STR.2  | 0,58  | 0,75                      | 2,81 | 0,72                    |
| Straszydle STR.3B | 1,06  | 1,03                      | 2,41 | 0,69                    |
| Straszydle STR.5A | 1,19  | 1,12                      | 2,33 | 0,68                    |
| Straszydle STR.6B | 0,55  | 0,73                      | 3,31 | 0,75                    |
| Futoma FU.1       | 0,41  | 0,65                      | 4,14 | 0,81                    |
| Futoma FU.2       | 0,85  | 0,91                      | 2,97 | 0,73                    |
| Futoma FU.7       | 0,90  | 0,94                      | 1,59 | 0,63                    |
| Kąkolówka KA.9    | 0,25  | 0,55                      | 2,99 | 0,73                    |
| Krościenko KR.8   | 0,84  | 0,90                      | 1,10 | 0,59                    |
| Krościenko KR.9   | 0,64  | 0,79                      | 1,07 | 0,59                    |

**Objaśnienie skrótów użytych w tabeli:**

MPI-1 – wskaźnik fenantrenowy –  $(1,5(2+3MP))/(P+-MP+9-MP)$ ;

MDR – wskaźnik 4-MDBT/1-MDBT (metylodibenzotiofenu);

VR<sub>(MPI-1)</sub> – refleksyjność wityritu obliczona ze wsk. MPI [%] =  $0.40+0.60(MPI-1)$ ;

VR<sub>(MDR)</sub> – refleksyjność wityritu obliczona ze wsk. MDR [%] =  $0.51+0.073MDR$ .

**Explanation of the abbreviations used in the table:**

MPI-1 – Phenanthrene ratio –  $(1,5(2+3MP))/(P+-MP+9-MP)$ ;

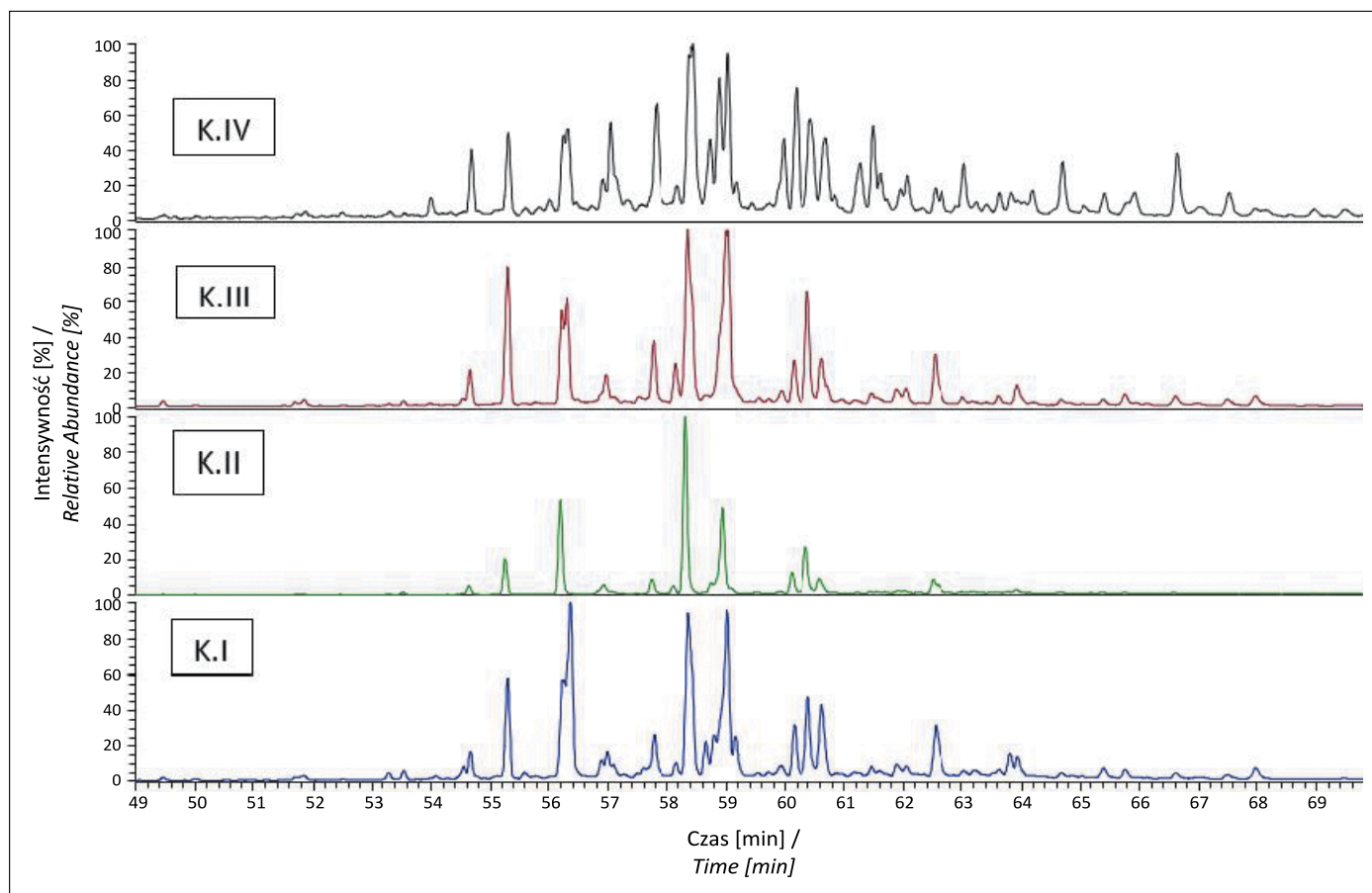
MDR – methyldibenzothiophene ratio 4-MDBT/1-MDBT;

VR<sub>(MPI-1)</sub> – vitrinite reflectance calculated based on MPI [%] =  $0.40+0.60(MPI-1)$ ;

VR<sub>(MDR)</sub> – vitrinite reflectance calculated based on MDR [%] =  $0.51+0.073MDR$ .

Najbardziej podobne cechy występują w kompleksach K.IV, K.III i K.II, z tym że w K.IV występuje anomalnie wysoka zawartość pentacyklicznych triterpenów, w tym lupanu, którego obecność wskazuje, że osad był deponowany w środowisku przybrzeżnym, deltowym lub jeziornym, ze znacznym udziałem roślin lądowych. Facja F.8 w kompleksie II charakteryzuje się niższą zawartością BNH, co może wskazywać na ograniczony zakres działalności bakteryjnej podczas sedymentacji osadów

i płytsze środowisko sedymentacji. Najbardziej wśród facji F8 wyróżnia się kompleks I, który cechuje się najniższym udziałem biomarkerów z grupy hopanów oraz brakiem tak wyraźnego udziału lądowych markerów. Może to być związane np. ze środowiskiem zakwaszonym, w którym zanika działalność bakterii. Próbkę facji F.8 z obrębu K.III można porównać z facjami F.2 i F.3. W ich obrębie występuje również wysoki udział materiału jeziornego i niski udział hopanów.



**Rysunek 8.** Zapisy chromatogramów masowych ilustrujące skład pentacyklicznych terpenów w próbkach facji F.8 w różnych kompleksach (K.I–K.IV)

**Figure 8.** Mass chromatogram showing the composition of pentacyclic terpenes in facies F.8 samples in different complexes (K.I–K.IV)

### Sedymentologiczno-geochemiczna interpretacja facji, zespołów facjalnych i kompleksów

#### *Facja F.1. Margle masywne – interpretacja*

Wysoka marglistość utworów tej facji oraz często ich krzemionkowy charakter (również w formie nieregularnych impregnacji krzemionką) może być wynikiem zarówno pierwotnych, jak i wtórnych lub mieszanych procesów diagenetycznych (np. Einsele, 1992; Sugitani i in., 1998). Procesy te zachodziły w środowisku o niskiej energii, do którego następowało dostarczanie lub produkcja dużej ilości mułu organicznego, np. mułu kokolitowego (tworzonego przez kokolitofory), mułu okrzemkowego, będącego wynikiem masowego zakwitu tych glonów, przy niskim tempie sedymentacji, głównie depozycji z suspensji, jak to zostało określone w przypadku genezy margli dynowskich (Schulz i in., 2004; Pupp i in., 2018; Jirman i in., 2019, 2020; Dziadzio i in., 2025; Dziadzio, 2025). Brak uwarstwienia w tej facji może wynikać z dużej objętości osadu deponowanego w sposób ciągły z zawiesiny. Nieregularnie rozproszone impregnacje krzemionką oraz miejscami skrzemionkowanie tych margli, a czasami i przewarstwianie się ich z rogowcami, mogą wskazywać na

powstanie margli w procesie depozycji mułu węglanowego, jego kompaktacji i diagenetyzacji oraz obecności procesów, z którymi można wiązać rozpuszczanie krzemionkowych elementów szkieletowych, z których powstała krzemionka jest później strącana. Możliwe jest to np. w warunkach wysokiego zasolenia (np. warunkach hipersalinarnych) (por. Dziadzio i in., 2025). Takie warunki mogą panować np. w lagunach, jeziorach przybrzeżnych oraz w strefie płytkowodnych szelfów – okresowo odcinanych od dopływu wody lub okresowo zasilanych przez wodę słodką.

#### *Facja F.2. Margle warstwowane (tabliczkowe) – interpretacja*

Warstwowane wapienie i margle oraz wzajemnie przewarstwiane się te typy litologiczne znane są z różnych środowisk depozycyjnych, od przybrzeżnych morskich do dystalnych stref szelfowych (np. Einsele i in., 1991; Pittet i in., 2000; Walker i in., 2002). Szeroka dyskusja o ich genezie została przeprowadzona w pracy Dziadzio i in. (2025). Z dotychczasowych badań wynika, że najczęściej warstwowane wapienie i margle powstają na etapie wczesnej diagenetyzacji (tj. redystrybucji węglanów), czyli rozpuszczania i ponownego wytrącania

się aragonitu jako kalcytu (Munnecke i in., 2001; Nohl i in., 2019). Wysoka marglistość utworów facji F.2 oraz często jej krzemionkowy charakter (również w formie nieregularnych impregnacji krzemionką) mogą być wynikiem zarówno pierwotnych, wtórnych, jak i mieszanych procesów diagenetycznych zachodzących w środowisku o niskiej energii, do którego następuje dostarczanie (lub produkcja na miejscu) dużej ilości mułu organicznego – przy niskim tempie depozycji, głównie z suspensji hemipelagicznej (podobnie jak w przypadku facji F.1) (por. również Dziadzio i in., 2025). Cyklicznie zachodzące takie zjawiska pozwalają na powstanie granic oddzielności poszczególnych warstw.

Na powierzchniach oddzielności spotykane są bruki zlepieńcowe oraz milimetrowej grubości poziomy różnoziarnistych piaskowców (często z laminacją poziomą) oraz izolowane soczewki piaskowców. Spotykane są również poziomy wzbogaczone np. w koprolity ryb. Cechy te wskazują na epizody zmian reżimu w środowisku sedymentacji ze spokojnego na trakcyjny (por. również Schieber i in., 2019) oraz występowania przerw w depozycji materiału z suspensji. Występowanie w obrębie tej facji soczewek lub cienkich lamin piaskowców, głównie glaukonitowych, można również interpretować jako pochodzących z obrębu płytszego środowiska sedymentacji w strefie dopływu wody słodkiej (Harding i in., 2014) lub jako utwory, które podlegały redepozycji z szelfu po zboczu stoku w formie osuwisk, a następnie podlegały procesom trakcyjnym (np. przez prądy konturytowe) na dnie zbiornika (Schieber i in., 2019).

Uwzględniając wynik badań geochemicznych z próbek pobranych z tej facji, zarówno z obrębu ZF.I, jak i ZF.II, można określić warunki w jakich odbywała się jej sedymentacja: były one niskotlenowe lub beztlenowe (redukcyjne) z niewielką dostawą materiału lądowego i niewielkim udziałem morskich alg oraz dużym udziałem materii organicznej pochodzenia jeziornego. Depozycja miała miejsce w chłodnym, rozległym basenie sedymentacyjnym o niskiej temperaturze wody i przy słabym udziale bakterii beztlenowych, w środowisku węglanowym oraz być może o okresowo hipersalinarnym charakterze i przy okresowym udziale trakcyjnych przepływów dennych oraz różnego typu procesów diagenetycznych.

Utwory odpowiadające marglom dynowskim (facji F.1 i F.2) są podobnie interpretowane jako osad hemipelagiczny składający się głównie z węglanu wapnia, pochodzącego przede wszystkim z nanoplanktonu i innych mikroorganizmów zakwitających w słonawych wodach powierzchniowych, przy równoczesnym wysokim zasoleniu kolumny wody i beztlenowych warunkach dennych (por. Wójcik-Tabol i in., 2023).

### ***Facja F.3. Margle laminowane – interpretacja***

Cienkolaminowane margle są znane w obszarze Karpat i były przedmiotem wielu opracowań (np. Koszarski i Żytko,

1961; Jucha, 1969; Haczewski, 1989; Ciurej, 2009). Występują one zasadniczo w obrębie serii menilitowo-krośnieńskiej, ale głównie w wyższej ich części (rysunek 2), powyżej ogniwa margli dynowskich. Haczewski (1989) uważa, że „wapienie te powstały w basenie o ograniczonym połączeniu z wodami oceanicznymi, w okresach, gdy struktura kolumny wody tworzyła pułapkę dla soli pokarmowych. Niskie koncentracje soli pokarmowych sprzyjały długotrwałym intensywnym zakwitom kokkolitofor, które spասane były przez zooplankton i opadały na dno w grudkach kałowych. Wapień jasielski powstał w warunkach stratyfikacji termicznej, wapień tylawski przy stratyfikacji zasoleniowej. Wapień z Zagórza powstał w warunkach stromego gradientu gęstości wód. Wapień z Folusza może być płytszym odpowiednikiem wapienia jasielskiego. Poziomy wapieni dają się śledzić w całych Karpatach, a zapewne także w całej Paratetydzie”. Analiza przeprowadzona przez Dziadzio i Matyasik (2018) dotycząca wapieni tylawskich wskazała, że depozycja ich miała miejsce w warunkach obniżonego zasolenia wód powierzchniowych i depozycji z zawiesiny. Zawiesina ta złożona była głównie z kokolitów i grudek kałowych widłonogów (por. również Hajno, 1976; Hajno i in., 1982). Pospolicie spotykane są w tej facji fragmenty ryb, zespołu określonego na nerytyczno-litoralny (Jerzmańska i Kotlarczyk, 1968), a ich tam obecność tłumaczona przez wspomnianych autorów była efektem spłycenia basenu. Zjawisko pojawiania się cienkolaminowanych margli/wapieni jest odnotowane w całym basenie karpackim i może być ono wynikiem różnych procesów geologicznych. Wydaje się jednak, że najbardziej prawdopodobną (przy uwzględnieniu wszystkich faktów) przyczyną powstania tych wapieni jest masowy zakwit nanoplanktonu w wyniku spadku zasolenia (wysłodzenia wód) w przypowierzchniowej warstwie wody, przy jednoczesnej dużej dostawie składników odżywczych (Melinte, 2005). Należy podkreślić, że główne zakwity nanoplanktonu mają miejsce w górnej (60 m) warstwie wody (Holligan i in., 1983 za Haczewskim (1989)). Poprzez analogię można zatem wnioskować, że cienkolaminowane margle, występujące zarówno w cyklach z marglami facji F.1, F.2 lub F.3 (ZF.I i ZF.II) oraz występujące niezależnie, mogą mieć podobną genezę. Występujące w tej facji biomarkery wskazują na beztlenowe i redukcyjne warunki depozycji, niski udział substancji lądowej i słodkowodnej oraz jeziorne środowisko sedymentacji.

### ***Facja F.4. Mułowce i margle skrzemionkowane, ziarniste (zapiaszczone z fauną) – interpretacja***

Facja F.4 występuje w spągowej części ZF.III i K.II (rysunek 3B). Posiada ona dość złożony, z punktu widzenia interpretacyjnego, zbiór cech osadowych. Interpretacja tej facji nie jest łatwa, gdyż nie ma w jej obrębie bardzo czytelnego i charakterystycznego zapisu procesów lub środowiska

sedymentacji. Można go odnieść zarówno do opisywanych w literaturze utworów sztormowych o typie tsunami (np. Dam i Surlyk, 1993; Myrow i Southard, 1996; Bondevik i in., 1997; Fujiwara i in., 2000; Myrow, 2003, 2005; Bourrouilh-Le i in., 2007; Morales i in., 2011; Morales, 2022), jak i do osadów spływów rumoszowych/masowych debrytów (ang. *debris flow*) (Lowe, 1982; Talling i in., 2012). Piaszczyste spływy rumoszowe są interpretowane jako powstałe w wyniku spływów grawitacyjnych o reologii plastycznej i laminarnym płynięciu, a ich depozycja następuje w wyniku masowego kohezyjnego zamrożenia (Shanmugam, 2017). Utwory takie występują najczęściej w środowiskach z masową redepozycją osadu, np. w strefach stożków podmorskich, głównie ich proksymalnych częściach, np. kanałach (Middleton i Hampton, 1973; Pickering i in., 1986; Einsele, 1992), ale i w częściach zewnętrznych stożków podmorskich (tzw. ang. *outer fan, fan fringe*) (Haughton i in., 2003, 2009), jak i w strefach skłonu szelfu, i tak dotychczas były interpretowane (Kotlarczyk, 1985; Kotlarczyk i Leśniak, 1990; Czapkowicz, 2012; Pastucha, 2013). Utwory takie w obu przypadkach mają bezstrukturalny charakter, zawierają ilasto-mułową matrix oraz różnej wielkości i rodzaju fragmenty skalne. Często zawierają fragmenty organizmów morskich z różnych obszarów (np. z zamkniętych stref płytkowodnych), (por. Morales i in. 2011; Morales, 2022), gdzie są one interpretowane jako tsunami. Podobnego typu utwory zostały opisane z obrębu margli dynowskich z jednostki śląskiej w pracach Dziadzio i in. (2025) i Dziadzio (2025). Dodatkowo brak jest również możliwości określenia przestrzennego zasięgu tej facji (występuje jedynie w jednym z badanych profili, ale w innej pozycji niż w jednostce śląskiej). Jej erozyjny spąg może wskazywać również, że może być wypełnieniem formy erozyjnej, np. kanału, a kanały takie mogą występować w szerokim spectrum stref depozycyjnych w różnych środowiskach od lądowych po głębokomorskie. Badania biomarkerów nie dają również dobrych wskaźników środowiska sedymentacji, chociaż pewien brak jednoznaczności może potwierdzać jedynie, że powstała ona w wyniku masowej redepozycji osadu (co mogą również dokumentować cechy teksturalne tej facji) zawierającego dużą ilość materii lądowej i makrofitów. Duży udział tej specyficznej materii organicznej wskazuje, że facja ta różni się od otaczających ją facji.

### **Facja F.5. Rogowce i margle rogowcowe (skrzemionkowane) – interpretacja**

Generalnie przyjmuje się, że sedymentacja skał krzemionkowych może mieć miejsce, tak w płytkich zbiornikach szelfowych, płytkich morzach epikontynentalnych, środowiskach wyżejplywowych, środowiskach lądowych (np. Tucker, 1991; Einsele, 1992; Sugitani i in., 1998; Bustillo i in., 2002), jak i głębokowodnych (Pisciotta i Garrison, 1981; Pisera, 1991;

Iijima, 1994; Boucot i in., 2013). Te głębokowodne, choć tak są często interpretowane, nie mają jednak jednoznacznej genezy, gdyż nie są znane ze współczesnych środowisk sedymentacji (np. Jenkyns i Winterer, 1982; Jenkyns, 1986). Powstanie utworów rogowcowych można również wiązać zarówno z pierwotnymi, jak i wtórnymi procesami diagenezy (np. Einsele, 1992; Sugitani i in., 1998), a źródłem krzemionki są elementy szkieletowe (np. okrzemek), które po rozpuszczeniu (w sprzyjających warunkach) tworzą roztwór krzemionkowy strącany w formie rogowców (np. Oldershaw, 1968; Hein i in., 1981; Pisciotta i Garrison, 1981; Sugitani i in., 1998). Przegląd środowisk sedymentacji wraz z ich możliwą genezą został przeprowadzony w pracy Dziadzio i in. (2025). Ich geneza może być łączona z sedymentacją na szelfie o typie rampy, w chłodnych warunkach klimatycznych podobnych do tych jakie panowały w dolnym oligocenie (zony NP22 i NP23) w Paratetydzie (np. Rögl 1999; Mosbrugger i Utescher, 2005; Popov i Studencka, 2015). Rogowce w warstwach menilitowych występują zwykle poniżej i powyżej margli dynowskich, chociaż w ich obrębie również są spotykane. Tworzą miększe poziomy wyodrębnione jako ogniwa, jak również poziomy diatomitowe (Kotlarczyk, 1966; Kotlarczyk i in., 1986; Kotlarczyk i Kaczmarek, 1987; Kotlarczyk i Leśniak, 1990).

W badanych profilach występują zarówno rogowce, jak i margle rogowcowe (krzemionkowe) w obrębie ogniwa margli dynowskich oraz w obrębie niżej i wyżej ległych utworów, o głównie heterolitowym charakterze w zespołach facjalnych ZF.I, ZF.II, ZF.III, ZF.IVa, IVb i kompleksach K.I, K.II i K.IV. Wskazuje to na wpływ procesów sylikfikacji, jak i zmienność warunków sedymentacji, a głównym czynnikiem była dostawa krzemionki. Przewarstwianie się tej facji z innymi wyróżnionymi facjami w obrębie wszystkich kompleksów osadowych wskazuje na cykliczność procesów związanych z powstawaniem rogowców niezależnie od dominującego typu sedymentacji klastycznej czy węglanowej. Być może było to spowodowane zmianami klimatycznymi i towarzyszącymi im procesami biologicznymi. Okrzemki mogły być głównym źródłem krzemionki, a ich masowe zakwity spowodowane były dostarczaniem cyklicznie do basenu np. wodą słodką w zmiennych warunkach klimatycznych, np. w porach chłodniejszych.

Późniejsze procesy, np. ewaporacji i zmian zasolenia, powodowały zmiany warunków fizykochemicznych, powodując rozpuszczanie elementów szkieletowych, tworzenie żelu krzemionkowego i jego strącanie oraz tworzenie rogowców. Na taką genezę wskazują również wewnątrzławicowe deformacje o charakterze ciągłych fałdów lub owalne skupienia rogowców, które można interpretować jako efekt procesów sedymentacyjnych, zachodzących nawet na niewielkim nachyleniu zbocza (syndementacyjne płynięcie żelu krzemionkowego) lub

pod wpływem zarówno nacisku wyżej ległych osadów, jak i procesów np. sejsmicznych.

Biomarkery zawarte w utworach tej facji wskazują na niski udział substancji lądowej, redukcyjne warunki środowiska oraz niską temperaturę wody, a także obecność substancji algowej. Brak jest jednak w tej facji biomarkerów świadczących o obecności np. okrzemek, co wskazuje na diagenetyczny, wtórny charakter rogowców.

#### ***Facja F.6. Piaskowce masywne i warstwowane – interpretacja***

Różne składy ziarnowe, różny stopień dojrzałości teksturalnej, świadczą o lokalnych źródłach materiału. Jednocześnie ich występowanie w podobnej pozycji w profilu, w spągu K.III, czyli w spągu margli dynowskich, wskazuje na zmianę warunków w basenie sedymentacyjnym (krótki transport z różnych źródeł w tym samym czasie, co odpowiada temu samemu wydarzeniu) powodującą zmianę bazy erozyjnej (spłycenie basenu) oraz depozycję w płytkich kanałach. Taka depozycja mogła występować np. w systemie deltowym lub ogólnie z przepływem w zagłębieniach erozyjnych (kanałach), na co wskazują warstwowania przekątne obecne w ich obrębie. Piaskowce te rozdzielają utwory deponowane w różnych środowiskach sedymentacji: cyklicznej klastyczno-węglanowej, która miała miejsce przed ich depozycją w K.II i węglanowej, dominującej w K.III.

K.II wykazuje również dość wysoki stopień zaburzeń tektonicznych zarówno w profilu w Straszdydle, Futomie, jak i częściowo Tarnawce, co może potwierdzać aktywność tektoniczną przed osadzeniem się margli dynowskich (K.III). Opisane erozyjno-depozycyjne struktury występują w regionalnej skali, bo obserwowane są w trzech profilach w rejonie Dynowa (Straszdydle, Futoma i Ulanica) oraz sygnalizowane cienkim piaskowcem w profilu w Krościenku. Można zatem zwrócić uwagę, że tworzą one regionalną powierzchnię erozyjną oddzielającą utwory heterolitowe K.II od prawdopodobnie relatywnie płytszych utworów węglanowych K.III. Opisane piaskowce ze strukturami typu *gutter cast* stanowią wskaźnik obniżenia poziomu morza i przesunięcia pasa facji płytkowodnych w kierunku basenu, tak jak to zostało opisane przez Hadleya i Eliotta (1993). Podobne cechy są wskaźnikiem granic sekwencji (np. Van Wagoner i in., 1990).

#### ***Facja F.7. Piaskowce laminowane – interpretacja***

Piaskowce te nie posiadają charakterystycznych zespołów struktur sedymentacyjnych czy charakterystycznych następstw. Nie posiadają np. zespołów wskazujących na depozycje z prądu turbidytowego (sekwencja Boumy) na co zwrócili również uwagę inni badacze tych utworów w obszarze Rumunii (Schieber i in., 2019). Rzadko występuje w ich obrębie normalna gradacja.

Najczęściej są dobrze wysortowane i laminowane poziomo lub przekątnie zarówno nisko-, jak i wysokokątowo. Warstwy piaskowców są ostro ograniczone w stropie i spągu. Struktury te były wielokrotnie wspominane w różnych pracach dotyczących warstw menilitowych (Ślęczka i Unrug, 1966; Unrug, 1980; Kotlarczyk, 1985) oraz interpretowane np. jako konturyty lub trakcionity (Unrug, 1980), a ostatnio jako osad silnych dennych prądów trakcyjnych (Schieber i in., 2019). Dość istotnym faktem jest występowanie w obrębie utworów heterolitowych zarówno piaskowców scharakteryzowanych powyżej, jak i misowatych struktur, stanowiących wypełnienie form o wyraźnie erozyjnym charakterze, które mogą być wskaźnikiem środowiska sedymentacji (np. Knaust i Langbein, 1995; Pérez-López, 2001). Część z nich może odpowiadać wyróżnianym w literaturze karpackiej strukturom opisywanym jako wirowce. Po raz pierwszy ich interpretację przedstawił Dżułyński i in. (1956), wskazując, że ich geneza związana jest z prądem wirowym (por. również Jucha i Kotlarczyk, 1958; Żytka, 1973, ed.; Kuśmierek, 1979). Geneza tych utworów jest często wiązana w literaturze (Myrow, 1992a, b; Hadley i Elliott, 1993; Myrow, 1994; Pérez-López, 2001) z aktywnością prądów sztormowych, głównie w strefie niżejplywowej, tuż powyżej normalnej podstawy falowania i powyżej głębokości, na których tworzą się tempestyty. Podobne piaskowce ze strukturami sedymentacyjnymi, takimi jak warstwowanie przekątne w obrębie cienkich lamin piaskowców lub w obrębie soczewek, jednak znacznie rzadsze, występują również w obrębie facji F.2. Jednak w obrębie tej facji nie występują struktury typu *pot cast*. Może to wskazywać na różne warunki sedymentacji tych piaskowców w obu facjach. Facje piaskowcowe nie były badane pod względem geochemicznym, jedynie otaczające je inne typy litologiczne.

#### ***Facja F.8. Mułowce i mułowce bitumiczne (łupki menilitowe) – interpretacja***

Z sedymentologicznego punktu widzenia facja F.8 powstała w wyniku depozycji materiału drobnoziarnistego z zawiesiny. Nie ma jednak jednoznacznej genezy powstawania utworów mułowcowych o łupkowej oddzielności, bogatych w substancję organiczną. Ich geneza jest silnie kontrolowana poprzez interakcję procesów fizycznych, chemicznych i biologicznych, które działają podczas i po zakończeniu ich depozycji (np. Lazar i in., 2012). Mułowce (łupki mułowcowe) najczęściej są interpretowane jako wynik ciągłej akumulacji osadu z zawiesiny deponowanej w stosunkowo spokojnych, dystalnych, głębokich i przeważnie beztlenowych do euksynicznych warunkach dennych (np. Lazar i in., 2012, 2015 – wraz z literaturą). Najnowsze badania wykazują jednak ich niejednorodność i częste występowanie w ich obrębie subtelných i cienkich lamin, które mogą być wynikiem akumulacji przerywanej przez transport mułu

lub większych ziaren po dnie, lub depozycji z gęstej zawiesiny, w okresowo energetycznych warunkach i co najwyżej okresowej anoksji (Lazar i in., 2012). Takie cechy są obserwowane w obrębie facji F.8. O wysokiej energii środowiska świadczyć też mogą dość często spotykane w obrębie łupków menilitowych warstwy i soczewki piaskowców, głównie laminowane przekątnie, rzadziej poziomo. Biomarkery wskazują, że facja ta mogła tworzyć się w różnych środowiskach sedymentacji – w morskim anoksycznym, jak i jeziornym o wysokim zasoleniu, tak jak to ma miejsce w przypadku ZF.I w K.III., lub z dużą zawartością lądowej substancji organicznej tak jak to ma miejsce w przypadku K.IV (rysunek 8).

### **K.I (ogniwo z Jamnej Dolnej)**

W kompleksie tym cyklicznie występują różnego typu facje, tworzące ZF.IVa, ZF.IVb. Został on wyróżniony w profilu w Straszycie (rysunek 3B). Zmienność facjalna w obrębie tego kompleksu została już wcześniej zauważona i opisana (np. Jerzmańska i Kotlarczyk, 1968). Wspomniani autorzy poprzez analizę ichtiofauny i jej zmienność wskazują na cykliczność zmian głębokości basenu sedymentacyjnego w czasie osadzania się warstw menilitowych. Zakres tych zmian określili na przedział 200–300 m (jako strefy płytszej) oraz strefy głębszego morza, bez określenia przedziału głębokości. Interpretacja facji z punktu widzenia sedymentologicznego i geochemicznego wchodzących w skład zespołów facjalnych wskazuje na środowisko morskie zdominowane sedymentacją klastyczną z udziałem przepływu (depozycja z prądów trakcyjnych) w warunkach zróżnicowanego zasolenia i dużej dostawy materiału lądowego. Niektóre struktury sedymentacyjne mogą świadczyć o sedymentacji będącej pod wpływem warunków pływowych, ale nie jest ich wystarczająco dużo, inne natomiast mogą wskazywać na głębokość w strefie powyżej podstawy falowania.

### **K.II (ogniwa z Kotowa)**

Bardzo interesujący, z punktu widzenia sedymentologicznego, jest kompleks K.II. Wyróżniony został w profilach Straszycie, Futoma i Krościenko (rysunki 3B, C i E). Charakterystyczną cechą tego kompleksu jest występowanie deformacji zarówno o syn-, jak i postsedymentacyjnym charakterze. Buduje go ZF.III (Straszycie i Futoma) oraz ZF.IVb. Interpretacja facji z punktu widzenia sedymentologicznego i geochemicznego wchodzących w skład zespołów facjalnych wskazuje na środowisko morskie klastyczne z mniejszym udziałem depozycji trakcyjnej, a większym z suspensji.

Brak wskaźników sedymentologicznych nie pozwala określić głębokości basenu sedymentacyjnego. Jednak występujące w jego stropie wyraźne struktury typu *gutter cast* mogą wskazywać na gwałtowne obniżenie poziomu bazy erozyjnej w jego stropie i pośrednio wskazywać na to, że sedymentacja

w wyższym kompleksie mogła odbywać się w zdecydowanie płytszych warunkach środowiska.

### **K.III (ogniwo z Dynowa)**

Kompleks ten jest głównym zagadnieniem badawczym. Wyróżniony został we wszystkich profilach (rysunek 3A–E). Budują go ZF.I i ZF.II, a w jednym przypadku także ZF.IVa (profil Tarnawka). Profil margli dynowskich w Tarnawce został opracowany wcześniej pod względem stratygraficznym i środowiskowym (Wójcik-Tabol i in., 2023). Łącząc wyniki obserwacji sedymentologicznych i geochemicznych, najprawdopodobniej kompleks ten powstawał w warunkach rozległego jeziora, w którym panowały niskotlenowe warunki o braku lub niewielkim wpływie morskim (podwyższony udział biomarków wskazujących na środowisko słodkowodne) w chłodnych warunkach klimatycznych. Kompleks ten powstał w płytszych warunkach sedymentacji niż niżej leżące kompleksy K.I i K.II i wyżej leży K.IV.

### **K.IV (ogniwo trakcjonitów z Rudawki)**

Kompleks ten jest najwyższym analizowanym i tylko częściowo sprofilowanym kompleksem osadowym. Składa się głównie z ZF.IVa i ZF.IVb i został wyróżniony w profilach (rysunek 3B–E). Z obserwacji sedymentologicznych i geochemicznych najprawdopodobniej kompleks ten powstał w warunkach środowiska morskiego przy wysokim udziale materiału pochodzącego z lądu oraz depozycji z suspensji i depozycji trakcyjnej.

## **Wnioski końcowe**

Badania sedymentologiczne przeprowadzono w obrębie jednostki skolskiej w 5 profilach, gdzie występują poziomy margli dynowskich. Są to profile: w Tarnawce (A), w Straszycie (B), w Futomie (C), w Kąkolówce (D) oraz w Krościenku (E), (rysunek 3A–E).

W ich obrębie wyróżniono 8 facji osadowych F.1–F.8 oraz cztery zespoły facjalne ZF.I–ZF.IV(a, b) – zespół czwarty jest rozdzielony na dwa podzespoły. Zespoły te zostały dodatkowo przyporządkowane do kompleksów wyraźnie odznaczających się zarówno cechami litologicznymi, jak i facjalnymi. Kompleksy zostały odniesione do wcześniej opisanych w literaturze wydzieleni litostratygraficznych, a do celów interpretacyjno-opisowych nadano im rangę kompleksów osadowych (K.I–K.IV, margle dynowskie to K.III). Geneza margli dynowskich została również odniesiona do genezy utworów w kompleksach otaczających. Wyróżnione, zróżnicowane zespoły facjalne występują w różnych proporcjach w obrębie wyróżnionych kompleksów osadowych.

Najbardziej monofacjalny (zdominowany facjami marglistymi) jest kompleks K.III – margli dynowskich – główny cel badawczy. W obrębie kompleksu występują trzy facje: F.1, F.2, F.3 i dwa zespoły facjalne: ZF.I i ZF.II.

Poza sedimentologicznymi cechami, które nie dają jednoznacznej interpretacji, obecność wskaźników biologicznych może sugerować depozycję margli dynowskich (K.III) w środowisku jeziornym, niskotlenowym (lub beztlenowym) i słodkowodnym, w warunkach klimatu chłodnego z wysokim udziałem algowej materii organicznej oraz niskim udziałem lądowego materiału organicznego.

Warunki te są zbliżone do tych, jakie występowały w jednostce śląskiej. Najprawdopodobniej basen skolski, mimo jeziornego charakteru podczas depozycji margli dynowskich, był jednak głębszy od basenu śląskiego (por. Dziadzio i in., 2025). Mógł on ulec gwałtownemu spłyceniu w początku sedimentacji margli dynowskich, co odzwierciedlone jest występowaniem specyficznego typu osadu o zróżnicowanych cechach facjalnych (F.6), którego obecność w regionalnej skali wskazuje na obniżenie bazy erozyjnej, a tym samym obniżenie się poziomu wód i spłycenie zbiornika sedimentacyjnego.

Brak jest cech wskazujących na stopniową zmianę w głębokości w końcowej fazie depozycji margli dynowskich. Wskazuje to na gwałtowne pogłębienie basenu sedimentacyjnego oraz powrót do warunków pełnomorskich.

Kompleksy występujące poniżej (K.I i K.II) oraz powyżej (K.IV) margli dynowskich zostały zdeponowane w morskim klastycznym środowisku sedimentacji z udziałem depozycji z trakcji w warunkach klimatu chłodnego i okresowej anoksji. Niektóre struktury mogą sugerować depozycję w strefie nizejplywowej.

Wyróżnione facje mają różny potencjał generacyjny dla węglowodorów i znajdują się głównie w początkowej fazie okna ropnego, czego dowodzą wszystkie wskaźniki, zarówno te z pirolizy próbek skalnych ( $T_{max}$ ), jak i z biomarkerów frakcji nasyconej (wskaźniki steranów i hopanów) i aromatycznej ( $R_{(MPI-1)}$ ,  $R_{(MDR)}$ ) lub są na niskim poziomie przeobrażeń termicznych. Najwyższy potencjał węglowodorowy występuje w próbkach facji F.8 z obrębu K.I i K.II (ogniwa z Jamnej Dolnej i Kotowa). Istotną cechą tej facji jest jej współwystępowanie z różnymi typami facjalnymi w różnych zespołach facjalnych oraz różnych kompleksach. W K.I, K.II i K.IV udział tej facji jest znaczący.

Artykuł powstał na podstawie pracy statutowej pt. *Środowisko sedimentacji oraz parametry geochemiczne margli dynowskich w jednostce skolskiej*, sfinansowanej ze środków MNiSW. Praca INiG – PIB; nr zlecenia: 0076/SG/2025, nr archiwalny: DK-4100-0054/25.

## Podziękowania

Autorzy dziękują mgr. inż. Wojciechowi Bieleniowi za wykonanie analiz spektrometrii masowej dla wszystkich próbek badanych w ramach tej pracy.

## Literatura

- Bajdek P., Bienkowska-Wasiluk M., 2020. Deep-sea ecosystem revealed by teleost fish coprolites from the Oligocene of Poland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 540, 109546. DOI:10.1016/j.palaeo.2019.109546.
- Bienkowska-Wasiluk M., 2010. Taphonomy of Oligocene teleost fishes from the Outer Carpathians of Poland. *Acta Geologica Polonica*, 60(4): 479–533.
- Bocheński Z.M., Tomek T., Swidnicka E., 2014. A complete passerine foot from the late Oligocene of Poland. *Palaeontologia Electronica*, 17(1,6A): 7. DOI:10.26879/431.
- Bondevik S., Svendsen J.I., Mangerud J., 1997. Tsunami sedimentary facies deposited by the Storegga tsunami in shallow marine basins and coastal lakes, western Norway. *Sedimentology*, 44: 1115–1131. DOI:10.1046/j.1365-3091.1997.d01-63.x.
- Boucot A.J., Chen X.U., Scotese C.R., 2013. Phanerozoic Paleoclimate: An Atlas of Lithologic Indicators of Climate. *SEPM (Society for Sedimentary Geology). Concepts in Sedimentology and Paleontology*, 11: 478. DOI: 10.2110/sepmcsp.11.
- Bourrouilh-Le Jan F.G., Beck C., Gorsline D.S., 2007. Catastrophic events (hurricanes, tsunamis and others) and their sedimentary records: introductory notes and new concepts for shallow water deposits. *Sedimentary Geology*, 199: 1–11. DOI: 10.1016/j.sedgeo.2006.12.007.
- Bustillo M.A., Arribas M.E., Bustillo M., 2002. Dolomitization and silicification in low-energy lacustrine carbonates (Paleogene, Madrid Basin, Spain). *Sedimentary Geology*, 151(1–2): 107–126. DOI:10.1016/S0037-0738(01)00234-2.
- Ciurej A., 2009. Procesy i warunki sedimentacji wapieni tyławskich w oligocenie Karpat Zewnętrznych (ze szczególnym uwzględnieniem polskiej części Karpat). *Rozprawa doktorska. Wyd. Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska*, 1-226.
- Curiale J.A., 2006. The occurrence of norlupanes and bisnorlupanes in oils of Tertiary deltaic basins. *Organic Geochemistry*, 37: 1846–1856. DOI: 10.1016/j.orggeochem.2006.07.014.
- Curtis J.B., Kotarba M.J., Lewan M.D., Więclaw D., 2004. Oil/source rock correlations in the Polish Flysch Carpathians and Mesozoic basement and organic facies of the Oligocene Menilite Shales: insights from hydrous pyrolysis experiments. *Organic Geochemistry*, 35: 1573–1596. DOI: 10.1016/j.orggeochem.2004.06.018.
- Czapkowicz M., 2012. Facje, profil i geneza utworów ogniwa z Dynowa oraz ogniwa z Rudawki formacji menilitowej (oligocen) na obszarze Błazowa – Siedliska, Pogórze Dynowskie. *Praca magisterska, Arch. UJ. Wydział Geografii i Geologii*. <https://ruj.uj.edu.pl/entities/publication/39099e93-4df6-4382-ade6-cba070876758>.
- Dahl B., 2004. The use of bisnorhopane as a stratigraphic marker in the Oseberg Back Basin, North Viking Graben, Norwegian North Sea. *Organic Geochemistry*, 35(11–12): 1551–1571. DOI: 10.1016/j.orggeochem.2004.06.008.
- Dam G., Surlyk F., 1993. Cyclic Sedimentation in a Large Wave- and Storm-Dominated Anoxic Lake; Kap Stewart Formation (Rhaetian-Sinemurian), Jameson Land, East Greenland. *Special Publication International Association of Sedimentologists*, 18: 419–448. DOI: 10.1002/9781444304015.ch21.
- Dziadzio P.S., 2025. Reinterpreting depositional environment of the Polish Outer Carpathian Menilite Beds: Tide, river and

- wave-influenced muddy shelf of the Lower Oligocene Dynów Marls. *Geologica Carpathica*, 2025, 76: 1–24. DOI: 10.31577/GeolCarp.2025.11.
- Dziadzio P.S., Matyasik I., 2018. Środowisko sedymentacji i korelacja geochemiczna dolnooligocenów utworów z obrębu jednostek dukielskiej i grybowskiej. *Nafta-Gaz*, 6: 423–434. DOI: 10.18668/NG.2018.06.02.
- Dziadzio P.S., Matyasik I., 2021. Sedimentological and geochemical characterisation of the Lower Oligocene Menilite shales from the Magura, Dukla, and Silesian nappes, Polish Outer Carpathians – A new concept. *Marine and Petroleum Geology*, 132, 105247. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2021.105247.
- Dziadzio P.S., Matyasik I., Leśniak G., Bieleń W., 2025. Środowisko sedymentacji oraz parametry geochemiczne dolnooligocenów margli dynowskich z jednostki śląskiej, Polskie Karpaty Zewnętrzne. *Prace Naukowe Instytutu Nafty i Gazu – Państwowego Instytutu Badawczego*, 247: 1–132. DOI: 10.18668/PN2025.247.
- Dźułyński S., Radomski A., Ślaczka A., 1956. Utwory wirowe w łupkach fliszowych Karpat. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, (1957), 26(2): 107–125.
- Einsele G., 1992. Sedimentary Basins, Evolution, Facies and Sediment Budget. *Springer-Verlag Berlin Heidelberg*, 1–628.
- Einsele G., Ricken W., Seilacher A. (eds.), 1991. Cycles and Events in Stratigraphy. *Springer-Verlag, Berlin*, 1–955.
- Fujiwara O., Masuda F., Sakai T., Irizuki T., Fuse K., 2000. Tsunami deposits in Holocene bay mud in southern Kanto region, Pacific coast of central Japan. *Sedimentary Geology*, 135: 219–230. DOI: 10.1016/S0037-0738(00)00073-7.
- Garecka M., 2012. Record of the changes in the Oligocene-Miocene sediments of the Menilite-Krosno series of the Skole Unit based on calcareous nannoplankton studies biostratigraphy and palaeogeographical implications (Polish Outer Carpathians). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 453: 1–22.
- Gągała L., Vergés J., Saura E., Malata T., Ringenbach J.-C., Werner P., Krzywiec P., 2012. Architecture and orogenic evolution of the northeastern Outer Carpathians from cross-section balancing and forward modeling. *Tectonophysics*, 532–535: 223–241. DOI: 10.1016/j.tecto.2012.02.014.
- Górniak K., 2011. Origin of marls from the Polish Outer Carpathians: lithological and sedimentological aspects. *Mineralogia*, 42(4): 163–297.
- Haczewski G., 1989. Poziomy wapieni kokkolitowych w serii menilitowo-krośnieńskiej – rozróżnianie, korelacja i geneza. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 59: 435–523.
- Hadley D.F., Elliott T., 1993. The sequence-stratigraphic significance of erosiv-based shorefaces in the Cretaceous Mesaverde Group of northwestern Colorado. *Special Publication International Association of Sedimentologists*, 18: 521–535.
- Hajno S., 1976. Cocoliths: productions, transportation and sedimentation. *Marine Micropaleontology*, 1: 65–79. DOI: 10.1016/0377-8398(76)90005-0.
- Hajno S., Manganini S.J., Cole J.J., 1982. Sedimentation of biogenic matter in the deep ocean. *Deep-Sea Research*, 29: 609–625.
- Harding S.C., Nash B.P., Petersen E.U., Ekdale A.A., Bradbury C.D., Dyar M.D., 2014. Mineralogy and Geochemistry of the Main Glauconite Bed in the Middle Eocene of Texas: Paleoenvironmental Implications for the Verdine Facies. *PLoS ONE*, 9(2): e87656. DOI:10.1371/journal.pone.0087656.
- Haughton P.D., Barker S.P., McCaffrey W.D., 2003. ‘Linked’ debrites in sand-rich turbidite systems – origin and significance. *Sedimentology*, 50: 459–482. DOI:10.1046/j.1365-3091.2003.00560.x.
- Haughton P., Davis C., McCaffrey W., Barker S., 2009. Hybrid sediment gravity flow desposits – classification, origin and significance. *Marine and Petroleum Geology*, 26: 1900–1918. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2009.02.012.
- Hein J.R., Vallier T.L., Allan M.A., 1981. Chert Petrology and Geochemistry, Mid-Pacific Mountains and Hess Rise, Deep Sea Drilling Project Leg 62. *Deep Sea Drilling Project Reports and Publications*, 62: 711–748.
- Iijima A., 1994. Neogene siliceous, phosphatic and glauconitic sediments of the northwestern Pacific Rim: a comparison with the eastern Pacific Rim. [In:] Iijima A., Abed A., Garrison R.E. (Eds.), Siliceous Phosphatic and Glauconitic Sediments of the Tertiary and Mesozoic. *Proceedings of the 29<sup>th</sup> International Geological Congress. VSP, Utrecht. Proceedings of the 29<sup>th</sup> International Geological Congress, VSP, Utrecht*, 5–16.
- Jenkyns H.C., 1986. Pelagic Environments. [W:] Reading H.G. (ed.), Sedimentary Environments and Facies. *Blackwell Scientific Publication*, 343–397.
- Jenkyns H.C., Winterer E.L., 1882. Paleocenography of Mesozoic ribbon radiolarites. *Earth and Planetary Science Letters*, 60(3), 351–375.
- Jerzmańska A., Kotlarczyk J., 1968. Zespoły ichtiofauny z warstw menilitowych Karpat jako wskaźnik zmian środowiska sedymentacyjnego. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 38: 39–66.
- Jirman P., Geršlová E., Bubík M., Sachsenhofer R.F., Medvecká L., 2020. Source rock potential of the Oligocene Menilite Formation in the Czech sector of the Subsilesian Unit (Flysch Carpathians). *Geologica Carpathica*, 71(5): 402–417.
- Jirman P., Geršlová E., Bubík M., Sachsenhofer R.F., Bechtel A., Więclaw D.M., 2019. Depositional environment and hydrocarbon potential of the Oligocene Menilite Formation in the Western Carpathians: A case study from the Loučka section (Czech Republic). *Marine and Petroleum Geology*, 107: 334–350. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2019.05.034.
- Jucha S., 1969. Łupki jasielskie, ich znaczenie dla stratygrafii i sedymentologii serii menilitowo-krośnieńskiej (Karpaty fliszowe). *Prace Geologiczne*, 52: 1–128.
- Jucha S., Kotlarczyk J., 1958. Próba nowego podziału stratygraficznego serii menilitowej i warstw krośnieńskich. *Nafta*, 8.
- Knaust D., Langbein R., 1995. Pot Casts in the Upper Muschelkalk (Middle Triassic) of Weimar/Thuringia – Composition, Microfabrics and Diagenesis. *Facies*, 33: 151–166.
- Köster J., Kotarba M., Lafargue E., Kosakowski P., 1998a. Source rock habitat and hydrocarbon potential of Oligocene Menilite Formation (Flysch Carpathians, SE Poland): an organic geochemical and isotope approach. *Organic Geochemistry*, 29: 543–558. DOI: 10.1016/S0146-6380(98)00059-X.
- Köster J., Rospondek M., Schouten S., Kotarba M., Zubrzycki A., Damsté J.S., 1998b. Biomarker geochemistry of a foredeep basin: the Oligocene Menilite Formation in SE Poland. *Organic Geochemistry*, 29: 649–669. DOI: 10.1016/S0146-6380(98)00182-X.
- Koltun Y., 1992. Organic matter in Oligocene Menilite Formation rocks of the Ukrainian Carpathians: paleoenvironment and geochemical evolution. *Organic Geochemistry*, 18: 423–430. DOI: 10.1016/0146-6380(92)90105-7.
- Koltun Y., Espitalie J., Kotarba M., Roure F., Ellouz N., Kosakowski P., 1998. Petroleum generation in the Ukrainian External Carpathians and adjacent foreland. *Journal of Petroleum Geology*, 21: 265–268. DOI: 10.1111/j.1747-5457.1998.tb00782.x.
- Kosakowski P., Koltun Y., Machowski G., Poprawa P., Papiernik B., 2018. The geochemical characteristics of the Oligocene–Lower Miocene Menilite Formation in the Polish and Ukrainian Outer Carpathians: a review. *Journal of Petroleum Geology*, 41: 319–335. DOI: 10.1111/jpg.12705.

- Koszarski L., Sikora W., Wdowiarz S., 1974. The Flysch Carpathians. Polish Carpathians. [W:] Mahel M., (ed.), Tectonics of Carpathian-Balkan Regions. *Geologický Ústav Dioniza Štura, Bratislava*, 180–197.
- Koszarski L., Żyto K., 1961. Łupki jasielskie w serii menilitowo-krośnieńskiej w Karpatach Środkowych. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 166: 85–232.
- Kotarba M.J., Koltun Y.V., 2006. The origin and habitat of hydrocarbons of the Polish and Ukrainian parts of the Carpathian Province. [In:] Golonka J., Picha F.J. (eds.), The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources. *AAPG Memoir*, 84: 395–442.
- Kotarba M.J., Więclaw D., Dziadzio P., Kowalski A., Kosakowski P., Bilkiewicz E., 2014. Organic geochemical study of source rocks and natural gas and their genetic correlation in the eastern part of the Polish Outer Carpathians and Palaeozoic–Mesozoic basement. *Marine and Petroleum Geology*, 56: 97–122. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2014.03.014.
- Kotarba M.J., Więclaw D., Bilkiewicz E., Dziadzio P., Kowalski A., 2017. Genetic correlation of source rocks and natural gas in the Polish Outer Carpathians and Paleozoic–Mesozoic basement east of Krakow (southern Poland). *Geological Quarterly*, 61: 795–824. DOI:10.7306/gq.1367.
- Kotarba M.J., Więclaw D., Dziadzio P., Kowalski A., Bilkiewicz E., Kosakowski P., 2013. Organic geochemical study of source rocks and natural gas and their genetic correlation in the central part of the Polish Outer Carpathians. *Marine and Petroleum Geology*, 45: 106–120. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2013.04.018.
- Kotarba M.J., Więclaw D., Koltun Y.V., Marynowski L., Kuśmierek J., Dudok I.V., 2007. Organic geochemical study and genetic correlation of natural gas, oil and Menilite source rocks in the area between San and Stryi rivers (Polish and Ukrainian Carpathians). *Organic Geochemistry*, 38: 1431–1456. DOI: 10.1016/j.orggeochem.2007.03.012.
- Kotlarczyk J., Kaczmarek I., 1987. Two diatom horizon in the Oligocene and (?) Lower Miocene of the Polish Outer Carpathians. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 57: 143–188.
- Kotlarczyk J., Brożek M., Michalski M., 1986. Diatomity polskich Karpat – wykształcenie, jakość, przeróbka i zastosowanie. *Gospodarka Surowcami Mineralnymi*, 2(3–4).
- Kotlarczyk J., Uchman A., 2012. Integrated ichnology and ichthyology of the Oligocene Menilite Formation, Skole and Subsilesian nappes, Polish Carpathians: A proxy to oxygenation history. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 331–332: 104–118. DOI: 10.1016/j.palaeo.2012.03.002.
- Kotlarczyk J., 1966. Poziom diatomitowy z warstw krośnieńskich na tle budowy geologicznej jednostki skolskiej w Karpatach polskich. *Studia Geologica Polonica*, 19: 1–129.
- Kotlarczyk J., 1985. An outline of the stratigraphy of marginal tectonic units of the Carpathian orogen the Rzeszów–Przemyśl area. Second day: Baranów–Rzeszów–Błażowa–Przemyśl. Stop 10: The Dynów Marls, Łysa Góra, Straszyle. [w:] Kotlarczyk J. (ed.), Geotraverse Kraków–Baranów–Rzeszów–Przemyśl–Ustrzyki Dolne–Komańcza–Dukla. Guide to excursion 4, Carpatho-Balkan Geological Association, XIII Congress, Cracow, Poland. *Geological Institute*, 39–64, 100–102.
- Kotlarczyk J., 1988. Problemy sedimentologii, stratygrafii i tektoniki Karpat Przemyskich oraz ich najbliższego przedpola. (In Polish). [In:] Kotlarczyk J., Pękała K., Gucik S. (eds). Karpaty Przemyskie. Przewodnik 59 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Przemyśl, 16–18.IX.1988, Państwowy Instytut Geologiczny. *Wydawnictwo Akademii Górniczo-Hutniczej, Kraków*, 23–62.
- Kotlarczyk J., Jerzmańska A., Świdnicka E., Wiszniowska T., 2006. A framework of ichthyofaunal ecostratigraphy of the Oligocene–Early Miocene strata of the Polish Outer Carpathian basin. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 76: 1–111.
- Kotlarczyk J., Leśniak T., 1990. Dolna część formacji menilitowej z poziomem diatomitów z Futomy w jednostce skolskiej polskich Karpat. *AGH, Instytut Geologii i Surowców Mineralnych. Wydawnictwo Akademii Górniczo-Hutniczej*, 1–74.
- Książkiewicz M., 1975. Bathymetry of Carpathian flysch basin. *Acta Geologica Polonica*, 25: 309–367.
- Kuśmierek J., 1979. Deformacje grawitacyjne, nasunięcia wsteczne a budowa głębina i perspektywy naftowe przedpola jednostki dukielskiej w Bieszczadach. *Prace Geologiczne Komisji Nauk Geologicznych PAN*, 1–67.
- Lazar O.R., Bohacs K.M., Macquaker J.H.S., Schieber J., Demko T.M., 2015. Capturing key attributes of fine-grained sedimentary rocks in outcrops, cores, and thin sections: Nomenclature and description guidelines: *Journal of Sedimentary Research*, 85: 230–246. DOI: 10.2110/jsr.2015.11.
- Lazar O.R., Bohacs K.M., Schieber J., Macquaker J.H.S., Demko T.M., 2012. Mudstone Primer: Lithofacies variations, diagnostic criteria, and sedimentologic–stratigraphic implications at lamina to bed-set scale. *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, 12: 1–199. DOI: 10.2110/SEPMCS12.
- Lowe D.R., 1982. Sediment gravity flows. II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52: 279–297. DOI: 10.1306/212F7F31-2B24-11D7-8648000102C1865D.
- Matyasik I., 1994. Geochemical studies on menilitic, inoceramian, and spas beds of the Skole unit of the Carpathians flysch. *Nafta-Gaz*, 6: 234–244.
- Matyasik I., 2009. Oil system of the Silesian and Dukla unit in the Jasło–Krosno–Sanok area. *Nafta-Gaz*, 3: 201–206.
- Matyasik I., 2011. Biomarkery w charakterystyce genetycznej systemów naftowych. *Prace Naukowe Instytutu Nafty i Gazu*, 177: 1–220.
- Matyasik I., Dziadzio P., Steczko A., 2003. A petroleum system assessment of the middle, outer Polish Carpathians – geochemical analysis of oils and source rocks and oil to source rock correlation by biomarker distributions. *21 IMOG 2003, Book of Abstracts Part II*, 85–86.
- Matyasik I., Dziadzio P.S., 2006. Reconstruction of petroleum system based on integrated geochemical and geological investigation: selected examples from middle Outer Carpathians in Poland. [W:] Golonka J., Picha F.J., (eds.), The Carpathians and Their Foreland: Geology and Hydrocarbon Resources. *American Association of Petroleum Geologists Memoir 84 (CD Edition)*, 497–518.
- Matyasik I., Kupisz L., 1996. Geological-geochemical generation conditions of menilite beds of the Strzyżów depression. *Nafta-Gaz*, 11: 469–479.
- Matyasik I., Steczko A., 2004. Existence and variability of specific biomarkers in source rocks of the Carpathians flysch formations. *Nafta-Gaz*, 9: 451–456.
- Matyasik I., Steczko A., 2008. The use of biomarkers in geochemical correlation of oils from Bóbrka-Rogi and Iwonicz Zdrój reservoirs combined with the genetic characteristic of source rocks. *Wiadomości Naftowe i Gazownicze*, 4: 4–11.
- Melinte M., 2005. Oligocene palaeoenvironmental changes in the Romanian Carpathians, revealed by calcareous nannofossils. *Studia Geologica Polonica*, 124: 341–352.
- Middleton G.V., Hampton M.A., 1973. Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. [In:] (Eds. Middleton G.V.,

- Bouma A.H.), Turbidites and deep water sedimentation. Short course notes. *Pacific Sect. Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, 1–38.
- Morales J.A., Gutiérrez-Mas J.M., Borrego J., Rodríguez-Ramírez A., 2011. Sedimentary characteristics of the Holocene tsunamigenic deposits in the coastal systems of the Cadiz Gulf (Spain). [W:] Möner N-A (ed). *The Tsunami threat: research and technology. Rijeka*, 237–258.
- Morales J.A., 2022. Coastal Geology. *Springer Textbooks in Earth Sciences, Geography and Environment (eBook)*, 1–463. DOI: 10.1007/978-3-030-96121-3.
- Mosbrugger V., Utescher T., 2005. Cenozoic continental climatic evolution of Central Europe. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 102(42): 14964–14969. DOI:10.1073/pnas.0505267102.
- Munnecke A., Westphal H., Elrick M., Reijmer J.J.G., 2001. The mineralogical composition of precursor sediments of calcareous rhythmites: a new approach. *International Journal of Earth Sciences*, 90: 795–812. DOI:10.1007/s005310000137.
- Myrow P.M., Southard J.B., 1996. Tempestite deposition. *Journal of Sedimentary Research*, 66: 875–887. DOI: 10.1306/D426842D-2B26-11D7-8648000102C1865D.
- Myrow P.M., 1992a. Bypass-zone tempestite facies model and proximity trends for an ancient muddy shoreline and shelf. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62: 99–115. DOI: 10.1306/D426789D-2B26-11D7-8648000102C1865D.
- Myrow P.M., 1992b. Pot and gutter casts from the Chapel Island Formation, southeast Newfoundland. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62: 992–1007. DOI: 10.2110/jsr.62.992.
- Myrow P.M., 1994. Pot and gutter casts from the Chapel Island Formation, southeast Newfoundland – Reply. *Journal of Sedimentary Petrology*, A64: 708–709. DOI: 10.1306/D4267E92-2B26-11D7-8648000102C1865D.
- Myrow P.M., 2003. Gutters and Gutter Casts. [W:] Middleton G.V. (ed.), *Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks. Kluwer Academic Publishers*, 353–354.
- Myrow P., 2005. Sedimentary environments. Storms and Storm Deposits. [In:] Shelley R.C., Cocks L.R.M., Plimer I.R. (Eds.), *Encyclopedia of Geology. Elsevier, Academic Press*. DOI: 10.1016/B0-12-369396-9/00488-3.
- Nemčok M., Nemčok J., Wojtaszek M., Ludhová L., Klecker R.A., Sercombe W.J., Coward M.P., Keith Jr. J.F., 2000. Results of 2D balancing along 20 and 21 30° longitude and pseudo-3D in the Smilno tectonic window: implications for shortening mechanisms of West Carpathians accretionary wedge. *Geologica Carpathica*, 51: 281–300.
- Nohl T., Jarochońska E., Munnecke A., 2019. Revealing the genesis of limestone-marl alternations: A Taphonomic approach. *Palaios*, 34: 15–31. DOI: 10.2110/palo.2018.062.
- Oldershaw A.E., 1968. Electron-microscopic examination of namurian bedded cherts, North Wales (Great Britain). *Sedimentology*, 10: 255–272. DOI:10.1111/j.1365-3091.1968.tb00834.
- Pastucha M., 2013. Facje, profil i geneza utworów ogniwa z Dynowa oraz ogniwa z Rudawki formacji menilitowej (oligocen) na obszarze Ustrzyki Dolne–Krościenko, Karpaty. *Praca magisterska, Arch. UJ. Wydział Geografii i Geologii*. <https://ruj.uj.edu.pl/entities/publication/4ce391e0-b0ae-4dae-be75-bd6f2d8d2f43>.
- Pérez-López A., 2001. Significance of pot and gutter casts in a Middle Triassic carbonate platform, Betic Cordillera, southern Spain. *Sedimentology*, 48: 1371–1388. DOI: 10.1046/j.1365-3091.2001.00425.x.
- Peters K.E., Moldowan J.M., 1993. The biomarker guide: Interpreting molecular fossils in petroleum and ancient sediments. *Prentice Hall, Englewood Cliffs*.
- Peters K.E., Walters C.C., Moldowan J.M., 2005. The Biomarker Guide Vol. 1: Biomarkers and Isotopes in the Environment and Human History. 2<sup>nd</sup> Edition, *Cambridge University Press, New York*.
- Pickering K.T., Stow D.A.V., Watson M.P., Hiscott R.N., 1986. Deep-water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth-Science Reviews*, 23: 75–174. DOI: 10.1016/0012-8252(86)90001-2.
- Pisciotta K.A., Garrison R.E., 1981. Lithofacies and Depositional Environments of the Monterey Formation, California. [In:] Garrison R.E., Douglas R.G. (eds.), *The Monterey Formation and Related Siliceous Rocks of California. SEPM Research Symposium Society for Sedimentary Geology, Tulsa*, 97–122. DOI: 10.1306/2F919E31-16CE-11D7-8645000102C1865D.
- Pisera A., 1991. Upper Jurassic sponge megafacies in Spain: preliminary report. [In:] Reitner J., Keupp H. (Eds.), *Fossil and Recent Sponges. Springer-Verlag, Berlin*, 486–497.
- Pittet B., Strasser A., Mattioli E., 2000. Depositional sequences in deep-shelf environments: a response to sea-level changes and shallow-platform carbonate productivity (Oxfordian, Germany and Spain). *Journal of Sedimentary Research*, 70: 392–407. DOI: 10.1306/2DC40918-0E47-11D7-8643000102C1865D.
- Popov S.V., Studencka B., 2015. Brackish-water Solenovian mollusks from the lower Oligocene of the polish Carpathians. *Journal of Paleontology*, 49: 342–355.
- Pupp M., Bechtel A., Gratzner R., Heinrich M., Kozak S., Lipiarski P., Sachsenhofer R.F., 2018. Depositional environment and petroleum potential of Oligocene rocks in the Waschberg Zone (Austria). *Geologica Carpathica*, 69: 410–436. DOI:10.1515/geoca-2018-0024.
- Rauball J.F., Sachsenhofer R.F., Bechtel A., Coric S., Gratzner R., 2019. The Oligocene-Miocene Menilite formation in the Ukrainian Carpathians: a world –class source rock. *Journal of Petroleum Geology*, 42: 393–416. DOI:10.1111/jpg.12743.
- Roca E., Bessereau G., Jawor E., Kotarba M., Roure F., 1995. Pre-neogene evolution of the western Carpathians: constraints from the Bochnia-Tatra Mountains section (Polish Western Carpathians). *Tectonics*, 14: 855–873. DOI: 10.1029/95TC00828.
- Rögl F., 1999. Mediterranean and Paratethys. Facts and hypotheses of an Oligocene to Miocene paleogeography (short overview). *Geologica Carpathica*, 50: 339–349.
- Sachsenhofer R.F., Popov S.V., Ćorić S., Mayer J., Misch D., Morton M.T., Pupp M., Rauball J., Tari G., 2018. Paratethyan petroleum source rocks: an overview. *Journal of Petroleum Geology*, 41(3): 219–246. DOI: 10.1111/jpg.12702.
- Schieber J., Miclăuș C., Seserman A., Liu B., Teng J. 2019. When a mudstone was actually a “sand”: Results of a sedimentological investigation of the bituminous marl formation (Oligocene), Eastern Carpathians of Romania. *Sedimentary Geology*, 384: 12–28. DOI: 10.1016/j.sedgeo.2019.02.009.
- Schulz H.-M., Bechtel A., Rainer T., Sachsenhofer R.F., Struck U., 2004. Paleocyanography of the western Central Paratethys during nannoplankton zone NP 23. *Geologica Carpathica*, 55: 311–323.
- Shanmugam G., 2017. Global case studies of soft-sediment deformation structures (SSDS): definitions, classifications, advances, origins, and problems. *Journal of Palaeogeography*, 6: 251–320. DOI: 10.1016/j.jop.2017.06.004.
- Ślaczka A., Unrug R., 1966. Z badań nad strukturami sedymentacyjnymi i petrografią niektórych serii piaskowcowych z łupków menilitowych Karpat. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 36: 155–180.
- Ślaczka A., Kaminski M.A., 1998. A Guidebook to Excursions in the Polish Flysch Carpathians. Field Trips for Geoscientists. *Grzybowski Foundation Special Publications*, 6: 1–173.

- Studencka B., Sergey V., Popov V.S., Bieńkowska-Wasiluk M., Wasiluk R., 2016. Oligocene bivalve faunas from the Silesian Nappe, Polish Outer Carpathians: evidence of the early history of the Paratethys. *Geological Quarterly*, 60(2): 317–340. DOI: 10.7306/gq.1296.
- Sugitani K., Yamamoto K., Adachi M., Kawabe I., Sugisaki R., 1998. Archean cherts derived from chemical, biogenic and clastic sedimentation in a shallow restricted basin – examples from the Gorge Creek Group in the Pilbara Block. *Sedimentology*, 45: 1045–1062. DOI:10.1046/j.1365-3091.1998.00198.x.
- Talling P.J., Masson D.G., Sumner E.J., Malgesini G., 2012. Subaqueous sediment density flows: Depositional processes and deposit types. *Sedimentology*, 59: 1937–2003. DOI:10.1111/j.1365-3091.2012.01353.x.
- ten Haven H.L., Lafargue E., Kotarba M., 1993. Oil/oil and oil/source rock correlations in the Carpathian Foredeep and Overthrust, south-east Poland. *Organic Geochemistry*, 20: 935–959. DOI:10.1016/0146-6380(93)90105-K.
- Tucker M.E., 1991. Sedimentary Petrology. An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks, 2<sup>nd</sup> ed. *Blackwell Scientific Publications, Oxford*.
- Unrug R., 1980. Ancient contourites in the Menilite Beds (Oligocene) of the Carpathian Flysch, Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 50: 175–182.
- Van Wagoner J.C., Mitchum R.M., Campion K.M., Rahmanian V.D., 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high resolution correlation of time and facies. *AAPG Methods Exploration Series*, 7: 1–55.
- Walker L.J., Wilkinson B.H., Ivany L.C., 2002. Continental drift and Phanerozoic carbonate accumulation in shallow-shelf and deep-marine settings. *Journal of Geology*, 110: 75–87. DOI:10.1086/324318.
- Wójcik-Tabol P., Oszczytko-Clowes M., Uchman A., Pratkowiecka W., Dziubińska B., 2023. Maceral and calcareous nannofossil assemblages as proxies of late Rupelian (Oligocene) environmental changes in the Paratethys: An example from a section of the Menilite Formation in the northern Outer Carpathians. *Marine and Petroleum Geology*, 156: 106448. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2023.106448.
- Żytka K. (red.), 1973. Przewodnik geologiczny po wschodnich Karpatach fliszowych. *Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa*. Wycieczki nr 6 i 10: 121–178.



Dr hab. Piotr S. DZIADZIO  
Kierownik Laboratorium Analiz  
Sedymentologiczno-Strukturalnych  
Instytut Nafty i Gazu – Państwowy Instytut Badawczy  
ul. Lubicz 25 A  
31-503 Kraków  
E-mail: [piotr.dziadzio@inig.pl](mailto:piotr.dziadzio@inig.pl)



Dr hab. inż. Irena MATYASIK, prof. INiG – PIB  
Zastępca Kierownika Zakładu Geologii i Geochemii  
Instytut Nafty i Gazu – Państwowy Instytut Badawczy  
ul. Lubicz 25 A  
31-503 Kraków  
E-mail: [irena.matyasik@inig.pl](mailto:irena.matyasik@inig.pl)