

Piotr S. Dziadzio

*Instytut Nafty i Gazu – Państwowy Instytut Badawczy*

## Środowisko sedymentacji warstw menilitowych w profilu łuski Stróż, jednostka śląska, Karpaty

Warstwy menilitowe od wielu lat są przedmiotem szerokiego zainteresowania w zakresie ich potencjału naftowego. Twarzy temu ciągle zadawane pytanie o ich środowisko sedymentacji. Zbierane systematycznie dane z różnych obszarów jednostek śląskiej i dukielskiej, z punktu widzenia coraz nowszej wiedzy o środowiskach sedymentacji utworów klastycznych, dostarczają dowodów na ich genezę. Łuska Stróż to zachodnie przedłużenie fałdu Gorlic, gdzie w profilu warstw menilitowych, podobnie jak w obrębie fałdu Gorlic, potwierdzono występowanie dowodów na płytkowodną sedymentację. W ich profilu wyróżniono dziewięć facji osadowych (A-I), zarówno węglanowych, jak i drobno-, grubo- i bardzo gruboklastycznych o zmiennych, zarówno strukturalnych, jak i tekstualnych cechach, oraz zinterpretowano ich genezę. Charakterystyczną cechą omawianego profilu jest dominujący udział facji klastycznych (F i G), które budują tzw. piaskowce magdaleńskie. Facje te stanowią prawie 90% jego miąższości. Facja F (gruboławicowe masywne piaskowce glaukonitowe) zinterpretowana jest jako osad zdeponowany w proksymalnej części delty. Facja G – zlepieńce polimiktyczne – zinterpretowana została jako osad przybrzeżny (klifowy). Pozostałe facje klastyczne (H i I), odpowiednio heterolitowa i piaskowcowa, występujące głównie w górnej części profilu, na podstawie obecności w nich charakterystycznych struktur sedymentacyjnych zostały zinterpretowane jako facje osadowe powstałe w środowisku przybrzeżnym zdominowanym procesami pływowymi z udziałem procesów sztormowych. Wśród struktur sedymentacyjnych po raz pierwszy rozpoznano i opisano rytmy pływowe, które dodatkowo zostały zinterpretowane jako produkt pływów syzygijnych i kwadraturowych. Geneza facji węglanowych (A, B i C) nie jest jednoznaczna, ale obecność w skale drobnych kryształów gipsu może wskazywać, że zdeponowane były w płytkowodnym, hipersalinarnym środowisku sedymentacji. Opisane facje oraz ich geneza wskazują, że warstwy menilitowe w obrębie łuski Stróż (podobnie jak i w obrębie fałdu Gorlic) powstawały w płytkowodnym, prawdopodobnie zamkniętym basenie sedymentacyjnym z okresową łącznością z oceanem światowym, na co wskazywać może obecność struktur pływowych.

Słowa kluczowe: Karpaty, jednostka śląska, łuska Stróż, warstwy menilitowe, środowisko sedymentacji, kopułowe warstwowanie przekątne, rytmy pływowe.

### Sedimentary environment of the Menilite Beds in the Stróże Thrust Sheet, Silesian Unit, Carpathians

For many years Menilite Beds have been the subject of wide interest from the petroleum potential point of view. This has been accompanied by constantly asked question about their sedimentary environment. Data collected systematically from various areas of the Silesian and Dukla Units, taking under consideration the latest knowledge about clastic sedimentary environments, provide evidence for their genesis. Stróże Thrust Sheet is the western extension of the Gorlice fold (Gorlice Thrust Sheet), where in the section of the Menilite Beds, as in the Gorlice fold, evidence for shallow water sedimentation was found. In the profile 9 facies (A-I), both carbonate and fine, coarse and very coarse clastic with variable, structural and textual features were distinguished and their genesis was interpreted. A characteristic feature of this profile is the presence of dominant clastic facies (F and G) which build so-called Magdalena Sandstones. These facies constitute almost 90% of the profile thickness. Facies F (thick bedded, massive and coarse grained glauconitic sandstones) is interpreted as deposited in the proximal part of the delta front. Facies G (polymictic conglomerates) is interpreted as a coastal (cliff) deposit. Other H and I facies, respectively heterolithic and fine grained sandstones, occur mainly in the upper part of the profile. Based on the presence of characteristic sedimentary structures, they have been interpreted as sedimentary facies deposited in a coastal environment dominated by tidal processes involving storm processes. Among the sedimentary structures, tidal rhythmites were identified and described for the first time. They were additionally interpreted as a product of neap and spring tides. Genesis of carbonate facies (A, B and C) is not unambiguous, but the presence of small gypsum crystals in the rock may indicate that they were deposited in a shallow, hypersaline sedimentary environment. The described facies and their genesis indicate that the Menilite Beds within the Stróże Thrust Sheet (similar as in the Gorlice Fold) were deposited in the shallow, probably isolated sedimentation basin with periodic connection to the world ocean, which can be indicated by the presence of tidal structures.

Kay words: Carpathians, Silesian Unit, Stróże Thrust Sheet, Menilite Beds, sedimentary environment, hummocky cross stratification, tidal rhythmites.

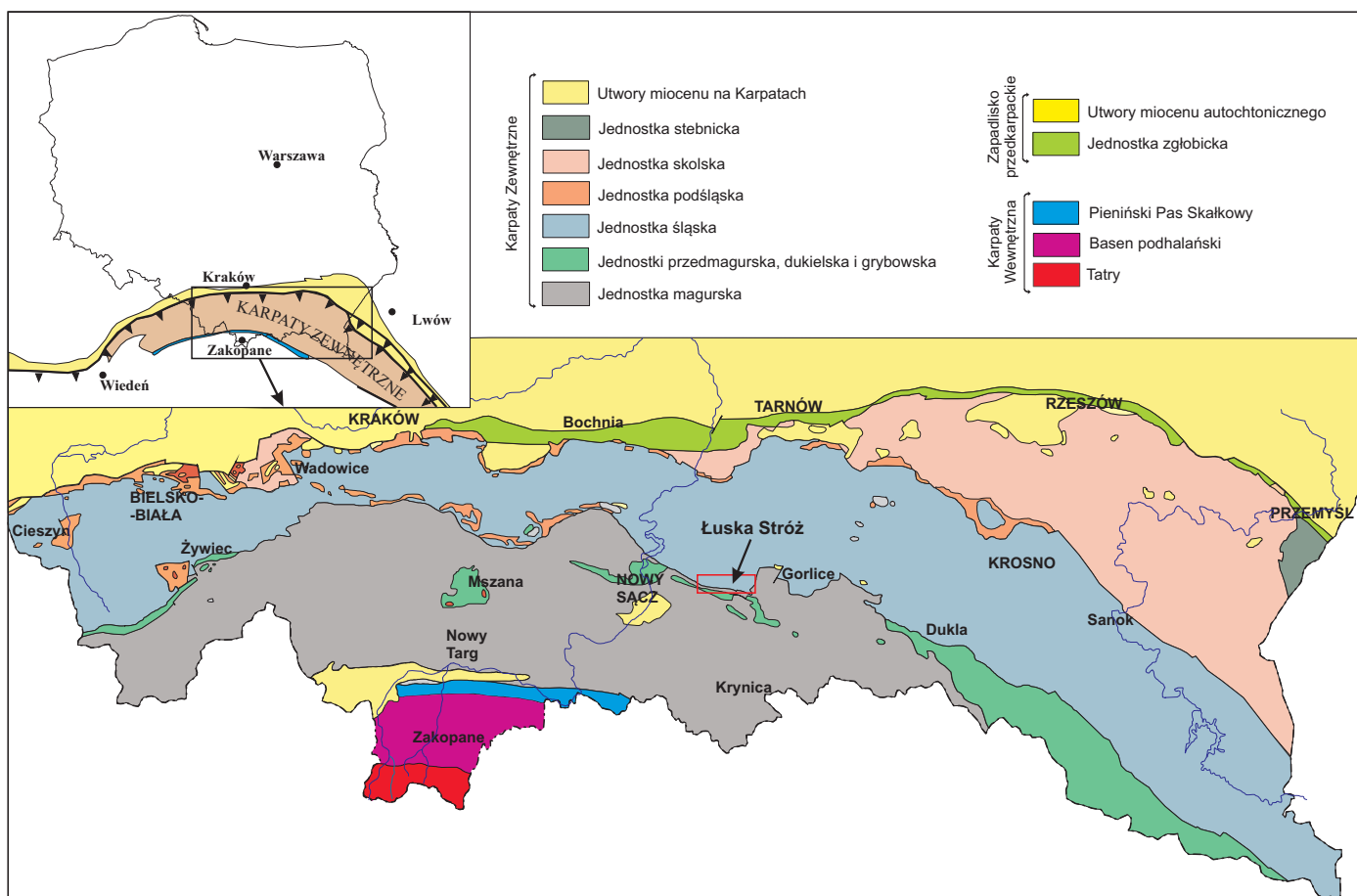
### Łuska Stróż – lokalizacja i budowa geologiczna

Łuska Stróż to wąska struktura tektoniczna z rozwiniętym skrzydłem południowym i mocno zredukowanym skrzydłem północnym. Znajduje się ona w obrębie południowej części jednostki śląskiej, w bezpośrednim sąsiedztwie północnego brzegu jednostki magurskiej. Ciągnie się w kierunku zachodnim od linii rzeki Białej, od miejscowości Stróże, aż po Mogilno (około 16 km) (rysunek 1). Budujące ją utwory to warstwy istebniańskie (górną paleocen), łupki pstrze i piaskowce ciężkowickie (najwyższy paleocen – eocen), warstwy menilitowe (dolny oligocen) i warstwy krośnieńskie (górną oligocen). Została wykartowana przez Świdzińskiego w latach 1934–1948 i może być przedłużeniem fałdu Gorlic [32], co wydaje się uzasadnionym poglądem w świetle przeprowadzonych nowych badań w jej rejonie.

Mięszczość serii menilitowej, która jest głównym omawianym tutaj zagadnieniem, sięga w rejonie Stróży około 100÷120 m. Profil rozpoczyna się ponad łupkami pstryimi eocenu, gdzie pojawiają się kilkumetrowej mięszczości brunatnoczarne lub czekoladowe łupki ilaste. Miejscami warstwowane są zielonkawymi łupkami. Mają one wyraźny charakter

przejściowy, jak w rejonie Gorlic w profilu warstw menilitowych w Sękówce [12, 29, 32]. Następnie w profilu występuje kilkumetrowa seria brązowych margli krzemionkowych z subtelnymi poziomami rogowców [33], chociaż trudno je obecnie zidentyfikować w odsłonięciach. Wyżej w profilu obecna jest seria masywnych słabo warstwowanych piaskowców glaukonitowych (piaskowców magdaleńskich), miejscami zlepieńców, które w swoim składzie zawierają zarówno rogowce menilitowe, jak i fragmenty margli krzemionkowych i margli laminowanych (globigerynowych?). W stropie interwału zdominowanego przez piaskowce magdaleńskie ponownie pojawiają się brązowe łupki menilitowe, miejscami margliste i seria o heterolitycznym charakterze, która ostro odcina się od masywnych piaskowców krośnieńskich (por. niżej), podobnie jak w profilu w Gorlicach [11, 12].

Wiek tej, głównie górnej części serii menilitowej określony został na podstawie nanoplanktonu i otwornic na wczesny oligocen, przy czym zawiera ona mocno zniszczone formy nanoplanktonu również redeponowane z kredy i paleogenu (Garecka i Szydło w: [12]).



Rys. 1. Lokalizacja łuski Stróży na tle uproszczonej mapy geologicznej Karpat polskich

## Facje warstw menilitowych

W profilu warstw menilitowych w obrębie łuski Stróż zostało wyróżnionych dziewięć facji osadowych. Są to zarówno facje węglanowe, jak i drobno-, grubo- i bardzo gruboklastyczne o zmiennych, zarówno strukturalnych, jak i teksturalnych cechach. Facjom nadano nazwy opisowe odnoszące się do ich wykształcenia litologicznego.

Facja **A** – czarne, brązowoczarne margle krzemionkowe. Facja ta tworzy kilkumetrowej miąższości zespół warstw (odpowiada facji F-1 [12]). Facja posiada wyraźną oddzielność. Gdy jest bardziej krzemionkowa, po uderzeniu rozwarstwia się na milimetrowej grubości warstewki. Gdy jest mniej krzemionkowa, tworzy bardzo cienkie warstwy, od 1 do 3 cm. Margle krzemionkowe, wietrzejąc, pozostawiają delikatny jasny (wręcz biały) nalot, a na płaszczyznach oddzielności widoczne są fragmenty ryb i trudny do identyfikacji detrytus roślinny. Współwystępuje z facją C, rzadziej facją B. W rezydium po szlamowaniu z obrębu tej facji występują liczne kryształy gipsu.

Facja **B** – szare i ciemnoszarobrązowe wapniste i niewapniste iłowce i mułowce. Jest najczęściej spotykaną facją w górnej i dolnej części profilu warstw menilitowych, gdzie tworzy subtelne przewarstwienia z facjami C i E. iłowce/mułowce tej facji występują w formie cienkich, od 1 do 5 cm, miąższości (rzadziej grubszych) warstw i generalnie są bezstrukturalne.

Facja **C** – łupki menilitowe (bezwapniste). Utwory zaliczone do tej facji to klasyczne drobno łupiące się łupki menilitowe. Wtrącenia i przewarstwienia tej facji występują głównie w dolnej i górnej części profilu warstw menilitowych, spotykane są również w obrębie facji A, B i D. Jej miąższość zazwyczaj jest niewielka, od kilku do kilkudziesięciu centymetrów. Łupki są generalnie bezwapniste i wietrzeją, pozostawiając delikatny jasnożółty nalot. W pozostałości po szlamowaniu z obrębu tej facji występują liczne kryształy gipsu, podobnie jak w facji A.

Facja **D** – ankeryty. Niektóre warstwy ankerytowe przybierają formę kulistych skupień z narostami na ich górnych powierzchniach. Utwory te wcześniej były opisywane w literaturze jako bulaste rogowce (np. [32]). Wykonane badania petrograficzne (Leśniak, 2017 w: [10]) wskazują jednak, że są one węglanowymi konkrecjami z wykształconymi wokół obwódkami o bardzo ścisłej budowie wewnętrznej, tak że ich twardość przy uderzaniu wręcz odpowiada skałom krzemionkowym. Obwódka swoim wykształceniem przypomina nerki sfalerytowe. Facja ta została zidentyfikowana tylko jeden raz w całym obszarze badań. Jej miąższość to około 0,5 m. Facja ta posiada nieregularną przestrzenną formę, często w postaci izolowanych bloków i konkrecji w obrębie facji C.

Facja **E** – wapienie laminowane. Facja wapieni laminowanych w obrębie łuski Stróż występuje w otoczeniu facji hetero-

litowej (facja H). Jej miąższość wynosi zaledwie około 0,6 m. Wapienie są barwy kremowoszarej, po części wykazują dobrą oddzielność warstwową, a po części są masywne. O występowaniu tego typu utworów pisali wcześniej Świdziński i Sikora [28, 32], a nawet interpretowane były jako ponadregionalny poziom korelacyjny [31]. Facja ta jest bardzo zbliżona swoim charakterem do tzw. wapieni tylawskich [13, 16, 30] oraz wapieni z obrębu margli globigerynowych w oknie tektonicznym Ropy, nie została jednak określona jej pozycja stratygraficzna, ale jej fragmenty występują w obrębie facji F.

Facja **F** – gruboławicowe masywne piaskowce glaukonitowe. Piaskowce tej facji są glaukonitowe i glaukonitowo-kwarcowe od drobno- do gruboziarnistych, miejscami nawet drobnokalibrowych zlepieńców. Facja ta jest odpowiednikiem facji F-4 z rejonu Gorlic [12]. Piaskowce są masywne, nie wykazują warstwowań (z wyjątkiem kilku przypadków, gdzie w obrębie średnioziarnistych piaskowców widoczna jest oddzielność płytowa i amalgamacja). W wielu miejscach w obrębie piaskowców widoczne są nieregularne rozmycia, wypełnione np. drobnokalibrowym zlepieńcem (facja G) oraz rozproszone niewielkie klasty ilaste szarych iłowców marglistych. Miąższość poszczególnych ławic jest trudna do określenia, ale może sięgać nawet kilkudziesięciu metrów. W odsłonięciach nie są dobrze widoczne jej relacje z pozostałymi facjami.



Fot. 1. Zlepieniec polimiktyczny, bardzo grubokalibrowy facji G. Skala: 28 cm – długość młotka (fot. własna)

Facja **G** – bardzo grubokalibrowe zlepieńce polimiktyczne. Występują w trudnej do określenia pozycji, najprawdopodobniej w otoczeniu facji F w spągu i stropie. Stwierdzona ławica jest miąższa na około 5÷6 m (fotografia 1). Jej cechą charakterystyczną jest występowanie w jej obrębie różnorodnych składników ziarnowych. W formie dużych otoczków występują margle krzemionkowe (facja A), fragmenty rogowców menilitowych, różnej wielkości ziarna i otoczki kwarcu bardzo

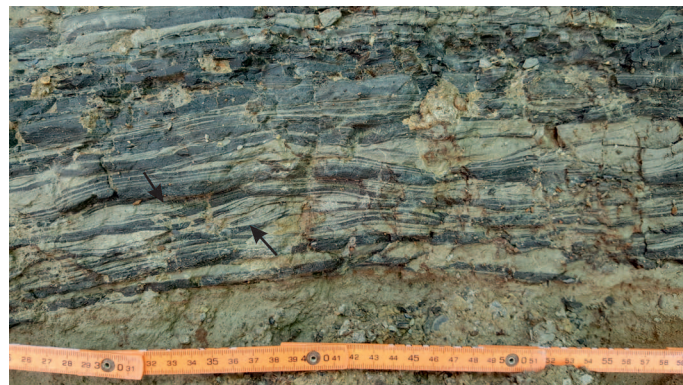
dobrze obtoczone oraz duże fragmenty wapieni i wapieni laminowanych (facja E). W bliskim sąsiedztwie tego zlepieńca obecne są również iłowce menilitowe facji B, ale może ona stanowić również składnik zlepieńca. Spoiwem jest piaskowiec zlepieńcowaty glaukonitowo-kwarcowy i zlepieniec drobnokalibrowy praktycznie bez spoiwa ilastego – lub stanowi ono jego niewielki procentowy udział. W większości grube otoczaki – głównie margli krzemionkowych (margli masywnych nielaminowanych) i rogowców – są dobrze obtoczone, chociaż występuje również pewna populacja słabo i źle obtoczonych, głównie margli krzemionkowych oraz fragmenty innych zlepieńców. Przy słabym odsłonięciu terenu trudno jest jednoznacznie zdefiniować relacje do wyróżnionych facji, a głównie do facji H.

Facja **H** – heterolity ilasto-mułowcowe. Facja ta to odpowiednik facji F-2 z rejonu Gorlic [11]. Charakteryzuje się obecnością czarnych i szaroczarnych iłowców oraz jasnoszarych, szarych mułowców i piaskowców bardzo drobnociarnistych i pyłowców oraz rzadziej drobnociarnistych piaskowców, wzajemnie laminowanych/warstwowanych. W pyłowcach, mułowcach i piaskowcach widoczna jest laminacja riplemarkowa smużysta, soczewkowa i falista (fotografie 2, 3). Niektóre riplemarki mają przeciwny układ lamin oraz palczasto zazębiają się z otaczającym osadem mułowcowym (fotografia 3), inne są pogrążone lub rozmyte w stropie, przybierając falową strukturę z wyraźną pokrywą mułową. W najwyższej części warstw menilitowych w obrębie tej facji występują również bardzo cienkie laminy węgla, dochodzące do 1 cm grubości (fotografie 4, 6A). Facja ta występuje głównie w stropowej części warstw menilitowych, gdzie wielokrotnie przewarstwia się z facją I w niższej części i facjami B i C, tworząc z nimi ponad 10-metrowej miąższości kompleks utworów heterolitowych w górnej części profilu warstw menilitowych.



Fot. 2. Facja H. Heterolity ilasto-mułowcowe. W górnej części zdjęcia porożrywane nieregularne klasty w obrębie piaskowca glaukonitowego (magdaleńskiego). Skala: 28 cm – długość młotka (fot. własna)

Facja H dobrze koresponduje z facjami występującymi w rejonie Gorlic [12]. Ostro odcina się od masywnych drobnociarnistych, mocno węglanowych kwarcowych piaskowców krośnieńskich (fotografia 4).



Fot. 3. Facja H. Zespoły warstw iłowców i mułowców z laminacją smużystą, soczewkową o rytmicznym charakterze (rytmity zdominowane laminacją riplemarkową). Niektóre riplemarki wykazują zazębianie się zespołów lamin z otaczającym osadem mułowcowym (górna strzałka) oraz wykazują przeciwny układ lamin w kolejnych zespołach riplemarków (strzałki górna i dolna) (fot. własna)



Fot. 4. Stropowa część warstw menilitowych na kontakcie z piaskowcami krośnieńskimi (rozpoczynają się powyżej metra). Heterolity facji H i I wykazują wyraźną stratyfikację oraz stopniowe, ku górze (w lewo), pojawianie się coraz większej ilości piaskowców w formie coraz grubszych warstw. Zaznaczony fragment pokazany został na fotografii 5 (fot. własna)

Facja **I** – piaskowce warstwowane-laminowane. Facja ta tworzy warstwy od paru do 40 cm miąższości przewarstwiające się z facjami J, rzadziej B. Piaskowce są głównie drobnociarniste i bardzo drobnociarniste kwarcowe i glaukonitowo-kwarcowe, sporadycznie to piaskowce średnociarniste. Poszczególne laminy lub warstwy piaskowców są masywne lub warstwowane poziomo i faliście. Niektóre warstwy piaskowców wykazują dodatkowo wyraźną, drobną alternację poziomą bardzo drobnociarnistego jasnego piaskowca i ciemnoszarego mułowca, często o charakterze cyklicznie powtarzających

się lamin jasnych i ciemnych i podwójnych lamin mułowych (rytmity) (fotografia 5). Niektóre piaskowce wykazują ciągłe przejścia w fację H, inne mają ostre stropy i spągi, szczególnie te o miąższości kilku centymetrów. Piaskowce są wielokrotnie rozcinane erozyjnie, a w niektórych miejscach wypełniają nieregularne struktury erozyjne o charakterze kanałów. W piaskowcach tych występują wówczas nieregularne klasty ilaste o charakterze „chipsów ilastych” (fotografia 5, górna część zdjęcia). Mają one również charakter brekcji śródformacyjnych złożonych z piaskowców drobno-, średnio- i gruboziarnistych z nieregularnymi klastami facji H i B (fotografia 2). Piaskowce te wypełniają również kilkunastocentymetrowe, jak i 50-centymetrowej miąższości żyły klastyczne i dajki neptuniczne. Są również przerywane przez niewielkie uskoki listryczne o charakterze synsedymencyjnym (fotografia 6A) (kolejne wyżejległe warstwy piaskowców są niezaburzone lub występuje w nich przeciwna orientacja kierunku poślizgu uskoku). Pojedyncze izolowane piaskowce wi-

doczne również w dolnej, środkowej i górnej części kompleksu heterolitowego (w najwyższej części warstw menilitowych) mają wyraźne niskokątowe, kopułowe warstwowania przekątne (HCS – *hummocky cross-stratification*).



Fot. 5. Facja I. Piaskowce warstwowane-laminowane. Stropowa część warstw menilitowych. Powiększony fragment z fotografii 4 (fot. własna)

### Interpretacja facji

Duże spektrum facjalne (facje A-I) w profilu warstw menilitowych łuski Stróż w znacznej mierze odpowiada facjom, jakie występują w rejonie Gorlic w profilu tzw. fałdu Gorlic [12]. Na podstawie wskaźników sedymentologicznych geneza facji A, B i C jest trudna do jednoznacznej interpretacji, nawet z wykorzystaniem dodatkowych badań, np. geochemicznych (por. [13]), i nie jest tutaj prezentowana. Obecność w obrębie facji marglistych drobnych kryształów gipsu może być jednak wskaźnikowa dla hipersalinarnego (generalnie płytkiego) środowiska sedymencji [13, 14]. Genezę facji D również jest trudno zdefiniować, ale na podstawie badań petrograficznych (Leśniak, 2017, w: [10]) można stwierdzić, że najprawdopodobniej powstawała ona na dwóch etapach: wczesnej i wtórnej diagenety. Na etapie diagenety wtórnej powstawały obwódki, które są wynikiem krystalizacji z krążących w osadzie ciepłych roztworów.

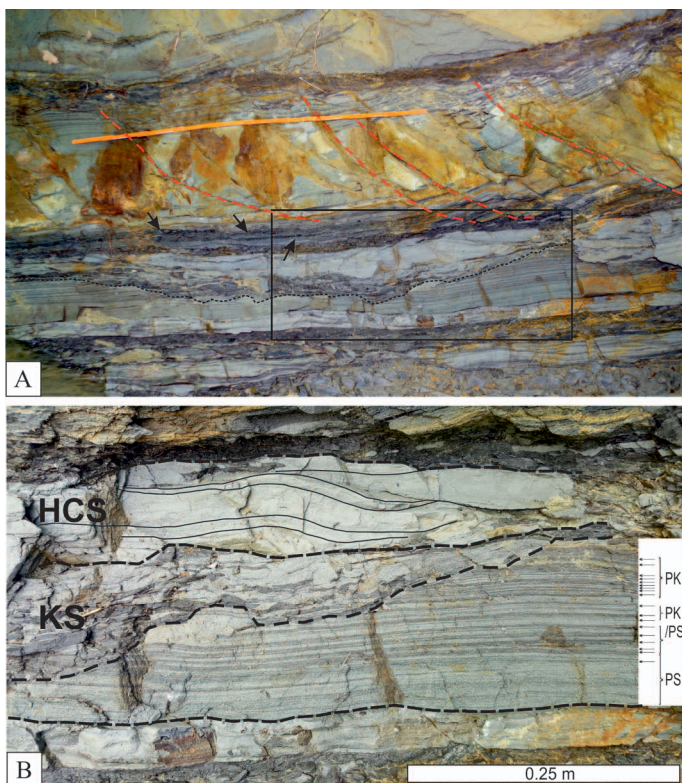
Spośród pozostałych czterech wyróżnionych facji: F, G, H i I w pierwszej kolejności na uwagę zasługuje facja G. Zlepienie składa się z dobrze przemytego oraz w różnym stopniu, praktycznie in situ przerobionego materiału. Cechy strukturalne i tekstualne mogą wskazywać na jego depozycję w strefie bardzo wysokoenergetycznej, np. w środowisku przybrzeżnym, niżepływowym, w którym najczęściej tego typu utwory występują (np. [19]). Mogą stanowić również wypełnienie kanału fluwialnego zachowanego np. w strefie niżepływowej (np. [3]), ale te opisane nie wykazują cech charakterystycznych dla osadu fluwialnego. Osad ten mógł ulec również redepozycji do głębszych części basenu sedymencyjnego w wyniku transportu grawitacyjnego ze strefy płytkowod-

nej, ale nie można tego stwierdzić. Utwory te są interpretowane jako zdeponowane w proksymalnej części systemu depozycji piaskowców magdaleńskich w strefie brzegowej (klimowej) kordyliery śląskiej.

Występująca powyżej facji G facja F sugeruje kontynuację sedymencji, ale niestety nie jest widoczne przejście jednej facji w drugą. Geneza facji F może mieć różny charakter ze względu na szerokie spektrum środowisk depozycji, gdzie może powstawać. W odniesieniu jednak do jej interpretacji przedstawionej przez Dziadzio i inni [12] piaskowce magdaleńskie o takich cechach można zaliczyć do utworów czoła delty, jak i utworów kanałowych występujących w tej strefie sedymencji, powstałych w wyniku wielokrotnych procesów rozcinania i wypełniania szybko progradującej delty. Piaskowce, które natomiast wykazują subtelne warstwowania, mogą reprezentować dystalne do proksymalnych części deltowych nasypów przyujściowych, również z występującymi w ich obszarze kanałami rozpraszającymi.

Trzecią facją będącą wskaźnikową dla interpretacji środowiska sedymencji warstw menilitowych w tej części jednostki śląskiej w profilu warstw menilitowych jest facja H. W jej obrębie stwierdzono kilka struktur sedymencyjnych, które można potraktować jako diagnostyczne. Głównie są to występujące w piaskowcach: laminacja riplemarkowa, smużysta, soczewkowa i falista *sensu* Reineck i Wunderlich [23]. Powstają one w wyniku aktywności prądu i są rozdzielane mułowymi pokrywami (*mud drape*), których obecność wskazuje na epizody spokojnej sedymencji z zawiesiny w warunkach braku lub niewielkiego ruchu wody (np. [20, 22, 23]).

Niektóre interwały mają charakter rytmików zdominowanych riplemarkami (fotografia 3), inne, zdominowane mułowcami i pyłowcami, mogą mieć odniesienie do rocznej cykliczności (por. [2]). Istotny jest fakt obecności riplemarków, w których występuje przeciwstawny układ lamin, a niektóre laminy palczasto zazębiają się z osadem mułowym (fotografia 3, górna strzałka), co wskazuje, że były deponowane po lub w okresie słabnącego ruchu wody, po depozycji riplemarków w fazie odpływu [33].

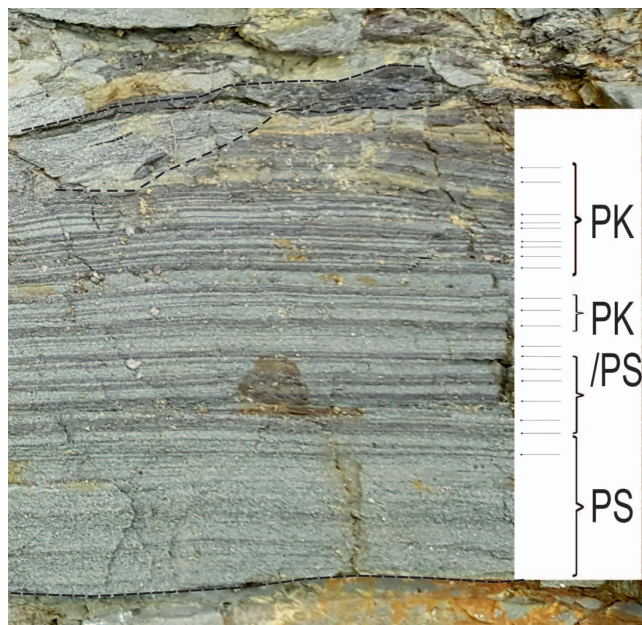


Fot. 6. Interpretacja fragmentu odsłonięcia (z fot. 4).  
 A – widok fragmentu odsłonięcia z zaznaczonym fragmentem powiększonym na zdjęciu B. Czerwone przerywane linie pokazują listryczny charakter niewielkich uskoków, czarne strzałki pokazują cienkie laminy węgla; B – szczegół ze zdjęcia A i interpretacja struktur sedimentacyjnych; HCS – kopułowe warstwowanie przekątne; KS – kanał sztormowy; PS – laminacja pływowa (pływ syzygijski); PK – laminacja pływowa (pływ kwadraturowy) (fot. własna)

Tego typu zjawiska pospolicie występują w systemach fluwalno-pływowych, głównie estuariowych kanałach pływowych (np. [7]). Utwory te mają charakter tidalitów, wcześniej opisanych z warstw menilitowych w rejonie Gorlic [11, 12]. Również obecność lamin węgla, które często występują w środowisku między- i nadpływowym, np. w strefie sedimentacji bagiennej [20, 21], przy obecności opisanych powyżej tidalitów i niegłębokich kanałów wypełnionych piaskiem z „chipsami ilastymi”, jest cechą charakterystyczną sedimentacji na równinach pływowych (np. [26]).

Czwartą facją, którą potraktować można jako diagnostyczną, jest facja I. W piaskowcach tej facji występuje kopułowe warstwowanie przekątne (HCS) (fotografie 5, 6A), którego obecność pozwala na określenie głębokości basenu sedimentacyjnego na szelf wewnętrzny, nie głębiej jednak niż maksymalnie 50 m (np. [5, 8, 9]), a generalnie płycej niż 5÷20 m (np. [13]) i powyżej podstawy falowania sztormowego [8, 9]. Warstwy piaskowców z HCS występują w różnych interwałach kompleksu utworów heterolitowych, co najmniej trzy razy. W jednym przypadku obecne są ponad płytkim, wypełnionym osadem piaskowcowym kanałem. Płytkie kanały erozyjne mogą występować w większości środowisk sedimentacji związanych z przepływem. W tym jednak przypadku kanał ma charakter niegłębokiego rozmycia (fotografie 5, 6A, 6B) wypełnionego osadem piaskowcowym z ilastymi klastami o typie „chipsów”, wyrwanych z niedalekiego sąsiedztwa i zdeponowanych prawie in situ. Klasty układają się w słabo widoczne rynny, mogące być elementem warstwowania rynnowego. Jest to charakterystyczne dla kanałów sztormowych lub pływowych w strefie niżepływowej (np. [15, 17]). W opisanym przypadku jest on interpretowany jako kanał sztormowy, ponad którym występuje dobrze widoczne niskokątowe warstwowanie kopułowe, definiujące strefę sedimentacji omawianej facji. W odniesieniu do pracy [4] kopułowe warstwowanie przekątne może być interpretowane również w strefie międzypływowej, gdzie struktury te mogą być mniejsze ze względu na występujące w tym obszarze (w kierunku łądu) zmniejszanie się wielkości fali, co jest wynikiem procesów orbitalnych [4]. W takiej interpretacji opisywany kanał może mieć również charakter kanału pływowego. Rozcina on bowiem piaskowiec, w którego obrębie występuje charakterystyczny zespół lamin o subtelnej płaskiej, równoległej laminacji o cyklicznym charakterze, tzw. rytmików [18, 24]. Piaskowiec ten może mieć również charakter rytmiku sztormowego [21]. Występują w nim charakterystyczne podwójne laminy mułowe w środku z laminą piaskowca można interpretować jako osad zdeponowany w wyniku procesów trakcyjnych w trakcie odpływu (codzienne zdarzenia), a laminy ciemne, mułowe mogą reprezentować osad deponowany z suspensji podczas okresów spokojnej wody [20, z literaturą]. Cienkie laminy piasku są również interpretowane jako deponowane w okresie pływów kwadraturowych, a grubsze w okresach pływów syzygijskich [26]. W obrębie piaskowców z takimi strukturami w analizowanym profilu zidentyfikowano interwały, które mogą odpowiadać zarówno pływom kwadraturowym, jak i syzygijskim (fotografie 7) (por. [20, 34]).

Podobne struktury opisane zostały z różnych systemów depozycyjnych, np. płytkich estuariów [1], jak i współczesnych głębokich środowisk estuariowych (około 240 m) na Alasce [6]. Innym przykładem może być występowanie tego typu struktur



Fot. 7. Powiększony fragment z fotografii 6. Interpretacja efektu prądów pływowych. PS – laminacja pływowa (pływ syzygiyjny); PK – laminacja pływowa (pływ kwadraturowy) (fot. własna)

w strefie górnej części kanionu rozwijającego się w basenie Krishna-Godavari (w Zatoce Bengalskiej), również w środowisku głębokowodnym [27]. Wspomniani autorzy zwrócili uwagę, że struktury te są podobne do interwału Tb sekwencji Bomy, jednak wskazali, że nie ma obecnie udokumentowanych eksperymentalnych, teoretycznych wyników badań lub przykładów z odsłoneń wyjaśniających mechanizm stojący za powstawaniem tzw. podwójnych lamin mułowych w wyniku działania prądów turbidytowych, co wskazuje na pływową ich genezę.

Zespół opisanych facji i ich cech daje dodatkowe argumenty za interpretacją warstw menilitowych występujących w obszarze pomiędzy Stróżami a Gorlicami (fałd Gorlic i Łuska Stróż) wskazującą, że powstawały one w płytkim środowisku sedymentacji w strefie przybrzeżnej w systemie deltowym, zdominowanym w górnej części profilu procesami pływowymi (wskazującymi na okresową łącznością z oceanem światowym, por. np. Rögl [25]), przy istotnym udziale procesów sztormowych wywoływanych najprawdopodobniej aktywnością tektoniczną (obecność żył klastycznych i dajek neptunicznych oraz uskoków synsedymentacyjnych).

## Wnioski

Łuska Stróż, występująca w obrębie południowej części jednostki śląskiej, ma podobny jak na obszarze fałdu Gorlic zespół facjalny warstw menilitowych. Profil tych warstw składa się w około 90% z piaskowców magdaleńskich, w których obrębie brak jest jednoznacznych cech wskaźnikowych pozwalających na określenie ich środowiska sedymentacji, ze względu na słaby stopień ich odsłoneń. Zlepnieć polimiktyczne i ich cechy mogą wskazywać na przybrzeżne środowisko ich depozycji, a masywne i warstwowane piaskowce glaukonitowe mogą reprezentować, podobnie jak w strefie fałdu Gorlic, utwory płytkowodnego systemu deltowego [12]. Utwory te są zatem przedłużeniem tych występujących w rejonie Gorlic, na co wskazywał wcześniej Świdziński [32]. Wyróżnione facje węglanowe i węglanowo-klastyczne nie pozwalają na identyfikację środowiska ich depozycji poza facjami A i C, gdzie stwierdzono podczas szlamowania występowanie kryształów gipsu, które zawarte w skale mogą mieć autigeniczny charakter i wskazują na płytkowodne, hipersalinarnie środowisko sedymentacji [13, 14]. Istotne znaczenie dla zdefiniowania środowiska sedymentacji ma kompleks utworów heterolitowych

występujących w stropie warstw menilitowych bezpośrednio poniżej piaskowców warstw krośnieńskich. W obrębie stropowej części warstw menilitowych zdefiniowano struktury sedymentacyjne związane ze środowiskiem pływowym (zespoły warstwowań soczewkowych, smużystych i falistych) oraz po raz pierwszy – rytmy pływowe (facje H i I). Te ostatnie zostały zinterpretowane jako zapis kopalnych zjawisk pływowych (syzygiyjnych i kwadraturowych), co potwierdza bardzo płytkowodne warunki sedymentacji w okresie dolnego oligocenu w prezentowanym obszarze oraz okresową łączność z oceanem światowym. Dodatkowo obecność kopułowego warstwowania przekątnego i towarzyszące mu kanały sztormowe (lub pływowe?) wskazują na szybkie oscylacje głębokości basenu sedymentacyjnego pomiędzy sztormową podstawą falowania a strefami od międzypływowej do wyżej pływowej. Występowanie żył klastycznych, dajek neptunicznych oraz zespołów uskoków synsedymentacyjnych świadczy o dużej aktywności szelfu, rozwiniętego prawdopodobnie na kordylerze śląskiej, i potwierdzać może przebudowę basenu sedymentacyjnego z końcem sedymentacji warstw menilitowych.

Prosimy cytować jako: Nafta-Gaz 2018, nr 11, s. 813–820, DOI: 10.18668/NG.2018.11.05

Artykuł nadesłano do Redakcji 26.06.2018 r. Zatwierdzono do druku 24.10.2018 r.

Artykuł powstał na podstawie prac statutowych: *Relacje genetyczne warstw menilitowych z obrębu jednostek: dukielskiej, śląskiej i margurskiej* – praca INiG – PIB na zlecenie MNiSW; nr zlecenia: 0012/SG/2016, nr archiwalny: DK-4100-12/16 oraz *Relacje genetyczne warstw menilitowych z obrębu okien tektonicznych Ropy i Grybowa* – praca INiG – PIB na zlecenie MNiSW; nr zlecenia: 0041/SG/2017, nr archiwalny: DK-4100-28/17.

## Literatura

- [1] Alexander C.R., Davis R.A., Vernon J., Henry V.J. (eds.): *Tidalites: processes and products*. SEPM, Special Publication 1998, vol. 61, s. 171.
- [2] Archer A.W., Greb S.F.: *Hypertidal facies from the Pennsylvanian Period: Eastern and Western Interior Coal Basins, USA*. [W:] Davis Jr. R.A., Dalrymple R.W. (eds.): *Principles of Tidal Sedimentology*. Springer Science + Business Media B.V., 2012, s. 421–436.
- [3] Borrego J., Morales J.A., Pendon J.G.: *Holocene estuarine facies along the mesotidal coast of Huelva, south-western Spain*. [W:] Flemming B.W., Bartholoma A. (eds.): *Tidal signatures in modern and ancient sediments*. Special Publication of the International Association of Sedimentologists nr 24, Blackwell Science, Oxford 1995, s. 151–170.
- [4] Byongcheon Y., Dalrymple R.W., Chun S.: *The significance of hummocky cross-stratification (HCS) wavelengths: evidence from an open-coast tidal flat, South Korea*. *Journal of Sedimentary Research* 2006, vol. 76, s. 2–8.
- [5] Cheel R.J., Leckie D.A.: *Hummocky cross-stratification*. [W:] Wright V.P. (ed.), *Sedimentology Review 1*. Blackwell Science, Oxford 1993, s. 103–122.
- [6] Cowan E.A., Cai J., Powell R.D., Seramur K.C., Spurgeon V.L.: *Modern tidal rhythmites deposited in a deep-water estuary*. *Geo-Marine Letters* 1998, vol. 18, s. 40–48.
- [7] Davis Jr. A.R.: *Tidal Signatures and their preservation potential in stratigraphic sequences*. [W:] Davis Jr. R.A., Dalrymple R.W. (eds.): *Principles of Tidal Sedimentology*. Springer Science + Business Media B.V., 2012, s. 35–56.
- [8] Dott Jr. R.H., Bourgeois J.: *Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences*. *Geological Society of America Bulletin* 1982, vol. 93, s. 663–680.
- [9] Duke W.L., Arnott R.W., Cheel R.J.: *Shelf sandstones and hummocky cross stratification; new insights on a stormy debate*. *Geology* 1991, vol. 19, s. 625–628.
- [10] Dziadzio P.S.: *Relacje genetyczne warstw menilitowych z obrębu okien tektonicznych Ropy i Grybowa*. Praca statutowa Instytutu Nafty i Gazu – PIB, Kraków 2017, nr zlecenia: 0041/SG/2017, nr archiwalny: SG-4101-28/17, s. 1–79.
- [11] Dziadzio P.S.: *Śródmenilitowe piaskowce magdaleńskie jako przykład płytkowodnej sedymentacji deltowej w Karpatach*. *Nafta-Gaz* 2015, nr 9, s. 624–631.
- [12] Dziadzio P.S., Matyasik I., Garecka M., Szydło A.: *Lower Oligocene Menilite Beds, Polish Outer Carpathians: supposed deep-sea flysch locally reinterpreted as shelfal, based on new sedimentological, micropalaeontological and organic-geochemical data*. *Prace Naukowe Instytutu Nafty i Gazu – PIB* 2016, nr 213, 119 s., DOI: 10.18668/PN2016.213.
- [13] Dziadzio P.S., Matyasik I.: *Środowisko sedymentacji i korelacja geochemiczna dolnooligocenkich utworów z obrębu jednostek dukielskiej i grybowskiej*. *Nafta-Gaz* 2018, nr 6, s. 423–434, DOI: 10.18668/NG.2018.06.02.
- [14] Einsele G.: *Sedimentary Basins, Evolution, Facies and Sediment Budget*. Springer-Verlag Berlin, Heidelberg 1992, 628 s.
- [15] Fenies H., Faugères J-C.: *Facies and geometry of tidal channel-fill deposits (Arcachon Lagoon, SW France)*. *Marine Geology* 1998, vol. 150, s. 131–148.
- [16] Haczewski G.: *Poziomy wapieni kokkolitowych w serii menilitowo-krośnieńskiej – rozróżnianie, korelacja i geneza*. *Annales Societatis Geologorum Poloniae* 1989, vol. 59, s. 435–523.
- [17] Hughes Z.J.: *Tidal Channels on Tidal Flats and Marshes*. [W:] Davis Jr. R.A., Dalrymple R.W. (eds.): *Principles of Tidal Sedimentology*. Springer Science + Business Media B.V., 2012, s. 269–300.
- [18] Kvale E.P.: *The origin of neap-spring tidal cycles*. *Marine Geology* 2006, vol. 235, s. 5–18.
- [19] Larssonneur C.: *Tidal Deposits, Mont Saint-Michel Bay, France*. [W:] Ginsburg R.N. (ed.): *Tidal Deposits. A Casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts*. Springer-Verlag 1975, s. 21–30.
- [20] Longhitano S.G., Mellere D., Steel R.J., Ainsworth B.R.: *Tidal depositional systems in the rock record: a review and new insights*. *Sedimentary Geology* 2012, vol. 279, s. 2–22.
- [21] Rahmani R.A.: *Estuarine tidal channel and nearshore sedimentation of a Late Cretaceous Epicontinental Sea, Drumheller, Alberta, Canada*. [W:] de Boer P.L. et al. (eds.): *Tide-Influenced Sedimentary Environments and Facies*. Reidel Publishing Company, 1988, s. 433–471.
- [22] Reineck H.E., Singh I.B.: *Genesis of laminated sand and graded rhythmites in storm-sand layers of shelf mud*. *Sedimentology* 1972, vol. 18, s. 123–128.
- [23] Reineck H.E., Wunderlich F.: *Classification and origin of flaser and lenticular bedding*. *Sedimentology* 1968, vol. 11, s. 99–104.
- [24] Roep T.B.: *Neap-spring cycles in a subrecent tidal channel fill (3665 BP) at Schoorldam, NW Netherlands*. *Sedimentary Geology* 1991, vol. 71, s. 213–230.
- [25] Rögl F.: *Mediterranean and paratethys. Facts and hypotheses of an Oligocene to Miocene paleogeography (short overview)*. *Geologica Carpathica* 1999, vol. 50, s. 339–349.
- [26] Sellwood B.W.: *Lower Jurassic Tidal-Flat Deposits, Bornholm, Denmark*. [W:] Ginsburg R.N. (ed.): *Tidal Deposits. A Casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts*. Springer-Verlag 1975, s. 93–101.
- [27] Shanmugam G., Shrivastava S.K., Bhagaban D.B.: *Sandy Durbrites and Tidalites of Pliocene Reservoir Sands in Upper-Slope Canyon Environments, Offshore Krishna–Godavari Basin (India): Implications*. *Journal of Sedimentary Research* 2009, vol. 79, s. 736–756.
- [28] Sikora W.: *O stratygrafii serii okiennej w Ropie koło Gorlic*. *Kwartalnik Geologiczny* 1960, vol. 4, s. 153–172.
- [29] Szymakowska F.: *Budowa geologiczna południowego skrzydła fałdu Gorlic między Gorlicami a Krygiem (Karpaty środkowe)*. *Annales Societatis Geologorum Poloniae* 1979, vol. 49, s. 85–103.
- [30] Ślęczka A.: *Geologia jednostki dukielskiej*. *Prace Instytutu Geologicznego* 1971, nr 63, s. 1–97.
- [31] Ślęczka A.: *Stratygrafia fałdów dukielskich okolic Komańczy-Wisłoka Wielkiego*. *Kwartalnik Geologiczny* 1959, vol. 3, s. 583–604.
- [32] Świdziński H.: *Łuska Stróż koło Grybowa*. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 1950, nr 59, s. 1–70.
- [33] van den Berg J.H., Boersma J.R., van Gelder A.: *Diagnostic sedimentary structures of the fluvial-tidal transition zone – Evidence from deposits of the Rhine and Meuse*. *Netherlands Journal of Geosciences – Geologie en Mijnbouw* 2007, vol. 86, no. 3, s. 287–306.
- [34] Visser M.J.: *Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: A preliminary note*. *Geology* 1980, vol. 8, s. 543–546.



Dr Piotr S. DZIADZIO  
Główny Specjalista Badawczo-Techniczny  
w Zakładzie Geologii i Geochemii  
Instytut Nafty i Gazu – Państwowy Instytut Badawczy  
ul. Lubicz 25 A  
31-503 Kraków  
E-mail: dziadzio@inig.pl