

Zagadnienie pierwotności barw osadów, wielkości kompaktacji i tempa depozycji na podstawie struktur obserwowanych w Karpatach polskich

The issue of the originality of sediment colors, the size of compaction and the rate of deposition based on the structures observed in the Polish Carpathians

Leszek Jankowski¹, Grzegorz Leśniak²

¹ *Niezależny ekspert*

² *Instytut Nafty i Gazu – Państwowy Instytut Badawczy*

STRESZCZENIE: Artykuł dotyczy przede wszystkim zagadnienia pierwotności barw sukcesji karpackich oraz ich stopnia kompaktacji. O pierwotnej barwie utworów, w tym przypadku barwie czerwonej, w obrębie powszechnych w Karpatach sukcesji tzw. łupków pstrych można wnioskować na podstawie obecności tzw. plam redukcyjnych, rozwijających się wokół obecnego w osadzie fragmentu materii organicznej. Zmiana, pierwotnie kulistego, kształtu plamy redukcyjnej pozwala również na określenie stopnia kompaktacji osadów o typie mułowców i ilowców, a także na określenie charakteru wtórnych deformacji tektonicznych, zachodzących po diagenecie osadu. Obliczenie stopnia kompaktacji osadu jest konieczne do prawidłowego określenia pierwotnej miąższości osadu, ale także do prawidłowego wykonania procesu bilansowania przekrojów karpackich, jak też do opisanie mechanizmu migracji centrum depozycji. Wskazano na istotną rolę migrujących strefami tektonicznymi fluidów mineralnych, powodujących zmiany kolorów w strefach przyuskokowych. Dodatkowo w celu określenia stopnia kompaktacji zaproponowano obserwację szeregu struktur widocznych w sukcesjach karpackich. W tym przypadku należy wziąć pod uwagę zmianę geometrii struktur tektonicznych i sedimentacyjnych, tzw. struktur iniekcyjnych (dajek), zmianę kształtu skamieniałości, jak też redeponowanych do osadu egzotyków. W celu określenia stopnia kompaktacji ławic piaskowców zaproponowano obserwację tzw. wietrzenia sferycznego, powszechnego w obrębie piaskowców karpackich. Określenie stopnia kompaktacji jest warunkiem koniecznym prawidłowego określenia tempa depozycji osadów karpackich. Opisano tu także proces rozwoju basenu karpackiego, ze szczególnym uwzględnieniem zmian facjalnych podczas procesu migracji centrum depozycji basenu. Wskazano główne facje basenowe, następujące po sobie w procesie rozwoju basenu. Wskazano także tzw. facje tła osadowego, rozwijane niezależnie od depozycji w prądach zawieszinowych. Opisano również pokrywy osadowe istniejących czasowo skłonów w obrębie tzw. basenu przedpola, jak też pokrywy osadowe wewnątrzbasenowych wyniesień, zwanych tradycyjnie kordylierami, których rozwój połączono tu z migracją tzw. wyniesień przedgórskich. Wskazano, że znane od początku badań sukcesji Karpat trendy w zmianach kolorów sukcesji karpackich można wiązać z procesem zmian eustatycznych (w skali światowej), ale także z procesem migracji basenu karpackiego, stopniowego jego spływania i izolacji.

Słowa kluczowe: Karpaty, plamy redukcyjne, stopień kompaktacji, zmiany reżimu tektonicznego, tempo depozycji osadów.

ABSTRACT: The article primarily concerns the issue of the originality of the colors of Carpathian successions and the degree of compaction of Carpathian sediments. In order to determine the originality of the color of the formations, in this case the red color, within the so-called Variegated Shales successions common in the Carpathians, conclusions can be drawn from the presence of so-called reduction spots developing around the core, i.e. a fragment of organic matter. The change in the originally spherical shape of the reduction spot also allows for determining the degree of compaction of mudstone- and claystone-type sediments, as well as for determining the nature of secondary tectonic deformations occurring after sediment diagenesis. Determining the degree of sediment compaction is necessary to correctly determine the original sediment thickness, and also to correctly carry out the process of balancing Carpathian cross-sections and to describe the mechanism of deposition center migration. The important role of mineral fluids migrating along tectonic zones, causing color changes in fault zones, was indicated. In addition, in order to determine the degree of compaction, observations of a number of structures visible in Carpathian successions were proposed. In this case, it is necessary to take into account the change in the geometry of tectonic and sedimentary structures, the change in the geometry of the so-called sandy dikes, the change in the shape of fossils, as well as the exotics redeposited into the sediment. In order to determine the degree of compaction of sandstone beds, observations of the so-called spherical weathering, common within Carpathian sandstones, were proposed. Determining the degree of compaction is

Autor do korespondencji: L. Jankowski, e-mail: leszek-jankowski@wp.pl

Artykuł nadesłano do Redakcji: 30.05.2025 r. Zatwierdzono do druku: 24.11.2025 r.

a necessary condition for correctly determining the deposition rate of Carpathian sediments. The development process of the Carpathian Basin is also described, with particular emphasis on facies changes during the migration of the basin depositional center. The main basin facies, which follow one another in the process of basin development, are indicated. The so-called sedimentary background facies, which develop independently of deposition in turbidity currents, are also indicated. The sedimentary covers of temporarily existing slopes within the so-called foreland basin are described, as well as the sedimentary covers of intra-basin elevations traditionally called cordilleras, whose development is associated here with the migration of the so-called forebulge-type elevations. It was indicated that the trends in the changes in the colors of the Carpathian successions, known since the beginning of studies on the Carpathian succession, can be associated with the process of eustatic changes (on a global scale), but also with the process of migration of the Carpathian Basin, its gradual shallowing, and isolation.

Key words: Carpathians, reduction spots, degree of compaction, changes in tectonic regime, sediment deposition rate.

Wstęp

Rzadko rozważanym zagadnieniem w literaturze karpackiej było określanie stopnia kompaktacji, natomiast częściej dyskutowano o pierwotności lub wtórności barw osadów w sukcesjach karpackich. Dla określenia pierwotności czy wtórności barw osadu konieczne jest rozpoznanie charakteru procesów zmian geochemicznych zachodzących w trakcie diagenety. Na obecnym etapie badań celowe jest wskazanie – przynajmniej pośrednich – wskaźników pierwotności lub wtórności barwy osadu. Jednym z takich wskaźników pierwotności barwy mogą być omawiane tu tzw. plamy redukcyjne, rozwijające się wokół rdzenia, w sferycznej formie, w odmiennym od otoczenia (w obrębie ławicy) kolorze. Zazwyczaj tym rdzeniem jest okrusz materii organicznej lub detrytusu roślinnego. Niektóre z osadów sekwencji karpackich, jak np. tzw. margle węglowicie czy łupkowo-margliste osady warstw lgockich, zwane były z powodu występowania w osadzie różnych w kolorze plam marglami plamistymi. W opracowaniu wskazano także na istotną we wtórnym odbarwianiu osadów rolę procesu migracji fluidów w obrębie orogenu Karpat. O omawianych tu zagadnieniach wspomniano już w przewodniku z roku 2015 (por. Ciechanowska i in., 2015).

Ponadto wskazano także na ważność obliczeń stopnia kompaktacji osadów (jako elementu ogólnie pojętej diagenety) dla wyznaczenia wielu parametrów litologicznych skał, istotnych w różnorodnych badaniach. Obliczenie stopnia kompaktacji bywało zaniebawiane w odtwarzaniu historii tektonicznej Karpat. Obliczenie stopnia kompaktacji jest istotne choćby do poprawnego przeprowadzenia tzw. procesu bilansowania przekrojów, czyli odtworzenia pierwotnej geometrii basenu. Ma także znaczenie w badaniach geofizycznych, gdzie istotnym parametrem jest np. tzw. prędkość falowa sekwencji skalnych i potrzebna jest znajomość m.in. rzeczywistych proporcji miąższościowych łupków do piaskowców. Określenie pierwotnych, litologicznych cech osadów składających się na sukcesje Karpat, takich jak np. pierwotna miąższość czy stopień kompaktacji, pozwoli określić m.in. tempo depozycji osadów.

Zadaniem autorów nie był opis procesów geochemicznych (zwłaszcza na poziomie cząsteczkowym) doprowadzających do

zamian barwy, ale wskazanie widocznych, nie tylko w obrazie mikroskopowym, struktur pozwalających na częściowe przynajmniej odczytanie przyczyn zmiany i określenie pierwotności lub wtórności barwy oraz oszacowania, przynajmniej ogólnie, stopnia kompaktacji. Dodatkowym elementem opracowania jest wskazanie użyteczności widocznych w obrębie osadów karpackich struktur potrzebnych do odtworzenia procesów tektonicznych zachodzących na postdepozycyjnym albo nawet postdiagenetycznym etapie rozwoju orogenu i basenu karpackiego.

Tło geologiczne

Zainteresowanie badaczy wzbudzał przede wszystkim problem pierwotności barwy tzw. łupków i margli pstrych, utworów osadzanych w basenie karpackim od późnej kredy aż do pojawienia się sedymentacji warstw menilitowych, których czas depozycji wiąże się z okresem niedotlenienia basenu. Już w pierwszych latach badań Karpat zwrócono uwagę na fakt „kolorystycznego” zróżnicowania sukcesji karpackich w zależności od wieku osadów. Wyróżniono zatem „ciemny” okres dolnej kredy, mający się charakteryzować dominacją ciemnych kolorów w sukcesjach, potem (aż do oligocenu) w sukcesjach pojawiają się utwory (oprócz typowych karpackich zielonkawych i szarych) pstre, czyli czerwono-zielone. Ponownie od oligocenu zaznacza się dominacja czarnych barw, przede wszystkim w obrębie warstw menilitowych, również w obrębie młodszych sekwencji, tzw. warstw przejściowych i w warstwach krośnieńskich, ciemne czarne łupki mają spory udział.

Dominację ciemnych barw w sukcesjach kredy dolnej, zwłaszcza w obrębie warstw cieszyńskich i wierzowskich (w polskim segmencie Karpat), można częściowo wiązać z izolacją tego segmentu Karpat na początku rozwoju basenu. Formowanie basenu Karpat odbywało się w wyniku ekstensyjnego rozpadu krawędzi platform europejskich. Proces ten wytworzył pierwotną architekturę basenu, w postaci struktur półrowów lub typu *horst-graben*, co sugerują sekwencje skalne marginalnych obszarów basenu karpackiego. Tego

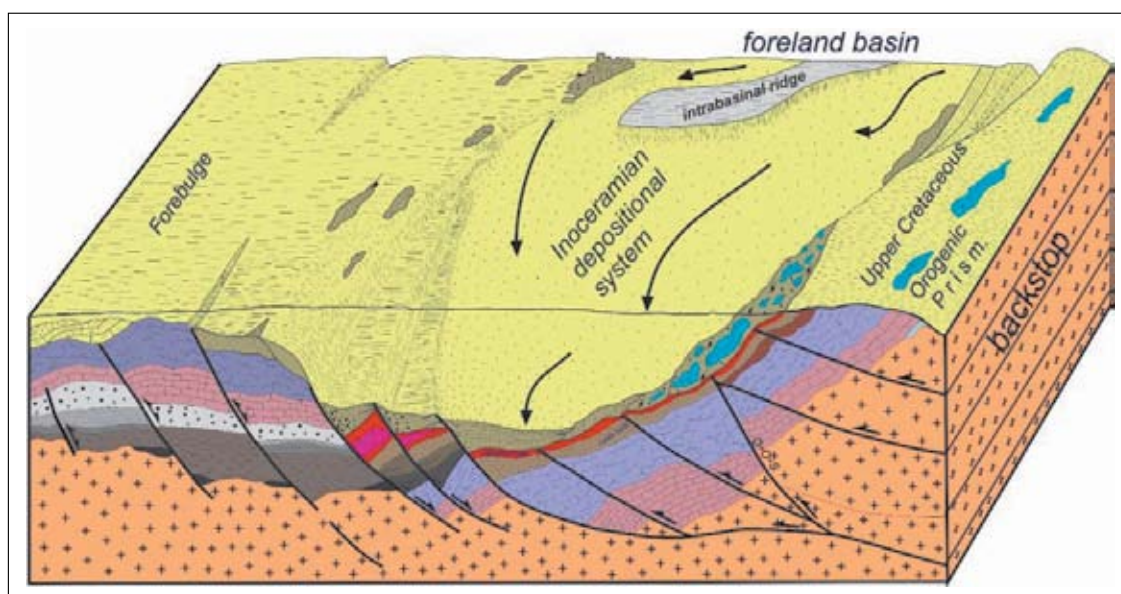
typu architektura powodowała częściową izolację tego rejonu i utrudniała połączenie z otwartymi strefami basenowymi. Najbardziej zróżnicowany głębokościowo i facjalnie rozwój basenu Karpat można obserwować od późnej kredy aż do początku oligocenu. Wiązał się on z pełnym otwarciem i łącznością z basenem Tetydy – zaznaczał się wtedy wyraźny wpływ zmian eustatycznych (obserwowalnych w skali globu) na rozwój facji. Warto jednakże zauważyć, że od przełomu późnej kredy/paleocenu ma miejsce zmiana reżimu tektonicznego, warunkującego rozwój basenu – z ekstensyjnego na kompresyjny, z rozpoczęciem zamykania basenu. Wówczas na przedpolu uformowanej do tego czasu krawędzi orogenu (czyli północnej krawędzi segmentu zwanego tradycyjnie Karpatami wewnętrznymi) uformował się typowy basen przedpola (sensu DeCelles i Giles, 1996; Jankowski, 2015) (rysunek 1) – można go nazwać tradycyjnie fliszowym. W obrębie tego basenu można wyróżnić kilka stref sedimentacji. Najbliżej krawędzi występuje tzw. strefa przegłębienia (jest wynikiem obciążenia orogenu), z dobrze rozwiniętym skłonem (ang. *foredeep depozone*), za nią (w przypadku Karpat ku północy) rozwija się zwykle rodzaj wewnątrzbasenowego wyniesienia, zwanego zwykle wyniesieniem przedgórskim (ang. *forebulge depozone*) – powstaje ono w wyniku izostatycznej odpowiedzi na obciążenie orogenu. Za nim zwykle rozciąga się strefa depozycji facji płytkich, czasem brakicznych – strefa depozycji za wyniesieniem (ang. *backbulge depozone*). W kontekście opisu facji karpackich łupków i margli pstrych warto zwrócić uwagę, że niezależnie od rozkładu facji w basenie, związanym z wymienionymi wyżej strefami depozycji, w każdym rejonie basenu osadza się pelagiczna, drobnoziarnista, wypadająca z zawiesiny tzw. sedimentacja tła.

W sukcesjach deponowanych od późnej kredy do oligocenu powszechnie można spotkać przeławicające się z piaskowcami (niekiedy gruboklastycznymi, jak np. piaskowce ciężkowickie) szare lub zielonkawe łupki (np. warstw hieroglifowych) oraz omawiane tu łupki lub margle barwy czerwonej. Natomiast od wczesnego oligocenu rozpoczęła się sedimentacja warstw menilitowych. Współwystępowały one w basenie z szarymi, powszechnie obecnymi wtedy w Karpatach (w ostatniej fazie w obrębie resztkowych basenów typu *piggy back basin*) warstwami krośnieńskimi.

Na rozkład i rozwój facji w basenie Karpat (określonym od późnej kredy jako basen przedpola) największy wpływ miał proces migracji centrum depozycji oraz tzw. wyniesienia przedgórskiego (zwanego *forebulge depozone*). Zatem wszystkie relacje facjalne widziane w sukcesjach Karpat należy rozpatrywać w odniesieniu do rozwoju od późnej kredy basenu przedpola, czyli basenu Karpat.

W historii rozwoju basenu karpackiego wyraźnie daje się zauważyć obecność dwóch tzw. obszarów alimentacyjnych (pomijając opisane poniżej tzw. wewnątrzbasenowe). Jednym z nich jest północna krawędź zestalonego, stopniowo budowanego od późnej kredy – można go nazwać Karpatami wewnętrznymi (na południu), a drugim – północny brzeg Karpat, gdzie materiał klastyczny dostarczany był z szeregu platform europejskich.

Od późnej kredy krawędź Karpat wewnętrznych dostarczała materiału do uformowanego najwcześniej osadowego systemu inoceramowego (zwanego tu tak ze względu na dominację litologii określanej najczęściej jako warstwy inoceramowe; por. Jankowski, 2015, 2024) (rysunek 1). Warto jednakże zaznaczyć, że system inoceramowy, jak i rozwinięte po nim



Rysunek 1. Późna kreda. Formowanie się basenu przedpola – rozwój pierwszego systemu depozycyjnego, systemu inoceramowego
Figure 1. Late Cretaceous. Formation of the foreland basin – development of the first depositional system, the Inoceramian system

hieroglifowy i menilitowo-krośnieński obejmowały cały obszar basenu przedpola – od krawędzi Karpat wewnętrznych aż po brzeg Karpat. W obrębie tych systemów formowały się facje, zwane różnorako, w zależności od rejonu i opracowania. Zdeponowany w nich materiał osadowy został podzielony nasunięciami i ujęty w szereg jednostek tektonicznych, od magurskiej aż po stebnicką.

W pierwszej fazie rozwoju systemu inoceramowego doszło do utworzenia potężnego kompleksu debrytowego (Pieniński Pas Skalkowy), ale także licznych piaskowcowych facji (określanych terminem warstwy inoceramowe *sensu lato*) zwanych w tym rejonie np. warstwami jarmuckimi czy szczawnickimi. Owa krawędź stanowiła obszar alimentacyjny dla utworów południowej części basenu Karpat jeszcze w eocenie, np. dla rozwijanej w formie stożków sedymentacji piaskowców krynickich, eoceńskich piaskowców kanałowych i wreszcie piaskowców magurskich.

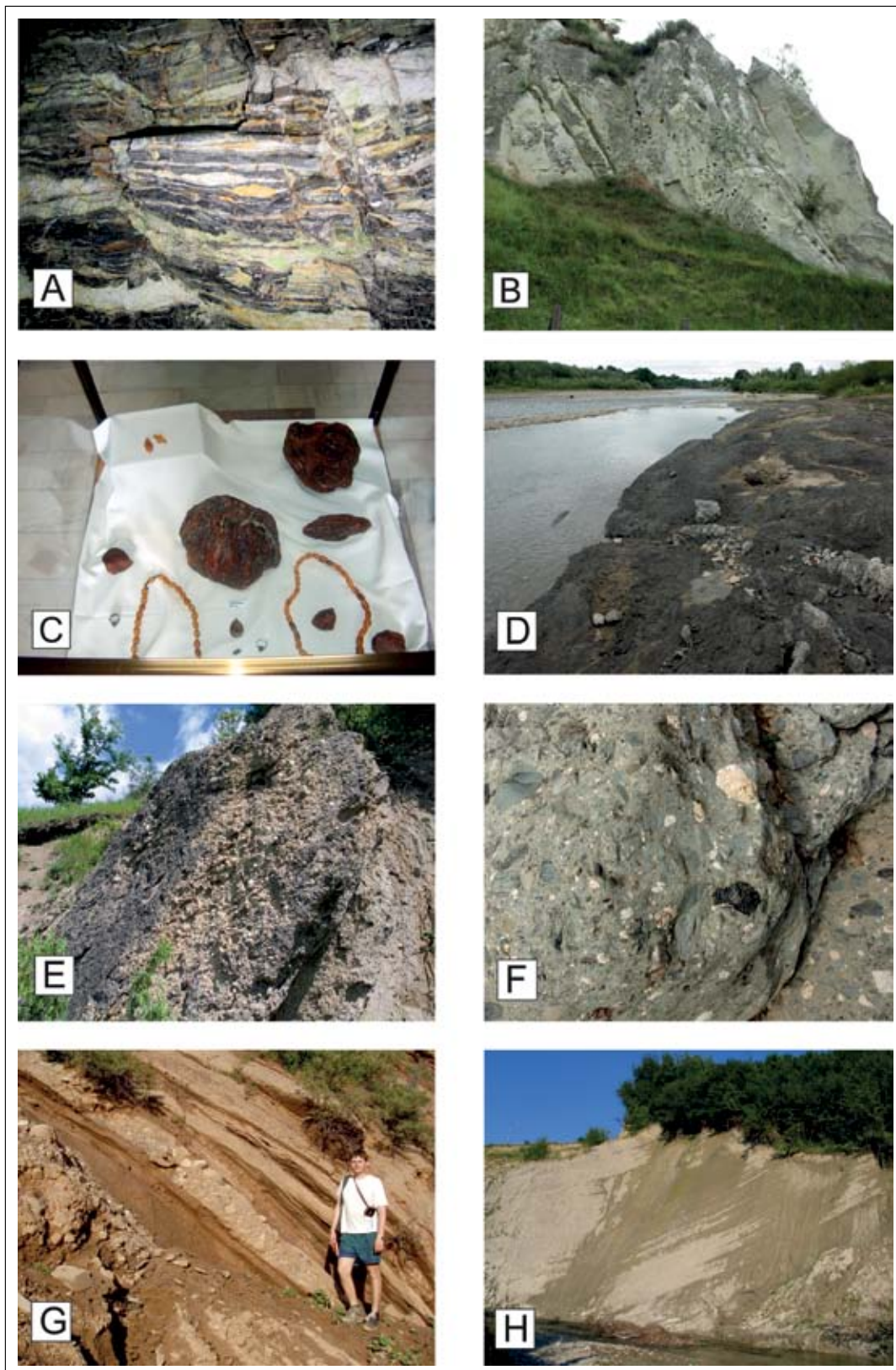
W wielu przypadkach, aby zrozumieć relacje facjalne, należy odtworzyć rozkład facji w obrębie systemu depozycyjnego i określić czas ich powstawania. Np. starsze (od piaskowców magurskich) pokrywy osadowe (m.in. łupki pstry) zostały rozcięte i wypełnione piaskowcem magurskim, co jest powodem „zazębienia się” piaskowców magurskich z łupkami pstry. Wydaje się, że jest to przyczyną niezrozumiałego podziału warstw magurskich (w tamtejszym regionie) na tzw. piaskowce z Piwnicznej i piaskowce popradzkie (por. Birkenmajer i Oszczyk, 1988, 1989), gdzie poziom łupków pstrych miał być poziomem dzielącym sekwencję. Poziom łupków pstrych jest tu jednakże sedymentacją „oboczną”, niezależną od rozwoju stożków (zwaną także sedymentacją tła, patrz niżej), a nie poziomem korelacyjnym. Rozwój stożków piaskowca magurskiego (w eocenie) doszedł aż do osi basenu, co doprowadziło do „zazębienia się” piaskowca magurskiego z sedymentacją „osiową”, rozprowadzaną w osiach basenu, strefach zazwyczaj równoległych do krawędzi ówczesnego orogenu, czyli do „zazębienia się” piaskowców magurskich z warstwami hieroglifowymi. Taki układ facjalny, widoczny w sekwencjach jednostki magurskiej („zazębienie się”), jest wynikiem depozycji facji w sąsiedztwie (lub w następstwie) w obrębie jednej strefy basenowej. Zresztą sugerowany, młodszy od eocenu (Oszczyk i Oszczyk-Clowes, 2010), wiek piaskowca magurskiego może wynikać z tego, że ich sedymentacja trwała dłużej i w oligocenie rozwijały się one już jako sedymentacja osiowa, co jest widoczne np. w rejonie babiogórskim (por. Jankowski, 2022a).

Natomiast obszar północnego brzegu Karpat był obszarem alimentacyjnym (obszar zasilania w materiał osadowy) m.in. dla piaskowców godulskich, ciężkowickich i istebniańskich. Później, w oligocenie i miocenie, obszarem zasilania warstw krośnieńskich (transportowanych z zachodu) i częściowo

nawet zasilania sukcesji zapadliska karpackiego był pobliski obszar Sudetów. Piaskowce godulskie i ciężkowickie, zaliczane zarówno do jednostki śląskiej, jak i magurskiej, mają ten sam kierunek transportu – jest to ta sama facja ujęta później (w procesie budowania orogenu) w różne jednostki tektoniczne (por. Jankowski i in., 2019). Przykładem wynikającego z sąsiedztwa w czasie depozycji związku facji kanałowej i tzw. sedymentacji tła jest właśnie relacja piaskowców godulskich, wypełniających kanały rozcinane w pokrywie osadowej margli i łupków pstrych późnej kredy. Zatem elementami facjalnymi systemów depozycyjnych, zwanych tutaj systemem inoceramowym i hieroglifowym, są zarówno pokrywy margli i łupków pstrych, jak też kanałowe piaskowce typu piaskowców: jarmuckich, ciężkowickich (zaliczanych zarówno do jednostki magurskiej, jak i śląskiej), krynickich, magurskich, ale przede wszystkim osiowo rozprowadzane utwory typu warstw inoceramowych (*sensu stricto*) i hieroglifowych. Ze względu na obecność (w niemal każdym elemencie tektonicznym) osiowo zdeponowanych warstw hieroglifowych i inoceramowych systemy, których są wyznacznikiem facjalnym, można nazwać systemami depozycyjnymi: inoceramowym i hieroglifowym. Trwały one od górnej kredy do późnego eocenu. Co istotne, rolę sedymentacji tła w tych systemach można przypisać zarówno utworom o typie łupków i margli pstrych, ale także szeroko rozwiniętym pokrywom, głównie mułowców (mułowcowe i także pstry facje zaliczane zazwyczaj do warstw inoceramowych, zwłaszcza w obrębie pokrywy skałek pienińskich) czy np. warstw podmagurskich w eocenie. W obrębie jednostek zewnętrznych rolę pokryw (typu sedymentacji tła) odgrywały np. łupki istebniańskie czy tzw. łupki z Majdanu. Warto dodać, że w późnej kredzie w szelfowej, północnej strefie basenu Karpat obserwować można szereg płytkowodnych facji piaskowcowych (np. piaskowce Rybia), jak też pokrywy marglistych – typu margli frydeckich, zwanych w rejonie Karpat przemyskich marglami z Węgierki. Rozwijały się także facje typu biancone (niżej wspomniana), czyli margle żegocińskie. Po systemach inoceramowym i hieroglifowym nastąpił rozwój, przemieszczającego się w czasie i przestrzeni, systemu menilitowo-krośnieńskiego (Jankowski, 2015, 2024).

W początkowej fazie rozwoju warstw menilitowych obszar ich sedymentacji rozciągał się aż do rejonu Rostocza. Został on rozdzielony wynurzającym się na początku oligocenu wyniesieniem typu *forebulge* (jego pozycję na przełomie oligocenu i miocenu wyznacza tzw. strefa bezmenilitowa, widoczna w okolicach Karpat przemyskich; por. Gucik i in., 1991; Jankowski, 2022b).

Z tego wyniesienia pochodził materiał płytkowodnych piaskowców typu leskiego, rozpoczynających depozycję warstw krośnieńskich, a rolę sedymentacji osiowej odgrywała wtedy piaskowcowo-łupkowa sedymentacja warstw krośnieńskich



Rysunek 2. a) Warstwy worotyszczeńskie. Dolny miocen. Karpaty ukraińskie; b) Zlepieńce z Dubnika (zlepieńce słobódzkie). Marginalna część jednostki skolskiej. Dubnik, Karpaty przemyskie; c) Bursztyny z piaskowców kliwskich; d) Warstwy stebnickie. Karpaty rumuńskie; e) Warstwy balickie. Karpaty rumuńskie; f) Warstwy menilitowe. Sedymentacja typu *flaser*. Aksmanice; g) Piaskowce kliwskie. Nahoju, Karpaty rumuńskie; h) Zlepieńce słobódzkie. Karpaty ukraińskie

Figure 2. a) Vorotischen Beds. Lower Miocene. Ukrainian Carpathians; b) Dubnik Conglomerates (Sloboda Conglomerates). Marginal part of the Skole Unit. Dubnik, Przemysl Carpathians; c) Amber from the Kliwa Sandstones; d) Stebnik strata. Romanian Carpathians; e) Balice Beds. Romanian Carpathians; f) Menilite layers. Flaser-type sedimentation. Aksmanice; g) Kliwa Sandstones. Nahoju, Romanian Carpathians; h) Sloboda Conglomerates. Ukrainian Carpathians

(lokalnie pojawiała się facja otrycka, ograniczona do lokalnych, istniejących krótko subbasenów).

W późnym oligocenie warstwy krośnieńskie były deponowane w obrębie resztkowego już basenu (rodzaj sedymentacji rozwijanej w basenach typu *piggy back*, por. Jankowski, 2024) przedpola, a w miocenie już także na północ od strefy ówczesnego (przełom oligocenu i miocenu) wyniesienia przedgórskiego.

W odróżnieniu od czasu oligocenu miocenska, płytkowodna część sekwencji warstw menilitowych była deponowana za obszarem *forebulge* (tzw. *backbulge depozone*). To na jej tle rozwijał się basen zapadliska (tradycyjna nazwa), czyli ostatnia faza rozwoju basenu przedpola (*sensu* np. DeCelles i Giles, 1996). Warto jednakże dodać, że w fazie relatywnie wysokiego poziomu morza sedymentacja menilitowo-krośnieńska sięgała na cały, częściowo już zestalony obszar Karpat (tzw. sedymentacja nadpryzmowa, por. Jankowski, 2015). W otoczeniu wyniesienia przedgórskiego warstwy menilitowe występują fragmentarycznie, są wynikiem sedymentacji płytkowodnej z obecnością struktur typu *flaser* (rysunek 2f) i obecnością płytkowodnego piaskowca kliwskiego (rysunek 2g), deponowanego na obydwie strony owego *forebulge*. Znajdowano w nich bryły bursztynów (rysunek 2c). Wkładowi o typie diatomitów w sukcesji warstw menilitowych deponowanych w otoczeniu *forebulge* świadczyć mogą już o brakicznym, a nawet lądowym środowisku sedymentacji.

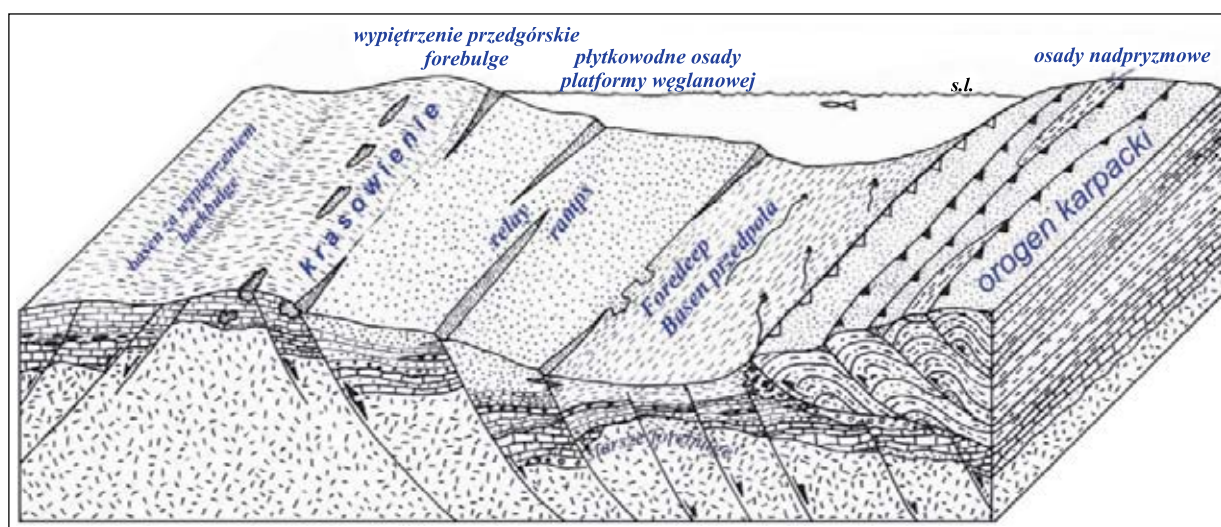
W czasie stopniowej migracji depocentrum – do obszaru zapadliska przeniosła się także sedymentacja typu krośnieńskiego. Podobne (w facjach do warstw krośnieńskich resztkowego basenu głównego), ale młodsze sekwencje tzw. warstw krośnieńskich górnych były deponowane już za obszarem wyniesienia. Jednakże w czasie relatywnie wysokiego

poziomu morza na przełomie oligocenu i wczesnego miocenu pojawiła się pelagiczna, łupkowa facja warstw krośnieńskich (lokalnie zwana łupkami z Niebylca), sięgająca aż do regionu okółotatrzańskiego.

Proces przenoszenia sedymentacji krośnieńskiej do obszaru poza wyniesieniem (ang. *backbulge*) jest widoczny w pojawianiu się „krośnieńskopodobnych” facji w obrębie warstw menilitowych, znanych pod różnymi nazwami, jak np. warstwy polanickie czy dobrotowskie (z obecnością na ich powierzchniach stropowych śladów ptasich pazurów). W końcowej fazie sedymentacja o typie warstw krośnieńskich przeniosła się do obszaru zapadliska, jak wspomniano, zachowując ten sam (z Sudetów) kierunek transportu, materiał warstw krośnieńskich jest bogaty w miki. Rejon depozycji tych facji, bliski strefie *forebulge*, podczas formowania przyzmy orogenicznej został ścięty tektonicznie i ujęty w jednostki: skolską, borysławsko-pokucką i wreszcie stebnicką.

Warstwy menilitowe stanowiły zatem wspólne podłoże dla młodszych (od oligocenu) sekwencji, zarówno resztkowego basenu Karpat, jak i zapadliska przedkarpacciego.

Początek rozwoju basenu zapadliska (czyli ostatniej, w polskim segmencie, fazy rozwoju basenu Karpat) charakteryzował się pojawieniem się na początku (wczesnomiocenskiej) sedymentacji debrytowej – warstw wororyszczeńskich (rysunek 2a). Stanowiły one typową pokrywę osadową skłonu i były zrzucane do formowanego basenu zapadliska (ku północy) z ówczesnego, wspomnianego *forebulge* (rysunek 3). Z czasem rozwijały się także wcinające się głęboko (aż w podłoże menilitowe) kanały, wypełnione zlepieńcami, znanymi w Karpatach jako zlepieńce slobódzkie, zwane lokalnie zlepieńcami z Dubnika (rysunki 2b i 2c). Dalszy rozwój sedymentacji, w kierunku centrum zapadliska, obserwować można w pojawieniu się facji



Rysunek 3. Model rozwoju basenu zapadliska przedkarpacciego, ostatniej fazy rozwoju basenu karpacciego w polskim segmencie
Figure 3. Model of the development of the Pre-Carpathian collapse basin, the last phase of development of the Carpathian basin in the Polish segment

stebnickiej (rysunek 2d) i później w typowo „krośnieńskiej” facji: balickiej (rysunek 2e) i wreszcie kończącej sekwencje osadów zapadliska sedymentacji iłów krakowieckich.

Migracja wyniesienia przedgórskiego (*forebulge*), ku północy, od strefy „bezmenilitowej” następowała dalej w późniejszym miocenie – jej wyznacznikiem pośredniego stadium migracji jest m.in. tzw. wyspa rzeszowska, czyli miejsce ówczesnej pozycji wyniesienia (*forebulge*), w czasie środkowego miocenu pozbawione ewaporatów. Basen zapadliska przedkarpackiego w końcowej fazie rozwoju charakteryzuje się asymetrycznym rozkładem facji (rysunek 3), z głębszymi rejonami depozycji przy krawędzi orogenu. Pozycję ostatniego w segmencie polskim wyniesienia przedgórskiego (*forebulge*) wytycza pas wyżyn roztoczańsko-„przyświątokrzyskich”.

Podsumowując, zauważona przez badaczy już na początku rozpoznania Karpat cykliczność pojawiania się barw wynikać może z procesów tektoniczno-basenowych: początkowej izolacji, później z otwartości basenu i wreszcie z wynikającej z procesu jego zamykania izolacji i towarzyszącego jej dostarczania materii organicznej. Warto dodać, że proces zmiany barwy sukcesji karpackich (na coraz ciemniejszą) obserwowany jest już w sukcesjach warstw hieroglifowych, w ich ostatnim, późnoeocenicznym okresie depozycji.

Plamy redukcyjne jako jeden ze wskaźników pierwotnej barwy osadu

Jak wspomniano, zagadnieniu pierwotności barw najwięcej uwagi poświęcono przy omawianiu łupków i margli pstrych. Temat ten poruszał Koszarski (1969) oraz stosunkowo niedawno Leszczyński i Uchman (1991) – uznali oni barwę czerwoną za barwę pierwotną. Utwory te zwane są pstrykami ze względu na występujące w ławicach pasma lub plamy o różnorodnych barwach, najczęściej zielonych, a niekiedy szarych lub czarnych (rysunki 4 i 5). Utwory te cieszyły się także zainteresowaniem stratygrafów ze względu na stosunkowo często obecną w nich bogatą mikrofaunę i mikroflorę. Warto jednakże dodać, że czerwone utwory występują również w regionie okołokarpackim, także w utworach znacznie starszych od sukcesji Karpat (np. rysunek 5f). Należy też podkreślić, że tradycyjnie stosowany w literaturze polskiej (odnoszącej się do sukcesji karpackich) termin „łupki” nie jest całkowicie uzasadniony, ponieważ utwory o typie iłowców i mułowców nie przeszły fazy metamorfizmu i nie wykazują typowego „złupkowacenia”. Termin łupki to raczej nazwa tradycyjna, podobnie jak termin „margle”, który jest stosowany niekiedy do utworów o dużej zawartości węgla wapnia, właściwej raczej dla wapieni, jak np. niektóre poziomy „łupków” warstw krośnieńskich. Jednakże w tym opracowaniu zachowano tradycyjną terminologię.

Jak wspomniano, wydzieliła się zarówno poziomy margli, jak i łupków pstrych, niekiedy w obrębie jednej sukcesji, gdzie łupki pstrych przechodzą w poziomy margli (por. Świdziński, 1947). Zmiany wapnistości można wiązać ze zmianami poziomym CCD. Warto dodać, że utwory określane niekiedy mianem łupków pstrych (czyli utworów bezwapnistych), nawet w uznawanych za stratotypy rejonach (por. np. tzw. margle z Pustelni w Pieninach – rysunek 5a) (Birkenmajer i Oszczytko, 1988, 1989), są w przewadze marglami. Obecność czerwonych poziomów można obserwować także w obrębie utworów deponowanych w północnej strefie szelfu basenu karpackiego, w obrębie tzw. margli żegocińskich (w istocie wapieni; por. Górniak, 2017), które można uznać za fację typu *biancone*, czyli wapieni krzemionkowych (por. Jugowiec-Nazarkiewicz i Jankowski, 2001; Jugowiec-Nazarkiewicz, 2007; Jankowski, 2015; Jankowski i in., 2019).

W literaturze geologicznej odnoszącej się zarówno do Alp, jak i Karpat facja łupków i margli pstrych znana jest szerzej jako tzw. *couche rouge* (Renevier, 1868). W literaturze Karpat doczekała się wielu nazw, używanych dla określenia bardzo podobnej litologii. Wynikać to mogło z niezrozumiałej potrzeby nadmiernej kreacji, braku rozpoznania facji na szerszym obszarze (co było po części efektem zarówno izolacji krajów karpackich, jak i tzw. procesu formalizacji – coraz to nowe nazwy na to samo wydzielenie i tę samą sukcesję osadową kreowano w kolejnych elementach tektonicznych). Takie zróżnicowanie (odrębność) nazw facji sugerowało niekiedy ich depozycję w odległych basenowo miejscach, choć np. sąsiadujące (w kolumnie stratygraficznej) z łupkami i marglami pstrykami facje sugerują bliskość depozycji. Dokonywano coraz to nowych kreacji, mimo że wskazywano na podobieństwo facji, zwanych pstrykami, do *couches rouges*.

Warto dodać, że w literaturze światowej fację czerwonych łupków i margli wieku późnokredowego nazywa się często oceanicznymi warstwami czerwonymi (CORB, por. Hay i in., 1999; Hu i in., 2005, 2012; Wagneich i Krenmayr, 2005; Wagneich i in., 2006; Yilmaz, 2008; Hu i in., 2009), jej powstanie wiąże się z okresem światowego ocieplenia (tzw. *Cretaceous greenhouse world*). Facja ta jest związana z okresem relatywnie wysokiego poziomu morza w oceanie ogólnoswiatowym. Jej pojawienie się na przełomie dolnej i górnej kredy wyznacza wyraźna zmiana (obserwowana nie tylko w sukcesjach Karpat) w chemizmie wód. Podobnie także jej zanikanie, w późnym eocenie, jest wynikiem zmiany warunków, tym razem, jak wspomniano, wynikać to ma z izolacji tej strefy basenowej. Według poglądów przeważających w badaniach Karpat – w oligocenie mają już dominować warunki anoksyczne. Ponadto utwory wczesnego oligocenu cechuje duża zawartość materii organicznej (np. Kotarba i in., 1999; Matyasik i in., 2015; Filipek, 2020), co jednakże można

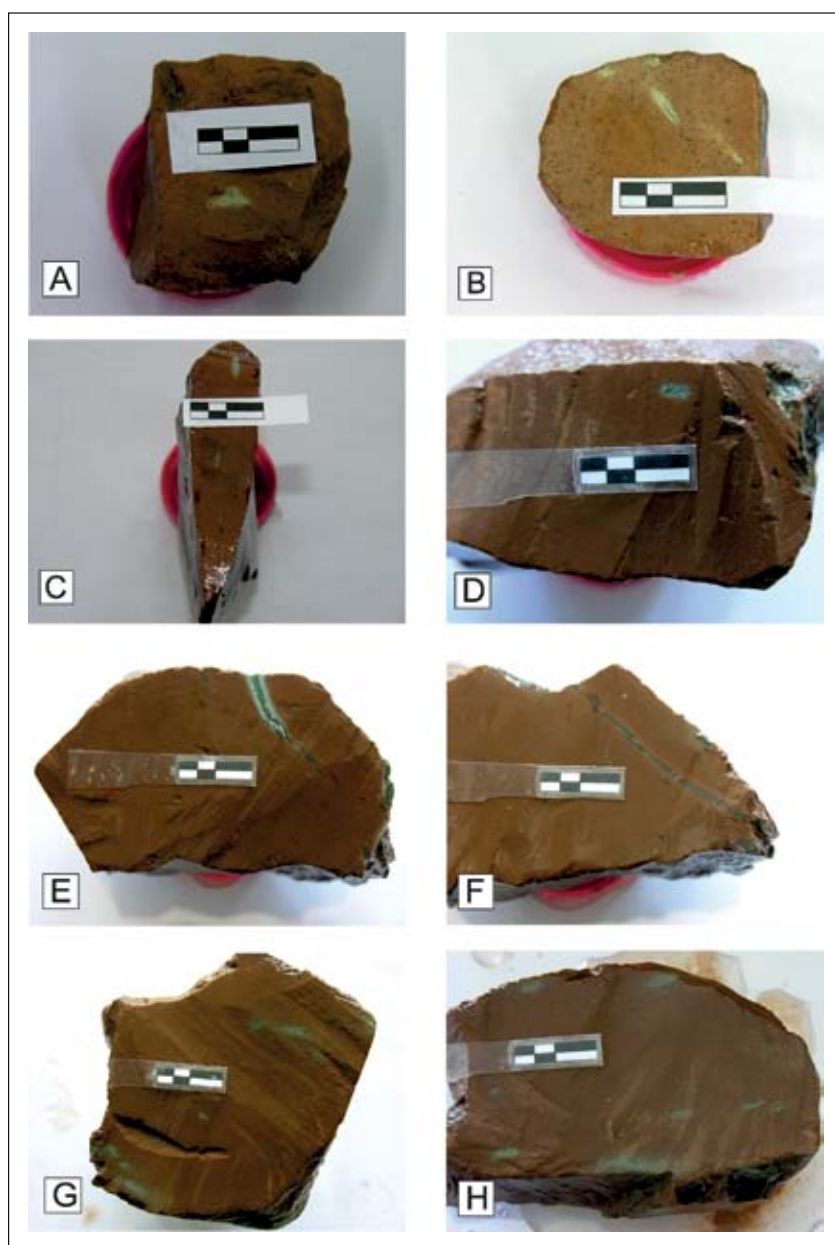
wiązać z procesem spłycenia i bliskości lądów oraz brakiem warunków do rozkładu materii organicznej.

Facja karpackich łupków i margli pstrych uważana jest za fację pelagiczną (drobnoziarnistą), deponowaną z zawiesiny. Stanowi ona w basenie karpackim swego rodzaju osad tła osadowego, deponowanego w różnych częściach basenu, niezależnie od rozwoju kanałów czy stożków podmorskich. Utworzone z niej pokrywy były rozcinane przez kanały wypełniane gruboklastycznymi utworami piaskowców i zlepieńców (por. np. Leszczyński, 1981; Jugowiec-Nazarkiewicz i Jankowski, 2001; Jankowski, 2015). Pojawiały się zresztą różne hipotezy odnośnie do miejsca ich depozycji w basenie – bywały niekiedy uznawane za osad mający być deponowanym na głębokościach abysalnych i batialnych (np. Leszczyński i Uchman, 1991).

Jak wspomniano, współwystępujące z różnymi osadami gruboklastycznymi (tzw. zaszębienie) w sekwencjach różnych jednostek tektonicznych łupki i margle pstry włączano do różnych formacji (np. Birkenmajer i Oszczytko, 1988, 1989), zwykle bez podania współzależności facjalnych w systemach depozycyjnych. Zresztą duży potencjał erozyjny rozwijanych w basenie karpackim stożków powodował niekiedy znaczną erozję i usuwanie pokryw łupków i margli – ma to zasadnicze znaczenie dla określania tempa depozycji i pierwotnej ich miąższości.

Jednymi ze struktur obserwowalnych makroskopowo w osadzie pozwalających wnioskować o pierwotności barwy osadu są tzw. plamy redukcyjne (rysunki 4 i 5). Warto dodać, że proces odbarwienia (zmiany pierwotnej barwy osadu) jest

opisywany w literaturze światowej z różnych sekwencji osadowych – plamy redukcyjne są widoczne w osadach morskich, ale też są powszechnie spotykane w osadach deponowanych w warunkach lądowych (por. np. Fu i in., 2023). W wielu przypadkach czas i sposób ich powstawania (w stosunku do procesu diagenety) pozostają ciągle dyskusyjne, najczęściej wiąże się je zarówno z obecnością materii organicznej w osadzie, jak i przepływem fluidów, niosących różnego rodzaju jony powodujące zmiany geochemiczne. Generalnie jednak powstanie warunków redukujących wiąże się z obecnością rozproszonej w osadzie materii organicznej (por. np. Durrance i in., 1978; Turner, 1980). W jądrach kulistych sfer odbarwień oprócz materii organicznej stwierdzano także obecność roscoelitu oraz pirytu romboidalnego. Niektórzy z autorów sugerują także związek procesu odbarwiania np. z działaniem organizmów (Hofmann, 1990, 1993; Spinks i in., 2010). Warto zwrócić uwagę, że proces zmiany barwy osadu cechuje „wielokierunkowość” (zachodzić może w dwóch kierunkach: od redukcji do natlenienia i odwrotnie). Zdarza się także np. wybielanie barw pierwotnych albo już zmienionych (por. Fu i in., 2023). W osadach powstałych w warunkach lądowych zabarwienie osadu zależy od klimatu, rodzaju



Rysunek 4. Zgłady margli węglowieckich ukazujących plamy redukcyjne w obrębie osadu
Figure 4. Deposits of the Węglówka Marls showing reduction patches within the sediment

dostarczanego materiału, bliskości obszaru alimentacyjnego, ale także od procesu wietrzenia. W warunkach depozycji w basenach morskich proces jest bardziej skomplikowany.

Obserwacje sukcesji w różnych jednostkach tektonicznych Karpat, następstwo facji oraz ich współzależność sugerują, że osady o typie łupków i margli pstrych stanowią w basenie karpackim nie tylko niezależny od miejsca depozycji „osad tła” (deponowany w różnych strefach basenowych) ale stanowiły także pokrywy osadowe lokalnych skłonów, uformowanych w obrębie przemieszczającego się w kierunku platform europejskich tzw. basenu przedpola (fliszowego, por. Jankowski, 2015). Jak wspomniano, tego typu pokrywy osadowe (typu łupków pstrych czy np. warstw podmagurskich) skłonów rozcinane były kanałami wypełnianymi materiałem klastycznym i uformowane (w wypełniające te kanały) facje zwane w Karpatach np. piaskowcami jamneńskimi i ciężkowickimi, rzadziej istebniańskimi (por. Leszczyński, 1981; Mićlaś i in., 2009, Jankowski, 2024). Ponadto margle i łupki pstre stanowiły również pokrywy osadowe tzw. wyniesień wewnątrzbasenowych (Koszarski, 1985; Jugowiec-Nazarkiewicz i Jankowski, 2001; Jankowski, 2015; Jankowski i Wysocka, 2019) (rysunki 5b, 5d i 5e), jak opisane tu szerzej wyniesienie węglowieckie. Warto dodać, że czasowo istniejące wyniesienia wewnątrzbasenowe migrowały wraz z centrum depozycji. Geneza owych wyniesień oraz ich pojawianie się i znikanie w czasie rozwoju basenu są ostatnio wiązane właśnie z wędrówką obszarów tzw. wyniesienia przedgórskiego (ang. *forebulge depozone*; por. Jankowski, 2015, 2024).

Dla rozróżnienia pojęć warto podkreślić, że powstające podczas ekstensyjnego formowania basenu (przed zmianą reżimu na kompresyjny, czyli przed okresem późnej kredy) strefy lokalnych wyniesień wewnątrzbasenowych (tradycyjnie zwanych kordylierami) miały związek z powstającą wtedy geometrią półrowów i typu *horst-graben* – można je wiązać z tektonicznymi granicami półrowów powstałych podczas ekstensyjnego, pierwotnego rozwoju basenu Karpat (patrz Jankowski i Wysocka, 2019). Niektóre z sekwencji karpackich, jak np. warstwy cieszyńskie, noszą cechy osadu deponowanego w lokalnych subbasenach o typie geometrii półrowów – w opisie stref izolacji półrowów pojawia się także pojęcie kordyliery (np. kordyliera Baszki). Natomiast „kordyliery” czasu zamykania basenu to migrujące „forebulge”.

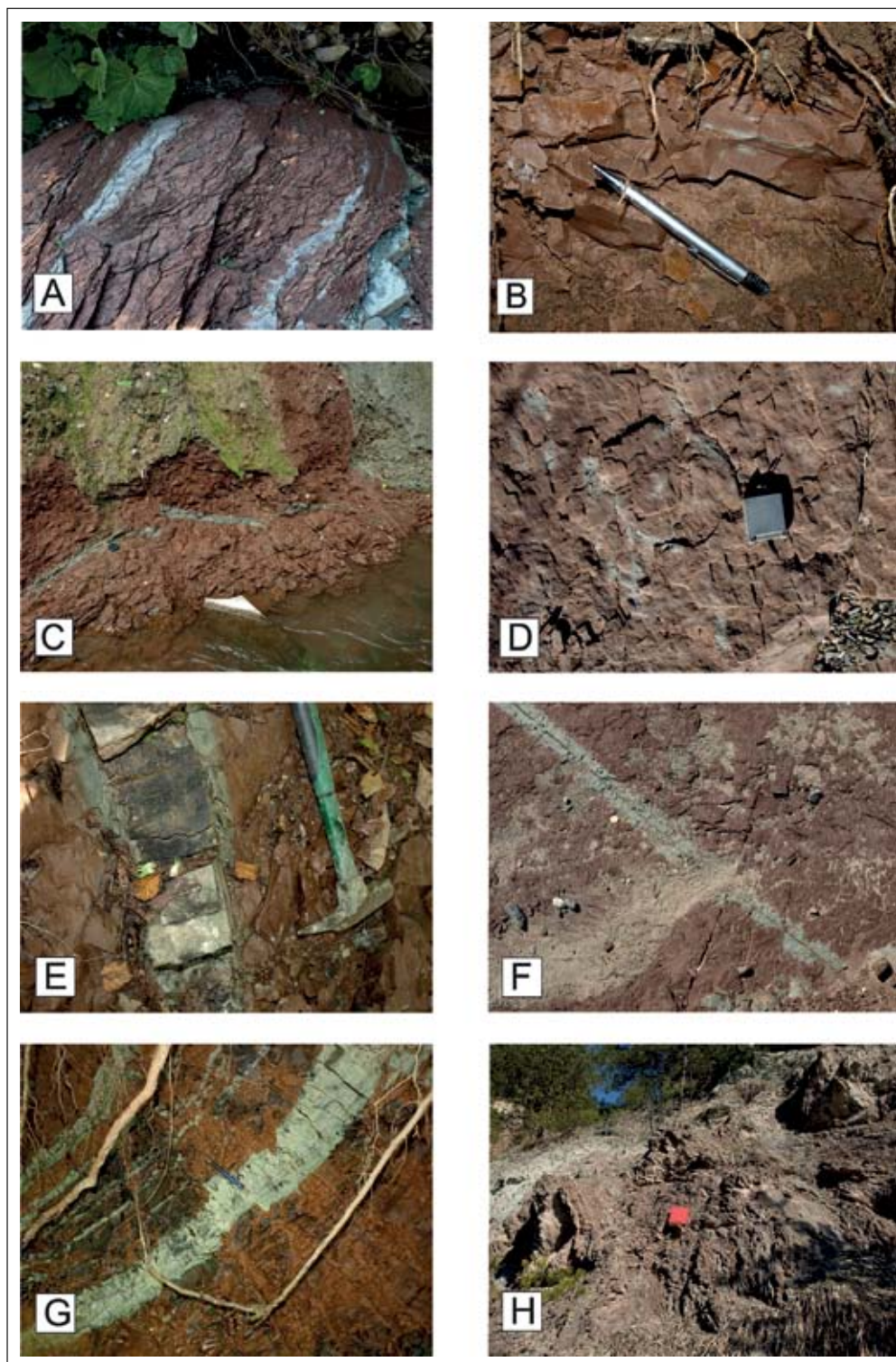
Owe wyniesienia typu *forebulge*, migrujące z czasem, jak np. tzw. wyniesienie węglowieckie, były pokrywane właśnie osadem pelagicznym o typie margli i łupków pstrych (rzadko pojawiają się wkładki piaskowców – rysunek 5e). Migracja basenu przedpola (*sensu* DeCelles i Giles, 1996) jest zatem odpowiedzialna za czasowe pojawianie się i znikanie wewnątrzbasenowych wyniesień – są one na skutek migracji zastępowane innymi strefami depozycji basenu przedpola.

Co warto podkreślić, mogły być one wewnątrzbasenowym obszarem alimentacyjnym – często cechował je rozwój uskoków ekstensyjnych, obcinających je od południa – co było powodem rozwoju tzw. sedymentacji „rampowej”, wielopunktowej o typie piaskowców istebniańskich.

Wraz z przemieszczaniem dalej ku północy centrum depozycji i pogrążeniu *forebulge*, czyli strefy węglowieckiej (którą była w okresie kreda–paleocen), została ona pokryta młodszymi sekwencjami basenu przedpola, czyli sedymentacją o typie warstw menilitowych i krośnieńskich. Tego typu sekwencje pokryw wewnątrzbasenowych, migrujących wyniesień cechuje zazwyczaj obecność luki czasowej w depozycji, co jest widoczne właśnie w przypadku pokrywy strefy węglowieckiej. Wyraźna luka czasowa występuje tu między marglami czerwonymi a sekwencją menilitowo-krośnieńską (por. Jugowiec-Nazarkiewicz i Jankowski, 2001).

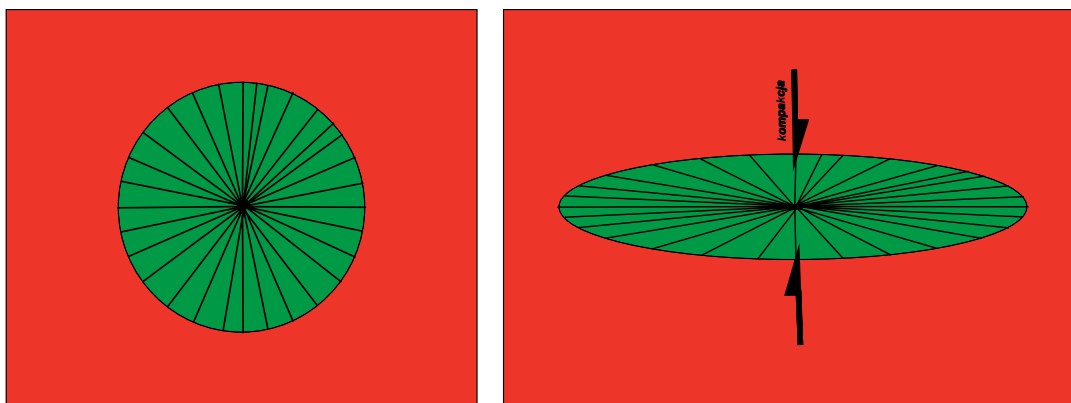
Wyniesienie węglowieckie (zwane też grzbietem lub nawet horstem, choć należy zdefiniować jego tektoniczny charakter w zależności od czasu rozwoju basenu; por. Koszarski, 1985; Jugowiec-Nazarkiewicz i Jankowski, 2001; Jugowiec-Nazarkiewicz, 2007) pokrywane było, od kredy aż do eocenu, młodszą sekwencją osadową łupków i margli czerwonych. Efektem jego izolacji (wewnątrz basenu Karpat) jest brak sekwencji gruboklastycznych – piaskowce w sekwencji pokrywy osadowej wyniesienia węglowieckiego występują rzadko – rysunek 5e (por. Jugowiec-Nazarkiewicz i Jankowski, 2001). Analiza stratygraficzna pokrywy osadowej (w postaci margli i łupków pstrych) wyniesienia węglowieckiego wskazała stosunkowo długo trwającą (niemal przez cały paleocen) lukę w ich sedymentacji (Jugowiec-Nazarkiewicz i Jankowski, 2001; Jugowiec-Nazarkiewicz, 2007), która wynikać mogła z wyraźnego spadku poziomu morza po przełomie kreda–paleocen. Można zatem sądzić, że grzbiet węglowiecki (wyniesienie) wystawał niekiedy ponad poziom morza karpackiego.

Cechą charakterystyczną niemal wszystkich karpackich pstrych łupków i margli jest obecność w obrębie ławic tzw. plam redukcyjnych (ang. *reduction spots* lub *alteration spots*). Proces ich powstawania dowodzi pierwotności barwy czerwonej, a pojawianie się plam zielonych następowało w wyniku wtórnych procesów geochemicznych. Plamy redukcyjne spotykane w osadach karpackich, pierwotnie mające formę zielonej, regularnej sfery otaczającej rdzeń zbudowany z okrzutu materii organicznej lub detrytus roślinny (rysunki 4, 5b, 5d i 6), charakteryzuje obecnie geometria odbiegająca od formy sferycznej (niekiedy silnie zdeformowana, spłaszczona lub deformowana forma sferyczna – rysunek 6), co wskazuje na procesy postsedymentacyjne, a częściowo nawet postdiagenetyczne. W niezdiagnozowanym osadzie o dużej porowatości zmiana barwy w otoczeniu rdzenia (okrzut organiki, detrytus) powinna przyjąć formę w miarę regularną (sfera przypominająca kulę).



Rysunek 5. a) Poziomy odbarwień w obrębie górnokredowych margli z Pustelni. Pieniny; b) Plamy redukcyjne w obrębie margli węglowieckich. Bezmiechowa; c) Poziomy odbarwień w obrębie margli pstrych, wskazujące na tektonizację osadu. Bandrów; d) Plamy redukcyjne w obrębie górnokredowych margli pstrych. Bezmiechowa; e) Poziom piaskowców w obrębie górnokredowych margli pstrych. Bezmiechowa; f) Poziomy odbarwień wzdłuż spękań ciosowych. Migracja fluidów redukcyjnych. Ukraina. Utwory dewonu na przedpolu Karpat; g) Spękane utwory eoceńskich łupków pstrych wzdłuż strefy uskoku przesuwczego. Bircza; h) Proces slumpingu obejmujący górnokredowe margle pstre i szare margle. Pieniny, Kąty

Figure 5. a) Levels of discoloration within Upper Cretaceous marls from Pustelnia, Pieniny; b) Reduction stains within the Węglówka Marls. Bezmiechowa; c) Levels of discoloration within the chert marls, indicating tectonization of the sediment. Bandrów; d) Reduction patches in Upper Cretaceous variegated marls. Bezmiechowa; e) Sandstone horizon within Upper Cretaceous variegated marls Bezmiechowa; f) Levels of discoloration along thrust cracks. Migration of reduction fluids. Ukraine. Devonian formations in the Carpathian foreland; g) Fractured formations of the Eocene variegated shale along a sliding fault zone. Bircza; h) Slumping process involving Upper Cretaceous variegated marls. Pieniny, Kąty



Rysunek 6. Model procesu kompaktacji plamy redukcyjnej (Ciechanowska i in., 2015)

Figure 6. Model of the reduction stain compaction process (Ciechanowska et al., 2015)

Na etapie sedymentacyjnym porowatość mułowców może sięgać do 80–90%. Etap kompaktacji mechanicznej powoduje redukcję porowatości do kilku procent oraz wyparcie fluidów ze skały. Wyniki analizy obrazu dla pojedynczych sfer wykazują stosunki dłuższej do krótszej osi sfery w zakresie 6–12. Świadczy to o silnym procesie kompaktacji, który doprowadził do zmiany geometrii odbarwień. Przyjmując, że redukcja porowatości mogła wynosić około 95%, stosunki dłuższych do krótszych osi sfer (plam redukcyjnych) świadczą również o sile procesu kompaktacji. Dlatego też powstanie plam redukcyjnych należy wiązać z wczesnym etapem diagenety, a obserwowane obecnie kształty sfer są już efektem kompaktacji mechanicznej. Proces zmiany pierwotnej, regularnej geometrii (sfery) można wiązać z kompaktacją i odkształceniem mechanicznym, spowodowanym procesami tektonicznymi, doprowadzającymi do zniekształcenia (w zależności od reżimu tektonicznego) pierwotnej sferycznej geometrii plamy redukcyjnej. Zatem proces formowania i odkształcania plam redukcyjnych dowodzi nie tylko pierwotności barwy czerwonej, ale także wskazuje na czas (postdiagenetyczny) zmiany reżimu tektonicznego. Analiza geometrii plam redukcyjnych może dostarczyć informacji o kierunkach głównych naprężeń. Plamy redukcyjne nie mogą jednakże służyć jako wskaźnik kierunku strop–spąg.

Wydaje się, że proces zmiany barwy utworów czerwonych (najczęściej obserwowana jest zmiana z czerwonej na zieloną lub szarą) jest wynikiem nie tylko redukcji spowodowanej obecnością w obrębie ławic materii organicznej, ale może być także wynikiem migracji fluidów szczelinami, wzdłuż powierzchni nieciągłości tektonicznych. Jest to powszechne zarówno w Karpatach (rysunek 5a), jak też w rejonie okolicy karpackiej (rysunek 5f). Obserwować można proces odbarwiania postępujący także wzdłuż powierzchni ciosu, niekiedy reaktywowanego, w odmiennym od momentu powstania spękań ciosowych reżimie tektonicznym (rysunek 5f). Wskazuje to na istotną rolę krążących w skałach (już po etapie diagenety) fluidów o właściwościach redukcyjnych (np. rysunek 7h).

Intrygującym zagadnieniem wymagającym badań geochemicznych jest rola fluidów krążących w strefach melanży tektonicznych (por. Jankowski, 2007, 2015; Ciechanowska i in., 2015). Strefy melanży tektonicznych wykazują obecność działalności fluidów już po etapie tektonicznego roztarcia formującego strefy melanży tektonicznych, silnie rozdrobnionych skał powstających w procesie tektonicznym. Strefy melanży wykazują w Karpatach głębokie zakorzenienie (sięgają prawdopodobnie podłoża Karpat), co stwarza możliwości migracji zarówno węglowodorów, jak też aktywnych chemicznie fluidów mających wpływ na zmiany geochemiczne osadu. Migracje fluidów mogą doprowadzić do procesów redukcji, ale także, co może mieć miejsce w strefach melanży karpackich, do wtórnego utleniania stref melanży – wtedy proces barwienia na czerwono jest procesem wtórnym. W silnie zdeformowanych tektonicznych strefach melanży (widoczne są np. struktury s i c) można obserwować pojawianie się różnobarwnych pasm w obrębie tzw. matriks, silnie rozdrobnionej, zazwyczaj ilastej materii otaczającej fragmenty skał bardziej odpornych na roztarcie (rysunek 7h). Często pasmom podbarwień towarzyszą żelaziste pokrywy, co także sugeruje proces migracji fluidów.

Obliczanie stopnia kompaktacji

Jednym z zaniechanych w literaturze karpackiej zagadnień jest ocena zróżnicowania stopnia kompaktacji w zależności od litologii skał. Podane tu przykłady są zaledwie propozycją wymagającą sprawdzenia, zostały wzięte przede wszystkim z makroskopowych obserwacji odsłoneń karpackich. Mogą być zaledwie wstępem do bardziej szczegółowych badań, które byłyby istotne dla wielu dalszych analiz.

Kompaktacja mechaniczna jest najbardziej długotrwałym procesem w skałach. Następuje ona pod wpływem ciśnienia wywieranego na osad przez wyżej leżące warstwy. Według S. Duttona i Diggsa (1992) kompaktacja mechaniczna w obrębie

czystych (zawartość matriks poniżej 15%) piaskowców oddziałuje głównie do 900 m, poniżej może być ona hamowana przez cementację. W wyniku działania kompaktacji mechanicznej, powodującej ściśnięcie upakowanie materiału ziarnowego, następuje redukcja miąższości warstw oraz ich porowatości. Ta ostatnia zaznacza się najsilniej w skałach zawierających znaczne ilości składników niestabilnych, łatwo poddających się odkształceniom plastycznym. W piaskowcach efekty kompaktacji mechanicznej zostają wyrażone ściślej upakowaniem ziaren, ich spękaniami oraz przez często obserwowane powyginanie blaszek biotytu i muskowitu wokół twardszych składników skały (kwarcu, skaleni). Najczęstszymi typami kontaktów międzyziarnowych są kontakty proste i punktowe. Do efektów kompaktacji należy także dehydratacja niektórych składników skalnych, szczególnie minerałów ilastych.

Kompaktacja chemiczna polega na rozpuszczaniu ziaren pod wpływem ciśnienia nadkładu. Przebiega ona z reguły na styku pojedynczych ziaren. Niewielka ilość minerałów ilastych lub tyszczków ma działanie katalizujące ten proces (Oelkers i in., 1996). Kompaktacja chemiczna prowadzi również do redukcji porowatości pierwotnej z wyjątkiem przypadków, gdy krzemionka nie zostaje odprowadzona z osadu i krystalizuje w pobliżu. Przyjmuje się, że najlepsze warunki dla rozpuszczania i ponownej krystalizacji krzemionki istnieją wtedy, gdy w skale znajduje się około 5% pelitu ilastego. Istotnym czynnikiem jest też temperatura powodująca wzrost rozpuszczalności krzemionki oraz prędkości dyfuzji roztworów porowych w osadzie. Według Angevine'a i Turcotte'a (1983) działanie kompaktacji chemicznej w arenitach do głębokości 1 km jest bardzo słabe. Wynikiem kompaktacji chemicznej są kontakty międzyziarnowe wklęsło-wypukłe oraz mniej liczne ząbujące na styku ziaren detrytycznych. Miejscami na kontaktach między ziarnami kwarcu obserwować można resztki obwódek ilasto-żelazistych oraz chlorytowych w piaskowcach ciężkowickich i krośnieńskich.

W przypadku oceny makroskopowej kompaktacji w piaskowcach należy pamiętać o cementacji. W opracowaniach petrograficznych piaskowców karpaccich standardem jest ocena wpływu kompaktacji i cementacji na redukcję przestrzeni porowej (Leśniak, 2005 itp.). Do oceny redukcji przestrzeni porowej stosuje się diagramy Houseknehta (1987) czy też Lundegarda (1992). Jako początkową wartość porowatości przyjmuje się wielkość 40–45% w zależności od wysortowania osadu. W analizowanych profilach karpaccich można zauważyć zmiany w profilach związane z dominacją cementacji (np. warstwy krośnieńskie – duża ilość cementów węglanowych) do dominacji kompaktacji mechanicznej (piaskowce istebniańskie). Oczywiście w każdym wydzieleniu piaskowców można wydzielić warstwę o dominacji kompaktacji mechanicznej, jak i o dominacji cementacji.

I tak np. wynikająca z procesu kompaktacji zmiana ułożenia cząsteczek ma wpływ na wiele parametrów skał, przydatnych choćby w analizie systemu naftowego i pracach poszukiwawczych. Ma też znaczenie dla rozważań nad porowatością i przepuszczalnością skał karpaccich. Decyduje o zmianie ich właściwości magnetycznych (Rafał Szaniawski – informacja ustna). Istotne znaczenie dla analiz geofizycznych może mieć zbadanie zależności stopnia kompaktacji od głębokości pogrzebienia; czyli porównanie stopnia kompaktacji osadów głęboko pogrzebanych w stosunku do utworów przypowierzchniowych. Ma to zasadnicze znaczenie dla obliczenia istotnego dla analiz przekrojów sejsmicznych parametru, jakim jest tzw. prędkość falowa sekwencji litologicznej.

Przy szacowaniu stopnia kompaktacji piaskowców w Karpatach należy pamiętać o ciśnieniu porowym, które przeciwdziała kompaktacji mechanicznej. Znałe są w Karpatach przypadki nadciśnienia w złożach węglowodorów (ciśnienie wyższe niż wynikające z ciśnienia nadkładu). Wpływ na zjawisko kompaktacji mechanicznej ma również wczesne wpłynięcie węglowodorów do przestrzeni porowej, co prowadzi do zatrzymania procesów diagenetycznych i redukcji wpływu kompaktacji. Świadczy o tym występowanie porowatości powyżej 10% na głębokościach powyżej 4000 m.

Do obliczenia stopnia kompaktacji osadu, podobnie jak dla wskazania postdepozycyjnych procesów tektonicznych, można posłużyć się wieloma widocznymi makroskopowo wskaźnikami. Mogą to być m.in. zmiany geometrii i kształtu zachowanych w osadzie skamieniałości (np. rysunki 8b i 8c). Pośrednio o stopniu kompaktacji można także wnioskować po zmianach geometrii tzw. dajek piaszczystych (np. rysunki 9a, 9b, 9c, 9d i 9e) czy zmianach kształtu ciał piaskowcowych (nierówny stopień kompaktacji w zależności od litologii). Można też wnioskować na podstawie zmiany geometrii śladów czy struktur sedymentacyjnych na powierzchniach spągowych czy stropowych (rysunki 8g, 8h i 9g). Analizie może podlegać także zmiana geometrii zachowanych w osadzie przestrzeni drążonych przez organizmy żywe w dnie morza (np. rysunki 7g i 9f), a nawet zmiany geometrii kraterów powstałych w osadzie wskutek uderzeń kropli deszczu.

Obserwacja odsłonięć w Karpatach dostarcza także możliwości (nie zawsze jest możliwe dokładne określenie) oceny stopnia kompaktacji (przynajmniej w niewielkim zakresie) na podstawie zmiany geometrii struktur tektonicznych – np. wielkości obniżenia kąta uskoków normalnych (zwłaszcza uskoków ekstensyjnych, zwykle pierwotnie wysokokątowych, por. rysunek 9h). W niektórych przypadkach o stopniu kompaktacji można także domniemywać (jednakże w mało precyzyjnym zakresie) na podstawie zmian ułożenia laminacji w osadzie oblekającym wrzucone do osadu starsze bloki. Można też wnioskowanie opierać na spłaszczeniu bloków, niekiedy już

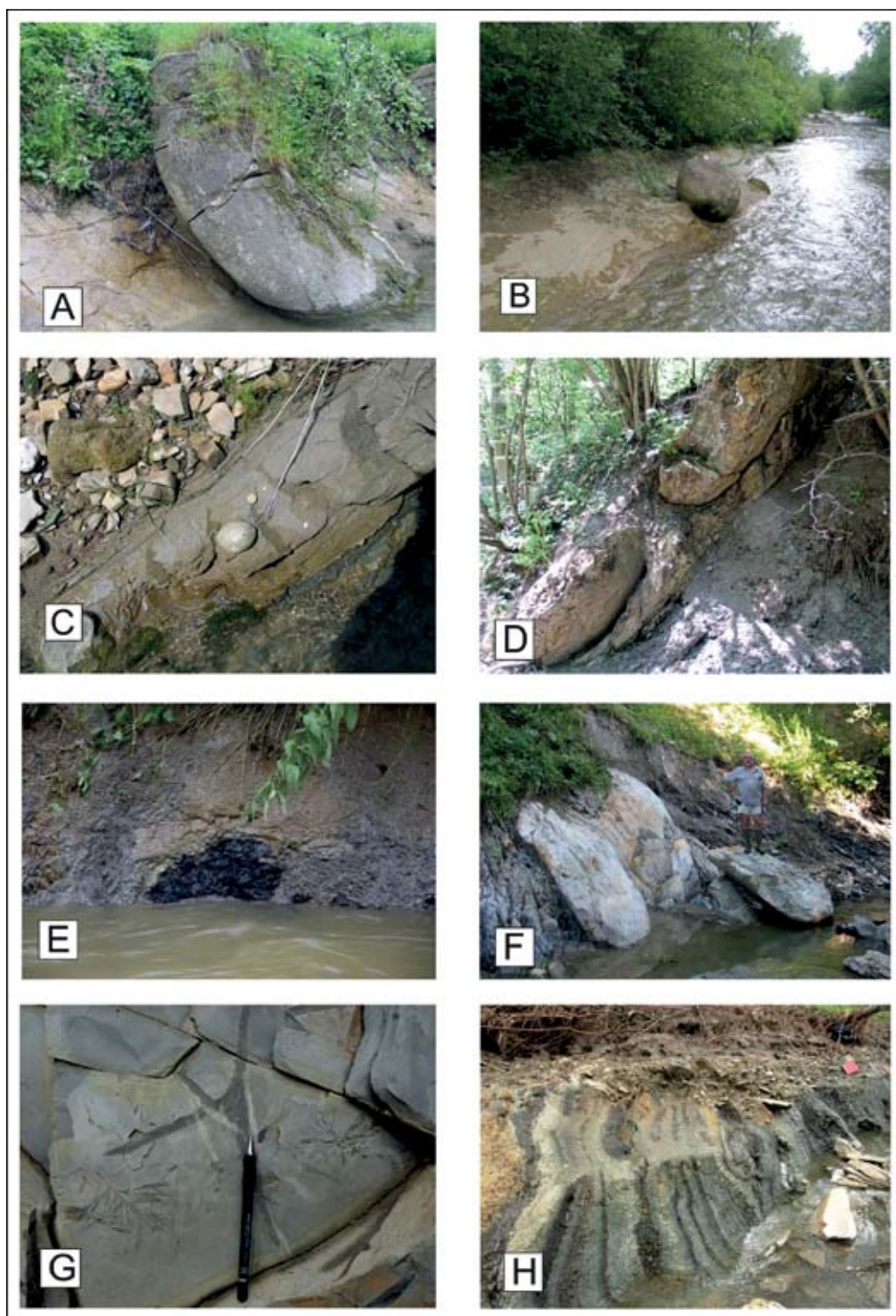
znacznie zlitfikowanych (rysunek 7f). Np. zmianę geometrii (spłaszczenie lub rozerwanie) obserwować można w przypadku wrzuconych do osadu podczas depozycji płytkowodnych piaskowców z Rybia kostek węgla kamiennych (rysunek 8f). Można też analizować zmiany kształtu bloków węgla wrzuconych do osadu (rysunek 7e), jednakże w tym przypadku obliczenie stopnia kompaktacji jest obciążone dużym błędem. Innym przykładem wskazującym na proces kompaktacji zachodzący w czasie diagenety jest zmiana geometrii spękanych rogowców (rysunek 8a). Jest to zmiana (kompaktacja?) synsedymenacyjna, na co wskazuje charakter ławicy występującej nad poziomem rogowców. Jak wspomniano, ciekawymi przykładami procesu spłaszczania mogą być np. zmiany geometrii dużych otwornic (numulitów, tzw. jarce – rysunek 8c) w poziomie eoceńskiego wapienia numulitowego. Cechy kompakcyjnego spłaszczenia noszą, niekiedy równolegle ułożone w spągowych partiach piaskowca cergowskiego, fragmenty klastów zielonych łupków eoceńskich (rysunek 8d), jednakże w tym przypadku do oceny potrzebne są badania statystyczne grup klastów.

Niekiedy na zaawansowany proces kompaktacji może wskazywać wyraźne spłaszczenie wrzuconych do osadów ilastych fragmentów skał bardziej odpornych na odkształcenia mechaniczne. Oprócz omawianego tu poniżej tzw. wietrzenia kulistego (rysunki 7a, 7b i 7c) wyraźny stopień spłaszczenia wykazują obserwowane w ławicach warstw przejściowych (a w istocie menilitowo-krośnieńskich) tzw. wirowce – co jednakże wymaga dodatkowych badań związanych z genezą (owalnych obecnie) kulistych fragmentów piaskowców (rysunek 8e). W opinii autorów uważa się je za nie do końca zlitfikowane, obrobione w środowisku szelfowym (proces obtaczania) i redeponowane do środowisk skłonu były piaskowcowe – obecnie element skłonowej facji debrytowej. Jednakże i w tym przypadku ważna jest ocena statystyczna (czy wszystkie klasty ułożone są w jednej płaszczyźnie?) oraz rozpoznanie, czy proces spłaszczenia miał miejsce jeszcze przed redepozycją wirowców do środowiska skłonu. O procesie kompaktacji świadczą także owalne kształty ciał tzw. syderytów, widocznych w obrębie ławic menilitów (zwłaszcza w tzw. jednostce dukielskiej – rysunek 7d).

Ciekawym przykładem struktur obserwowanych w zdiagnozowanych ławicach, którego użyteczność do badań kompaktacji, tym razem facji piaskowcowych, należy przeanalizować, może być tzw. wietrzenie kuliste; geneza tego procesu jest ciągle dyskutowana (patrz Ciechanowska i in., 2015). Jest to charakterystyczny sposób wietrzenia polegający na wypręparowaniu ze zwietrzałej ławicy różnej wielkości kul (rysunki 7a, 7b i 7c). Obserwacje makroskopowe wskazują na odmienny niż w otaczających partiach ławic rodzaj spoiwa w obrębie „kul”. Wietrzenie „kuliste” spotykane jest najczęściej w piaskowcach warstw istebniańskich, rzadziej w ciężkowickich lub jamneńskich, a sporadycznie w krośnieńskich. Znane jest

także z rejonu Sudetów. W ostatnich latach wysunięto pogląd o łączności (w późnej kredzie) strefy basenowej Sudetów z basenem karpackim (Jankowski, 2024). Karpackie piaskowce istebniańskie wykazują podobieństwa do piaskowców Gór Stołowych (Jankowski, 2015, 2024). Koncept subdukcji i istnienia szerokich („oceanicznych”, np. Oszczytko i in., 2015) stref osadowych w basenie Karpat, a także sugerowany daleki transport tektoniczny karpackiej pryzmy orogenicznej odrzucił rozważania na temat bliskości basenowej Karpat i Sudetów, uniemożliwiając badania nad porównaniem sekwencji osadowej i łączności basenowej tych dwóch bliskich regionów. Warto dodać, że na pochodzenie materiału z przeciwnej niż w warstwach krośnieńskich strony piaskowcowych warstw inoceramowych wskazuje ich kierunek transportu. Charakter materiału klastycznego i kierunku transportu sugerują masyw marmaroski jako obszar źródłowy – był w późnej kredzie wyżej wyniesiony niż Sudety. Facja inoceramowa i istebniańska współwystępują w szerokim systemie depozycyjnym kredy i paleocenu (systemie inoceramowym; por. Jankowski, 2024). W tym kontekście ciekawą koncepcją wyjaśnienia powstawania wietrzenia „kulistego” w rejonie Sudetów może być pogląd Dumanowskiego (1961). Autor tłumaczył to wpływem wędrujących w górę osadu bąbli gazowych na charakter przestrzeni międzyziarnowej w zlitfikowanych piaskowcach. Można zatem koncept odnieść także do regionu Karpat. Zakładając pierwotny (kulisty) kształt „bul” piaskowcowych, stopień spłaszczenia może być elementem wskazującym na wielkość kompaktacji piaskowców, jednakże należy to rozważyć, biorąc pod uwagę zmiany w otoczeniu „bul” piaskowcowych w stosunku do ławicy otaczającego je piaskowca.

Obliczenie stopnia kompaktacji ma istotne znaczenie dla obliczenia tempa sedymentacji osadów w basenie, dotyczy to zwłaszcza utworów typu ilowce i mułowce – przede wszystkim utworów pelagicznych, deponowanych w wyniku wytrącania z zawiesiny. Zachowują one w miarę stałą miąższość, zależną przede wszystkim od tempa depozycji. Inaczej jest z piaskowcami czy zlepieńcami, niekiedy będącymi wypełnieniem kanału – ich miąższość zależy od odległości od źródła i pozycji w strefie kanałów rozprowadzających materiał klastyczny. Zależy także od mechanizmów transportu materiału gruboklastycznego. Pojawianie się gruboklastycznych osadów piaskowcowych sterowane jest zazwyczaj, także w basenie Karpat, gwałtownymi (obserwowalnymi w skali światowej) spadkami poziomu morza lub zdarzeniami sterowanymi „lokalną tektoniką” (jak np. procesy nasuwce czy ekstensyjne formowanie półtrów lub też rowów tektonicznych). W basenie karpackim niektóre ze zmian poziomu morza i gwałtownych zdarzeń (decydujących o zmianach facjalnych i zmianach systemów depozycyjnych) dają się korelować w skali całego basenu, jak np. gwałtowny spadek poziomu morza na przełomie kredy i paleocenu



Rysunek 7. a) Wietrzenie kuliste w obrębie piaskowca jamneńskiego. Karpaty ukraińskie; b) Wietrzenie kuliste w obrębie piaskowca jamneńskiego. Karpaty ukraińskie; c) Wietrzenie kuliste w obrębie piaskowca istebniańskiego. Kombornia; d) Spłaszczenie tzw. syderytów w obrębie warstw menilitowych. Cisna, Bieszczady; e) Lekko spłaszczona bryła węgla kamiennego w obrębie tzw. warstw szaflarskich. Pieniny (Jankowski i in., 2019); f) Spłaszczone bryły wapieni w obrębie miocennego kompleksu chaotycznego. Karpaty ukraińskie; g) Fukoidy, silnie spłaszczone przestrzenie żerowiskowe. Kredowo-paleocenne warstwy z Hangu (warstwy inoceramowe). Karpaty rumuńskie; h) Zmiany zabarwienia w osadzie o typie melanzu tektonicznego w rejonie strefy przesuwowej. Stebnik koło Krościenka, rejon Bieszczadów

Figure 7. a) Spherical weathering within the Jamna Sandstone. Ukrainian Carpathians; b) Spherical weathering within the Jamna Sandstone. Ukrainian Carpathians; c) Spherical weathering within the Istebna Sandstone. Kombornia; d) Flattened so-called siderites within the Menilite Beds. Cisna, Bieszczady; e) Slightly flattened lump of coal within the so-called siderite layers. Pieniny (Jankowski et al., 2019); f) Flattened lumps of limestone within the Miocene chaotic complex. Ukrainian Carpathians; g) Fucoids, strongly flattened feeding spaces. Cretaceous-Paleocene strata from the Hangu (Inoceranian Beds). Romanian Carpathians; h) Color changes in tectonic mélangé-type sediment in the region of the sliding zone. Stebnik near Kroscienko, Bieszczady region

(por. Jankowski i in., 2012, 2024; Ciechanowska i in., 2015), skutkujący pojawianiem się potężnych ciał piaskowcowych, np. w rodzaju piaskowców ciśnieńskich.

Na proces kompaktacji czy zmiany reżimu tektonicznego wskazuje także analiza zmian kształtu tzw. dajek piaszczystych (por. Jankowski i Wysocka, 2019) (rysunki 9a, 9b, 9c, 9d i 9e). Iniekcje piaszczyste, występujące najczęściej w pobliżu stref spękań, zwykle już po osadzeniu kolejnych warstw, wykazują zmiany swojej geometrii w wyniku kompaktacji osadów „goszczących” iniekcję. Pod wpływem kompaktacji stają się bardziej „wężykowate”, co świadczy o tym, że proces kompaktacji zachodził także po wstępnym etapie diagenety, a nawet jeszcze podczas tektonizacji osadu. Do procesu iniekcji dajek (co świadczy jeszcze o niezupełnym zdiagenezowaniu piaskowców w sekwencji z obecnością dajek) dochodzi często w pobliżu stref uskoków normalnych; można ich powstanie wiązać np. z reżimem ekstensyjnym w obrębie aktywnych skłonów basenu karpackiego – szczególnie często w obszarze pobliskim tzw. wypiętrzeniu przedgórskiemu. Dodatkowo o trwającym procesie kompaktacji świadczą odspojenia widoczne w kontakcie między dawką a ławicami goszczącymi. Wskazują one także na wyraźne różnice w kompaktacji między otaczającymi dawkę łupkami a piaskowcami. Liczne przykłady obecności dajek w osadach karpackich dają zatem możliwość pośredniego obliczenia stopnia kompaktacji.

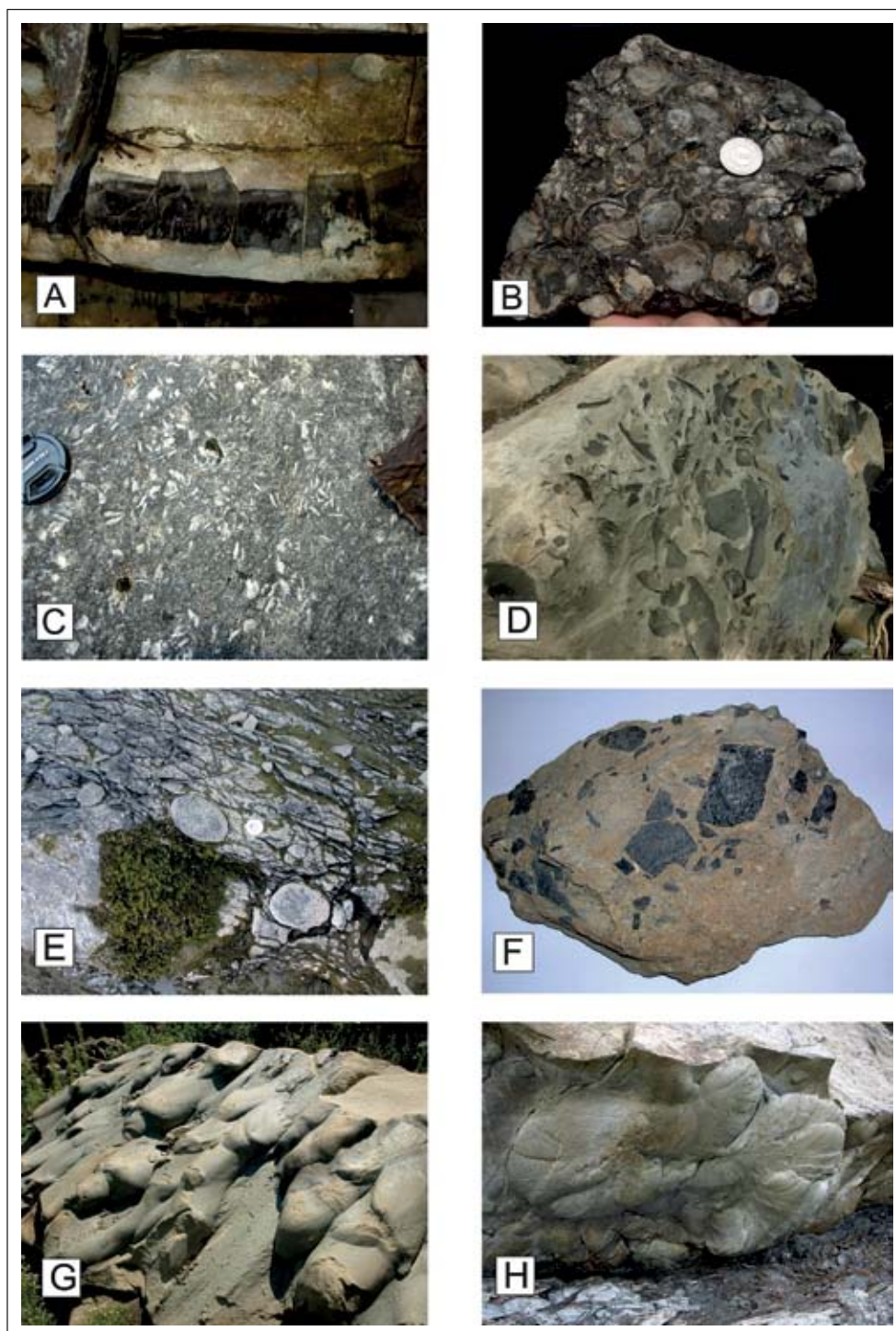
Jak wspomniano, proces kompaktacji w znacznej mierze decyduje o obecnej miąższości osadów iłowcowych i mułowcowych. Dla podania bardziej precyzyjnych obliczeń należy uwzględnić różnice w miąższości tej samej serii osadowej (w różnych strefach basenowych) i na różnych głębokościach jej występowania w obrębie karpackiej przyzmy orogenicznej. Należy także porównać stopień kompaktacji w rejonie powierzchniowym w odniesieniu do stopnia kompaktacji tej samej facji na różnych głębokościach, co nie jest jednakże proste wobec braku materiału rdzeniowego.

Do podobnych obliczeń (poza omawianymi tu jako przykład marglami i łupkami pstryimi) można np. wziąć pod uwagę powszechnie występujące w obrębie przyzmy orogenicznej warstwy menilitowe lub łupki pelagiczne warstw krośnieńskich – osady o dalekim rozprzestrzenieniu i małej zmienności miąższości. Utwory o typie warstw menilitowych, jak i łupków krośnieńskich (np. facja typu łupki z Niebylca) mogą być używane także w procesie bilansowania jako tzw. ławice kluczowe (ang. *key beds*). Nie prowadzono jednakże porównań stopnia kompaktacji np. warstw menilitowych w kolejnych elementach tektonicznych, które były stopniowo wciągane w struktury orogenu. Zatem warstwy menilitowe czy łupki krośnieńskie jako osad o przewadze frakcji iłowej mogą być, podobnie jak łupki i margle pstre, dobrym materiałem badawczym do obliczenia stopnia kompaktacji.

Efektom wyraźnej różnicy stopnia kompaktacji piaskowców (w stosunku do mułowców i iłowców) jest obecna pozorna, nadreprezentacyjna w obserwacjach terenowych miąższość piaskowców, co (poza wyraźną zmiennością miąższości ciał piaskowcowych, wynikającą z mechanizmu sedymentacji) utrudnia obliczenie pierwotnej miąższości. Utrudnia to obliczenie parametru tzw. prędkości falowej sekwencji skalnych, ważnego w interpretacji przekrojów sejsmicznych. Wynikająca z różnic litologicznych (czyli zmiennej odporności na wietrzenie) błędna ocena proporcji łupków i piaskowców może zatem wpływać na niedoszacowanie procentowej miąższości poziomów mułowcowych i iłowcowych w stosunku do piaskowców. Zresztą brak jest publikowanych pobieżnych szacunków, opartych na obserwacjach terenowych czy obserwacjach rdzeni wiertniczych. Ponadto, jak wspomniano, nie prowadzi się oceny stopnia kompaktacji osadów (łupków vs piaskowców) na dużych głębokościach w stosunku do osadów przypowierzchniowych, gdzie na ostateczną wielkość stopnia kompaktacji wpływać może nadkład.

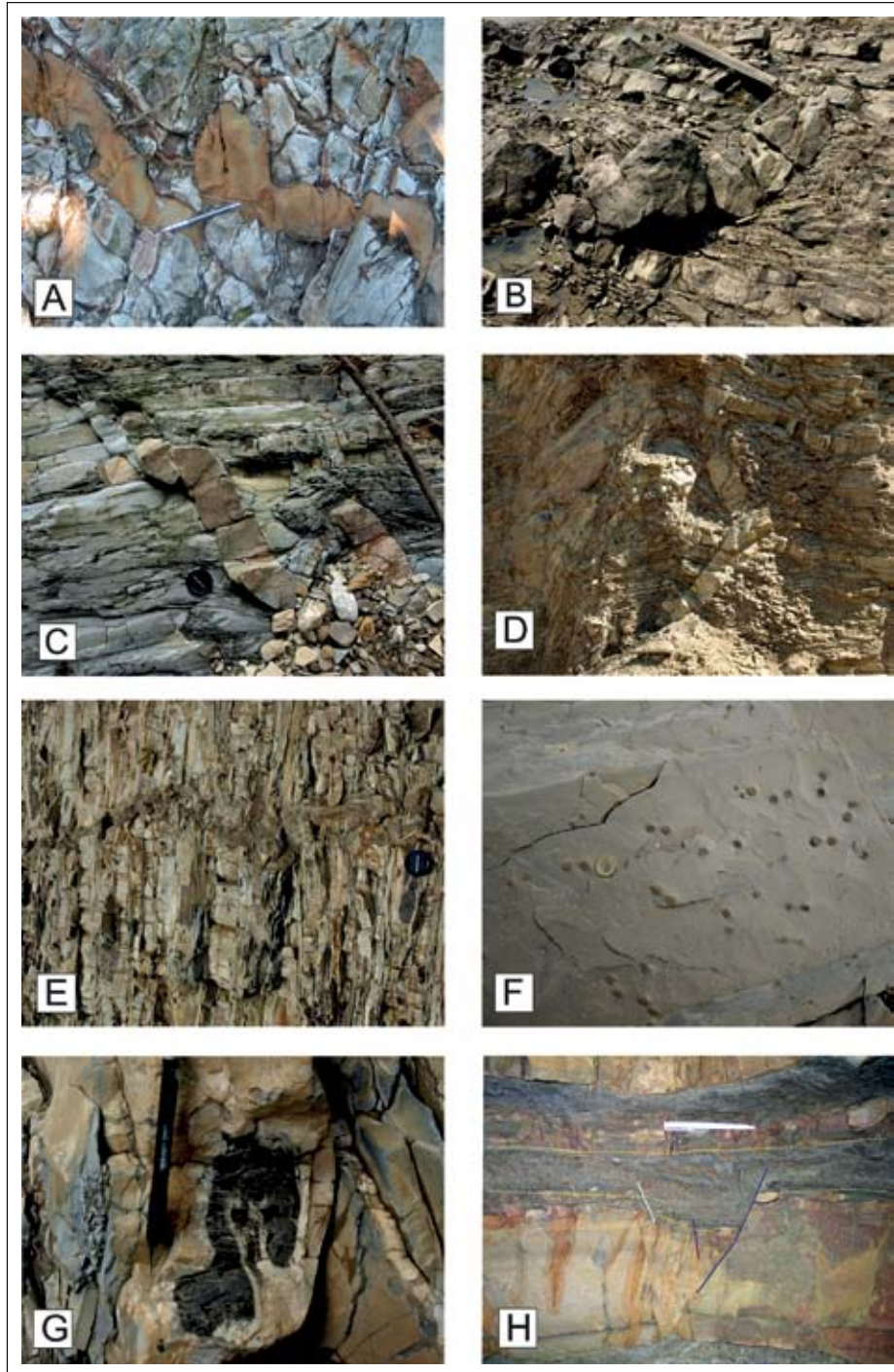
Obliczenie stopnia kompaktacji osadów ma zasadnicze znaczenie dla określenia tempa depozycji. Tempo depozycji można rozumieć jako przyrost miąższości osadów w czasie. Jednakże obliczenia tempa depozycji muszą uwzględniać obecność w sekwencji osadowej różnego rodzaju luk w depozycji, wynikających zarówno z braku sedymentacji w dłuższym czasie, jak też z przerywającej proces osadzania synsedymentacyjnej erozji. Poza dokładnym rozpoznaniem miąższości sekwencji osadowej (w różnych rejonach, co wynika ze specyfiki depozycji w basenie przedpola) obliczanie wymaga precyzyjnych badań stratygraficznych. Przy obecnych możliwościach stratygrafii karpackiej najdokładniejszą metodą jest oznaczanie wieku badaniem flory nanoplanktonowej – rozdzielczość i rozpoziomowanie tą metodą wydają się najdokładniejsze. Jednakże każda z metod stosowanych w Karpatach ma swoje ograniczenia; jak np. brak wapnistości, brak obecności flory i fauny w strefach płytkiego szelfu, ale też istotny wpływ ma proces redepozycji form. W sekwencjach karpackich (poza sekwencjami miocenu, gdzie można obserwować poziomy tufitowe) nie można zastosować metod badania wieku bezwzględnego.

Rozpoznanie luk stratygraficznych ma zatem zasadnicze znaczenie dla obliczania tempa depozycji. Jednym z przykładów ograniczeń obliczania tempa depozycji może być wspomniana luka w depozycji sekwencji margli pstrych pokrywających wewnątrzbasenowe wyniesienie węglowieckie. Obejmuje ona znaczną część paleocenu – co wynika z gwałtownego obniżenia poziomu morza na przełomie kreda–paleocen (Jugowiec-Nazarkiewicz i Jankowski, 2001; Jugowiec-Nazarkiewicz, 2007). Istotne znaczenie ma wspomniany proces erozji, zachodzący zarówno w czasie depozycji sekwencji osadowych, jak też już po ich złożeniu. Wynika



Rysunek 8. a) Proces kompaktacji zachodzący w czasie diagenety. Rogowce warstw menilitowych. Łódyna; b) Silnie spłaszczone skorupki mioceńskich małży w obrębie spływu do warstw krośnieńskich. Karpaty ukraińskie. Okolice Turki; c) Zmieniona geometria dużych otwornic wapiennych (numulitów) w obrębie eoceńsko-oligocenijskiego wapienia numulitowego. Zakopane; d) Klasty eoceńskich łupków w obrębie spągowej partii piaskowca cergowskiego. Lipowica; e) Spłaszczone buły piaskowców (tzw. wirowce) w obrębie matriks spływu rumoszewego (ang. *debris flow*). Warstwy menilitowe. Jednostka dukielska. Smerek, Bieszczady; f) Rozdrobnione i ściśnięte fragmenty węgla kamiennego w obrębie górnokredowych piaskowców z Rybia. Rybie Nowe (fot. Jankowski, 2015); g) Struktury spągowe w obrębie piaskowca magurskiego. Tenczyn; h) Struktury spągowe w obrębie piaskowca cergowskiego. Okolice Rudawki Rymanowskiej

Figure 8. a) Compaction process occurring during diagenesis. Cherts of Menilite Beds. Łódyna; b) Strongly flattened shells of Miocene clamshells within the drainage to the Krosno Beds. Ukrainian Carpathians. The vicinity of Turka; c) Altered geometry of large limestone borings (nummulites) within Eocene-Oligocene nummulitic limestone. Zakopane; d) Clasts of Eocene shale within the bedded part of the Cergowa Sandstone. Lipowica; e) Flattened sandstone buff (so-called vortices) within the debris flow matrix. Menilite Beds. Dukla Unit. Smerek, Bieszczady; f) Crushed and compressed coal fragments within Upper Cretaceous Sandstones from Rybie. Rybie Nowe (photo: Jankowski, 2015); g) Bedding structures within the Magura sandstone. Tenczyn; h) Bedding structures within the Cergowa Sandstone. The vicinity of Rudawka Rymanowska



Rysunek 9. a) Silnie zmieniona geometria tzw. iniekcji piaskowcowej. Warstwy menilitowe; b) Spłaszczona iniekcja piaskowcowa w obrębie warstw inoceramowych. Karpaty rumuńskie; c) Iniekcja piaskowcowa. Odspojenia pomiędzy iniekcją a osadem goszczącym wskazują na proces kompaktacji; d) Iniekcja piaskowcowa w obrębie łupków menilitowych. Okolice Dynowa; e) Iniekcja piaskowcowa w obrębie łupków menilitowych. Okolice Dynowa; f) Jamki powstające z drążenia osadu przez organizmy żywe (ang. *burrows*). Zmiana ich geometrii wskazuje na proces kompaktacji; g) Spływ synsedymacyjny w obrębie tzw. rogowców warstw menilitowych. Silne spłaszczenie ciała spływowego może wskazywać na proces kompaktacji. Warstwy menilitowe. Karpaty rumuńskie; h) Proces ekstensji synsedymacyjnej w obrębie warstw istebniańskich. Zróżnicowana wielkość kompaktacji pomiędzy łupkami a piaskowcami. Warstwy istebniańskie. Okolice Krosna

Figure 9. a) Heavily altered geometry of the so-called sandstone injection. Menilite Beds; b) Flattened sandstone injection within Inoceramian Beds. Romanian Carpathians; c) Sandstone injection. Detachments between the injectate and host sediment indicate a compaction process; d) Sandstone injection within Menilite shale. The vicinity of Dynow; e) Sandstone injection within the Menilite shale. The vicinity of Dynow; f) Cavities formed from sedimentary drift by living organisms (*burrows*). Change in their geometry indicates the process of compaction; g) Synsedimentary flow within the so-called hornblende of the Menilite Beds. Strong flattening of the runoff body may indicate a process of compaction. Menilite Beds, Romanian Carpathians; h) The process of synsedimentary extensionality within the Istrian strata. Varying magnitude of compaction between shales and sandstones. Istebnian Beds. The vicinity of Krosno

to może np. z erozji złożonego materiału kolejnymi osadami, schodzącymi w głąb basenu. Stosunkowo znaczny proces erozji utworów szelfowych wynikać może z gwałtownego obniżenia poziomu morza i redepozycji osadów szelfowych w głąb basenu. Potencjał erozyjny stożków podmorskich deponujących piaskowce karpackie jest niedoceniany – niektóre facje kanałowe w procesie erozyjnego rozcinania starszego podłoża sięgają nie tylko bezpośredniego, ale i starszego podłoża. Na przykład kanały piaskowca grodzkiego wycinane w obrębie warstw wierzowskich sięgają różnych poziomów, a niekiedy spągu warstw wierzowskich (co stwarza wrażenie „migrującej facji”). Podobnie też kanały piaskowców godulskich (co widać w niektórych relacjach) sięgają w procesie erozyjnego rozcinania stropu warstw cieszyńskich. Innym przykładem głębokiego wcinania się w podłoże jest pozycja deponowanych kanałowo zlepieńców słobódzkich (w polskich Karpatach zwanych zlepieńcami z Dubnika), gdzie stopień rozcięcia kanału sięga głęboko, nawet w warstwy menilitowe. Takie relacje prowadzą do złego rozpoznania wieku depozycji niektórych facji gruboklastycznych. Wcinanie się kanału w obręb starszego podłoża powoduje niemalże utożsamianie wieku facji kanałowych z wiekiem sedymentacji tła. Należy zatem założyć znacznie młodszy niż rozcinanych pokryw wiek facji piaskowcowych zdeponowanych w rozcięciach kanałowych, co wynika z potencjału erozyjnego piaskowców. W warunkach karpackich najczęstszym powodem pojawienia się facji piaskowcowych jest gwałtowny spadek poziomu morza. Facje piaskowcowe (w sekwencjach i w tabelach stratygraficznych rysowane jako współczesne z sedymentacją tła) mogą być znacznie młodsze. Np. facje piaskowca gadulskiego mogą być znacznie młodsze niż przypisywany im niekiedy wiek łupków pstrych, z którymi miały się „zazębiać”. Podobnie ogromny potencjał erozyjny piaskowców magurskich wskazuje na to, że facja piaskowca magurskiego może być deponowana znacznie później niż przypisywany im wiek – współczesny warstwom hieroglifowym czy łupkom pstrym, a nawet tzw. warstwom podmagurskim.

Sposobem na obliczanie tempa depozycji może być wykorzystanie tzw. chronohoryzontów, czyli poziomów deponowanych w jednym czasie w całym basenie, obecnych w sukcesjach niemal wszystkich jednostek tektonicznych. Są stosunkowo łatwym sposobem na obliczenie tempa depozycji w danym czasie. Można wykorzystać np. poziomy tzw. łupków (wapieni) jasielskich (zgodnie z rozpozniowaniem nanoplanktonowym ich wiek to tzw. zona nanoplanktonowa NP24/25), ale także np. poziom tzw. wapieni tylawskich (zona nanoplanktonowa NP22/23). Za chronohoryzont uważa się także np. spąg warstw menilitowych, ponieważ założono pojawienie się poziomu warstw menilitowych jednocześnie w całym basenie. Podobnie też za chronohoryzont uważa się niekiedy poziom

radiolarytów w dolnej kredzie, w obrębie warstw Igockich. Jako poziom korelacyjny błędnie traktowano poziom łupków i margli pstrych (por. Kotlarczyk, 1988). W odróżnieniu od tzw. pokryw epiplatformowych (czyli sekwencji deponowanych na obszarze pozakarpackim) obliczenie tempa sedymentacji w Karpatach jest ograniczone wieloma uwarunkowaniami, co wynika ze specyfiki dynamicznie rozwijającego się basenu Karpat, migrującego w czasie i przestrzeni. Należy także wziąć pod uwagę tzw. kanibalizm osadów, czyli wykorzystanie do depozycji facji młodszych materiału z erozji podłoża, czyli z facji starszych. Obliczanie tempa depozycji wymaga doskonałego rozpoznania terenowego oraz sejsmicznego, jak rozpoznania luk czasowych i stopnia erozji. Konieczne jest skorelowanie takich badań z procesem bilansowania przekrojów oraz z wykorzystaniem tzw. stratygrafii sekwencji.

Wnioski

1. Obserwacje terenowe i badania próbek skalnych wskazywały na związek zmiany barwy, z czerwonego na zielony, z obecnością w obrębie osadu materii organicznej i jej redukcyjnym działaniem.
2. Tak zwane plamy redukcyjne wskazują na pierwotność barwy czerwonej ławic łupków i margli pstrych.
3. Plamy redukcyjne są ważnym wskaźnikiem stopnia kompaktacji i postdiagenetycznych odkształceń, wynikających ze zmiany reżimu tektonicznego – mogą być używane do badań tektonicznych wskazujących na czas i charakter zmian reżimu tektonicznego.
4. Powstawanie plam redukcyjnych i poziomów odbarwionych jest procesem zachodzącym raczej na etapie diagenety, przed tektonizacją osadu – strefy uskokowe przecinają poziomy odbarwione, natomiast plamy redukcyjne nie obejmują obydwu stron spękań.
5. Poziomy zielone w pstrych osadzie nie mogą stanowić istotnego poziomu korelacyjnego, związane są jedynie z procesami wtórnymi, syn- lub postdiagenetycznymi.
6. Zmiany kolorów w pobliżu stref tektonicznych (uskoki przesuwowe, normalne i spękania ciosowe) wskazują także na istotną rolę przepływu fluidów w procesie zmian pierwotnego koloru osadów.
7. Badania plam redukcyjnych są na etapie wstępnym, planuje się dalsze porównania składu mineralnego sfery odbarwionej (redukcyjnej) w stosunku do warstw otaczających.
8. Proces spłaszczenia plam redukcyjnych wskazuje na stosunkowo wysoki stopień kompaktacji osadów o typie mułowców i iłowców.
9. Obserwacje struktur potwierdzają, że stopień kompaktacji piaskowców jest znacznie mniejszy niż łupków.

10. Odtworzenie stopnia kompaktacji, z uwzględnieniem porównania stopnia kompaktacji w warstwie przypowierzchniowej w odniesieniu do stopnia kompaktacji w głębokich horyzontach, ma istotne znaczenie dla prawidłowego określenia parametrów fizycznych skał (tj. prędkość falowa, przepuszczalność i porowatość), które są podstawą dalszych badań z zakresu analiz sejsmicznych czy procesu bilansowania przekrojów geologicznych.
11. Obliczanie tempa depozycji wymaga dokładnego rozpoznania terenowego, analizy przekrojów sejsmicznych danych otworowych, rzeczywistych proporcji łupków do piaszczowców w sekwencjach, jak i rozpoznania luk czasowych i stopnia erozji. Badania muszą być wykonane dla każdego segmentu Karpat.

Autorzy dziękują prof. Stefano Mazzollemu za zainteresowanie problemem plam redukcyjnych w Karpatach.

Literatura

- Angevine C.L., Turcotte D.L., 1983. Porosity reduction by pressure solution: A theoretical model for quartz arenites. *Geological Society of America Bulletin*, 94(10): 1129–1134. DOI: 10.1130/0016-7606(1983)94<1129:PRBPSA>2.0.CO;2.
- Birkenmajer K., Oszczypko N., 1988. New lithostratigraphic standard for the Palaeogene of the Magura flysch basin (southern part), Carpathians. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences: Earth Sciences*, 36.
- Birkenmajer K., Oszczypko N., 1989. Cretaceous and Palaeogene lithostratigraphic units of the Magura Nappe, Krynica Subunit, Carpathians. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 59: 145–181.
- Ciechanowska M., Urzędowska W., Jaworski J., Lubaś J., Such P. (red.), 2015. Wybrane aspekty systemu naftowego a nowe spojrzenie na geologię Karpat. *Przewodnik – warsztaty terenowe, Kraków–Polańczyk*, 22–25.09.2015. INiG – PIB, 2015.
- DeCelles P.G., Giles K.A., 1996. Foreland basin systems. *Basin Research*, 8(2): 105–123. DOI: 10.1046/j.1365-2117.1996.01491.x.
- Dumanowski B., 1961. Zagadnienie rozwoju stoku na przykładzie Gór Stołowych. *Czasopismo Geograficzne*, 32: 311–324.
- Durrance E.M., Meads R.E., Ballard R.R.B., Walsh J.N., 1978. Oxidation state of iron in the Littleham Mudstone formation of the New Sandstone Series (Permian-Triassic) of southwest Devon, England. *Geological Society of America Bulletin*, 89: 1231–1240.
- Dutton S.P., Diggs T.N., 1992. Evolutions of quartz cementation in the Lower Cretaceous Travis Peak Formation, East Texas. *AAPG Bulletin*, 76: 252–269.
- Filipek A., 2020. Palynofacies analysis, sedimentology and hydrocarbon potential of the Menilite Beds (Oligocene) in the Slovakian and Romanian Outer Carpathians. *Geological Quarterly*, 64: 589–610.
- Fu W., Turner P., Clements T., Spencer A.R.T., Yu J., Yang Y., Guo B., Ning Z., Zhuo Z., Riley M., Hilton J., 2023. Taphonomy and diagenetic implications of reduction spot formation in Cretaceous red beds from the Jiaolai Basin, Eastern China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 243: 105533. DOI: 10.1016/j.jseaes.2022.105533.
- Górniak K., 2017. Insights into marls from optical and back-scattered electron petrography: an example from the Outer Carpathians (Poland). *Journal of Sedimentary Research*, 87: 288–311.
- Gucik S., Jankowski L., Rączkowski W., Żyto K., 1991. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1 : 50 000, arkusz Rybotycze-Dobromil (1043–1044). *Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa*.
- Hay W.W., DeConto R.M., Wold C.N., Wilson K.M., Voigt S., Schulz M., Rossby Wold A., Dullo W.Ch., Ronov A.B., Balukhovskiy A.N., Söding E., 1999. An alternative global Cretaceous paleogeography. [W:] Barrera E., Johnson C. (eds.). *Evolution of the Cretaceous Ocean/Climate System. Geological Society of America, Special Paper*, 332: 1–47.
- Hofmann B.A., 1990. Reduction spheroids from northern Switzerland: Mineralogy, geochemistry and genetic model. *Chemical Geology*, 81(1–2): 55–81.
- Hofmann B.A., 1993. Organic Matter Associated with Mineralized Reduction Spots in Red Beds. [W:] Parnell J., Kucha H., Landais P. (eds.). *Bitumens in Ore Deposits. Special Publication of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits*, 9: 362–378, *Springer, Berlin, Heidelberg*. DOI: 10.1007/978-3-642-85806-2_19.
- Houseknecht D.W., 1987. Assessing the relative importance of compactional processes and cementation to the reduction of porosity in sandstones. *AAPG Bulletin*, 71(5): 633–642.
- Hu X., Jansa L., Wang Ch., Sarti M., Bąk K., Wagreich M., Michalik J., Soták J., 2005. Upper Cretaceous oceanic red bed (CORBs) in the Tethys: occurrences, lithofacies, ages, and environments. *Cretaceous Research*, 26(1): 3–20. DOI: 10.1016/j.cretres.2004.11.011.
- Hu X., Scott R.W., Cai Y., Wang Ch., Melinte-Dobrinescu M.C., 2012. Cretaceous oceanic red beds (CORBs): Different time scales and models of origin. *Earth-Science Reviews*, 115(4): 217–248. DOI: 10.1016/j.earscirev.2012.09.007.
- Hu X., Wang Ch., Scott R.W., Wagreich M., Jansa L. (eds.), 2009. Cretaceous Oceanic Red Beds: Stratigraphy, Composition, Origins, and Paleogeographic and Paleoclimatic Significance. Special publication. *Society for Sedimentary Geology*, 91: 73–88. DOI: 10.2110/sepm.091.
- Jankowski L., 2015. Rola kompleksów chaotycznych w procesie formowania górotworu Karpat – ujęcie dyskusyjne. *Prace Naukowe Instytutu Nafty i Gazu*, 202: 1–154.
- Jankowski L., 2024. Alternatywna interpretacja rozwoju basenowego i tektonicznego rozwoju górotworu Karpat. Koncepcyjna interpretacja basenowo-tektoniczno-morfologicznego rozwoju Karpat. [W:] Jędrysek M.O. (red.). *Pikomolowe puzzle funkcjonowania Wszechświata. Acta Universitas Wratislaviensis*, 4238: 295–369.
- Jankowski L., 2007. Kompleksy chaotyczne w rejonie gorlickim (polskie Karpaty zewnętrzne). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 426: 27–52.
- Jankowski L., Kopciowski R., Ryłko W., Danysh V., Tsarnenko P.N., Hnylko O., 2012. Lithostratigraphic correlation of the Outer Carpathian borderland of Poland, Ukraine, Slovakia and Romania. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 449: 87–98.
- Jankowski L., Margielewski W., Garecka M., Jugowiec M., Szydło A., Słodkowska B., Probulski J., Filipek A., Wysocka A., Hara U., Barski M., Kowalska S., Skupio R., Kopciowski R., Kuć P., 2019. Od podnóża Tatr po brzeg Karpat. Współczesne wyzwania kartografii geologicznej. *Konferencja Naukowo-Szkoleniowa. Warsztaty terenowe, Kraków–Szczawnica*.
- Jankowski L., Wysocka A., 2019. Occurrence of clastic injectites in the Oligocene strata of the Carpathians and their significance in unravelling the Paleogene and Neogene evolution of the Carpathian orogeny (Poland, Ukraine and Romania). *Geological Quarterly*, 63(1): 106–125. DOI: 10.7306/gq.1460.
- Jankowski L., 2022a. Mapa geologiczna odkryta w skali 1 : 50 000, arkusz Zawoja-1031. *Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy*.

- Jankowski L., 2022b. Mapa geologiczna odkryta w skali 1 : 50 000, arkusz Rybotycze-10. *Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy*.
- Jugowiec-Nazarkiewicz M., 2007. Nanoplankton wapienny górnokredowych facji pelagicznych jednostki podśląskiej polskich Karpat fliszowych. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 426: 53–90.
- Jugowiec-Nazarkiewicz M., Jankowski L. 2001. Biostratygrafia nanoplanktonowa margli żegocińskich; nowe spojrzenie na budowę geologiczną strefy lanckorońsko-żegocińskiej. *Przegląd Geologiczny*, 49(12): 1186–1190.
- Koszarski L., 1969. Przejawy wtórnego odbarwienia czerwonych łupków w Karpatach fliszowych. *Sprawozdanie Posiedzenia Komisji Naukowej PAN, Oddział Kraków*, XII/2: 589–591.
- Koszarski L., 1985. General outline of geology of central part of Carpathian Foredeep and some essential data on the nappes of Polish Outer Carpathians. [W:] Koszarski L. (ed.). *Geology of the Middle Carpathians and Carpathian Foredeep. Guide to Exc. 3. Carpatho-Balkan Geological Association, XIII Congress. Kraków*.
- Kotarba M., Kosakowski P., Więclaw D., Kowalski A., 1999. Potencjał węglowodorowy skał macierzystych jednostki skolskiej Karpat fliszowych. *Karpacka Konferencja Naukowa „Przemysł naftowy i nauka razem w XXI wiek”*, Raba Niżna, 143–152.
- Kotłarczyk J., 1988. Problemy sedimentologii, stratygrafii i tektoniki Karpat przemyskich oraz ich najbliższego przedpola. [W:] Kotłarczyk J., Pękala K. (red.). *Przewodnik 59 Zjazdu PTG*, 16–18 września 1988. *Wydawnictwo AGH, Kraków*: 23–62.
- Leszczyński S., 1981. Piaszkowce ciężkowickie jednostki śląskiej w polskich Karpatach: studium sedimentacji głębokowodnej osadów gruboklastycznych. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 51(3–4): 435–502.
- Leszczyński S., Uchman A., 1991. To the origin of the variegates shales from flysch of the polish Carpathians. *Geologica Carpathica*, 42(5): 279–289.
- Leśniak G., 2005. Diageniza piaszkowców wschodniej części jednostki śląskiej a migracja węglowodorów. *Prace Instytutu Nafty i Gazu*, 131: 1–70.
- Lundegard P.D., 1992. Sandstone porosity loss; a big picture view of the importance of compaction. *Journal of Sedimentary Research*, 62(2): 250–260. DOI: 10.1306/D42678D4-2B26-11D7-8648000102C1865D.
- Matyasik I., Leśniak G., Such P., 2015. Elementy systemu naftowego Karpat. *Prace Naukowe Instytutu Nafty i Gazu – Państwowego Instytutu Badawczego*, 203: 1–121.
- Miclăuş C., Loiacono F., Puglisi D., Sorin Baciu D., 2009. Eocene-Oligocene sedimentation in the external areas of the Moldavide Basin (Marginal Folds Nappe, Eastern Carpathians, Romania): sedimentological, paleontological and petrographic approaches. *Geologica Carpathica*, 60(5): 397–417. DOI: 10.2478/v10096-009-0029-9.
- Oelkers E.H., Bjorkum P.A., Murphy W.M., 1996. A petrographic and computational investigation of quartz cementation and porosity reduction in North Sea sandstones. *American Journal of Science*, 296(4): 420–452. DOI: 10.2475/ajs.296.4.420.
- Oszczypko N., Oszczypko-Clowes M., 2010. The paleogene and early Neogene stratigraphy of the Beskid Sądecki Range and Lubovnianska Vrchovina (Magura Nappe, Western Outer Carpathians). *Acta Geologica Polonica*, 60(3): 317–348.
- Oszczypko N., Ślaczka A., Oszczypko-Clowes M., Olszewska B., 2015. Where was the Magura Ocean. *Acta Geologica Polonica*, 65(2): 319–344.
- Renevier E., 1868. Notices géologiques et paléontologiques sur les Alpes Vaudoises et les régions environnantes. V. Complément de la faune de Cheville. *Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles*, 9(58): 389–482.
- Spinks S., Parnell J., Bowden S.A., 2010. Reduction spots in the Mesoproterozoic age: Implications for life in the early terrestrial record. *International Journal of Astrobiology*, 9(4): 209–216. DOI: 10.1017/S1473550410000273.
- Świdziński H., 1947. Słownik stratygraficzny północnych Karpat fliszowych. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 37.
- Turner P., 1980. Continental Red Beds. *Developments in Sedimentology* 29. *Elsevier, Amsterdam*, 562.
- Wagreich M., Krenmayr H.-G., 2005. Upper Cretaceous oceanic red bed (CORBs) in the Northern Calcareous Alps (Nierenthal Formation, Austria): slope topography and clastic input as primary controlling factors. *Cretaceous Research*, 26(1): 57–64. DOI: 10.1016/j.cretres.2004.11.012.
- Wagreich M., Palishina P., Malata E., 2006. Biostratigraphy of the lower red shale interval in the Rhenodanubian Flysch Zone in Austria. *Cretaceous Research*, 27(6): 743–753. DOI: 10.1016/j.cretres.2006.01.002.
- Yilmaz I.Ö., 2008. Cretaceous pelagic Red Beds and Black Shales (Aptian-Santonian), NW Turkey: Global Oceanic Anoxic and Oxidic Events. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17(2): 263–296.



Dr hab. Leszek JANKOWSKI
ul. Karpacka 3
Świątniki Górne
E-mail: leszek-jankowski@wp.pl



Dr inż. Grzegorz LEŚNIAK
Adiunkt; kierownik Zakładu Geologii i Geochemii
Instytut Nafty i Gazu – Państwowy Instytut Badawczy
ul. Lubicz 25 A
31-503 Kraków
E-mail: grzegorz.lesniak@inig.pl