

# Heterolityczne osady pływowe w serii paralicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego

Ryszard Gradziński\*, Marek Doktor\*

## Heterolithic tidal deposits in the Paralic Series, Upper Carboniferous of the Upper Silesia Coal Basin, southern Poland

**S u m m a r y.** The paralic segment (Namurian A) of the coal-bearing succession of the Upper Silesia Basin reveals deposits with flaser, wavy and lenticular bedding (Figs 2–6), referred here as heterolithic facies association. They are devoid of skeletal fauna remains, but contain in places trace fossils of marine provenience. The heterolithic deposits are interbedded with other facies including marine fossiliferous mudstones (Fig. 8), all together forming intervals, several to 100 m thick. The heterolithic association is here interpreted to have been formed within the nearshore subtidal and intertidal zones. Generation of heterolithic deposits was associated with a number of marine incursions, whose presence has been so far documented only on faunistic ground. It is concluded that the heterolithic association can be considered as a palaeoenvironmental indicator, and its occurrences may be helpful for regional correlations in the Paralic Series of the Upper Silesia.

Seria paraliczna, stanowiąca dolną część węglonośnej sukcesji Zagłębia Górnośląskiego, składa się zarówno z osadów lądowych jak i morskich, przy czym obecność tych drugich jest dokumentowana przede wszystkim występowaniem morskiej fauny (Matl, 1971; Bojkowski, 1972; Musiał & Tabor, 1991). Sedymentacyjne cechy niektórych osadów występujących w tej serii, pozabawionych takiej fauny, wskazują na depozycję w szeroko pojmowanym środowisku morskim. W pierwszym rzędzie do takich osadów należą opisywane w tym artykule osady asocjacji heterolitycznej.

Prowadzone przez autorów tego artykułu sedymentologiczne badania węglonośnej sukcesji Zagłębia Górnośląskiego są oparte głównie na szczegółowych, osobiście sporządzanych profilach pełnordzeniowych wierceń (por. ryc. 1). Poszczególne litofacje z kilkunastu wyróżnianych w tej sukcesji (por. Radomski & Gradziński, 1978, 1981; Doktor & Gradziński, 1985; Gradziński i in., 1995) umożliwiają interpretację mechanizmu depozycji, natomiast analiza obserwowanych asocjacji litofacji oraz występujących w profilu sekwencji pozwala na rekonstrukcję procesów sedymentacyjnych i środowisk depozycji.

### Asocjacja heterolityczna

Termin asocjacja heterolityczna jest wprowadzony przez autorów tego artykułu, głównie w celu uproszczenia dalszych opisów. Terminem tym jest określany zespół piaszczysto-mułowych osadów, zaliczanych do kilku litofacji wyróżnianych w trakcie sedymentologicznych badań górnośląskiej sukcesji węglonośnej (por. ryc. 7). Asocjacja heterolityczna odpowiada w zasadzie zespołowi osadów, których opisowa klasyfikacja została zaproponowana przez Reinecka i Wunderlicha (1968). W literaturze anglojęzycznej

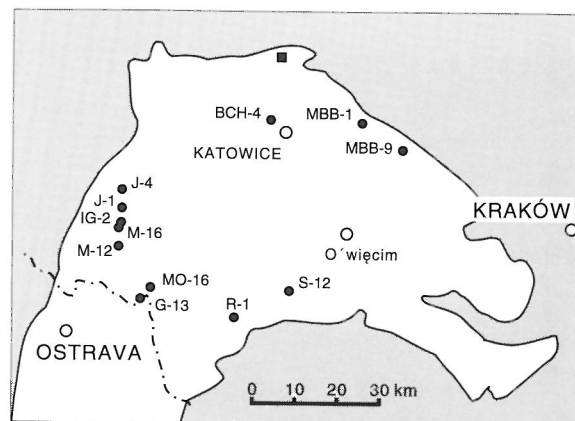
nej zespół taki zazwyczaj określany jest jako osady z *flaser*, *wavy and lenticular bedding*.

Osady zaliczane do asocjacji heterolitycznej wykazują wiele wspólnych, charakterystycznych cech. Osady te składają się z naprzemianległych, stosunkowo cienkich (miąższości kilku milimetrów lub niewielu centymetrów), wyraźnie kontrastujących litologicznie warstw (lub soczewek), z których jedne są złożone z piasku, a drugie z mułu, przy czym kontakty między nimi są na ogół ostre. Pierwsze z tych warstw tworzy materiał frakcji drobno- lub bardzo drobnoziarnistego piasku, a dominuje w nich riplemarkowa laminacja przekątna; drugie składają się z materiału frakcji drobnoziarnistych, są masywne lub laminowane.

Wymieniony zespół cech odróżnia osady omawianej asocjacji od innych facji heterolitycznych i jest łatwy do stwierdzenia w materiale rdzeniowym.

W osadach zaliczanych do tej asocjacji wzajemne proporcje udziału oraz geometria warstw piaszczystych i mułowych bywają różne, z czym związany jest też ogólny typ warstwowania skały (por. Reineck & Wunderlich, 1968). Pod tym względem wyróżnić można trzy główne, opisane niżej typy osadów. W profilu pospolicie obserwuje się częste przejścia między nimi i związane z tym występowanie typów pośrednich.

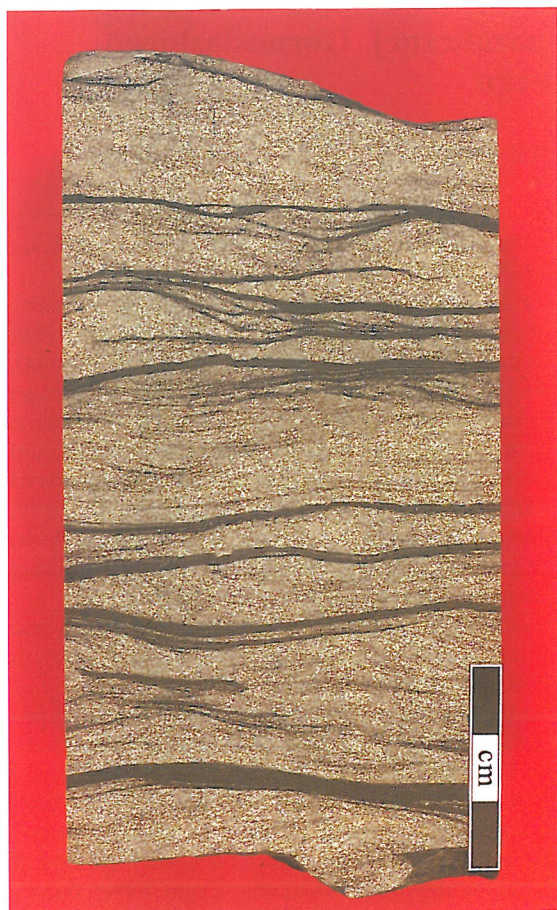
Pierwszym z głównych typów jest piaszkowiec o warstwowaniu smużystym (ang. *flaser bedding*). Podrzednie występujące w nim wkładki mułowca są cienkie (rzędu niewielu milimetrów), na ogół nieciągłe, nierzadko mające postać wygiętych ku dółowi soczewek usytuowanych w bruzdach między riplemarkami (ryc. 2).



**Ryc. 1.** Mapa Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (białe) z lokalizacją sprofilowanych przez autorów wierceń, w których występuje seria paraliczna (czarne kółka): J-1 — Jejkowice 1; J-4 — Jejkowice 4; IG-2 — Ignacy 2; M-12 — Markłowice 12; M-16 — Markłowice 16; MO-16 — Moszczenica 16; G-13 — Gołkowice 13; R-1 — Rudzica 1; S-12 — Silesia 12; BCH-4 — Barbara-Chorzów 4; MBB-1 — Maczki-Bór Biskupi 1; MBB-9 — Maczki-Bór Biskupi 9. Kwadratem oznaczone odsłonięcie w Kozłowej Górze

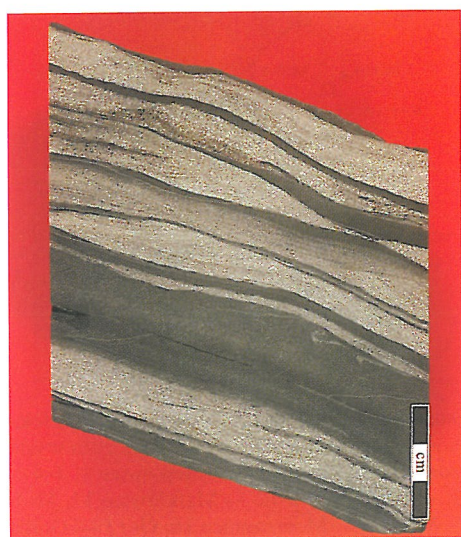
**Fig. 1.** Map of Upper Silesia Coal Basin (white) showing location of boreholes penetrating the Paralic Series and logged by the present authors (solid circles). Rectangle — Kozłowa Góra outcrop

\*Instytut Nauk Geologicznych, Polska Akademia Nauk, Ośrodek Badawczy w Krakowie, ul. Senacka 1, 31-002 Kraków



**Ryc. 2.** Piaskowiec o warstwowaniu smużystym; w dolnej części fotografii widoczne ślady wewnętrznych struktur riplemarków falowych. Wiercenie Ignacy 2, gł. 894,2 m

**Fig. 2.** Sandstone with flaser bedding; traces of wave-generated ripples are visible in the lower part of photo. Borehole Ignacy 2, depth 894.2 m



**Ryc. 3.** Heterolit o warstwowaniu falistym; w środkowej części fotografii widoczne przeciwne kierunki nachylenia lamin przekątnych. Wiercenie Jejkowice 4, gł. 660 m

**Fig. 3.** Heterolith with wavy bedding; opposing dip of cross laminae in the middle part of photo. Borehole Jejkowice 4, depth 660 m



**Ryc. 4.** Heterolit o warstwowaniu falistym. Wiercenie Moszczenica 16, gł. 1068 m

**Fig. 4.** Heterolith with wavy bedding. Borehole Moszczenica 16, depth 1068 m



**Ryc. 5.** Warstwowanie soczewkowe (dolna część fotografii); w górze fragment grubszej, piaszczystej warstwy heterolitu o warstwowaniu falistym, z widocznymi śladami wewnętrznych struktur riplemarków falowych. Wiercenie Ignacy 2, gł. 886,4 m

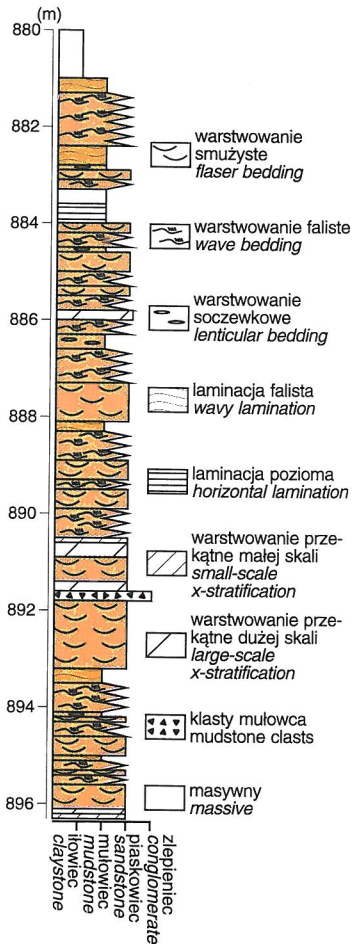
**Fig. 5.** Lenticular bedding (lower part of photo) overlain by heterolith showing in places structures of wavy ripples. Borehole Ignacy 2, depth 886.4 m



**Ryc. 6.** Mułowiec o laminacji falistej, z licznymi, wydłużonymi soczewkami grubszego materiału (górna część fotografii) i heterolit (dolna część fotografii). Wiercenie Gołkowice 13, gł. 1339 m

**Fig. 6.** Wavy-laminated mudstone with thin elongated silt lenses (upper part of photo) and heterolith (lower part of photo). Borehole Gołkowice 13, depth 1339 m

**Ryc. 7.** Przykład sekwencji złożonej głównie z osadów asocjacji heterolitycznej (zaznaczonych kolorem pomarańczowym); fragment szczegółowego profilu wiercenia Ignacy 2, uproszczony. Granice warstw reprezentujących poszczególne litofacje wyznaczone są często arbitralnie



Drugim typem jest heterolit złożony z stosunkowo cienkich (zwykle rzędu centymetrów), naprzemianległych warstw piaskowca i mułowca, których wzajemne proporcje udziału w skale są podobne (ryc. 3, 4). Warstwy piaskowca na ogół składają się z kilku zestawów lamin przekątnych lub z pojedynczych takich zestawów. W stropie tych warstw pospolicie jest zachowana pierwotna rzeźba riplemarków. Warstwy mułowca z reguły przykrywają zgodnie powierzchnię niżejległej warstwy piaskowca. Ogólnie, granice jednych i drugich warstw mają w przekroju przebieg falisty i w związku z tym warstwowanie całej skały zasługuje na miano falistego (ang. *wavy bedding*).

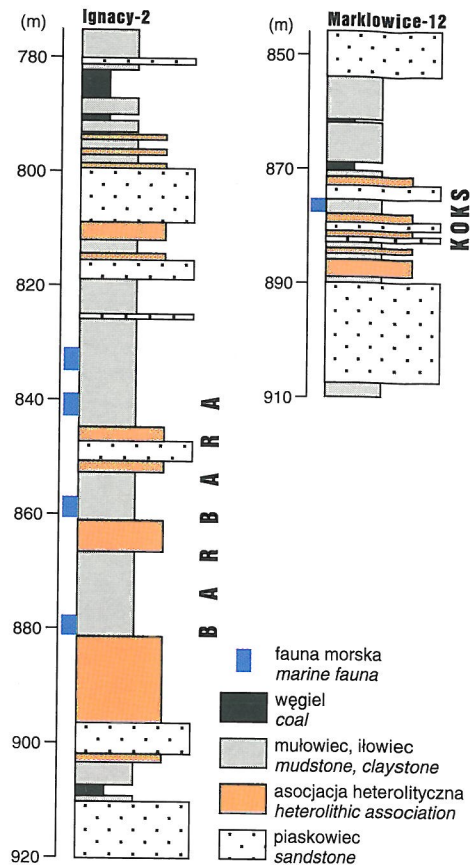
Trzeci typ reprezentuje skała, w której partie złożone z grubszego ziarna mają postać soczewek, izolowanych lub niekiedy połączonych, które tkwią w mułowcu, zwykle stanowiącym dominujący element skały (ryc. 5 i 6). Soczewki przeważnie reprezentują pojedyncze, zamarte riplemarki. W przypadku, gdy grubość soczewek wynosi kilkanaście lub więcej milimetrów (ryc. 5), warstwowanie skały jest określone jako soczewkowe (ang. *lenticular bedding*). Obserwuje się też mułowce, w których soczewki są bardzo cienkie (grubości niewielu milimetrów) i znacznie wydłużone, nierzadko pozbawione makroskopowo dostrzegalnych wewnętrznych struktur; skała tego typu zaliczana jest przez autorów do litofacji mułowca o laminacji falistej (ryc. 6).

Generalnie, osady asocjacji heterolitycznej świadczą o wielokrotnie powtarzających się zmianach mechanizmu depozycji, tj. działania prądu transportującego i deponującego materiał piaszczysty, oraz depozycji materiału drobnopiezarnistego z zawiesiny, zachodzącej w warunkach spokoju lub przy znikomym ruchu wody (Reineck, 1960a).

**Ryc. 8.** Przykłady interwałów, w których są skoncentrowane osady asocjacji heterolitycznej (zaznaczone kolorem pomarańczowym).

Wkładki zawierające faunę morską (niebieskie słupki) należą do poziomów morskich Barbara i Koks. Profile silnie zgeneralizowane

**Fig. 8.** Examples of heterolith-dominated intervals containing intercalations with marine fauna (blue bars) belonging to Barbara and Koks marine horizons. Heterolith association in orange, logs strongly simplified



#### Występowanie osadów asocjacji heterolitycznej w serii paralicznej

Procentowy udział osadów asocjacji heterolitycznej w utworach serii paralicznej jest stosunkowo niewielki. W warstwach porębskich, z których autorzy dysponują największą ilością profilów, waha się on w od 2,5–8% w poszczególnych otworach.

W omawianej serii występują wszystkie główne typy osadów asocjacji, a pionowe przejścia między nimi są pospolite (por. ryc. 2–6). Dlatego też w trakcie sporządzania szczegółowego profilu, wyróżnianie warstw reprezentujących poszczególne litofacje musi być arbitralne i oparte na dominowaniu w danym odcinku sekwencji jednego z głównych typów. Miąższość takich warstw jest zwykle rzędu decymetrów (ryc. 7).

Warstwy lub soczewki piaszczyste wykazują zwykle wewnętrzne struktury typowe dla riplemarków prądowych. Rozkład wektorów nachylenia lamin przekątnych jest przeważnie unimodalny, miejscami jednak pobliskie zestawy wykazują przeciwstawny rozkład bimodalny. W niektórych riplemarkach obserwuje się wewnętrzne struktury typowe dla riplemarków falowych (por. de Raaf i in., 1977), tj. szewronowy układ lamin, nadbudowę przez przeciwnie zorientowaną wiązkę lamin, obecność lokalnych powłok mułowych oraz niezgodność zewnętrznego kształtu riplemarków z ich budową wewnętrzną (por. ryc. 2 i 5).

W rdzeniu dość często obserwuje się ślady lokalnych, syndepozycyjnych ścieżek erozyjnych. Miejscami są widoczne też powierzchnie erozyjne, których zasięg jest większy od średnicy rdzenia.

Osady omawianej asocjacji są z reguły pozbawione fau-



**Ryc. 9.** Mułowiec o charakterystycznie rytmicznej, generalnie płaskiej laminacji. Wiercenie Ignacy 2, gł. 993 m  
**Fig. 9.** Mudstone showing rhythmic horizontal lamination. Borehole Ignacy 2, depth 993 m



**Ryc. 10.** Mułowiec o charakterystycznie rytmicznej, generalnie płaskiej laminacji, występujący nad osadami asocjacji heterolitycznej (por. ryc. 7). Wiercenie Ignacy 2, gł. 883,8 m  
**Fig. 10.** Mudstone showing rhythmic horizontal lamination, overlying deposits of heterolithic association (see Fig. 7) Borehole Ignacy 2, depth 883.8 m

ny. Bywają w nich natomiast spotykane skamieniałości śladowe, badane ostatnio przez Głuszka (1995) i zaliczane przez niego do ichnozespołów morskich. Zdaniem tego autora, skamieniałości śladowe mogą stanowić w serii paraliicznej lepszy od fauny szkieletowej wyznacznik pionowego zasięgu szeroko pojmowanych poziomów morskich.

Sekwencje złożone wyłącznie z osadów asocjacji heterolitycznej nie przekraczają zwykle 2–3 m. Pospolite są natomiast grubsze sekwencje, mierzące od kilku do kilkunastu nawet metrów, w których te osady są elementami dominującymi, a towarzyszą im podrzędne wkładki, przeważnie miąższości rzędu decymetrów, reprezentujące inne litofacje (ryc. 7). Najczęściej są to wkładki drobnoziarnistego piaskowca, zwykle o warstwowaniu przekątnym małej lub dużej skali, niekiedy też wykazującego laminację poziomą, a także wkładki mułowca, laminowanego lub masywnego. Trafiają się też cienkie wkładki zlepiaenia śródformacyjnego, złożonego z klastów mułowcowych.

Analiza wielusetmetrowych profilów wierceń dowodzi, że osady asocjacji heterolitycznej z reguły są skoncentrowane jedynie w pewnych odcinkach tych profilów. Wyróżniane z tego punktu widzenia odcinki profilów są nazywane dalej krótko interwałami. Mają one różną miąższość, od kilku do ok. 100 m (ryc. 8). Oprócz osadów asocjacji heterolitycznej, w obrębie interwałów występują warstwy różnych innych litofacji, zarówno piaskowcowych jak i złożonych z materiału drobnoziarnistego. Wśród tych ostatnich, na szczególną uwagę — z sedymentologicznego punktu widzenia — zasługują mułowce o generalnie płaskiej, specyficznym rytmicznej laminacji, która w profilu charakteryzuje się oscylacyjnymi zmianami miąższości lamin złożonych z nieco grubszego (frakcji pyłu) i drobniejszego ziarna (ryc. 9 i 10). Miąższość warstw mułowców tego typu waha się od decymetrów do kilku metrów.

Odcinki profilu, które rozdzielają wspomniane interwały, zazwyczaj mają znacznie od nich większą miąższość, a litologicznie bywają wysoce zróżnicowane. Jakkolwiek miejscami występują tam osady zasługujące ogólnie na miano heterolitów, to jednak w przeciwieństwie do osadów asocjacji heterolitycznej obserwowanych w interwałach, cechuje je dominacja wyraźnie gradacyjnych przejść między warstwami piaskowca i mułowca; takie osady wyróżniane są przez autorów jako odrębna litofacja (heterolit o gradacyjnych kontaktach) i nie są zaliczane do omawianej w tym artykule asocjacji. Interpretowane są one jako osady glicyfów krewasowych i wałów przykorytowych (por. Doktor & Gradziński, 1985; Gradziński i in., 1995).

Trzeba podkreślić, że w obrębie większości interwałów zawierających osady asocjacji heterolitycznej jest znajdowana fauna morska. Przeważnie występuje ona w stosunkowo krótkich odcinkach profilu (ryc. 8), zwykle w drobnoziarnistych mułowcach lub iltowcach o delikatnej laminacji lub sprawiających wrażenie masywnych.

Stwierdzono również, że interwały, w obrębie których nie znaleziono fauny, nierzadko są usytuowane w profilu

wiercenia tam, gdzie na podstawie regionalnych korelacji spodziewać się można obecności poziomu morskiego.

Powierzchniowe odsłonięcia utworów serii paralicznej w polskiej części Zagłębia Górnośląskiego ograniczone są zaledwie do kilku płytkich wyrobisk cegielni, w większości już nieczynnych, które pozwalają na fragmentaryczne jedynie obserwacje sedymentologiczne. Ostatnio jednak Głuszek (1994) w odsłonięciu w Kozłowej Górze, w obrębie sekwencji złożonej głównie z heterolitów i mułowców o warstwowaniu falistym i zawierającej morską faunę, stwierdził występowanie wkładek piaskowca z kopułowym warstwowaniem przekątnym, które niedwuznacznie wskazuje na sztormową genezę tych wkładek.

### Interpretacja

Obserwowane w profilach serii paralicznej sąsiedztwo osadów asocjacji heterolitycznej z wkładkami zawierającymi faunę morską sugeruje wstępnie, że osady tej asocjacji były deponowane również w środowisku morskim. Sugestię tę potwierdza obecność w tych osadach ichnozespołów o morskim charakterze (Głuszek, 1995). Natomiast dane natury sedymentologicznej mogą dostarczyć przesłanek dla interpretacji środowiskowych warunków powstawania omawianej asocjacji.

Różnego rodzaju facje heterolityczne bywają obserwowane w utworach różnych środowisk, od fluwialnych po głębokomorskie. Natomiast osady o cechach omawianej w tym artykule asocjacji heterolitycznej są opisywane przede wszystkim z utworów współczesnych, przybrzeżnych środowisk pływowych i ich kopalnych odpowiedników (m.in. Häntzschel, 1936; Reineck, 1963; van Straaten, 1959; Reineck & Wunderlich, 1968; Klein, 1970, 1971a; de Raaf & Boersma, 1971; Clemmensen, 1980; Terwindt, 1981a; Berg, 1981; Archer & Kvale, 1993; Lanier i in., 1993; Alam, 1995; Tessier i in., 1995). Przez wielu badaczy osady takie są uznawane za szczególnie charakterystyczne dla przybrzeżnych środowisk pływowych (por. Terwindt, 1981b i cytowana tam literatura), głównie dla stref międzypływowych i płytszej części stref niżepływowych (Häntzschel, 1936; Reineck, 1963; Reineck & Singh, 1967; Reineck i in., 1968). Tak więc, w świetle przytoczonych danych można rozpatrywać osady asocjacji heterolitycznej, występujące w serii paralicznej, jako genetycznie związane z przybrzeżnymi, silnikoklastycznymi środowiskami pływowymi.

Procesy zachodzące w takich środowiskach i ich sedymentacyjne efekty są jednak wysoce zróżnicowane, zarówno w czasie jak i przestrzeni. Wynika to z różnej skali pływów, różnego ich rytmu i zmian wysokości pływów podczas doby księżycowej, nierzadko różnych dróg oraz szybkości prądów przypływu i odpływu, znacznego nieraz wpływu zmian pogody i stanu morza, konfiguracji wybrzeża i morfologii stref pływowych, ilości i wzajemnych proporcji materiału wlezonego i zawiesinowego, jego dostawy itd. Osady asocjacji heterolitycznej reprezentują tylko jedną z grup osadów charakterystycznych dla wspomnianych środowisk, przy czym w osadach tej asocjacji spodziewać się można nie tylko zapisu depozycyjnego i erozyjnego działania procesów pływowych, ale również falowania i procesów związanych ze sztormami. Powstawanie tych osadów ograniczone jest do stref generalnie niskoenergetycznych (por. Terwindt & Breusers, 1971; Terwindt, 1981a, b; Hawley, 1981; Mowbray, 1983).

Bardzo cienkie (grubości niewielu milimetrów) warstwy lub soczewki mułowca, pozbawione wewnętrznych struktur, które są obserwowane przede wszystkim w piaskowcu o warstwowaniu smużystym (ryc. 2), można wiązać

z depozycją w pływowych fazach bezruchu wody, zachodzącą w ciągu zaledwie 2–3 godzin (Reineck & Wunderlich, 1967). W fazach działania prądów warstwy takie mogą być tylko częściowo erodowane i nierzadko zachowują się jedynie w obniżeniach między niżejłegłymi riplemarkami (por. Reineck, 1960b; Hawley, 1981).

Powstawanie grubszych warstw mułowca, które pospolicie występują w innych typach osadów asocjacji (ryc. 3–6), jest w literaturze przedmiotem dyskusji. Terwindt i Breusers (1971) powstawanie takich warstw przypisują depozycji z zawiesiny podczas wielu cykli pływowych, zapewne związanych z niskimi pływami kwadraturowymi, natomiast MacCave (1970, 1971) i Hawley (1981) są skłonni raczej wiązać je z ciągłą w zasadzie depozycją z zawiesiny podczas dłuższych okresów panowania bezsztormowej pogody. Zdaniem autorów tego artykułu, obie wspomniane opinie generalnie nie są przeciwstawne, laminacji zaś w takich warstwach, obserwowanej pospolicie w serii paralicznej, można przypisywać głównie pływową genezę.

Warstwy piaszczyste są związane z prądami trakcyjnymi, za czym przemawia powszechna obecność struktur riplemarków prądowych i nierzadkie ślady syndementacyjnej erozji. Występowanie miejscami struktur typowych dla riplemarków falowych wskazuje na epizodyczny wpływ falowania. Pojedyncze soczewki i cienkie (rzędu milimetrów) warstwy piasku mogą być produktem depozycji w czasie jednej tylko fazy pływu (por. Reineck & Wunderlich, 1967). Grubsze warstwy zdają się natomiast być związane z szeregiem wysokich pływów (np. syzygijskich), podczas których deponowane warstwy mułu mogły ulegać sukcesywnej erozji. Wysoce prawdopodobny jest też współdziałanie procesów sztormowych (por. McCave, 1970; Hawley, 1981).

Powszechność ostrych kontaktów w pływowych osadach heterolitycznych, obserwowana również w osadach omawianej asocjacji, jest notowana przez wielu autorów jako jedna z cech charakterystycznych (van Straaten, 1959; Terwindt & Breusers, 1972; Reineck & Singh, 1973; Terwindt, 1975, 1981a, Tessier i in., 1995). Zjawisko to jest przypisywane przede wszystkim nagłym zmianom mechanizmu depozycji, a także częściowej erozji warstwy mułu w początkowych fazach przypływu lub odpływu.

W przypadku serii paralicznej, pospolitym elementem omawianej asocjacji są piaskowce o warstwowaniu smużystym, które w swej typowej postaci nie są notowane z osadów innych środowisk, natomiast są szczególnie charakterystyczne dla stref niżepływowych i międzypływowych (Häntzschel, 1936; Reineck, 1963; Reineck i in., 1968). Na możliwość powstawania tego typu osadów dzięki procesom pływowym wskazują też niektóre z eksperymentów Hawleya (1981).

Brak skamieniałości szkieletowych morskiej fauny w osadach omawianej asocjacji nie może być argumentem przemawiającym przeciwko genetycznemu związkowi tych osadów z środowiskami pływowymi. Znane są przykłady osadów takich środowisk, które pozbawione są tego rodzaju skamieniałości (por. Archer & Kvale, 1993; Feldman i in., 1993; Archer i in., 1994).

Dodatkowym, choć pośrednim argumentem przemawiającym za pływową genezą osadów asocjacji heterolitycznej w serii paralicznej są wspomniane poprzednio mułowce o specyficznej rytmicznej laminacji (ryc. 9 i 10). Pod względem cech tej laminacji skały te wykazują bardzo duże podobieństwo do opisywanych w literaturze drobnoziarnistych osadów pływowych (Kvale & Archer, 1990; Archer & Kvale, 1993; Archer i in., 1994; Tessier i in., 1995; por. też Tessier & Gigot, 1989). Wymienieni autorzy dowodzą, że

badane przez nich osady wykazują w profilu charakterystyczne zmiany miąższości lamin złożonych z grubszego i drobniejszego materiału, a stwierdzone oscylacje tych zmian są zgodne z syzygijno-kwadraturowym rytmem pływów. Jest zatem wysoce prawdopodobne, że depozycja podobnie laminowanych mułowców występujących w serii paralicznej była również związana z pływami.

Materiał rdzeniowy, na którym oparte są badania autorów, uniemożliwia rozpoznanie trójwymiarowej budowy większych struktur i grubszych warstw. Można jednak przypuszczać, że warstwy piaskowców o przekątnym warstwowaniu dużej skali, które tworzą wkładki w sekwencjach osadów asocjacji heterolitycznej lub występują w ich sąsiedztwie, reprezentują piaszczyste ławice, typowe dla niektórych stref środowisk pływowych. Ławice takie, obserwowane w odpowiednio długich odsłonięciach, nierzadko wykazują obecność sigmoidalnych pakietów, powierzchni reaktywacji i charakterystycznych par cienkich wkładek mułowych, którym łącznie przypisuje się znaczenie diagnostycznych kryteriów dowodzących powstawania w strefie niżepływowej (Visser, 1980; Terwindt, 1981; Kreisa & Moiola, 1986). Nie można wykluczać, że nawet w materiale rdzeniowym odpowiednio wnikliwe, przyszłe obserwacje dostarczą przesłanek pozwalających wnosić o obecności tego rodzaju struktur.

Większość osadów asocjacji heterolitycznej występujących w serii paralicznej była zapewne akumulowana w dolnych partiach piaszczysto-mułowych równi pływowych i ich przedłużenia w strefę niżepływową, głównie w obrębie kanałów pływowych. Na brzegach takich kanałów przyrost osadów bywa stosunkowo szybki (por. van Straaten, 1955; Mowbray, 1983), a boczna migracja — zachodząca w warunkach ogólnej agradacji — sprzyja trwałemu zachowaniu się sporej części gromadzonych tam osadów (Reineck, 1958; Reineck & Singh, 1973).

### Podsumowanie

Sedymentacyjne cechy osadów asocjacji heterolitycznej występujących w serii paralicznej, obecność w tych osadach ichnozespołów o charakterze morskim, cechy niektórych osadów towarzyszących (przede wszystkim rytmicznie laminowanych mułowców), a także współwystępowanie z osadami zawierającymi faunę morską, przemawiają w sumie za sedymentacją osadów tej asocjacji w przybrzeżnym środowisku morskim poddanym działaniu pływów. Powstawania tych osadów związane było głównie z procesami pływowymi, z którymi okresowo współdziałały procesy powodowane sztormami i falowanie. Miejscem depozycji tych osadów były najprawdopodobniej strefy niżepływowo i śródpływowo, ogólnie niskoenergetyczne, usytuowane na otwartym przybrzeżu, w zatokach lub w połączeniach z morzem lagunach, bądź też w estuariowych ujściach rzek. Sedymentacja tych osadów zachodziła podczas ingresji morskich.

Zdaniem autorów tego artykułu, osady omawianej tu asocjacji heterolitycznej mogą być pomocne w regionalnych korelacjach szeroko pojmowanych poziomów morskich występujących w węglonośnej sukcesji Zagłębia Górnośląskiego.

### Literatura

- ALAM M.M. 1995 — *Int. Ass. Sediment., Special Publication*, 24: 329–341.
- ARCHER A.V. & KVALE E.P. 1993 — *Geol. Soc. Amer., Special Paper*, 286: 181–192.
- ARCHER A.W., FELDMAN H.R. & KVALE E.P. 1994 — *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 106: 171–185.
- BERG J.H. van den 1981 — *Int. Ass. Sediment., Spec. Publ.*, 5: 147–159.
- BOJKOWSKI K. 1972 — *Pr. Inst. Geol.*, 61: 90–134.
- CLEMMENSEN L.B. 1980 — *Grønlands Geol. Undersøgelse Bull.*, 136: 1–72.
- DOKTOR M. & GRADZIŃSKI R. 1985 — *Stud. Geol. Pol.*, 82: 5–67.
- FELDMAN H.R., ARCHER A.W., KVALE E.P., CUNNINGHAM C.R., MAPLES C.G. & WEST R.R. 1993 — *Palaios*, 8: 485–498.
- GLUSZEK A. 1994 — *Prz. Geol.*, 42: 1016–1019.
- GLUSZEK A. 1995 — *Skamieniałości śladowe w karbońskiej sukcesji węglonośnej Zagłębia Górnośląskiego. Arch. Inst. Nauk Geol. PAN, Warszawa*: 136.
- GRADZIŃSKI R., DOKTOR M. & SŁOMKA T. 1995 — *Stud. Geol. Pol.*, 108: 149–170.
- HAWLEY N. 1981 — *Sedimentology*, 28: 699–712.
- HÄNTZSCHEL W. 1936 — *Senkenb. Lethaea*, 18: 316–356.
- KLEIN G. de V. 1970 — *J. Sediment. Petrol.*, 40: 973–985.
- KLEIN G. de V. 1971a — *Geol. Soc. Am., Bull.*, 82: 2585–2592.
- KREISA R.D. & MOIOLA R.J. 1986 — *Ibidem*, 97: 381–387.
- KVALE E.P. & ARCHER A.W. 1990 — *J. Sediment. Petrol.*, 60: 563–574.
- LANIER W.P., FELDMAN H.R. & ARCHER A.W. 1993 — *Ibidem*, 63: 860–873.
- MATL K. 1971 — *Pr. Geol. PAN*, 67: 1–105.
- McCAVE I.N. 1970 — *J. Geoph. Res.*, 75: 4151–4159.
- McCAVE I.N. 1971 — *J. Sediment. Petrol.*, 41: 1147–1148.
- MOWBRAY T. de 1983 — *Sedimentology*, 30: 425–435.
- MUSIAŁ Ł. & TABOR M. 1991 — XIV Sympozjum Geologia Formacji Węglonośnych Polski, Kraków: 39–44.
- RADOMSKI A. & GRADZIŃSKI R. 1978 — *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 48: 193–210.
- RADOMSKIA. & GRADZIŃSKI R. 1981 — *Stud. Geol. Pol.*, 68: 29–41.
- RAAF J.F.M. de & BOERSMA J.R. 1971 — *Geol. en Mijnbouw*, 50: 479–504.
- RAAF J.F.M. de, BOERSMA J.R. & GELDER A. van 1977 — *Sedimentology*, 24: 451–483.
- REINECK H.E. 1958 — *Geol. Rundsch.*, 47: 73–82.
- REINECK H.E. 1960a — *Abh. Deutsch. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Chem., Geol., Biol.*, 3: 369–374.
- REINECK H.E. 1960b — *Geol. Rundsch.*, 49: 149–161.
- REINECK H.E. 1963 — *Abh. Senkenb. Naturforsch. Gesellschaft*, 505: 1–138.
- REINECK H.E. & SINGH I.B. 1967 — *Mar. Geol.*, 5: 227–235.
- REINECK H.E. & SINGH I.B. 1973 — *Depositional Sedimentary Environments*. Springer Verlag, Berlin: 439.
- REINECK H.E. & WUNDERLICH F. 1967 — *Natur. u. Mus.*, 97: 193–197.
- REINECK H.E. & WUNDERLICH F. 1968 — *Sedimentology*, 11: 99–104.
- REINECK H.E., DÖRJES J., GADOW S. & HERTWECK G. 1968 — *Senkenb. Lethaea*, 49: 261–309.
- STRAATEN L.M.J.U. van 1955 — *Leidse Geol. Mededelingen*, 19: 1–111.
- STRAATEN L.J.M.U. van 1959 — *Geol. en Mijnbouw*, 21: 197–216.
- TERWINDT J.H.J. 1975 — [In:] Ginsburg R.N. (ed.), *Tidal Deposits*. Springer Verlag, Berlin: 85–89.
- TERWINDT J.H.J. 1981a. — *Int. Ass. Sediment., Spec. Publ.*, 5: 4–26.
- TERWINDT J.H.J. 1981b — [In:] de BOER P.K., van GELDER A. & NIO S.D. (eds), *Tide-Influenced Sedimentary Environments and Facies*. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht: 233–263.
- TERWINDT J.H.J. & BREUSERS H.N.C. 1972 — *Sedimentology*, 19: 85–98.
- TESSIER B. & GIGOT P. 1989 — *Ibidem*, 36: 767–776.
- TESSIER B., ARCHER A.W., LANIER W.P. & FEDELMAN H.R. 1995 — *Int. Ass. Sediment., Spec. Publ.*, 24: 259–271.
- VISSER J.M. 1980 — *Geology*, 8: 543–546.