

PODSTAWY PROFILOWANIA LITOSTRATYGRAFICZNEGO I ANALIZY FACJI

Materiały do kursu terenowego sedimentologii

zestawione w oparciu o „Principles of lithostratigraphic logging and facies analysis” (materiały niepublikowane, W. Nemeč, 1995)
z małymi zmianami

zestawił

S. Leszczyński

Instytut Nauk Geologicznych
Uniwersytet Jagielloński
2011

WPROWADZENIE

Terminy '**profil**' i '**profilowanie**' są pospolicie stosowane w naukach o Ziemi, aczkolwiek mają różne znaczenie dla różnych badaczy.

Profil – (1) Zróżnicowanie skał w odsłonięciu, otworze wiertniczym, jednostce geologicznej, wyrażające pionowe następstwo skał;

(2) graficzne przedstawienie stratygraficznej sukcesji skał w oparciu o ich systematyczny opis, jednostka po jednostce czy też warstwa po warstwie w odsłonięciu lub materiale wiertniczym; profil tego rodzaju nazywany jest **profilem litostratygraficznym** (profilem słupkowym).

(3) graficzne wyrażenie rozkładu lub zmienności wybranych fizycznych parametrów skał w sukcesji. Profile takie nazywane są *profilami geofizycznymi*. Profile pokazujące zmienność fizycznych parametrów skał w otworze wiertniczym nazywane są *profilami karotażowymi* (np. profil oporności elektrycznej skał, promieniowania gamma, promieniowania neutron-gamma, potencjałów polaryzacji naturalnej).

Profilowanie – procedura zbierania danych o cechach skał w sukcesji polegająca na systematycznym rejestrowaniu cech pod kątem sporządzenia *profilu litostratygraficznego* (profilu słupkowego).

W procesie profilowania, rejestrowane są jednostki skalne (warstwy, ławice, pakiety warstw, kompleksy skalne – zależnie od skali/dokładności profilowania) wyodrębniające się wykształceniem w stosunku do skał otaczających nazywane **litofacjami** lub, w skrócie, **facjami** – jeżeli równocześnie nie są rozpatrywane inne rodzaje facji, np. sejsmofacje, mikrofacje, chemofacje, ichnofacje, biofacje, palinofacje czy facje metamorfizmu. Aczkolwiek, ponieważ przedrostek '*lito*' implikuje skały zwięzłe, a omawiana kategoryzacja skał obejmuje również osady niezlityfikowane, stąd w literaturze anglojęzycznej, stosowany jest termin '*sedimentary facies*', który po polsku tłumaczy się w skrócie jako *facje osadowe*.

Facja osadowa – rodzaj utworu osadowego wyodrębniany w makroskopowej terminologii opisowej jako podstawowy element budujący sukcesję osadową (Harms *et al.*, 1975; Reading, 1978, 1986, 1996, Walker, 1984). Facjom osadowym zazwyczaj nadaje się krótkie nazwy opisowe, np. piaskowiec z laminacją riplemarkową) oraz nieformalne oznaczenia symbolami, np. facja A.

Pomiędzy charakterem utworu osadowego (osadem) i procesami depozycji istnieje bezpośrednia relacja, stąd też, standardowo, badania facji wiążą się z ich interpretacją środowiskową. Wyodrębnianie facji jest procesem dość obiektywnym ponieważ zasadza się na wizualnym wyglądzie skały osadowej, osadu (łaciński termin

facia lub *facies* oznacza oblicze, ogólny wygląd czegoś; w naszym przypadku chodzi o ogólny wygląd utworu osadowego). Ze względu na to, że wyodrębnianie i analiza facji stanowi podstawę środowiskowych interpretacji sukcesji osadowych, w tej procedurze geologowie starają się pomijać aspekty skał będące efektem ich diagenety (np. rodzaj spoiwa) lub diastrofizmu (np. sposób i stopień spękania).

Pojęcie *facji* wprowadził do geologii Nicolaus Steno w roku 1669, dla określenia wyglądu fragmentu powierzchni ziemi w określonym okresie czasu geologicznego. Inaczej zdefiniował *fację* Amand Gressly (1838). Według niego *facja* to wszystkie litologiczne i paleontologiczne aspekty jednostki stratygraficznej, a nie te widoczne na powierzchni ziemi. Praca Gressley'ego pozostawała w większości nieznana do czasu kiedy ponownie wydał ją z komentarzem Wegmann (1963). W międzyczasie termin *facja* był stosowany w różnym znaczeniu (patrz Teichert, 1958; Markevich, 1960; Middleton, 1973; Reading, 1986). Obecnie stosowane znaczenie terminu, takie jakie zostało podane powyżej, nawiązuje do znaczenia jakie nadał mu Gressly i pochodzi od definicji *facji* sformułowanej przez Moore (1949). Według tej definicji: „*facja* osadowa to przestrzennie ograniczona część określonej jednostki stratygraficznej wykazująca cechy wyraźnie odmienne od tych w innych częściach tej jednostki”. Według tej definicji, *facje* są ograniczone tak w rozprzestrzenieniu stratygraficznym jak i geograficznym, chociaż te same *facje* mogą, oczywiście, występować w wielokrotnych powtórzeniach, w tej samej jednostce stratygraficznej, np. w tej samej formacji.

PROFILOWANIE LITOSTRATYGRAFICZNE

Profilowanie litostratygraficzne jest podstawą zbierania danych o cechach sukcesji skalnych oraz charakterystyki sukcesji/skał, jest ono zarazem podstawą analizy genezy skał, sposobów i warunków ich sedymentacji (paleośrodowisk), stratygrafii sekwencyjnej i analizy basenowej.

Profile litostratygraficzne zaczęto stosować powszechnie w badaniach sedymentologicznych na przełomie lat 1950/60. Powodem podstawowym było rozpowszechnienie wiertniczych badań utworów pogrzebanych, w ramach poszukiwań złóż węglowodorów. W rzeczywistości, idea profilowania jest jak najbardziej właściwa w badaniach profili wiertniczych, szczególnie profili rdzeni wiertniczych. Koncepcja profilu graficznego jako takiego została znacząco udoskonalona w ramach prac kompanii naftowych, np., poprzez zintegrowanie danych geofizycznych, sedymentologicznych, mineralogicznych, paleontologicznych, palinologicznych i innych dostępnych z wiercenia.

W latach 1970. koncepcja profilu litostratygraficznego, w powiązaniu z zasadą Walthera (Fig. 1), stała się podstawą analizy *facji* oraz ilustrowania środowiskowych modeli *facji* (Fig. 2, 3). Zespoły *facji* i ich następstwo pionowe przedstawiane w profilach słupkowych, stały się podstawą analizy kopalnych środowisk sedymentacyjnych, a zarazem rekonstrukcji równowiekowych stref *facjalnych* w obrębie tych środowisk, działających w nich procesów sedymentacyjnych oraz lateralnej migracji stref *facjalnych* w czasie (patrz Fig. 1).

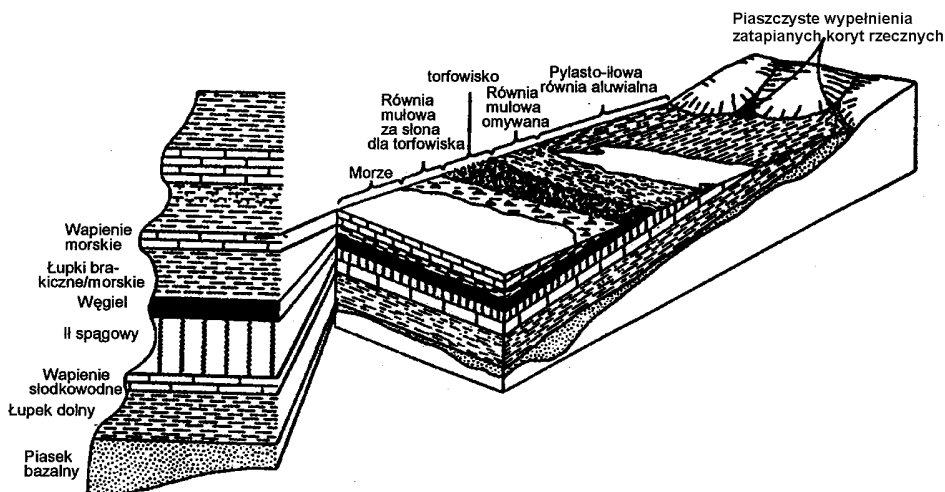


Fig. 1. Schematyczna ilustracja zasady Walthera: profil litostratygraficzny jako wyraz lateralnej migracji stref facjalnych, a zarazem ich następstwa pionowego w obrębie środowiska sedimentacyjnego (z Shaw, 1964)

Modele facji to uogólnione opisy i/lub ilustracje sporządzone w oparciu o analizy porównawcze lokalnego następstwa facji określonych, kopalnych środowisk lub subs środowisk sedimentacyjnych, zazwyczaj poparte badaniami odpowiadających kopalnym współczesnych środowisk sedimentacyjnych (Walker, 1984). Przy konstruowaniu modelu facji, geolog stara się wyodrębnić z lokalnych profili tylko cechy skał lub cechy zespołów facji o podstawowym znaczeniu dla zrozumienia natury środowiska sedimentacyjnego i działających w nim procesów. Model facji może być uważany za „destylat” cech danego środowiska i ich zmienności. Dobry model facji, niezależnie od tego, że stanowi pewne uogólnienie objaśniające, może służyć jako:

- wzorzec z którym można porównać sytuacje lokalne;
- wytyczne dla podejmowanych badań pod kątem analizy procesów sedimentacyjnych charakterystycznych dla danego paleośrodowiska sedimentacyjnego;
- prognostyk innych cech, których nie można stwierdzić we wstępnym etapie badań sukcesji skalnej (m.in. cech pogrzebanej/nieodslaniającej się części sukcesji);
- podstawa interpretacji genezy sukcesji skalnych.

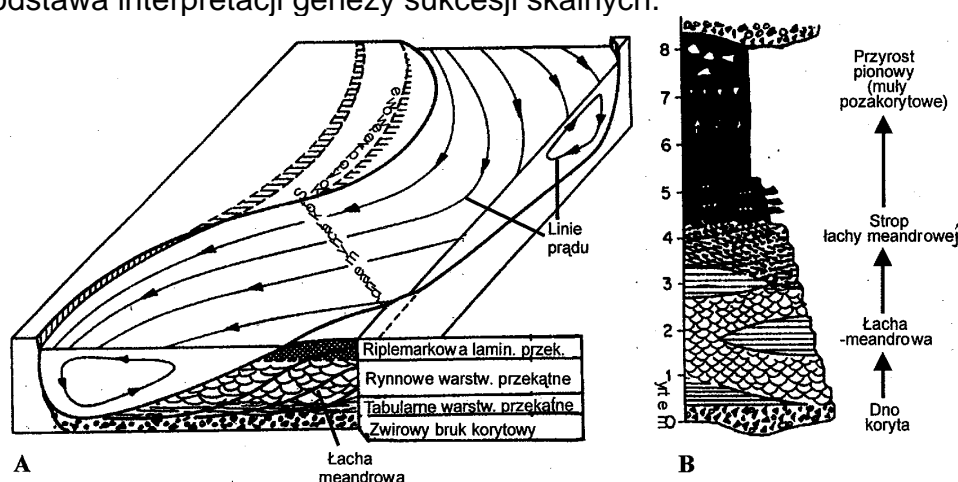


Fig. 2. Fizjograficzny model rzeki meandrującej (A) i odpowiadający mu model pionowej sekwencji facji (B; wg Allen, 1970)

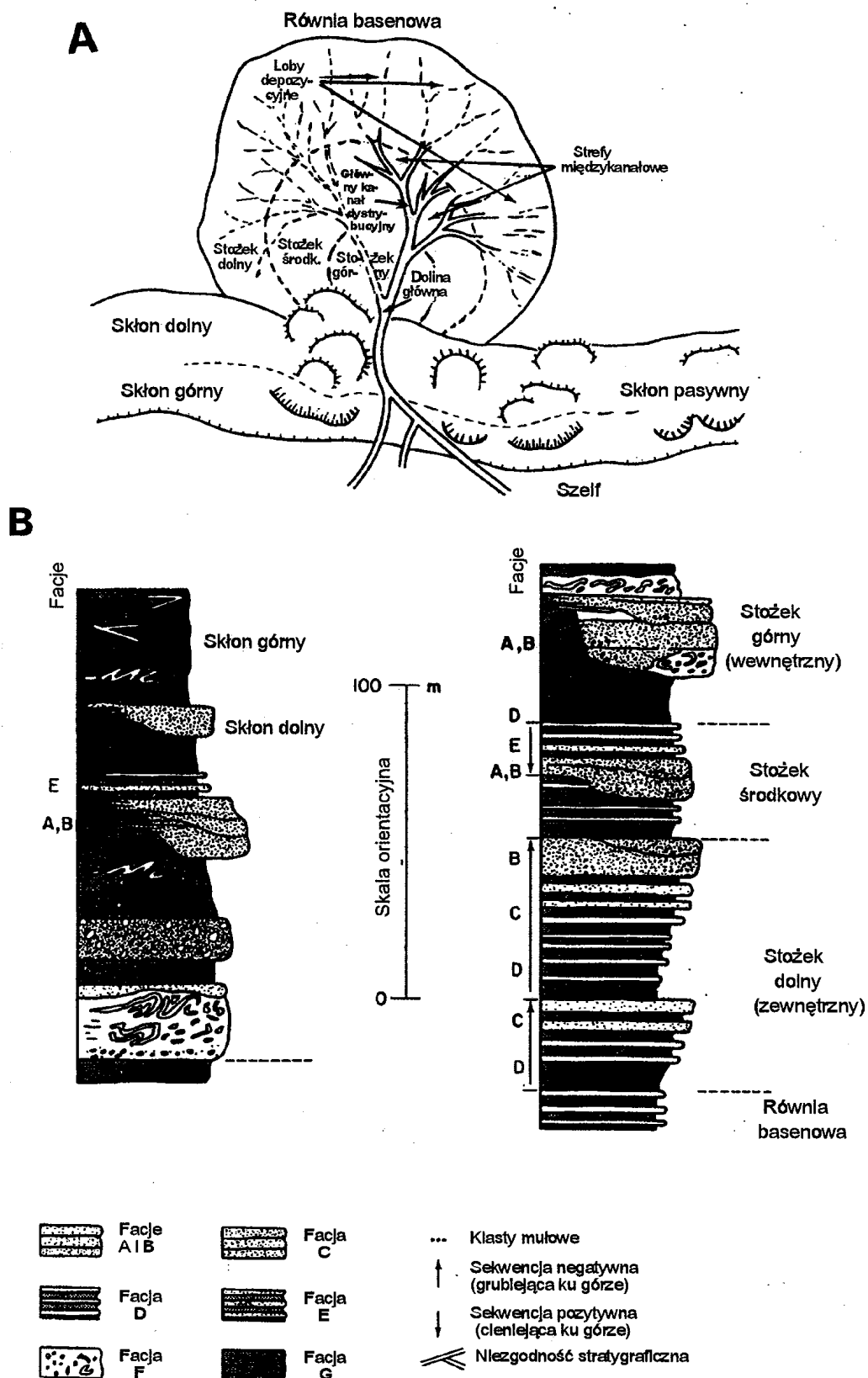


Fig. 3. Fizjograficzny model podmorskiego stożka napływowego i sąsiadującego z nim skłonu basenu (A) oraz odpowiadające tym obszarom modelowe, pionowe następstwo facji (B). Kolumna po stronie lewej pokazuje sekwencję facji skłonu basenowego, po stronie prawej sekwencja równi basenowej-stożka; według Mutti & Ricci Lucchi (1972)

W latach 1980., w ramach stratygrafii sejsmicznej sformułowano koncepcję **ciągu systemów depozycyjnych** (ang. *depositional systems tract*; Payton, 1977). Koncepcja ta stała się podstawą **stratygrafii sekwencji** (ang. *sequence stratigraphy*; Wilgus *et al.*, 1988; Van Wagoner *et al.*, 1990). W stratygrafii sekwencyjnej, stratygraficzne następstwo asocjacji facjalnych wykorzystuje się do rekonstrukcji względnych zmian poziomu morza (podstawy erozyjnej) oraz wzajemnego oddziaływania w czasie przestrzeni akomodacyjnej w basenie i akumulacji osadu. Z tego względu profil litostratygraficzny musi precyzyjnie odzwierciedlać następstwo facji.

System depozycyjny – trójwymiarowy zespół litofacji powiązanych genetycznie procesami depozycji i środowiskiem sedymentacji (Posamentier *et al.* 1988).

Ciąg systemów depozycyjnych – zespół powiązanych ze sobą w rozmieszczeniu lateralnym, na linii generalnego transferu osadów z lądu do morza, równoczesnych systemów depozycyjnych (Brown & Fisher 1977).

Zadania podstawowe analizy systemów depozycyjnych:

- rozpoznanie zróżnicowania facjalnego serii skalnej,
- określenie rozprzestrzenienia lateralnego facji,
- określenie relacji przestrzennych między facjami,
- wydzielenie pakietów warstw powiązanych ze sobą genetycznie.

Cel analizy systemów depozycyjnych:

opis relacji pomiędzy seriami skalnymi różnych subśrodowisk basenu sedymentacyjnego dla rozpoznania przebiegu sedymentacji i określenia ogólnych uwarunkowań jej rozwoju (czynników zewnętrznych).

Rozpoznawanie, wydzielenie i opis pakietów powiązanych genetycznie warstw (zespołów facji) – **sekwencji stratygraficznych**, odzwierciedlających pełny cykl względnego podniesienia i obniżenia poziomu morza (bazy erozyjnej) nazywa się **stratygrafią sekwencji**. Jako sekwencje stratygraficzne wydziela się pakiety powiązanych genetycznie warstw (zespołów facji) ograniczone w spągu i stropie przez niezgodności i ich korelatywne zgodności, powierzchnie transgresji (postępującego zalewu) lub powierzchnie zalewu maksymalnego (poziomy skondensowane, odzwierciedlające najwyższy poziom morza).

Analiza sekwencji stratygraficznych pozwoliła rozpoznać globalne rozprzestrzenienie niektórych sekwencji i tym samym datować eustatyczne zmiany poziomu morza.

TECHNIKA PROFILOWANIA

Opracowanie dobrego profilu litostratygraficznego wymaga właściwego oprzyrządowania (Fig. 4). W terenie należy wybrać odpowiednią trasę, tak aby opracowany profil był reprezentatywny dla badanej sukcesji skalnej i możliwie bez luk.

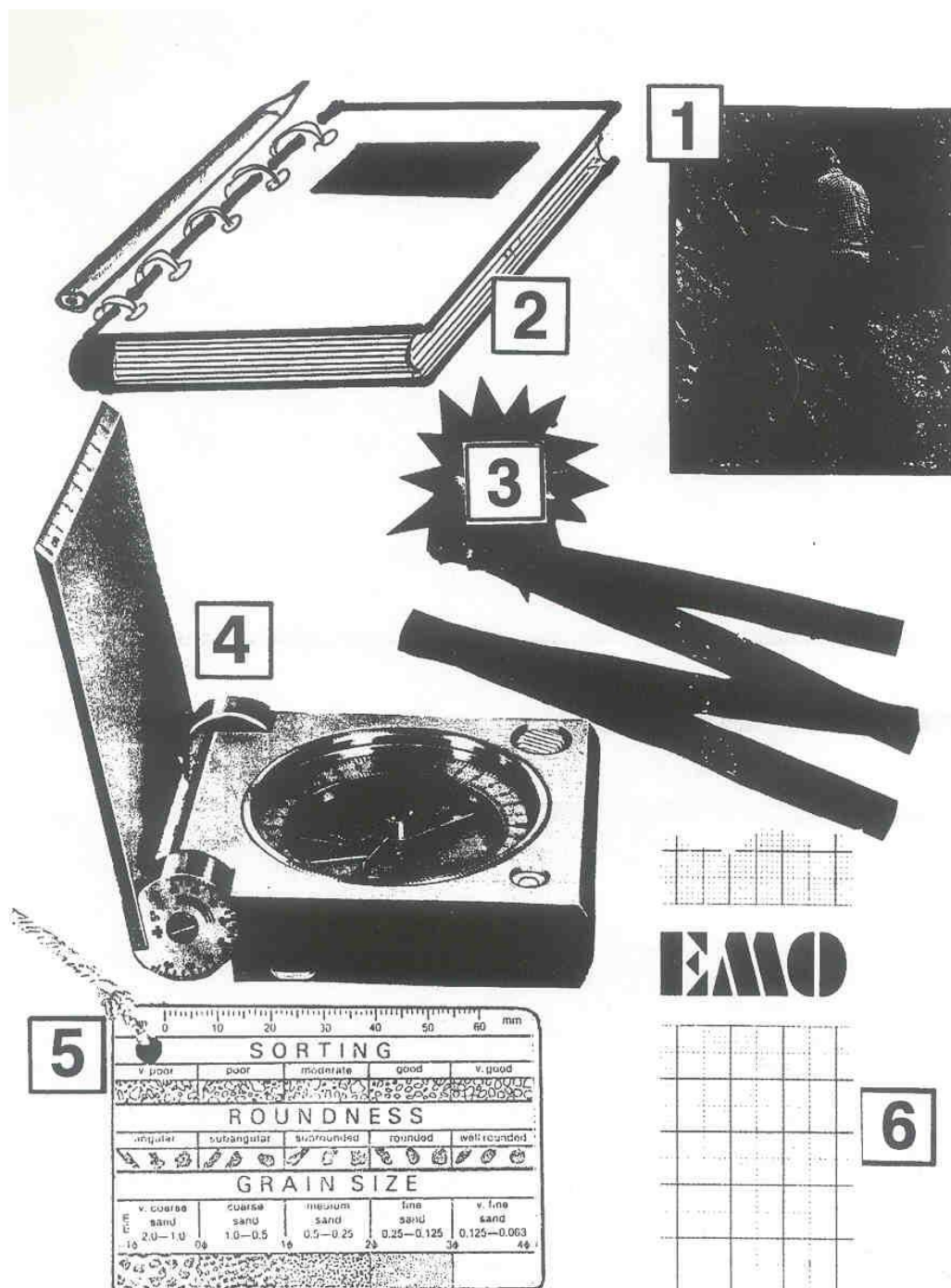


Fig. 4. Warunki konieczne do wykonania zadowalającego profilowania litostratigraficznego (sedymentologicznego): (1) dobre przygotowanie merytoryczne, (2) notatnik z ołówkiem, (3) taśma lub miarka, (4) kompas geologiczny, (5) wzorec makroskopowych parametrów granulometrycznych, (6) papier milimetrowy lub formatka do profilowania

Proces profilowania polega na systematycznym, jednostka po jednostce, opisie sukcesji lub jej wybranej części. Jednostkami opisu są warstwy wyróżniające się strukturalnie lub teksturalnie (ławice), a nieraz pakiety warstw. Jednostki te opisuje się sukcesywnie, według standardowych kryteriów (Fig. 5-7). Kryteria opisu mogą się nieco różnić, zależnie od rodzaju skały, stopnia jej odsłonięcia i stanu zachowania.

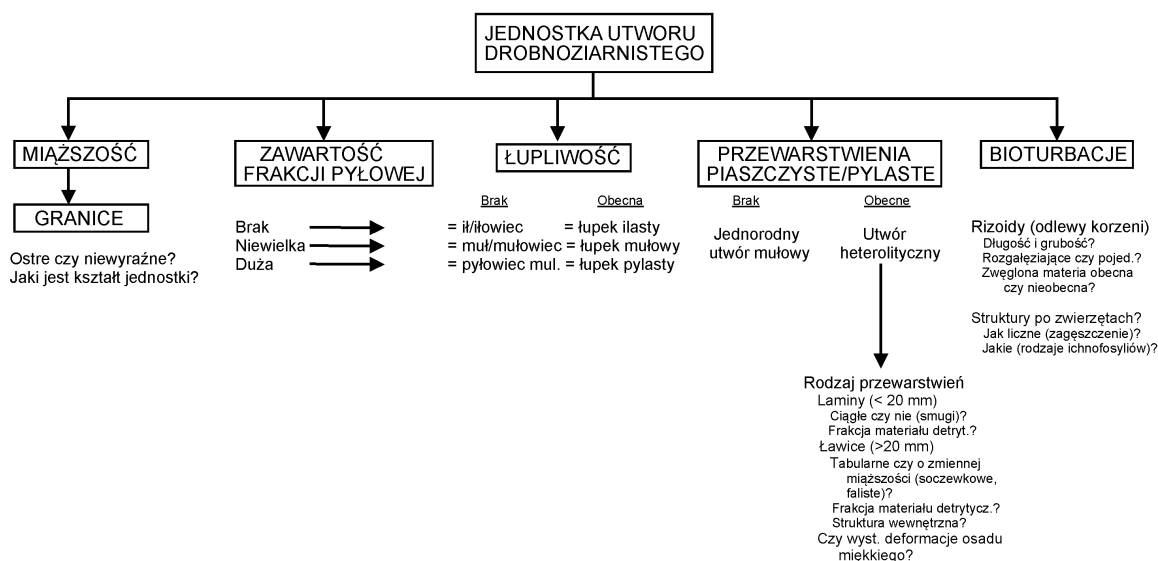


Fig. 5. Główne kryteria makroskopowego opisu jednostek osadu mułowego

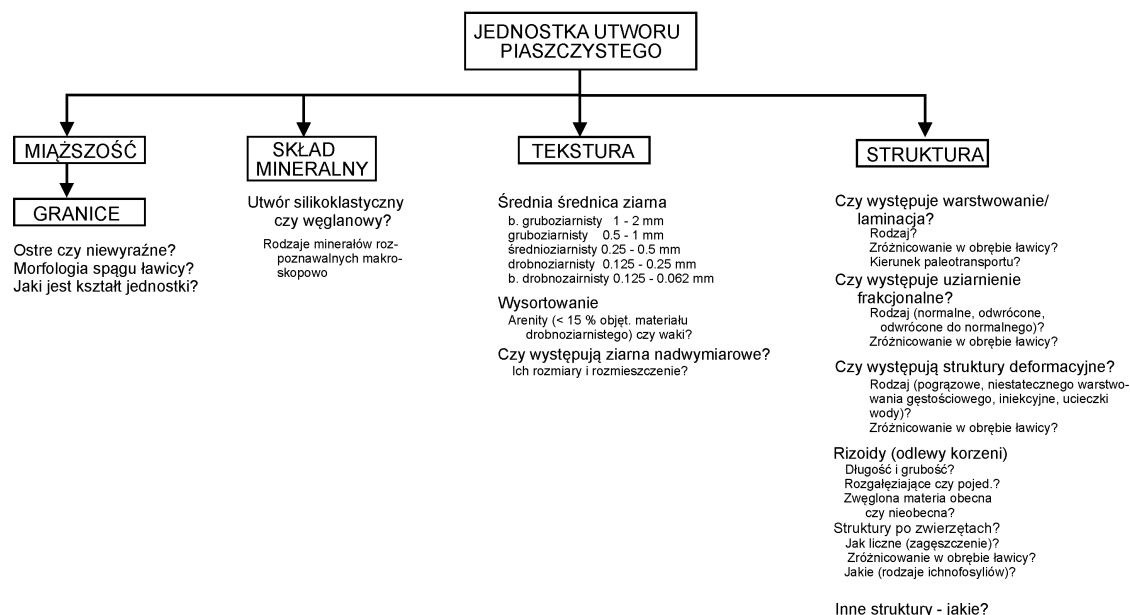


Fig. 6. Główne kryteria makroskopowego opisu jednostek osadu piaszczystego

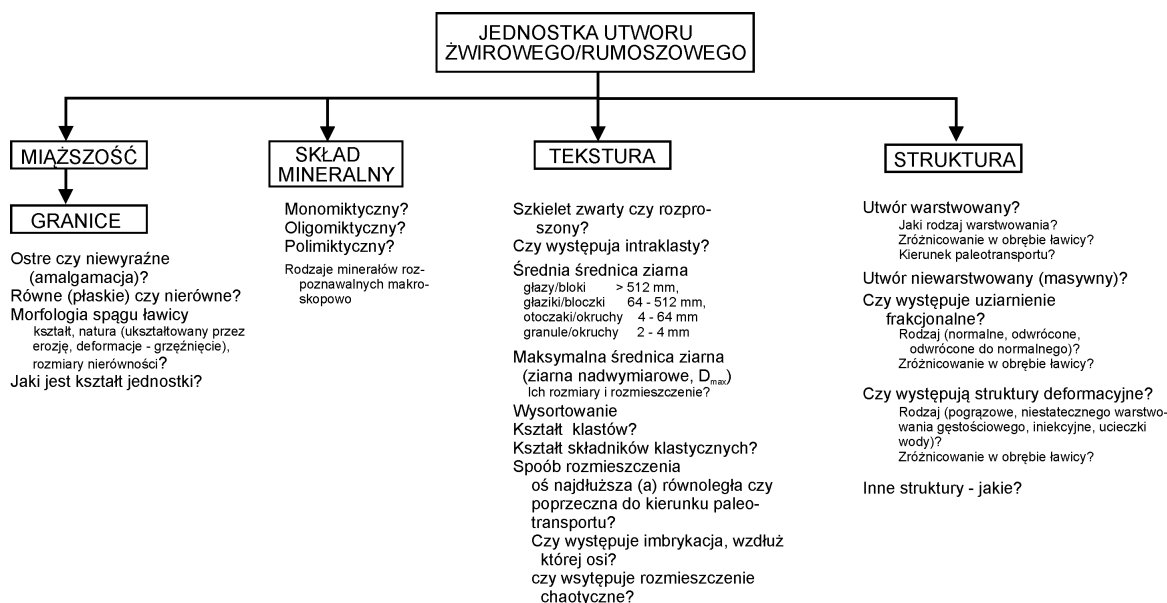
Na sposób profilowania wpływa sposób ukształtowania tektonicznego sukcesji skalnej, sposób jej odsłonięcia oraz miąższość (Fig. 8–11). Sam profil litostratygraficzny jest graficznym wyrazem opisowych informacji sedymentologicznych zebranych podczas profilowania (Fig. 12). Skala pionowa profilu powinna pozawalać na ukazanie najcieńszych jednostek, które winny być ukazane. W tym celu można korzystać z następującego wzoru:

$$\text{Skala profilu} = G_{\min}/B_{\min}$$

gdzie:

G_{\min} – najmniejszy odstęp pomiędzy liniami (w mm), jaki może być wizualnie akceptowalny dla profilu;

B_{\min} – miąższość najcieńszej warstwy, która winna być wyodrębniona w rysunku profilu; np. jeżeli najcieńsze ławice, które mają być wyodrębnione na profilu, mają miąższość 5 cm, a nie chcemy by na rysunku były one cieńsze niż 2 mm wtedy profil winien być narysowany w skali 1:25.

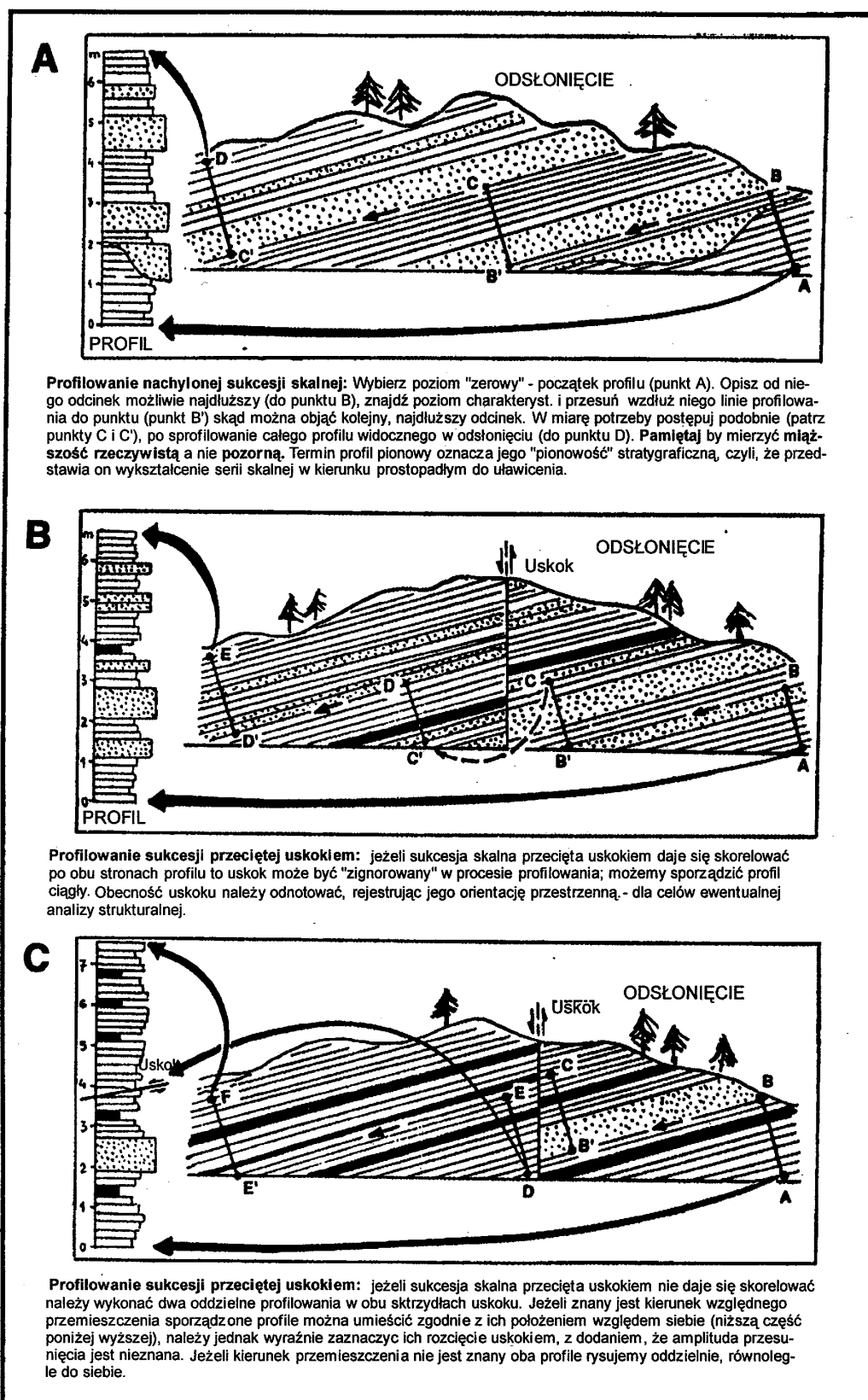


Ryc. 7. Główne kryteria makroskopowego opisu jednostek osadu zwirowego

W przypadku profilowania warstwa po warstwie, z możliwością bezpośredniego pomiaru miąższości warstw, wygodne jest sporządzanie opisu profilu na formularzu (Fig. 13). Tak zestawiony opis jest bardziej czytelny niż ten sporządzony wyłącznie tekstowo, znacznie upraszcza rysowanie profilu. Zasadniczo profil graficzny powinien zawierać wszystkie szczegóły opisowe istotne dla sedymentologicznej interpretacji sukcesji skalnej. Informacje te są kodowane za pomocą różnych znaków graficznych (powinny być objaśnione w legendzie profilu; Fig. 14). Pewne krótkie informacje mogą być podane po prawej stronie profilu (patrz Fig. 12). Tam też wrysowuje się strzałki odzwierciedlające pomierzone kierunki paleoprądów (paleotransportu). Strzałki wrysowuje się obok ławic, w których pomiary były wykonane. Zwrot strzałki wskazuje kierunek paleoprądu.

Często, obok kolumny sedymentologicznej profilu litostratygraficznego, zazwyczaj po jego lewej stronie, rysowana jest zgeneralizowana kolumna litologiczna (patrz Fig. 12). Kolumna ta pozwala na uwydatnienie różnicowania rodzajów skał, podczas gdy pierwsza odzwierciedla uławicenie, teksturę i strukturę skał. W przypadku profili z wierceń, kolumna litologiczna ma podstawowe znaczenie dla geofizyków i geologów naftowych. Ułatwia ona korelowanie profili, szczególnie profili geofizycznych, a także pozwala wyodrębnić skały zbiornikowe (silnie porowate i przepuszczalne) i uszczelniające (nieprzepuszczalne). W przypadku jednostek heterolitycznych kolumna ta pozwala na zaznaczenie udziału objętościowego poszczególnych rodzajów skał (np. warstw mułowych do piaszczystych; patrz część profilu między 0,9 a 1,8 m na Fig. 12).

Należy pamiętać, że geolog analizuje i opisuje starsze lub młodsze osady. Rozpoznane i opisane w nich cechy mają pozwolić na interpretację procesów sedymentacji i środowiska sedymentacyjnego. W praktyce, większość interpretacji powinna być wykonana bezpośrednio w odsłonięciu, podczas profilowania, kiedy najwięcej informacji jest dostępnych wizualnie, również poza linią profilowania. Z powyższego powodu opis i interpretacja facji wymagają od wykonującego tę pracę dobrego przygotowania sedymentologicznego. Słabe opisy prowadzą często do błędnych interpre-



Ryc. 8. Profilowanie sukcesji skalnych zrotowanych tektonicznie i pociętych uskokiemi, odsłoniętych na dużej przestrzeni

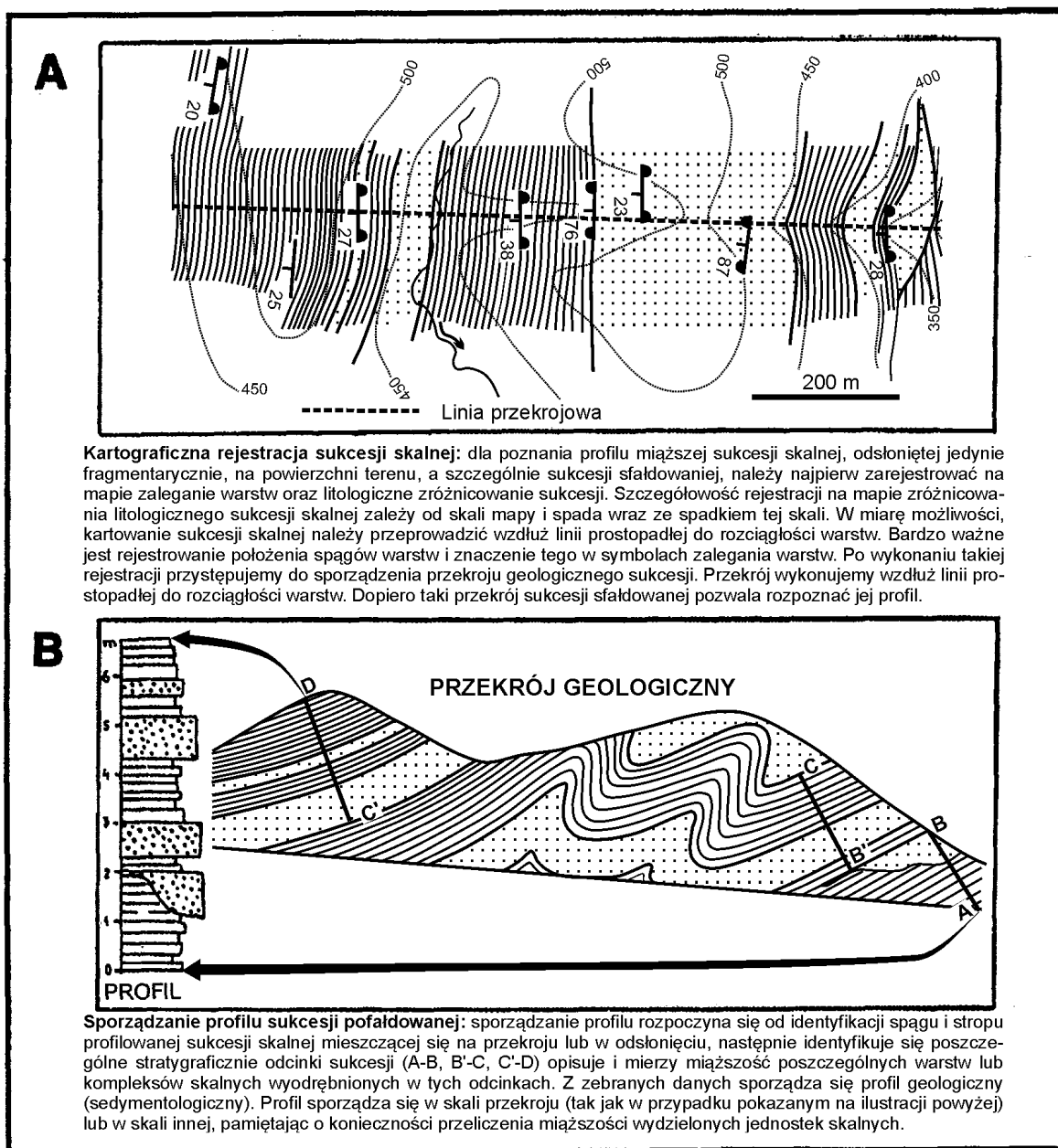


Fig. 9. Profilowanie miąższych, sfałdowanych sukcesji osadowych z wychodnią na powierzchni obszaru o urozmaiconej rzeźbie

tacji, lub też nie dają się interpretować w ogóle. Bardzo ważnym jest aby informacje w procesie profilowania były zbierane precyzyjnie i systematycznie, a opisy facji w ich opracowaniu były oddzielane od interpretacji.

W przypadku badania sukcesji osadowych o miąższości większej niż kilkadziesiąt metrów, zazwyczaj odsłoniętych tylko częściowo i w różny sposób (skała świeża, zwietrzelina), profilowanie litostratygraficzne wykonuje się kilkustopniowo. W pierwszej kolejności rejestruje się ogólne zróżnicowanie litologiczne całej sukcesji, znacząc na mapie jej odsłonięcia, zaleganie utworów oraz cechy teksturalne i strukturalne utworów. Na tej podstawie sporządza się przekrój geologiczny prostopadły do rozciągłości warstw. Z przekroju określa się miąższość i ogólne ukształtowanie fa-

cialne sukcesji, i w oparciu o te informacje sporządza się uogólniony profil litostratigraficzny sukcesji (Fig. 9, 10, 15). Charakterystykę szczegółową sporządza się dla wybranych, w miarę reprezentatywnych fragmentów sukcesji. Na profilu uogólnionym należy pokazać, z których jego części pochodzą profile szczegółowe.

Profil uogólniony pokazuje zazwyczaj kompleksy skalne lub pakiety ławic wyodrębniające się facjalnie (litologicznie) od utworów leżących poniżej i powyżej. Kompleksy te i pakiety ławic mogą być zbudowane z utworów jednej facji lub wielu mniej lub bardziej podobnych facji (z asocjacji facjalnych).

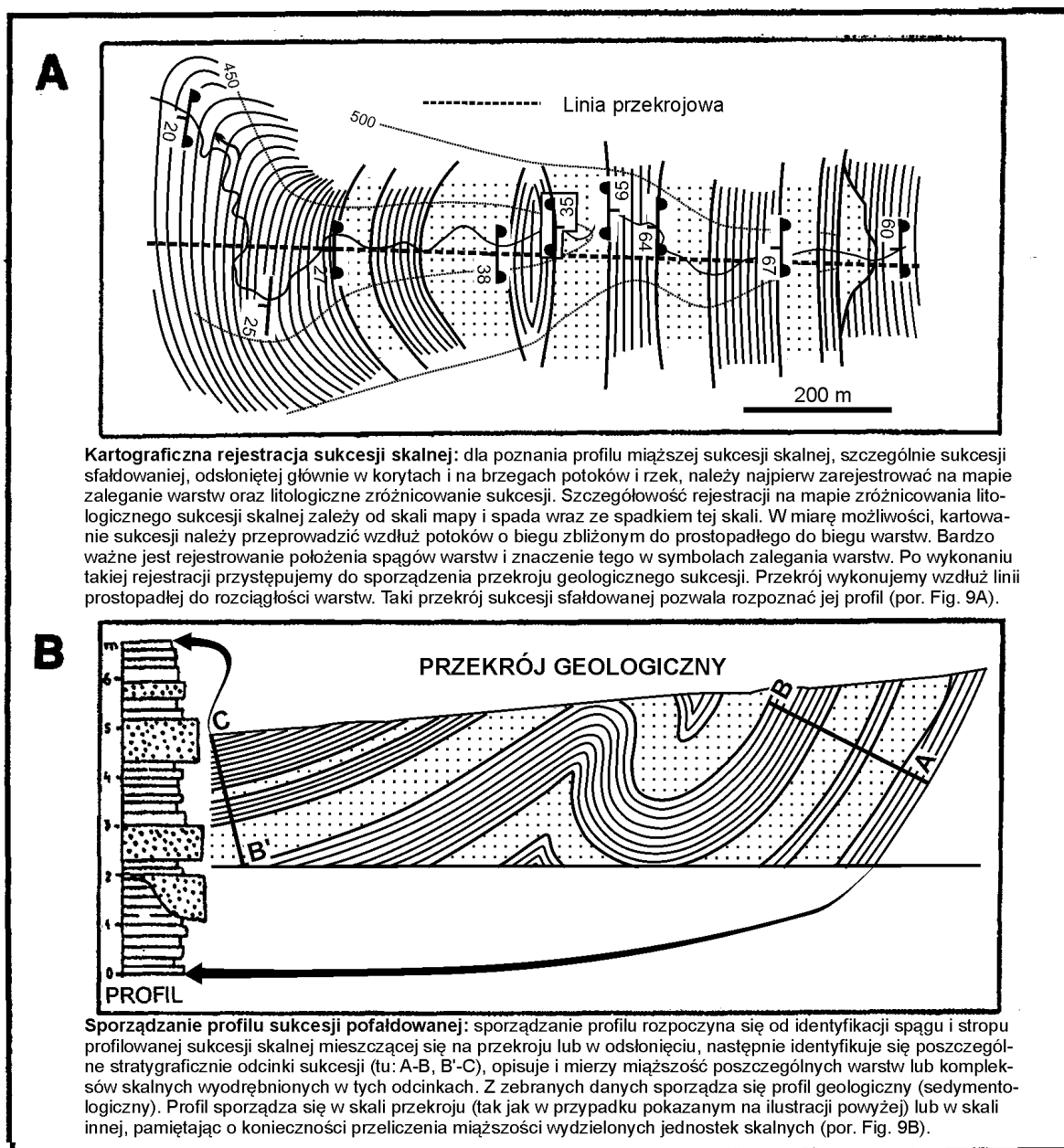


Fig. 10. Profilowanie miększych, sfaldowanych sukcesji osadowych odsłoniętych głównie w korytach potoków i rzek (tak jak flisz polskich Karpat), z wychodniami o szerokości większej niż kilkadziesiąt metrów

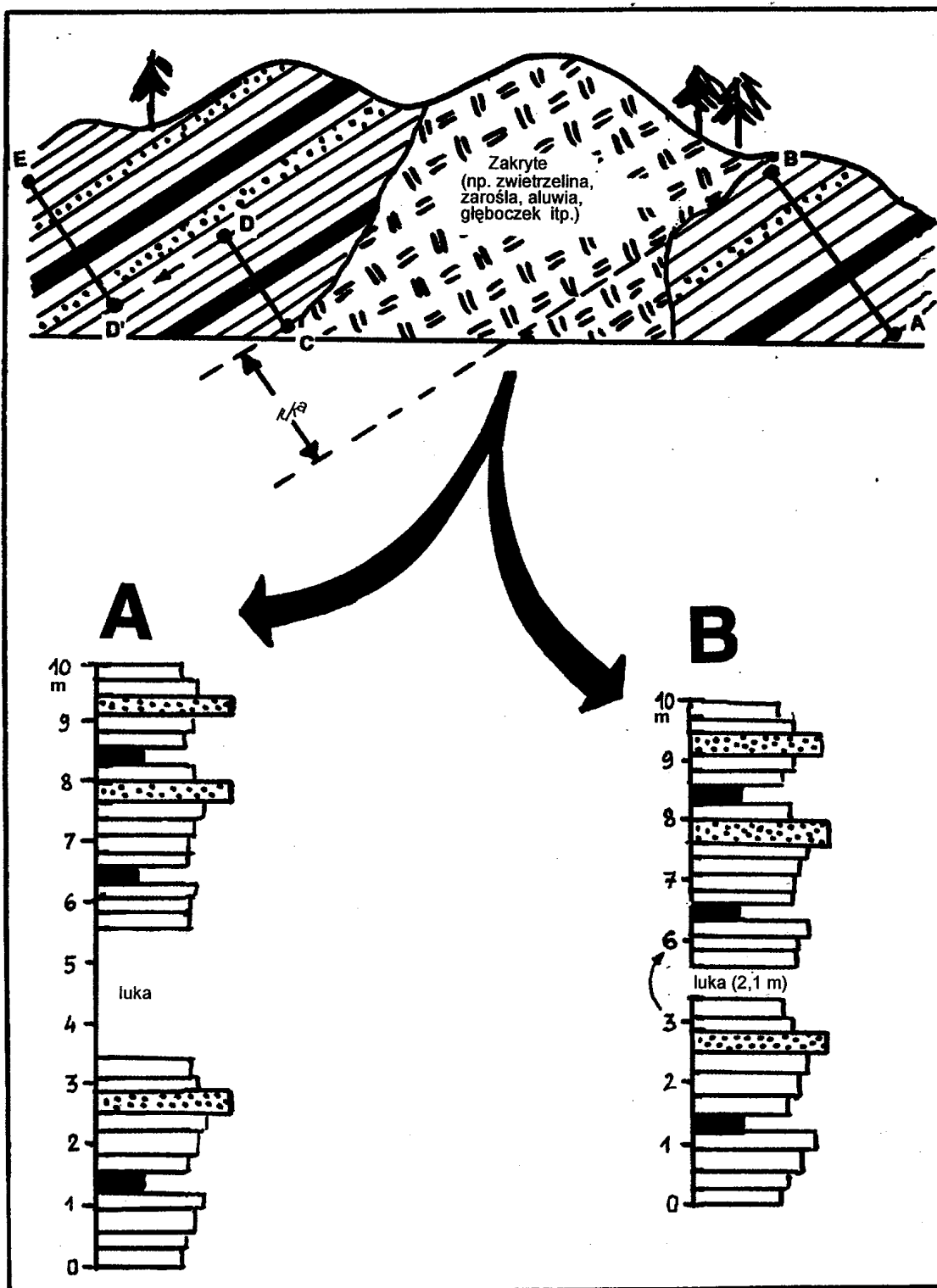


Fig. 11. Luki w odsłonięciu lub w rdzeniu wiertniczym należy uwzględnić w rysunku profilu. Kiedy luka jest niewielka, albo kiedy profil litostratygraficzny ma być korelowany z profilem geofizyki otworowej (jak to ma miejsce w firmach naftowych), miąższość profilu zakrytego jest pokazywana na rysunku profilu – jako jego integralna część (A). W innym przypadku, luka nie musi być pokazywana w skali, tak aby nie pokazywać zbyt długich „pustych” odcinków profilu (B)

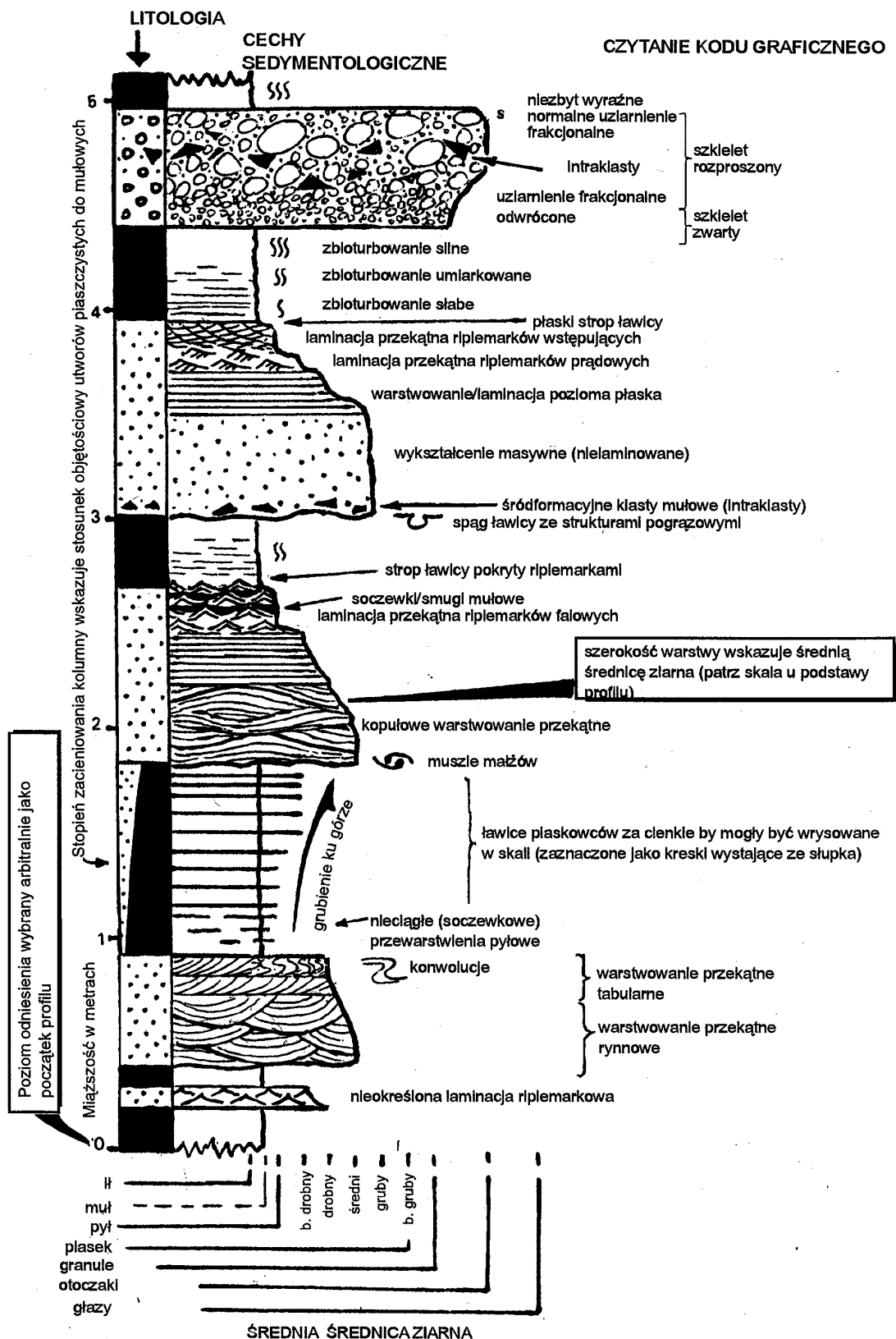


Fig. 12. Przykładowy profil litostratygraficzny: szczegółowy, graficznie zakodowany opis ukształtowania pionowej sukcesji osadowej

Lokalizacja profilu:		Jednostka stratygraficzna:		Data opisu:	
Miara profilu [m]	Rodzaj skały	Wielkość ziarna i struktury sedimentacyjne		Autor:	
		Anhydryd węglowa H 0,25 mm 0,5 mm 1 mm 2 mm 4 mm 8 mm 16 mm 32 mm 64 mm 128 mm Ziarna płaskowe 1 mm 2 mm 4 mm 8 mm 16 mm 32 mm 64 mm 128 mm Oroczaiki okruchy 1 mm 2 mm 4 mm 8 mm 16 mm 32 mm 64 mm 128 mm			
		Składowanie 10-30% Zbiturboowania powierzchni skały 10-30% 30-50% 50-70%		Kierunek paleotransportu	
Uwagi o innych cechach skał (skład mineralny i teksturowy, względna liczebność składników, barwa skały suchej i nadwietrzanej, suchej i wilgotnej, zwięzłość, stopień zwiertzenia, sposób rozpadu, inne cechy - jeżeli widac)					
Próbkę T = Skiff (płytkę cienką) a = Skiff (płytkę grubszą) 0 = Skiff (płytkę bardzo grubszą) 1 = Złazd, maszif 2 = Złazd, maszif					

Ryc. 13. Przykładowy formularz do sporządzania profilu litostratygraficznego








































































	Ortozlepieńce		Warstwowanie/laminacja równoległe, płaskie
	Parazlepieńce (żwirowce, diamikty)		Warstwowanie/laminacja równoległe, faliste
	Piaskowce z otoczkami		Warstwowanie przekątne klinowe
	Piaskowce grubo- do drobnoziarnistych w ogólności		Warstwowanie przekątne tabularne
	Piaskowce średnio- do drobnoziarnistych w ogólności		Warstwowanie przekątne rynnowe
	Piaskowce grubo- i średnioławicowe		Warstwowanie przekątne kopułowe
	Piaskowce cienko- do średnioławicowych		Laminacja riplemarków symetrycznych
	Pyłowiec		Laminacja przekątna riplemarkowa
	Heterolit zdominowany piaskiem		Laminacja wstępujących riplemarków
	Heterolit zdominowany mułem		Warstwowanie smużyste
	Łupki ilaste/mułowe o regularnej oddzielności		Warstwowanie soczewkowe
	Utwory drobnoziarniste (ilaste i ilasto-mułowe) w ogólności		Nieregularne smugowanie
	Łupki mułowe, mułowce		Ostry spąg ławicy
	Łupki ilaste, ilowce		Nieostre granice warstwy (ławicy)
	Łupki ilaste wpaniste		Erozyjny spąg ławicy - rozmycia
	Margle masywne		Kanał erozyjny w spągu ławicy
	Margle z przewarstwieniami ilastymi i mułowymi		Spękania z wysychania
	Piaskowce cienko- – średnioławicowe z przewarstwieniami wapieni i margli		Deformacje osuwiskowe
	Wąpnie z przewarstwieniami margli		Deformacje pogrążowe
	Wąpnie		Konwolucje
	Anhydryty		Deformacje pogrążowe ze strukturami płomieniowymi
	Gipsy		Struktury ucieczkowe wody
	Sól kamienna		Żyły klastyczne iniekcyjne
	Rogowce		Dajki neptuniczne
	Tufity		Odlewy jamek wirowych
	Intraklasty mułowca		Odlewy zadziórów uderzeniowych
	Intraklasty piaskowca		Odlewy śladów wleczenia przedmiotów
			Lineacja oddzielnościowa
			Imbrykacja otoczków
			Żyłka synerezyjna
			Struktury oczkowe
			Konkrecje (tu: krzemionkowa)
			Szczątki roślin
			Skamieniałości bezkręgowców
			Rizoidy (struktury korzeniowe)
			Struktury bioturbacyjne nieoznaczone, pojedyncze
			Pełne zbioturbowanie
			<i>Planolites</i>
			<i>Palaeophycus</i> isp.
			<i>Chondrites</i> isp.
			<i>Thalassinoides</i>
			<i>Ophiomorpha</i>
			<i>Zoophycos</i>
			Kierunek paleotransportu (zgodnie z orientacją strzałki)

Fig. 14. Przykłady symboli stosowanych w graficznej ilustracji profili litostratygraficznych (sedymenologicznych)

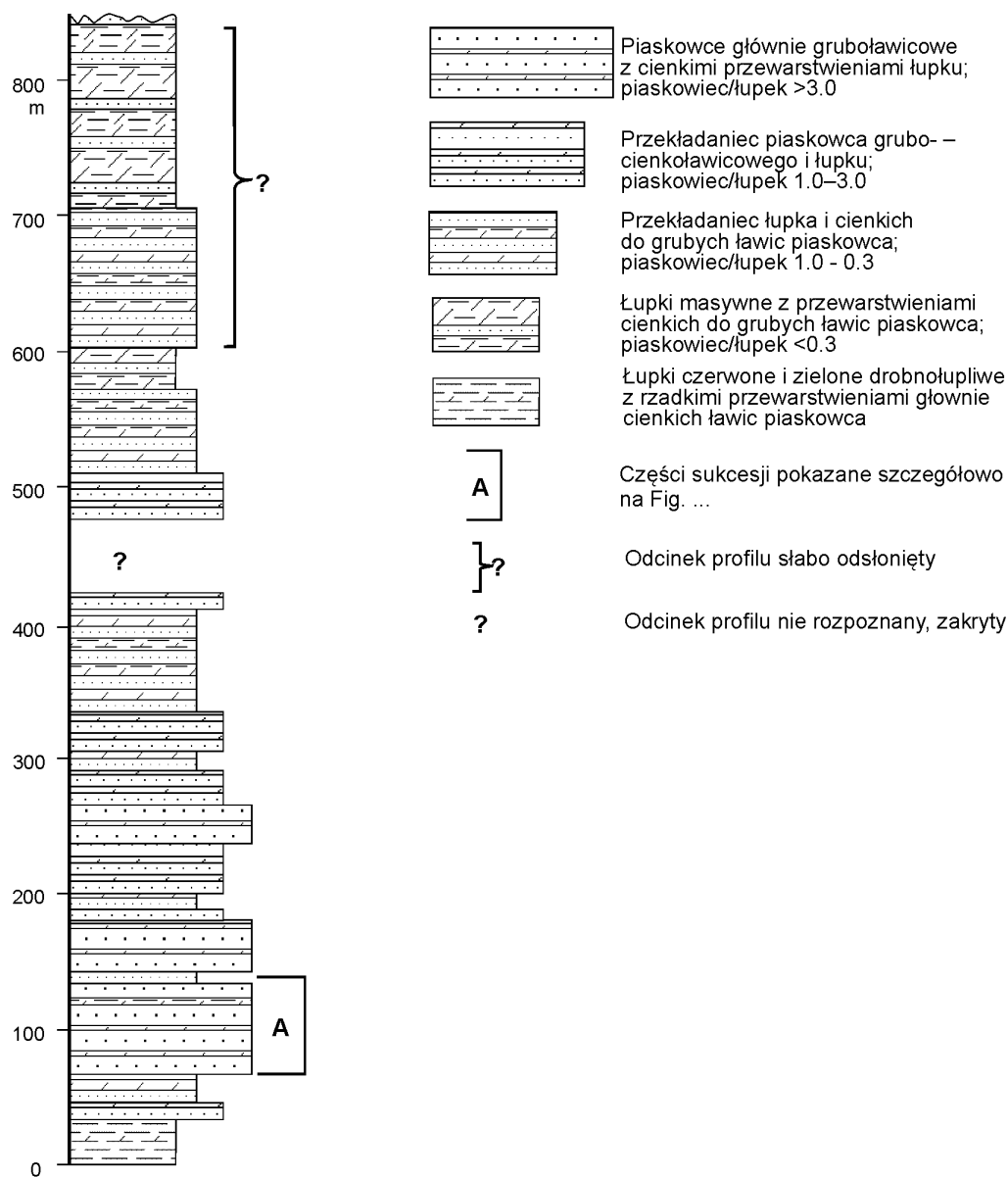


Fig. 15. Przykładowy profil litostratygraficzny uogólniony: graficznie zakodowany opis uogólniony ukształtowania pionowego sukcesji osadowej. Na profilu pokazane jest ukształtowanie sukcesji poprzez kompleksy skalne wyodrębniające się ze względu na miąższości budujących je ławic piaskowca i łupku i tym samym proporcje tych utworów. Każdy kompleks zbudowany jest z zespołu facji, który ma charakter asocjacji facjalnej

ANALIZA FACJI

Zasadniczym celem analizy facji (Fig. 16) jest rozpoznanie hierarchii elementów stratygraficznych w sukcesji osadów, począwszy od facji po asocjacje facjalne i ich sekwencje. Na tej podstawie identyfikuje się procesy sedymentacyjne oraz środowiska i subs środowiska sedymentacji, a dalej, rekonstruuje się ciągi systemów depozycyjnych oraz historię ich zmian, szczególnie ich fazy progradacyjne (regresywne) i retrogradacyjne (transgresywne), odzwierciedlające względne zmiany poziomu morza. Na tej podstawie, rozpoznaje się korelatywne powierzchnie czasowo-stratygraficzne, takie jak granice sekwencji oraz wykonuje się korelacje stratygraficzne. Analiza facji, w powiązaniu z danymi biostratygraficznymi, jest zatem podstawowym narzędziem stratygrafii sekwencji i analizy basenów sedymentacyjnych. W. Nemeč (1995) wyodrębnia cztery główne etapy w analizie facji.

Etap 1: wyróżnianie facji

W profilowanej sukcesji wyodrębnij rodzaje skał (warstwy, laminy) różniące się makroskopowo od sąsiadujących z nimi (facje) i reprezentujące określone sposoby depozycji. Poszczególne facje mogą występować w sukcesji z różną częstością.

Definicja facji opiera się wyłącznie na kryteriach opisowych, na cechach decydujących o makroskopowym wyglądzie skały. Facje powinny być definiowane w oparciu o cały zespół cech fizycznych, chemicznych i biologicznych skały, aczkolwiek niektóre cechy są nieraz akcentowane bardziej niż inne, zależnie od poglądów sedymentologa co w danym przypadku jest ważniejsze (np. można wyróżnić szereg facji piaskowca zależnie od rodzaju warstwowania, chociaż o takim samym lub podobnym składzie granulometrycznym). Różne facje mają różną genezę, a głównym celem wyodrębniania facji jest interpretacja warunków sedymentacji sukcesji skalnej oraz jej zmian w czasie i w przestrzeni.

Wyodrębnianie facji jest zawsze subiektywne, zależnie od celu i wnikliwości analizy, aczkolwiek same facje są zawsze definiowane w oparciu o obiektywne kryteria sedymentologiczne (tekstura, struktura, skład mineralny – barwa, sposób i stopień zbioturbowania itp.). Na przykład, w badaniach powierzchniowych geolog może definiować facje bardzo szeroko (np. zlepieńce, piaskowce, mułowce itd.), podczas gdy w przy badaniach bardziej szczegółowych, w obrębie samych piaskowców będzie wydzielane na szereg facji (np. piaskowce z riplemarkową laminacją przekątną, piaskowce z rynnowym warstwowaniem przekątnym, piaskowce z warstwowaniem przekątnym tabularnym, piaskowce z warstwowaniem płaskim poziomym, piaskowce masywne). Niektóre facje mogą się cechować jednorodną teksturą lub/i strukturą, podczas gdy inne będą mniej jednorodne i będą wykazywały pewną zmienność obu lub którejs z tych cech.

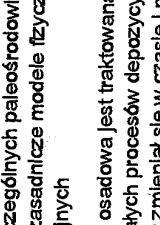
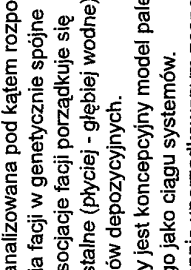
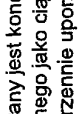


ELEMENTY STRATYGRAFICZNE	ANALIZA SEDYMENTOLOGICZNA	UZYSKIWANE INFORMACJE
 <p>FACJE = rodzaje osadów rozpoznawalnych makroskopowo jako "cegielki" tworzące sukcesję skał osadowych</p>	<p>Podstawą profilowania sukcesji osadowej jest jej podział na mniej lub bardziej jednakowe jednostki zależnie od:</p> <ul style="list-style-type: none"> - tekstury osadu (cech ziaren), - struktur sedymentacyjnych (sposobu rozmieszczenia ziaren), - cech biogenicznych (jeżeli są obecne), - geometrii jednostek/tawic (miaższości, rozprzestrzenienia laterálnego, kształtu, charakteru granic). <p>Jednostki o podobnych cechach są wyróżniane jako jedna facja. Każda facja jest opisywana i interpretowana oddzielnie</p>	<p>Dla poszczególnych paleosrodowisk rozpoznawane są zasadnicze modele fizyczne procesów depozycyjnych</p> <p>Sukcesja osadowa jest traktowana jako produkt długotrwałych procesów depozycyjnych, których charakter zmienia się w czasie i przestrzeni. Każda facja reprezentuje odrębny sposób depozycji osadu.</p>
 <p>ASOCJACJE FACJI = zespoły facji powiązanych ze sobą przestrzennie = złożone segmenty budujące sukcesje osadowe</p>	<p>Sukcesja facji jest wnikliwie analizowana pod kątem rozpoznania naturalnego grupowania facji w genetycznie spójne zespoły - megafacie. Takie asocjacje facji porządkuje się w szeregu proksymalne - dystalne (płycej - głębiej wodne) na podstawie rodzaju procesów depozycyjnych.</p> <p>Na tej podstawie formułowany jest koncepcyjny model paleosrodowiska sedymentacyjnego jako ciągu systemów.</p> <p>Ciąg systemów jest przestrzennie uporządkowanym zespołem równoległych subśrodowisk, przez które przemierzany był materiał z ładu w kierunku morza.</p>	<p>Identyfikacja ciągu systemów paleosrodowisk pozwala na rozpoznanie subśrodowisk sedymentacyjnych ("systemów" depozycyjnych) i ich rozmieszczenia.</p> 
 <p>SEKWENCJE = sekwencje stratygraficzne asocjacji facjalnych odzwierciedlające cykle T - R względnych zmian poziomu morza (podstawy erozyjnej)</p>	<p>Z rozpoznanego zespołu subśrodowisk (zespołu facji), interpretuje się ciągi systemów progradacyjnych (regresywnych), retrogradacyjnych (transgresywnych).</p> <p>W stratygrafii sekwencyjnej, sekwencją nazywa się sedymentacyjny zapis ciągu systemów transgresywnych (TST), jego kulminację z wysokim poziomem morza (HST), po którym następuje ciąg systemów regresywnych (RST) z jego kulminacją w niskim poziomie morza (LST), czyli pełny cykl względnego podniesienia i obniżenia poziomu morza.</p>	<p>Rozpoznaje się stratygraficzny wzór względnych zmian poziomu morza (bazy erozyjnej). Wyróżnia się zmiany poziomu morza pierwszego rzędu (główne) i rzędów niższych (podrzędne). Możliwe jest odróżnienie regresji "wymuszonych" od naturalnych.</p> 

Fig. 16. Schemat koncepcyjny analizy facji: od procesu depozycji po ciąg systemów depozycyjnych

Dla uproszczenia w cytowaniu, facjom nadaje się krótkie nazwy opisowe oraz oznacza symbolem literowym, nieraz również, w drugiej kolejności, symbolem cyfrowym, np. facja A = zlepieniec niewarstwowany; facja B = zlepieniec z rynnowym warstwowaniem przekątnym; facja C = piaskowiec z warstwowaniem równoległym płaskim. Zalecane jest stosowanie symboli pochodzących od nazwy facji, np.: facja Zr = zlepieniec z rynnowym warstwowaniem przekątnym; facja Pr = piaskowiec z riplemarkowym warstwowaniem przekątnym; Pm = piaskowiec masywny (por. Fig. 17). Jeżeli wyróżniamy asocjacje facjalne to te oznaczane są zazwyczaj dużą literą alfabety, zaś facje, które do nich należą oznaczane są symbolem asocjacji i liczbą porządkową, albo innym symbolem literowym, np. A1 albo Ar = facja z asocjacji facjalnej A, obejmująca zlepieniece warstwowane przekątnie rynnowo. Alfabetyczne i cyfrowe oznaczenie facji powinno wykazywać pewną logikę (np. odpowiednio do drobnienia ziarna lub skali struktury, częstości występowania).

Genetyczne nazwy facji (np. facja A = mułowce hemipelagiczne; facja B = tempestyty, facja C = turbidyty) mogą być stosowane pod warunkiem, że ich opisy przy opisie facji są oddzielne.

Etap 2: opis i interpretacja facji

Dla uproszczenia analizy facji, proponuje się następujący zabieg graficzny. Wskaż facje graficznie na prawym marginesie profilu (patrz zestaw kolumn facjalnych na Fig. 18; zwróć uwagę, aby wszystkie „jednostki” wyodrębnione podczas profilowania podkreślić liniami poziomymi; każda jednostka jest następnie przypisywana do określonej facji poprzez zamalowanie odpowiedniego segmentu w kolumnie).

Z kolei przeanalizuj kolumny poszczególnych facji i zbierz systematycznie dane sedimentologiczne dla poszczególnych jednostek danej facji. Dane powinny być spójne i wyczerpujące. Powinny uwzględniać wszystkie podstawowe aspekty każdej jednostki, chociaż będą zależały w pewnym stopniu od rodzaju skały (patrz na wskazówki na Fig. 5-7). Następnie zsumuj dane dla całej kolumny danej facji:

- czy facja ograniczona jest do pewnej części sukcesji, czy też występuje w obrębie całej sukcesji?
- w ilu jednostkach (warstwach) została stwierdzona w badanej sukcesji?
- jaka jest miąższość jednostek (podać przedział miąższości oraz miąższość średnią lub najbardziej częstą (modalną)?
- jakie są granice jednostek i jaka jest ich geometria?
- jaka jest tekstura osadu (zakres zróżnicowania granulometrycznego, wysortowanie itd.)?
- jaka jest ich pierwotna struktura wewnętrzna?
- jak dużą część sukcesji stanowi dana facja (procent miąższości sukcesji)?
- jakie facje ją podścielają a jakie kontaktują z nią od góry?

Odpowiedzi na powyższe pytania, w odniesieniu do poszczególnych facji, stanowią ich opisy. Przy interpretacji genezy facji powołuj się na jej opis i interpretacje obserwowanych cech zawarte w literaturze.

Interpretacja facji powinna dotyczyć zasadniczo procesów odpowiedzialnych za sedimentację i sposób akumulacji. Poszczególne facje mają odmienną genezę,

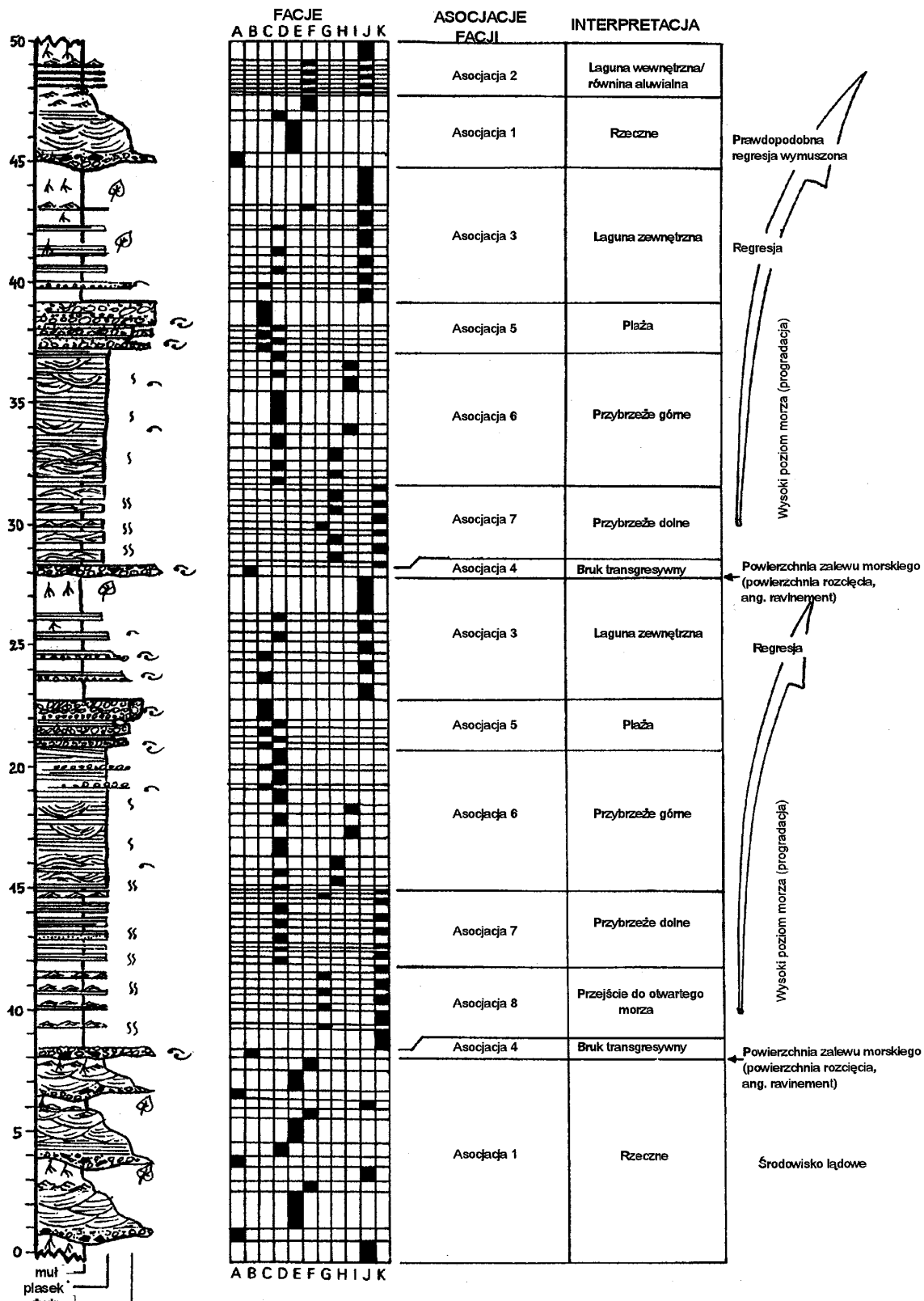


Fig. 18. Przykład graficznego wykazu facji oraz wyróżnienia asocjacji facjalnych na profilu litostratigraficznym. Kodowanie facji (A, B, C, ...) jest arbitralne, ale porządkuje facje od osadzonych w warunkach wyższej energii (osady zwirowe) po osadzone w warunkach energii niższej (osady piaszczyste, mułowe). Asocjacje facji są ponumerowane od proksymalnych do dystalnych, zgodnie z ich interpretowaną pozycją w ciągu systemów de pozycyjnych (patrz Fig. 18)

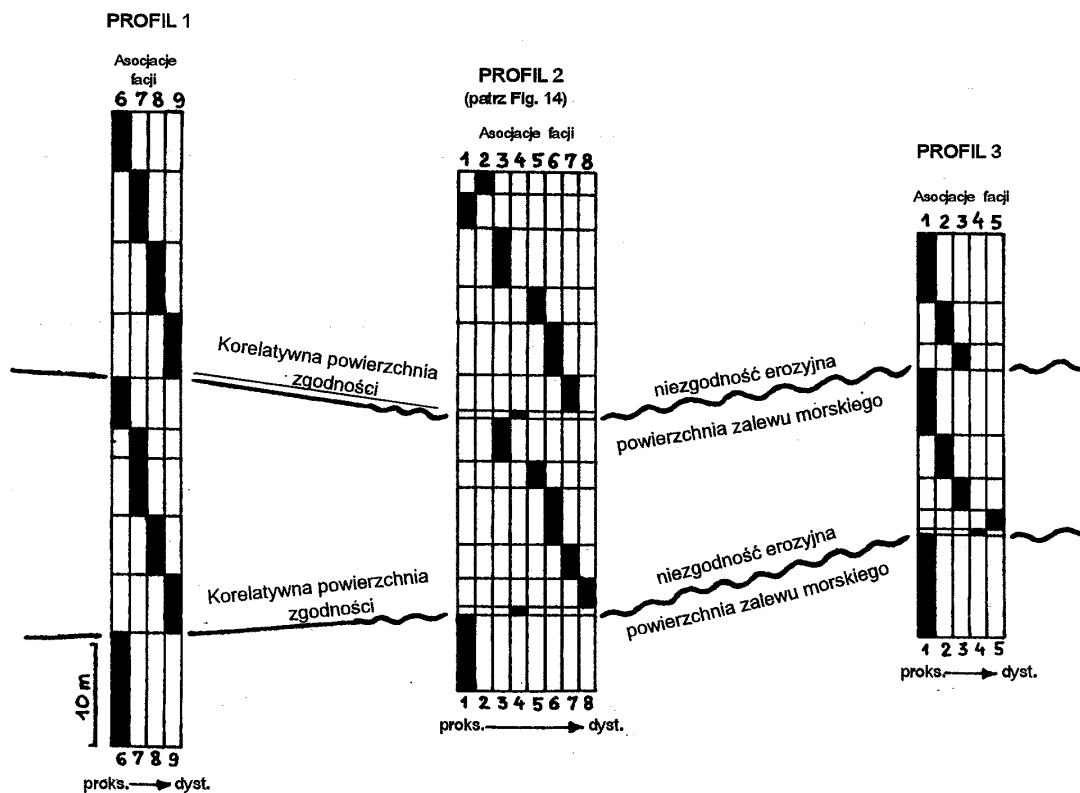
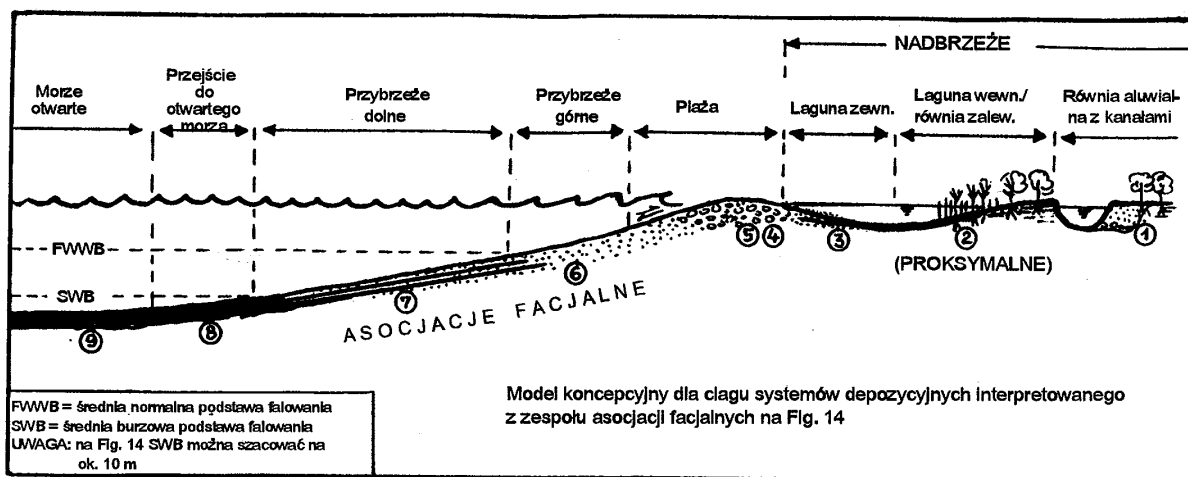


Fig. 19. Korelacja profili litostratygraficznych na podstawie tworzących je asocjacji facji. Jest to początek badań stratygrafii sekwencji osadowych w basenie sedimentacyjnym. Pokazane tutaj profile zostały uproszczone, ukazując jedynie sukcesję asocjacji facji. Profil #1 pochodzi z wewnętrznej części basenu natomiast profil #3 pochodzi z wybrzeży basenu. Zwróć uwagę, że asocjacje facji w tych trzech profilach są różne, ale, pomimo tego, profile te, bez większych trudności mogą być skorelowane w sensie stratygrafii sekwencji (zachowania ciągów systemów w czasie).

lub, co najmniej, odrębne pochodzenie budującego je materiału. Niewiele facji ma znaczenie diagnostyczne dla interpretacji środowisk sedimentacyjnych (np. warstwy węgla, paleogleby, less, tempestyty, riplemarki symetryczne, turbidyty, piaskowce warstwowane przekątnie z wiązkami lamin oddzielonymi draperiami mułowymi).

Etap 3: wyróżnianie asocjacji facjalnych

Asocjacja facjalna to zespół facji powiązanych ze sobą przestrzennie i środowiskiem sedymentacji. Asocjacje facjalne to złożone segmenty tworzące sukcesję skał osadowych, reprezentujące różne środowiska sedymentacyjne. W pewnych przypadkach, pojedyncza facja (monofacja) o specyficznym znaczeniu stratygraficznym może być przeciwstawiana asocjacji (np. asocjacja 4 na Fig. 18).

Jak wyróżniamy asocjacje facjalne? Proponuje się następującą procedurę: Przejrzeć zestaw kolumn facjalnych przy profilu litostratygraficznym i wyodrębnić naturalne grupy jednostek facjalnych, na podstawie wzoru ich rozmieszczenia pionowego i/lub przekładania się. Innymi słowy, szukaj wyraźnych zmian, lub zaburzeń „stratygraficznego rytmu” rozmieszczenia facji. Procedura ta wymaga pewnego doświadczenia, a zarazem dobrej znajomości środowisk sedymentacyjnych.

Po wyodrębnieniu asocjacji facjalnych, każda powinna otrzymać miano genetyczne (nazwę środowiska jakie reprezentuje), a także symbol (cyfrowy lub literowy) dla ułatwienia w jej cytowaniu. W opracowaniu, każda asocjacja powinna mieć krótki opis oraz dobrze uzasadnioną interpretację. Opis powinien zawierać następujące informacje:

- jakie facje wchodzi w skład danej asocjacji (z uwzględnieniem ich nazw symbolami, opisów i interpretacji)?
- jakie jest pionowe następstwo facji składnikowych (patrz niżej)?
- w ilu odcinkach badanej sukcesji asocjacja dana występuje i jaka jest ich miąższość?
- z jakimi asocjacjami sąsiaduje od dołu, a z jakimi od góry oraz jak wyglądają granice?
- jaka jest geometria zespołu facji?

Szczególną uwagę należy zwrócić na pionowe i, o ile to możliwe, na poziome rozmieszczenie facji w obrębie asocjacji. Można to rozpoznać poprzez wnikliwą analizę wystąpień poszczególnych facji w profilu lub profilach. Analiza taka pozwala rozpoznać styl sedymentacji lub sposób działania procesów sedymentacyjnych w danym, kopalnym środowisku sedymentacyjnym. Wzór wzajemnego rozmieszczenia facji jest zazwyczaj niezbyt jasny, a wizualne jego rozpoznanie jest rzadko możliwe. Z tego powodu, zaleca się stosowanie obiektywnych metod statystycznych, takich jak analiza łańcuchów Markowa. Jest to metoda ilościowa. Umożliwia ona określenie wzoru preferencji lub cykliczności w rozmieszczeniu facji poprzez odfiltrowanie efektów „szumu środowiskowego” (np. przypadkowych zmian lub zakłóceń procesów w środowisku sedymentacyjnym). Wyniki analizy łańcuchów Markowa mogą pozwolić na istotny wgląd w system depozycyjny, ujawniając dynamiczny wzór działania procesów. Ponadto, pozwalają na analizę sposobu zachowywania się systemu depozycyjnego określonego rodzaju w różnych warunkach basenowych czy też ciągu systemów depozycyjnych (np. wzór procesów w strefie dolnego przybrzeża w okresie transgresji i regresji). Poszczególne systemy depozycyjne cechują się różnymi poziomami entropii, lub przypadkowości procesów. Zagadnienie to jest jednak dotąd słabo poznane. Rozpoznanie sedymentacji niecyklicznej, „chaotycznej” może być w niektórych przypadkach pomocne dla identyfikacji wyraźnej cykliczności gdzie indziej.

Dla obiektywnej oceny niektórych trendów stratygraficznych pomocne może

być zastosowanie innych metod statystycznych, jak np. dla rozpoznania grubienia lub cienienia ku górze sukcesji skalnej, pomocne może być zastosowanie metody korelacji rang (patrz podręczniki geostatystyki: np.: Cheeney (1983), Davies (1986), Swan & Sandilands (1995).

Podsumowując, rozpoznanie i analiza asocjacji facjalnych prowadzi do rozpoznania systemów depozycyjnych (subśrodowisk). Wszystkie subśrodowiska razem wskazują wtedy jakie środowisko, lub część systemu depozycyjnego reprezentuje badana sukcesja osadów. Bazując na ogólnej znajomości środowiska, można uporządkować koncepcyjnie subśrodowiska w ciąg systemów depozycyjnych (ciąg asocjacji facjalnych). Można tego dokonać porządkując subśrodowiska od proksymalnych po dystalne, według ogólnego kierunku domorskiego transferu osadów oraz interpretowanej głębokości wody. Innymi słowy, należy uporządkować spektrum asocjacji facjalnych od „proksymalnych” po „dystalne” względem ładu lub wybrzeża i na tej podstawie sformułować model koncepcyjny całego środowiska w formie ciągu systemów depozycyjnych. Model taki można zobrazować graficznie, w formie blokdiagramu lub przekroju (patrz przykład na Fig. 19, góra). Model taki sumuje interpretowane środowisko i będzie służył jako przewodnik w końcowym etapie analizy facji.

Etap 4: Stratygrafia sekwencji

Na tym etapie koncentrujemy się na pionowym rozmieszczeniu asocjacji facjalnych. Wcześniej zostały one uporządkowane w ciąg systemów środowiskowych. Oznacza to, że wiemy, które asocjacje są bardziej proksymalne, a które bardziej dystalne oraz, które pochodzą ze środowisk płytszych, a które z głębszych. Pionowe rozmieszczenie asocjacji w sukcesji stratygraficznej pozwala rozpoznać czy ciąg systemów progradował (regresję morza) lub retrogradował (transgresję morza) z czasem (patrz Fig. 19) Ten etap analizy facji dotyczy analizy względnych zmian poziomu morza oraz analizy sekwencji stratygraficznych (terminologia patrz: Wilgus i in., 1988; Walker, 1990; Walker & James, 1992; Emery & Myers, 1996). Wyróżniając kolejne etapy rozwoju ciągu systemów depozycyjnych determinujemy przebieg historii depozycyjnej sukcesji skalnej oraz historii rozwoju i wypełniania basenu, w którym sukcesja została uformowana. Następstwo pionowe asocjacji facjalnych wskazuje na zakres względnych zmian poziomu morza, a zarazem pozwala rozpoznać powierzchnie korelacyjne (patrz wzory profilu na Fig. 19). Tym sposobem możliwe jest odróżnienie, które zmiany poziomu morza wewnątrz basenu były spowodowane przez lokalne czynniki tektoniczne, a które przez czynniki regionalne czy ponadregionalne (eustatyczne).

Pionowe zmiany środowiska sedymentacyjnego rejestrowane w sukcesji osadowej mogą być spowodowane eustatycznymi zmianami poziomu morza, zmianami aktywności tektonicznej obszaru otaczającego basen, zmianami klimatu. Prawdopodobnie wiele zmian jest efektem łącznego działania kilku czynników, które wzajemnie się redukowały lub też wzmacniały. Niektóre pionowe zmiany asocjacji facjalnych mogą być *autogeniczne*, powodowane przez sam rozwój systemu depozycyjnego, inne zaś mogą być w całości *allogeniczne*, indukowane przez czynnik zewnętrzny (tektonika, klimat). Rozpoznanie czynnika sprawczego nie jest łatwe i wymaga tak wysokiej wiedzy geologicznej jak i wiedzy o budowie geologicznej regionu, w którym

badana sukcesja występuje. Cała ta wiedza podstawowa nabywana jest w ramach innych studiów obejmujących sedimentologię, stratyografię i analizę facjalną. Podobnie jak i na innych obszarach badań geologicznych, tak i tutaj mamy do czynienia z wznoszącą się spiralą poznania napędzaną przez sprzężenia zwrotne pomiędzy badaniami i uczeniem się.

ANALIZA KIERUNKÓW PALEOTRANSPORTU MATERIAŁU ZIARNISTEGO

Poznanie kierunków w jakich transportowany był ziarnisty materiał osadowy jest jednym z ważniejszych zagadnień w badaniach paleośrodowisk depozycyjnych (analizie basenów sedimentacyjnych) i badaniach paleogeograficznych. Kierunki paleotransportu wskazują kierunki nachylenia powierzchni basenu sedimentacyjnego, kierunki roznoszenia osadu w basenie oraz położenie obszarów źródłowych ziarnistego materiału osadowego. Ich określenie w osadach pogrzebanych jest istotnym elementem rekonstrukcji kopalnych systemów depozycyjnych i formułowania modelu ich rozwoju.

W analizie kierunków paleotransportu ziarnistego materiału osadowego wykorzystuje się trzy grupy cech osadów (patrz wykłady sedimentologii; Gradziński *et al.*, 1975, 1986; Potter & Pettijohn, 1977):

- cechy kierunkowe,
- cechy skalarne,
- cechy jakościowe.

Cechy kierunkowe to cechy wskazujące bezpośrednio kierunek paleotransportu. Część z nich (cechy azymutowe) wskazuje kierunek, w którym materiał był transportowany, część zaś (cechy linijne) – kierunek wzdłuż, którego transport się odbywał, bez wskazywania jego zwrotu.

Do ważniejszych cech azymutowych należą:

- odlewy jamek wirowych,
- odlewy zadziórów uderzeniowych,
- odlewy śladów opływania,
- warstwowanie i laminacja przekątna,
- imbrykacja otoczków,
- nachylenie fałdów w osuwiskach,
- nachylenie struktur płomieniowych.

Do ważniejszych cech liniijnych należą:

- ślady wleczenia, toczenia, poślizgów i ich odlewy (hieroglify),
- ułożenie najdłuższych wymiarów ziaren,
- smugi, grzbiety i bruzdy prądowe,
- kanały erozyjne,
- lineacja oddzielnościowa,
- rysy lodowcowe.

Cechy skalarne wskazują kierunek paleotransportu poprzez kierunek wzdłuż którego zaznacza się zmiana skali cechy (gradient cechy), np. kierunek cienienia ławic osadów okrucowych, kierunek cienienia jednostki litostratygraficznej osadów okrucowych, kierunek drobnienia ziarna, wzrostu stopnia obtoczenia ziarna w jednostce litostratygraficznej osadu okrucowego.

Cechy jakościowe wskazują kierunek paleotransportu poprzez fakt ich występowania lub braku w osadzie. Przykładem jest rozmieszczenie gładów narzutowych w utworach plejstocenu Polski. Charakter materiału eratycznego występującego w tych utworach wskazuje na jego pochodzenie głównie z rejonu wysp Alandzkich, w mniejszym stopniu z rejonu Sztokholmu, a tym samym wskazuje kierunek przemieszczania i skąd napływał lądolód na teren naszego kraju.

Najlepszymi wskaźnikami kierunku paleotransportu ziarnistego materiału osadowego są cechy azymutowe. Są to cechy wskazujące kierunek w jakim osadowy materiał ziarnisty był transportowany w momencie jego depozycji. Należy przy tym pamiętać, że orientacja pojedynczego hieroglify, a szczególnie lamin przekątnych uformowanych na riplemarku, widzianych w jednym przekroju oraz powierzchni największego przekroju i najdłuższej osi jednego otoczaka może być przypadkowa i znacznie odbiegać od ogólnego kierunku paleotransportu materiału. W przypadku warstwowań przekątnych, kierunek upadu najbliższy kierunkowi paleotransportu wskazują warstwy (laminy) przekątne w zestawach warstwowania przekątnego tabularnego dużej skali. W innych przypadkach, szczególnie w przypadku laminacji przekątnej riplemarkowej oraz ułożenia otoczków, kierunek najbliższy rzeczywistemu kierunkowi paleotransportu możemy rozpoznać z pomiaru ułożenia lamin w wielu zestawach, czy też z ułożenia wielu otoczków. W przypadku laminacji riplemarkowej wskazane jest rozpoznanie jaki był rodzaj riplemarka (prostogrzbietowy, językowy, półksiężycowy), na którym laminacja była formowana oraz określenie kierunku prostopadłego do rozciągłości riplemarka, lub ciągu riplemarków, albo kierunku wygięcia riplemarka (osi łuku przrostowego).

Otoczaki wrzecionowate i elipsoidalne transportowane przez prąd szybki oraz w splywach masowych wykazują ułożenie najdłuższym wymiarem zbliżone do kierunku transportu, zaś transportowane przez prąd szybki układają się wymiarem najdłuższym prostopadle do kierunku transportu. Co więcej, przy transporcie szybkim zaznacza się tendencja do układania części otoczków lekko skośnie, w lewo, części zaś lekko skośnie w prawo w stosunku do kierunku transportu.

Metody wykonywania pomiarów

W poszczególnych stanowiskach pomiarowych należy:

- zapisać z jakiego miejsca (ławicy) pochodzą poszczególne pomiary, jakie są cechy osadu w tej ławicy, jaką cechą utworu reprezentują oraz jaka jest skala tej cechy (np. miąższość zestawu warstwowania przekątnego);
- pomiary wątpliwej jakości odpowiednio oznaczyć i, w miarę potrzeby i możliwości opatrzyć komentarzem wyjaśniającym na czym polega wątpliwość
- pomierzyć i zapisać zaleganie warstw.

W przypadku cech kierunkowych o charakterze struktur linearnych (zadzioły, lineacja, najdłuższy wymiar otoczaka, jamki, smugi, bruzdy itp.) mierzymy kompasem ich orientację (kierunek i kąt upadu – jeżeli występują na powierzchni ławic nachylnych, tylko kierunek – jeżeli występują na powierzchni ławic poziomych). Mierząc cechy kierunkowe azymutowe o charakterze struktur linearnych (np. wydłużenie jamek wirowych i ich odlewów, zadziórów uderzeniowych, hieroglifów strzałkowych) należy zaznaczyć, w którą stronę płynął prąd, który mierzoną cechą uformował. W przypadku warstwowań (laminacji) przekątnych tabularnych i klinowych (struktury planarne) mierzymy zaleganie (kierunek i kąt upadu) warstw (lamin) przekątnych, zwracając uwagę aby, w miarę możliwości, mierzyć ich upady rzeczywiste. W przypadku rynnowych warstwowań przekątnych oraz laminacji riplemarków językowych i półksiężycowych najkorzystniejsze jest mierzenie orientacji osi ryńienek (osi łuków przyrostowych) jeżeli warstwowania te widoczne są w przekrojach zbliżonych do uławicenia.

Pomiary imbrakacji i orientacji najdłuższego wymiaru klastów wykonuje się na klastach o wyraźnym zróżnicowaniu wymiarów, wyraźnie elipsoidalnych, dyskowatych i wrzecionowatych, występujących w ławicach osadu niewarstwowanego lub warstwowanego poziomo. Pomiary imbrakacji, tj. kierunku i kąta upadu powierzchni największego przekroju klastu (otoczaka) oraz pomiary orientacji najdłuższego wymiaru klastu (osi A) należy notować oddzielnie. Dla wykonania pomiaru dobrze jest, jeżeli jest to możliwe, wyjąć klast z osadu, wstawić w to miejsce ostrokątne naroże trójkąta, ułożyć trójkąt zgodnie z zaleganiem klastu i dokonać pomiaru kompasem przyłożonym do tak ustawionego trójkąta. Dla uzyskania dobrych wyników konieczne jest pomierzenie orientacji ok. 40 klastów (Tucker, 1995). W przypadku kiedy ułożenie klastów widoczne jest jedynie na powierzchni uławicenia, mierzymy tylko orientację ich najdłuższego wymiaru. Pomiar taki informuje nas jedynie o kierunku przemieszczania materiału, bez zwrotu w którą stronę.

Określanie i obrazowanie kierunku paleotransportu

W przypadku pomiarów pojedynczych, odczytany kierunek paleotransportu bez zwrotu zapisać azymutami, np. 110-290°, kierunek ze zwrotem zapisać azymutem, w którym transport się odbywał (np. 290°). Jeżeli pomiar jest dyskusyjny, wtedy zapis należy uzupełnić komentarzem o jego wiarygodności. Kierunki paleotransportu określone z cech kierunkowych znaczy się na profilu sukcesji, w poziomach, z których pochodzą strzałką – jeżeli wskazują zwrot transportu lub kreską jeżeli nie wskazują zwrotu. Strzałka, kreska powinny być narysowane zgodnie z pomierzonym kierunkiem, wskazywanym na rysunku azymutem względem linii profilu (linii prostopadłej do górnej krawędzi kartki z profilem, mapą). Azymut na kartce, tak jak w rzeczywistości, mierzymy od górnego zwrotu linii prostopadłej do górnej krawędzi kartki z profilem, mapą, w prawo. Kierunki paleotransportu, niezależnie od sposobu w jaki zostały określone, przedstawia się strzałkami, rysowanymi tak jak na profilu, również na mapach.

Do określania i obrazowania kierunku paleotransportu z wielu pomiarów jednej cechy, szczególnie orientacji otoczaków, stosuje się różne specjalne techniki graficzne i statystyczne. Najczęściej stosowanym sposobem graficznej ilustracji pomierzonych kierunków jest tzw. diagram rozetowy (róża kierunków; Fig. 20).

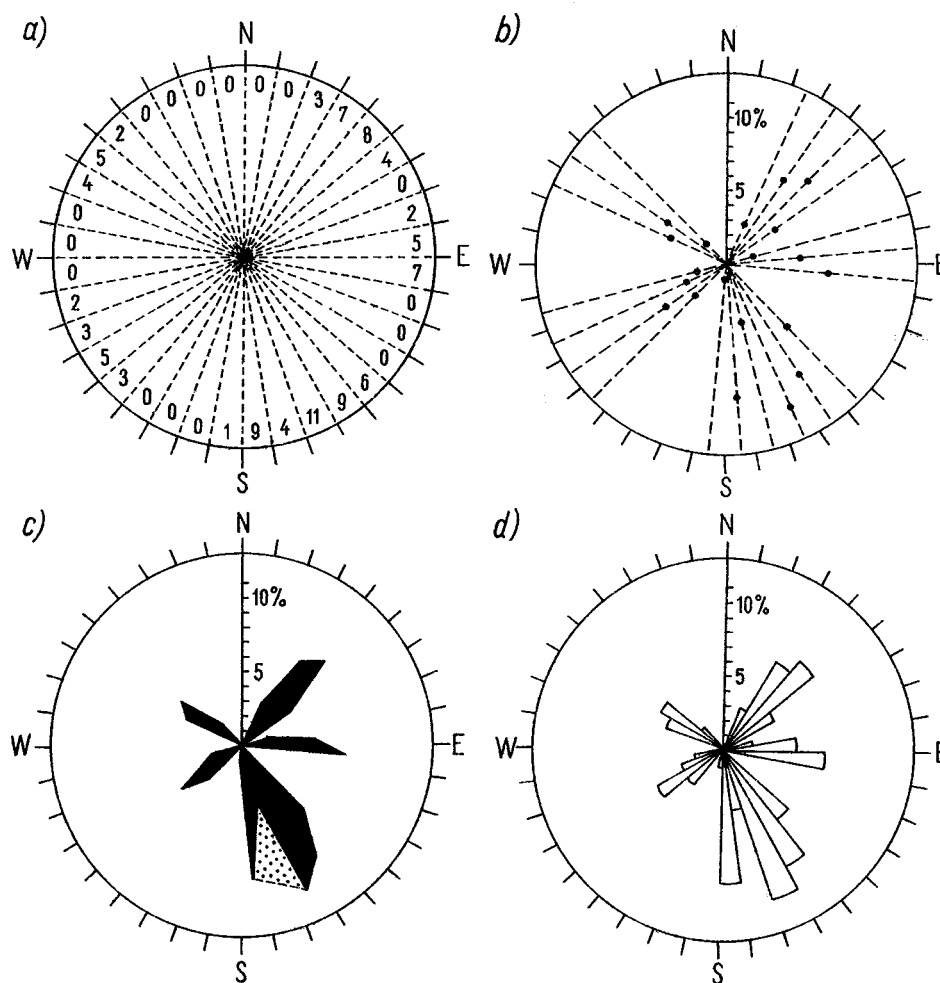


Fig. 20. Diagram rozetowy przedstawiający rozrzut azymutowych kierunków paleotransportu (z: Jaroszewski, 1986): **a** – liczba pomiarów przypadających na poszczególne 10° przedziały (klasy) azymutów, podana jako procent ogólnej liczby pomiarów; **b** – oznaczenie powyższych wartości procentowych w przyjętej skali, na środkowych promieniach każdego przedziału, w którym przypadły jakieś pomiary; **c, d** – diagramy wykonane na podstawie punktów uzyskanych dwoma sposobami opisanymi w tekście poniżej

Przed przystąpieniem do obrazowania kierunku paleotransportu, kierunki pomierzone w ławicach nachylonych, szczególnie nachylonych pod kątem większym niż 40° , powinny być **zrotowane** w kierunku przeciwnym do kierunku upadu ławicy, o kąt upadu ławicy (rotacja ławicy do położenia w uproszczeniu pierwotnego). Rotacji dokonuje się przy pomocy południkowej siatki stereograficznej (Fig. 21). Niezależnie od konieczności i możliwości rotacji, siatki stereograficzne są również dobrym sposobem określania rozrzutu orientacji cech analizowanych w dużych ilościach, szczególnie orientacji otoczków (klastów, ziaren).

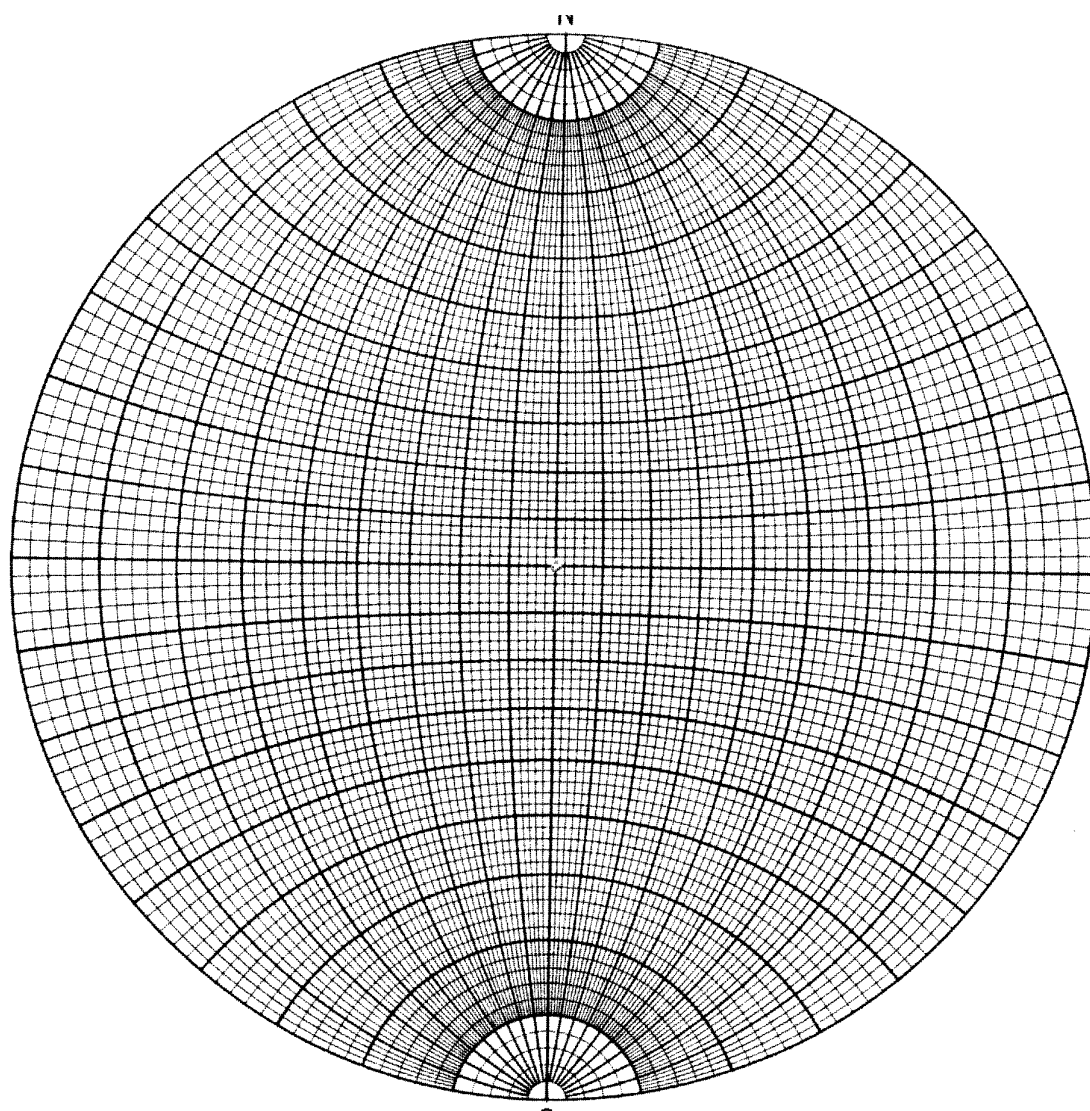
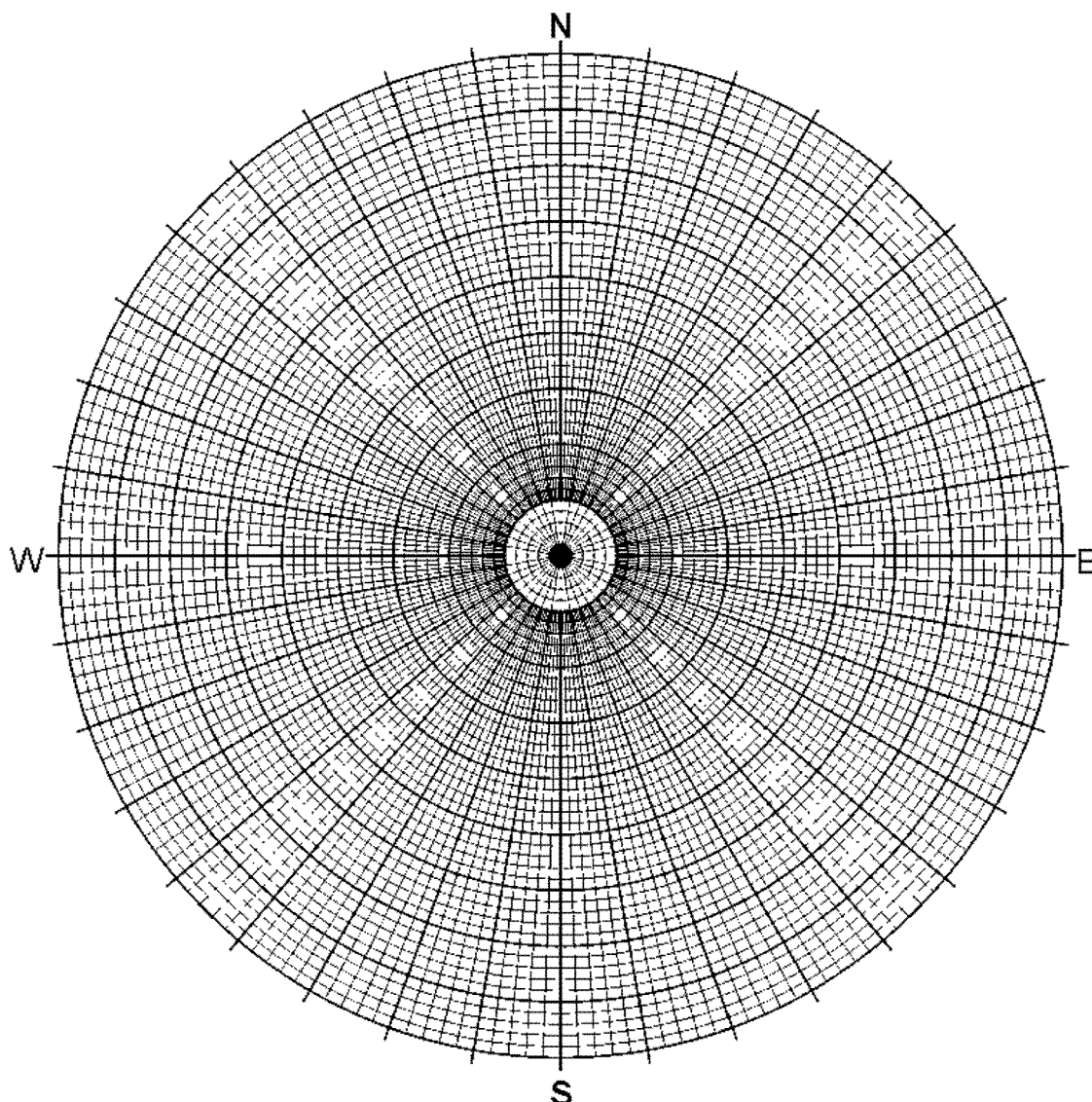


Fig. 21. Siatka stereograficzna południkowa, Wulfa

Przed rotacją pomiarów oraz w przypadku analizy dużej ilości pomiarów i chęci rozpoznania ich maksimów, poszczególne pomiary najwygodniej jest nanieść na kartkę kalki technicznej nałożoną na stereograficzną siatkę biegunową (Fig. 22). Zanim zaczniemy nanosić pomiary na kalkę nałożoną na siatkę stereograficzną należy na niej narysować obrys tej siatki. Na obwodzie obrysu znaczymy kierunek północy oraz środek siatki. Poszczególne pomiary znaczymy na kalce punktami umieszczonymi w miejscach o azymucie zgodnym z azymutem kierunku upadu mierzonej cechy i kącie zgodnym z kątem jej upadu (Fig. 23). Należy pamiętać, że jeżeli siatkę wykorzystywaną do nanoszenia pomiarów traktujemy jako odwzorowanie półkuli górnej przestrzennego układu kulistego, wtedy kierunki upadu struktur liniowych (np. hieroglifów, najdłuższych wymiarów otoczków) znaczymy azymutem przeciwnym o 180° w stosunku do azymutu pomierzonego.



Ryc. 22. Siatka stereograficzna biegunowa Wulfa

Przy dużej ilości pomiarów, szczególnie przy opracowywaniu orientacji otoczków, kierunek paleotransportu jest wyznaczany przez azymut odpowiadający środkowi tej klasy pomiarów (azymutu i kąta upadu cechy), w której znajduje się ich największa ilość (maksimum; Fig. 24). Określając liczebności pomiarów w poszczególnych klasach, pomiary ułożone na granicy klas zaliczamy do obu klas po połowie.

Jeżeli, jak zaznaczono powyżej, konieczna jest rotacja pomiarów, wtedy ich orientację lub orientacje ich maksimum rotujemy 'do poziomu', na stereograficznej siatce południkowej, tak jak napisano wyżej. Siatka południkowa wykorzystywana do rotacji musi mieć taką samą średnicę jak siatka biegunowa, za pomocą której zestawiono orientację analizowanej cechy. Rotację przeprowadzamy nakładając na siatkę południkową kalkę z naniesionymi na nią punktami projekcyjnymi orientacji pomierzonej cechy. Po nałożeniu kalki na siatkę rotujemy kalkę względem tej siatki w poziomie, do pozycji, w której punkt projekcyjny bieguna ławicy pokryje się z równikiem siatki południkowej. Po takim zrotowaniu kalki, poszczególne punkty projekcyjne pomiarów przesuwamy po równoleżnikach o kąt odpowiadający kątowi upadu ławicy.

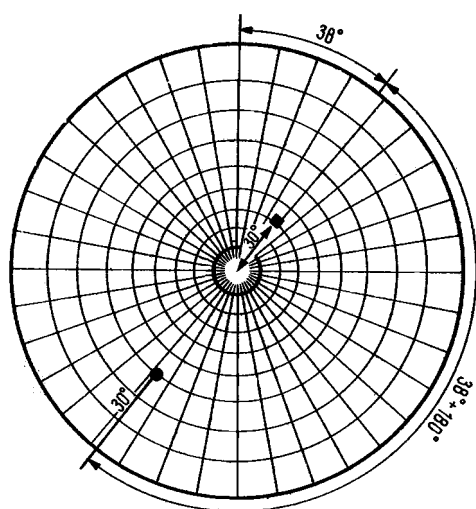


Fig. 23. Przedstawianie na biegunowej siatce stereograficznej (półkula górna) prostej o orientacji 38/30 (kółko pełne) i bieguna płaszczyzny (struktury planarnej) o orientacji 38/60 (kwadracik)

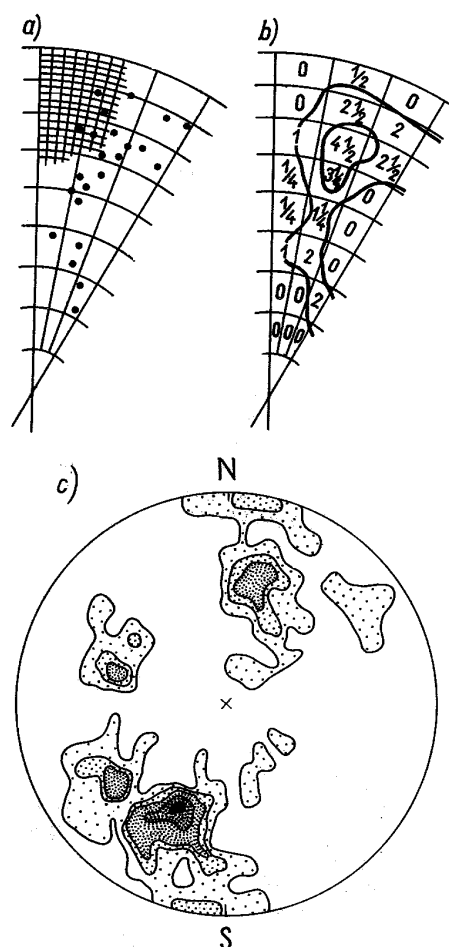


Fig. 24. Sporządzanie diagramu konturowego sposobem uproszczonym (na podłożu biegunowej siatki stereograficznej); **a** – wycinek siatki z naniesionymi punktami projekcyjnymi; **b** – policzone w tym wycinku ilości punktów i wyinterpolowane między nimi linie jednakowej gęstości punktów (o wartości 1 i 3); **c** – przykład diagramu konturowego: 123 pomiary, granice pól gęstościowych: $\frac{1}{2}$, $1 \frac{1}{2}$, $2 \frac{1}{2}$, 6 i 12

Należy pamiętać o zasadach rotacji punktów, które przechodzą na drugą stronę siatki (patrz Jaroszewski, 1978 lub 1986). Dopiero tak zrotowane punkty projekcyjne, czy też tak zrotowane ich maksimum wyznaczają nam poszukiwany, właściwy kierunek paleotransportu. Jeżeli pomiary zostały wykonane w bloku zrotowanym tektonicznie wokół osi pionowej względem układu serii skalnych w regionie, wtedy można je zrotować wokół osi pionowej do kierunku regionalnego.

Sporządzanie diagramu rozetowego (Fig. 20)

1. Wydzielamy klasy pomierzonych kierunków (klasy azymutowe), np. obejmujące kierunki z przedziału 10° .
2. Określamy liczebności pomiarów w poszczególnych klasach. Z liczebności można określić procentowy udział pomiarów w poszczególnych klasach względem wszystkich pomiarów.

3. Ustalamy skalę diagramu (długość promienia środka klasy dla określonej ilości pomiarów), tak aby diagram był czytelny na kartce formatu A4.
4. Na kartce papieru (na stronie komputerowego programu graficznego) sporządzamy diagram wyznaczając jego centrum i środki klas azymutowych umieszczone zgodnie z ich azymutem. W środku przedziałów poszczególnych klas azymutowych, w odległości od centrum diagramu (okręgu) stosownej do ilości lub procentowego udziału pomiarów w klasie znaczymy punkt.
5. Punkty poszczególnych klas azymutowych łączymy ze sobą linią. Tak sporządzony rysunek jest diagramem rozetowym (Fig. 20c). Zamiast takiego wzoru można zastosować wzór ukazujący obrysy poszczególnych klas azymutowych (Fig. 20d).

Analiza statystyczna wyników pomiarów

W przypadku licznych pomiarów cech kierunkowych jednego rodzaju, wskaźwany przez nie kierunek wypadkowy (średni) można również określić metodami statystycznymi. Metody te pozwalają także określić statystyczna istotność tego kierunku.

Obliczenia można przeprowadzić z pomiarów pogrupowanych w klasy (przedziały) azymutowe lub pomiarów nieogrupowanych. Obliczenia dla pomiarów pogrupowanych przeprowadza się z wzorów:

$$K = \sum_{i=1}^m n_i \cos r_i$$

$$L = \sum_{i=1}^m n_i \sin r_i$$

$$\bar{r} = \arctg \frac{L}{K}$$

$$R = \sqrt{K^2 + L^2}$$

$$Z = \frac{R}{m} 100\%$$

gdzie: n_i – liczba pomiarów w i -tym przedziale, m – liczba przedziałów, r_i – azymut środka i -tego przedziału, r_{sr} – azymut wektora wypadkowego (kierunku średniego), R – wielkość (długość) wektora wypadkowego, Z – procentowa wielkość wektora wypadkowego, tj. współczynniki zwartości.

W przypadku sumowania wektorów dla danych nieogrupowanych należy pominąć n_i we wzorach przy obliczaniu K i L ; m oznacza wówczas liczbę sumowanych wektorów, a r_i – wartość azymutu dla poszczególnych wektorów.

Wyznaczenie sumy wektorowej pomiarów (wektora wypadkowego) pozwala na ocenę statystycznej istotności uzyskanych wyników. Najdogodniejszy jest do takiej oceny test Rayleigha (Curry, 1956). Test ten pozwala zweryfikować hipotezę zerową, stwierdzającą, że procentowa wielkość wektora wypadkowego jest wynikiem przypadkowego doboru do próbki (do pomiarów) wektorów składowych z populacji o równomiernym rozkładzie kołowym, w granicach 0–360° (patrz Gradziński *et al.*, 1986).

Przykład obliczenia kierunku średniego jamek wirowych

Lp.	Azymut kierunku (x°)	$\sin x^\circ$	$\cos x^\circ$
1.	27	+0,4540	+0,8910
2.	172	+0,1392	-0,9903
3.	68	+0,9272	+0,3746
4.	112	+0,9272	-0,3746
5.	50	+0,7660	+0,6428
6.	123	+0,8387	-0,5446
7.	100	+0,9480	-0,1736
8.	137	+0,6820	-0,7314
9.	160	+0,3420	-0,9397
10.	111	+0,9336	-0,3584
11.	118	+0,8829	-0,4695
12.	146	+0,5592	-0,8290
13.	80	+0,9848	-0,1736
14.	96	+0,9945	-0,1045
15.	77	+0,9748	+0,2250
Σn		+11,3541	-3,2085

$$r_{sr} = 106^\circ$$

$$R = 11,8$$

$$Z = 79$$

Interpretacja genetyczna lokalnych kierunków paleotransportu

Kierunki paleotransportu określone w obrębie jednej ławicy lub zestawu ławic w jednym przekroju wykazują rozkłady jednokierunkowe (unimodalne), dwukierunkowe (bimodalne) lub wielokierunkowe (polimodalne). Rozkłady jednokierunkowe, zazwyczaj o pewnym, aczkolwiek niewielkim rozrzucie wskazują na dużą stałość warunków transportu, np. stały kierunek wiatrów.

Rozkłady dwukierunkowe, z dwoma maksimami kierunków paleotransportu, zazwyczaj nierównej wielkości, mogą pochodzić z osadów środowisk pływowych, wtedy kierunki te są ustawione do siebie przeciwnie lub prawie przeciwnie, ale też z osadów podłużnych wydm eolicznych (seifów) i osadów litoralnych. Rozkłady wielokierunkowe, o dużym rozrzucie kierunków pochodzą z osadów deponowanych w warunkach dużej zmienności kierunków transportu, takich jak w rzekach meandrujących i roztokowych.

OWOCNEJ PRACY!

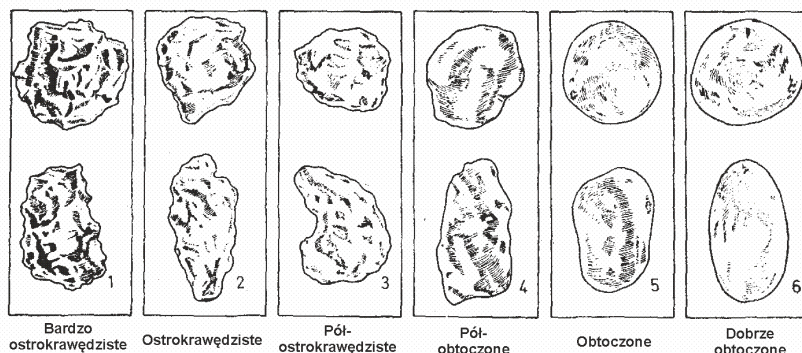
Literatura

- Allen, J.R.L., 1970. Studies in fluvial sedimentation: a comparison of fining upward cyclothems, with special reference to coarse-member composition and interpretation. *Jour. Sedim. Petrol.*, 40:298–323
- Cheaney, R.F., 1983. *Statistical Methods in Geology*. Allen & Unwin, London
- Curry, J.C., 1956. The analysis of two-dimensional orientation data. *Jour. Geoph.* 64:117–131
- Davies, J.C., 1986. *Statistics and Data Analysis in Geology*. 2nd Edition, John Wiley & Sons, New York
- Emery, D. & Meyers, K.J., 1996. *Sequence Stratigraphy*. Blackwell Science, Oxford
- Gradziński, R., Kostecka, A., Radomski, A., Unrug, R. 1976. *Sedymentologia*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Gradziński R., Kostecka A., Radomski A. & Unrug R., 1986. *Zarys Sedymentologii*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa
- Harms, J.C., Southard, J.B., Spearing, D.R. & Walker, R.G., 1975. Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *SEPM Short Course Lecture Notes, No. 2*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa
- Markevich, V.P., 1960. The concept of facies. *Internatl. Geol. Res.*, 2:376–379
- Middleton, G.V., 1973. Johannes Walther's law of the correlation of facies. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 84:979-988
- Moore, R.C., 1949. Meaning of facies. *Geol. Soc. Amer. Memoir*, 39:1–34
- Mutti, E. & Ricci Lucchi, F., 1972. Le torbiditi dell' Appennino settentrionale: introduzione alla analisi di facies. *Mem. Soc. Geol. Italia*, 11:161–199
- Payton, C.E. (ed.), 1977. *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Memoir*, 26. Tulsa
- Potter, P.E. & Pettijohn, F.J., 1977. *Paleocurrents and Basin Analysis*. 2nd edition, Springer Verlag, Berlin
- Reading, H.G. (ed.), 1978. *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Scientific Publications, Oxford
- Reading, H.G. (ed.), 1986. *Sedimentary Environments and Facies*. 2nd edition, Blackwell Scientific Publications, Oxford
- Reading, H.G. (ed.), 1996. *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. 3rd Edition, Blackwell Science, Oxford
- Shaw, A.B., 1964. *Time in Stratigraphy*. McGraw-Hill, New York
- Swan, A.R.H. & Sandilands, M., 1995. *Introduction to Geological Data Analysis*. Blackwell Science, Oxford
- Teichert, C. (1958). Concept of facies. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 42:2718–2744
- Tucker, M. (ed.), 1995. *Techniques in Sedimentology*. Blackwell Science, Oxford
- Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Campion, K.M. & Rahmanian, V.D., 1990. Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Methods in Exploration Series*, 7. Tulsa
- Walker, R.G. (ed.), 1984. *Facies Models*. 2nd Edition, Geoscience Canada Reprint Series No. 1. *Geological Association of Canada Publications*, Toronto

- Walker, R.G. & James, N.P., 1992. *Facies Models: Response to Sea-Level Change*. Geological Association of Canada Publications, St. John's
- Wegmann, E., 1963. L'expose original de la notion de facies par Amand Gressly (1814-1865). *Science de la Terre*, 9(1):83–119
- Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Posamentier, H., Van Wagoner, J., Ross, C.A. & Kendall, C.G.St.C. (eds.), 1988. *Sea-Level Changes: An Intergrated Approach*. *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.*, 42, Tulsa

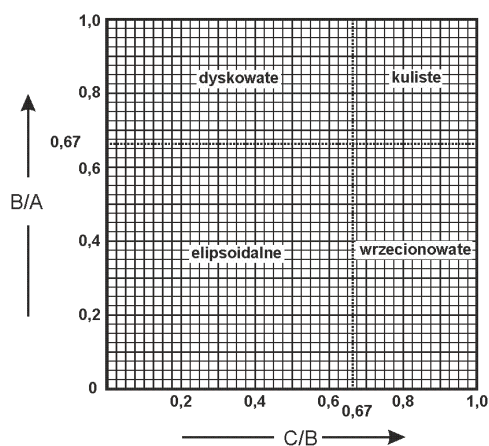
Materiały przydatne w pracy

Wzorec obtoczenia ziaren (według Powers, 1953)



Bardzo ostrokrawędziste Ostrokrawędziste Pół-ostrokrawędziste Pół-obtoczone Obtoczone Dobrze obtoczone

Klasyfikacja kształtu otoczków (według Zingg, 1935)

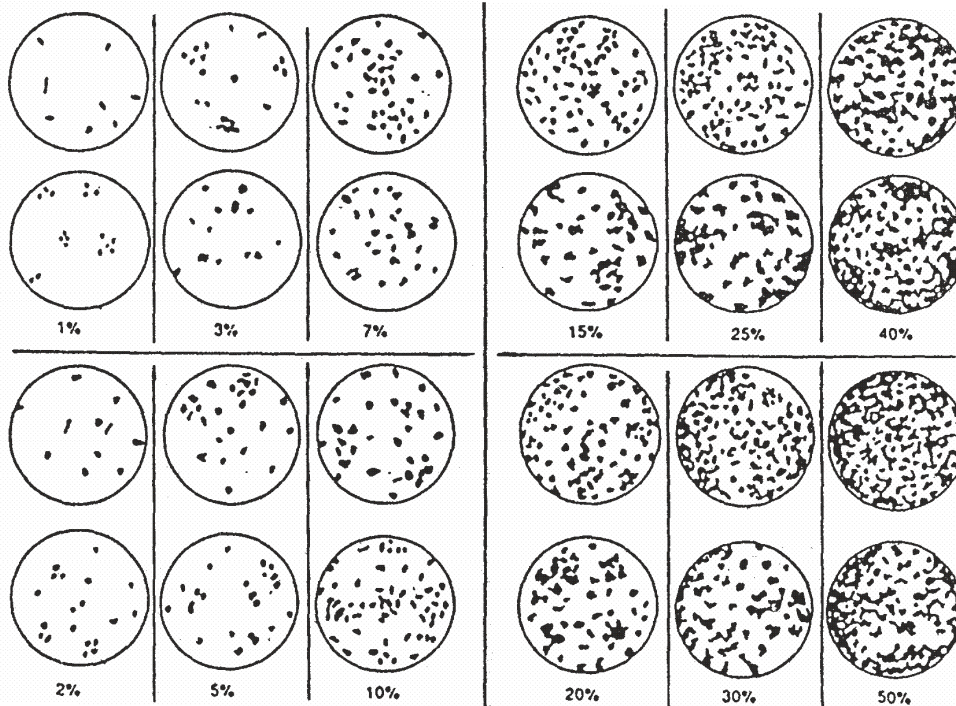


Jako kryterium podziału kształtu otoczków (ziaren) przyjęto wartość 0,67 proporcji ich wymiarów w trójosiowym układzie przestrzennym, w kierunkach prostopadłych do siebie (A, B, C). Podział ten wyodrębnia cztery podstawowe rodzaje kształtu:

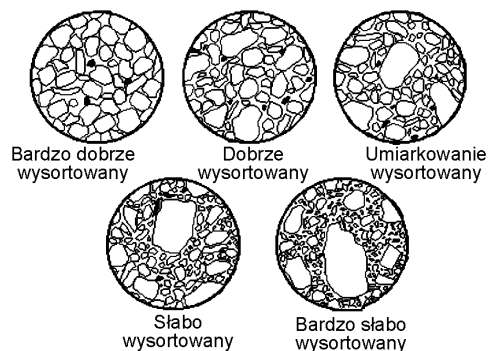
dyskowaty, gdzie $B/A = 0,67-1,0$, $C/B = 0-0,67$;
kulisty, gdzie $B/A = 0,67-1,0$, $C/B = 0,67-1,0$;
elipsoidalny, gdzie $B/A = 0-0,67$, $C/B = 0-0,67$;
wrzecionowaty, gdzie $B/A = 0-0,67$, $C/B = 0-0,67$.

A - najdłuższy wymiar otoczaka
 B - pośredni wymiar otoczaka
 C - najkrótszy wymiar otoczaka

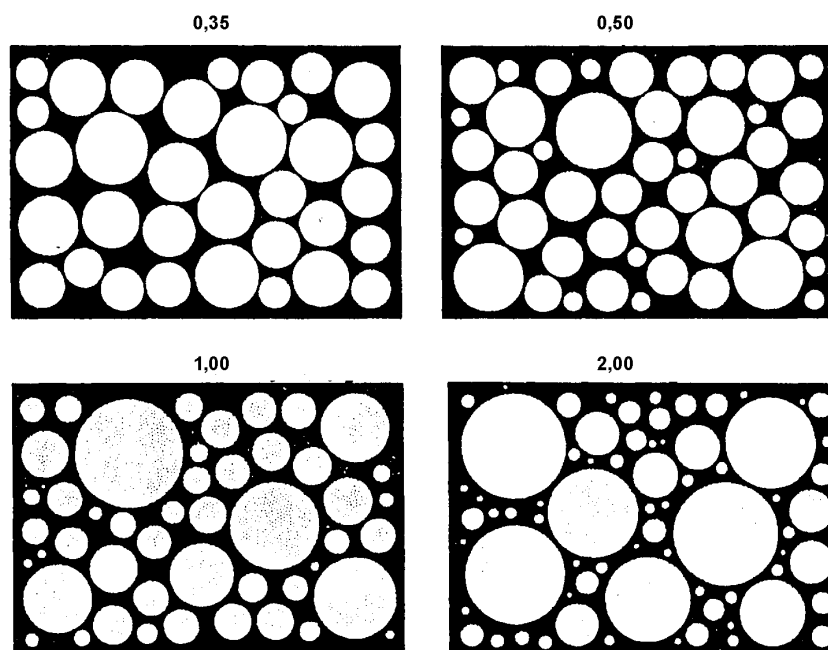
Wzorec udziału procentowego



Wzorzec wysortowania materiału (według Simpson, 1995)



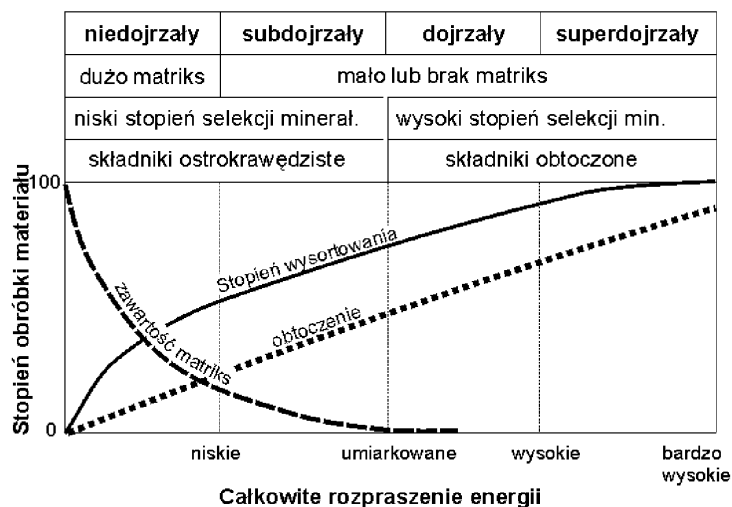
Obrazy stopnia wysortowania



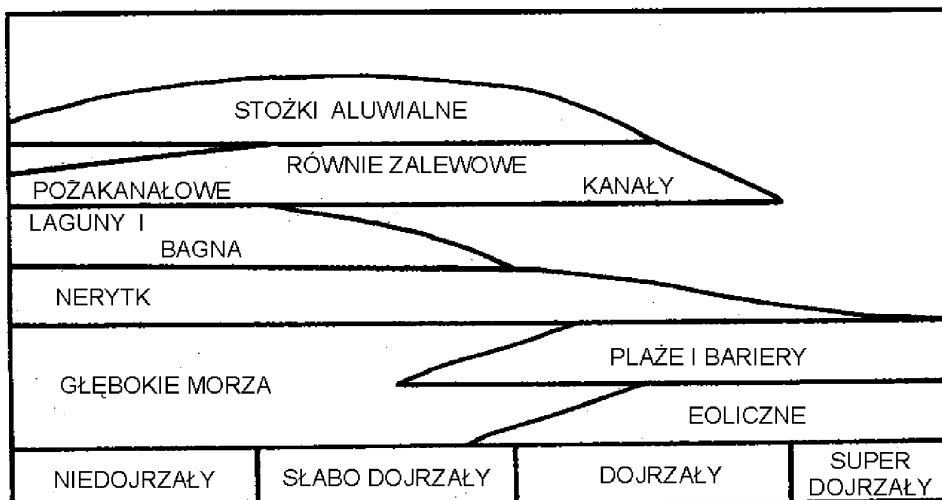
Klasa stopnia wysortowania

	Stosunek średnicy (milimetry)	Odchylenie standardowe ϕ	Skala opisowa	
1	1,0	0,00	bardzo dobrze wysortowany	Dojrzały
2	1,6	0,35	dobrze wysortowany	
3	2,0	0,50	umiarkowanie wysortowany	Subdojrzały
4	4,0	1,0	słabo wysortowany	
5	16,0	2,0	bardzo słabo wysortowany	

Stopnie dojrzałości osadu okruchowego według Folka



Zależności między środowiskami sedymentacyjnymi i dojrzałością teksturą osadów okruchowych (od układu odbiegają osady recyklowane; według Lewis & McConchie, 1994)



Stopnie dojrzałości osadu okruchowego według Lewis & McConchie, 1994

Niedojrzały	>5% itu	Źle wysortowany	Ziarna kanciaste
Subdojrzały	<5% itu	Źle wysortowany	Ziarna kanciaste
Dojrzały	<5% itu	Dobrze wysortowany	Ziarna kanciaste
Superdojrzały	<5% itu	Dobrze wysortowany	Ziarna zaokrąglone

Klasyfikacja litofacjalna osadów głębokomorskich

Oprac. Stanisław Leszczyński

Materiały niepublikowane

Osady głębokomorskie to głównie osady siliciklastyczne, podrzędny udział mają osady klastyczne i inne. Osady te cechują się dosyć dużym zróżnicowaniem tak pod względem tekstur (głównie wyrazu wielkości składników budujących osad) jak i struktur sedymentacyjnych. Tak tekstury jak i struktury sedymentacyjne są wyrazem sposobu i miejsca depozycji osadu. Dla uproszczenia i ujednoczenia charakterystyki stosowane są różne klasyfikacje facjalne tych osadów (zależnie od charakteru teksturowego – wielkości składników, oraz występujących w osadzie struktur sedymentacyjnych, w tym miąższości ławicy).

Jedną z częściej stosowanych klasyfikacji osadów głębokowodnych jest klasyfikacja zaproponowana przez Pickeringa *et al.* (1986). Wyróżniono w niej rodzaje skał indywidualizujące się w formie ławic o określonych cechach teksturowych i strukturalnych, w części zmieniających się stopniowo w przekroju pionowym ławicy (Fig. 17). Klasyfikacja ta ma charakter opisowo-genetyczny. Facje osadów występujących w formie ławic o ostrym spągu, a w części również o ostrym stropie, to facje osadów zdeponowanych przez procesy zdarzeniowe. Klasyfikacja zaproponowana przez Pickeringa *et al.* (1986) jest obszerna. W przypadku osadów drobnoziarnistych uwzględnia facje trudne do rozpoznania makroskopowego. Dla uproszczenia opisu, na bazie klasyfikacji zaproponowanej przez Pickeringa *et al.* (1986) sporządzona została klasyfikacja opisana poniżej.

Wydzielone tu osady drobnoziarniste, niezaburzone i nie wykazujące uziarnienia frakcjonalnego są osadami tła depozycyjnego, to jest osadami pelagicznymi i hemipelagicznymi. Podzielono je zależnie od składu mineralnego. Nie oddzielono osadów pelagicznych od hemipelagicznych ze względu na niewielkie, makroskopowo niedostrzegalne różnice, a klasyfikacja niniejsza ma na celu eksponowanie makroskopowych cech skał.

Asocjacja facjalna ortozlepieńców (C)

Asocjacja facjalna ortozlepieńców obejmuje utwory zawierające materiał frakcji żwirowej w ilości takiej, że składniki tego materiału w dużym stopniu stykają się ze sobą (udział materiału frakcji żwirowej przekracza 40 %). W dalszej części tekstu utwory takie nazywane są zlepieńcami. Tworzy je tak materiał ekstrabasenowy jak i intrabasenowy o różnym stopniu obtoczenia. Zlepieńce cechują się matriks piaszczysto-mułową do mułowo-piaszczystej. Do asocjacji tej nie wliczono brekcji śródformacyjnych, to jest brekcji zdominowanych klastami plastycznie zdeformowanych mułowców (ang. *rip-up clasts*) i piaskowców. Są to utwory grubo- i bardzo gruboławicowe, często o szybko zmieniającej się miąższości. Powierzchnie spągowe ławic są erozyjne, często zdeformowane pogrążowo, rzadziej płaskie. Utwory tej asocjacji facjalnej współwystępują z utworami asocjacji facjalnej zespołów zlepieńciopiaskowców i piaskowców z otoczkami (C-S), z facją parazlepieńców (gVM) oraz piaskowców (S).

W asocjacji facjalnej ortozlepieńców wyróżniono 5 facji różniących się ukształtowaniem ławic.

Facja mC: zlepieńce masywne

Są to zlepieńce, w których klasty ułożone są bezładnie, nie wykazują gradacji ziarna i laminacji. Cechują się matriks piaszczystą do piaszczysto-mułowej. Tworzą ławice soczewkowate o miąższości od kilkudziesięciu centymetrów do ok. 3 m.

Facja stC: zlepieńce warstwowane

Są to zlepieńce wykazujące warstwowanie równoległe i niskokątowe warstwowanie przekątne podkreślone rozmieszczeniem składników pod względem ich wielkości. Cechują się matriks piaszczystą, tworzą ławice o miąższości od kilkudziesięciu centymetrów do ok. 1 m. Są to utwory spotykane rzadko.

Facja i-n_gC: zlepieńce frakcjonowane odwrócone – normalnie

Są to zlepieńce wykazujące w spągu ławic uziarnienie frakcjonalne odwrócone natomiast w części górnej ławic uziarnienie frakcjonalne normalne. Człon ławicy wykazujący uziarnienie frakcjonalne odwrócone ma miąższość od kilku do około 20 cm. Uziarnienie frakcjonalne normalne jest widoczne najwyraźniej przy porównaniu wielkości ziarna w dolnej i stropowej części ławicy. W stropie ławic może zaznaczać się przechodzenie zlepieńca w piaskowiec. Zlepieńce takie cechują się matriks piaszczystą. Tworzą one ławice o miąższości od kilkudziesięciu centymetrów do ok. 3 m.

Facja n_gC: zlepieńce frakcjonowane normalnie

Są to zlepieńce wykazujące uziarnienie frakcjonalne normalne, widoczne najwyraźniej przy porównaniu wielkości ziarna w dolnej i stropowej części ławicy. Często zasadniczą, centralną część ławicy wykazuje uziarnienie niefrakcjonowane. W stropie ławic może zaznaczać się przechodzenie zlepieńca w piaskowiec. Jest to obok zlepieńców masywnych najczęściej występujący rodzaj zlepieńców. Zlepieńce takie cechują się matriks piaszczystą do piaszczysto-mułowej. Tworzą ławice grube i bardzo grube.

Facja g_{st}C: zlepieńce frakcjonowane, warstwowane

Są to gruboławicowe zlepieńce wykazujące uziarnienie frakcjonalne normalne, nieraz również odwrócone, a także, szczególnie w górnej części ławic, warstwowanie równoległe do przekątnego. Laminy mogą wykazywać odwrócone uziarnienie frakcjonalne. Warstwowanie przekątne zaznacza się w materiale drobniejszym, w osadzie o charakterze zlepieńca piaszczystego. Ten rodzaj zlepieńców jest rzadko spotykany we fliszu polskich Karpat. Zlepieńce takie cechują się matriks piaszczystą.

Asocjacja facjalna zlepieńców piaszczystych i piaskowców otoczkami oraz zespołu facjalnego zlepieńcowo-piaskowcowego (C-S)

Asocjacja facjalna C-S obejmuje utwory zawierające materiał frakcji żwirowej w ilości takiej, że składniki tego materiału nie stykają się ze sobą (udział materiału frakcji żwirowej jest mniejszy od 40 %), a także takie, w których dolną część ławicy lub cienkie warstwy stanowi ortozlepieńce natomiast jej część pozostałą stanowi piaskowiec z rozproszonymi w nim otoczkami, granulami (piaskowiec z otoczkami), przechodzący nieraz w stropie w czysty piaskowiec. Są to utwory o piaszczystej do piaszczysto-mułowej matriks. Do tej kategorii facjalnej można zaliczyć również ławice z co najmniej kilkunastocentymetrowej miąższości członem zlepieńcowym w spągu, w których stropie piaskowiec przechodzi w mułowiec (łuppek). Utwory tej facji tworzy tak materiał ekstrabasenowy jak i intrabasenowy o różnym stopniu obtoczenia. Cechują się one matriks piaszczysto-mułową do mułowo-piaszczystej. Do asocjacji tej nie wliczono piaskowców zawierających intraklasty (porwaki) mułowca, łupku, piaskowca. Są to utwory grubo- i bardzo gruboławicowe, często o szybko zmieniającej się miąższości. Powierzchnie spągowe ławic są erozyjne, często są zdeformowane pogrążowo, rzadziej płaskie. Utwory tej asocjacji facjalnej współwystępują z utworami asocjacji facjalnej piaskowców (S), rzadziej zlepieńców (C).

W asocjacji facjalnej zlepieńców piaszczystych i piaskowców otoczkami oraz zespołu fa-

cialnego zlepieńcowo-piaskowcowego wyróżniono 5 facji różniących się ukształtowaniem ławic.

Facja mC-S: zlepieńce piaszczyste, piaskowce z otoczkami masywne

Są to utwory, w których składniki rozmieszczone są bezładnie w obrębie ławicy, nie wykazujące gradacji ziarna i warstwowania. Tworzą ławice soczewkowate grube do bardzo grubych.

Facja stC-S: zlepieńce piaszczyste, piaskowce z otoczkami - piaskowce warstwowane

Są to utwory wykazujące warstwowanie poziome i niskokątowe warstwowanie przekątne, podkreślone rozmieszczeniem składników pod względem ich wielkości. Tworzą ławice grube do bardzo grubych.

Facja i-n_gC-S: zlepieńce piaszczyste, piaskowce z otoczkami - piaskowce frakcjonowane odwrotnie – normalnie

Są to utwory wykazujące w spągu ławic uziarnienie frakcjonalne odwrócone natomiast w części górnej uziarnienie frakcjonalne normalne. Człon ławicy wykazujący uziarnienie frakcjonalne odwrócone ma miąższość od kilku do około 20 cm. Górną część ławicy stanowi piaskowiec z otoczkami lub granulami, przechodzący ku górze w czysty piaskowiec. Często, zasadnicza, centralna część ławicy wykazuje uziarnienie niefrakcjonowane. Do facji tej można zaliczyć również ławice, w których stropie piaskowiec przechodzi w mułowiec (łupek). Utwory te występują w ławicach grubych do bardzo grubych. Na opisywanym obszarze mogą występować przede wszystkim w kompleksach piaskowcowych warstw istebniańskich i piaskowców ciężkowickich.

Facja n_gC-S: zlepieńce piaszczyste, piaskowce z otoczkami - piaskowce frakcjonowane normalnie

Są to utwory, których ławice rozpoczynają się ortozlepieńcem lub piaskowcem z większymi otoczkami przechodzącym ku górze w piaskowiec z otoczkami mniejszymi lub granulami. Ten ostatni zazwyczaj przechodzi górze w cienki człon piaskowca. Do facji tej można zaliczyć także ławice, w których stropie piaskowiec przechodzi w mułowiec (łupek). Często zasadnicza, centralna część ławicy wykazuje uziarnienie niefrakcjonowane. Tworzą one ławice grube i bardzo grube.

Facja gstC-S: zlepieńce piaszczyste, piaskowce z otoczkami – piaskowce frakcjonowane, warstwowane

Są to gruboławicowe utwory wykazujące uziarnienie frakcjonalne normalne, nieraz również odwrócone, oraz warstwowanie równoległe, rzadziej warstwowanie przekątne, przede wszystkim niskokątowe. Laminy, szczególnie laminy poziome, mogą wykazywać odwrócone uziarnienie frakcjonalne. Warstwowanie podkreślone jest rozmieszczeniem materiału żwirowego. Człon warstwowany występuje głównie w strefie przejścia od zlepieńca do piaskowca z granulami. W stropie ławic może występować cienki człon piaskowcowy, również warstwowany. W spągowej części ławic występuje nieraz wielkoskalowe warstwowanie przekątne rynnowe. Do facji tej można zaliczyć także ławice, w których stropie piaskowiec przechodzi w mułowiec (łupek). Utwory te spotykane są rzadko we fliszu Polskich Karpat.

Asocjacja facjalna piaskowców (S)

Asocjacja facjalna piaskowców obejmuje cienko- - gruboławicowe piaskowce o ostрым spągu i stropie. W spągu ławic mogą występować rozproszone otoczki. Powierzchnie

spągowe ławic są erozyjne, często są zdeformowane pogrążowo, rzadziej płaskie lub pokryte hieroglifami. Utwory tej asocjacji facjalnej występują głównie w ławicach amalgamowanych, współwystępują z utworami asocjacji facjalnej zlepieńców piaszczystych i piaskowców otoczkami oraz zespołu facjalnego zlepieńcowo-piaskowcowego (C-S), oraz asocjacji facjalnej zespołu facjalnego piaskowcowo-mułowcowego (S>M, rzadziej S-M i S<M).

W asocjacji facjalnej piaskowców wyróżniono 7 facji różniących się ukształtowaniem ławic.

Facja mS: piaskowce masywne

Są to piaskowce nie wykazujące gradacji ziarna i laminacji. Mogą występować w nich struktury uciezkowe wody. W dolnej części ławic, rzadziej w obrębie całej ławicy mogą występować intraklasty mułowców. Piaskowce tej facji tworzą ławice średnie i grube. Powierzchnie ograniczające ławice są zazwyczaj płaskie, nieraz są zdeformowane pogrążowo, lub erozyjne. Piaskowce takie występują głównie w obrębie warstw lgockich, godulskich, istebniańskich, piaskowców ciężkowickich oraz warstw krośnieńskich.

Facja mSm: piaskowce masywne bogate w muł

Są to piaskowce nie wykazujące gradacji ziarna i laminacji, cechujące się wyraźnym wzbogaceniem w materiał ilasty i pyłowy. Wzbogacenie to przejawia się słabą zwięzłością skały oraz zazwyczaj jej ciemnoszarą, brązowoszarą barwą. W obrębie całej ławicy mogą występować chaotycznie ułożone intraklasty mułowców. Piaskowce tej facji tworzą zazwyczaj ławice grube. Spągi ławic są płaskie lub zdeformowane pogrążowo, nieraz erozyjne.

Facja mtbS: cienkoławicowe piaskowce masywne

Są to piaskowce zazwyczaj gruboziarniste, nieraz z domieszką granul, rzadziej otoczków, nie wykazujące warstwowania, występujące w formie nieregularnych, cienkich ławic o ostrych powierzchniach ograniczających, często tworzących zestawy (cf. facies B1.2 Pickering *et al.*, 1986). Jest to rzadko spotykany rodzaj utworów.

Facja gS: piaskowce frakcjonowane normalnie

Są to piaskowce, których ławice rozpoczynają się piaskowcem gruboziarnistym, nieraz z rozproszonymi granulami lub otoczkami przechodzącym ku górze w piaskowiec średnio i drobnoziarnisty. Często zasadnicza, centralna część ławicy wykazuje uziarnienie niefrakcjonowane. W dolnej części ławic mogą występować intraklasty mułowców. Tworzą zazwyczaj ławice grube i bardzo grube.

Facja mIS: piaskowce masywne i warstwowane

Są to gruboławicowe piaskowce z dolną, zasadniczą częścią ławicy masywną lub o normalnym uziarnieniu frakcjonalnym i częścią górną, zazwyczaj o mniejszej miąższości, laminowaną poziomo, a w stropie również przekątnie riplemarkowo. Człon laminowany ławicy może wykazywać warstwowanie konwolutive. Sekwencje struktur i tekstur odpowiadają sekwencji Ta-c Boumy. W dolnej części ławic mogą występować intraklasty mułowców. Powierzchnie spągowe ławic wykazują duże zróżnicowanie ukształtowania. W ławicach bardzo grubych są one często płaskie lub pokryte śladami wleczenia przedmiotów. Nieraz bywają zdeformowane pogrążowo. Piaskowce tej facji są częste w obrębie ławic amalgamowanych.

Facja IS: piaskowce warstwowane

Są to gruboławicowe piaskowce w całości laminowane. W dolnej części ławicy zazwyczaj występuje warstwowanie równoległe, takie jak w członie b sekwencji Boumy, zaś w stropie – laminacja riplemarkowa, taka jak w członie c sekwencji Boumy, lub warstwowanie konwolutive. W niektórych ławicach występuje kilka członów warstwowanych równoległe

przekładanych członami z laminacją riplemarkową. Ponadto może zaznaczać się normalne uziarnienie frakcjonalne, widoczne przy porównaniu tekstury dolnej i stropowej części ławicy. Powierzchnie spągowe ławic wykazują duże zróżnicowanie ukształtowania. Zazwyczaj pokryte są różnymi hieroglifami. Nieraz bywają zdeformowane pogrążowo. Piaskowce tej facji są częste w obrębie ławic amalgamowanych.

Facja csS: piaskowce warstwowane przekątnie

Są to średnio- - gruboławicowe piaskowce średnio- - gruboziarniste w całości warstwowane przekątnie wielkoskalowo, tabularnie lub rynnowo, wysoko lub niskokątowo. Warstwowanie podkreślone jest rozmieszczeniem większych ziaren, często granul. Zestawy warstwowane przekątnie mają najczęściej miąższość od 10 do 30 cm. Ławice cechują się dużą nieregularnością, szybko się wyklinowują. Powierzchnie spągowe ławic są erozyjne. Piaskowce tej facji są częste w obrębie ławic amalgamowanych.

Asocjacja facjalna zespołu facjalnego piaskowcowo-mułowcowego o przewadze piaskowców (S>M)

Asocjacja facjalna S>M obejmuje utwory, których ławice składają się z grubego członu piaskowcowego (ławicy piaskowca) przechodzącego ku górze w cieńszą warstwę mułowca (łupka; ławicę mułowca). W spągu ławicy piaskowca mogą występować rozproszone granulule lub otoczaki. Powierzchnie spągowe ławic są pokryte hieroglifami lub płaskie, nieraz erozyjne lub zdeformowane pogrążowo. Ławice utworów tej asocjacji facjalnej odpowiadają ogólnie ławicom utworów z sekwencją teksturowo-strukturalną Boumy. Utwory te współwystępują z utworami różnych facji, szczególnie z asocjacji facjalnej S, C-Sm, S-M, S>M.

W asocjacji facjalnej zespołu facjalnego piaskowcowo-mułowcowego o przewadze piaskowców wyróżniono 3 facje różniące się ukształtowaniem ławic.

Facja mS>M: zespół piaskowiec masywny - mułowiec

Są to utwory, których ławice składają się z grubego członu piaskowcowego (ławicy piaskowca) przechodzącego ku górze w cieńszą warstwę mułowca (łupka; ławicę mułowca). Piaskowiec nie wykazuje gradacji ziarna i laminacji. W stropie ławicy piaskowca, na przejściu do mułowca może występować duża ilość szczątków roślinnych. W piaskowcu, szczególnie w wyższej części ławicy, mogą występować struktury ucieczkowe wody. W dolnej części członu piaskowcowego mogą występować intraklasty mułowców. Piaskowce tej facji tworzą ławice średnie i grube. Powierzchnie spągowe ławic są zazwyczaj płaskie, nieraz są zdeformowane pogrążowo, lub erozyjne.

Facja mIS>M: zespół piaskowiec masywny i laminowany - mułowiec

Są to utwory, których ławice składają się z grubego członu piaskowcowego (ławicy piaskowca) przechodzącego ku górze w cieńszą warstwę mułowca (łupka; ławicę mułowca). Dolna, zasadnicza część ławicy piaskowca jest masywna lub wykazuje normalne uziarnienie frakcjonalne. Górna część ławicy piaskowca, zazwyczaj o mniejszej miąższości, jest laminowana równoległa, a w stropie nieraz również przekątnie riplemarkowo. Człon laminowany ławicy piaskowca może wykazywać warstwowanie konwolutive. Ławica mułowca wykazuje przechodzenie ku górze od mułowca silnie piaszczystego, często bogatego w szczątki roślinne, w mułowiec bardziej ilasty. W jego dolnej części zaznacza się laminacja lub wyraźna oddzielność równoległa. Cechy te zanikają ku górze w mułowcu bardziej ilastym. Sekwencje struktur i tekstur w ławicach utworów tej facji odpowiadają pełnej sekwencji Boumy (Ta-e). W dolnej części ławic piaskowca mogą występować intraklasty mułowców. Powierzchnie spągowe ławic są płaskie lub pokryte śladami prądowymi. Nieraz bywają zdeformowane pogrą-

ZOWO.

Facja $ltS>M$: zespół piaskowiec laminowany - mułowiec

Są to utwory, których ławice składają się z grubego członu piaskowcowego (ławicy piaskowca) przechodzącego ku górze w cieńszą warstwę mułowca (łupka; ławicę mułowca). Ławica piaskowca rozpoczyna się zazwyczaj laminacją równoległą (warstwowaniem równoległym). Ku górze laminacja ta przechodzi w riplemarkową laminację przekątną. W niektórych ławicach występuje kilka członów warstwowanych równolegle przekładanych członami z laminacją riplemarkową. Ponadto może zaznaczać się normalne uziarnienie frakcjonalne, widoczne przy porównaniu tekstury dolnej i stropowej części ławicy. Górna część ławicy piaskowca może wykazywać warstwowanie konwolutive. Ławica mułowca wykazuje Przechodzenie ku górze od mułowca silnie piaszczystego, często bogatego w szczątki roślinne, w bardziej ilasty. W jego dolnej części zaznacza się laminacja lub wyraźna oddzielność równoległa. Cechy te zanikają ku górze w mułowcu bardziej ilastym. Sekwencje struktur i tekstur w ławicach utworów tej facji odpowiadają pełnej sekwencji Boumy (Ta-e). W dolnej części ławicy piaskowca mogą występować intraklasty mułowców. Powierzchnie spągowe ławic są płaskie lub pokryte śladami prądowymi. Nieraz bywają zdeformowane pogrążowo.

Asocjacja facjalna zespołu facjalnego piaskowcowo-mułowcowego o podobnym udziale piaskowców i mułowców (S-M)

Asocjacja facjalna S-M obejmuje utwory, których ławice składają się z cienkiego do grubego członu piaskowcowego (ławicy piaskowca) przechodzącego ku górze w podobnej miąższości członu mułowcowy (łupek, ławicę mułowca). W spągu ławic mogą występować rozproszone granule lub małe otoczaki. Powierzchnie spągowe ławic są pokryte hieroglifami lub płaskie, nieraz erozyjne lub zdeformowane pogrążowo. Ławice utworów tej asocjacji facjalnej odpowiadają ławicom utworów z sekwencją teksturowo-strukturową Boumy. Utwory te współwystępują z utworami różnych facji, szczególnie z asocjacji facjalnej S, $S>M$, $S<M$.

W asocjacji facjalnej S-M wyróżniono 3 facje różniące się ukształtowaniem ławic.

Facja $_{tk}S-M$: zespół gruboławicowy piaskowiec - mułowiec

Są to utwory, których ławice składają się z grubego członu piaskowcowego (ławicy piaskowca) przechodzącego ku górze w podobnej miąższości warstwę mułowca (łupka; ławicę mułowca). Dolna, często zasadnicza część ławicy piaskowca jest masywna lub wykazuje normalne uziarnienie frakcjonalne. Górna część ławicy piaskowca, zazwyczaj o mniejszej miąższości, jest laminowana równolegle, a w stropie zazwyczaj przekątnie riplemarkowo. Człon laminowany ławicy piaskowca może wykazywać warstwowanie konwolutive. Ławica mułowca wykazuje przechodzenie ku górze od mułowca silnie piaszczystego, często bogatego w szczątki roślinne, w mułowiec bardziej ilasty. W jego dolnej części zaznacza się laminacja lub wyraźna oddzielność równoległa. Cechy te zanikają ku górze w mułowcu bardziej ilastym. Sekwencje struktur i tekstur w ławicach utworów tej facji odpowiadają pełnej sekwencji Boumy (Ta-e). Powierzchnie spągowe ławic są płaskie lub pokryte śladami prądowymi, nieraz również strukturami bioturbacyjnymi. Bywają też powierzchnie spągowe erozyjne lub zdeformowane pogrążowo.

Facja $_mS-M$: zespół średnioławicowy piaskowiec - mułowiec

Są to utwory, których ławice składają się ze średniej miąższości członu piaskowcowego (ławicy piaskowca) przechodzącego ku górze w podobnej miąższości warstwę mułowca (łupka; ławicę mułowca). W niektórych ławicach piaskowca ich część dolna jest masywna lub wykazuje normalne uziarnienie frakcjonalne, zaś część górna jest laminowana równole-

gle, a w stropie przekątnie riplemarkowo. W części ławicy piaskowca cała ławica jest laminowana, zazwyczaj równoległe u dołu, zaś przekątnie riplemarkowo u góry. Człon laminowany ławicy piaskowca może wykazywać warstwowanie konwolutive. Ławica mułowca wykazuje przechodzenie ku górze od mułowca piaszczystego, często bogatego w szczątki roślinne, w mułowiec bardziej ilasty. W jego dolnej części zaznacza się laminacja lub wyraźna oddzielność równoległa. Cechy te zanikają ku górze w mułowcu bardziej ilastym. Sekwencje struktur i tekstur w ławicach utworów tej facji odpowiadają pełnej sekwencji Boumy (Ta-e) lub też sekwencji niepełnej (Tb-e, Tc-e). Powierzchnie spągowe ławic są zazwyczaj pokryte różnymi śladami prądowymi, często również strukturami bioturbacyjnymi. Nieraz bywają zdeformowane pogrążowo. Na opisywanym obszarze utwory tej facji mogą występować głównie w piaskowcach grodziskich, warstwach Igockich, godulskich, oraz krośnieńskich, podrzędnie w warstwach cieszyńskich, istebniańskich, menilitowych i piaskowcach ciężkowickich.

Facja $_{tn}S-M$: zespół cienkoławicowy piaskowiec - mułowiec

Są to utwory, których ławice składają się z cienkiego członu piaskowcowego (ławicy piaskowca) przechodzącego ku górze w podobnej miąższości warstwę mułowca (łupku; ławicę mułowca). Piaskowiec wykazuje zazwyczaj riplemarkową laminację przekątną, często warstwowanie konwolutive, nieraz warstwowanie równoległe lub brak laminacji. Mułowiec przechodzi ku górze od mułowca piaszczystego, często bogatego w szczątki roślinne, w bardziej ilasty. W jego dolnej części zaznacza się laminacja lub wyraźna oddzielność równoległa. Cechy te zanikają ku górze w mułowcu bardziej ilastym. Sekwencje struktur i tekstur w ławicach utworów tej facji odpowiadają zazwyczaj niepełnej sekwencji Boumy (Tc-e, rzadziej Tb-e lub Tabde). Powierzchnie spągowe ławic są pokryte różnymi śladami prądowymi oraz strukturami bioturbacyjnymi. Nieraz bywają zdeformowane pogrążowo.

Asocjacja facjalna zespołu facjalnego piaskowcowo-mułowcowego o przewadze mułowców (S<M)

Asocjacja facjalna S<M obejmuje utwory, których ławice składają się z cienkiego do grubego członu piaskowcowego (ławicy piaskowca) przechodzącego ku górze w znacznie większej miąższości człon mułowcowy (łupkę, ławicę mułowca). Powierzchnie spągowe ławic są pokryte hieroglifami lub płaskie, nieraz erozyjne lub zdeformowane pogrążowo. Ławice utworów tej asocjacji facjalnej odpowiadają ławicom utworów z sekwencją teksturowo-strukturalną Boumy. Utwory te współwystępują z utworami różnych facji, szczególnie z asocjacji facjalnej S>M, S-M, M.

W asocjacji facjalnej S<M wyróżniono 3 facje różniące się ukształtowaniem ławic.

Facja $_{tk}S<M$: zespół gruboławicowy piaskowiec – mułowiec, o przewadze mułowca

Są to utwory, których ławice składają się z cienkiego do grubego członu piaskowcowego (ławicy piaskowca) przechodzącego ku górze w większej miąższości, co najmniej grubą warstwę mułowca (łupkę; ławicę mułowca). W grubych i średnich ławicach piaskowca ich część dolna, często zasadnicza, jest masywna lub wykazuje normalne uziarnienie frakcyjne. Górna część takich ławic jest laminowana równoległe, a w stropie zazwyczaj przekątnie riplemarkowo. Nieraz całe ławice piaskowca, tak grube jak i cienkie, są laminowane równoległe i przekątnie. Człon laminowany ławicy piaskowca może wykazywać warstwowanie konwolutive. Ławica mułowca wykazuje przechodzenie ku górze od mułowca silnie piaszczystego w mułowiec bardziej ilasty. W jego dolnej części zaznacza się laminacja lub wyraźna oddzielność równoległa. Cechy te zanikają ku górze w mułowcu bardziej ilastym. Sekwencje struktur i tekstur w ławicach utworów tej facji odpowiadają pełnej sekwencji Boumy (Ta-e). Powierzchnie spągowe ławic są płaskie lub pokryte śladami prądowymi, nieraz również

strukturami bioturbacyjnymi. Bywają też powierzchnie spągowe erozyjne lub zdeformowane pogrążowo.

Facja $mS<M$: zespół średnioławicowy piaskowiec - mułowiec, o przewodzie mułowca

Są to utwory, których ławice składają się z cienkiego członu piaskowcowego (ławicy piaskowca) przechodzącego ku górze w średniej miąższości warstwę mułowca (łupka; ławicę mułowca). Piaskowiec wykazuje laminację równoległą u dołu warstwy oraz przekątną riplemarkową w stropie, lub też wyłącznie riplemarkową laminację przekątną, albo warstwowanie konwolutne. Ławica mułowca wykazuje przechodzenie ku górze od mułowca piaszczystego w mułowiec bardziej ilasty. W jego dolnej części zaznacza się laminacja lub wyraźna oddzielność równoległa. Cechy te zanikają ku górze w mułowcu bardziej ilastym. Sekwencje struktur i tekstur w ławicach utworów tej facji odpowiadają niepełnej sekwencji Boumy (Tb-e, Tc-e). Powierzchnie spągowe ławic są zazwyczaj pokryte różnymi śladami prądowymi, często również strukturami bioturbacyjnymi. Nieraz bywają zdeformowane pogrążowo.

Facja $tnS<M$: zespół cienkoławicowy piaskowiec - mułowiec, o przewodzie mułowca

Są to utwory, których ławice składają się z bardzo cienkiego członu piaskowcowego przechodzącego ku górze w cienki człon mułowca (łupka). Piaskowiec wykazuje riplemarkową laminację przekątną lub laminację równoległą. Mułowiec wykazuje przechodzenie ku górze od mułowca pylastego w ilasty. W jego dolnej części zaznacza się laminacja lub wyraźna oddzielność równoległa. Cechy te zanikają ku górze w mułowcu bardziej ilastym. Sekwencje struktur i tekstur w ławicach utworów tej facji odpowiadają niepełnej sekwencji Boumy (Tc-e, rzadziej Tb-e). Powierzchnie spągowe ławic są zazwyczaj pokryte różnymi śladami prądowymi oraz strukturami bioturbacyjnymi.

Asocjacja facjalna mułowców (M)

Asocjacja facjalna mułowców obejmuje cienko- - gruboławicowe mułowce, pyłowce masywne lub o uziarnieniu frakcjonalnym normalnym, mułowce przewarstwiane smugami pyłowca oraz ławice mułowców z otoczkami. Powierzchnie ograniczające ławice są nieraz makroskopowo wyraźne, nieraz wymagają badań mikroskopowych. Utwory tej asocjacji facjalnej występują głównie z utworami facji $tnS<M$ i $tnS-M$.

W asocjacji facjalnej mułowców wyróżniono 6 facji różniących się ukształtowaniem warstw.

Facja mSl : pyłowce masywne

Są to pyłowce nie wykazujące gradacji ziarna i laminacji. Mogą występować w nich rozproszone intraklasty mułowców. Powierzchnie ograniczające ławice są zazwyczaj płaskie. Utwory tej facji tworzą ławice średnie i grube.

Facja mMd : mułowce masywne

Są to mułowce nie wykazujące gradacji ziarna i laminacji, aczkolwiek mogą wykazywać regularną równoległą oddzielność. Występują w formie cienkich do grubych warstw o ostrych lub nieostrych powierzchniach ograniczających. Ostre spągi ławic są płaskie.

Facja mCl : ilowce masywne

Są to mułowce ilaste do ilowców (łupków ilastych). Wykazują oddzielność równoległą mniej lub bardziej regularną i połyskujące powierzchnie oddzielności. Występują w formie cienkich warstw o nieostrych powierzchniach ograniczających.

Facja gM: mułowce frakcjonowane

Są to mułowce piaszczyste lub pylaste w spągu warstw, przechodzące ku górze w mułowce ilaste lub ilowce. Często zasadnicza, centralna część warstwy wykazuje uziarnienie niefrakcjonowane. Spągi warstw są ostre, płaskie, nieraz zbioturbowane. Mułowce takie występują głównie w warstwach cienkich.

Facja stM: mułowce warstwowane

Są to mułowce wykazujące subtelne warstwowanie poziome podkreślone submilimetrowej do milimetrowej grubości laminami piaszczystymi lub pyłowymi, nieraz płaskimi soczewkami pyłowymi o grubości do paru milimetrów, wykazującymi laminację przekątną.

Facja gvM: mułowce z otoczkami i parazlepieńce z mułową matriks (gravely mudstone)

Są to utwory zdominowane materiałem mułowym, w których występują luźno, bezładnie rozmieszczone granule, otoczki lub głązy. Utwory te tworzą ławice o miąższości od kilkudziesięciu centymetrów do kilku metrów.

Asocjacja facjalna osadów zdeformowanych (DD)

Asocjacja facjalna DD obejmuje cienko- - gruboławicowe utwory wykazujące różny stopień deformacji i rozczłonkowania zdeformowanego materiału, po brekcje śródformacyjne włącznie.

W asocjacji facjalnej DD wyróżniono 4 facje różniące się ukształtowaniem warstw.

Facja ffD: utwory pofałdowane zwarte

Są to utwory silnie zdeformowane, pofałdowane, nieco porozrywane występujące w ławicach o miąższości od centymetrów do metrów. Warstwy zaburzone występujące w obrębie tych utworów zmieniają położenie na krótkich odcinkach i układają się pod ostrymi kątami do warstw sąsiadujących. Miejscami widoczne są ścięcia z przemieszczeniem. Powierzchni ograniczające warstwy takich utworów są gładkie, płaskie do bardzo nieregularnych. Utwory tej facji wykazują przejścia do utworów pofałdowanych zwartych (facja ffD).

Facja brD: utwory zbrekcjowane, posklebiane

Są to utwory silnie zdeformowane, pofałdowane, porozrywane, z partiami osadu pozwijanego, występujące w ławicach o różnej miąższości. Powierzchnie ograniczające warstwy takich utworów są równoległe do nierównoległych, gładkie, płaskie do bardzo nieregularnych. Utwory tej facji wykazują przejścia do utworów zbrekcjowanych, posklebianych (facja brD) oraz facji ifC_{md} i ifC_{sd}.

Facja ifC_{md}: brekcje śródformacyjne o mułowej matriks

Są to brekcje zbudowane z różnej wielkości porozrywanych, w różnym stopniu zdeformowanych utworów intrabasenowych, głównie mułowców i cienkoławicowych piaskowców wymieszane w mułowej matriks. Tworzą warstwy o różnej miąższości. Powierzchnie ograniczające warstwy są równoległe do nierównoległych, gładkie, płaskie do bardzo nieregularnych. Utwory tej facji wykazują przejścia do utworów facji brD oraz ifC_{sd}. Na opisywanym obszarze utwory facji ifC_{md} mogą występować głównie w warstwach istebniańskich.

Facja ifC_{sd}: brekcje śródformacyjne o piaszczysto-mułowej matriks

Są to brekcje zbudowane z różnej wielkości porozrywanych, w różnym stopniu zdeformowanych utworów intrabasenowych, głównie mułowców i cienkoławicowych piaskowców wymieszane w piaszczysto-mułowej matriks. Tworzą warstwy o różnej miąższości. Powierzchnie ograniczające warstwy są równoległe do nierównoległych, gładkie, płaskie do

bardzo nieregularnych. Utwory tej facji wykazują przejścia do utworów facji brD oraz ifC_{sd}. Na opisywanym obszarze utwory facji ifC_{md} mogą występować głównie w warstwach istebniańskich.

Facje specjalne

Do asocjacji tej zaliczono rogowce, margle, wapienie i dolomity, syderyty. Są to utwory wyróżniające się swoim składem mineralnym, teksturą, zwięzłością i barwą.

Facja Ch: rogowce

Utwory tej facji to rogowce tworzące bardzo cienkie i cienkie warstwy, nieraz soczewki przekładające się z łupkami krzemionkowymi, piaskowcami lub marglami krzemionkowymi.

Facja Ma: margle

Utwory tej facji to margle od cienko- do gruboławicowych, kremowe, beżowe do brunatnych, miękkie do twardych. Margle twarde to margle krzemionkowe oraz margle wysoce wapniste i syderytyczne.

Facja Lm: wapienie

Utwory tej facji to głównie wapienie pelityczne (wapienie typu mudstone) beżowe lub kremowe. Ich udział na opisywanym obszarze jest śladowy. Mogą występować w obrębie pakietu margli dynowskich w obrębie warstw menilitowych. Mogą tam występować wapienie pelityczne nielaminowane jak również laminowane charakterystycznymi gruzełkowatymi laminami.

Facja Sy: syderyty i ankeryty

Utwory tej facji to utwory pelityczne beżowe lub brązowo-szare. Ich udział na opisywanym obszarze jest śladowy. Tak syderyty jak i ankeryty mogą występować w formie izolowanych, cienkich warstw i soczewek, o miąższości zazwyczaj nie przekraczającej 10 cm.