

M. KSIĄŻKIEWICZ

UWARSTWIENIE FRAKcjONALNE I LAMINOWANE WE FLISZU KARPACKIM¹

(10 rys.)

Фракциональная и пластинчатая слоистость
в карпатском флише

(10 рис.)

Graded and laminated bedding in the Carpathian Flysch

(10 fig.)

Streszczenie: Omówione są dominujące typy warstwowania frakcjonalnego i laminowanego we fliszu wraz z ich kombinacją czyli warstwowaniem złożonym. Stosunek hieroglifów do warstwowania i rozmycia w spągu ławic fliszowych są również opisane, jak też skład granulometryczny, wysortowanie, obróbka mechaniczna i orientacja składników ławic klastycznych. Poddany jest dyskusji mechanizm depozycji ławic piaszczystych i warunki batymetryczne tworzenia się fliszu.

Wstęp

Głównymi problemami sedymentacji fliszu są zagadnienia związane ze sposobem osadzania się materiału fliszowego, jego pochodzenie, głębokość basenu fliszowego i wpływ procesów tektonicznych na sedymentację. Badania petrograficzne składu osadów fliszowych oraz licznych we fliszu egzotyków mogą dać odpowiedź na zagadnienie pochodzenia materiału klastycznego, dominującego we fliszu. Badania takie w Karpatach polskich są zaawansowane i prace S. Kreutza, A. Gawła, T. Wiesera, S. Jaskólskiego i in. przyniosły w tym względzie obfity materiał.

Natomiast o mechanizmie osadzania się fliszu wiemy bardzo mało. Badania petrograficzne, w ścisłym tego słowa znaczeniu, właściwie nie interesują się tym zagadnieniem. Tutaj istotnie skład petrograficzny skał nie daje wiele wskazówek, a ważniejszy jest rodzaj warstwowania elementów fliszowych, przede wszystkim piaskowców i zlepieńców, będący odbiciem mechanizmu depozycji.

Zagadnienie mechanizmu osadzania się fliszu łączy się ściśle z problemem określenia głębokości i odległości od brzegu, w jakich osadzał się flisz. Wprawdzie sposób warstwowania nie jest jedynym ani niezawodnym wskaźnikiem głębokościowych warunków depozycji, ale niemniej

¹ Streszczenie tej pracy zostało przedstawione na posiedzeniu Pol. Tow. Geol. dnia 15. XII. 1952 pt. „Zagadnienie sedymentacji fliszowej“.

warstwowanie jest inne w strefie przybrzeżnej, inne w strefie nerytycznej, inne wreszcie w strefie głębszej. Lepiej niż sposoby warstwowania oznaczają głębokość resztki organiczne, zwłaszcza organizmów bentonicznych, pod warunkiem, że są one istotnie autochtoniczne, tzn. pogrzebane w swym środowisku życiowym lub bardzo blisko niego. Sposób warstwowania osadu może niejednokrotnie rozstrzygnąć czy resztki te są autochtoniczne czy też wraz z osadem, w którym są pogrzebane, nie są one przetransportowane w głębokość różną od swej strefy życiowej.

Wreszcie w sposobie warstwowania może być zaznaczony kierunek, w którym materiał był transportowany. W ten sposób uzyskuje się dodatkowe dane oświetlające zagadnienie pochodzenia materiału i uzyskuje się podstawy dla paleogeograficznych rekonstrukcji.

Notatka niniejsza jest poświęcona zagadnieniu głównych typów warstwowania, występujących we fliszu, powszechnie znanych geologom kartującym flisz, ale stosunkowo rzadko przez nich bliżej opisywanych. Jest ona dalszym ciągiem dwóch innych notatek, zajmujących się typami warstwowania, które raczej wyjątkowo występują we fliszu, a więc warstwowaniem przekątnym i spływowym (K s i ą ż k i e w i c z 1947, 1950). Głównymi typami warstwowania fliszu są bowiem uwarstwienia frakcjonalne i laminowane.

Dla uniknięcia nieporozumień zaznaczam, że pod nazwą „uwarstwienie“ lub „warstwowanie“ rozumiem wewnętrzne ułożenie elementów składowych ławic piaskowców, wapieni lub zlepieńców. Termin „ławica“ stosuję do warstw „mocnych“ utworów wyróżniających się spoiistością i twardością od warstw leżących w spągu i w stropie lub oddzielonych od innych podobnych ławic wyraźną powierzchnią. We fliszu ławice piaskowców leżą zatem wśród warstw łupków, ale są wewnętrznie w ten czy w inny sposób uwarstwione. Uwarstwienie polega na pewnym przestrzennym uporządkowaniu składników. W tym znaczeniu termin warstwowanie określa „teksturę“, ale nie używam tego terminu, gdyż określenia „tekstura“ i „struktura“ w odniesieniu do skał nie są w literaturze ustalone i często rozumie się pod nimi różne rzeczy; ponadto w terminologii anglosaskiej określa się teksturą to właśnie, co w literaturze niemieckiej i radzieckiej oznacza się mianem „struktury“.

Ławice fliszowe w pewnych przypadkach nie okazują żadnego uporządkowania składników, wtedy o uwarstwieniu trudno jest mówić, co najwyżej można je określić jako nieregularne albo nieuporządkowane. Znacznie częściej, mniej lub więcej wyraźnie zaznacza się pewne uporządkowanie. Składniki mogą być ułożone według wielkości w ten sposób, że w pewnej części ławicy, w dole, w środku lub w górze, ale najczęściej w dole, przeważają albo zaznaczają swą obecność ziarna większe, a w innych częściach drobniejsze; nazywamy takie warstwowanie „frakcjonalnym“ (*graded bedding*), ponieważ warstwowanie jest wtedy odbiciem uporządkowania frakcji (*grades*) w ławicy: np. w dole występują frakcje większe (zwykle obok frakcji mniejszych), w górze przewagę mają frakcje drobniejsze. Jeśli ziarna w jednej ławicy ułożone są w ten sposób, że w pewnej części ławicy, w dole, w środku lub w górze, ale najczęściej do górnej i dolnej powierzchni ławicy, mamy uwarstwienie laminowane. Gdy warstewki są ustawione skośnie względem powierzchni ławicy, warstwowanie jest przekątne. Normalnie pod tym mianem rozu-

miemy warstwowanie o laminach ułożonych w jednym kierunku; gdy kierunki są zmienne, mówimy o warstwowaniu krzyżowym. Ten ostatni typ warstwowania jest we fliszu, zdaje się, bardzo rzadki. Laminę (warstewkę) mogą być w obrębie ławicy pocięte pod wpływem ruchów hydroplastycznego materiału w czasie sedymentacji lub bezpośrednio po depozycji. Powstaje wtedy uwarstwienie spływowe. Często trudno go oddzielić od warstwowania falistego, wywołanego nierównym ułożeniem lamin bezpośrednio przy sedymentacji.

Warstwowanie należy odróżnić od uławicenia. Ławice mogą być grube lub cienkie; stąd określamy piaskowce, zlepieńce lub wapienie jako grubo- czy cienko-ławicowe. Określenie grubowarstwowy oznacza natomiast skałę o grubej laminacji, która może być poza tym cienkoławicową. Uławicenie może być regularne lub nieregularne (ale nie może być przekątne). Flisz jest uderzająco regularnie uławicony. Ławice piaskowców są na dość znacznych przestrzeniach równej grubości, ich powierzchnie dolna i górna są do siebie równoległe, ławic soczewkowatych na ogół nie obserwuje się i stosunkowo rzadko napotyka się na wyklinowujące się zakończenia ławic, co może świadczyć, że ławice piaskowcowe ciągną się na znacznych przestrzeniach, co najmniej kilkaset metrów, a w wielu przypadkach kilka kilometrów.

Tak, jak ławice fliszowe są dość stałe, tak samo stały jest typ warstwowania występujący w ławicy. Każda ławica ma sobie właściwy typ warstwowania i typ ten nie zmienia się w niej od miejsca do miejsca. Jeśli ławica jest frakcjonalnie warstwowana obserwuje się to warstwowanie na całej rozciągłości ławicy; jeśli występuje w niej warstwowanie przekątne, obserwować je będziemy we wszystkich miejscach występowania tej ławicy. Nieraz w jednej ławicy występują różne typy warstwowania, np. frakcjonalne i przekątne, frakcjonalne i laminowane; nie występują one wtedy w ławicy nieregularnie, ale są w pewien sposób uporządkowane, np. frakcjonalne w dole, przekątne w górze ławicy i wtedy obserwujemy wszędzie w ławicy to samo uporządkowanie.

Nie ulega wątpliwości, że każdy typ warstwowania ławicy jest rezultatem pewnego mechanizmu depozycji i warunki tej depozycji można próbować odczytać z rodzaju warstwowania.

Warstwowanie frakcjonalne

Warstwowanie frakcjonalne jednokrotne. Najprostszym przypadkiem tego warstwowania jest ławica złożona z detrytycznego materiału, ułożonego w ten sposób, że w dolnej części ławicy występują frakcje grubsze, które ku górze ustępują miejsca frakcjom coraz to drobniejszym, aż ławica przechodzi z wolna w osad pelityczny. Idealnym przypadkiem takiego warstwowania byłby przypadek, w którym najniższa część ławicy składałaby się tylko z jednej, największej frakcji, następna część innej, nieco mniejszej frakcji itd. Takiego idealnego warstwowania frakcjonalnego we fliszu nie ma; frakcje są w mniejszym lub większym stopniu wymieszane, ale frakcje największe występują tylko w najniższej części ławicy, pomieszane tu z innymi drobniejszymi frakcjami. Niemal regułą jest, że frakcje bardzo drobne występują w spągowej części ławicy obok frakcji dużych, natomiast frakcje duże niemal nie

występują w górnej części ławicy. Bardzo częste są przypadki, że w najniższej części ławicy wagowo drobne frakcje przeważają i to znacznie nad frakcjami grubymi, które stanowią tylko nieznaczną domieszkę. Jako przykład można podać cyfry następujące (% wag):

| Frakcje mm | Część dolna | Część środk. | Część górna |
|-------------|-------------|--------------|-------------|
| > 1 mm | 5,58 | 1,36 | 0,62 |
| 1 — 0,25 | 51,35 | 35,68 | 27,97 |
| 0,24 — 0,12 | 25,02 | 34,34 | 42,51 |
| < 0,12 | 18,05 | 28,62 | 28,90 |

Trudno jest powiedzieć, czy podany przykład (z warstw istebniańskich) jest typowy dla warstwowania frakcjonalnego fliszu, bo rozporządzamy jeszcze zbyt małą ilością analiz granulometrycznych piaskowców fliszowych, ale zdaje się on w każdym razie ilustrować częsty przypadek rozmieszczenia ziarn zależnie od ich wielkości w tym typie warstwowania. Są też przypadki, że ilość ziarn dużych dochodzi do kilkunastu a nawet kilkudziesięciu procent, ale przypadki takie są bardzo rzadkie.

Ławica frakcjonalna leży na warstwie łupku. Granica z łupkiem podścielającym jest ostra, natomiast granica z łupkiem przykrywającym jest niewyraźna i stopniowo piaskowiec przechodzi ku górze w łupek. Można powiedzieć w takim przypadku, że warstwowanie frakcjonalne jest s t o p n i o w a n e (gradacyjne) (rys. 1a). Przypadek dość częsty, nie jest jednakowoż w warstwowaniu frakcjonalnym regułą; często zdarza się, że stopniowego przejścia od piaskowca do łupku brak i frakcja pelityczna zjawia się dość nagle, nad jeszcze dość grubą frakcją. Wtedy nie tylko dolna, ale także górna granica jest ostra. Można wtedy mówić o warstwowaniu frakcjonalnym p r z e r y w a n y m (rys. 1c).

Taka niekompletność dotyczyć może nie górnych a pośrednich ogniwi warstwowania. Zdarza się nieraz, że ławica zaczyna się zlepieńcem, ponad którym leży wprost drobnoziarnisty piaskowiec; ogniwi z frakcjami pośrednimi między zlepieńcem a drobnoziarnistym piaskowcem brak i granica jest nagła między nimi, może być natomiast powolna od drobnoziarnistego stropu ławicy do nadścielającego łupku (rys. 1d). Jako przykład można podać ławicę frakcjonalną, której pierwszy decymetr składa się z ziarn o maksymalnej średnicy 3—4 cm, a w następnym decymetrze maksymalna średnica wynosi tylko 0,5 mm. Skrajnym przypadkiem takiego typu warstwowania jest częste we fliszu zjawisko, że w spągu ławicy leżą luźne większe, o parocentymetrowej średnicy otoczaki, nie tworzące ciągłej warstwy, ale rodzaj bruku, na którym leży piaskowiec.

Rozdzielenie frakcji w warstwowaniu frakcjonalnym może być lepsze lub gorsze. Zdarza się że ławica zaczyna się zlepieńcem, ponad którym leży piaskowiec gruboziarnisty, następnie drobnoziarnisty, wreszcie zjawia się muł i pelit. Rozdzielenie frakcji jest tu względnie dobre z zastrzeżeniem, że zawsze jest dalekie od idealnego. Ale częste są przypadki, że pionowe rozdzielenie frakcji jest bardzo słabe i chociaż nawet wtedy większe frakcje skupiają się bliżej spągu ławicy, nie brak ich w pozostałych częściach aż do samego stropu (rys. 1b). Różnice w procentach wagowych poszczególnych frakcji w dolnej i górnej części ławicy będą

wtedy nieznaczne, jak to podaje inny przykład, wzięty też z warstw istebniańskich:

| Frakcje mm | Część dolna | Część górna |
|-------------|-------------|-------------|
| > 1 | 0,69% | 0,02% |
| 1 — 0,25 | 24,56 | 20,41 |
| 0,24 — 0,12 | 30,19 | 34,41 |
| < 0,12 | 44,66 | 45,16 |

Szczególnie w piaskowcach gruboziarnistych bez domieszki zlepieńców, makroskopowo nie zaznacza się prawie żadna różnica w składzie me-

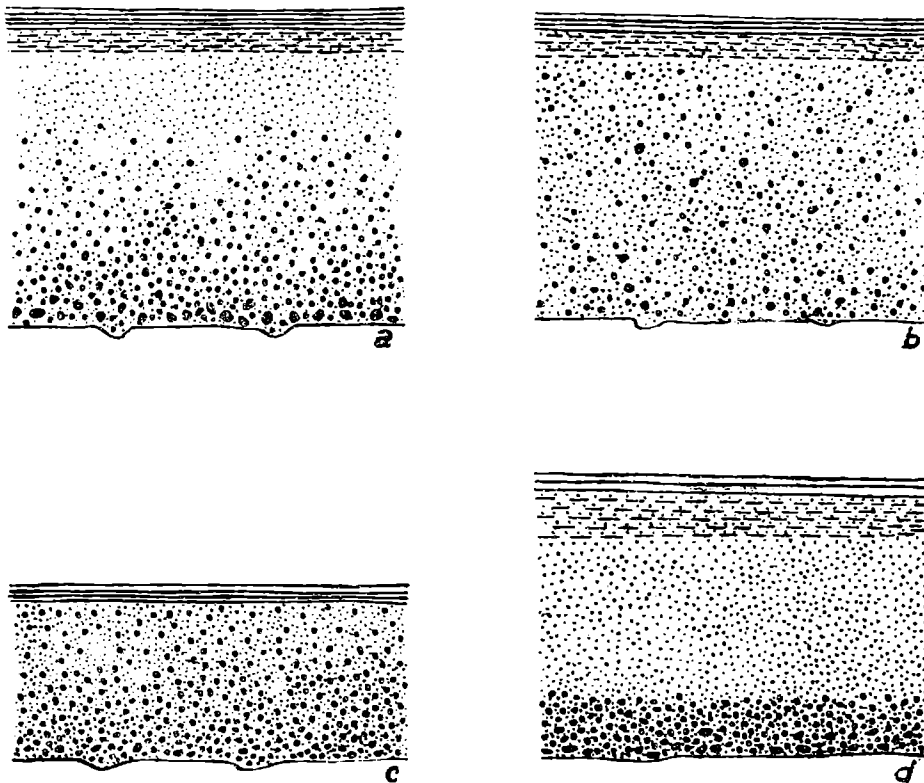


Fig. 1

Warstwowanie frakcyjne jednokrotne

a) stopniowane (gradacyjne) o dobrym rozdzielaniu; b) stopniowane o złym rozdzielaniu; c) przerywane (brak części drobnoziarnistej) d) przerywane (brak części średnioziarnistej)

Однократная фракционная слоистость

Single graded bedding

a) continuous with good separation; b) continuous with poor separation; c) discontinuous (fine-grained part is missing); d) discontinuous (medium-grained part is missing)

chanicznym dolnej części ławicy i jej części środkowych a nawet górnych. a analiza granulometryczna też większych różnic nie wykrywa. Co najwyżej, w najniższej części ławicy może występować nieco większych ziarn. Można więc wyróżniać lepiej lub gorzej rozdzielone warstwowanie frakcyjne.

Skrajnym przypadkiem złego rozdzielania jest brak jakiegokolwiek uporządkowania ziarn według wielkości w ławicy. Takie ławice nie mogą być zaliczone do warstwowania frakcjonalnego.

Grubość ławic okazujących frakcjonalne warstwowanie jest różna i waha się w większych granicach niż grubość ławic o innym typie warstwowania; mogą to być zaledwie parocentymetrowe ławice, a z drugiej strony osiągać one mogą grubość kilku metrów. Na ogół im grubsze ławice, tym przeciętnie mają grubsze ziarno, choć w tym względzie istnieją też wcale nierzadkie wyjątki.

Grubość elementów składowych ławicy frakcjonowanej nie przekracza zwykle kilku centymetrów, najczęściej chodzi o ziarna znacznie mniejsze. Zlepieńce składające się z dużych otoczków nie okazują zwykle żadnego frakcjonowania, ale nie jest rzadkością, że otoczki wielkości pięści występują w dolnej części ławic zlepieńcowato-piaszczystych albo też tworzą bruk w ich spągu, a w zlepieńcach jarmuckich widziałem ławicę grubości przeszło 5 m, wyraźnie frakcjonowaną z otoczkami wielkości głowy w spągu. Największa średnica otoczków występujących w ławicach o frakcjonalnym warstwowaniu, stwierdzona we fliszu (zlepieńce istebniańskie) wynosi 15 cm.

Rozdział frakcjonalny dotyczy nie tylko otoczków i ziarn kwarcu, ale także innych składników. Glaukonit jest bardzo często ograniczony do dolnej części ławicy, jeśli ławica jest średnio lub drobnoziarnista, natomiast w ławicach zaczynających się grubym ziarnem lub zlepieńcem, glaukonit jest nieobecny w dolnej części i zjawia się w górnej części ławicy; jeszcze wyżej, gdzie ziarno drobnieje, glaukonit znika. Muskowit bardzo często występuje w górnej części ławicy, a jeśli występuje, jak to często bywa, w całej ławicy, jest go w górze wyraźnie więcej. Sieczka roślinna niemal z reguły występuje tylko w stropie ławic. Frakcjonowanie dotyczy także składników organicznych. W wielu przypadkach można obserwować, że resztki organiczne stosują się do wielkości uziarnienia piaskowców: im grubsze ziarno, tym większe są fragmenty i elementy organiczne jak ułamki skorup, kolce, krynoidy, litotamnia, a przede wszystkim numulity i inne większe otwornice; rozmiary resztek organicznych maleją ku górze wraz ze zmniejszaniem się średnicy ziarn. Niektóre okrucowce organiczne złożone niemal wyłącznie z fragmentów organicznych (litotamniów, mszywiołów itd.) wykazują wyraźną gradację ziarna ku górze. Z kulmu sudeckiego, który podobnie, jak część dewonu, wykazuje wyraźnie fliszowy charakter, znam przykłady frakcjonalnego warstwowania ławic wapieni krynoidowych, przechodzących stopniowo ku górze w łupek.

Charakterystyczną cechą warstwowania frakcjonalnego jest występowanie gałek, płaskich otoczków lub kanciastych kawałków łupków, posiadających cechy podobne jak łupki oddzielające ławice piaskowców. Fragmenty te często leżą równolegle do warstwowania, ale nieraz ustawione są skośnie lub nawet prostopadle. Rozmiary ich mogą być znaczne: w ławicach istebniańskich występują kawałki łupków kilka decymetrów długie. Obecność ich we fliszu, znana od dawna geologom, którzy już dawno, jak np. E. T i e t z e zastanawiali się nad ich pochodzeniem, wskazuje na szczególny rodzaj transportu, dzięki któremu fragmenty te nie uległy rozdrobnieniu, przenoszone wraz z gruboziarnistym materiałem,

ponadto ich skośne nieraz ustawienie wskazuje na szybkie zagrzebanie piaskiem.

Jednokrotne warstwowanie frakcjonalne jest częste we fliszu karpacim, chociaż nie zdaje się, by to był najczęstszy typ warstwowania. Znacznie częściej typ ten nie występuje w czystej postaci, ale łączy się z innymi rodzajami warstwowania, zwłaszcza z warstwowaniem laminowanym. Dobre przykłady tego typu warstwowania można obserwować w warstwach grodziskich, w warstwach istebniańskich (najczęściej przerywane i o złym rozdzieleniu), w warstwach z Szydłowca (mastrycht podśląski), jarmuckich, piaskowcach ciężkowickich (zarówno serii śląskiej jak też magurskiej), pasierbieckich (eocen środkowy serii magurskiej) oraz w warstwach magurskich (stosunkowo niezbyt często). W innych seriach fliszowych jest to typ rzadki i występuje tylko pod postacią poszczególnych, rzadko w serii zjawiających się wkładek, jak np. w warstwach lgockich i inoceramowych. Szczególnie warto podkreślić obecność tego typu w wapieniach cieszyńskich, które jak wiadomo od czasów Hoheneggera składają się z dwóch odmian, pelitycznej i detrytycznej. Ławice odmiany detrytycznej są zwykle frakcjonalne, składają się z okruchów i otoczków wapieni, ziarn oolitowych, glonów, krynoidów i ziarn kwarcu; większe elementy gromadzą się w tych ławicach w dolnej części, ku górze przechodząc w pelit wapienny. W rogowcach mikuszowickich widzi się nieraz frakcjonowanie polegające na tym, że piasek zgromadził się w dolnej, a igły gąbek w górnej części ławicy.

Warstwowanie frakcjonalne wielokrotne. Nieraz w środkowej części ławicy zaczynającej się grubym ziarnem zjawia się po raz drugi znowu znaczna domieszka frakcji grubej, przy czym widoczne jest w tym przypadku mniej lub więcej dość nagłe przejście od części drobnoziarnistej do środkowej części gruboziarnistej, ale nigdy granica ta nie jest ostra (rys. 2a). Nowy pojaw ziarna grubego może mieć maksymalną średnicę tak samo dużą jak pierwszy, ale najczęściej jest ona nieco mniejsza lub większa. Zwielokrotnienie pojawu grubszego ziarna w ławicy może być podwójne, potrójne itd., ale najczęściej obserwuje się podwójne. Podwójne warstwowanie frakcjonalne jest częste we fliszu i dotyczy zlepieńcowatych i gruboziarnistych ławic, a radsze jest w ławicach o drobnym ziarnie. Tu trzeba zrobić zastrzeżenie, że może to być pozorne, gdyż w ławicach drobnoziarnistych powtórzenie się gradacji mniej rzuca się w oczy. Najtypowsze przykłady znam z eocenu środkowego serii magurskiej (piaskowce pasierbieckie) okolic Zawoi i Osielca ale występują one też nierzadko we wszystkich seriach o warstwowaniu frakcjonalnym, jak w warstwach istebniańskich, cieszyńskich itd.

Warstwowanie frakcjonalne odwrócone. Typ ten, bardzo rzadki we fliszu w czystej postaci, polega na tym, że ławica piaskowcowa zaczyna się u dołu drobniejszym ziarnem, którego średnica zwiększa się ku górze. Obie powierzchnie ławicy są ostre. Odwrócenie nie jest zupełne, gdyż między podścielającym łupkiem a piaskowcem nie istnieje przejście; odwrócenie dotyczy tylko gradacji wewnątrz ławicy (rys. 2b).

Odwrócone warstwowanie frakcjonalne występuje w seriach, o których wiadomo na podstawie hieroglifów, następstwa itd., że nie są tektonicznie odwrócone.

Dotąd zanotowane przypadki takiego warstwowania dotyczą przeważnie ławic o niewielkiej grubości i niewielkiej gruboziarnistości, ale znane są przykłady np. ławicy o grubości 4 m, o ziarnie 0,5—1,5 mm, kończącej się otoczkami kwarcu i łupków chlorytowych o średnicy większej od 1 cm, albo ławicy grubości 2 m, zawierającej w stropie otoczki dochodzące do średnicy 4 cm (oba przykłady z piaskowców ciężkowickich serii magurskiej, Skawce). Ten typ warstwowania występuje sporadycznie w warstwach łgockich (np. Kaczyna koło Wadowic), inoceramowych (Bednarka koło Gorlic) itd. Czasem zaznacza się tylko tym, że górna powierzchnia ławicy usiana jest większymi ziarnami kwarcu,

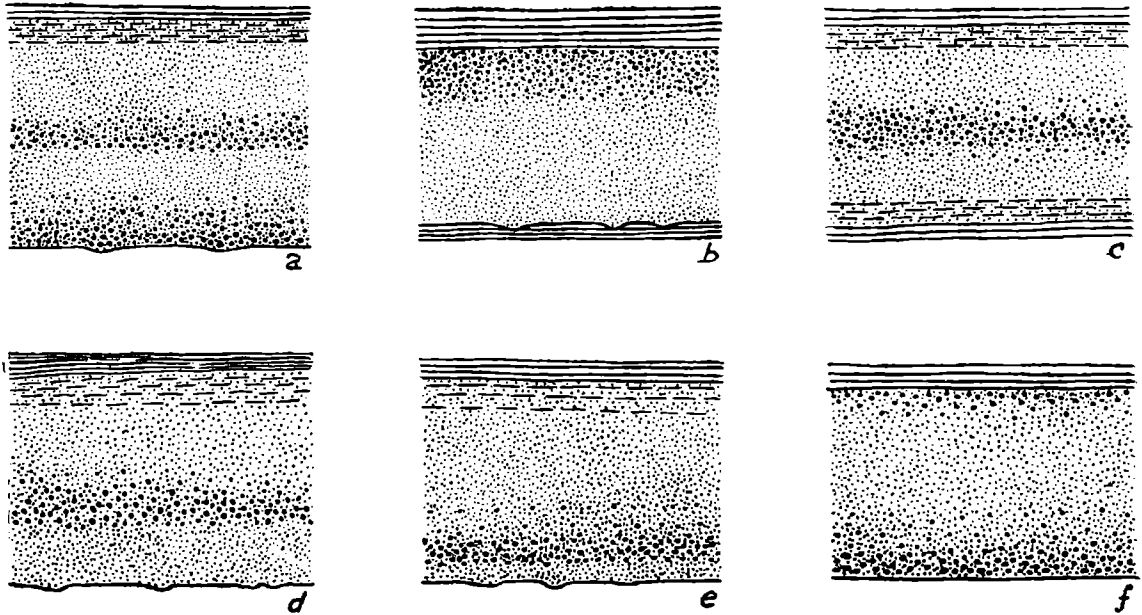


Fig. 2

Warstwowanie frakcyjne

a) dwukrotne; b) odwrócone; c) symetryczne; d-e) pensymetryczne; f) symetryczne odwrócone

Фракционная слоистость

Other types of graded bedding

a) multiple; b) inverted; c) symmetrical; d-e) pen-symmetrical; f) inverted symmetrical

fragmentami łupków, okruchami organicznymi, a czasem też dużymi otwornicami (Przybradz koło Wadowic).

Ogółem biorąc, odwrócone warstwowanie frakcyjne występuje we fliszu bardzo rzadko, ale może częściej niż to wynika z dotychczasowych obserwacji, gdyż zdaje się, częściej pojawia się w seriach drobnoziarnistych, gdzie łatwiej może ujść uwadze.

Warstwowanie frakcyjne symetryczne. Tą nazwą można określić warstwowanie następujące: łupek przechodzi stopniowo w piaskowiec, którego ziarno zwiększa się ku górze, tak że największe średnice osiąga w środku ławicy, następnie rozmiary ziarna maleją i ławica piaskowca przechodzi stopniowo w łupek (rys. 2c). W takim przypadku gradacja zaznacza się zarówno w dół, jak ku górze. Ten typ warstwowania jest we fliszu niezmiernie rzadki i jest wątpliwe,

czy w czystej postaci istnieje; znam bowiem tylko kilka przykładów z warstw krośnieńskich i to najczęściej w kombinacji z warstwowaniem laminowanym; ponadto gruboziarnista część nie leży idealnie w środku ławicy, ale bliżej spągu. W ten sposób zaznacza się przejście do typu warstwowania, które by można nazwać warstwowaniem frakcyjnym pensymetrycznym. Polega ono na tym, że na warstwie łupku leży oddzielona od łupku ostrą granicą ławica piaszczysta, zaczynająca się drobnym ziarnem, które w sposób mniej lub więcej raptowny przechodzi w partię gruboziarnistą a nawet zlepieńcową, ta zaś z kolei okazuje ku górze gradację normalną do frakcji drobnych (rys. 2d). Ten typ jest rozpowszechniony, zwłaszcza w postaci przedstawionej na rys. 2e, gdzie dolna drobnoziarnista część jest niewielkiej grubości. W tym typie warstwowania maksymalna wielkość ziarn jest znacznie większa niż w warstwowaniu frakcyjnym symetrycznym, w którym nie przekracza frakcji średnioziarnistego piasku, gdyż biorą w nim udział nawet zlepieńce, chociaż fragmentów większych od 2 cm w tym typie dotąd nie obserwowałem.

Przykłady warstwowania pensymetrycznego podać można z warstw łgockich, inoceramowych, ciężkowickich (serii magurskiej), hieroglifowych, wapieni cieszyńskich itd.

Odwrócone warstwowanie symetryczne polega na tym, że ławica zaczyna się „normalnie“ grubym ziarnem, w środku osiąga najmniejsze wymiary frakcji, ale bliżej stropu zjawia się materiał coraz grubszy i ławica kończy się utworem gruboziarnistym (rys. 2f). Mamy tu zatem odwrócenie symetrii warstwowania, opisanej powyżej. Na górnej powierzchni leży łupek, a granica jest oczywiście ostra. Obserwowane przypadki tego warstwowania są różne: często odnosi się ten typ warstwowania do ławic o bardzo złym rozdzieleniu frakcyjnym, wtedy grubsze frakcje w dolnej części zaznaczają się bardzo słabo, nieraz jednak rozdział jest dobry i materiał u dołu jest wyraźnie grubszy. Czasem część spągowa ma materiał grubszy w porównaniu z gruboziarnistą częścią stropową, ale nieraz bywa na odwrót. Tak jest w przekroju piaskowców ciężkowickich w Skawcach, gdzie ławice zaczynają się ziarnem o maksymalnej średnicy 1,5—2 mm, w środkowej części mają ziarno mniejsze od 1,5 mm, a kończą się gruboziarnistą częścią z otoczkami o średnicy większej od 1 cm.

Ten typ warstwowania nie jest częsty i występuje głównie w seriach gruboziarnistych. Grubość ławic tak warstwowanych jest różna, nieraz mniejsza od 0,5 m, ale może osiągać nawet 4 m. Znam ten typ warstwowania z piaskowców ciężkowickich serii śląskiej i magurskiej, z warstw istebniańskich, z paleocenu strefy inoceramowej; być może, że do tego typu warstwowania należy warstwowanie rogowców mikuszowickich, które nieraz zaczynają się piaskowcem, w środku mają rogowiec, a górna część jest znowu piaszczysta.

W a r s t w o w a n i e l a m i n o w a n e

W najpospolitszej formie warstwowanie laminowane polega na przekładaniu się cieniutkich warstewek w jednej ławicy. Grubość warstewek (lamin) jest różna, ale na ogół nie przekracza 1 cm, częściej laminy są bardzo cieniutkie i mierzą po kilka mm, a nieraz tylko ułamki milimetra i są dopiero pod mikroskopem rozpoznawalne. Ziarno jest drobne, co najwyżej osiąga i to wyjątkowo 0,5 mm, najczęściej są to ziarna o średnicy

0,1 mm i mniejsze. Maksymalny wymiar ziarn jest znacznie mniejszy, niż maksymalny wymiar ziarn w ławicach o warstwowaniu frakcyjnym.

Laminacja polega na grubości ziarn i barwie. Jedne warstewki są grubiej ziarniste i te zwykle mają jaśniejszą barwę i są grubsze; przeplatają się one z warstewkami cieńszymi, bardziej drobnoziarnistymi i zawierającymi więcej mułu i łu, o barwie ciemniejszej. Często laminacja polega na obecności smug detrytusu roślinnego, bardzo drobno podzielonego. Czasem laminacja jest podkreślona smugami glaukonitu. Ilość siewki roślinnej i mik zwiększa się ku górze ławic podobnie, jak w warstwowaniu frakcyjnym. Fragmenty łupków w tym typie warstwowania należą na ogół do rzadkości; ułożone są one płasko i równoległe do laminacji, nigdy nie osiągają większych rozmiarów.

Bardzo często zaznacza się uporządkowanie lamin według grubości: w dolnej części ławicy laminy są grubsze (tym samym też gruboziarniste), ku górze stają się coraz to cieńsze i oczywiście coraz to drobniej ziarniste. W ten sposób zaznacza się też gradacja uziarnienia (rys. 3a).

Zdarza się też typ warstwowania o pewnej symetrii, w którym najgrubsze laminy występują w środku i gruboziarnistość ławicy zaznacza się przez to w jej środkowej części (rys. 3b). Odwrócenia warstwowania laminowanego, tzn. występowania grubych lamin w stropie ławic nie napotkaliśmy, ale że jest to przypadek możliwy, świadczy zbliżony do tego przypadku typ odwróconego warstwowania złożonego, przedstawiony na rys. 5d.

Laminy są zwykle równoległe do siebie i do obu granicznych powierzchni ławicy i dadzą się śledzić na dłuższej przestrzeni w ławicy. Mówimy wtedy o warstwowaniu laminowanym równoległym albo też wyklinowują się soczewkowato na krótkiej przestrzeni i są wtedy nierównej grubości i falisto pogięte. Ten typ oznaczamy jako warstwowanie laminowane faliste (rys. 4).

Ławice mają zwykle tylko jeden typ warstwowania laminowanego, równoległy albo falisty, ale często w jednej ławicy oba typy razem występują; wtedy często dolna część ławicy jest laminowana równoległe, a górna falisto. Zwykle dochodzi jeszcze warstwowanie przekątne, które najczęściej jest laminowane. Czasem falistość zaznacza się niżej w ławicy, a laminacja wyżej.

Grubość ławic laminowanych jest na ogół znacznie mniejsza niż ławic o warstwowaniu frakcyjnym, przeważnie są to piaskowce cienkoławicowe, ławice laminowane o grubości 0,5 i więcej są na ogół rzadkie.

Czasem zaznacza się laminacja pozorna polegająca na dzieleniu się ławicy w cienkie płytki. Jest to rezultat kompaktacji a nie sedymentacji, ale często na tle rzeczywistej laminacji rozwija się kompakcyjna łupkowatość.

Warstwowanie laminowane jest pospolite i być może, jest ono właśnie najpospolitszym typem warstwowania we fliszu karpackim, chociaż, jak niżej zobaczymy, często kombinuje się z warstwowaniem frakcyjnym w jednej ławicy i nieraz trudno określić czy ma się do czynienia z czystym typem tego warstwowania czy też z warstwowaniem złożonym. Jest ono głównym typem warstwowania górnych łupków cieszyńskich, warstw lgockich, gezowych, większości warstw godulskich, warstw hieroglifowych, krośnieńskich, inoceramowych, podmagurskich a ponadto

częste jest w innych kompleksach fliszowych, jak wapienie cieszyńskie, warstwy magurskie itd. Jednakowoż najczęściej na świeżych przekrojach skał jest niewidoczne i dopiero wietrzenie, podkreślając różnice twardości, barwy lub oporności poszczególnych lamin, czyni je widocznym. Znaną jest rzeczą, że najbardziej rzucające się w oczy jest w warstwach lgockich, gdzie laminy są stosunkowo grube i różnice w barwie lamin znaczne.

Warstwowanie złożone

Ławice frakcjonalnie warstwowane bardzo często okazują w najwyższej swej części laminację: drobnoziarnisty materiał jest ułożony w kilka

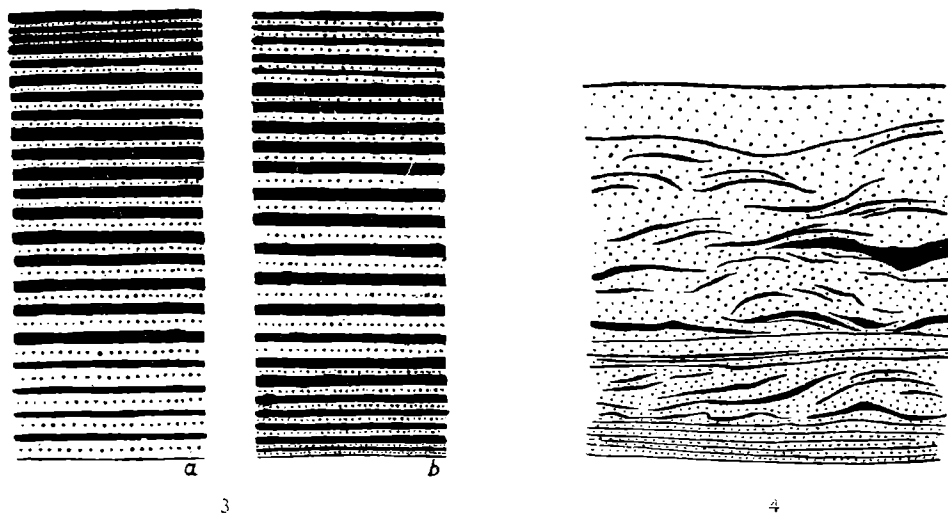


Fig. 3

Warstwowanie laminowane

a) typ gradacyjny normalny; b) typ gradacyjny symetryczny

Пластинчатая слоистость

Laminated bedding

a) gradational; b) symmetrical type

Fig. 4

Warstwowanie laminowane faliste

(warstwy lgockie)

Пластинчатая волнистая слоистость

Wavy laminated bedding

smug laminowanych (rys. 5a). Czasem widoczna jest tylko jedna warstewka ciemniejsza i bardziej drobnoziarnista, oddzielona cieniutką warstewką jaśniejszą, występującą tuż pod łupkiem stropowym. Od tego przypadku mamy całą skalę przejść poprzez takie, w których ponad gruboziarnistą i mniej lub więcej frakcjonalnie rozdzieloną warstwę grubszego materiału leży kilka, kilkanaście lub kilkadziesiąt par lamin, do takich typów, gdzie u dołu znajduje się warstewka grubszego materiału, stanowiąca mały procent grubości ławicy, a jej reszta jest laminowana (rys. 5b). Zwykle, choć nie zawsze, grubość i gruboziarnistość lamin zmniejsza się stopniowo ku górze. Ten typ pospolicie we fliszu, można określić jako nor-

malne warstwowanie złożone. Występuje pospolicie w ławicach cieńszych od 0,5 m; ławice tego typu osiągają rzadko większe grubości.

W niektórych ławicach o takim typie zaznacza się zróżnicowanie warstwowania laminowanego, które staje się ku górze bardziej faliste. Najlepsze przykłady takiego warstwowania występują w warstwach podmagurskich. Ławice piaskowców magurskich stają się bardzo często w górnej części bardziej dróbnoziarniste, otrzymują laminację podkreśloną bardzo często glaukonitem, następnie tracą glaukonit, stają się bardziej wapniste i okazują tendencję do skorupowatości, wyrażoną falisto pogiętą laminacją (rys. 5f). Jako przykład takiego typu można podać ławicę

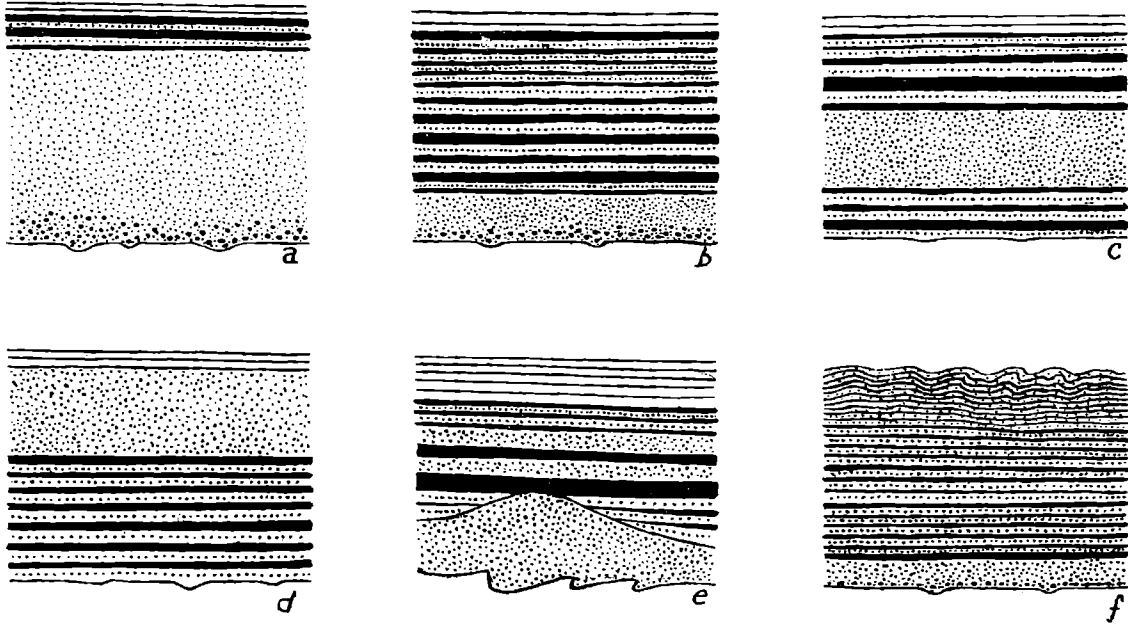


Fig. 5

Warstwowanie złożone

a-b) normalne; c) symetryczne; d) odwrócone; e) normalne nieciągłe; f) normalne zakończone falistym

Сложная слоистость

Composite bedding

a-b) normal; c) symmetrical; d) inverted; e) normal discontinuous; f) normal terminated with wavy lamination

z warstw podmagurskich, zaczynającą się 4 cm warstwą gruboziarnistego materiału nielaminowanego o maksymalnej grubości ziarn ok. 2 mm, ponad którą leży 30 cm stosunkowo grubo laminowanego piaskowca (w tej części na 10 cm grubości przypada około 10 lamin); ziarno spada tu do największej średnicy 0,3 mm; powyżej leży 60 cm piaskowca drobno laminowanego (na 10 cm przypada około 30 lamin), a średnica ziarn jest tu mniejsza od 0,1 mm. Najwyższa część ławicy 30 cm gruba, złożona jest z lamin falistych, bardzo drobnych (tu mniej więcej 30 lamin przypada na 10 cm grubości) o jeszcze drobniejszym ziarnie. Przykład ten dobrze ilustruje ten typ warstwowania, ale nieraz część laminowana jest cieńsza, a czasem cała część laminowana jest falisto pogięta.

Stosunkowo rzadki typ warstwowania polega na tym, że ławice zaczynają się częścią laminowaną, w środku — stopniowo lub nagle — zja-

wia się warstwa grubszego materiału bez laminacji, powyżej której znowu występuje część laminowana. Jest to symetryczne warstwowanie złożone (rys. 5c). Przykłady takiego warstwowania znam z warstw inoceramowych, lgockich i hieroglifowych.

Jeszcze rzadsze jest odwrócone warstwowanie złożone, w którym dolna część ławicy składa się z kilkunastu lamin, ponad którą leży część grubiej ziarnista bez laminacji (rys. 5d). Przykłady takie znam z warstw inoceramowych, a ponadto obserwowałem ten typ warstwowania w doggerze fliszowym Pienin (w potoku Grajcarek na wycieczce w towarzystwie K. Birkenmajera).

Zaznaczyć trzeba, że poszczególne ławice, jeśli można je śledzić na większej przestrzeni, zachowują ten sam typ warstwowania, podobnie, jak to jest przy warstwowaniu frakcjonalnym i laminowanym.

Stosunek warstwowania przekątnego do frakcjonalnego i laminowanego

Od czasu zwrócenia uwagi na obecność i rolę warstwowania przekątnego we fliszu (Książkiewicz 1947) zwiększyła się ilość obserwacji na ten temat, które świadczą, że warstwowanie przekątne nie jest wcale rzadkością we fliszu (wbrew zdaniu dawniejszych autorów, np. Fuchs a 1895), ale rzadko występuje samodzielnie, kombinując się w jednej ławicy z warstwowaniem laminowanym lub frakcjonalnym, a ponadto, najczęściej jest to warstwowanie drobno laminowane o niewielkiej średnicy ziarn (typu bardzo drobnego skośnego warstwowania. L. N. Botwini-ki n y 1950).

Z warstwowaniem frakcjonalnym łączy się warstwowanie przekątne stosunkowo rzadko. Znane są przykłady, że ławice mniej lub więcej frakcjonalne, kończą się w stropie uwarstwieniem przekątnym. Rys. 6a podaje schemat takiej ławicy (warstwy lgockie, część spągowa, góra Żarek koło Kalwarii): zaczyna się ona zlepieńcowatym piaskowcem z ziarnami kwarcu przekraczającymi 2 mm średnicy; główna masa ławicy ma średnicę ziarn ok 1 mm. Część frakcjonowana jest 1,5 m gruba; najwyższa część ławicy, tylko 25 cm grubości, o ziarnie ok. 0,5 mm, maksymalnie 1—1,5 mm średnicy, wykazuje warstwowanie przekątne, zaznaczone sznurami grubych ziarn ułożonych po wklęsłych przekątnych w ten sposób, że ziarno w tych sznurach ku dołowi staje się coraz grubsze (ziarna staczają się po pochyłości i największe stoczą się najdalej). Inny przykład gruboziarnistego warstwowania przekątnego widoczny jest w ławicy zlepieńcowatej paleocenu z okolic Dębicy: ławica w dolnej części jest frakcjonalna (10 cm grubości, maksymalna średnica ziarn 5 mm), w górnej przekątnie warstwowane (15 cm grubości, maksymalna średnica ziarn 1,5 mm).

Taki typ łączenia się warstwowania frakcjonalnego z przekątnym obserwować można we fliszu stosunkowo rzadko. Kilka przykładów znam z warstw lgockich, istebniańskich, warstw egzotycznych rejonu inoceramowego i piaskowców ciężkowickich. Najczęściej dotyczy ławic gruboziarnistych, ale także cieńsze i drobnoziarniste ławice frakcjonalne kończą się czasem warstwowaniem przekątnym. Górna powierzchnia we

wszystkich przypadkach jest ścięta erozyjnie i łupek leży na piaskowcu ostro ograniczony.

Nie obserwowałem dotąd nigdy przypadku, by ławica frakcjonowana zawierała przekątne warstwowanie w środku; w niektórych przypadkach uwarstwienie przekątne zaznaczać się zdaje w dolnej części ławicy, ale obserwowane dotąd przypadki nie są wyraźne.

Znacznie częściej warstwowanie przekątne łączy się z warstwowaniem laminowanym. Tutaj obserwować można znacznie większą różnorodność przypadków (rys. 6b,c,d): 1) ławica zaczyna się warstwowaniem przekątnym, wyżej warstwowanie laminowane; 2) ławica jest laminowana, jej zakończeniem jest warstwowanie przekątne, 3) w ławicy na przemian

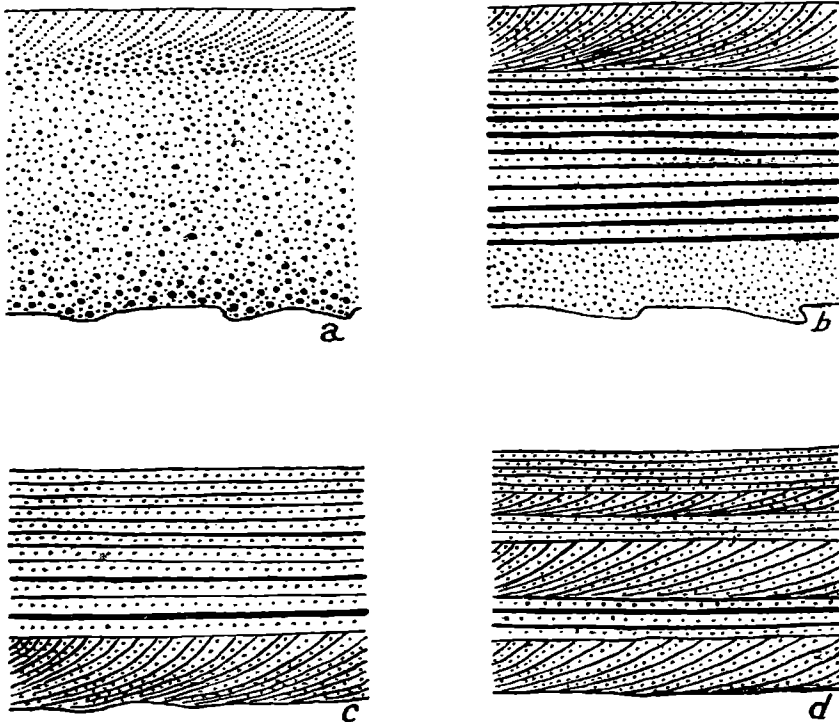


Fig. 6

Stosunek warstwowania przekątnego do frakcjonalnego i laminowanego
Отношение диагональной слоистости к фракционной и пластинчатой
Relation of cross-bedding to graded and laminated bedding

występują smugi laminowane horyzontalnie i przekątnie. Wszystkie wymienione przypadki obserwować można w warstwach lgockich, inoceromowych, hieroglifowych (serii magurskiej), w łupkach i wapieniach cie-szyńskich. Występowanie lamin przekątnych ściętych w górnej części świadczy, że w czasie sedymentacji na przemian działała depozycja i erozja. W marglach z Węgierki charakterystycznie występują naprzemianległe warstewki laminowane i przekątne, przy czym te ostatnie tworzą nie-rzaz soczewki wyerodowane w warstewkach laminowanych równoległe i ścięte przez następny zespół warstewek laminowanych (rys. 7). O erozycznej działalności w tych warstwach świadczy obecność soczewek okru-chowców, złożonych z otoczków margli, tworzących cienkie warstewki. Są to zatem prawdziwe zlepieńce wśródformacyjne, utworzone bez wynurzenia dna basenu.

Wysortowanie, obróbka i orientacja składników w ławicach fliszowych

Na mechanizm sedymentacji i warunki środowiska rzuca pewne światło wysortowanie materiału, stopień mechanicznej obróbki i sposób ułożenia składników. Badania nad tymi wskaźnikami sedymentacyjnymi fliszu są dopiero w początkach, a materiał, który powinien być przebadany jest olbrzymi.

W obecnym stadium badań można mówić o rozsiewie ziarna piaskowców fliszowych tylko ogólnikowo. Z dotychczasowych analiz, nielicznych i dotyczących tylko niektórych warstw (ciężkowickich, istebniańskich, krośnieńskich), wynika, że współczynniki wysortowania (Traska, $\sqrt{Q_1/Q_2}$) są w jednej ławicy różne i zmieniają się w ten sposób, że są wyższe w dolnych częściach a coraz lepsze (niższe) w wyższych częściach ławicy, czyli że wysortowanie poprawia się w górnych częściach ławic. Np. w dolnej części wynosi 1,8, w środkowej 1,6, wyżej 1,1, w stropie 1,01. Ale w tym względzie są też wyjątki i trudno w tej chwili powiedzieć czy można mówić, że poprawa wysortowania równoległa z gradacją jest regułą. Dodać należy, że współczynniki wysortowania wahają się w tej samej ławicy w dość znacznych granicach, np. 2,5, 3, 1,8, ale na ogół nie są wysokie i zdają się leżeć między 1 a 3, co wskazuje, że wysortowanie piaskowców fliszowych jest stosunkowo dobre. Według Krumbein i Slossa (1951) dobrze wysortowane osady morskie mają współczynnik 2,5, średnio dobrze wysortowane charakteryzują współczynniki w granicach 2,5—4,0, a źle wysortowane osady mają współczynnik wyższy od 5.

Zbyteczne jest dodawać, że mediana (Q_2) ma tendencję zmniejszania się ku górze w ławicach frakcjonowanych, np. 0,35, 0,17, 0,10 — choć i w tym są częste wyjątki zależnie od stopnia rozdzielania.

Interesujące byłoby porównać te parametry z danymi z warstwowania laminowanego, ale w tym względzie techniczne trudności są duże (w eliminacji lamin), ponadto fakt, że w warstwowaniu frakcjonalnym biorą udział tylko niższe frakcje utrudnia porównywanie. W każdym razie w ławicach laminowanych procent frakcji mułowych i ilastych jest znacznie wyższy i już przez to samo współczynniki wysortowania są wyższe (tzn. wysortowanie gorsze).

Natomiast w przeciwieństwie do wysortowania, obróbka mechaniczna ziarn jest nieznaczna i pod tym względem obraz piaskowców fliszowych jest charakterystyczny. Procent dobrze zaokrąglonych i dobrze otoczonych ziarn we wszystkich frakcjach jest niski, we frakcjach poniżej 0,25 mm prawie żaden, we frakcji 0,3 mm — kilka procent. Jak wiadomo małe frakcje (poniżej 0,1 a zwłaszcza poniżej frakcji 0,05 mm) z reguły nie oka-

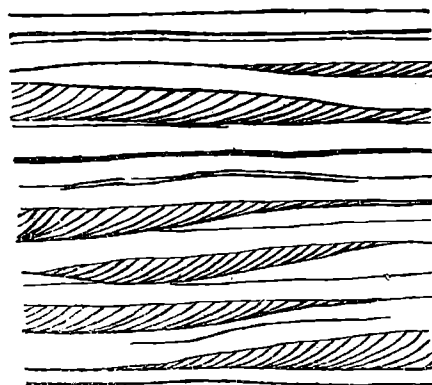


Fig. 7

Rozmycia i przekątne warstwowania w marglach z Węgierki
Размытые и диагональная слоистость в мергелях из Венгерки
Wash-outs and cross-bedding in the Campanian marls

zują żadnego otoczenia we wszystkich środowiskach (gdyż na skutek ich małych mas uderzenia, które otrzymują lub dają, są znikome), ale w większych frakcjach procent ziarn zaokrąglonych jest wyższy i zdaniem A. C a i l l e u x (1943), jeśli we frakcji 0,3 mm jest 30% ziarn zaokrąglonych i błyszczących, należy wnosić, że materiał był przerabiany przez falowanie morskie. W ogóle według niego i innych autorów piaski przerabiane przez morze wykazują znacznie wyższy stopień zaokrąglenia w drobniejszych frakcjach w porównaniu z piaskami rzecznyymi. Pod tym względem piaskowce fliszowe mają cechy wskazujące, że środowisko morskie nie zaznaczyło się w stopniu ich obróbki.

Zaznaczyć należy, że wnioski wynikające z granulometrii i morfologii ziarn należy traktować z dużą ostrożnością. Wskaźniki granulometryczne zależą w dużej mierze od sposobu transportu i warunków depozycji materiału, ale w dużej mierze zależą też od stanu materiału w obszarze macierzystym. Jeśli materiał pochodzi z osadów rzecznych, przerobionych przez morze lub też z osadów litoralnych, powtórnie przerobionych i redeponowanych przez morze, parametry granulometryczne mogą być różne, mimo tego samego mechanizmu ostatecznej depozycji.

Godny podkreślenia jest fakt kontrastu między dobrym stosunkowo stopniem wysortowania a nieznaczną obróbką materiału fliszowego. Normalnie te dwie cechy idą w parze: osady źle wysortowane mają gorsze obtoczenie i odwrotnie, np. piaski litoralne mają dobre wysortowanie i znaczną obróbkę.

Ważny, jeśli chodzi o mechanizm depozycji materiału, jest sposób ułożenia elementów składowych piaskowców karpaccich. W tej dziedzinie wiemy bardzo mało i należy dopiero przeprowadzić szczegółowe i systematyczne badania na obfitym materiale, aby móc powiedzieć czy i w jakim stopniu istnieje orientacja składników i zlepieńców fliszowych¹. Dotychczasowe obserwacje nie wskazują na istnienie rzucającej się w oczy orientacji składników, ale wydaje się, że będzie ją można wykryć szczegółowymi, ilościowymi pomiarami. Rys. 8a przedstawia rezultaty pomiarów dłuższych osi elementów zlepieńcowatego materiału, którym zaczyna się frakcjonowana ławica piaskowcowa z warstw egzotycznych z Babicy. Otoczaki dochodzą do maksymalnej średnicy 8 cm, średnio do 2—3 cm, przeważnie są to kwarcy i fragmenty łupków. Ułożenie osi otoczek, w których udało się wyróżnić dłuższą oś (otoczki kuliste lub zbliżające się do kształtu kuli zostały z pomiarów wyeliminowane) jest w tej ławicy na ogół zorientowane mimo, że w odkrywce trudno to dostrzec. Na 100 pomiarów 30 dłuższych osi wykazuje kierunek 280°—320° z upadem NW, a 20 w sąsiednich przedziałach (8 w przedziale 260°—280° a 12 w przedziale 320°—340°), reszta przypada na inne kierunki, z tego 24 pomiarów przypada na ćwiartkę NE), osi skierowanych w przeciwnych kierunkach jest bardzo mało. Można więc sądzić, że istnieje orientacja elementów; pomiary osi b (na diagramie niewidoczne) dają obraz podobny (duża ilość przypada na ćwiartkę SW). Kąty pochyłu dłuższej osi są na ogół duże, z diagramu widać, że najczęściej kąty te wynoszą 10°—20° (34 osi), dość dużo osi wykazuje pochyły w granicach 20°—30° oraz 5°—10°;

¹ W czasie druku tej pracy miałem możliwość zaznajomienia się z wynikami prac dr T. Wiesera nad sedymentacją zlepieńców fliszowych. Z prac tych wynika, że zlepieńce karpaccie okazują orientację otoczek.

ilość pomiarów wykazujących mniejsze lub większe kąty jest mała. Z tego przypadku można wnosić, że materiał osadzał się pod wpływem prądu dennego, działającego trakcyjnie na materiał, podobnie jak w rzece. Po-

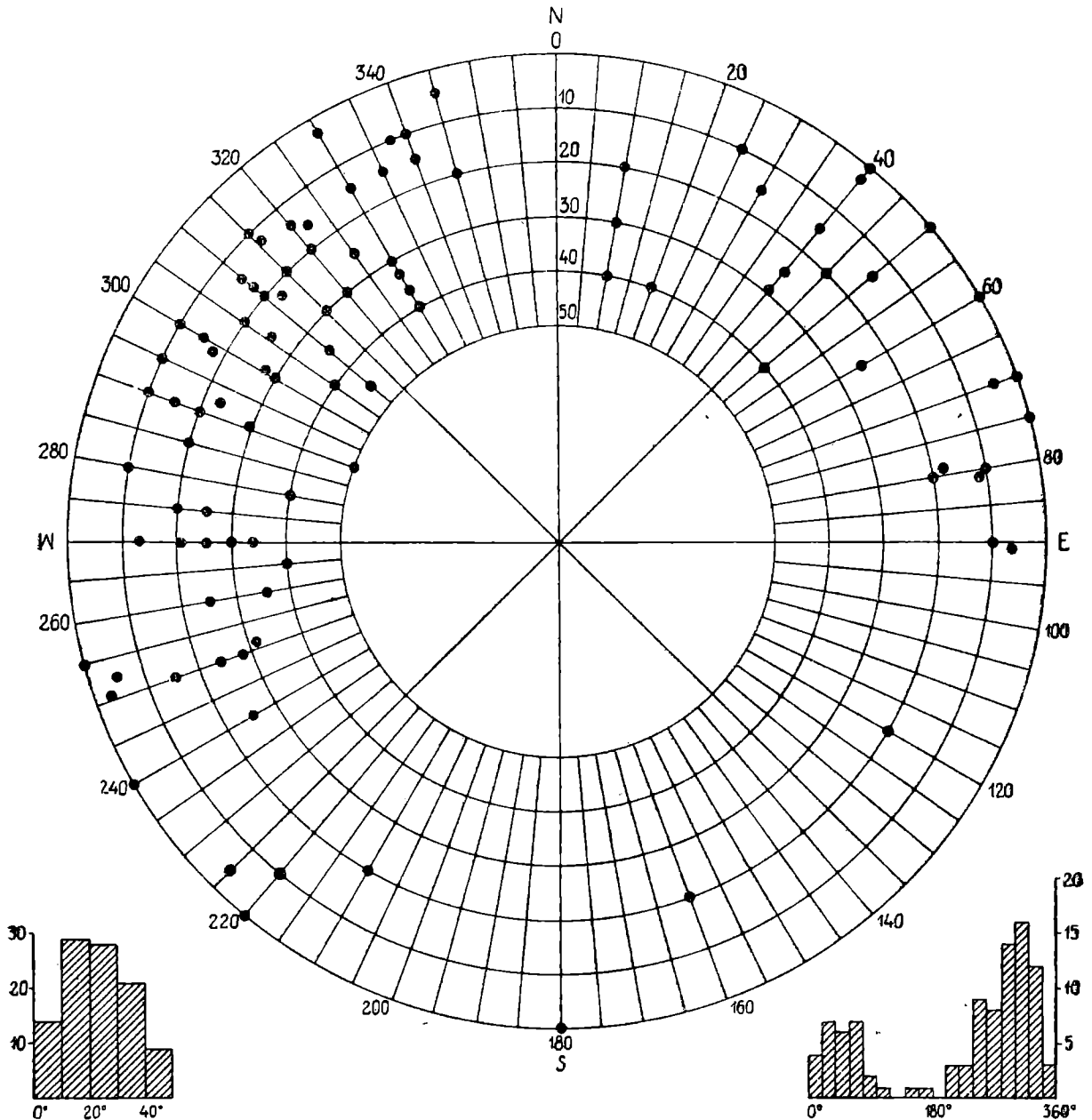


Fig. 8a

Diagram orientacji otoczaków w spągu frakcyjnego piaskowca paleocenijskiego (Babica, dłuższe osi) Azymuty po prawej stronie, kąty upadu po lewej

Диаграмма ориентировки галечников в нижнем слое фракционного песчаника
Orientation diagram of longer axes of pebbles at the base of a graded sandstone.
(Azimuths on the right, dip angles on the left)

nadto duża ilość wysokich kątów wskazuje na mechanizm depozycji porównywalny z rzeką a nie z depozycją będącą pod wpływem falowania przybrzeżnego. Według A. C a i l l e u x (1945) nachylenie otoczaków w osadach morskich wynosi 2—12°, w rzecznych 15—30°.

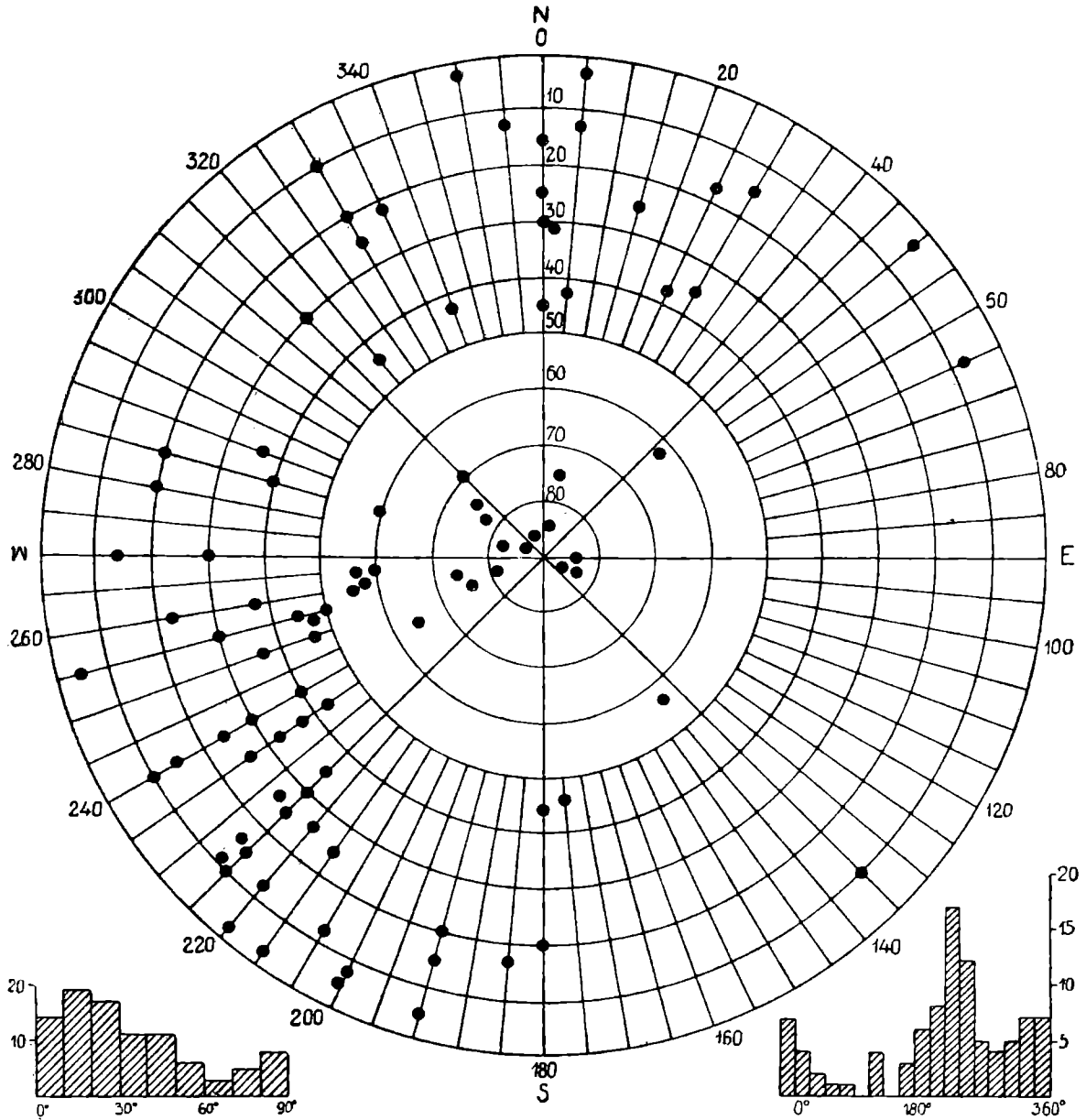


Fig. 8b

Diagram orientacji otoczaków w brekcji sedimentacyjnej z górnych łupków cie-szyńskich (Żywiec)

Kąty upadku osi obliczone po uwzględnieniu upadu warstw przy przyjęciu, że podstawa brekcji w czasie sedimentacji była pozioma, co niekoniecznie musi odpowiadać rzeczywistości. Dyspersja kierunków silniej zaznaczona niż w fig. 8a, kąty bardziej różnorodne. Utwór powstał prawdopodobnie wskutek podwodnego sływu błotnego

Диаграмма ориентировки галечников седиментационной брекчии

Orientation diagram of longer axes of pebbles in a Valanginian sedimentary breccia
Dips recalculated on assumption that the base of the deposit was originally level.
Dip of beds in the outcrop ca 60. Directions and angles more variable than in fig. 8a. The deposit presumably due to a submarine mudflow

Ten jeden opracowany przykład nie może być w żaden sposób generalizowany; nie wiadomo, czy przypadkiem w tej samej ławicy, w innym miejscu nie zmieniają się kierunki i kąty, ale świadczy on, że w osadach klastycznych fliszu może istnieć orientacja, z której można odczytać mechanizm depozycji i kierunek prądu deponującego, i że badania poprowadzone w tym kierunku mogą rzucić światło zarówno na problemy sedymentacyjne jak również paleogeograficzne.

Zaznaczyć tu należy, że w każdym razie obok przypadków, jak wyżej opisany, co do których nie wiemy, jak są częste, istnieją we fliszu napewno osady makroklastyczne, nie okazujące żadnej orientacji osi. Częste są przypadki, że osie dłuższe leżą wprawdzie w jednej płaszczyźnie, ale wykazują bardzo różne kierunki, a ponadto istnieją osady mułowo-żwirowe (w łupkach cieszyńskich, w warstwach istebniańskich) w których otoczaki okazują bezładne ułożenie dłuższych osi (rys. 8b).

Hieroglify a warstwowanie

Hieroglify występujące na powierzchniach ławic piaskowców fliszowych, można za Fuchsem (1895) podzielić zasadniczo na dwie grupy genetyczne: pochodzenia mechanicznego i organicznego. Znaczna część hieroglifów mechanicznych jest bezpośrednio związana genetycznie z powstawaniem ławic piaskowców, ale także hieroglify organiczne, które by można nazwać biohieroglifami, mogą dać pewne wskazówki co do sposobu i warunków powstawania osadów fliszowych. Wiadomo bowiem, że część autorów przypisuje fliszowi pochodzenie eulitoralne, uważając, że ślady pełzania o wyraźnych, nie „rozplyniętych“ konturach mogą powstać tylko na mule wysychającym w czasie odpływu i przez to zwiększającym swą kohezję.

Hieroglify karpackie wymagają nowoczesnych studiów i klasyfikacji, i rozdział tu im poświęcony, w żadnym wypadku nie może dać wyczerpującego obrazu możliwości ich genezy. Tutaj zajmiemy się tylko zagadnieniem w jaki sposób hieroglify mogą oświetlić warunki depozycji osadu, które doprowadziły do powstania ławic o warstwowaniu frakcjonalnym i laminowanym.

Pod względem swego położenia hieroglify można podzielić na hieroglify dolnych i górnych powierzchni oraz na hieroglify śródławicowe, występujące w środku ławic piaskowcowych (lub też wśród łupków); do tych ostatnich należą też fukoidy, co do których przyjmuje się, że przynajmniej częściowo powstały przez drażnienie mułu lub drobnoziarnistego piasku przez organizmy mułozerne (prawdopodobnie głównie robaki).

W stosunku do czasu powstania ławicy piaszczystej, z którą są związane jako odciski i odlewy, można mówić o hieroglifach pre-, syn- i post-depozycyjnych.

Pierwsza kategoria hieroglifów nie wiąże się w całości z mechanizmem depozycji piasku, który zasypując ślady pełzania, doprowadził do powstania hieroglifów. Ślady pełzania mogły utworzyć się na długo przed zasypaniem ich przez piasek, ale sposób zasypywania musiał być taki, że ich nie zniszczył. Tu należą wszystkie biohieroglify występujące na dolnych powierzchniach.

Druga kategoria hieroglifów powstaje w całości w tym samym czasie co ławica i wytworzona jest tym samym czynnikiem mechanicznym, tj. prądem, który wytwarza zakłęśłość w dnie i następnie ją zasypuje. Tu należą hieroglify prądowe (część *Fliesswulsten Fuchsa*, *Strömungsmarken Rücklina* 1938, *flow marks* amerykańskich autorów, *J. L. Rich* 1950, hieroglify „nateczne“ *Wassojewicza* 1932 i *Grossheima* 1946), część hieroglifów spływowych i rozpływowych (część *Fliesswulsten Fuchsa* i część *flow casts Shrocka* i in. amerykańskich autorów) oraz hieroglify wytworzone przez wleczenie po dnie przedmiotami (*grooves* amer. autorów).

Trzecia kategoria hieroglifów, post-depozycyjnych, nie wiąże się z powstaniem ławicy, będąc od niej młodsza. Należą tu biohieroglify górnych powierzchni jak np. pospolita w warstwach hieroglifowych (belowskich) fliszu magurskiego *Palaeobullia* lub formy utworzone przez drażnienie piasku przez organizmy mułozerne, a z hieroglifów mechanicznych tu należą hieroglify spływowe górnych powierzchni, powstające przez spływanie i marszczenie się górnej części ławicy, oraz być może częściowo hieroglify „rozpływowe“, które mogą powstawać po złożeniu piasku na mule, chociaż rozpływanie się mułu pod nierównym ciężarem piasku zachodzi zapewne głównie w ciągu depozycji i krótko po niej.

Nazwą hieroglifów prądowych określamy hieroglify występujące na dolnych powierzchniach w sposób zorientowany w postaci do siebie równoległych, wydłużonych wzgórków, które są na jednym końcu z reguły wyższe a węższe, ku drugiemu końcowi stają się szersze a niższe i w tym kierunku rozplaszczając się zlewają się z powierzchnią piaskowca. Na powierzchni, piaskowca wszystkie wałki z tej samej strony są spłaszczane. Występują gromadnie, blisko siebie ułożone, nieraz anastomozująco. Nieraz są nieco meandrycznie wygięte; wtedy brzeg wypukły jest bardziej stromy a nawet przewieszony. Zakończenie wyższej strony hieroglifu może też być przewieszane, a na jego szczycie znajdują się dodatkowe wzniesienia. Wypełnione są tym samym materiałem, jaki tworzy dolna część ławicy piaskowca, ale często ziarna w hieroglifach są grubsze, zwłaszcza w części najwyższej i po stronie wypukłej. Wielkość ich jest różna; długości od paru cm do kilkunastu lub kilkadziesiąt cm, szerokość jest zawsze znacznie mniejsza od długości, wysokość czyli wznios ponad powierzchnię ławicy — od paru mm do kilku, rzadko kilkunastu centymetrów. Na ogół im grubsza ławica, tym dłuższe i wyższe są hieroglify, chociaż w tym względzie są też wyjątki.

Negatywy tych hieroglifów są wydłużonymi rowkami, na jednym końcu grubszymi, z dodatkowymi zakłęśłościami w największym obniżeniu. Analogie do wydrążeń wytworzonych przez prąd wodny po dnie powodują, że uważa się takie formy za wypełnienia rynienek erozyjnych; podcięcie jednego końca i wydrążenie dodatkowych zagłębień zostało wywołane wirowym ruchem wody. Zdaje się, że takie formy miał zapewne już na myśli *Hauer*, kiedy niektórym hieroglifom przypisywał powstanie erozyjno-prądowe. Znane one były *Fuchsowi* (1895), ale złączył je z innymi podobnymi formami w jedną grupę i uważał je za wytworzone przez spływanie mas piaszczystych po miękkim podłożu. W nowszych czasach *Rücklin* (1938), *Häntschel*, a ostatnio *Rich* (1950) opisali wiele form tego typu, uważając je za rezultat erozji podwodnej a nie spływania piasku lub ściekania po plaży.

Jeśli tak jest, należy przypuścić, że ławice piaskowców posiadające hieroglify tego typu powstały pod wpływem prądu, który nieznacznie erodował dno morskie; był to zatem prąd denny a nie prąd powierzchniowy lub prąd płynący w pewnej wysokości nad dnem.

Z hieroglifów prądowych odczytać można kierunek prądu (rozpłaszczony koniec wałka zwrócony w kierunku prądu), a tym samym kierunek transportu materiału. Z dotychczasowych obserwacji w kilku obszarach Karpat fliszowych wynika, że zwykle w pewnym przekroju warstw kierunek tych hieroglifów jest bardzo zbliżony do kierunku wynikającego z przekątnego warstwowania ławic towarzyszących ławicom posiadającym hieroglify prądowe. Na znaczenie tych hieroglifów dla paleogeografii zwrócił uwagę ostatnio W. A. G r o s h e i m (1946), który klasyfikuje tego typu hieroglify jako „nateczne“ (ściekowe).

Hieroglify prądowe nie występują we wszystkich ławicach piaskowcowych. Z obserwacji dotychczasowych, bardzo jeszcze w tym względzie szczupłych, zdaje się wynikać, że występowanie ich jest związane z ławicami o warstwowaniu frakcjonalnym i złożonym, w mniejszym stopniu z laminowanym, ale tylko wtedy, jeśli ziarno piaskowca jest średniej wielkości. Im grubsza ławica, tym większe ma hieroglify prądowe. W utworach bardzo gruboziarnistych na ogół hieroglifów tego typu nie obserwuje się; być może, że jeśli prąd był zdolny transportować gruboziarnisty materiał, mógł erodować dno na większą skalę, całą powierzchnię kontaktu prądu z dnem.

Nie wszystkie jednak hieroglify prądowe są związane z powstawaniem ławicy, na której powierzchni występują. Często obserwuje się, że przecinają one wałki biohieroglifowe lub krzyżują się z innymi zorientowanymi hieroglifami mechanicznymi, np. z hieroglifami z wleczenia, ale nieraz posiadają jeszcze na sobie biohieroglify, tzn. że po ich utworzeniu się ale przed zasypaniem przez piasek pełzały jeszcze organizmy. Nie zawsze więc obecność hieroglifów prądowych jest dowodem, że ławica powstawała przy udziale prądu dennego. Mogły być także wypadki, że prąd erodował ale miał wystarczającą nośność i materiału niesionego nie zrzucał.

Inną kategorią hieroglifów syn-depozycyjnych są prostolinijne lub w rzadkich wypadkach też łukowo wygięte wałki różnej grubości (od kilku mm do kilkunastu cm) występujące na dolnych powierzchniach ławic. Formy te, być może, powstały przez w l e c z e n i e po dnie przez prąd jakichś przedmiotów (kamieni, kawałków drewna, może korzeni) i są w takim razie też dowodem prądu dennego, chyba że przyjmie się, że utworzyły się w bardzo płytkiej wodzie przez przedmioty (korzenie) poruszane prądem powierzchniowym.

Wreszcie trzecią kategorią hieroglifów przynajmniej częściowo syn-depozycyjnych są hieroglify, które nazywamy hieroglifami „rozpływowymi“. Tę nazwę stosujemy prowizorycznie do nieregularnych wypukłości na dolnych powierzchniach piaskowców w kształcie guzów, nabrzmień, pogiętych wałków itd. Formy te opisał szczegółowo F u c h s (1895) pod nazwą *Gefliessmarken* i wyobrażał sobie, że powstają one przez płynięcie i wciskanie się masy piasku w miękkie ilaste podłoże. Podobne formy otrzymywał on też eksperymentalnie. Autorzy amerykańscy, jak S h r o c k (1948) określają te formy jako *flow casts* i przypuszczają, że powstają przez rozpływanie się na boki hydroplastycznego iltu pod nie-

równym obciążeniem nadkładu piasku. Niewątpliwie dla wielu przypadków nieregularnych wypukłości taka interpretacja wydaje się najszuszniejsza ale w wielu przypadkach można obserwować stałą asymetrię nabrzmień i wyginanie się ich w jednym kierunku, co mogłoby przemawiać za interpretacją F u c h s a. Wtedy należałoby określić te formy jako hieroglify spływowe (ale odróżnić je od hieroglifów spływowych górnych powierzchni).

Wydaje się, że sposób powstania hieroglifów mechanicznych i ich stosunek do warstwowania jest obiecującym polem badań zarówno dla celów wyjaśnienia sedimentacji fliszowej, jak też dla celów paleogeograficznych. Zaznaczyć należy, że dotąd nie stwierdzono żadnych form, które by można określić jako hieroglify ściekowe (rill-marks), ani też typowych ripplemarków.

Rozmycia we fliszu karpackim

Przy omawianiu hieroglifów prądowych zetknęliśmy się z zagadnieniem erozji w czasie depozycji fliszu. Hieroglify prądowe są jej objawem, ale na bardzo małą skalę. Zachodzi pytanie, czy nie ma innych objawów erozji wśród osadów fliszowych.

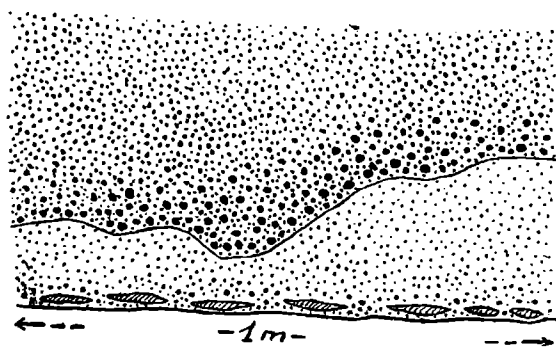


Fig. 9

Rozmycie w piaskowcu istebniańskim (Kalwaria)

Размытие в истебнянском песчанике
Wash-out in the Istebna sandstone (Senonian)

Trzeba od razu powiedzieć, że oznak erozji śródformacyjnej we fliszu jest bardzo mało, chociaż jest prawdopodobne, że erozja taka nie zawsze musiała zostać dokładnie zarejestrowana. Jeśli prąd deponujący ławicę piaskowca erodował podścielający ją, nie musiał zostawiać rynienek, ale mógł zdzierać górną część miękkiego iłu, nie zostawiając form erozyjnych; przy kompaktacji wytworzone przez niego nierówności mogły zostać zatarte i dzisiaj nie są widoczne.

Rozmyć na większą skalę, które usuwałyby część ławic lub zespoły ławic, we fliszu nie obserwuje się. Na małą skalę widać tylko czasem, że część ławicy została wyerodowana i na nierównej przestrzeni został złożony nowy materiał (ryc. 9). Takie rozmycia obserwuje się czasem w warstwach istebniańskich oraz ciężkowickich (zarówno strefy śląskiej, jak też magurskiej), a niezbyt wyraźne ślady takich rozmyć widziałem też w wapieniach cieszyńskich.

O erozji osadów ilastych w czasie depozycji świadczą okruchy łupków, nie różniących się od łupków podścielających, jakie pospolicie występują w ławicach frakcjonowanych; obecność ich jest też dowodem śródformacyjnej erozji, tzn. erozji podwodnej. Czasem jednak trudno oddzielić ten typ erozji od erozji nadwodnej, dzięki której dostały się do osadu utwory fliszowe, łupki lub okruchy piaskowców, z serii mniej lub więcej starszych, gdzieś wynurzonych i erodowanych.

Typowych zlepieńców śródformacyjnych we fliszu niemal brak zupełnie. Wyjątek stanowią wspomniane już wyżej (str. 412) okrucowce złożone z fragmentów margli, tworzące cienkie wtrącenie wśród margli z Węgierki. Niektóre zlepieńce wapienne występujące w wapieniach cieszyńskich, złożone tylko z fragmentów wapieni cieszyńskich, być może też powstały bez wynurzenia i są zlepieńcami śródformacyjnymi.

Rozmieszczenie typów warstwowania w seriach fliszowych

W stratygraficznych jednostkach fliszowych przeważa zwykle lub wyłącznie występuje jeden typ warstwowania, świadcząc o tym, że widocznie warunki sprzyjające tworzeniu się jednego typu trwały dłuższy czas. Większość serii fliszowych ma warstwowanie złożone i laminowane, podrzędna część — warstwowanie frakcjonalne a tylko w niektórych seriach zaznacza się przeplatanie obu głównych typów warstwowania, przy czym najczęściej w takich przypadkach głównym typem warstwowania jest warstwowanie złożone i laminowane a warstwowanie frakcjonalne występuje w postaci częstych ale sporadycznych wtrąceń. Warstwowanie przekątne znacznie częściej towarzyszy warstwowaniu laminowanemu aniżeli frakcjonalnemu.

Wapień cieszyński: obok warstwowania symetrycznego (ale nie frakcjonalnego) występuje głównie warstwowanie frakcjonalne (często wielokrotne), pospolicie też występuje warstwowanie laminowane i przekątne. Ilość wtrąceń z warstwowaniem frakcjonalnym zwiększa się ku górze serii.

Górne łupki cieszyńskie: warstwowanie laminowane, nieraz przekątne i faliste, sporadycznie frakcjonalne i złożone.

Warstwy grodziskie: warstwowanie frakcjonalne (czasem też nieuporządkowane), podrzędnie laminowane.

Warstwy lgockie: laminowane, czasem przekątne i spływowo, rzadko faliste; sporadycznie frakcjonalne i złożone.

Warstwy godulskie: w dolnej części przeważa warstwowanie laminowane, poza tym złożone i podrzędnie frakcjonalne.

Warstwy istebniańskie: frakcjonalne dominuje nad innymi typami, czasem też nieuporządkowane.

Warstwy z Szydłowca (serii podśląskiej): frakcjonalne.

Warstwy egzotykowe (serii inoceramowej): frakcjonalne, laminowane i nieuporządkowane.

Warstwy hieroglifowe: laminowane, złożone, czasem przekątne, sporadycznie frakcjonalne.

Warstwy krośnieńskie: laminowane, złożone, sporadycznie frakcjonalne, często przekątne, spływowo, faliste.

Eocen magurski: frakcjonalne, laminowane, spływowo.

Warstwy podmagurskie: laminowane, złożone, spływowo, podrzędnie przekątne.

Warstwy magurskie: złożone, laminowane, podrzędnie frakcjonalne.

Mechanizm sedymentacji ławic fliszowych

Istnieje grupa poglądów, upatrująca w ławicach frakcjonalnych rezultat zmian linii brzegowej lub głębokości dna. Według tych poglądów każdy zespół piaskowiec-łupek byłby odbiciem jakiegoś ruchu tektonicznego. Już wielokrotnie podkreślano z różnych stron (Z. S u j k o w s k i 1938, C. I. M i g l i o r i n i 1944) że pogląd taki jest „absurdalny“.

W nowszych czasach zarysowała się tendencja uważania zmian rytmicznych występujących we fliszu jako rezultat zmian klimatycznych, długookresowych. Pogląd taki reprezentuje np. K. F i e g e (1937, 1942) według którego „gradierte Sedimentation“, zaznaczająca się „in den Flyschen... aller Zeiten“ jest „eine klimatisch bedingte (jedenfalls langperiodische), besondere Art der Repetitionsschichtung“. Inny pogląd (np. W. B r ü c k n e r a 1952) upatruje przyczynę naprzemianległości w zmianach sezonalnych.

Obie grupy poglądów nie wyjaśniają jednak dlaczego ławice fliszowe zaczynają się w sposób raptowny bez żadnego przejścia do podścielającego łupku. Przy zmianach tektonicznych lub klimatycznych powinny się zaznaczać takie przejścia i warstwowanie winno mieć charakter symetryczny, który to typ warstwowania występuje we fliszu zupełnie wyjątkowo.

Warstwowanie frakcjonalne w osadach rzecznych może być rezultatem jednej powodzi; silny prąd początkowo transportuje materiał o różnych frakcjach, a w miarę zmniejszania się jego siły transportowej osadza się coraz to drobniejsze ziarno.

Podobny mechanizm może działać w morzu. Jednakowoż siła transportowa prądów morskich jest nieduża i dlatego trudno jest tłumaczyć nieraz szerokie rozprzestrzenienie ławic piaszczysto-zlepieńcowatych w utworach tego typu co flisz.

Toteż E. B. B a i l e y (1930, 1936) dla wyjaśnienia powstawania ławic frakcjonowanych uciekł się do przypuszczenia, że powstają one wyjątkowo wtedy, jeśli silna fala typu „cunami“ wywołana przez podmorski wstrząs sejsmiczny wprawi materiał w suspensję i rozniesie go szeroko w morzu, gdzie opadając, ulega frakcjonowaniu zależnie od wielkości i ciężaru cząstek. W myśl tłumaczenia Baileya jedna ławica piaszczysta nie byłaby rezultatem depozycji długiego okresu, ale powstałaby w sposób raptowny w krótkim czasie. Nie wchodziłyby tu w grę tysiące lat, ale po prostu kilka godzin, co najwyżej dni. Źródłem materiału jest przybrzeżny pas osadów, z którego fale przenoszą piasek i muł w głębsze wody (redepozycja).

Oprócz B a i l e y a, ale nie nawiązując do jego idei gwałtowności zjawiska depozycji, pogląd o prądowym pochodzeniu wypowiedziało mniej lub więcej wyraźnie kilku innych autorów. N. W. W a s s o j e w i c z (1932), rozważając tłumaczenie A r c h a n g i e l s k i e g o, że naprzemianległość można tłumaczyć ruchami skorupy i zmianami linii brzegowej, zauważyła, że zwiększenie siły prądu wywoła nagłe zasypanie dna grubszym materiałem. R. S i g n o r i n i (1936) opisując frakcjonalne warstwowanie fliszu Apeninów uważał, że zmniejszanie się wielkości ziarn ku górze jest rezultatem zmniejszania się prędkości prądu lub, że raczej zależy od porządku opadania materiału zawieszzonego w wodzie. Z. S u j k o w s k i (1938) tłumaczył naprzemianległość piaskowców i łupków działaniem prą-

dów „zstępujących“ lub „równoległych do wybrzeża“, zasypujących mułiste dno piaskiem.

Słabą stroną poglądów B a i l e y a jest, że nie wyjaśnia on w jaki sposób gruby materiał, dochodzący do średnicy ziarn kilku a nawet kilkunastu cm może być rozprzestrzeniony w morzu; wątpliwe jest, czy nawet fale wywołane wstrząsem sejsmicznym mogą wprowadzić w stan suspensji grube materiały, a jednak one bardzo często biorą udział w warstwowaniu frakcjonalnym. Ponadto, gdyby idąc za myślą B a i l e y a przyjąć, że ławice osadzały się przez opadanie materiału zawieszonoego, frakcjonowania winno zbliżać się do idealnego (str. 401), a tak jednak nie jest: frakcje osadzały się w znacznej mierze razem.

Prądy denne, przyjmowane przez innych autorów nie wyjaśniają, dlaczego ławica składana pod ich działaniem nie ma warstwowania przekątnego, oraz dlaczego, jeśli prądy te miały taką szybkość, że mogły nieść gruby materiał, nie erodowały dna i pozwalały na zachowanie się śladów pełzania (biohieroglify). Wreszcie przyjmując przetaczanie materiałów po dnie prądami dennymi, należałoby spodziewać się względnie dobrego obtoczenia ziarn, tymczasem obróbka ziarn we fliszu jest znikoma (str. 413).

Te sprzeczności, tkwiące w hipotezach B a i l e y a i zwolenników prądów dennych usuwa hipoteza C. I. M i g l i o r i n i e g o (1944, 1950), która rzuciła nowe światło na powstawanie osadów o frakcjonalnym warstwowaniu i wydaje się być zwrotnym punktem w poglądach na powstanie fliszu. Według niego „macigno“, które jest osadem typu fliszowego i z którego poprzednio R. S i g n o r i n i (1936) podał szczegółowe opisy warstwowania o wyraźnej gradacji, zakończonej warstwowaniem laminowanym i falistym, jest osadem otwartego i głębokiego morza. W miarę narastania osadów u brzegu, pochył dna w strefie płytkowodnej zwiększa się, wskutek czego powstaje tendencja do osuwania się. Ale pod wodą, zdaniem M i g l i o r i n i e g o nie powstaje osuwisko, gdyż materiał zmiesza się z wodą i utworzy się „una torbida“, zachowująca się jak ciecz cięższa od wody; ta zawiesina stacza się po skłonie nasypu utworów przybrzeżnych w stronę otwartego morza i w miarę zwiększania się odległości od brzegu („a grande distanza dalle costa“) prąd zawiesinowy będzie zrzucał frakcjonalnie niesiony materiał, przy czym z tej wolno posuwającej się po dnie zawiesiny wypadać będzie większość frakcji, początkowo z przewagą materiałów grubszych. Prąd taki ma małą prędkość a dużą nośność; dlatego gruby materiał może być daleko przetransportowany, a dno przy tej niewielkiej prędkości nie ulegnie erozji.

Tu warto zaznaczyć, że F u c h s (1895) nie był daleki od koncepcji M i g l i o r i n i e g o. Opierając się na uwadze R e y e r a (Theoretische Geologie) że w stawach przy spuszczeniu wody masy szlamu „rutschend und fliessend sich gegen die Tiefe bewegen“, przypuszczał, że ławice piaskowców fliszowych mogły powstać w podobny sposób „bei ungewöhnlichen tiefen Ebbe“. W tym też mechanizmie widział F u c h s sposób prowadzący do powstawania hieroglifów typu „Fließwülsten“ na dolnych powierzchniach ławic (por. str. 419). Dostawanie się osadów gruboziarnistych w głębsze strefy drogą prądów dennych przyjmował już E. H a u g (1909), tłumacząc w ten sposób obecność zlepieńcowych utworów wśród osadów białych, przylegających do geantykliny briansońskiej w Alpach.

Pogląd M i g l i o r i n i e g o został rozbudowany przez Ph. K u e n e n a, który od dawna interesował się mechanizmem prądów zawiesi-

nowych. Podczas Międzynarodowego Kongresu Geologicznego w Londynie (1948) w dyskusji nad referatem K u e n e n a o prądach zawieszinowych, Migliorini wystąpił wbrew pogładowi K u e n e n a z tezą, że prądy zawieszinowe wytwarzają warstwowanie frakcjonalne. Dyskusja doprowadziła do współpracy autorów i ogłoszenia wspólnej pracy (K u e n e n - M i g l i o r i n i 1950). K u e n e n eksperymentalnie wykazał, że prąd o gęstości 2 może wlec wzdłuż dna fragmenty ok. 10 000 razy cięższe niż najcięższe ziarna przesuwane przez prąd czystej wody o tej samej prędkości. Pionowa gradacja materiału powstaje na skutek zmian gęstości prądu w ciągu jego drogi, spowodowanych przez wypadanie materiału lub mieszanie się z wodą, wskutek czego prąd staje się rozcieńczony i płynie wolniej. W pewnym miejscu dna przechodzi najpierw prąd o maksymalnej gęstości, przynoszący największe ziarna, po jego przejściu przepływa czas jakiś ponad tym miejscem prąd coraz bardziej rozcieńczony, coraz wolniejszy i zrzucający coraz drobniejszy ładunek. K u e n e n eksperymentalnie wytwarzając prądy zawieszinowe uzyskał frakcjonalne warstwowanie.

Hipoteza Miglioriniego i K u e n e n a zyskała wielu zwolenników (P e t t i j o h n 1950, C a r o z z i 1951 i in.). Ponadto ich poglądy znalazły świetne potwierdzenie w znalezieniu w Atlantyku płn. ławic piasków frakcjonalnie warstwowanych, przekładających się łem lub mułem globigerinowym w odległości 750 km od wybrzeży w głęb. 4755 m (E r i c s o n *et al.* 1951).

Poglądy na mechanizm powstawania ławic fliszowych można by ująć w sześć grup. Ławice fliszowe mogą być rezultatem:

- 1) zmian głębokości lub odległości linii brzegowej,
- 2) długotrwałych (sekularnych) zmian klimatycznych,
- 3) krótkotrwałych zmian sezonalnych (pór roku),
- 4) różnych prądów dennych (zwykle bliżej nieokreślonych),
- 5) prądów powstających gwałtownie na skutek wstrząsów sejsmicznych i wzbijających materiał w zawieszenie, skąd opada frakcjonalnie,
- 6) dennych prądów zawieszinowych powstających w rezultacie podmorskich osuwisk.

Należy się zastanowić jakie wnioski w obecnej, podkreślić trzeba, jeszcze bardzo początkowej fazie badań nad sedymentacją fliszu karpackiego, można wysnuć w odniesieniu do wyżej przedstawionych poglądów na mechanizm powstawania ławic piaskowców i zlepieńców fliszowych.

Ławice frakcjonalne są częste we fliszu i z grubsza licząc, mniej więcej jedna trzecia ławic ma warstwowanie frakcjonalne. Rozprzestrzenienie tych ławic jest znaczne, typ warstwowania ławicy jest w jednej ławicy ten sam, fragmenty łupków, nieraz dużych rozmiarów są ustawione często skośnie lub pionowo. Cechy te wraz z typem warstwowania wskazują, że ławice te powstawały w sposób raptowny, a nie mogą być rezultatem powolnej depozycji.

Podkreśliśmy powyżej (str. 414) sprzeczność, jaka zachodzi między dobrymi stosunkowo współczynnikami wysortowania a niską obróbką ziarn piaskowców o warstwowaniu frakcjonalnym. Dobre stosunkowo wysortowanie wskazuje na dłuższy transport, ale widocznie w ciągu tego transportu mechaniczne ścieranie ziarn działało bardzo słabo albo wcale. Wydaje się, że w faktach tych można widzieć potwierdzenie koncepcji dalekiego transportu przy pomocy prądów zawieszinowych.

Sortacja i obróbka ziarn w piaskowcach zapewne częściowo tylko pochodzi z transportu prowadzącego do ostatecznej depozycji. Materiał fliszowy został dostarczony zapewne w znacznej mierze morzu fliszowemu rzekami z lądu i w czasie transportu uległ selekcji i obróbce, częściowo zaś był zapewne rezultatem przybrzeżnej erozji. Jednakowoż karpackie morze fliszowe w żadnym okresie nie przylegało do większych lądów i transport kontynentalny nie mógł być długi. Najprawdopodobniej materiał był zno-szony nie przez duże rzeki, ale krótkie strumienie erodujące nieduże wyspy. Wsypany w morze, nie był w strefie litoralnej przerabiany na większą skalę (w strefie tej obróbka i wysortowanie są wysokie, por. A. C a i l l e u x 1943 i W. C. K r u m b e i n - L. L. S l o s s 1951), ale gromadząc się szybko w dużych ilościach, stwarzał warunki sprzyjające osuwaniu się i powstawaniu prądów zawieszinowych, które go rozprowadzały w obszary dna odległe od brzegu. W ten sposób można by tłumaczyć, dlaczego petrografowie, jak Mme M. R e c h - F r o l l o (1950) w odniesieniu do fliszu z takim naciskiem podkreślają „la manque d'action du milieu marin sur le matériel qu'il recevait“.

Brak poważniejszych śladów erozji dna przy równoczesnej konieczności przyjęcia prądu o dużej nośności, każe również przypuszczać, że materiał transportowany był nie normalnym prądem (szybkim i dlatego nośnym), ale prądem zawieszinowym, który przy niedużej prędkości ma dużą nośność na skutek znacznej gęstości.

Obecność hieroglifów prądowych i do pewnego stopnia zorientowanie większych elementów wskazują, że prądy te, przynajmniej w pewnych przypadkach płynęły po dnie lub w jego pobliżu. Nie wyklucza to możliwości, że w innych przypadkach prądy te mogły być zawieszane w pewnej wysokości nad dnem.

Wielokrotność warstwowania frakcjonalnego mogłaby być tłumaczona tym, że osuwisko podwodne mogło, zaburzając dodatkowo równowagę mas piaszczystych pochyłego dna, powodować powstawanie kilku po sobie następujących osunięć, każde wzbudzające prąd zawieszinowy.

Dobre rozdzielenie pionowe materiału, obserwowane w niektórych przypadkach, może być wyjaśnione tym, że w danym miejscu gęstość i prędkość prądu była za mała, aby nieść czy wlec grubszy materiał, który został zrzucany z zawiesziny; ponad miejsce depozycji grubszego materiału nadpłynęła później bardziej już rozcieńczona część prądu, przynosząca znacznie drobniejszy materiał.

Z pionowych zmian warstwowania frakcjonalnego można w pewnych granicach odczytać zmiany prędkości prądu. Warstwowanie frakcjonalne symetryczne świadczy, że prąd w danym miejscu zwiększał swą prędkość, osadzając ponad drobniejszym grubszy materiał. Przypadki takie są rzadkie, co nie świadczy wcale, aby zmiany prędkości zachodziły rzadko, ale prawdopodobnie prąd zwiększając swą prędkość, mógł erodować materiał złożony przez czoło prądu. Niektóre przypadki warstwowania pen-symetrycznego w ten sposób mogłyby być tłumaczone; część drobnoziarnista w spodzie ławicy może być resztką nie usuniętą całkowicie przez wzmagający się prąd.

Wzmaganiem się prędkości prądu można tłumaczyć także powstanie odwróconego warstwowania; sedymentacja skończyła się w momencie, gdy prędkość ta zwiększyła się tak, że depozycja już zachodzić nie mogła. To

samo odnosi się do odwróconego warstwowania symetrycznego. W pewnych przypadkach zwiększenie się prędkości mogło doprowadzać do rozmywania stropu ławicy i wzbogacania jej w większe ziarna. Nie może się to odnosić do ławic o dobrym rozdzieleniu ziarna.

Warstwowanie frakcjonalne odwrócone może być tłumaczone jeszcze w inny sposób. W prądzie ziarna niesione w suspensji poruszają się z różną prędkością i drobniejsze mogą wyprzedzać większe ziarna, które niesione są wolniej także na skutek zwiększonego tarcia w gęstej zawiesinie. W ten sposób do pewnego miejsca może dojść i osadzić się najpierw materiał drobny, a potem grubszy. Dzieje się to przy pewnych prędkościach prądu i przy niedużej różnicy wielkości ziarn; inaczej ziarna większe wcześniej opadną, jak to jest niemal regułą.

W niektórych, chociaż rzadkich przypadkach ławice frakcjonalne kończą się warstwowaniem przekątnym. Świadczy to, że na powierzchnię ławicy działał prąd, przetaczając materiał trakcyjnie. Prąd ten mógł erodować, jak o tym świadczy ścięta, górna powierzchnia ławicy. Również w wielu przypadkach osadzania się ławic fliszowych należy przyjąć, że depozycja nie została zakończona na skutek wyczerpania się dowozu materiału, ale erozyjnie, przez ścięcie nagromadzonego materiału.

Częstość objawów erozji, towarzyszących powstawaniu ławic fliszowych nakazuje się zastanowić dlaczego erozja dna ilastego, po którym przesunął się prąd, odbywała się rzadko i na stosunkowo nieznacznej skale. Prawdopodobnie odnosi się tu prawidło rozpoznane przez F. Hjulströma (1935, str. 298, diagram) w erozji rzecznej, że do erodowania drobniejszego materiału potrzebna jest większa szybkość prądu, niż do erodowania materiału grubszego. Z diagramu Hjulströma wynika, że aby wprowadzić w ruch ziarno o średnicy 0,001 mm potrzebna jest prędkość około 200 cm/sek, dla ziarna 0,01 mm — ok. 50 cm/sek, podczas gdy prąd o prędkości ok. 20 cm/sek wprowadzi w ruch ziarna o średnicy 0,1—0,5 mm; dopiero otoczaki o średnicy większej od 1 cm wymagają znowu prędkości większej od 100 cm/sek dla wprowadzenia ich w ruch (mniejsze prędkości we wszystkich przypadkach wystarczą, aby ziarno raz wprowadzone w ruch było transportowane). Na tej podstawie można by wnioskować, że prądy składające ławice fliszowe miały prędkość przeważnie mniejszą od prędkości ok. 100 cm/sek., jeśli nie erodowały lub nieznacznie erodowały ilaste dno. Tylko w niektórych przypadkach prędkość ta była i to nieznacznie przekraczana. Wielkość ziarna w warstwowaniu przekątnym, zakończającym niektóre ławice frakcjonalne wynosi maksymalnie 1,5 mm (str. 411). Z diagramu Hjulströma można odczytać, że ich depozycja odbywała się przy prędkości nie większej od 10 cm/sek; aby wprowadzić ziarna tej wielkości w ruch, prędkość musiałaby wynosić około 20—30 cm/sek.

Należy teraz rozważyć zagadnienie mechanizmu, prowadzącego do powstania warstwowania laminowanego, które dla sedymentacyjnej charakterystyki fliszu ma co najmniej takie samo znaczenie jak warstwowanie frakcjonalne. Kombinowanie się tych dwóch typów w warstwowaniu złożonym zdaje się wskazywać na pokrewny mechanizm depozycji, chociaż przebieg depozycji na pewno przy powstawaniu warstwowania laminowanego musiał być inny. Trudno przypuścić, by jeden prąd zawieszinowy, nawet wielokrotnie zasilany nowym dopływem materiału mógł osadzić regularne, cieniutkie warstewki w ilości kilkunastu lub nawet kilkudziesię-

sięciu. K u e n e n w swoich pracach wspomina o występowaniu warstwowania laminowanego wraz z frakcjonalnym, ale nie zajmuje się jego genezą.

Warstwowanie laminowane często odnoszone jest do sedymentacji cyklicznej, będącej odbiciem zmian sezonalnych, np. na przemian po sobie następujących okresów deszczowych i suchych. W okresie deszczowym rzeki i ablacja deszczowa znoszą w morze materiał, który falami i prądami jest rozprowadzany w morze i opadając ulega frakcjonowaniu; ziarna cięższe opadną wcześniej, zawiesina ilasta z pewną zwłoką. Odnosić się to może do bardzo drobnych materiałów, przeważnie drobniejszych od tych, które występują w ławicach laminowanych. Ponadto przypuszczenie takie nie wyjaśnia faktu, że bardzo często warstwowanie laminowane łączy się z frakcjonalnym, niezrozumiałym jest też dlaczego początek pory deszczowej ma zaznaczać się grubszym ziarnem, jak to najczęściej jest w ławicach laminowanych. Również obecność hieroglifów prądowych, wcale częstych w tego typu ławicach, wskazuje raczej na działanie prądów dennych. Prądy te prawdopodobnie niosły materiał w zawieszynie, gdyż jeśliby je wlokły po dnie, powstawałoby warstwowanie przekątne.

Odbicia zmian sezonalnych prawdopodobnie można doszukiwać się w laminacji osadów ilastych we fliszu, a nie w laminacji piaskowców, wbrew poprzednio wyrażonym przypuszczeniom (K s i a ż k i e w i c z 1947). Taka laminacja czasem zaznacza się w łupkach, ale przedmiot ten jest w tej chwili zbyt mało zbadany, by można na jego temat coś więcej powiedzieć.

Wydaje się, że zmiany sezonalne, a tym bardziej jakieś dłuższe zmiany klimatyczne dla wyjaśnienia powstawania ławic laminowanych przyjęte być nie mogą. Rozpoczynanie się grubszym ziarnem, ostra granica w stosunku do łupku, zmniejszanie się grubości laminacji ku górze, występowanie miki i detritusu roślinnego w stropie ławic, obecność hieroglifów prądowych itd., raczej nakazuje, podobnie jak w przypadku ławic frakcjonowanych, szukać mechanizmu polegającego na krótkotrwałych, raptownych przyczynach.

Inna hipoteza łączy warstwowanie laminowane z działalnością przyływów (Gezeitenschichtung). Hipotezę tę w stosunku do drobno laminowanych utworów fliszowych wypowiedział R. R i c h t e r (1928). Warstwowanie takie może istotnie powstać w strefie eulitoralnej (Wattenmeer) między dolną a górną linią przyływu na skutek tego, że przyływ ma w pewnej części tej strefy większą prędkość od odpływu. Mechanizm sedymentacyjny przyływów na płaskim wybrzeżu znamy dzięki pracom K. L ü d e r s a (1930), W. H ä n t s c h l a (1936) i in. Przyływ do pewnej wysokości ponad linią odpływu (1,60 m na wybrzeżach Morza Północnego) ma dużą prędkość i wtedy osadza grubsze ziarno, następnie, mimo że przyływ dalej się podnosi, prędkość zmniejsza się i na ziarnie grubym osadza się ziarno drobniejsze. Gdy przyływ osiągnie maximum i ruch wody niemal ustaje, mogą osadzać się drobne zawiesiny. Odpływ aż do wysokości 2,75 m ponad niski stan wody ma większą prędkość od przyływu, dlatego w tej strefie usuwa materiał pozostawiony przez przyływ, natomiast poniżej tej wysokości odpływ ma mniejszą prędkość, więc usunąć może tylko drobniejszy materiał, ale w miarę dalszego zmniejszania się jego prędkości, będzie on na grubszym materiale pozostawionym przez

przyptyw poniżej 1,60 m ponad najniższą linią wody mógł osadzać drobny materiał zniesiony przez siebie z górnej części strefy eulitoralnej. Ten drobny materiał podczas zupełnego odpływu wysycha i staje się oporny na erozję podczas następnego przyptywu. Gdyby tego wyschnięcia i stwardnienia nie było, osad zostałby zerodowany podczas następnego przyptywu i „Feinschichtung“ nie utworzyłoby się. Poniżej linii niskiego stanu wody warstewkowanie (Feinschichtung) nie tworzy się, gdyż przyptyw zawsze silniejszy od odpływu, usunie drobny materiał złożony w czasie odpływu. Natomiast w tej strefie sublitoralnej różnice w nasileniu przyptywów, wywołane zmianami położenia księżyca i słońca oraz przez wiatry i burze mogą doprowadzić do powstania warstwowania laminowanego; laminy będą w tej strefie na ogół grubsze od lamin strefy eulitoralnej.

Jeśli porównamy obrazy przyptywowego warstwowania laminowanego podane przez Häntschla (1936), w którym widać soczewkowane rozmieszczenie smug piaszczystych, liczne rozmycia i niezgodności warstw, nie znajdujemy podobieństwa do laminacji fliszowej, której nawet niespokojne i faliste typy nie odpowiadają temu typowi. Również ogólna dynamika sedymentacji, przerabianie przez ściekające strugi (F. Trushheim 1929), rozmywania i powtórne zasypywania nie odpowiadają spokojnemu typowi sedymentacji, odzwierciedlającemu się w warstwowaniu laminowanym fliszu. Również nie znajdujemy w tym typie uwarstwienia wytłumaczenia ostrej granicy spągowej ławic ani gradacji zaznaczającej się zmniejszaniem się grubości ziarna i grubości lamin ku górze.

Jeszcze jedną próbę wytłumaczenia można odnieść do tego typu warstwowania, mianowicie przypuszczenie Vasičeka (1951), według którego gradacja uziarnienia mogłaby być odniesiona do przesortowania materiału zrzuconego na morze przez wiatr. Tłumaczenie to nie może być odniesione do warstwowania frakcjonalnego, gdyż średnica ziarn występująca w tym warstwowaniu jest zbyt duża, ale mogłoby być stosowane do warstwowania laminowanego, w którym ziarno jest bardzo drobne. Jakkolwiek nie jest wykluczone, że niektóre ławice mogłyby w ten sposób powstać, to jednak nie można tego przypuścić dla większości ławic. Nie mówiąc już o tym, że nie wyjaśnia takie tłumaczenie cech warstwowania laminowanego, podanych wyżej, to trzeba jeszcze dodać, że sprzeciwia się temu tłumaczeniu duży udział mułu w składzie ławic laminowanych; rozdział frakcji byłby przy powietrznym transporcie i przesianiu przez wodę znacznie lepszy.

Jak zaznaczono wyżej już kilkakrotnie, warstwowanie laminowane posiada zbyt wiele wspólnych cech z warstwowaniem frakcjonalnym i zbyt często się z nim łączy, by powstanie ławic laminowanych miało być zasadniczo odmienne. Szczególnie odnosi się to do pospolitego we fliszu przypadku, że ławica frakcjonalna kończy się kilku laminami. W stawach i rzekach można obserwować, że przy zaburzeniu skłonu dna powstaje prąd zawieszinowy staczający się po dnie i niosący grubszy materiał, oraz kilka drobniejszych „chmur“ zawieszinowych drobnego materiału, które wolno rozprzestrzeniają się w nieznaczonej głębokości poniżej powierzchni. Te fale zawieszinowe posuwając się znacznie wolniej będą na miejscu depozycji zrzucić kolejno drobny materiał na materiale złożonym przez główny prąd zawieszinowy. Można więc przypuszczać, że przy powstaniu

prądu zawieszinowego, obok głównego prądu, staczającego się przydennie, powstaje też kilka prądów zawieszinowych o mniejszej gęstości, które z pewną zwłoką dotrą do miejsca depozycji głównego prądu. Jest prawdopodobne, że takie wtórne prądy zawieszinowe powstać mogą nie tylko na skutek wzburzenia wody przez osunięcie się dna, ale także wtedy, jeśli osuwisko podmorskie powstaje ponad podstawą falowania; wtedy fale mogą wytworzyć kilka dodatkowych, wtórnych prądów. Gdyby przyjąć takie tłumaczenie, to należałoby też przypuścić, że ławice frakcjonalne zakończone kilkoma laminami powstawały bliżej źródła materiału, gdyż mniej gęste i wolniejsze prądy nie mogły tak daleko dotrzeć, jak główny. Zapewne mogło się też zdarzyć, że prąd główny o dużej gęstości zawędrował dalej, a prądy wtórne nie dotarły w ogóle do miejsca jego depozycji, ale składały niesiony materiał bliżej źródła prądu, tworząc tylko ławicę laminowaną. Wtedy doszlibyśmy do paradoksalnego wniosku, że gruboziarniste, frakcjonowane osady zostały złożone dalej od brzegu, a drobnoziarniste, laminowane ławice osadziły się bliżej.

Dochodzimy zatem do wniosku, że laminy powstają przez słabsze prądy zawieszinowe, wywołane nie przez jednorazowy czy kilkakrotny impuls jak osuwisko, ale przez przyczynę działającą dłuższy czas, jak silne falowanie. Falowanie takie może być wzniecone przez burzę, która obniża podstawę falowania; fale uderzać mogą wtedy o skłon nasypu litoralnego i wymywając z niego drobniejszy materiał wzbudzać kolejne prądy zawieszinowe, a nawet, ponieważ erodują, doprowadzać do powstawania osuwisk. Wzburzone morze rozcieńcza powstającą zawieszinę i wytwarza serię prądów zawieszinowych, staczających się w spokojniejszą wodę i tam zrzucających niesiony materiał. Materiał ten jest drobny, gdyż powstające tą drogą prądy są za mało gęste i szybkie, by mogły po drodze erodować, jak to ma miejsce przy wielkich prądach powstających przez osunięcie się skłonu nasypu litoralnego.

W ten sposób można by przypuścić, że osunięcie się zbocza podwodnego nasypu litoralnego prowadzi do jednokrotnego lub co najwyżej parokrotnego prądu zawieszinowego, o dużej gęstości, pojemności i sile transportowej. Prądy takie prowadzą do powstania ławic jednokrotnie lub wielokrotnie warstwowanych. Warstwowanie laminowane, nieraz kończące ten typ osadów może być rezultatem wtórnych prądów wytworzonych przez wzburzenie wody przez osuwisko lub przez dodatkowe działanie falowania na osuwający się i przechodzący w prąd zawieszinowy materiał.

Natomiast wzburzenie morza przez długotrwałe przyczyny, jak np. przez burzę, doprowadzi do wytworzenia całej serii po sobie następujących prądów zawieszinowych, o znacznie mniejszej gęstości i ilości niesionego materiału. Zmniejszanie grubości ziarna i lamin ku górze, tak często w tym typie obserwowane, może być obrazem uspokajania się burzy. Materiały o lepszych własnościach flotacyjnych, jak mika i miąższość roślinna, opadną na dno w końcowej fazie depozycji. Być może, że nie cały materiał był transportowany prądami dennymi, ale część jego była transportowana prądami „zawieszonymi“ w pewnej wysokości ponad dnem. Drobne osuwiska lub silniejsze fale mogą wytworzyć w różnych okresach burzy silniejsze prądy i w ten sposób powstanie warstwowanie złożone. W każdym razie prądy tego typu nie mogą transportować materiału na tak duże odległości jak osuwiskowe prądy zawieszinowe.

Warstwowanie laminowane byłoby w tej interpretacji nie produktem cyklicznego rytmu, ale sporadycznych burz, podobnie jak warstwowanie frakcjonalne jest rezultatem sporadycznych, podwodnych osunięć. Rytmika fliszowa jest więc swoistą rytmiką wydarzeń przypadkowych i sporadycznych a nie cyklicznych zjawisk erozyjnych, klimatycznych czy tektonicznych.

Znacznie częściej w seriach fliszowych zdarza się, że warstwowanie frakcjonalne tworzy sporadyczne wtrącenia w serii, która jest głównie laminowaną; odwrotne zjawisko jest rzadkie. Wytłumaczenie tego może być takie, że słabe prądy, tworzące laminację rzadko mogą dotrzeć w obszar, gdzie powstaje warstwowanie frakcjonalne, natomiast odwrotnie, silniejsze prądy zawiesinowe łatwiej dotrą w bliższy brzegowi obszar o depozycji laminowanej.

Przeciwieństwo, jakie zachodzi między seriami fliszowymi, w których dominuje to warstwowanie frakcjonalne, (np. okres depozycji piaskowców istebniańskich i ciężkowickich) to laminowane tłumaczy się zapewne warunkami gromadzenia się materiału detrytycznego w pobliżu wybrzeży. W okresach silniejszej erozji, związanej prawdopodobnie z nasileniem ruchów górotwórczych, nasyp przybrzeżny rośnie szybko, obfituje w gruboziarniste materiały i łatwo dochodzi do podwodnych osuwisk na skłonie nasypu, być może jeszcze wzbudzanych przez wstrząsy sejsmiczne związane z okresem górotwórczym (Migliorini 1950). W okresach spokojniejszych dowóz materiału był mniejszy, gruboziarnistość też mniejsza i skłonność do osuwania się nieduża. W tych okresach normalne falowanie i prądy wymywały tylko najdrobniejszy materiał, deponowany w basenie poza krawędzią nasypu litoralnego, okazjnie zdarzające się burze tworzyły słabe prądy zawiesinowe, staczające się nie tak daleko od krawędzi nasypu, jak prądy zawiesinowe utworzone przez potężne osuwiska krawędzi nasypu w okresach większego przeładowania nasypu.

Zagadnienie głębokości basenu fliszowego

R. Zuber (1901, 1918) jest głównym reprezentantem poglądu, że flisz osadzał się w strefie litoralnej i płytkowodnej, uważając, że dziś w płytkim morzu przylegającym do delty Orinoko tworzy się flisz. Pogląd ten z różnymi modyfikacjami ma po dziś dzień zwolenników. Z nowszych prac, stojących na gruncie płytkowodności lub nawet litoralności fliszu można wymienić prace O. Abla (1926), R. Richtera (1928), G. Götzingera i H. Beckera (1932, 1934), a z najnowszych prace L. Majzona (1943) W. A. Grossheima (1946) i W. Brücknera (1952). Głównymi argumentami zwolenników tego poglądu są: ubóstwo skamieniałości spowodowane między in. zasłodzeniem wód przydeltowych, obecność hieroglifów, które mogą tworzyć się zdaniem wielu autorów tylko na wysychającym mule w strefie eulitoralnej (przyływ — odpływ), gdyż pod wodą kohezja dna jest zbyt mała, aby ślad pełzania mógł się utworzyć, częste wtrącenia zlepieńców, analogie do laminacji deltowej i przyływowej, naprzemianległość piaskowców, która zdaniem W. Brücknera jest odbiciem klimatycznych zmian rejestrowanych osadami przyniesionymi bezpośrednio przez rzeki, oraz fakt w ostatnich czasach szczególnie podniesiony (W. Brückner 1952, Rech-Frollo

1950), że osady fliszowe okazują brak obróbki mechanicznej i wysortowania, co może być użyte jako argument za osadzaniem się fliszu w dość szybko zanurzających się obszarach deltowych (W. Brückner) lub krótkotrwałym przerabianiem przez morze aluwiów rzecznych (Rech-Frollo).

Według L. Glangea u d a (1938) poniżej izobaty — 20 m na zewnątrz estuariów tworzą się w okresie przyboru rzeki osady ilaste pochodzące z drobnych mętów (grubszy materiał zostaje w estuarium), natomiast w okresie między przyborami prądy morskie zasypują łą piaskiem, przez co tworzy się naprzemianległość osadów piaszczystych i ilastych, zbliżona do facji fliszowej. W tym przypadku flisz byłby też utworem płytkowodnym, chociaż nie litoralnym.

Poglądy o płytkowodności fliszu w różnych czasach wypowiedane były także niejednokrotnie zwalczane. Według M. Pa u c a (1936) utwory fliszowe mogły osadzać się w strefie nerytycznej a nawet batialnej. Podobny pogląd wypowiedzieli Tornquist, Van der Gracht i Krejci-Graf (1936), który zwłaszcza podniósł, że wielkie rozprze-strzenienie i długotrwałość fliszu nie dopuszcza do porównywania go z nie-dużymi obszarami porośniętymi przez lasy namorzynowe. J. Tercier (1949) uważa, że utwory z blokami egzotycznymi, zlepieńcami i gruboziarnistymi piaskowcami należy uważać za fację płytkowodną, ale „les séries si étonnement régulières de grès fins en alternance avec schistes marneux à Globigèrines et les schistes argileux“ są utworami złożonymi na skłonie lub w głębi basenów. Ostatnio J. Rich (1950, 1951) wyróżniając trzy typy środowisk sedymentacyjnych *unda*, *clino* i *fondo*, zależnie od tego czy osady tworzą się w strefie falowania, na skłonie nasypu nadbudowanego nad dno przez osady czy na dnie zbiornika, wypowiada pogląd, że flisz posiada cechy, które na podstawie jego przeważnie dedukcyjnych wywodów charakteryzują osady skłonu (*slope deposits*). Cechami tymi według niego jest głównie uwarstwienie spływowe i hieroglify prądowe (*flow marks*). W nawiązaniu do poglądów K u e n e n a i Miglioriniego autor ten przyjmuje, że utwory z blokami egzotycznymi i ławice o warstwowaniu frakcjonalnym mogą występować w dolnej części seri *clino* i przylegającej części *fondo*, czyli w strefie przejściowej między skłonem a głębszym dnem.

Głównymi argumentami mającymi świadczyć za płytkowodnością fliszu są: obecność hieroglifów, zwłaszcza biohieroglifów, obecność materiałów gruboziarnistych i występowanie faun o typie płytkowodnym (zwłaszcza numulitów, koralów, glonów itd.).

Hieroglify, zdaniem wielu autorów, powstać mogą tylko w strefie między linią przypływu a odpływu. W tej strefie obserwuje się dziś ślady pełzania przypominające hieroglify, ponadto tylko w tej strefie wysychający muł ma tak dużą kohezję, że ślad pełzania lub ściekania nie rozplynie się; kohezja ta ma być tak duża, że ślad pełzania nie zostanie zatarty przez fale przypływu, chociaż niektórzy autorzy nawet przypuszczają, że potrzebne jest zasypanie śladów pełzania piaskiem lotnym (co właśnie zdarzyć się może tylko w strefie eulitoralnej), aby hieroglif mógł się utworzyć. Szczególnie formy ostro i wyraźnie zarysowane, o nierozplyniętych kształtach, częste we fliszu, mają być dowodem nadwodnego ich powstawania (R. Richter 1928 i dyskusja). Dobrze zachowane formy

według G. Göttingera i H. Beckera (1934) tworzyć się mają przez zagrzebywanie się organizmów w plażę i drażenie kanalików na granicy piasku i podścielającego mułu, gdzie chronią się one przed wysychaniem gruntu w czasie odpływu i przed słońcem.

Jednakowoż doświadczalnie przekonano się, jak podaje Richter (1941), że dobrze zachowane ślady pełzania mogą powstać pod wodą i to nawet lepsze i wyraźniejsze. Autor ten stwierdza, wbrew swoim dawniejszym poglądom, że niesłusznie uważa się obecność śladów pełzania jako dowód środowiska eulitoralnego (Strand) lub płytkowodności. Krejci-Graf (1935) uważa że utworzenie się i zachowanie śladów pełzania zależy od konsystencji iltu a nie od wysychania. Nasuwa się przypuszczenie, że właśnie w głębokich wodach, gdzie ilt osadza się bardzo powoli i pod znacznym ciśnieniem słupa wody, ślady pełzania mogą być znacznie lepiej wykształcone. Richter już dawniej (1928) uważał, że ślady pełzania mogą powstawać w głębszej wodzie, gdzie robaki są częste, tylko sądził, że do zachowania się śladów jest potrzebna szybka sedymentacja. Taka szybka sedymentacja odbywać się może, według poglądów Miglioriniego w głębokich wodach przy pomocy prądów zawieszinowych i wydaje się, że właśnie tam są największe szanse na zachowanie się tych form, zasypanych nagle nośnym a nie erodującym prądem zawieszinowym.

Dodać tu jeszcze można, że A. Kieslinger (1937) zajmował się z punktu widzenia fizycznego, czy „Fließwülsten“ mogą powstać pod wodą. Ze względu na ich kształty, mianowicie przewieszane zakończenia, autor przyjmuje, że formy te mogły powstać tylko nad wodą, w piasku o kohezji pozornej (wytworzonej przez napięcie nieznacznej ilości wody). Badania Kieslingera, jak sam podkreśla, dotyczyły tylko układu piasek/woda, a nie brał pod uwagę działania spoiwa ilastego, ponadto jego hieroglify „spływowe“, jak można sądzić z fotografii, są raczej hieroglifami prądowymi.

Drugim argumentem, świadczącym o płytkowodności fliszu ma być obecność piaskowców i zlepieńców. Istotnie utwory takie znamionują środowisko płytkowodne, zwłaszcza w dzisiejszych osadach. Jednakowoż mnożą się znaleziska gruboziarnistych piasków i żwirów w większych głębokościach, np. głęb. 1000 m na zewnątrz Kalifornii albo jeszcze głębiej w obszarze mórz Indii Wschodnich (Shepard 1948) oraz w Oceanie Atlantyckim (Ericson *et al.* 1951). Mechanizm prądów zawieszinowych, coraz lepiej w ostatnich latach poznawany (H. S. Bell, 1942) może tłumaczyć powstanie takich występowań. Ponadto już dawniej tłumaczono obecność luźnych bloków i głazów w osadach jako rezultat staczania się po stromym dnie ze strefy litoralnej a ostatnio przyjmuje się też podwodne spływy błotne dla wyjaśnienia obecności zlepieńców w osadach z głębokowodną mikrofauną. Już wyżej podkreśliliśmy chaotyczne ułożenie otoczków w osadach ilastych, obserwowane w łupkach cieszyńskich i warstwach istebniańskich; mogłoby ono wskazywać na osad takim mechanizmem utworzony.

Organizmy lepiej niż cokolwiek innego określają głębokość tworzenia się osadów kopalnych, pod warunkiem, że są one w stosunku do osadu autochtoniczne. W fliszu organizmy płytkowodne (numulity, inoceramidy, glony, korale itd.) są stosunkowo częste, ale rzecz szczególna, najczęściej występują one w utworach zlepieńcowatych lub gruboziarnistych, a bliż-

sza obserwacja wskazuje, że niemal z reguły związane są one z warstwowaniem frakcjonalnym. Co więcej, w wielu przypadkach można stwierdzić zależność między wielkością ziarna osadu a wielkością resztek organicznych pogrzebanych w tym osadzie, co już poprzednio podkreśliłem (K s i ą ż k i e w i c z 1947, str. 148). Natomiast ławice laminowane i łupki resztek organicznych niemal nie zawierają. Nasuwa się przypuszczenie, że w większości przypadków znaleziska fauny we fliszu są allochtoniczne. Odnosi się to w każdym razie do wszystkich występowania w ławicach frakcjonowanych oraz do ilów z otoczkami, zawierających nieraz w Karpatach fauny ślimaków i małży. Za allochtonicznością fauny dużych otwornic we fliszu Lasu Wiedeńskiego wypowiedzieli się G. G ö t z i n g e r i H. B e c k e r (1932) uważając, że zostały one przeniesione z płytko-nerytycznej strefy prądem (przyływowym) w strefę litoralną. Wydaje się jednak, że dane z fliszu karpackiego wskazują na inny kierunek przemieszczenia. Jako przykład można podać różnice składu mikrofauny piaskowców i łupków tej samej serii. W warstwach z Szydłowca (mastrycht) w piaskowcach, które z reguły są frakcjonalnie warstwowane, występuje następująca fauna oznaczona przez F. B i e d ę (1948): *Textularia* sp. ind., *Lenticula rotulata* Lamk., *Lenticulina* aff. *comptoni* Nills., *Lenticulina* cf. *orbicularis* d'Orb sp., *Lenticula ovalis* Reuss sp., *Lenticulina* sp. (cf. *lepida* Reuss), *Nodosaria* sp. (cf. *zippei* Reuss), *Nodosaria* sp. (cf. *concinna* Reuss), *Dentalina* sp. (cf. *filiformis* Reuss), *Marginulina* sp. ind., *Vaginulina* sp. ind., *Palmula* sp. ind., *Eponides* sp. (ex gr. *praecinctus* Karrer), *Cibicides beaumontianus* d'Orb, (*Cibicides* (sp.) ex. gr. *aknerianus* d'Orb), *Planulina* (cf. *stelligera* Marie) *Siderolites* sp. ind., *Lepidorbitoides* sp. ind. *Simplorbites* sp. (cf. *gensacicus* Leym. sp.).

Większość tych form jest wapienna i fakt ten wraz z obecnością orbitoidów i do pewnego stopnia przedstawicieli rodziny Rotalidae wskazuje na raczej płytkie środowisko. Obfitość litotamni też świadczy, że jest to osad nie głębszego morza jak 200 m.

Natomiast w łupkach przegradzających piaskowce występuje zespół małych otwornic następujący (oznaczenia mgr. S. Gerocha, za które mu na tym miejscu uprzejmie dziękuję):

Rhabdamina sp., *Rh. linearis*, *Rh.*, *discreta*, *Placentamina* sp., *Pl. placenta*, *Hyperammina grzybowski*, *H. subnodosiformis*, *Dendrophrya*, *Reophax scalaria*, *Reophax* sp., *Nodellum velascoense*, *Hormosina ovuloides*, *Ammodiscus incertus*, *Glomospira irregularis*, *Glomospira charoides*, *Trochaminoides* sp., *Tr. subcoronatus*, *Tr. contortus*, *Tr. vermetiformis*, *Recurvoides*, *Haplophragmoides*, *Marsonella crassa*.

Fauna ma charakter aglutynujący i niewątpliwie głębszy od fauny zespołu występującego w piaskowcach, o czym świadczy występowanie przedstawicieli rodzin *Astrorhizidae*, *Hyperamminidae* (głębokość 900—1500 m według N o r t o n a), *Ammodiscidae* (900 do poniżej 3600 m), a do pewnego stopnia też przedstawicieli *Reophacidae*.

Z porównania tych zespołów można by wyciągnąć wniosek, że mikrofauna łupków jest autochtoniczną fauną głębokiego morza, natomiast mikrofauna piaskowców jest allochtoniczna i została przyniesiona prądem zawieszinowym wraz ze żwirem, piaskiem i licznymi litotamniami ze strefy płytkiej. W podobny sposób można by odwrócić twierdzenie M a j z o n a (1943), według którego obecność piaskowców wśród utworów glo-

bigerinowych Karpat Wschodnich świadczy, że margle globigerinowe tworzyły się w płytkim morzu (jak zresztą nieraz istotnie tworzyć się mogą), ale na odwrót, przypuścić, że piaskowce zostały osadzone w głębokim morzu, w którym zasadniczym osadem był muł globigerinowy.

Tu można nadmienić, że w osadach mio-pliocenu obszaru Ventura Basin w Kalifornii, M. L. Natland stwierdził w ichtach fauny otwornicowe wskazujące na głębokość osadzania przeszło 1500 m ale na podstawie występowania wśród ichtów zlepieńców i piaskowców uznał te osady za płytkowodne, a obecność głębokowodnej mikrofauny tłumaczył niższą temperaturą wód płytkich, które miały mieć temperaturę 2,5° C, dziś panującą w głębokości ok. 1300 m. Pogląd taki przyjął on wbrew dowodom dostarczonym przez resztki roślin w osadzie, wskazując, że na przyległym lądzie klimat nie był chłodniejszy niż dziś. Po zaznajomieniu się z teorią prądów zawieszinowych Natland uznał jednak, że należy przyjąć głębokość osadzania się wskazaną przez otwornice a obecność zlepieńców i piaskowców wśród łupków wyjaśnić prądami zawieszinowymi i podmorskimi spływami błotnymi (Natland-Kuennen 1951).

W świetle tych faktów wydaje się, że zespoły organiczne występujące w zlepieńcach i piaskowcach fliszowych nie są miarodajne dla określenia głębokości środowiska, w którym zostały osadzone, natomiast więcej można polegać na organizmach zawartych w osadach ilastych, w których możliwość redepozycji jest znacznie mniejsza. Np. obecność skorup inoceramów w łupkach warstw inoceramowych wskazywać może, że środowisko depozycji nie było zbyt głębokie chociaż zwykle bardzo cienkie skorupy występujące w łupkach świadczą w każdym razie o spokojnych wodach, natomiast skorupy występujące w piaskowcach (często na dolnych powierzchniach) są najwidoczniej przyniesione w miejsce ostatecznej depozycji z innego obszaru. Wydaje się w każdym razie, że mikrofauna osadów ilastych jest przeważnie autochtoniczna, chociaż i tu zachodzi możliwość, że część jej została przeniesiona prądami z płytkich stref; drobne i lekkie otwornice mogły być obdarzone dobrymi własnościami flotacyjnymi, unosić się jeszcze w wodzie po opadnięciu piasku i sedymentować dopiero razem z łem.

Otwornice są bardziej zależne od temperatury niż od głębokości i formy głębokomorskie przystosowane do głębokich wód mórz ciepłych mogą żyć płytko w morzach zimnych, jednakowoż nic nie świadczy, by fliszowe morze kredowe i starotrzeciorzędowe Karpat było morzem chłodniejszym od mórz współczesnych tej samej szerokości geograficznej i raczej należy przypuszczać, że były cieplejsze może za wyjątkiem niektórych krótkotrwałych okresów, w których w basen fliszowy mogły wtargnąć prądy przynoszące wody chłodniejsze. Mikrofauna otwornic karpackich zawiera stosunkowo mało otwornic jeszcze dziś żyjących, ponadto zawsze zachodzi możliwość, że w ciągu tak długiego okresu czasu gatunki mogły zmienić swe zasięgi życiowe. Ale uderzającą jest rzeczą, że łupki przeplatane się z ławicami frakcjonalnymi zawierają zespoły aglutynujące, właściwe dziś morzom głębokim. W zespołach tych występują pospolicie przedstawiciele rodzin takich jak *Astrorhizidae*, *Ammodiscidae*, *Hyperamminidae*, które dziś charakteryzują według Nortona głębokie, poniżej 1000 m wody. Dość dużo jest gatunków, dziś jeszcze żyjących, które są formami głębokowodnymi, jak *Glomospira charoides* (164—4297 m,

według Phlegera i Parkera (1951) rzadka powyżej 400 m, poniżej tej głębokości ma swą główną strefę życiową), *Ammodiscus incertus* (164—5714) *Rhabdamina abyssorum* (731—4453), *Gyroidina soldani* (548—3657 m), *Rheophax pilulifera* (700—4450) itd.

W ten sposób, jak widać, wiele argumentów wskazujących na płytkowodność a zwłaszcza litoralność utworów fliszowych nie wytrzymuje próby czasu a mechanizm wynikający ze sposobów warstwowania utworów piaskowcowych wskazuje, że osady fliszowe mogły tworzyć się w większych głębokościach przez redepozycję utworów płytkowodnych (rys. 10).

Tu jeszcze należy dodać, że flisz nie posiada wielu cech właściwych utworom płytkowodnym i litoralnym. Brak jest w nim większych rozmęć, niemal zupełny jest brak zlepieńców intraformacyjnych, nieznane są zupełnie wyraźne ripplemarki, na co już Fuchs zwracał uwagę, podkreślając, że są one pospolite w molassie; warstwowanie przekątne jest rzadkie i dotyczy z małymi wyjątkami tylko bardzo drobnoziarnistych utworów; dotąd nie opisano z fliszu pewnych hieroglifów ściekowych (rillmarków); Fuchs wspomina o kilku przykładach podkreślając ich niepewność i wyjątkowość; nieznane są też z fliszu szczeliny z wysychania¹.

Natomiast uderza we fliszu regularność uławicenia i ujednostajnienie litotypów: warstwy lgockie czy inoceramowe tak samo wykształcone są w Lesie Wiedeńskim, jak w Karpatach polskich, ukraińskich czy rumuńskich. Jest bardzo wątpliwe, czy takie ujednoczenie byłoby możliwe na tak ogromnej przestrzeni, gdyby te warstwy osadzały się w pobliżu brzegu. Różnice w ukształtowaniu wybrzeża na tak długiej przestrzeni musiałyby znaleźć wyraz w zmienności litologicznej.

Flisz karpacki jest serią zmienną w profilu pionowym i na pewno warunki jego sedymentacji zmieniały się w ciągu tak długiego czasu, jak kreda i paleogen. Jest on również zmienny w kierunku poziomym i w tym samym okresie morze miało w różnych miejscach różną głębokość. Zapewne jedne serie osadzały się dalej od strefy przybrzeżnej, inne bliżej od niej i jedne w stosunku do drugich są płytsze lub głębsze. Wydaje się jednak, że z wyjątkiem niektórych utworów przyskałkowych, jak może zlepienie w Kruhelu oraz zlepieńców i margli w skałkach andrychowskich nie znamy z fliszu żadnych utworów, o których można by powiedzieć, że są to utwory osadzone blisko brzegu. Takie utwory w czasie osadzania się fliszu istniały, ale ulegały rozmywaniu i redepozycji. Dlatego próbując klasyfikować utwory fliszowe na osady złożone dalej od brzegu i bliżej brzegu, pewniej postąpimy, jeśli będziemy mówili o osadach złożonych bliżej nasypu litoralnego i dalej od niego, albowiem brzegów morza fliszowego zupełnie nie znamy.

Wśród osadów współczesnych nie znajdujemy odpowiedników fliszu, jak to wbrew pogładowi Zuber'a podkreśliło już wielu autorów (Pauc'a 1936, Rech-Frollo 1950). Tym bardziej nie można porównywać osadów fliszowych ze współczesnymi osadami oceanicznymi i rozważać czy osad fliszowy jest utworem szelfowym, czy osadem skłonu szelfowego. Szelf i osad szelfowy tworzy się w warunkach stabilnych, przy co najwyżej wolnym obniżaniu się fundamentu kontynentalnego. Osad szelfowy

¹ Grossheim (1946) uważa paleodikcjony za szczeliny z wysychania, ale pogląd taki ze względu na regularność ich siatek jest nieprawdopodobny.

jest osadem pochodzenia kontynentalnego, składanym powoli przez długie okresy czasu i poddanym stosunkowo słabej podmorskiej denudacji. Inaczej jest z osadem fliszowym. Nie pochodzi on z wielkich kontynentów, ale jest przede wszystkim pochodzenia geosynklinalnego, tzn. pochodzi z wysp i wałów dźwigających się wewnątrz geosynkliny i z jej niespokojnych brzegów, jak to dla geosynkliny karpackiej rekonstruował J. Nowak, a szczególnie podkreślił M. Pauca (1936). U brzegów tych elementów gromadziły się nasypy litoralne — typu szelfów insularnych (coastal fringe Bailey'a), które były zjawiskiem przejściowym; mimo dużego dowozu materiałów, a może właśnie wskutek zbyt dużego dowozu materiału, intensywnie i stale niszczyła je denudacja podmorska, objawiająca się osuwiskami podwodnymi i podwodną erozją. Być może, że wypiętrzanie się wysp i równoczesne zapadanie się basenów zwiększało brak równowagi formującego się nasypu i przyczyniało się do jego destrukcji. Z tych względów nie można uważać fliszu za utwór osadzony na skłonie szelfowym ani w ogóle nawet za „slope deposit“ jak to przypuszcza J. L. Rich (1950). Skłon nasypu nie był obszarem permanentnej depozycji, jak to jest w przypadku skłonu szelfowego, ale obszarem stale działającej podwodnej destrukcji. Rozmiary obszarów skłonu nasypów

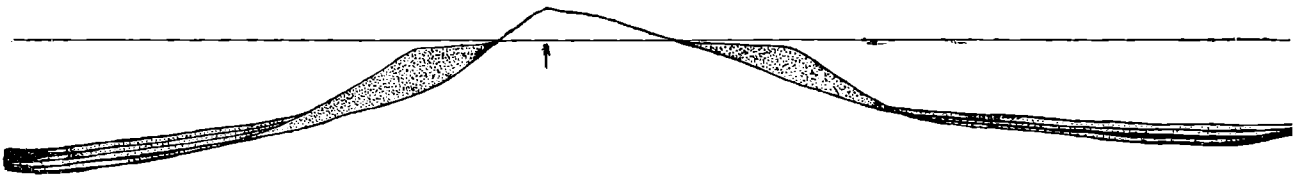


Fig. 10

Stosunek osadów fliszowych do strefy przybrzeżnej i geantykliny w morzu fliszowym
Отношение флишевых осадков к прибрежной полосе и геантиклизне во флишевом море
Relation of the Flysch deposits to the coastal fringe and a rising geanticline (cordillera) in the Flysch sea. The geanticline separates two Flysch basins

nie mogły być duże i trudno sobie wyobrazić, by szeroko rozprzestrzeniając się flisz mógł być na nich osadzany.

Powstawanie grubych fliszowych osadów karpackich wymaga intensywnej erozji i nie ulega wątpliwości, że taka erozja jest możliwa tylko w warunkach wypiętrzania się obszarów erodowanych. Dlatego głównym warunkiem powstawania fliszu jest niepokój tektoniczny. Ale podczas gdy dawniejsze poglądy upatrywały objaw tego niepokój przede wszystkim w naprzemianległości osadów piaszczystych i ilastych, dziś jesteśmy skłonni widzieć ten niepokój w tendencji wypiętrzania się elementów geosynklinalnych (kordylierów i brzegów geosynklin) i w ciągłym lub być może intermitentnym obniżaniu się dna basenu. W ten sposób należy dalej flisz uważać, wbrew opinii niektórych amerykańskich autorów jak J. L. Rich (1950) i A. J. Eardley i M. G. White (1947), za utwór orogeniczny. Natomiast nie wydaje się, że flisz ma być składany tylko w okresie poprzedzającym orogenezę jak to twierdzi J. Tercier (1949), uważając flisz za „un depôt de fermeture“. Flisz karpacki, a w pewnej mierze też flisz alpejski (ultrahelwecki flisz Lasu Wiedeńskiego) tworzył się od początku kredy, zaczął się więc osadzać na długo przed paroksyzmalną fazą, która go pofałdowała.

Zakończenie

Analiza warstwowania panującego we fliszu prowadzi do wniosku, że flisz jest produktem redepozycji przybrzeżnych nasypów utworzonych u brzegu wypiętrzających się elementów geosynklinalnych. Redepozycja jest dziełem podwodnej denudacji osuwisk i erozji skłonu nasypu litoralnego. Śledząc rozdzielanie w ten sposób redeponowanego materiału, stopień wysortowania, orientację jego składników, oraz ślady jakie w swym transporcie zostawiał na dnie, można będzie odczytać lepiej niż dotychczas źródła pochodzenia materiału fliszowego, kierunki jego transportu po dnie morskim i głębokości w jakich się osadzał. Badania tego rodzaju będą mogły z nowego punktu widzenia oświetlić paleogeografię i ewolucję karpackiej geosynkliny fliszowej.

Zakład Geologii Fizycznej AGH
(dawniej Katedra Geologii UJ)

LITERATURA

- Abel O. (1926) — Fossile Mangrovesümpfe. *Palaeont. Zeitschr.*, 8, p. 130.
Bailey E. B. (1930) — New light on sedimentation and tectonics. *Geol. Mag.*, 67.
Bailey E. B. (1936) — Sedimentation in relation to tectonics. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 47.
Bell H. S. (1942) — Density currents as agents for transporting sediments. *Journ. of Geology*, 50, p. 512.
Bieda F. (1947) — przyczynek do znajomości otwornic fliszu karpackiego (Contribution à la connaissance des Foraminifères du Flysch des Karpates polonaises). *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, 17, p. 195.
Botwinikina L. N. (1950) — O kłasyfikacji różnych typów słoistosti *Spraw. Ak. Nauk. Ser. Geol.* no 5, p. 126.
Brückner W. (1952) — Globigerinenmergel und Flysch. *Verh. Nat. Ges. in Basel* 63.
Cailleux A. (1943) — Distinction des sables marins et fluviatiles. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 13, p. 125.
Cailleux A. (1945) — Distinction des galets marins et fluviatiles. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 13, p. 123.
Carozzi A. (1951) — Turbidity currents et brèches multicolores du Purbeckien du Grand-Salève (Haute Savoie) *Arch. des Sciences*, Genève 4, fasc, p. 205.
Carozzi A. (1952) — Les phénomènes de courants de turbidité dans la sédimentation alpine. *Arch. des Sciences*, 5, p. 35.
Eardley A. J. White M. G. (1947) — Flysch and molasse. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 58, p. 979.
Ericson D. B., Ewing M., Heezen B. C. (1951) — Deep-sea sands in submarine canyons. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 62, p. 960.
Fiege K. (1937) — Untersuchungen über zyklische Sedimentation geosynklinaler und epikontinentaler Räume. *Abh. preuss. geol. Landesanst. N. F.* 177.
Fiege K. (1942) — Hilfsmittel zur Erkennung normaler und inv. Lagerung in tektonisch stark gestörten Gebieten. *Senckenbergiana*, 25, 4/6, p. 292.
Fuchs Th. (1895) — Studien über Fucoiden und Hieroglyphen. *Denk. Akad. Wiss. Mat. Nat. Ch.*, 62.
Glaugaud L. (1938) — Transport et sédimentation dans l'estuaire et à l'embouchure de la Garonne. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, p. 599.
Göttinger G.-Becker H. (1932) — Zur geologischen Gliederung des Wienerwaldflysches (Neue Fossilfunde) *Jb. geol. St. A.* 82.
— (1934) — Neue Fährtenstudien im ostalpinen Flysch. *Senckenbergiana*, 16 2/3.
Grossheim W. A. (1946) — O znaczeniu i metodice izuczenija gieroglifów (na materiale Kawkazkogo flisza) *Izw. Ak. Nauk Ser. geol.* no 2, p. 111.
Haug E. (1909) — Les géosynclinaux de la chaîne des Alpes durant les temps secondaires, *C. R. Ac. Sc., Paris*, 148, p. 1637—1639.

- Häntzschel (1936) — Die Schichtungsformen rezenter Flachmeer-Ablagerungen im Jade-Gebiet. *Senckenbergiana* 18, 5/6 316.
- Kieslinger A. (1937) — Eine boden-physikalische Betrachtung der Gefliess-Marken (Fließwülste). *Senckenberg.* 19, 3/4.
- Krejci-Graf (1935) — Beobachtungen am Tropenstrand I—IV. *Senckenbergiana*, 17, 1/2, 21.
- (1936) — Zur Natur der Fukoiden. *Senckenbergiana*, 18, 5/6 p. 308.
- Krumbein W. C., Sloss L. L. (1951) — Stratigraphy und Sedimentation. S. Francisco.
- Książkiewicz M. (1947) — Przekątne uwarstwienie niektórych skał fliszowych (Current bedding in Carpathian Flysch). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 17, p. 137.
- Kuenen Ph. H. i Migliorini C. I. (1950) — Turbidity currents as a cause of graded bedding. *Journ. of Geology*, 58, p. 91.
- Kuenen Ph. H. (1952) — Paleogeographic significance of graded bedding and associated features. *Kgl. Ned. Akad. van Wetenschappen. Amsterdam. Proceed. Ser. B.* 55 no 1.
- Lüders K. (1930) — Entstehung der Gezeitenschichtung auf den Watten im Jadebusen. *Senckenbergiana* 12, 4/5, 229.
- Majzon L. (1934) — Beiträge zur Kenntnis einiger Flysch-Schichten des Karpaten-Vorlandes mit Rücksicht auf die Globotruncanen. *Mitt. aus dem Jahrb. Ung. Geolog. Anstalt* 37, Heft 1.
- Migliorini C. (1944) — Sul modo di formazione dei complessi tipo macigno. *Bull. Soc. Geol. Ital.* 62.
- (1950) — Dati a conferma della risedimentazione della arenarie del macigno. *Atti Soc. Toscana Sc. Nat. Pisa, Memorie* vol. LVIII, Ser. A.
- Natlund M. L.-Kuenen Ph. H. (1951) — Sedimentary history of the Ventura Basin, California, and the action of turbidity currents. *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral.* no 2.
- Paucă M. (1936) — Contribution à la connaissance des conditions de la sédimentation du Flysch. *Bull. Acad. Roum.* 18, 1—2.
- Pettijohn F. J. (1950) — Turbidity currents and greywackes. A discussion. *Journ. of Geology*, 58, p. 169.
- Phleger F. B., Parker F. L. (1951) — Ecology of Foraminifera, North-west Gulf of Mexico. *Mem. Soc. Geol. Amer.* 46.
- Rech M. Frollo (1950) — Grès du Flysch. Quelques observations tirées d'une étude comparée etc. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 20, p. 81.
- Rich J. L. (1950) — Flow markings, groovings, and intra-stratal crumplings as criteria for recognition of slope deposits etc. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 34, p. 717.
- (1951) — Three critical environment of deposition, and criteria for recognition of rocks deposited in each of them. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 62, p. 1.
- Richter R. (1928) — Die fossilen Fährten und Bauten der Würmer etc. *Palaeont. Zeitschr.*, 9, p. 193.
- (1941) — Marken und Spuren in Hunsrück Schiefer. *Senckenbergiana*, 23, 4/6.
- Rücklin H. (1938) — Strömungs-Marken im unteren Muschelkalk. *Senckenbergiana* 20, 1/2 p. 94.
- Shepard F. P. (1948) — Submarine geology, N. York.
- Shrock R. R. (1948) — Sequence in layered rocks, N. York.
- Signorini R. (1936) — Determinazione del senso di sedimentazione degli strati nelle formazioni arenacee del Appennino Settentrionale. *Bull. Soc. Geol. Ital.* 55.
- Tercier J. (1947) — Le Flysch dans la sédimentation alpine. *Ecl. geol. Helv.* 40, 2.
- Trusheim F. (1929) — Zur Bildungsgeschwindigkeit geschichteter Sedimente im Wattenmeer. *Senckenbergiana* 11, 1/2.
- Wassojewicz N. W. (1932) — O niektórych pryznakach, pozwolajajuszczich otliczyć opokinitoje położenie fliszowych obrazowanij ot normalnego. *Trudy Geol. Inst. Akad. Nauk*, II.
- Vasiček M. (1951) — A new micropaleontological evidence of the Late Tertiary Orogeny in East Moravia. *Sbornik Ustr. Ust. Praha*, XVIII.
- Zuber R. (1901) — Über die Entstehung des Flysch *Z. f. prakt. Geol.* 9, p. 283.
- Zuber R. (1918) — Flisz i nafta (Flysch and Petroleum, in Polish.).

Резюме

Одним из главных типов образования слоев в карпатском флише являются т. н. „фракционные“ слои; „фракционность“ состоит в том, что зерна определенной величины откладываются в известном порядке. Обыкновенно такой „порядок“ выражается в том, что на вертикальном сечении пласта в нижней его части можно заметить примесь крупных зерен, по направлению вверх количество крупных зерен становится все меньше, а чаще появляются мелкие фракции; таким образом пласт песчаника переходит постепенно в пласт сланца. Такой тип образования слоев можно назвать „однократное фракционное образование слоев“. Оно может быть названо полным, если переход от крупнозернистой партии пласта к пелитической партии происходит постепенно (рис. 1а); в таком случае количество крупного материала в каждой отдельной части пласта постепенно уменьшается; бывает нередко и так, что недостает любого звена в этой градации; там наблюдаем внезапный переход от крупнозернистой до мелкозернистой партии, а только оттуда начинается постепенный переход к пелитической группе (рис. 1д). Разделение на фракции в пласту может быть лучше или хуже; в первом случае заметна большая разница в величине зерен в вертикальном направлении в отдельных партиях (рис. 1а); во втором случае эти различия незначительны; примесь крупных зерен в верхней партии пласта только немного меньше, чем в нижней партии (рис. 1б). В крайнем случае не наблюдаем разделения на отдельные фракции: в таком случае уже нельзя говорить о фракционной слоистости, но только о беспорядочной.

Фракционная слоистость может быть многократная: это значит на вертикальном сечении можно наблюдать несколько раз более или менее неожиданное появление крупнозернистого материала (рис. 2а). Обычно появление крупнозернистого материала происходит два раза, а случаи более частых включений его — исключительны.

Особый тип представляет симметрическая фракционная слоистость; там можно наблюдать переход от сланца, расположенного внизу пласта к песчанику, диаметр зерен которого постепенно становится меньшим; самых больших размеров он достигает приблизительно в серединной части, а оттуда он опять становится меньшим; вследствие этого песчаник опять постепенно переходит в сланец (рис. 2с). Этот тип появляется очень редко во флише; гораздо чаще появляется пен-симметрическая слоистость: расположенный внизу сланец отделен резкой границей от пласта песчаника, но пласт песчаника начинается мелкозернистой партией, которая по направлению вверх становится все более крупнозернистой; она в свою очередь оказывает (по направлению вверх) нормальную градацию к фракциям все более мелкозернистым (рис. 2d, e). Бывает и градация в противоположном направлении: внизу мелкие зерна, а выше размеры зерен увеличиваются; можно сказать, что это фракционная слоистость „на изнанку“; во флише это относительно редкое явление; однако нередко поверхность группы усеяна крупными зернами. Чаще является фракционная слоистость симметрически отвернутая; в этом типе внизу находим крупные зерна, в середине — размеры зерен становятся меньше, а в своде опять появляются крупные зерна (рис. 2f).

Для „фракционных“ пластов характерно то, что пластинки слюды и растительные остатки („детрит“) находятся преимущественно в верхних партиях этих образований; тоже самое относится к фукоидам, которые попадают

преимущественно в сланцах; неоднократно можно их встретить в верхних партиях, но никогда — в нижних. В слоях со епонгиолитовыми роговиками можно иногда заметить переход от песчаника через гезу до роговика, чем пласт и кончается. Однако иногда над роговиком расположен еще и песок. Во многих случаях глауконит находится только внизу. Во „фракционных“ образованиях можно неоднократно видеть отломки, обломки и гальки сланцев.

Кроме „фракционной“ слоистости можно наблюдать во флише также часто „пластинчатую слоистость“; тогда пласт состоит из нескольких десятков тоненьких прослоев, толщиной всего на всего в несколько миллиметров. Диаметр зерен в этом типе незначителен: он никогда не превышает 0,5 миллиметра, но в большинстве случаев он значительно меньше. „Пластинчатость“ выражается по большей части в том, что изменяется величина зерен, а также количество илистых и пелитических фракций. Иногда „пластинчатость“ вызвана появлением полос растительных остатков („детрит“). В этом типе слоистости растительная „сечка“ и слюда нагромождены в верхних партиях. Очень часто самые нижние „пластины“ бывают толще и состоят из более крупных зерен, а по направлению кверху они становятся все тоньше; бывает иногда и иначе: самые толстые пластины собраны в средней части.

Особые виды „пластинчатой слоистости“ — это „диагональная слоистость“, а также „волнистая“, если пластины согнуты и линзеобразно входят клином.

Сложная слоистость это комбинация „фракционной“ и „пластинчатой“ слоистости. Обычно она выражается в том: внизу пласта расположен крупнозернистый материал становится пластинчатым. Это нормальная сложная слоистость. Можно её назвать сложно-симметрической, если „непластинчатая“ часть расположена в середине пласта или если она даже отвернута (рис. 5).

Пластинчатая слоистость очень часто является в комбинации с диагональной слоистостью в том-же пласте. Гораздо реже можно наблюдать комбинацию фракционной и диагональной слоистости, (рис. 6); она обыкновенно ограничена: является только в самой верхней части пласта.

Разнообразие сортов в пластах с фракционной слоистостью бывает изменчивое даже в одном и том-же самом пласте, но вобщем оно не плохое, (напр. 2,7) по сравнению с морским обломочным материалом. Напротив, механическая обработка незначительна, процент хорошо округленных зерен в средних фракциях невысок: напр. для фракции 0,25 мм. этот процент 0, для фракции 0,3 мм—4%, для фракции 0,4 мм—10%, для 0,6 мм—12%. Даже в больших фракциях процент хорошо обработанных и округленных зерен очень низок.

Ориентировку можно заметить в некоторых фракционных пластах (рис. 8), в других — напротив, не. По этому вопросу недостает еще многих данных, но очень возможно, что ориентировка зерен во фракционных песчаниках происходит чаще, чем может казаться на первый взгляд.

На флишевых пластах бывают иероглифы на их нижних поверхностях, а иногда и на верхних. Нахождение иероглифов поясняет нам способы образования песчаных пластов. Одни из иероглифов-бионероглифы-возникли ранее, чем произошло отложение пластов; их возникновение указывает на то, что при образовании пластов морское дно не подвергалось эрозии или подвергалось в очень незначительной степени. Кроме того есть иероглифы связанные с течениями; они свидетельствуют о незначительной эрозии дна, происходящей одновременно с образованием песчаного пласта. Вообще можно заметить, что

чем толще пласт, тем больше размеры иероглифов, связанных с течениями. Кроме того существуют иероглифы возникшие при перетаскивании предметов по дну, и иероглифы, образовавшиеся при стечении струй (на дне), а также иероглифы возникшие при разгнетании мягкого ила: разгнетание происходит при неравномерном обременении отложенным песком. Направления иероглифов связанных с течениями, а также направления диагональной слоистости, могут дать указания относительно происхождения материала.

Фракционная слоистость и наличие иероглифов связанных с течением дают нам указания, что пласты флишевых песчаников не являются результатом свободного цикла, который был бы отражением движений земной коры или климатических изменений (может быть даже и сезонных), но они возникли благодаря течениям, как это утверждали Бейлей, Н. Б. Вассоевич, Суйковски и др. Широкая растяжимость пластов (иногда — несколько километров), большие размеры валунов (до 15 сантиметров), принимают участие во фракционном образовании слоев, слабая механическая отделка при сравнительно хорошей структуровке, очень слабая эрозионная деятельность на дне или полное её отсутствие, а также почти полное отсутствие диагональной слоистости сопровождающей обычно фракционную слоистость, свидетельствуют о том, что правильнее всего объяснить механизм течений, осаждающих эти пласты, течениями содержащими в себе много очень мелкого материала; течения эти возникают как следствие подводных оползней; таково мнение по данному вопросу высказанное Миглиорини (1944) а также Миглиорини и Кюнен (1950).

Труднее объяснить возникновение пластинчатых пластов, но связь пластинчатости с фракционной слоистостью, которую можно наблюдать при сложной слоистости, а также небольшие размеры зерен и обилие илстых партий в пластинчатой слоистости — все это повидимому указывает на то, что здесь тоже играют роль течения содержащие в себе много мелкого материала; течения эти возникают не как последствие случайной однократной причины (как при фракционной слоистости), но они являются следствием причин действующих продолжительно; такой причиной могут быть бури, которые снижают на некоторое время базу волнения, а работой волн нарушают равновесие масс на склоне, где отлагаются осадки морского дна; бури эти порождают многочисленные течения но сравнительно слабые и мало транспортабельные, замирающие по мере того как волнение успокаивается.

Глубина на которой образуются флишевые осадки бывает разная, по видимому надо исключить береговую и прибрежную среду, а также неглубокую неритовую зону. Наличие мелководной фауны, нуммулитов, водорослей, кораллов не может служить доказательством мелководия, потому что эта фауна находится почти исключительно в слоях фракционной слоистости; фауна а также весь механически раздробленный материал были перемешены из мелководных партий бассейна в его более глубокие партии и там были осажжены вторично. Трудно точно определить глубину бассейна, но большое количество представителей таких семейств, как *Ammodiscidae*, *Astrorhizidae* и *Hyperamminidae* в микрофауне флишевых илов свидетельствует о том, что глубина этих вод по крайней мере несколько сот метров. —

S U M M A R Y

A b s t r a c t: Several types of graded and laminated beds, and their combination in composite bedding occurring in the Carpathian Flysch are described. The role and origin of hieroglyphs with respect to bedding is considered as well as sorting, abrasion and orientation of components of graded and laminated beds. The mechanism and depth of deposition are discussed.

Graded bedding is one of the most prevalent types of bedding in the Carpathian Flysch. It never approaches an ideal type, i. e. the lower portion of a graded bed is never composed of merely one grade of the largest diameter and the upper portion of one grade of small dimensions. In all portions of graded beds there is a mixture of all grades but in the lowest portion there is always an admixture of larger grains although sometimes very insignificant, which is entirely absent in the upper portion of the bed. This may be illustrated by the following composition of a sandstone from the Istebna beds, Senonian.

Table I

| Grades in mm | % weight | | |
|-----------------|------------|-------------|------------|
| | lower part | middle part | upper part |
| > 1 mm | 5,58 | 1,36 | 0,62 |
| 1—0,25 | 51,35 | 35,68 | 27,97 |
| 0,24—0,12 | 25,02 | 34,34 | 42,51 |
| < 0,12 | 18,05 | 28,62 | 28,90 |

These figures based on the mechanical analysis show that the amount of larger grains diminishes upward and the amount of smaller sizes in the Carpathian Flysch. It never approaches an ideal type, i. e. the lower part still very large.

Graded bedding may be simple and normal when larger grades are assembled only once near the base (fig. 1); or multiple (fig. 2a, f) if there are repetitions of portions containing larger grains. Graded bedding may also be divided into several types according to the degree of vertical separation of grain sizes. In some cases it is continuous (fig. 1a) if there is a slow and gradual passage from the lowest coarse-grained portion of the bed to the uppermost pelitic portion through the intermediate part with fine-grained and silty grades. In other cases graded bedding is discontinuous (fig. 1c) and the gradation is interrupted. Here the most frequent instance is that the top of fine grained or silty portion is lacking and the pelitic member of the gradational sequence rests directly on the fine-grained or even intermediate portion but the discontinuity is also observed in cases where the fine-grained portion rests directly on the conglomeratic lowest layer, and intermediate portions are missing (fig. 1a).

The separation of grades in graded beds may be better or worse. Table I shows the first, table II the latter case. In the first instance the separation is far from an ideal case but still there is a fairly large difference between the amount of particular classes of grades between the

top-and-bottom-parts of the bed. In the second case the difference is very small and hardly recognizable in outcrops (fig. 1 b).

Table II

| Grades in mm | % weight | |
|-----------------|------------|------------|
| | lower part | upper part |
| > 1 | 0,69% | 0,02% |
| 1 — 0,25 | 24,56 | 20,41 |
| 0,24 0,12 | 30,19 | 34,41 |
| < 0,12 | 44,66 | 45,16 |

Coarse-grained sandstones very often do not exhibit any conspicuous grading and the mechanical analysis hardly discovers any grading. Thus beside the badly graded beds there are beds with no grading at all. Such layers, however, are rather infrequent in the Carpathian Flysch.

Thickness of graded beds varies within large limits and on the whole, it varies more than in any other sort of bedding. There are thin layers a few cm thick with conspicuous grading, and beds several metres thick may also display grading. On the whole thicker beds are more coarse than thin-bedded beds but there are numerous exceptions to this rule.

The maximal diameter of grains in graded beds is not larger than a few cm and usually is much smaller but there are cases when conglomerates with boulders 15 cm in diameter are graded. There are, however, Flysch conglomerates which are ungraded.

Graded beds are very evenly and regularly bedded, there is no lensing and the wedging out does not occur frequently what seems to point out to rather large extension of single beds. It is difficult in the Carpathian area, on the whole poor in outcrops, to trace extension of one bed but there are cases indicating that some beds recognizable because of their particular composition and peculiar situation in similar sequences may be found in points distant several (10 to 15) km from one another.

The graded separation of components is very often displayed also by accessory elements. Glauconite in graded beds occurs often only in the lower portion if the bed is medium- or fine-grained, but if the bed commences with conglomeratic or coarse-grained portion glauconite is usually absent in the lower part and appears in the upper portion together with similar grades of another components, but in top-parts where the grain becomes very fine it disappears again. Mica occurs often only in the upper portion, and if it occurs in the whole bed, it is usually conspicuously more abundant in the top portion. Plant detritus as a rule appears only near the top. Organic components are very often graded too: larger organic remains and shells occur together with coarser portions and with diminishing grain size fossils are also smaller. This refers to Nummulites and other larger foraminifera, debris of Lithothamnium and bryozoans, corals, crinoids and even larger shells of mollusks. Fucoids if present are always occurring in the topmost portions. Very often sandstones grade upwards into the rock of silex or gaize type, composed of sponges needles.

A very characteristic feature of graded sandstones consists in the presence of more or less rounded shale fragments which lie usually flat but not seldom also in other positions. These fragments described many a time by several authors, if situated obliquely or vertically in a bed, indicate that they must have been rapidly buried and during the transport not disintegrated.

Graded bedding may be multiple (fig. 2a) if there are repetitions of coarser layers, but usually they appear only twice or a few times in the bed and more multiple repetition occurs infrequently. This type of graded bedding occurs mainly in coarse-grained beds and is very rare in fine-grained beds.

Inverted (fig. 2b) graded bedding is very rare in the Carpathian Flysch and is limited mostly to fine and medium grades, but there are instances when coarse-grained sandstones terminate with top layer containing pebbles up to 4 cm in diameter. The lower surface of inversively graded beds is always sharp and there is no passage between the basal pelitic layer and the covering sandstone, nor between the coarse-grained top layer and the covering shale. Sometimes no inversion of grading is visible, but the upper surface is sprinkled with coarser grains, and in some remarkable instances, with fossils.

Symmetrical graded bedding (fig. 2f) commences with coarse grain, in the middle portion of the bed there occur smaller grades, but the top is coarse again. This type of grading is fairly common and the coarse portions may be conglomeratic. There are also cases in which sand passes upward into silex with needles of sponge, but the silex changes upward again into sandy portion.

Laminated bedding is equally common in the Flysch as the graded. Some series are exclusively or nearly exclusively composed of laminated beds. Thickness of laminae is very small, a few mm or even fraction of mm. The maximal diameter of grains is small, attains exceptionally 0,5 mm, and usually 0,1 mm and less. Lamination is caused by variation in grain size and colour. There are alternating laminae coarser and usually lighter in colour, and fine-grained, usually silty and dark. Sometimes glauconite is present in some laminae, and absent in others. The amount of mica and plant detritus increases toward the top of the bed. Fragments of shales are small and parallel to lamination.

There are several types of vertical arrangement of laminae. Very often laminae in the lowest portion are thicker and more coarse-grained than in the upper part of the bed (fig. 3a). Thus a gradation of grain size is marked. In other cases the largest and the most coarse laminae occur in the middle part (fig. 3b). This type approaches the pen-symmetrical bedding of graded beds, and is fairly common although less than the gradational type.

Laminae are usually very regular, persistent and parallel to the lower and upper surfaces. In some cases they wedge out obliquely to both surfaces and are wavy. This type may be designed as wavy bedding (fig. 4); it is rare and as a rule combined with lamination.

Composite bedding represents a combination of graded and laminated bedding. This type is probably the most frequent type of bedding in the Flysch. Very often graded beds possess a few laminae in

their upper part (fig. 5a). More frequently laminated beds commence with thick graded portion followed by a set of several laminae (fig. 5b). This type may be determined as normal composite bedding (fig. 5a, b). It may also be symmetrical, if coarse-grained, not laminated portion is situated in the middle part, or even inverted, if the lower part is laminated, and the upper portion coarser and unlaminated (fig. 5d). These two last named types of composite bedding are much less common than the normal composite bedding.

In several cases composite bedding starts with coarse grain followed by fine-grained laminae which become upward more and more thin and end with wavy laminae (fig. 5f).

The relation of current bedding to graded and laminated bedding. Current bedding only very rarely combines with graded beds. Usually in these cases the topmost part of the bed exhibits current bedding (fig. 6a), much more seldom cross-bedding is visible in the bottom part, and never in the middle. Much more frequently current bedding occurs together with lamination in one bed. It may occur at the base (fig. 6c) or, more frequently it terminates a laminated bed (fig. 6b), or there are alternating laminated and cross-bedded bands (fig. 6d). Sometimes, as in the Campanian marls of Węgierka, there are lenses cut into the laminated beds, filled with cross-bedded laminae and truncated by the next set of laminated layers (fig. 7). This points to an intrastratal erosion what is corroborated by the presence of lenses of typical intraformational breccia in these beds.

Sorting of the material of graded beds is on the whole not too poor. On the ground of the statistical data so far collected, sorting coefficients $\sqrt{Q_1/Q_3}$ are in one bed variable but on the whole, with some exceptions, sorting improves toward the top of beds (e. g. 3,5, 2,48, 1,2 1,02). Sorting coefficients for graded coarse-grained sandstones vary between 1,48 and 3,7, but values about 2 and 2,5 seem to be the most frequent. In laminated beds sorting coefficients are fairly high; these beds are more muddy than graded beds.

Rounding of grains is of low grade and percentage of well rounded or spherical grains in all grades, even in coarser grades, is insignificant. In grain-sizes below 0,25 mm there are hardly any well rounded grains, and in grade 0,3 mm only a few percent. This, if compared with other data assembled for sands deposited in marine environment, especially with data furnished by A. Cailleux (1945), indicates that in spite of marine environment, the attrition of grains was insignificant. The insignificant effect of wear is in apparent contrast with fairly good sorting.

It is still too early to say anything more precise with regard to the orientation of particles in the Flysch sandstones and conglomerates, and according to cursory observations, there is no conspicuous preferred orientation of grains and pebbles in graded deposits, but it seems that detailed examination might be able to discover more cases with orientation than so far could have been done. Fig. 8a represents results of measurements of longer axes of pebbles and larger grains in the conglomeratic basal portion of a graded sandstone. It may be seen from the diagram that there exists a preferred orientation of longer axes and the dip angles are fairly high (mostly 10—20°) what points to action comparable with

river transport and not to the littoral environment, where dip angles are smaller. No general conclusion should be drawn from this case but it shows that in the Flysch deposits may exist grain orientation what should help in explaining the mechanism of deposition and the direction of currents.

It must be stressed here, however, that there exist some deposits in the Flysch which surely do not display distinct orientation of their components. This refers particularly to the peculiar deposits composed of silt and clay with larger grains and pebbles, devoid of intermediate grades. They occur in the Valanginian, Senonian, Palaeocene etc., and probably may be regarded as mechanical mixture of sediments deriving from two different environments (fig. 8b).

Hieroglyphs. With graded and laminated beds there are nearly always connected various surface marks, called in the Flysch literature „hieroglyphs“ After Fuchs (1895) they may be principally divided into two classes: of biological (tracks, tunnels, excrements) and of mechanical origin. A part of latter is no doubt connected directly with the depositional mechanism but also other hieroglyphs may throw some light on the origin of bedding. Biohieroglyphs on the lower surfaces are pre-depositional, but their presence indicates that during the deposition there has been no appreciable erosion of the bottom. On the other hand graded and laminated beds contain often hieroglyphs of the flow-marks type, usually but probably erroneously compared with rill-marks. There are also hieroglyphs of drag-marks and of flowcasts type. The last type embraces most of the „Fließwülsten“ of Fuchs, who regarded them as formed by flowing of sand over plastic clay. Orientation visible often in these forms support this view although Shrock (1948) ascribe their origin to yielding of clay under differential loading.

Wash-outs are not common in the Carpathian Flysch and are limited only to one bed. No case so far has been found in which a set of beds would be truncated by erosion or washed out. In some beds a part of the sandy bed is eroded and on the uneven surface a new bed is deposited (fig. 9). Intraformational conglomerates are rare and the only frequent traces of submarine erosion is the presence of flakes and fragments of clays and shales occurring in graded beds.

In particular members of the Flysch usually one type of bedding prevails, some series are composed of graded beds only, others of laminated and composite beds. In the latter some graded sandstones and conglomerates may but occasionally occur. It may be said that most of the Flysch series consist of laminated and composite beds, some are nearly completely graded (mainly the Upper Cretaceous and the Lower Palaeogene) and a few are of a mixt type.

Mechanism of deposition of graded beds is discussed and on the basis of observed types of grading, hieroglyphs and other factors, all views attributing the alternation of sandy and argillaceous beds of the Flysch to a tectonic, climatic or seasonal control are refuted. Sandy beds are regarded as product of sudden spontaneous deposition and not of a long lasting process. It is admitted that the views of Migliorini (1944, 1950) and of Kuenen (1950, 1951) explain better the mechanism of deposition than any other assumptions. Presence of flow marks,

of shale fragments often in vertical or oblique position, grading, orientation of pebbles, absence of signs of any stronger erosion of the bottom, all these features point to slowly creeping suspension currents of great transporting capacity but low velocity. This may also explain why the Flysch sandstones are fairly well sorted but their components only slightly worn. It may be inferred from these facts that they have been transported on long distances but no attrition acted on grains during the transport. The origin of graded beds may be attributed, after Migliorini, to submarine slumping, various sequences in graded beds being caused by variations in velocity due to erosion of submarine slope by the current, to mixing with bottom water and dilution, to loss of suspended material *a. s. o.* The laminated bedding, however, so common in the Flysch, could not be caused by a single event such as a slump, which could not form a constant and regular repetition of thin parallel lamellae. The cause of turbidity currents in this case must have been longer-lasting such as storms or persistent winds, which by the lowering of the wave base might have caused washing out of finer material from the coastal fringe and distributed it by turbidity currents, following quickly one after another into deeper or anyway distant waters from the shore. These turbidity currents must have been less loaded and weaker in comparison with the currents caused by slumping, but could have been repeated several times in a short time, usually dying out slowly with the storm.

It seems that the admission of cyclic, seasonal or climatic, sedimentation should be discounted. Also the hypothesis that fine lamination in the Flysch is due to tidal waves is not acceptable. Regular lamination and lack of wash-outs do not seem to favour such an interpretation. In all these interpretations the existence of sharp lower boundary and the combination with grading is unaccountable.

In some cases the termination of grading with a few laminae may be connected with the mechanism of turbidity currents. On several occasions it has been observed that in lakes, ponds and rivers, when by stirring of fine deposits on a subaqueous slope a turbidity current is produced, a strong current flowing near the bottom is followed by clouds of suspension flowing near the surface and carrying finer material than the bottom current. It is possible that a few laminae covering so often graded beds (fig. 5a) might have been deposited from such clouds.

It is striking that although in graded beds products of erosion due to changes of velocity are fairly often visible, there are besides flow marks hardly any erosive traces on the argillaceous bottom. If Hjultrom's diagram (1936) is applied in this case, it may be concluded that the velocity of turbidity currents depositing graded beds hardly surpassed 100 cm/sek. At this velocity coarser material could be transported and even eroded but the argillaceous bottom might have been left intact.

Sometimes in the Flysch shales lamination may be observed. It is possible that this lamination is due to some seasonal changes.

Depth of deposition. Various views on the depth of deposition of the Flysch are discussed. There are three main arguments usually quoted in favour of littoral deposition of the Flysch: the presence of conglomeratic and coarse-grained material, the origin of hieroglyphs, and the shallow-water organisms present in the Flysch.

Coarse material alone cannot be a decisive argument as even normal currents and submarine slumping under some circumstances may bring it, if the off-shore slope is steep, into deep or distant waters. The hypothesis of K u e n e n and M i g l i o r i n i may account for their presence in bathyal environment. At present there are several cases of the occurrence of coarse sand in deep waters (S h e p a r d 1948, E r i c s o n et al. 1951). Regular and even bedding of the Flysch sandstones and conglomerates indicate rather an environment well below the wave base.

The biohieroglyphs may be formed in deep water as well as on the tidal flats. Their formation in deep and quiet waters by quick deposition of sand over tracks left by organism on the bottom is better accountable than on tidal flats where they should be easily destroyed by waves and tides. Mechanical hieroglyphs usually regarded as rill-marks, correspond more with flow marks which may be formed by any submarine current. Typical rill-marks are absent in the Flysch as already F u c h s remarked. Straight-line drag-marks may probably be better accounted for as formed by slow bottom currents dragging various objects (stones, wood) and grooving the bottom than by floating in the tidal zone. „Flow-casts“ type hieroglyphs may be formed, as F u c h s imagined, by flowing sand already deposited from the turbidity current but still full of water; very dense turbidity currents possibly could form similar forms pushing sand into pockets along its base.

Shallow-water organisms as Nummulitidae and other large foraminifera, Lithothamnium, corals and so on are fairly frequent in the Flysch deposits, but as a rule they occur in graded deposits and never in shales. Organic remnants are also graded, as it has been stated before (K s i ą ż k i e w i c z 1947, p. 152), the larger shells occurring in coarser parts of graded beds and smaller fossils in parts with finer grain. From this fact it may be inferred that most of the fossils occurrences in the Flysch should be regarded as allochthonous. The problem is whether the organic remnants have been brought from shallow water towards the shore or in the opposite direction. There are several hints that they have been transported from the shallow zone into deep waters. It is a rule in the Carpathian Flysch that sandstones or conglomerates containing shallow water faunas are associated with shales containing foraminiferal assemblages composed of only agglutinated forms, belonging to the families such as *Astrorhizidae*, *Hyperammidae*, *Ammodiscidae* and *Reophacidae* which today characterize cold or deep waters. There are no indications that the temperature of the Flysch sea was low and therefore the presence of these foraminifera indicates rather a deep water environment.

The following example may be given in this respect. Graded sandstones of the Mastrichtian of the Subsilesian series contain besides numerous Lithothamnium the foraminifera, exclusively calcareous (determined by F. B i e d a 1948): *Lenticulina rotulata*, *L. aff. comptoni*, *L. cf. orbicularis*, *L. ovalis*, *L. cf. lepida*, *Nodosaria cf. zippei*, *N. cf. concinna*, *Dentalina cf. filimormis*, *Marginulina*, *Vaginulina*, *Palmula*, *Eponides aff. praecinctus*, *Cibicides beaumontianus*, *C. aff. aknerianus*, *Planulina cf. stelligera*, *Siderolites*, *Lepidorbitoides*, *Simplorbites*.

Interbedded shales contain an agglutinated ensemble (determined by S. G e r o c h): *Rhabdamina*, *Rh. linearis*, *Rh. discreta*, *Placentamina*, *Pl.*

placenta, *Hyperammia grzybowski*, *H. subnodosiformis*, *Dendrophrya*,¹ *Reophax scalaria*, *Reophax*, *Nodellum velascoense*, *Hormosina ovuloides*, *Ammodiscus incertus*, *Glomospira irregularis*, *Glomospira charoides*, *Trochaminoides subcoronatus*, *Tr. contortus*, *Tr. vermetiformis*, *Recurvoides*, *Haplophragmoides*, *Marsonella crassa*.

Gasteroda and Pelecypoda occur either in graded beds or in silts with pebbles which may be regarded as product of submarine mudflows.

Absence of typical ripplemarks and rillmarks, scarcity of current bedding with few exceptions limited to fine grades, absence of wash-outs and any other signs of intensive submarine erosion, regularity of bedding, facial uniformity of several beds on long distances, all these feature indicate an environment distant from the shore and possibly fairly deep.

The Flysch beds were deposited in unstable geosynclinal conditions and therefore they cannot be compared with contemporaneous oceanic deposits or related to shelf or slope sediments. Its material is not of continental origin either, as the Carpathian geosyncline never bordered with any larger continent. It is mostly of intrageosynclinal provenance, being a product of intensive erosion of rising cordilleras (fig. 10); at their feet a coastal fringe of unconsolidated sediments was more or less rapidly accumulated, degraded by submarine denudation and redeposited in deep troughs. The Flysch in this picture cannot be regarded as a slope (clino) deposit (J. L. R i c h 1950) since the slope of a coastal fringe was a transitional feature and a site of destruction and not of a permanent deposition. Besides the large extent of the Flysch deposits in the Carpathians is hardly comparable with relative small surfaces of such slopes.

The Flysch must be regarded as an orogenic deposit because otherwise it would be difficult to imagine its formidable thickness and coarse grades formed under quiet and stable conditions. The cordillera inside the geosyncline must have been rising and intensely eroded furnishing the coastal fringe with fragmental material. The Flysch sea could not dispose of such a surplus material in normal way with waves and currents and the conditions arose for submarine slumping and other forms of intense submarine denudation as required by the theory of Migliorini. But the Flysch should not be regarded as formed just before the end of the orogenic stage (J. T e r c i e r 1947). The deposition of the Carpathian Flysch was commenced in the Lower Cretaceous, and the Flysch was folded after the end of the Palaeogene. Its deposition took place throughout the whole long geosynclinal cycle.