

M. KSIĄŻKIEWICZ

UWARSTWIENIE SPŁYWOWE WE FLISZU KARPACKIM

(4 rys.)

Slip-bedding in the Carpathian Flysch.

(4 fig.)

Streszczenie. We fliszu karpackim częste są drobno sfałdowane ławice, leżące wśród płasko położonych osadów. Są to albo drobnoziarniste piaskowce albo mułowce. Powstanie tych sfałdowań można przypisać powolnemu spełzywaniu nieskonsolidowanych osadów po dnie morskim.

Flisz karpacki cechuje się przewagą uwarstwienia frakcjonalnego. Uwarstwienie to może być albo pojedyncze albo złożone. W pierwszym przypadku w obrębie jednej ławicy piaszczystej materiał staje się ku górze coraz drobniejszy aż w końcu przechodzi w osad ilasty. W przypadku drugim ławica piaszczysta składa się z licznych naprzemianległych warstewek, z których każda okazuje frakcjonalne zmniejszenie się ziarna ku górze, przechodząc we frakcję ilastą. Obok uwarstwienia frakcjonalnego występuje we fliszu także, co prawda wyjątkowo, uwarstwienie przekątne (16) oraz zaburzony typ uwarstwienia, który można odnieść do spływania lub ześlizgiwania się osadu przed jego zupełną konsolidacją. Ten typ uwarstwienia, wcale często występujący we fliszu, nazywamy uwarstwieniem spływowym.

W r. 1935 wyraziłem przypuszczenie, że pocięte ławice piaskowcowe, leżące między spokojnie ułożonymi łupkami, mogą być rezultatem podwodnych osuwisk (15, str. 108). Podobny pogląd w stosunku do warstw krośnieńskich wypowiedział później O. Ganss (9) przypisując skorupowatości piaskowców krośnieńskich pochodzenie osuwiskowe.

Ławice pocięte lub pofałdowane, leżące wśród niezaburzonych warstw przylegających, znane są z różnych serii geologicznych, rozmaitego wieku i z różnorodnych obszarów. Na ogół przeważa przekonanie, że tego rodzaju warstwowanie nie ma nic wspólnego z zaburzeniami tektonicznymi, tzn., że nie jest wywołane przez naciski górotwórcze na warstwę. Pogląd taki zdaje się być ugruntowany po pracach A. Heima, A. Haddinga (11), O. T. Jonesa (13) i wielu innych

(2, 6, 19 itd.). Szczególnie praca sowieckiego badacza A. D. Archangielskiego (1) przyniosła bardzo cenny materiał obserwacyjny dotyczący osuwania się współczesnych osadów na dnie morza Czarnego. Archangielski na podstawie próbek sondowań wykonanych przez statek «Pierwszy Maj» nie tylko wykazał, że osady współczesne na stoku szelfu bardzo często ulegają osunięciu, ale także zademonstrował jakim zaburzeniom osunięte osady ulegają. Rdzenie pobrane z dna Morza Czarnego okazują bardzo często struktury fałdowe, nader podobne do różnych «skorupowych» czy «falistych» uwarstwowań, opisywanych przez licznych badaczy z osadów kopalnych. Praca Archangielskiego jest pierwszą, która przyniosła materiał porównawczy z dna współczesnego morza dla rozstrzygnięcia zagadnienia powstania tych struktur. Po tej pracy próby tłumaczenia powstawania struktur fałdowych wśród niezaburzonych warstw przy pomocy sił tektonicznych (W. J. Miller, 17), albo zlokalizowanym pionowym ciśnieniem statycznym (F. Sacco, 18) a nawet dyferencjalną kompaktacją (P. G. H. Boswell, 5), wydają się być nieprzekonywujące.

Nie każde skorupowe uwarstwienie w osadach fliszowych można odnieść do ruchów spływowych. W wapnistych piaskowcach magurskich obserwowałem silnie skorupowe uwarstwienie wokół kulistych lub elipsoidalnych kongrecji cementacyjnych. Może zatem skorupowe uwarstwienie powstawać w czasie diagenety.

Opierając się na opisach różnych autorów, zwłaszcza A. Haddinga (11) i S. M. K. Hendersona (12) można podzielić struktury przypisywane podwodnym osuwiskom na dwie grupy; w grupie pierwszej warstwowanie wewnętrzne ławicy lub jej laminacja zachowują ciągłość mimo zdeformowania; druga grupa cechuje się strukturami o przerwanej ciągłości warstwowania, skała jest nie tylko pofałdowana, ale porozrywana na okruchy i fragmenty, pomieszane często z innym osadem. Istnieją też liczne przykłady struktur pośrednich między strukturami sfałdowanymi a strukturami pochodzącymi z gwałtownego osunięcia się osadów. Do takich pośrednich przykładów należy zaliczyć struktury fałdkowe występujące wcale często w piaskowcach krośnieńskich i magurskich, w których widoczne są fragmenty łupków tkwiące w sfałdkowanym piaskowcu. Najwidoczniej w ruchu osuwiskowym brała udział także nadległa warstwa iłu i przy jej porozrywaniu ułamki iłu nawpół skonsolidowanego zostały zawinięte przez fałdkujący się piasek. Także w jednym wypadku obserwowałem kongrecję syderytową tkwiącą w pofałdkowanym piaskowcu. Kongrecje takie tworzą się w łupkach i sferosyderyt dostał się zapewne do piaskowca drogą mechaniczną przy ześlizgiwaniu się warstw.

We fliszu zdają się istnieć obie grupy struktur. W notatce obecnej chcemy się zająć pierwszą grupą struktur, które w każdym razie są znacznie bardziej pospolite od drugiej grupy.

Struktury fałdkowe spotykamy w różnych ogniwach fliszu karpackiego. Dość rzadko występują one w warstwach lgockich (aptalb, rys. 1), znacznie częstsze są w warstwach podmagurskich, magurskich i beloweskich, a zwłaszcza w eocenie środkowym serii magur-

skiej, rys. 2, 4). Jak już wyżej zaznaczono, struktury fałdkowe występują w warstwach krośnieńskich Karpat środkowych; natomiast w Karpatach zachodnich oprócz wyraźnej skorupowatości czy falistości nie widziałem w tych warstwach nigdzie tak pięknych przykładów fałdkowych struktur, jak w warstwach wymienionych powyżej.

W warstwach lgockich splayowe uwarstwienie okazują ławice leżące między łupkami. Ławice te ze względu na wymiary ziarna należy zaliczyć do mułowców. Są to skały przesycone krzemionką, wstęgo-



Rys. 1.

Warstwowanie splayowe w mułowcu lgockim, Mały Beskid ($\frac{1}{2}$ wielk. nat.).

Fig. 1.

Slip bedding in a mudstone, Lgota beds, Aptian-Albian, Little Beskid ($\frac{1}{2}$ nat. size).

wane, złożone z wielkiej ilości cieniutkich warstewek żółtawych i czarnych. Gdy są sfałdowane, okazują bardzo dobrze rozwinięte fałdy leżące, dość regularnie rozwinięte (rys. 1); miejscami w jądrach fałdów widoczne są porozrywania poszczególnych warstewek, ich wyprasowania lub zgrubienia, ale na ogół przeważa ciągłość warstewek. W kierunku poprzecznym do obrazu podanego na rys. 1, zaznacza się sfałdowanie niemniej silne; dlatego to obraz na sąsiednim przekroju równoległym jest nieraz zupełnie różny.

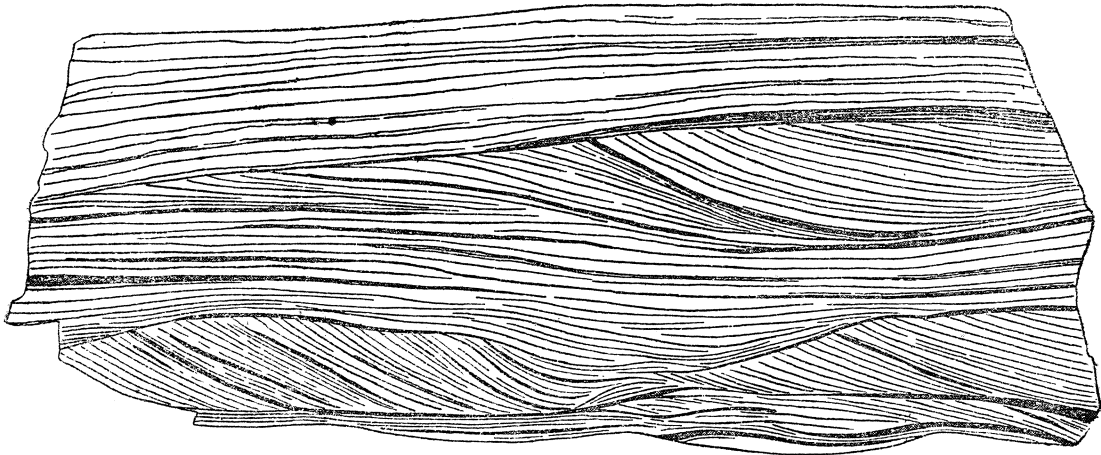
Na podstawie ciągłości warstewek można wyciągnąć dwa wnioski. Po pierwsze utwór w momencie sfałdowania nie mógł być skonsolidowany ale plastyczny, względnie, jak określa to R. R. Shrock (21),

hydroplastyczny, silnie przepojony wodą; po drugie ruch deformujący nie mógł być gwałtowny ale powolny i ciągły, nie wprowadzając w skałę rozrywań ani nieciągłych przemieszczeń.

Ławice w ten sposób sfałdowane są niegrube (8—10 cm). Leżą one wśród łupków, które nie okazują zupełnie śladów tych zaburzeń. Muł ześlizgiwał się widocznie po łupkach podścielających; osad został przykryty niezgodnie przez łupki nadległe po ukończeniu ruchu.

Zaznaczyć należy, że warstwowanie spływowe występuje w warstwach lgockich, okazujących złożone uwarstwienie frakcjonalne i posiadających względnie często uwarstwienie przekątne.

Bardzo piękne przykłady pofałdowanych ławic, leżących wśród zupełnie płasko ułożonych warstw można widzieć w eocenie środko-



Rys. 2.

Warstwowanie przekątne, eocen środkowy, Osielec ($\frac{1}{2}$ wielk. nat.).

Fig. 2.

Current bedding Middle Eocene, Osielec ($\frac{1}{2}$ nat. size).

wym serii magurskiej. Jest to zespół gruboziarnistych piaskowców, zlepieńców polygenicznych i drobnoziarnistych piaskowców wapni-
stych przeplatających się z łupkami. Piaskowce są wstęgowane, złożone z bardzo licznych, cieniutkich warstewek jaśniejszych i ciemniejszych. Zespół ten jednoczy w sobie typy piaskowców ciężkowickich i beloweskich.

Piaskowce gruboziarniste okazują z reguły proste uwarstwienie frakcjonalne, natomiast piaskowce drobnoziarniste mają uwarstwienie frakcjonalne złożone a stosunkowo często uwarstwienie przekątne, rozwinięte nieraz w piękny jak na flisz sposób (rys. 2). Niektóre ławice piaskowców wstęgowanych okazują też uwarstwienie spływowe, często w tej samej ławicy występujące, co uwarstwienie przekątne (rys. 3). Warstwowanie spływowe zaznacza się nieraz w sąsiadujących ze sobą ławicach piaskowców, ale przegradzające je łupki nie okazują śladu tych zaburzeń, jak to widać na rys. 3. Miąższość poszczególnych ławic jest nieduża, chociaż większa niż w warstwach lgockich; nie przekracza ona na ogół 20 cm.

Na przykładach przedstawionych na rys. 3 i 4 widać, że nie cała ławica jest pofałdkowana. Na rys. 3 widać, że w dolnej części niższej ławicy uwarstwienie jest względnie normalne chociaż niespokojne a nawet miejscami wyraźnie przekątne. Górna część ławicy jest natomiast silnie pofałdkowana, okazując miniaturowe sfałdowania typu alpejskiego z przewróconymi fałdami, wyciśnięciami, fałdami wachlarzowymi, fałdami wstecznymi itd. Stosunkowo rzadko ale wyraźnie zaznaczają się deformacje nieciągłe jak ukośne albo prawie poziome uskoki. Widoczne jest, że ruchowi fałdującemu została poddana górna część ławicy; ku dołowi deformacje nim wywołane wygasają. Przecinające skałę żyły kalcytu są młodsze od deformacji.

Na rys. 3 (w ławicy dolnej) widać, że po ukończeniu ruchu nastąpiło rozmywanie i niezgodne składanie początkowo osadu piaszczystego a następnie ilastego. Z rys. 4 można odczytać, że ruch spływowy mas piaszczystych został przerwany i niezgodnie na osuniętej, zdeformowanej i ściętej warstwie zostały złożone osady piaszczyste w sposób regularny; osady te ku górze przechodzą w osady ilaste. Najczęściej jednak jest tak, jak to widać na rys. 3 w ławicy górnej, tzn., że zaburzony osad piaszczysty jest niezgodnie przykryty niezaburzonym osadem ilastym.

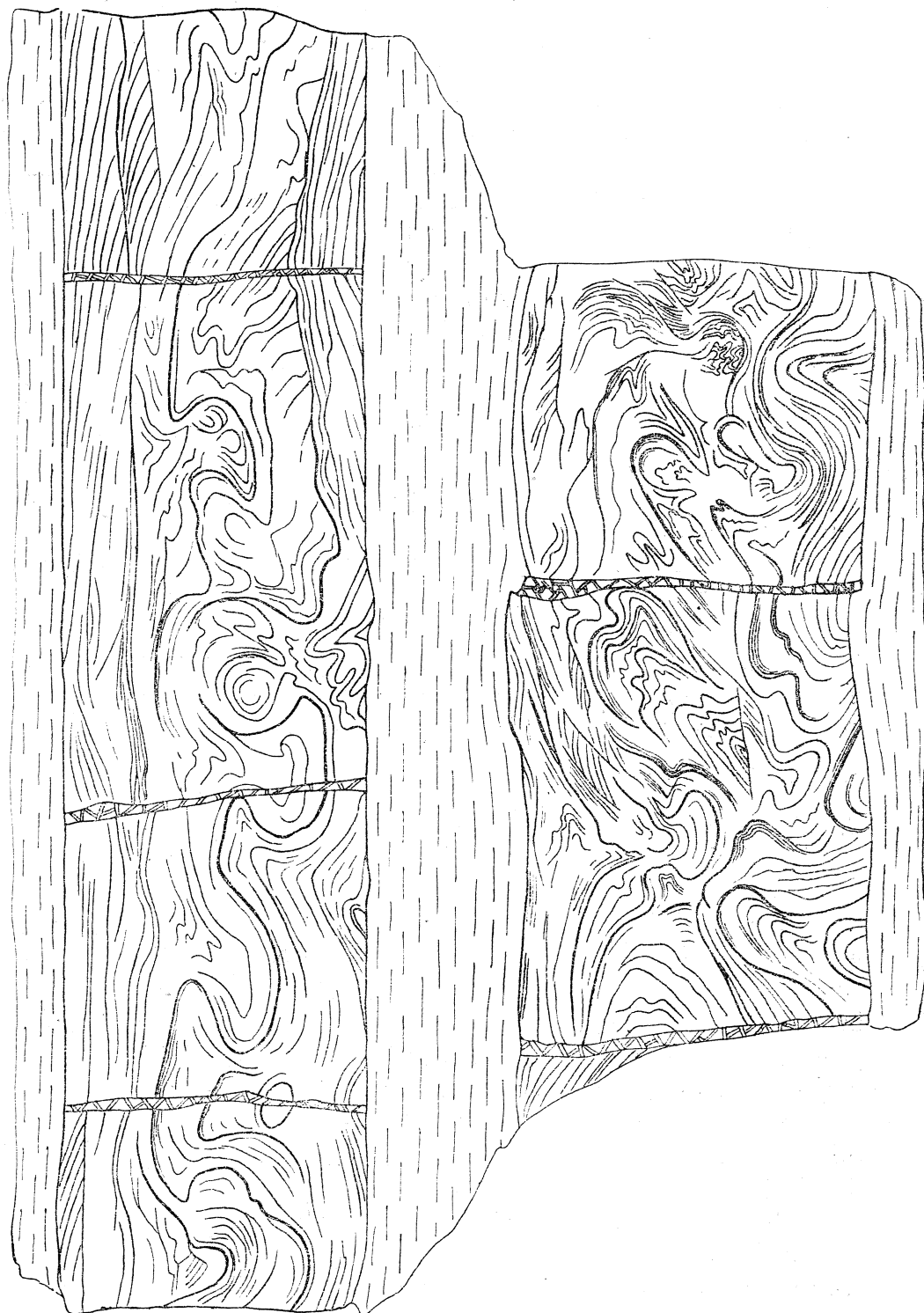
Dodać należy, że w wielu wypadkach można zauważyć, iż dolna, nie objęta ruchem część ławicy, ma ziarno grubsze od frakcji ziarna wyższej, pofałdowanej części.

Zjawisko to zaznacza się szczególnie wyraźnie w warstwach magurskich. Ławice piaskowców, grube do 1 m i więcej, mają u dołu ziarno grube a zmniejszające się ku górze; często ławice piaskowców glaukonitowych, bezwapiennych przechodzą w górnej części w drobnoziarniste mikowe piaskowce zbliżające się do marglistych mułowców. Wtedy w najwyższej części ławicy zaznacza się intensywne pofałdkowanie, obejmujące kilkanaście cm miąższości najwyższej części ławicy.

We wszystkich obserwowanych wypadkach granica dolna zaburzonej ławicy jest równa i ostra; leżąca poniżej warstwa łupków w ruchu udziału nie brała ani nie została w najmniejszym stopniu ruchem nadległej ławicy zaburzona. Również górna granica ławicy jest ostra, chociaż nie tak równa jak dolna, ale zawsze górna powierzchnia ławicy ścina niezgodnie struktury fałdkowe. Leżące na niej osady, niemal zawsze ilaste, osadzić się musiały po sfałdkowaniu; nie sposób sobie wyobrazić, by fałdkowanie, o ile by było późniejsze od przykrycia ławicy przez łupki, mogło nie zaznaczyć się w miękkich, do dziś nieraz plastycznych łupkach.

Należy zatem wnosić, że pofałdkowanie jest współczesne sedymentacji osadu a nie późniejsze; należy wykluczyć przyjęcie pofałdkowania na skutek ruchów górotwórczych, którym te warstwy zostały istotnie później poddane. Również należy wyeliminować jako możliwą przyczynę, deformacje wywołane przez kompakcję osadu. Deformacje tego drugiego typu zaznaczyć się powinny w plastycznych łupkach a nie w twardszych ławicach piaskowcowych.

Wydaje się, że ostro zaznaczoną górną powierzchnię zaburzonych ławic należy przypisać w pierwszym rzędzie ścięciu przez falowa-



Rys. 3.

Warstwowanie splaywowe, eocen środkowy, Osielec (1/4 wielk. nat.).

Fig. 3.

Slip bedding, Middle Eocene, Osielec (1/4 nat. size).

nie względnie prądy. Jest jednak możliwe, że powstanie tej ostrej, ale nierównej powierzchni można też tłumaczyć w inny sposób. W czasie ruchu wytworzyć się musiała bardzo nierówna powierzchnia, odpowiadająca fałdom ławicy, Jednak zarówno w czasie ruchu jak też po

jego ukończeniu plastyczne i nasycone wodą masy nie mogły utrzymać takiej stromo pofalowanej powierzchni; wyniosłości jej mogły się ześlizgiwać ku bruzdom i w ten sposób deniwaluje powierzchnię zmniejszyły się a powierzchnia zrównała się sama, bez udziału fal. Prawdopodobnie w ten sposób można by tłumaczyć skłębienie fałdów w synklinie, widoczne w środku dolnej ławicy rys. 3. Być może to tłumaczenie ma na myśli Archangielski, kiedy odrzucając tektoniczne wytworzenie takiej powierzchni pisze: «...massi nasyczonego wodoju jeszcze plastycznego ła poslie przekraszczenia dwiżenia opołszych mass dołżni bistro wyrabotać rownuju powierzchność».

Obserwując niepoprzerywane warstewkowanie odnosi się także i tu, podobnie jak przy warstwach lgockich, wrażenie, że ruch musiał odbywać się przed zupełnym skonsolidowaniem osadu. Ruch ten musiał być powolny, gdyż delikatna laminacja nie została zatarta ani zniszczona. Porównując skalę tego ruchu z grawitacyjnymi subaerycznymi ruchami mas należy przypuszczać, że ruch, który spowodował tego rodzaju deformacje był bardzo powolny, zbliżony do spływanania (creep) zwietrzelin lub utworów ilastych a nie nagły ruch jakiemu ulegają osuwiska. Śródwarstwowe struktury fałdkowe fliszu należy zatem odnieść do podwodnych spływań, podobnie jak to czyni S. H. Straw (20) w stosunku do sylurskich utworów geosynkliny kaledońskiej. Nagły ruch osuwiskowy wprowadziłby porozrywanie warstewkowania albo nawet w ogóle zniszczenie pierwotnego uwarstwienia (C. Beets, 3). Zresztą, jak to przypuszcza Hadding, powolne spływanie osadów pod wodą jest znacznie częstsze niż gwałtowne ruchy osuwiskowe, gdyż, pomijając trzęsienie ziemi, brak tu jest nagłych impulsów (opady, roztopy itd.) powodujących nagłe ruchy mas.

Dodać jeszcze jednak należy, że niektórzy badacze tłumaczą zachowanie się ciągłości warstewkowania nie powolnością ruchu ale pewnym stopniem skonsolidowania osadu. Na takim stanowisku stoi C. B. Brown (4). Opisując zaburzone warstwy przez ruch, które nazywa «sealing-wax flow» a które, jak to wynika z podanych przez autora figur, odpowiadają bardzo pofałdkowaniu osadów fliszowych, uważa, że ruch taki odbył się już po pewnym skonsolidowaniu osadu pod przykryciem nadległych warstw. Inaczej, zdaniem jego, poszczególne warstewki nie zachowałyby swej «identity». W opisanych z Karpat przykładach trudno przyjąć, by ruch mas piaszczystych, odbywający



Rys. 4.

Warstwowanie spływowe, eocen środkowy, Osielec (1/2 wielk. nat.)

Fig. 4.

Slip bedding, Middle Eocene, Osielec (1/2 nat. size).

się pod przykryciem osadów nie zaznaczył się w przylegającej od góry miękkiej warstewce łupku.

Zaznaczyć jeszcze trzeba, że obraz pofałdowanych osadów, dziś widoczny, zapewne nie jest identyczny z obrazem zaburzeń bezpośrednio po ich utworzeniu się; warstwa pofałdowana po ukończeniu ruchu i pod przykryciem osadów ulec musiała kompaktacji, która w jakiś sposób zdeformowała z kolei deformacje wywołane spływem.

Jakkolwiek powstanie pofałdowania przypisujemy powolnemu spływaniu osadu, trzeba przyjąć, że ruch ten został ukończony przed osadzeniem się zawiesiny ilastej w wodzie, która dała nadległą warstwę łupku. Zawiesina taka zapewne dość długo utrzymuje się w wodzie, zanim zostanie strącona.

Obok ławic silnie pogiętych, opisanych wyżej, częsty jest we fliszu jeszcze inny typ pofałdowania o znacznie spokojniejszej strukturze. Powierzchnie piaskowców krośnieńskich i magurskich są często pofałdowane regularnie w prawie równoległe do siebie wałki zupełnie przypominające ripplemarki. Piaskowce są warstewkowane, więc na przekroju łatwo zauważyć można, że wałki są siodełkami a szczyty siodełek nakrywają się dokładnie w tym samym miejscu w poszczególnych warstewkach, a więc nie są ripplemarkami. Wysokość siodeł wynosi od kilku do kilkunastu centymetrów. Ku dołowi to pofałdowanie wygasa i warstewkowanie ławicy jest niezaburzone. Częste są, zwłaszcza na powierzchniach piaskowców magurskich nieregularnie rozrzucone zgrubienia i guzy, w których warstwy są też siodełowo wygięte. Oba przypadki należy odnieść do sfałdowania wierzchniej części ławicy pod wpływem nacisku pochodzącego z grawitacyjnego osuwania się osadu. Być może, że wałki opisane odpowiadają pseudo-ripplemarkom opisanym przez P. H. Kuenena (22) z karbonu Anglii.

Jest uderzające, że w ogromnej większości przykłady uwarstwienia spływowego we fliszu pochodzą z osadów mniej lub więcej wapienistych. Zresztą przykłady opisane w literaturze wskazują że ten typ uwarstwienia tworzy się chętnie w utworach wapiennych żeby wymienić tylko wapień beriasu i aptu Alp zachodnich (J. Goguel, 10), wapień triasu środkowego Niemiec, wapień sohlenhofeńskie, wapienne osady syluru Ameryki Północnej itd. Wydaje się, że szlam wapienny ma dużą skłonność do ześlizgiwania się. Prawdopodobnie osady ilaste jeszcze łatwiej ulegają takim procesom ale przy tym ulegają łatwiej niż osady wapienne, zmianie w brejowatą masę, w której laminacja, konieczna do odcyfrowania spływu, została zupełnie zatarta. Jest też możliwe, że osady zawierające dużo drobnego szlamu wapiennego, zawierają mniej wody niż osady ilaste i prędzej ulegają częściowej konsolidacji, sprzyjającej zachowaniu się warstewkowania przy ruchu spływowym.

Na temat przyczyn osuwania się osadów dennych napisano już bardzo wiele i zapewne mogą być one różnorakie. Najbardziej prawdopodobne wydaje się być zwiększenie pochyłu dna na skutek sedymentacji, powodującej wzrost miąższości osadów ku brzegom geosynkliny. W ten sposób tłumaczy O. T. Jones (14) przyczyny podwodnych

osuwisk w geosynklinie kaledońskiej Wielkiej Brytanii. Jak wiadomo z badań A. Heima a zwłaszcza Archangielskiego, bardzo małe pochyły wystarczają do ruchu ześlizgowego ($2-3^{\circ}$ a nawet 1°). Ponieważ we fliszu w wielu wypadkach uwarstwienie spływowo występuje w warstwach okazujących także uwarstwienie przekątne, można przypuszczać, że spływy powstawały bardzo płytko i mogły być wywołane podcięciem osadu przez podwodne prądy (C. Beets) albo nawet cofnięciem się wód przy odpływie, przez co podpora luźnego osadu na pochyłości zostaje usunięta (R. W. Fairbridge 7, 8). Nie wydaje się koniecznym uciekanie się do podmorskich trzęsień dla wyjaśnienia przyczyny tych spływów; te były zapewne impulsem do tworzenia się sponczanych osuwisk a nie powolnego spłyzywania osadu.

PRACE CYTOWANE — REFERENCES

1. A. D. Archangielski: Opołzanie osadków na dnie Czornego moria i geologiczeskoje znaczenie etogo jawlenia. *Biul. Moskowskiego Obszczestwa Ispitatelej Prirody*. VIII, 1930 (Slides of sediments on the Black-sea bottom and the importance of this phenomenon for geology. *Bull. Soc. Nat. Moscou*, VIII, 1930). —
2. E. B. Bailey und J. Weir: Submarine faulting in Kimmeridgian times: East Sutherland. *Trans. R. Soc. Edinburgh*, 57, 1932. —
3. C. Beets: Miocene submarine disturbances of strata in Northern Italy. *Journal of Geology*, 54, 1946. —
4. C. B. Brown: On a theory of gravitational sliding applied to the Tertiary of Ancon, Equador. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 94, 1938. —
5. P. G. H. Boswell: The tectonic problem of an area of Salopian rocks on north-western Denbighshire. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 93, 1937. —
6. J. Challinor: The origin of certain rock structures near Aberystwyth. *Proc. Geol. Ass.*, 60, 1949. —
7. R. W. Fairbridge: Coarse sediments on the edge of the continental shelf. *Amer. Journ. of Science*, 245, 1947. —
8. R. W. Fairbridge: Possible causes of intraformational disturbances in the Carboniferous varve rocks of Australia. *Proc. R. Soc. of New South Wales*, 81, 1947. —
9. O. Ganss: Submarine orogenese in der karpatischen Flyschzone. *N. Jb. f. Min. B. B. Abt. B.* 1942. —
10. J. Goguel: Glissements sous-marins dans le Crétacé inférieur. *Bull. Soc. Géol. France*, 8, 1938. —
11. A. Hadding: On subaqueous slides. *Förh. Geol. Fören i Stockholm*, 53, 4, 1931. —
12. S. M. K. Henderson: Ordovician Submarine Disturbances in the Girvan District. *Trans. R. Soc. Edinburgh*, 58, 1936. —
13. O. T. Jones: On the sliding or slumping of submarine sediments in Denbighshire, North Wales, during the Ludlow period. *Quart. Journ. Geol. Soc.* 93, 1937. —
14. O. T. Jones: On the Evolution of a Geosyncline. *Quart. Journ. Geol. Soc.* 94, 1938. —
15. M. Książkiewicz: Budowa brzeżnych mas magórkich między Sułkowicami a Suchą (Sur la structure des masses marginales de la nappe de Magura entre Sułkowice et Sucha). *Roczn. Pol. Tow. Geolog.* XI, 1936 (*Annales Soc. Géol. Pologne*, XI, 1936). —
16. M. Książkiewicz: Przekątne uwarstwienie niektórych skał fliszowych (Current Bedding in Carpathian Flysch) *Annales Soc. Géol. Pologne*, XVII, 1947. —
17. W. J. Miller: Highly folded between non-folded strata at Trenton Falls, N. Y. *Journal of Geology*, 16, 1908. —
18. F. Sacco: Impronte e figure fossili di pressione. *Atti della R. Acad. della Scienze di Torino*, 63, 1928. —
19. L. M. J. U. v. Straaten: Occurrence in Finland of structures due to subaqueous sliding of sediments. *Bull. Com. Géol. Finlande*, 144, 1949. —
20. S. H. Straw: The Higher Ludlowian rocks of the Builth district. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 93, 1937. —
21. R. R. Shrock: Sequence in layered rocks. 1948. —
22. P. H. Kuenen: Slumping in the Carboniferous rocks of Pembrokeshire. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 104, 1949.

SUMMARY

Abstract: Intraformational corrugated beds situated in non-folded strata are fairly frequent in the Carpathian Flysch. Fine-grained sandstones or mudstones often exhibit this type of bedding. It may be ascribed to slow creep of unconsolidated deposits before their burial.

In the Carpathian Flysch graded bedding is the most prevalent type of stratification. Besides, composite graded bedding, current bedding and slip-bedding are occasionally met with. To the last-named type of bedding the author referred corrugated, fine-grained sandstones of the Sub-Magura beds in the year 1935 (5). Some examples of slip-bedding from the Carpathian Flysch at a later date have been described by O. Ganss (9).

Basing one's opinion on numerous papers concerning corrugated beds occurring in geological series and particularly on A. D. Arhangelski's (1) study of the structures created by slipping of recent sediments on the bottom of the Black Sea, one may assume that corrugated beds occurring in the Carpathians are due to slipping of unconsolidated sediments. However, not all corrugated beds in the Carpathian Flysch may be attributed to sliding. In some calcareous sandstones corrugation is evidently associated with epigenetic concretions formed by the subsequent distribution of calcium carbonate and cementation.

There exist two types of structures created by subaqueous sliding. In the first group the continuity of lamination or stratification is preserved and the particular laminae in spite of contortion keep their identity. In another group of structures this continuity is broken and the sediment divided into fragments embedded in another deposit. In several cases the movement must have been spontaneous as fragments of shales and even the sideritic concretions formed originally in shales are embedded in the corrugated sandstones.

The present paper discusses the first group of structures, as they are much more frequent and easier for studying than the second group, also present in the Carpathian Flysch.

Intraformational contorted beds occur in numerous members of the Flysch sequence; they are developed, although not very frequent, in the Lgota beds (Aptian-Albian), in the Sub-Magura, Beloveza, Magura and Krosno beds (all members of the Palaeogene). They are especially numerous in the Middle Eocene of the Magura series. Some examples are given in Figs. 1, 3 and 4 of the Polish text. Corrugated beds are often associated with current bedding, which is fairly well developed in beds with contorted layers (Fig. 2).

In all the examples the continuity of stratification is well pronounced; if the laminae are broken anywhere, it is an exception rather than a rule; the contortion is thus regular, although its intensity is visible in the pattern of a strongly folded deformation resembling the picture of Alpine tectonics.

From the continuity of stratification two conclusions may be drawn. First, the slipping deposit must have been unconsolidated; secondly, the movement has not been spontaneous, but rather slow; therefore, the author presumes in accordance with S. H. Straw (20) that the corrugated beds are due to slow creep on the sea bottom.

Slip-bedding in Flysch rocks is exhibited in mudstones or very fine-grained sandstones. It is absent both in coarser and finer grades. Possibly clays soaked with water and highly plastic cannot preserve their former internal lamination when slipping down and become a pasty mass in which any trace of stratification is destroyed, and the results of slipping are not recognizable. Very likely only in beds possessing distinct lamination, which is as a rule well marked in strata possessing composite graded bedding, the results of slumping may be visible.

The corrugation may overtake the whole layer, but more frequently only its upper portion is contorted (Fig. 3). In rare instances the lower part is corrugated and the upper portion rests unconformably on truncated folds (Fig. 4). The upper surface of the contorted beds is uneven and cuts distinctly the folded structure. This surface is in most cases erosive, but in one instances it seems that the bevelling of the contorted layer is due to secondary slipping of the plastic material from crests into troughs of the upper surface. Thus may be interpreted the picture visible in the middle part of the lower corrugated layer in Fig. 3.

In all observed cases both the underlying and covering layers, constituted of shales, are not deformed, not even to the smallest degree. It must be concluded that the deposition of the covering shales must have taken place after the creep had been completed and the corrugation created. Otherwise it would be unexplicable why the covering shales, much more plastic than the contorted mudstone or sandstone, are not contorted. Therefore, it may safely be assumed that the corrugation is contemporaneous with sedimentation and occurred before consolidation; it is not possible in these instances to accept the interpretation of C. B. Brown (4) that the slipping took place when the bed was to some extent consolidated and covered not solely by water, but by overlying sediments.

In the Krosno and in the Magura sandstones the upper surfaces of beds are frequently deformed in regular parallel and wave-like folds resembling ripplemarks. On the cross-sections the folding nature of these forms is evident. Possibly these deformations correspond to pseudo-ripplemarks described by P. H. Kuenen (22, p. 372).

The corrugated sediments are mostly calcareous; it seems that calcareous mud, if present in sands, facilitates slipping as much as does clay. This conforms to the numerous described instances of submarine slipping observed in limestones.

No special suggestions can be made with regard to the cause of slipping. The most probable seems that the increase in thickness of deposits near the margins of the Flysch geosyncline, causing the increase of the slope, similarly as O. T. Jones (14) accepted for the

Caledonian geosyncline, was the main reason of slumping. The association with current bedding points to relatively shallow water environment in which slumping took place. Possibly the action of currents, removing some portions of sediments and thus weakening their support, may also be responsible for sliding. Earthquakes probably evoked spontaneous and violent slides to which the slip-bedding observed in the Flysch cannot be attributed.