

STANISŁAW DŻUŁYŃSKI, JANUSZ KOTLARCZYK

## O POGRZEŻNIĘTYCH PRĘGACH FALISTYCH (RIPLEMARKACH)

(Tabl. XV, XVI, XVII, XVII a i 4 Fig.)

### *On load - casted ripples*

(Pl. XV, XVI, XVII, XVII a and 4 Figs.)

#### UWAGI OGÓLNE

Z pręgami falistymi czyli riplemarkami wiąże się szczególny rodzaj pograzów. Kształt pręg wpływa na nierównomierne obciążenie dna i tym samym stwarza warunki dla powstania odkształceń objętych mianem pograzów<sup>1</sup>. Grzeźnienie falistych pręg w miękkim podłożu prowadzi do istotnych zmian w ich postaci oraz powoduje zmiany w przebiegu skośnych warstewek odprądowych wewnątrz riplemarków.

W toku grzeźnienia wierzch pręg falistych rozprostowuje się, a płaska pierwotnie podstawa wygina ku dołowi, upodabniając się w swoim zarysie do powierzchni stropowych pręg (fig. 1). W krańcowych przypadkach nastąpić może całkowite odwrócenie pionowego zarysu riplemarka (fig. 1 C).

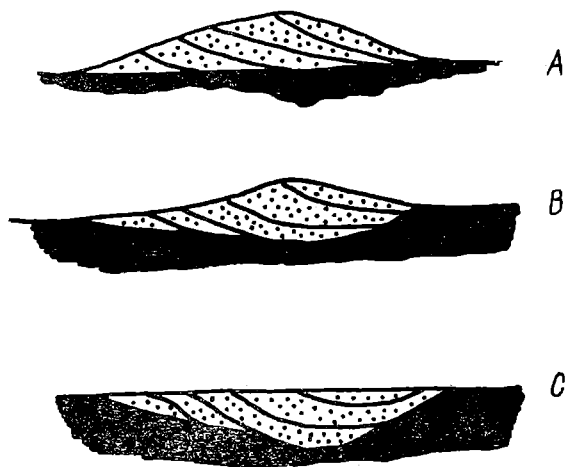


Fig. 1. Różne stadia odkształceń riplemarków wywołane grzeźnieniem w miękkim podłożu

Fig. 1. Various stages of deformations due to sinking of ripples into a hydroplastic substratum

Pograzy riplemarków widziane na spągu ławic lądząco przypominają górne powierzchnie pręg lub ich odciski (negatywy) zachowane niekiedy na dolnych powierzchniach warstw przykrywających ławice riplemarko-

<sup>1</sup> Nazwa wprowadzona dla określenia „load-casts” (D ż u ł y ń s k i, Ż a k 1960).

we. To podobieństwo może spowodować błędną ocenę położenia stropu i spągu lub błędny pomiar kierunku transportu.

Na tabl. XVII oraz na tabl. XVII a, fig. 1 przedstawione są dwa przykłady takich pograży pręg, z których jeden pochodzi z warstw krośnieńskich w Karpatach, drugi z warstw glarneńskich w Alpach Szwajcarskich (G l a r n e r S c h i e f e r). W obu przypadkach bezpośrednio nad spągiem ławicy występuje cienka warstewka z wyraźnie zaznaczającymi się odosobnionymi riplemarkami (incomplete ripples). Początek i koniec każdego z tych riplemarków zbiega się dokładnie z początkiem i końcem rzekomych pręg falistych widocznych na spągowej powierzchni (por. fig. 2 i tabl. XVII). Ponieważ nie nastąpiło tu całkowite rozprostowanie górnej powierzchni riplemarków, tym wyraźniej zaznacza się zależność pomiędzy wypuklorzeźbą spągu a wewnętrzną budową ławicy (fig. 3). Owa ścisła zależność dowodzi, że podobne pręgom struktury spągu nie są odlewem nierówności istniejących na stropie podścielającego ławicę łupku, lecz powstały po osadzeniu się ławicy. Wcześniejsze od osadzenia się ławicy są natomiast zadziory uderzeniowe (prod marks), których odlewy widzimy na omawianej powierzchni spągowej.



Fig. 2. Przekrój przez ławicę, której powierzchnia spągowa jest przedstawiona na tabl. XVII. Wymiary pionowe przesadzone.

Fig. 2. Section cut parallel to the current direction through the slab shown on Pl. XVII. Vertical dimensions slightly exaggerated.

#### POGRAŻY NASUNIĘTYCH NA SIEBIE RIPLEMARKÓW

Omawialiśmy dotąd proste pograży pojedynczych riplemarków. Istnieją również pograży złożone, w których skład wchodzi szereg nasuniętych na siebie riplemarków. Z uwagi na to, że struktury takie są wskaźnikami kierunkowymi transportu i z tego punktu widzenia, o ile nam wiadomo, nie były opisywane, zajmiemy się nimi bliżej. Jak widać z załączonych zdjęć (tabl. XV, XVI), są to niewielkie bochenkowate struktury piaskowcowe w ciemnych piaszczystych mułowcach, najczęściej zrosnięte ze spągiem cienkich ławiczek piaskowcowych. Przykłady opisywane pochodzą z piaskowców kliwskich<sup>1</sup>, z owych wyraźnie niefliszowych skał występujących wśród karpackiej formacji fliszowej.

W przekrojach poprzecznych, prostopadłych do warstwowania i równocześnie do kierunku prądu<sup>2</sup> omawiane utwory mają bochenkowate kształty, a na ich tle rysują się współśrodkowymi łukami ciemne smugi mułowcowego osadu (tabl. XVI, fig. 1). W takich poprzecznych przekrojach nasze utwory przypominają struktury opisane przez P. M a c a r a (1949) pod nazwą „pseudonodules”.

Przekroje podłużne, prostopadłe do warstwowania i równoległe do kierunku prądu mają kształty wachlarzowate (tabl. XV, fig. 1, 2). Ten wachlarzowaty wygląd nadają im wspomniane ciemne smugi, które tutaj rozchodzą się promieniście. Rozdzielają one rozszerzające się na ze-

<sup>1</sup> Bliższe dane dotyczące stratygrafii por. S t. J u c h a, J. K o t l a r c z y k (1961).

<sup>2</sup> Ułożenie względem prądu ustalone na podstawie przekątnego warstwowania w przylegających ławiczkach piaskowcowych.

wnątrz piaskowcowe kliny. Od rozmiarów i ilości tych ostatnich zależy w szczególności zarys podłużnego przekroju. Gdy obszar zajmowany przez kliny jest mniejszy od ćwiartki koła, wszystkie smugi zapadają pod prąd<sup>1</sup>. Zarys całości przekroju przypomina wycinek koła zwrócony łukiem w górę prądu (tabl. XV, fig. 1, 2). W miarę wzrostu ilości klinów, a zwłaszcza gdy obszar zajęty przez nie pokrywa się z półkolem (tablica XVI, fig. 2), smugi zapadają zarówno w górę, jak i w dół prądu. W takich przypadkach kierunek prądu odczytamy nie z ogólnego zarysu struktury, ale z kształtu smug, które są jednakowo wygięte i wklęsłościami zawsze zwrócone w tę samą stronę (tabl. XVI, fig. 2). Pominiawszy skrajne położenia smug w płaszczyźnie warstwowania lub blisko niej, wklęsłości zwrócone są przeciw prądowi.

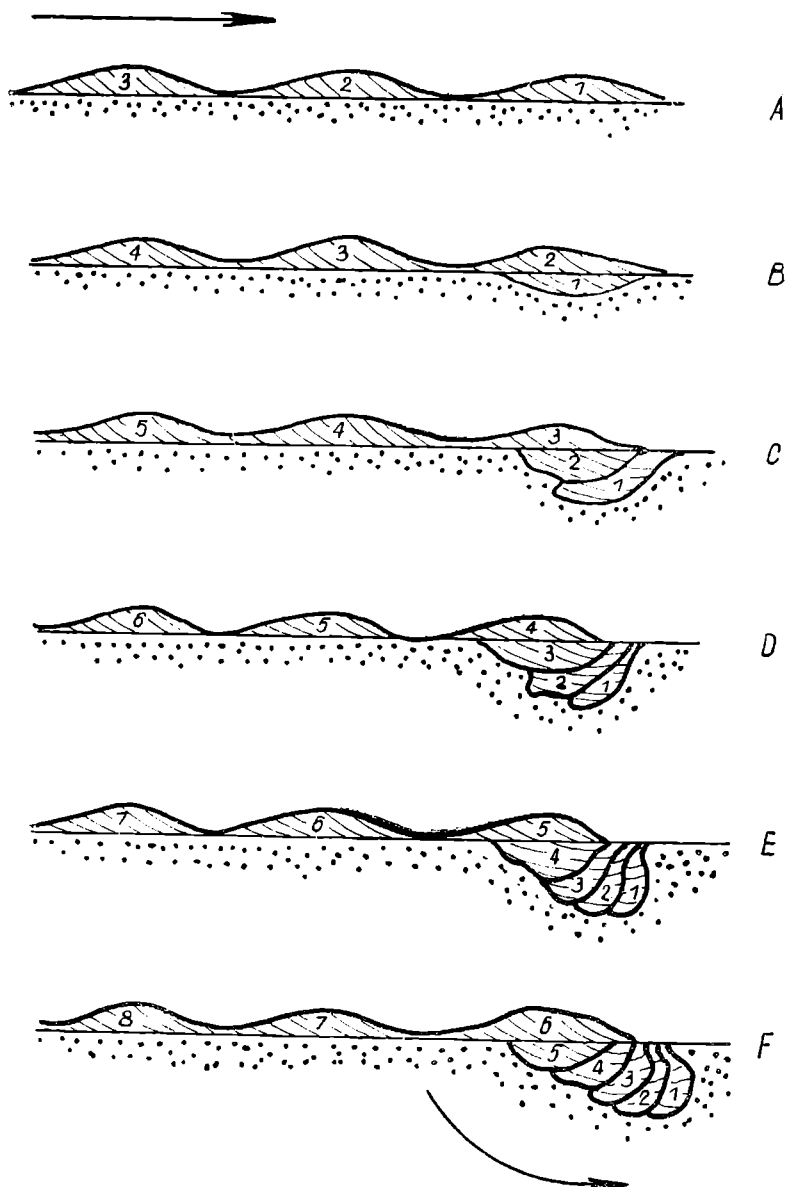


Fig. 3. Sposób tworzenia się nasuniętych na siebie i po-grzęźniętych riplemarków.

Wyjaśnienia w tekście.

Fig. 3. Suggested mode of formation of clusters of piled and rotated ripples.

Explanations in text

Obserwując kliny widzimy, że posiadają one przekątne warstwowanie (fig. 4). Skośne warstewki odprądowe wewnątrz klinów bez względu na położenie tych ostatnich zapadają zawsze w kierunku ich ostrego końca. Takie przekątne warstwowanie mogło powstać jedynie w płasz-

<sup>1</sup> Nie wolno ich przeto utożsamiać z skośnymi warstewkami odprądowymi, do których są podobne.

czyźnie dna, a co za tym idzie, w płaszczyźnie warstwowania. Stąd wpływa wniosek, że kliny, które obecnie zajmują różne położenia względem tej płaszczyzny, musiały niegdyś na niej leżeć. Z kształtu klinów wnosić możemy, że były one riplemarkami, które zostały wyruszone z pierwotnego położenia przez grzeźnięcie w miękkim osadzie dennym. Uwzględniając cięcia podłużne, poprzeczne i poziome można w przybliżeniu ustalić kształt tych riplemarków. Okazuje się, że miały one postać barchanowych wydymek, jakie zresztą najczęściej tworzą się przy przesuwaniu się ziarn piasku po podłożu (por. D ż u ł y ń s k i, Ś l ą c z k a 1959).

Pozostaje nam do wyjaśnienia zagadnienie, w jaki sposób doszło do wyruszenia owych barchaników z ich pierwotnego położenia i zlepiania poszczególnych riplemarków w jedną bryłę uciepioną do spągu ławiczek piaskowcowych. Przepuszczalny przebieg tego zjawiska jest przedstawiony na rycinie 3.

Przypuśćmy, że po dnie zbudowanym z miękkiego osadu płynie prąd, który niesie ze sobą stosunkowo nieznaczne ilości piasku i że transport tego piasku odbywa się w fazie rytmicznej (transport in ripples). W takich okolicznościach powstają, jak wiadomo, zwykle odosobnione półksiężycowate wydymki ripple, które układają się często w ciągi, albo inaczej łańcuchy równoległe do kierunku płynięcia.

Może się zdarzyć, że w takim ciągu jeden z riplemarków zacznie się zapadać w miękkim mułe i że jego ruch zostaje przyhamowany. Podczas grzeźnięcia podstawa barchaniku wygnie się ku dołowi, a na jego rozprostowywujący się wierzch zacznie się nasuwać następny z kolei barchanik (fig. 3 B). Pod jego ciężarem doprądowa część pierwszego barchaniku zanurzy się jeszcze głębiej. Nim nasuwający się barchanik (2) pokryje całą powierzchnię swojego poprzednika, sam pójdzie w jego ślady grzeźnąc w upłynniającym się osadzie. Na wierzch barchaniku (2) nasunie się później w podobny sposób barchanik (3), a ten zaś z kolei przykryty zostanie następnym (fig. 3 C, D). Cały ten proces może powtórzyć się wielokrotnie.

Każdy nowy barchanik nasuwa się na wierzch grzeźnącego poprzednika z jednej i tej samej strony. Stąd przy takim nasuwaniu część doprądowa już pogrzeźniętego barchaniku jest najpierw i najbardziej obciążona. Część odprądowa, a zwłaszcza sam kraniec nie będzie obciążony, ponieważ nim pokryje go czoło nasuwającej się wydymki, ona sama zacznie się pograżać. W ten sposób w tworzącym się pograżeniu zaczy-

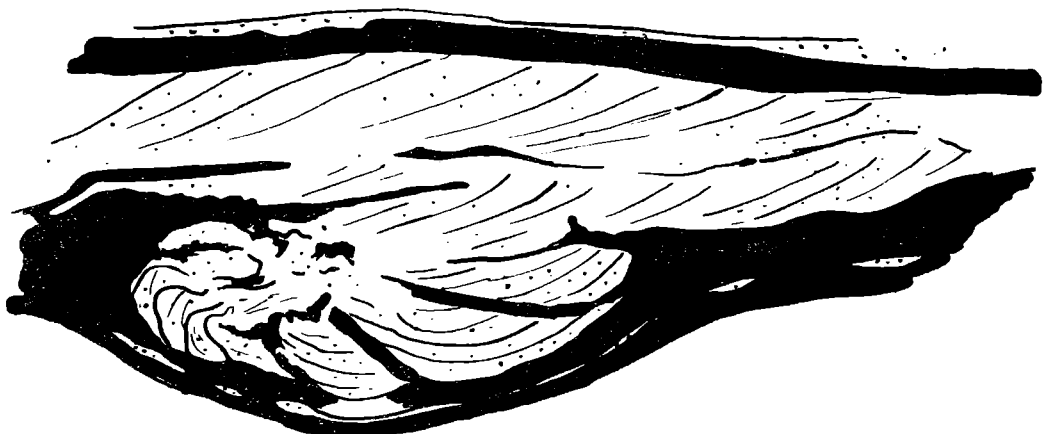


Fig. 4. Przekrój podłużny przez strukturę uwidocznioną na tabl. XVI fig. 2  
Fig. 4. Section through the structure depicted on Pl. XVI fig. 2

na działać para sił, która powoduje stopniowy obrót grzęznących barchaników w kierunku zgodnym z kierunkiem prądu. W miarę nasuwania się coraz to nowych barchaników najwcześniej pogrążone mogą znaleźć się ponownie w poziomym, chociaż odwróconym położeniu (por. tabl. XVI, fig. 2). Rzecz oczywista, iż dalszemu wypychaniu kładzie kres erozja wzdłuż dna, stąd najpełniej rozwinięte struktury mogą co najwyżej osiągnąć półkolisty zarys. Kuliste lub zaokrąglone kształty trafiają się wówczas, gdy zbita wiązka riplemarków dostanie się w zasięg spływu mułowego i ulegnie zaokrągleniu. Sam proces zlepiania się i obracania nasuwających się barchaników bywa często zakłócony spływem upłynniającego się osadu. Wówczas kształty pogrążeń są znacznie mniej regularne.

Pojawienie się ławiczki piaskowcowej, która zwykle przykrywa omawiane przez nas utwory, wiąże się ze wzrostem ilości przenoszonego przez prąd piasku. Ten wzrost najczęściej zaznacza się już w samych pogrążonych riplemarkach, jako że najpóźniej nasunięte i dołączone do pogrążeń riplemarki bywają największe.

Na zakończenie wypada podkreślić, że analogiczne utwory występują w litologicznie podobnych skałach różnych formacji (por. D ż u ł y ń s k i, Ż a k 1960 fig. 2). Podobne utwory rysuje również R. S h r o c k (1948) na fig. 116 swojej pracy. Wyżej wymieniony autor podkreśla wartość tych struktur dla wyznaczania położenia stropu nie wchodząc wszakże bliżej w ich pochodzenie i użyteczność jako wskaźników kierunkowych transportu.

#### NIEKTÓRE HIEROGLIFY WTÓRNE PO-DEPOZYCYJNE ZWIĄZANE Z POGRAŻAMI

Na zakończenie naszych rozważań opiszemy jeszcze osobliwe żłobki i garby na spągu ławic z pogrążonymi pręgami. Pojawiają się one zawsze po doprądowej stronie wygiętej podstawy pręgi i kończą nagle wzdłuż linii pokrywającej się zazwyczaj z grzbietem pogrążeń (tablica XVII a, fig. 2). Porównując kierunek żłobków i garbów z kierunkiem warstwowania przekątnego stwierdzamy całkowitą zgodność między nimi.

Struktury omawiane niewątpliwie żywo przypominają swoim wyglądem niektóre hieroglify prądowe. Jednak wbrew temu podobieństwu nasuwa się przypuszczenie, że są one podepozycyjne. Przemawia za tym w pierwszym rzędzie to, że owe poślubienia urywają się stale na grzbiecie pogrążeń i nie przechodzą na drugą (odprądową) stronę tego grzbietu.

Pochodzenie takich żłobków i garbów można wyjaśnić w oparciu o zjawisko dylatacji. Otóż, jak wiadomo, dylatacja jest właściwością skupień ziarnistych, która polega na tym, że skupienia te zwiększają swoją objętość przy odkształcaniu (O. R e y n o l d s 1885). Jest to spowodowane zmianą objętości wolnych przestrzeni między ziarnami, gdy te ostatnie w wyniku odkształcenia przybierają nowe uporządkowanie przestrzenne.

Proste doświadczenie, podawane wielokrotnie w literaturze, obrazuje najlepiej wpływ dylatacji na przebieg odkształceń ziarnistych mas.

Przypuśćmy, że mamy pewną określoną masę piasku w stanie najściślejzego upakowania i zawierającą tyle tylko wody, ile wystarczy do wypełnienia istniejących w takim stanie wolnych przestrzeni między ziarnami. Jeśli taką masę zamkniemy szczelnie przylegającą, nieprzepu-

szczalną, lecz rozciągliwą błoną, po czym poddamy obciążeniom, to się okaże, że masa taka zachowywać się będzie jak ciało sztywne i stawiać będzie znaczny opór siłom odkształcającym. Dzieje się tak dlatego, ponieważ przy ścisłym upakowaniu ziarn każde odkształcenie pociągnie za sobą wzrost objętości przestrzeni między ziarnami. Tej dodatkowej objętości nic nie wypełni, skoro ilość wody wystarczała jedynie do wypełnienia wolnych przestrzeni w stanie ścisłego upakowania, a błona była nieprzepuszczalna. Pod wpływem odpowiednich naprężeń masa w tym stanie będzie się odkształcać jak ciało kruche, pękając i łamiąc się uskokami.

Jeżeli w czasie odkształcania pozwolimy na swobodny dopływ wody z zewnątrz, odporność na odkształcenie zmaleje bardzo wydatnie, a masa deformować się będzie przez plastyczne względnie quasi-plastyczne płynięcie.

Ważnym z punktu widzenia geologii następstwem dylatacji jest fakt płynięcia wody w kierunku obszarów największego odkształcania (por. W. J. Mead 1925).

Rozważmy teraz przypadek odkształcanego przez grzęźnięcie riplemarka. Miejscem największych deformacji i obszarem najniższego ciśnienia cieczy jest grzbiet wypukłości pograżu, a więc ta część podstawy pręgi, która najbardziej wygnie się ku dołowi. W tym kierunku zatem płynąć będzie podczas deformacji woda przechwycona wewnątrz riplemarka. Gdybyśmy mieli do czynienia ze strukturą jednorodną, woda płynęłaby ze wszystkich stron w kierunku grzbietu pograżu, ale obecność przekątnego warstwowania z góry wyznacza uprzywilejowany kierunek płynięcia. Woda płynąć będzie bez przeszkód wzdłuż skośnych warstewek, znacznie trudniej natomiast w poprzek nich. Stąd we wnętrzu odkształcanej pręgi dopływ wody do obszaru najmniejszego ciśnienia cieczy będzie miał miejsce od strony doprądowej. Woda płynąć będzie również wzdłuż granicy między piaskiem a podścielającym go mułem. Tutaj z uwagi na dochodzące warstewki skośne dojść może do miejscowego przesycenia i upłynnienia granicznej warstewki piasku. Mając własności cieczy, taki upłynniony osad będzie sam płynąć w kierunku największych odkształceń, a wynikiem takiego płynięcia mogłyby być obserwowane na powierzchni pograżów struktury. Wniosek taki potwierdza do pewnego stopnia fakt, że warstewki skośne urywają się często na bardzo cienkiej warstewce jednorodnego materiału, który wypełnia garby na spągu.

Na samych grzbietach pograżów liniowy przebieg garbów jest zastąpiony przez nie wykazującą wcale kierunkowości łuskową rzeźbę. Ta zmiana jest przypuszczalnie spowodowana ustaniem dalszego przepływu cieczy.

Należy jeszcze zwrócić uwagę na drobne uskoczki, które towarzyszą pograżom riplemarków (tabl. XVII a, fig. 2). Należą one bez wątpienia do najpóźniejszych deformacji związanych z grzęźnięciem. Być może, iż łączą się one z takim okresem grzęźnięcia, w którym postęp odkształcenia był szybszy niż dopływ wody niezbędnej dla zapewnienia deformacji plastycznej.

Jak wynika z powyższych rozważań, poźłobienia na spągu pograżów pręg uważamy za struktury utworzone po osadzeniu się ławicy piaskowej. Ponieważ jednak ich przebieg jest zgodny z przebiegiem przekątnego warstwowania, można struktury te traktować jako uzupełniające wskaźniki kierunkowe transportu.

Na zakończenie spełniamy miły obowiązek dziękując P. P. Prof. M. Książkiewiczowi i Prof. H. Świdzińskiemu za przeczytanie i przedyskutowanie z nami tej pracy.

*Pracownia Geologiczno-Stratygraficzna PAN w Krakowie*  
*Katedra Geologii Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie*

#### WYKAZ LITERATURY

#### REFERENCES

- Dźułyński St., Ślaczka A. (1958), Directional structures and sedimentation of the Krosno beds (Sedymentacja i wskaźniki kierunkowe transportu w warstwach krośnieńskich). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, Rocznik PTG. Vol. XXVIII, pp. 205—256.
- Dźułyński St., Żak Cz. (1960), Środowisko sedymentacyjne piaskowców kambryjskich z Wiśniówki i ich stosunek do facji fliszowej (Sedimentary environment of the Cambrian quartzites in the Holy Cross Mts and their relationship to the flysch facies) *Ibid.* Vol. XXX, pp. 213—256.
- Jucha St., Kotlarczyk J. (1961), Seria menilitowokrośnieńska w Karpatach fliszowych. La Série des couches à menilite et des couches de Krosno dans le Flysch des Karpates. *Prace Krak. Oddziału PAN*, z IV.
- Kelling G., Walton E. K. (1957), Load-casts structures: their relationship to upper-surface structures and their mode of formation. *Geol. Mag.* Vol. XCIV, No. 6, pp. 481—490.
- Kuenen Ph. H. (1953), Graded bedding with observations on Lower Paleozoic rocks of Britain. *Kon. Nderl. Akad. Wetnesch. Amsterdam.* Vol. 22, No. 3, pp. 3—47.
- Kuenen Ph. H. (1958), Experiments in Geology. *Tr. Geol. Soc. in Glasgow.* Vol. XXIII, pp. 1—28.
- Macar P. (1949), Phénomènes intraformationnels dans les „couches de L'Nksi”. *Ann. Soc. Geol. Belg.* Vol. LXXI, pp. 151—167.
- Macar P., Antun P. (1950), Pseudonodules et glissement sous-aquatique dans l'Emsien inferieur de l'Oesling. *Ibid.* Vol. 78, pp. 121—150.
- Mead W. J. (1925), The geologic role of dilatancy. *Journ. of Geol.* Vol. XXXIII, No. 7, pp. 635—698.
- Mellen J. (1956), Precambrian sedimentation in the Northeast part of Cohutta Mts., Quadrangle. *Georgia Mineral Newsletter.* Vol. IX, No. 2, pp. 46—60.
- Pepper J. F., Witt de W., Demarest D. F. (1954), Geology of Bedford Shale and Berea Sandstone in the Appalachian Basin. *Geol. Surv. Prof. Paper* 259.
- Reynolds O. (1885), On the dilatancy of media composed of rigid particles in contact. *Phil. Mag.* 1885. Ser. 5. Vol. 20.
- Walton E. K. (1956), Limitations of graded bedding and alternative criteria of upward sequence of the Southern Uplands *Tr. Edin. Geol. Soc.* Vol. XVI, pp. 262—271.
- Vassoevič N. B. (1951), Uslovia obrazovania Flyša. *Gostoptechisdat Leningrad.*

\*

\*

\*

**Abstract:** Plano-convex structures attached to the bottom surfaces of thin sandstone layers are described. Sections show these structures to be clusters of load-casted ripples. The clusters originate when the sand is transported in incomplete ripples over a yielding substratum. The sinking of one ripple prevents

from passing the succeeding ripples. They tend to heap upon the first one and subsequently one upon another, pushing those already buried still further down into the mud. Some sole markings associated with load-casted ripples are also discussed.

## I CLUSTERS OF LOAD-CASTED RIPPLES

### GENERAL DESCRIPTION

The following considerations are mainly based upon materials from the Kliwa sandstones (Lower Oligocene) exposed in the vicinity of Bircza in the Polish Carpathians<sup>1</sup>. The structures investigated are small plano-convex sandstone bodies, attached to the bottoms of thin cross-stratified sandstone layers. The inclosing rock is a dark sandy siltstone with interbedded thin bands or layers of pure, white and fine-grained sandstones. A marked feature is the presence of numerous incomplete ripples.

In vertical transverse sections<sup>2</sup> the structures in question take a form of loaf-shaped sandstone bodies with internal semi-concentric lamination, similar to „pseudo-nodules applatis” (P. M a c a r 1948, P. M a c a r, P. A n t u n 1949—50), (see Pl. XVI, fig. 1).

Longitudinal vertical sections<sup>3</sup> are characterized by fan-shaped forms (Pl. XV, fig. 1—2). A significant feature of these sections are the dark lines radiating from a centre situated near or on the flat top surfaces of the structures. The lines which correspond to silty laminae intersecting the planes of sections, enclose outwardly expanding subtriangular areas. The latter in three dimensional aspects appear to be cross-sections of wedge-shaped sandstone bodies diverging from an „axis” placed in the plane of bedding. This axis is normal to the current direction.

The wedge-shaped sandstone bodies should be looked upon as representing individual ripples. This appears from the fact that they exhibit the fore-set lamination indicative of successive addition of fine sands towards the tapering ends of the wedges (fig. 4).

The appearance of longitudinal sections varies according to the number, size and shape of sandstone wedges (ripples). Where few of such wedges adjoin each one another and the area covered by them does not exceed a quarter of a circle, the radial lines spread out from a point situated at the distal, down-current end of the structures. All the lines, or more properly the laminae of which these lines are the traces dip up-current (Pl. XV, fig. 1, 2). This is precisely opposite to the dip of fore-set lamination. Care should be taken not to confuse such a pattern with the foreset lamination of „scour-and-fill” structures.

With increasing number of sandstone wedges, the longitudinal sections change their general outline. From being only narrow segments

---

<sup>1</sup> The Kliwa sandstones, like many other sandstones within the so called Melilitite beds present inclusions of distinctly non-flysch rocks within the Carpathian flysch formation.

<sup>2</sup> i. e. at right angle to the direction of current flow.

<sup>3</sup> i. e. parallel to the current flow.



of a circle (Pl. XV, fig. 1, 2), through all possible intermediate forms, these sections may acquire semi-circular shapes (Pl. XVI, fig. 2).

In such fully developed structures it is the asymmetry of the dark radiating lines which is important in the diagnosis of current direction. The arrangement of these lines appears like what is known as vortex pattern. The lines are all slightly curved and concave to the point of origin of the apparent rotation. Although the analogy with a vortex is too idealized, it will be shown that a rotation, indeed, has been involved in the formation of the structures in question. The meaning of this will be more evident when the origin of the structures will have been described. Here it is merely necessary to say this. The presence of fore-set lamination in the wedge-shaped sandstone bodies indicates that they were not developed in the silt in the same relative position they now occupy, that is, they must have been formed in the planes of bedding. Let us imagine any of these wedge-shaped bodies be rotated to its presumed original position in the direction indicated by the above mentioned concavities. If this be the case, the fore-set lamination revealed by the wedges will agree with that of the overlying sandstone layers.

It should be emphasized that in our considerations the up-, versus down-current orientation of the structures has been inferred from cross-stratification. There is no doubt that the currents which deposited the sandy bands and layers within the siltstone bed, were unilateral (from N<sup>1</sup>). No evidences of to-and-fro motions have been found.

#### MODE OF ORIGIN

We have now to consider the origin of the structures discussed. The suggested process of their formation can be visualized in the manner of fig. 3.

A current is transporting sand in isolated incomplete ripples over yielding bottom. If for some causes or other one of the ripples starts to sink down into a soft substratum, its further movement is arrested. The subsidence leads to partial submergence of the ripple into a hydroplastic substratum and to notable changes in the profile of the ripple (fig. 1, fig. 3 B).

Upon the exposed and flattened top-surface of the half-sunken ripple (1) a new ripple (2) is being successively built up (fig. 3, C), pressing the underlying sand body farther down into the silt. There is unequal loading of the ripple (1) due to the fact that the building of a new ripple proceeds from one side. While on the distal (down-current) end of the load-casted ripple (1) still the same vertical force operates, on its stoss side, new additional load is being induced. This means that while the lee side of the ripple (1) still remains in the same relative position, the stoss-side is being pushed further down under the weight of the superincumbent ripple (2).

As long as the accumulation of new ripples continues (fig. 3 D, E, F), the increasing weight of superincumbent sand tends to push the already burried ripple bodies into oblique, vertical and finally into an overtur-

---

<sup>1</sup> Predominant paleocurrent directions in fine-grained sandstones within the Menilite beds of the Skole nappe and of Central Depression.

ned position. In extreme cases, the first subsided ripple may eventually be rotated again into reversed horizontal position (Pl. XVI, fig. 2).

From the foregoing considerations it appears that the whole cluster of ripple bodies rotated as it grew. This rotational motion is accounted for by a couple created by unequal loading. The effectiveness of the rotation might have been facilitated by flowage of liquefied silts. Indeed, the horn-shaped silty intrusions, i. e. „flame structures” in the sense of K. Walton (1956) or „sawtooth-shaped contortions” of J. Mellen (1956) are frequently associated with the structures described (Pl. XVI, fig. 2).

Because of relative rise, the distal (down-current) parts of load-casted and rotated ripple bodies might have been subjected to an erosion and subsequently truncated. In connection with this we note that sections showing progressive stages of truncation of the distal portions have been observed Pl. XVI, fig. 2.

Summing up, we consider the structures described as representing clusters of piled and load-casted incomplete ripples.

The explanation just put forward is quite in agreement with the fact that the structures in question are closely associated with incomplete ripples, the association being too conspicuous to be overlooked.

The ripples formed upon an adhesive substratum tend to acquire crescentic shapes. The transverse sections of such dunelets in miniature are more or less symmetric. This explains the already mentioned „pseudo-nodular” character of these sections. Moreover, the incomplete ripples as the ripples in general tend often to move in rows or chains. This creates favourable conditions for them to pile one upon another, when one ripple in the row is stopped.

The original position of sets of piled and load-casted ripples is that in which the convex side is oriented down- or side-wards and the flat top surface lies in the plane of bedding (see also Shrock 1948 p. 157). If redeposited by sediment creep or slump, the structures in question tend to acquire different positions. Being only slightly more coherent than the enclosing „host sediment”, the structures are prone to further deformations. When rolled into balls or cylindrical bodies and scattered randomly in the matrix, these structures do not differ from „pseudo-nodules arrondis” (P. Macar 1948), from „flow-rolls” (Pepper et al. 1954) etc.

#### COMPARISON WITH PSEUDO-NODULES AND FLOW CASTS

The pseudo-nodules in the strict sense differ from our structures in having all sections more or less similar and roughly semi-concentric in pattern. As explained by Macar (1948) they originate when an originally continuous layer breaks under the tensile stress developed during slumping and the fragments tend to separate in forms of balls or half-balls with semi-concentric lamination<sup>1</sup>.

Flow casts in the sense of R. Shrock (1948) cover a variety of structures which later were named „load-casts” (Kuenen 1953). They originate when... „soft hydro-plastic sediments, if unequally loaded with sand or gravel, yield to the weight of superincumbent load by flowage”

---

<sup>1</sup> Ph. H. Kuenen (1958) reproduced pseudo-nodules experimentally.

(Shrock 1948 p 151). Our examples seem to fall under the same class of structures<sup>1</sup>.

#### ENVIRONMENT

Piled and load-casted incomplete ripples are dependent on the nature of sediments in so far as they tend to occur under similar conditions in different formations. As an illustration we may cite the structures from the Cambrian rocks in the Holy Cross Mts. (St. Džulyński, M. Žak 1960 fig. 2) or those from the Pennsylvanian shown by Shrock 1948 (fig. 116). Piled and load-casted ripples appear in siltstones or silty shales with interbedded thin layers or lenses of cross-stratified sandstones and associate themselves with incomplete ripples.

It seems questionable whether these structures may have any undisputable value as depth criteria but certainly they give an insight into the nature of currents. This question is obviously linked with incomplete ripples. The latter result from currents carrying insufficient amount of sand (see Shrock 1948), otherwise the ripples tend to appear simultaneously all over the bottom, provided the transportation is in ripples<sup>2</sup>.

#### II. MORPHOLOGIC EXPRESSIONS OF LOAD-CASTED RIPPLES ON BOTTOM SURFACES OF SANDSTONE LAYERS

Sharply defined bottom surfaces of rippled sandstones, which are adapted to the preservation of sole markings may reveal protruding structures which immitate the rippled surface proper.

As unequally loaded plastic mud tends to flow out from under the crests of ripples (see Shrock 1948 p. 153) the base of a rippled layer may be converted into an undulating surface, corresponding precisely in terms of shape and proportions to the top surface of ripples<sup>3</sup> (Pl. XVII, fig. 1). These structures, however, must not be confused with „transverse-ripple-load-casts” of Kelling and Walton (1957).

Typical examples of such undulations are shown by Pl. XVII, fig. 1, Pl. XVII a, fig. 1. The specimen from the Carpathian flysch sandstone (Pl. XVII a, fig. 1) shows down-buckled bases of almost linear ripples (very rare in the flysch formation). The slab from the Glarnerschiefer (Swiss Alps)<sup>4</sup> is distinctive in having numerous prod markings (Pl. XVII,

<sup>1</sup> Sandstone flow casts shown by Shrock on fig. 116 (p. 157) might be considered as being piled and burried incomplete ripples. If this is the case, those structures besides being a top-and-bottom criterion have importance as directional structures.

<sup>2</sup> In connection with incomplete ripples we should mention the problem of some very thin bands of sands within the siltstone beds. The origin of a part of these thin laminae may be linked with the propagation of sand in incomplete ripples. Those sand grains which get in touch with the adhesive bottom mud would stick fast to it, while the rest is being shifted further with the forward advance of ripples. Thus the incomplete ripples contribute to the formation of thin sheets of sand blanketing muddy bottoms (see A. A. Weicher, fide Vassoevič 1951).

<sup>3</sup> Such undulations may easily be mistaken for ripples proper, casts of ripples or transverse scours.

<sup>4</sup> Found by the first author on a joint trip with Dr. N. Pavoni to Engi Matt.

fig. 1). The presence of these tool-marks does not indicate that they were posterior to the formation of the „rippled” surface. As it is the case with the specimen from the Carpathians, the precise coincidence between the ripple bodies visible on sections and the ripple-like structures on the bottom surface is too exact to be fortuitous (fig. 2). The degree of deformation due to load-casting was too small to affect the preservation of tool markings.

### III POSTDEPOSITIONAL RILLS ASSOCIATED WITH LOAD-CASTED RIPPLES

A pattern of rills and short rounded ridges with small knobs embossed upon them is frequently observed to exist upon the down-buckled bases of ripples (Pl. XVII a, fig. 2). The rills and ridges, oriented parallel to the current flow<sup>1</sup> terminate abruptly along a line which approximately coincides with the crests of arched soles of ripples. In some instances this terminal line appears to be unassociated with the crests, but the deviations from their trend are inconspicuous.

There is a tendency for rills and ridges to depart from their linear arrangement. Such a departure and subsequently a gradual passage to a scaly pattern is frequently visible on flat tops of undulations seen on the bottom surfaces. To the same category of phenomena belongs the hummocky surface exhibited by the down-buckled bases of ripples shown on Pl. XVII, fig. 1.

Mutual relationship between the rills, ridges and the fore-set laminae within the sandstone beds is of importance for understanding the origin of these markings. The rills and ridges occur exclusively on the up-current side of the down-bucklings. They go down to the maximum of the depression but do not extend beyond it.

A question which presents itself in connection with these structures is under what conditions they have come to existence. In order to deal with this question it is necessary to consider the dilatant behaviour of sands.

Dilatancy, as recognized by O. Reynolds (1901) is a property of granular aggregates of expanding in volume with change of shape. Granular masses, as for instance sands, free to dilate, by adequate supply of water deform by plastic flow (W. J. Mead 1925). They loose, however, their capacity of plastic flow under conditions of restricted filling of interstitial voids by water. An important consequence of the dilatant behaviour is that emphasized by W. J. Mead (1925), namely that the „dilated zone is a region of low fluid pressure and any available fluid will move to fill the openings” (W. J. Mead 1925, p. 695). In other words, in a deformed sand layer the water will flow towards the areas of maximum deformation. In the case of deformed ripples, the area of maximum deformation is that of greatest downbuckling of their base. One could expect that the connate water would flow towards the crests of deformed ripple bases (the areas of maximum deformation and minimum fluid pressure). If the ripple body be homogeneous, the water would flow from all sides towards the area of maximum deformation. The ripples with cross-lamination, however, are heterogeneous bodies.

---

<sup>1</sup> The current direction has been determined by means of cross-stratification.

The water may easily migrate along the surfaces of fore-set laminae but its motion in other directions is restricted. One would expect, under such conditions, the fluid to move more easily from the up-current parts of the ripple bodies than from the opposite directions.

Let us consider the question, what may happen in a cross-stratified ripple body at the very base of the ripple, i. e. at the sand-mud interface. The water prevented from crossing that interface would flow along it towards the maximum down-buckling. It may readily happen that a temporary and local surplus of water would change the properties of sand and produce a thin zone of liquefaction on the sand-mud interface. Under such conditions one would expect to find oriented flow structures at the very base of down-buckled ripples.

The present writers venture the suggestion that the linear markings discussed resulted from the flowage of liquefied sand (quick-sand) along the sand-mud interface. This would explain the striking similarity of these markings to some current hieroglyphs. Our suggestions seems to be strengthened by the fact that the markings are filled with homogeneous sand. It should be borne in mind, that the liquefaction was limited to a very thin zone at the base and did not affect the cross-stratification within the ripple bodies.

In the areas of maximum deformation, i. e. on the crests of down-bucklings, the motion of fluid phase comes to its end. One could hardly expect to find here the linear flow structures and indeed the latter are being replaced by the already mentioned scally pattern or hummocky surfaces. Such patterns arise from load-casting under conditions of restricted lateral flowage.

Summing up, the linear markings discussed should be considered as secondary post-depositional structures related to the flowage of water and sand along the sand-mud interfaces. Similar explanation has been already offered by D ż u ł y ń s k i and Ś l ą c z k a with regard to the so called „cabbage leaf” structures (St. D ż u ł y ń s k i, A. Ś l ą c z k a 1959).

Because of a distinct linear alignment which is consistent with the general dip of foreset laminae, the markings described can be used as supplementary criteria for the direction of transportation.

Before leaving the subject it seems necessary to mention the fractures associated with the deformed bases of ripples (Pl. XVII a, fig. 2). These fractures are among the last to appear in the course of load-casting deformations. Their presence indicates an inadequate supply of water towards the centre of deformation. Apparently in the last stages of load-casting the rate of deformation was higher than the inflow of water. The dilation being thus restricted, further deformation of ripple bodies caused fractures.

OBJASNIENIA TABLIC

EXPLANATION OF PLATES

Tablica — Plate XV

- Fig. 1, 2. Przekroje podłużne przez nasunięte na siebie i pogrążnięte riplemarki. Piaskowce kliwskie (Dolny Oligocen), Rudawka, Karpaty. Strzałki wskazują kierunek prądu
- Fig. 1, 2. Longitudinal sections through piled and rotated incomplete ripples. Kliwa sandstones (Lower Oligocene) Rudawka, Polish Carpathians (Arrows indicate current direction)

Tablica — Plate XVI

- Fig. 1. Przekrój poprzeczny przez struktury widoczne na fig. 2. tabl. XV.
- Fig. 2. Przekroje podłużne przez całkowicie rozwinięte struktury. Piaskowce kliwskie, Rudawska.
- Fig 1. Transverse sections through the structures shown on Fig. 2, Pl. XV. Pseudonodular bodies represent clusters of piled ripples as seen from the down-current direction
- Fig. 2. Fully developed clusters of piled and rotated ripples. Current direction from right to left. Kliwa sandstones (Lower Oligocene), Rudawka, Polish Carpathians

Tablica — Plate XVII

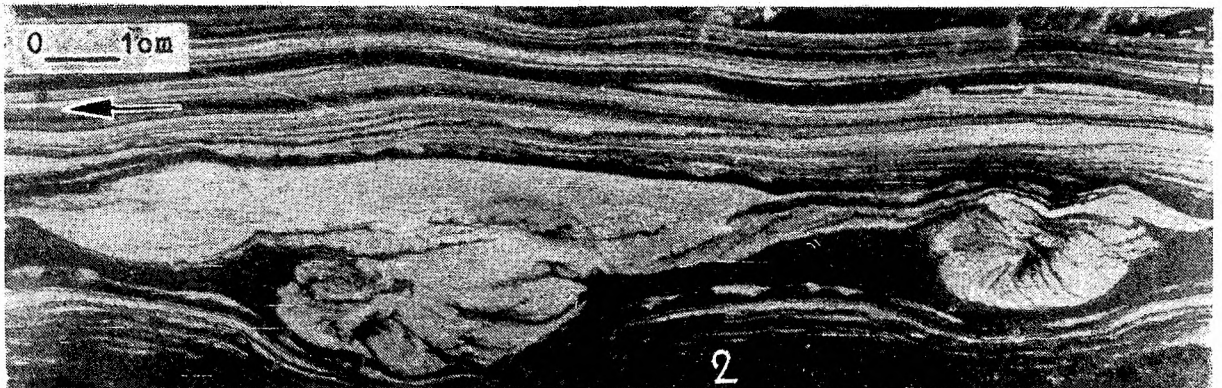
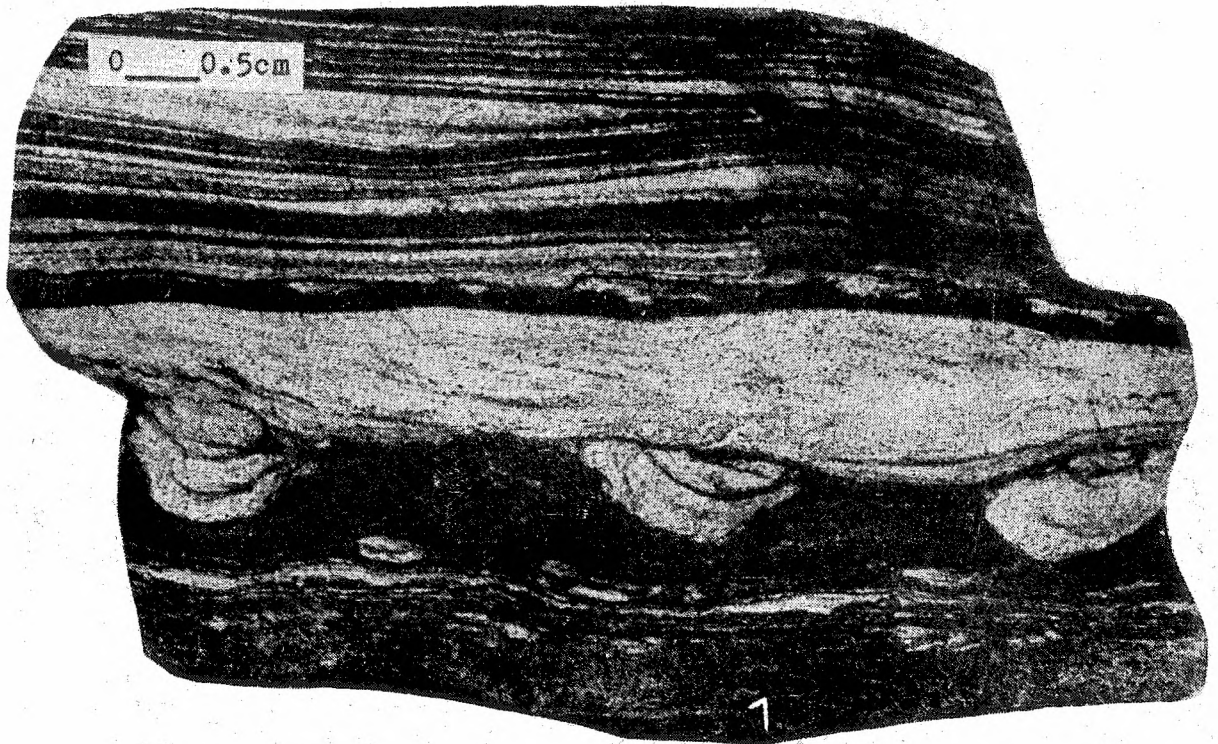
Powierzchnia spągowa bardzo drobnoziarnistego piaskowca z warstw glarneńskich. Poprzecznie biegnące względem zadziorów uderzeniowych struktury są pogrążami przę. Engi Matt, Alpy Szwajcarskie

Fragment of a bottom surface of a very fine-grained sandstone from the Glarner-schiefer (Oligocene), Engi Matt, Swiss Alps. Transverse pattern resulted from load-casting of ripples.

Tablica — Plate XVII a

- Fig. 1. Pograży liniowych przę na spągowej powierzchni piaskowca krośnieńskiego. Rudawka Rymanowska
- Fig. 2. Żłóbki i garby utworzone przypuszczalnie po osadzeniu się ławicy piaskowcowej i związane z upłynnianiem się osadu piaszczystego na granicy ławicy piaskowej i mułu. Warstwy krośnieńskie, Tylawa
- Fig. 1. Bottom surface of a rippled sandstone. Rounded ridges, transverse to the direction of current flow represent down-buckled bases of linear ripples. Krosno beds, (Oligocene) Rudawka Rymanowska, Polish Carpathians
- Fig. 2. Post-depositional rills developed on the sand-mud interface, terminating along the lines coinciding with crests of down-buckled ripples. Krosno beds (Oligocene) Tylawa, Polish Carpathians

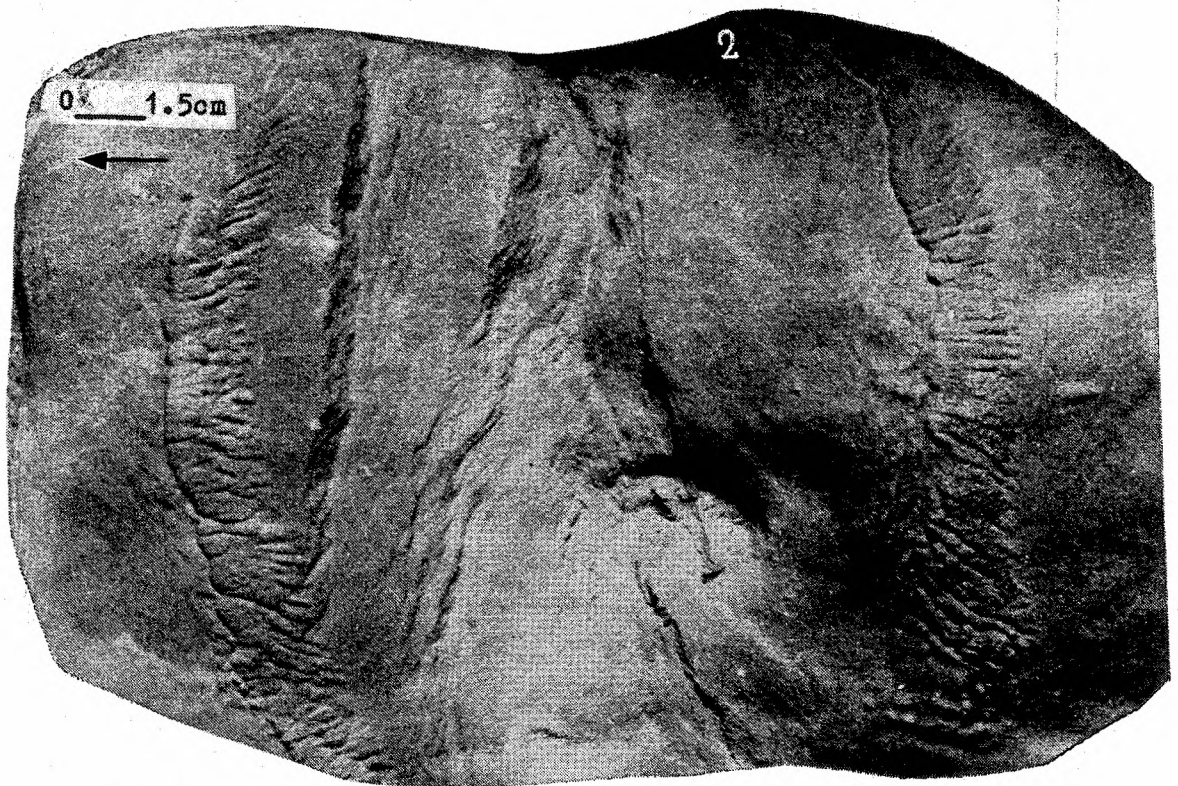
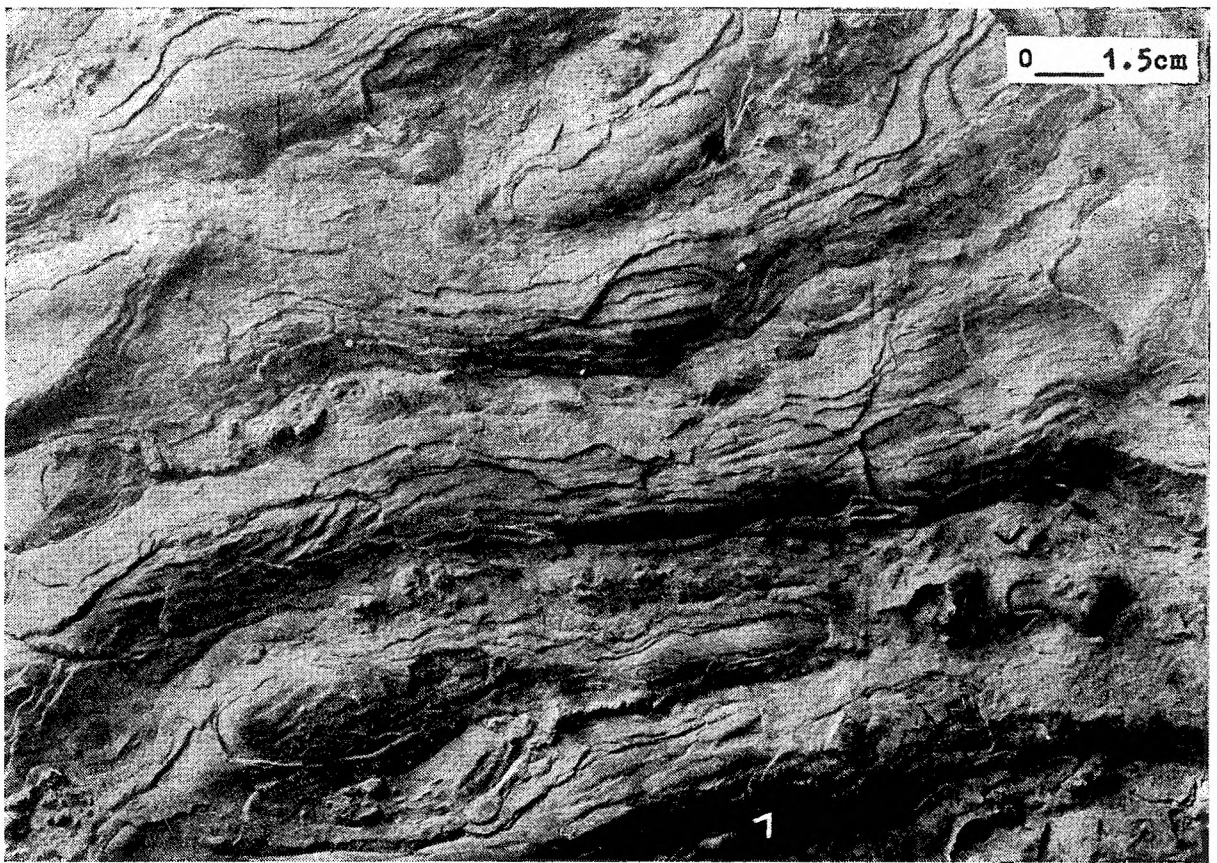








S. Dzutyński, J. Kotlarczyk



S. Dżułyński, J. Kotlarczyk