

STANISŁAW DŻUŁYŃSKI, ANDRZEJ ŚLĄCZKA

PRZYKŁAD EROZJI DNA BASENU FLISZOWEGO

(Tabl. XXX — XXXII)

An example of large scale bottom erosion in the flysch basin

(Pl. XXX — XXXII)

Streszczenie. W warstwach górnohieroglifowych fałdów dukielskich została znaleziona ławica piaskowca z wyraźnymi śladami erozji dna morskiego, działającej prawie bezpośrednio przed osadzeniem tej warstwy.

Ma to duże znaczenie dla określenia wielkości erozji dennej w czasie działania prądu zawiesinowego. W opisywanym przypadku co najmniej 2 m osadu zostało usunięte bezpośrednio przed osadzeniem się ławicy piaskowca.

W literaturze geologicznej zajmowano się od dość dawna zagadnieniem erozji powodowanej przez prądy zawiesinowe (R. A. Daly 1936, Ph. H. Kuenen 1937, 1953). Erozja taka jest szczególnie aktywna na skłonach obrzeżających basen fliszowy; musi ona istnieć również na obszarze całego basenu, wszędzie tam, gdzie dociera prąd zawiesinowy. Dowodem na to jest np. częste występowanie śladów drobnych rozmyć na granicy między łupkami a piaskowcami, a także istnienie w piaskowcach fragmentów łupków, które pochodzą z warstw leżących poniżej. Przykłady takich drobnych rozmyć z fliszu karpackiego zostały niedawno opisane (M. Książkiewicz 1954, M. Vašiček 1954, A. Radomski 1958, R. Unrug 1959).

Natomiast ślady erozji na większą skalę są znacznie rzadsze, szczególnie w porównaniu z osadami niefliszowymi.

M. Vašiček (1954) uważa, że niektóre soczewki lub też skupienia piaskowców gruboławicowych występujących we fliszu karpackim powstały w wyniku wypełniania zagłębień wyerodowanych przez prąd zawiesinowy. Również ławice typu złożonego (St. Dżułyński i A. Ślącza 1958) dostarczają dowodu na istnienie procesów erozyjnych w czasie sedymentacji. W większości przypadków jednak wielkość tej erozji nie jest znana.

W niniejszej pracy staramy się wykazać, że przed osadzeniem się niektórych ławic piaskowcowych, pozbawionych predepozycyjnych hieroglifów organicznych, istniała erozja usuwająca kilkumetrową pokrywę świeżego osadu. Jest rzeczą oczywistą, że tego szczególnego przypadku nie można stosować do wszystkich ławic piaskowcowych we fliszu.

Ławica piaskowcowa wykazująca ślady omawianej erozji występuje w warstwach górnohieroglifowych odsłoniętych w Prełukach nad Osławą na południe od Sanoka. Ławica ta jest przedstawiona na tabl. XXX. Przekrój ten jest mniej więcej prostopadły do kierunku dostarczania materiału pochodzącego w tej okolicy z północnego wschodu. (A. Śl a c z k a 1959).

Omawiana ławica (IV, tabl. XXX), posiada nierówną dolną powierzchnię spowodowaną gwałtownymi zmianami miąższości przy równej powierzchni górnej.

Warstwa owa składa się jakby z dwu części oddzielonych nieregularną i nieciągłą powierzchnią (b, tabl. XXX). Jest to piaskowiec średnioziarnisty o prawie całkowicie jednakowym ziarnie, nieco jednak grubszym w części niższej. Część wyższa posiada grubą niewyraźną laminację. Natomiast część niższa ma miejscami charakter spływowy. Spotyka się tutaj pakiety łupków różnej wielkości. Oprócz nich występują nieregularne, niekiedy smużaste skupienia drobnej brekcji łupkowej, zlepionej piaskiem.¹ (d, e, tabl. XXX), Poza wyżej opisanymi zjawiskami ograniczonymi raczej do małej przestrzeni omawiana ławica nie różni się ani teksturą, ani strukturą od normalnych ławic fliszowych osadzonych przez prąd zawiesinowy.

Przeciętna grubość tej ławicy wynosi około 2 m. Była ona śledzona na przestrzeni kilkudziesięciu metrów zarówno ku południowi, jak i ku północy od głównej odkrywki. Wszędzie wykazuje ona normalne cechy ławic osadzonych przez prąd zawiesinowy oraz stałą grubość około 2 metrów. Na spągu występują drobne, sporadyczne hieroglify prądowe.

Na pewnej przestrzeni jednak ławica ta zmniejsza swoją miąższość do 40 cm (tabl. XXX). Zmniejszenie to jest bardzo gwałtowne. Ławica piaskowca zastąpiona jest tutaj przez serię łupkową przechodzącą w warstwy niżej leżące. Kończy się ona ostro po obu stronach w miejscach, gdzie rozszerza się ławica piaskowca (tabl. XXXI, XXXII). Laminy łupków przy krawędziach uginają się ku dołowi. Ten kompleks łupkowy rozciąga się nieco skośnie do kierunku hieroglifów prądowych. Na powierzchni górnej oraz powierzchni zwróconej w kierunku prądu posiada głębokie rozmycia (H). Natomiast ściana osłonięta od prądu jest całkowicie pozbawiona owych rozmyć, a posiada jedynie zmarszczenia kompakcyjne.

Wszystko to wskazuje, że mamy tu do czynienia z pozostałością poprzednio ciągłej ławicy łupków, która została prawie całkowicie usunięta przed osadzeniem się ławicy IV.

Mając na uwadze zmiany kompakcyjne oraz fakt istnienia rozmyć górnej powierzchni tych łupków można przyjąć, że zostało usunięte co najmniej 2 metry świeżego osadu.

¹ Ostrokrawędziste fragmenty tych łupków wskazują na to, że był niszczonej materiał już przynajmniej częściowo zdiagenezowany.

Główną trudnością nasuwającą się przy rozwiązywaniu mechanizmu powstania tej wyniosłości jest to, że nie wiadomo, czy piaskowiec został osadzony na uprzątniętym poprzednio przez osuwisko dnie, czy też jest to wynikiem jednoczesnego działania prądu zawiesinowego i zsuwu¹.

Jeżeli pierwsze przypuszczenie jest słuszne, to musi się przyjąć, że natychmiast po ruchu osuwiskowym nastąpiła sedymentacja, inaczej bowiem nie mogłaby się zachować tak wielka nierówność dna. Bardziej prawdopodobne wydaje się jednak, że zarówno prąd zawiesinowy, jak i ruch osuwiskowy ściśle ze sobą współdziałały i traktować je należy jako tylko jedno zjawisko.

Pracownia Geologiczno-Stratygraficzna PAN w Krakowie
Karpacka Stacja I.G. w Krakowie

lipiec 1958

WYKAZ LITERATURY

REFERENCES

1. Daly R. A. (1936), Origin of submarine canyons. *Amer. Journ. of Sc.* vol. 31,
2. Dżułyński St. Radomski A. (1955), Pochodzenie śladów wleczenia na tle teorii prądów zawiesinowych (Origin of groove casts in the light of turbidity currents hypothesis), *Acta Geol. Pol.* vol. 24.
3. Dżułyński St. Radomski A. 1956), Zagadnienie żył piaskowcowych w osadach fliszowych na tle sedymentacji fliszu (Clastic dikes in the Carpathian Flysch), *Ann. Soc. Geol. d. Pologne* v. 24 fasc. 4.
4. Dżułyński St. Ślęczka A. (1958), Directional Structures and Sedimentation of the Krosno beds (Carpathian Flysch), *Ann. Soc. Geol. d. Pologne* v 27 fasc 3.
5. Kelling G. Walton E. K. (1957), Load-cast structures: their relationship to upper-surface structures and their mode of formation, *Geol. Mag.* v. 94.
6. Książkiewicz M. (1954), Warstwowanie frakcjonalne i laminowane we fliszu karpackim (Graded and laminated bedding in the Carpathian Flysch), *Ann. Soc. Geol. d. Pologne* v. 22 fasc. 4.
7. Kuenen Ph. H. (1937), Experiments in connection with Daly's hypothesis on the formation of submarine canyons. *Leidsche Geol. Med.* v. 7.
8. Kuenen Ph. H. (1957), Sole markings of graded graywacke beds, *Journ. of Geol.* v. 65.
9. Radomski A. (1958), Charakterystyka sedymentacyjna fliszu podhalańskiego (The sedimentological characteristics of the Podhale Flysch), *Acta Geol. Pol.* Vol. 8.

¹ Ślady materiału osuwiskowego spotykamy poniżej dolnej powierzchni piaskowca zarówno w sąsiedztwie opisywanej wyniosłości, u stóp ściany zasłoniętej od kierunku prądu, jak i w miejscu drugiego przewężenia (a tabl. XXX). Składa się on z porożrywanych ławic piaskowcowych, kawałków łupków itp. tkwiących w substancji ilastej. Materiał osuwiskowy przechodzi ku dołowi w niezaburzone warstwy.

10. Śląc z k a A. (1959), Stratygrafia fałdów dukielskich okolic Komańczy — Wi-słoka Wlk. (Stratigraphy of the Dukla Folds in the area of Komańcza and Wisłok Wielki), *Kwartalnik Geologiczny* z. 3.
11. Un r u g R. (1959), Spostrzeżenia nad sedimentacją warstw lgockich (On the sedimentation of the Lgota beds), *Ann. Soc. Geol. d. Pologne* v. 28 fasc. 2.
12. Va ši č ek M. (1954), Marks of Revolutionary Sedimentary Processes, *Sbornik Ústr. Ústavu. Geol.* v. 21. *

Abstract: A sandstone layer with distinct traces of bottom erosion on its sole has been found in the Hieroglyphic beds (Paleocene — Lower Eocene) in the Carpathian flysch. This occurrence may be important in the estimation of the amount of bottom erosion preceding the deposition of some turbidite layers in the flysch. It is tentatively suggested that at least 2 m. of mud have been washed away before the deposition of the bed described.

Geological literature contains references to the question of erosion power by density or turbidity currents (see R. A. Daly 1936, Ph. H. K u e n e n 1937, 1957). Such erosion must have been very active on the slopes bordering the flysch basins. It must have also operated within the flysch basins where current markings appear. We find the results of this erosion within the present sandstone layers, e. g. in the form of shale fragments identical with those which intercalate the sandstone beds.

However, the evidence of erosion on a larger scale are rather obscure, at least as compared with the proofs of such processes in some non-flysch deposits.

Comparatively small wash — outs are certainly not uncommon in the flysch. Some examples of these features have been already described from the Carpathian flysch (see M. K s i ą ż k i e w i c z 1954, M. Va ši č ek 1954, D ż u ł y Ń s k i, R a d o m s k i (1955), A. R a d o m s k i (1958), R. U n r u g, in press).

M. Va ši č ek (1954) claims that some mound-like bodies or „herms” of sandstones which are to be found in the Carpathian flysch should be considered as infillings of troughs scoured out by turbidity currents.

The present writers have elsewhere called attention to the fact that composite beds furnish unquestionable evidences of erosional processes which have operated uniformly over the bottom (see St. D ż u ł y Ń s k i, A. Śląc z k a 1958).

In most cases, however, the extent of the erosion preceding the deposition remains unknown.

The aim of this work is to show the possible minimal amount of

erosion which took place before the deposition of one particular sandstone bed in the flysch. As it is exclusive of this particular case the result obtained must not be generalized. We wish only to point out that before the deposition of a thick turbidite layer which is devoid of predepositional organic sole markings the possibility of a comparatively large erosional gap must be kept in mind.

The section shown on Pl. XXX represents an outcrop of the Hieroglyphic beds¹ exposed in Prełuki, south of Sanok. The section is approximately north to south in trend and transverse to the general direction of supply which was from the east.

The sandstone bed numbered IV shows a conspicuously uneven base, the regularity of which has been broken by the appearance of abrupt changes in thickness. These are accentuated by the almost horizontal top — surface.

The bed in question is a composite one. It consists of two sub — layers separated by a discontinuous, irregular surface (b Pl. XXX). The lower member of this composite bed is somewhat more coarse than the upper one. Nevertheless the bed, taken as whole, should be classified as a medium-grained sandstone. There is no grading in it and excepting the irregular and hardly visible lamination in the upper part, the bed discussed approaches the homogenous type of sandstone layers.

In the lower portion numerous fragments and larger sheets of shales occur (c. Pl. XXX). The lines (d) appearing in the section presented on Pl. XXX are edges of convoluted surfaces strewn with small angular and sub-angular fragments of shale. At places sheets of sharpstone breccias composed of these fragments tend to be developed (e. Pl. XXX)².

With the exception of the above-mentioned peculiarities which seem to be confined to a rather small area the bed numbered II does not differ in texture and structure from other turbidite layers in the flysch.

The average thickness of the bed described is about 2 m. It remains constant over large distance both within the outcrop and beyond it³.

¹ Hieroglyphic beds (Dukla folds) are chiefly composed of beds which show conspicuously little evidence of bottom erosion. Even flute casts seem to be scanty and organic hieroglyphs tend to prevail everywhere. Nevertheless in some areas thick-bedded sandstones may appear near the top of this series. They usually show flute casts and groove casts.

² The cleavage in these fragments is independent of the general cleavage in the surrounding rocks. On the other hand that which appears in some large inclusions of soft shales (C Pl XXX) is largely consistent with the bedding cleavage. Obviously in the first case the angular fragments have been derived from somewhat lithified muds whereas larger sheets were formed from not yet hardened clay. It should be noted that cavities left by large shale fragments weathered out from the enclosing rocks show compactional wrinkles on their steep walls, identical with those observed on the walls of sandstone dikes (see St. D ż u ł y ń s k i, A. R a d o m s k i 1957).

³ The bed question has been traced over a distance of several tens of metres to the north and south from the outcrop. In all the known exposures it measured about 2 m in thickness.

In places, however, the bottom of the above-mentioned layer shows large irregularities and its thickness decreases abruptly to 40 cm. The most striking feature of the outcrop shown on Pl. XXX is the projecting mass of shales surrounded by the sole of the bed discussed. The bottom of the sandstone capping the projecting mass of shales and the step-like wall flanking from the north the erosive remnant show numerous and closely packed flute casts or flute-load-casts (in the meaning of Kelling and Walton 1957) Only the lowermost part of this wall and the vertical surface flanking the mass of shales from the south (Pl. XXXI) are devoid of current markings and exhibit compactional wrinkles only. With the exception of sandstone surfaces capping and flanking the erosive remnant on the northern side the bottom of the bed discussed is rather smooth with very rare and scattered groove casts and occasional and isolated flute casts.

The laminae in the projecting mass of shale although bent somewhat on approaching the sandstone end abruptly against its walls. Pl. XXXI This fact supports strongly the suggestion that the projecting mass of shales represents a remnant of previously continuous layer of mud which suffered severe erosion before the deposition of the sandstone IV. Taking into account compactional changes and the fact that the top of the projecting mass of shales also suffered from erosion (flute casts on the sole of the capping sandstone H) we may tentatively assume that the minimal extent to which the erosion scoured the bottom was about 2 metres.

The main difficulty which we encounter in the problem discussed is due to the fact that we cannot be sure whether the sandstone has been deposited on the bottom already scoured by slump, or the scouring could be accounted for by the combined action of a turbidity current and slumping. Indeed small inclusion of slump deposits (a. Pl. XXX) have been found beneath the sole of the sandstone¹.

If the first supposition is true one must assume the current immediately followed the slump, unless this was the case, the projecting mass of mud could not preserve its identity as a large irregularity on the bottom.

It is here tentatively suggested that both the slump and turbidity current which laid down the sandy layer were closely linked together and belonged to the same large mass-movement along the bottom.

Whatever is the true nature of this movement it is evident that the sandstone fills the space once occupied by the muddy sediment at least up the top of the remaining mass of shales i. e. about 1.5 m. Taking into account the minimal decrease of thickness due to compaction, we may suppose that the minimal extent to which the erosion scoured the bottom was about 2 metres. However we have not taken into account that ero-

¹ These slump — deposits consist of torn disrupted — apart sandstone layers mud-balls, etc. embedded in a clayey matrix. The slump deposit passes imperceptibly into the undisturbed shale below.

sion also left its traces on the top of the projecting mass of shales. This surface certainly does not represent the original bottom before the deposition of the sandstone layer. The amount of erosion above the topmost part of the projecting remnant of muddy deposits cannot be evaluated. Therefore in we may safely assume that the erosion discussed has removed even more than two metres of mud before the deposition started.

*Geological Laboratory of the Polish
Academy of Science in Cracow
Geological Institute. Carpathian
Branch in Cracow*

July 1958



S. Dżułyński, A. Ślaczka



S. Dżułyński, A. Ślaczka

Geological Institute, University of Wrocław