

Zagadnienia sedymentacji utworów fliszowych pienińskiego pasa skałkowego Polski

W pienińskim pasie skałkowym Polski występują utwory fliszowe wieku aaleńskiego, górnokredowego i paleogeńskiego. Fliszowe utwory aalenu występują w serii braniskiej (200 m), niedzickiej (20÷30 m) i czertezickiej (5 m?) — (*vide* K. Birkenmajer, 1957a, b, 1960, 1963b). W serii braniskiej rozwój ich jest najbardziej kompletny. Najniższa część aalenu fliszowego (około 10 m) składa się tutaj z ciemnych łupków z cienkimi wkładkami piaszczystych wapieni krynoidowych, warstwowanych frakcjonalnie i sydereitycznych wapieni. Z łupków pochodzi następująca fauna: *Cornaptychus*, grupa A, *lythensis* (Qu.) var. aff. *sigmopleura* Trauth, *Posidonia alpina* (Gras), *Paalzowella* sp., *Citharina coliezi* (Terq.), *Vaginulina clavaeformis* Paalz., *Vaginulina* aff. *jurassica* (Gümb.), *Dentalina integra* (Kübl. et Zw.), *D. pseudocommunis* Franke, *Spirillina infima* (Strickl.), *Planularia pauperata* J. et P., *Lenticulina* ex gr. *varians* (Born.), *L. varians* f. *recta* Franke, *L. ex gr. münsteri* (Roem.) i in. (K. Birkenmajer, O. Pazdro, 1963a, b).

Środkowa część aalenu fliszowego (około 140 m) składa się z szarych i czarnych, często silnie mikowych łupków z wkładkami silnie mikowych drobnoziarnistych piaskowców i mułowców. W piaskowcach obserwuje się warstwowanie frakcjonalne i laminowe; laminacja przekątna, warstwowanie konwolutive i spływowe są rzadsze. Bioglify są rzadkie, hieroglify wleczeniowe i prądowe — bardzo rzadkie. Z łupków pochodzi *Vaginulina* aff. *jurassica* (Gümb.), *Reinholdella* cf. *media*? (Kapt.) i in. (K. Birkenmajer, O. Pazdro, 1963b). Górna część aalenu fliszowego składa się głównie z piaskowców. Z łupków pochodzi *Lenticulina* ex gr. *münsteri* (Roem.), *L. toarcense* Payard i in. (K. Birkenmajer, O. Pazdro l.c.).

Cienkie wkładki węgla (por. L. Horwitz, S. Doktorowicz-Hrebnicki, 1932) występują w środkowej, a zwłaszcza górnej części aalenu fliszowego. Powstały one z przerobienia górnokarbońskich węgla, na co wskazuje obecność mikrospor tego wieku (K. Birkenmajer, E. Turnau, 1962). Również łupki i piaskowce aalenu fliszowego powstały prawdopodobnie z przerobienia karbonu produktywnego, odsłoniętego w tym czasie w obrębie centralnej kordyliery w pienińskim pasie skałkowym. Poja-

wienie się utworów fliszowych może być oddźwiękiem synorogenezy środkowokimeryjskiej.

Po raz drugi utwory fliszowe pojawiają się w seriach skałkowych z początkiem górnej kredy. Prawdopodobnie ich dolna granica jest różna w różnych seriach. W seriach haligowieckiej, pienińskiej i braniskiej prawdopodobnie odpowiada ona górnemu turonowi lub koniakowi, natomiast w seriach bardziej północnych, czyli niedzickiej, czertezickiej, a przede wszystkim w południowej części serii czorsztyńskiej utwory fliszowe pojawiają się nie wcześniej niż w santonie (K. Birkenmajer, 1963a, b). Omawiane utwory fliszowe należą do warstw sromowickich, których miąższość maksymalna przekracza 100 m. Są to najczęściej drobnoziarniste, wapniste piaskowce o warstwowaniu laminowym, przełamane łupkami lub marglami barwy niebieskawej lub żółtozielonej. Są one bogate w bioglify, jak *Palaeobullia* i *Palaeodictyon* (por. M. Książkiewicz, 1958). Hieroglify prądowe i wleczeniowe oraz warstwowanie frakcjonalne rozwinięte są lepiej niż w aalenie fliszowym, lecz gorzej niż w warstwach egzotycznych (w większości osuwiska podmorskie). Materiał skałkowy nie występuje na wtórnym złożu w warstwach sromowickich.

Górna granica warstw sromowickich prawdopodobnie odpowiada kampanowi. Ku dołowi warstwy te przechodzą w czerwone margle globotrunkanowe. W północnej części serii czorsztyńskiej warstwy sromowickie zastąpione są przez margle globotrunkanowe w przewadze ceglasczerwone („puchowskie“: dolny turon-górny kampan — por. Alexandrowicz *et al.* 1962); na przejściu między nimi pojawiają się łupki czerwone i pstre.

Materiał klastyczny dostawał się do basenu warstw sromowickich z południa, na co wskazuje rozkład facji, charakter materiału egzotycznego i kierunki transportu pomierzone w serii czorsztyńskiej (por. K. Birkenmajer, 1958a, 1960, 1963a). Źródłem tego materiału był masyw egzotyczny, oddzielający serię haligowiecką od serii manińskiej (wierzchowej); ta ostatnia seria otrzymywała materiał klastyczny w środkowej kredzie z tego samego masywu (K. Birkenmajer, 1958b). Pomierzone przez M. Książkiewicza (1958) kierunki transportu w warstwach sromowickich od NE ku SW są albo zjawiskiem lokalnym, albo też cechą charakterystyczną dla serii braniskiej lub pienińskiej.

Po raz trzeci utwory fliszowe pojawiają się w kampanie-mastrychcie (K. Birkenmajer, 1956, 1957b). Są to warstwy jarmuckie. Główny rejon sedymentacyjny tych warstw znajdował się na północ od geantykliny czorsztyńskiej; poprzednio osadzały się tutaj warstwy pstre (cenoman-kampan — por. K. Birkenmajer, S. Geroch, 1961), odpowiednik łupków godulskich Karpat zewnętrznych. Przejście między warstwami pstryimi i warstwami jarmuckimi polega na tym, że w pstrych łupkach na przestrzeni paru metrów pojawiają się wkładki gruboziarnistych piaskowców i drobnoziarnistych zlepieńców oraz brekcji sedymentacyjnych złożonych z okruchów łupków czerwonych. Wyżej pojawiają się cienkoławicowe, drobnoziarniste, wapniste piaskowce i łupki (flisz), nad którymi przychodzi główny kompleks piaskowców, zlepieńców i brekcji sedymentacyjnych, w dużym procencie składających się (zwłaszcza ku

południowi) z materiału skałkowego. W omawianej strefie miąższość warstw jarmuckich osiąga 450 m, zaś charakter fliszowy jest najsilniej zaakcentowany. Warstwowanie frakcjonalne jest tu bardzo dobrze rozwinięte, hieroglify prądowe, warstwowanie spływowe, konwolutive i struktury osuwiskowe — bardzo częste. Struktury kierunkowe w osadzie wskazują na transport z południa.

Ku południowi miąższość warstw jarmuckich raptownie maleje do 10÷50 m, charakter fliszowy zanika, natomiast pojawiają się w wielkiej ilości brekcje sedymentacyjne, złożone z okruchów i bloków serii branskiej i częściowo czorsztyńskiej. Niektóre bloki w osadach osuwisk podmorskich osiągają tutaj objętość przekraczającą 5000 m³. Należy przyjąć, że facja ta (nazwana facją klifową) tworzyła się w najbliższym sąsiedztwie wypiętrzanego, fałdowanego i erodowanego zrębu skałkowego z początkiem fazy laramijskiej (głównie w mastrychcie). Zrąb skałkowy został następnie częściowo zalany w mastrychcie, a ponad powierzchnią morza osadzały się żwiry rzeczne (facja supralitoralna warstw jarmuckich) złożone z dobrze obtoczonych egzotyków (tego samego typu jak w warstwach sromowieckich), z małą domieszką materiału lokalnego. Do nich też należą tzw. „zlepierce upohlawskie“ ze Starego Bystrego. Trwające przez cały czas ruchy fałdowe doprowadziły do sfałdowania warstw jarmuckich w południowej strefie pasa skałkowego przed eocenem dolnym.

Po orogenezie laramijskiej obszar pasa skałkowego Polski został wciągnięty w obręb basenu sedymentacyjnego fliszu magurskiego. Wskutek późniejszych fałdowań (sawskich) kontakt górnej kredy z paleogenem jest zwykle tektoniczny. Nie jest jednak wykluczone, że pierwotnie warstwy kluskowskie („dan“-paleocen-eocen dolny) północnej strefy leżały zgodnie na warstwach jarmuckich (por. K. Birkenmajer, 1962; K. Birkenmajer, O. Pazdro, 1963a). Warstwy kluskowskie (100÷500 m) składają się z cienkoławicowych piaskowców wapnistych i łupków ciemnej barwy. W piaskowcach występują liczne bioglify i hieroglify wleczeniowe, a zwłaszcza prądowe. Te ostatnie wskazują na transport materiału klastycznego głównie z południa. Materiał skałkowy na wtórnym złożu tutaj nie występuje, natomiast stwierdzony został w podobnych litologicznie warstwach złatniańskich (20÷30 m), gdzie również występuje w małej ilości materiał egzotyczny podobnego typu jak w warstwach starszych. Warstwy złatniańskie (eocen dolny) leżą transgręsyjnie na utworach jury i kredy pasa skałkowego (np. Cisówka i Bartuśka koło Niedzicy, Szafranówka i Durbaszka w Małych Pieninach). Od litoralnych zlepieńców jarmuckich tego obszaru oddziela je (Cisówka) przerwa sedymentacyjna („dan“-paleocen).

W strefie obecnego kontaktu pasa skałkowego z główną masą fliszu magurskiego, w dolnym eocenie, osadziły się fliszowe utwory warstw frydmańskich bogate w hieroglify prądowe, wleczeniowe, warstwowanie konwolutive, spływowe, brekcje osuwiskowe itp. Reprezentują one fację przejściową między warstwami złatniańskimi i warstwami podmagurskimi (dolny eocen). Piaskowce typu warstw złatniańskich (wkładki) mają tutaj kierunki transportu z SE ku NW, zaś piaskowce typu warstw podmagurskich — z NE ku SW.

Począwszy od eocenu środkowego południowy masyw egzotyczny przestał dostarczać materiał klastyczny¹ do basenu magurskiego, gdzie osadzał się piaskowiec magurski, sięgający ku południowi w obręb dzisiejszego pasa skałkowego. Materiał tego piaskowca (podobnie jak warstw podmagurskich) prawdopodobnie pochodził z masywu położonego na NE od Pienin. W ciągu środkowego i górnego eocenu pienięski pas skałkowy Polski nie był wynurzony, lecz mógł stanowić garb podmorski o zredukowanej serii osadowej, oddzielający region magurski od regionu podhalańskiego.

Zakład Nauk Geologicznych PAN
w Krakowie

Nadesłano dnia 23 marca 1963 r.

PIŚMIENNICTWO

- ALEXANDROWICZ S. W., BIRKENMAJER K., GEROCZ S. (1962) — Microfauna and age of Brick-Red Globotruncana Marls (Púchov Marls) of the Pieniny Klippen Belt of Poland. *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. géol. et géogr.*, **10**, nr 2, p. 91—98. Varsovie.
- BIRKENMAJER K. (1956) — Sedimentary characteristics of the Jarmuta Beds (Maestrichtian) of the Pieniny Klippen-Belt (Central Carpathians). *Ibidem*, Cl. III, 4, nr 10, p. 729—735.
- BIRKENMAJER K. (1957a) — Sedimentary characteristics of the Flysch Aalenian in the Pieniny Klippen Belt (Central Carpathians). *Ibidem*, Cl. III, 5, nr 4, p. 451—456.
- BIRKENMAJER K. (1957b) — Uwagi o sedimentacji aalenu fliszowego i warstw jarmuckich pasa skałkowego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **36**, nr 2, p. 165—178. Kraków.
- BIRKENMAJER K. (1958a) — Przewodnik geologiczny po pienięskim pasie skałkowym. Cz. I—IV. *Wyd. Geol. Warszawa.*
- BIRKENMAJER K. (1958b) — Orientowane hieroglify spływowo we fliszu karpackim i ich stosunek do hieroglifów prądowych i wlezeniowych. *Acta geol. pol.*, **8**, p. 117—148. Warszawa.
- BIRKENMAJER K. (1960) — Geology of the Pieniny Klippen Belt of Poland (A review of latest researches). *Jahrb. Geol. Bundesanst.*, **103**, nr 1, p. 1—36. Wien.
- BIRKENMAJER K. (1962) — Palaeontological evidence of the age of the Magura Palaeogene north of the Pieniny Klippen Belt (Carpathians). *Bull. Acad. Polon. Sci., Sér. sci. géol. et géogr.*, **10**, nr 4, p. 217—219. Varsovie.
- BIRKENMAJER K. (1963a) — Stratygrafia i paleogeografia serii czorsztyńskiej pienięskiego pasa skałkowego Polski. *Studia Geol. Polon.*, **9**, (w druku). Warszawa.
- BIRKENMAJER K. (1963b) — Esquisse de la stratigraphie du Mésozoïque et du Paléogène dans la Zone des Klippes Piénines en Pologne. VI Congrès Géol. Ass. Carpatho-Balkanique, Pologne 1963.

¹ W tym czasie (eocen środkowy) w południowej strefie pasa skałkowego (Hallgöwce) osadzały się zlepki sułowskie, zawierające materiał o typie serii regionalnej, z niewielką domieszką materiału pochodzącego z serii hallgöwieckiej.

- BIRKENMAJER K., GEROCH S. (1961) — On the age of Variegated Beds (Shales) in the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Bull. Acad. Polon. Sci., Sér. sci. géol. et géogr., 9, nr 4, p. 231—238. Varsovie.
- BIRKENMAJER K., PAZDRO O. (1963a) — Wiek i pozycja geologiczna tzw. „warstw podfliszowych“ pienińskiego pasa skałkowego Polski. Roczn. Pol. Tow. Geol., 33 (w druku).
- BIRKENMAJER K., PAZDRO O. (1963b) — Microfaunal reconnaissance of the Dogger of the Pieniny Klippen Belt (Carpathians) in Poland. Bull. Acad. Polon. Sci., Sér. sci. géol. et géogr., 11 (w druku).
- BIRKENMAJER K., TURNAU E. (1962) — Carboniferous microspores as secondary deposit in the Aalenian Flysch of the Pieniny Klippen Belt (Carpathians). Ibidem, 10, nr 2, p. 99—103.
- HORWITZ L., DOKTOROWICZ-HREBNICKI S. (1932) — O węglu w Szczawnicy i okolicach. Państw. Inst. Geol. Spraw. z Posiedz. Nauk, nr 33. Warszawa.
- KSIĄŻKIEWICZ M. (1958) — On the Turonian in the Pieniny Klippes Belt. Bull. Acad. Polon. Sci., Sér. sci. chim., géol., géogr., 6, p. 537—544. Varsovie.

Кшиштоф БИРКЭНМАЕР

К ВОПРОСУ СЕДИМЕНТАЦИИ ФЛИШЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПЕНИНСКОЙ УТЕСОВОЙ ПОЛОСЫ ПОЛЬШИ

Резюме

В пенинской утесовой полосе Польши распространены флишевые отложения ааленского, верхнемелового и палеогенового возрастов. Ааленский флиш осаждался суспензионными течениями вод стекающих, по всей вероятности, из центральных кордильер, приподнятых во время среднекиммерийского синорогенеза среди бассейна утесовой полосы.

Образованию нижнесенонского флиша сровонецких слоев предшествовала верхнемеловая складчатость утесовой полосы (доорогенический флиш). Кластический материал привносился суспензионными течениями из юга.

Флишевые отложения ярмутских слоев (кампан-маастрихт) осаждались преимущественно к северу от геоантиклинальной зоны чорштынской свиты; они современны ларамийской складчатости утесовой полосы более южного региона. К югу, верхнесенонское море наступает на складчатые и частично эродированные единицы утесовой полосы, осаждая клиффовые образования, в то время как выше уровня моря отлагается речной гравий молассового типа.

В палеогеновое время пенинская утесовая полоса относилась к седиментационной области магурского бассейна. Вполне вероятно, что между ярмутскими (кампан-маастрихт) и клошковскими (дат — палеоцен — нижний эоцен) слоями приутесовой зоны, существовал седиментационный переход, который позже был затушеван складчатыми Движениями савской орогенической фазы. В южной части утесовой структуры, собранной в складки в верхнемеловое время, палеогено-

вая трансгрессия наступила только лишь в нижнем эоцене, осаждающая златнянские слои. В это время, дальше к северу, образовались фрыдманские (нижней эоцен) слои, являющиеся переходной фацией между златнянскими и подмагурскими (нижний эоцен) слоями. Магурский песчаник (средний эоцен) встречается также в пенинской утесовой полосе. Кластический материал этого песчаника поступал, по всей вероятности, из северо-востока.

Krzysztof BIRKENMAJER

SEDIMENTOLOGICAL PROBLEMS OF THE FLYSCH DEPOSITS OF THE PIENINY KLIPPEN BELT OF POLAND

S u m m a r y

In the Pieniny Klippen Belt of Poland the flysch deposits of the Aalenian, Senonian and Palaeogene ages have been found. The flysch deposits of the Aalenian (Flysch Aalenian) are up to 200 m thick. It is believed that the clastic material of the Flysch Aalenian derived from the Upper Carboniferous deposits which emerged in connection with the Mid-Cimmerian synorogenic movements on so-called Central Cordillera, within the basin of the Klippen Series.

For the second time the flysch deposits appeared, in the Pieniny Klippen Belt of Poland, at the Lower Senonian time. This is a pre-orogenic flysch represented by the Sromowce Beds, some 100 m thick. The source area of the flysch deposits was situated south of the basin of the Klippen Series.

An independent flysch member is represented by the Jarmuta Beds (Campanian-Maestrichtian). The main area of deposition of these beds was situated north of the geanticlinal area of the Czorsztyn Series. The clastic material came from the south as indicated by the directional structures and by the character of conglomerates which, to a great extent, consist of material derived from the Klippen Series. The Jarmuta Beds are regarded as formed simultaneously with the Laramide folding of the Klippen Belt (synorogenic flysch facies). The folded and partly eroded horst built up of the Klippen Series was covered in turn, partly by marginal deposits of the northern flysch basin, partly by fluvial gravels (molasse). In some parts of the Klippen Belt of Poland the Jarmuta were folded before the Lower Eocene.

During the Palaeogene, the Pieniny Klippen Belt of Poland was a part of the Magura sedimentary basin. It is possible that the Jarmuta Beds (Campanian-Maestrichtian) passed upwards, in the northern zone, into the Kluszkowce Beds ("Danian"-Paleocene-Lower Eocene), but; due to the Savian foldings the present contact of these beds is tectonic.

In the southern zone of the Pieniny Klippen Belt the Lower Eocene Zlatne Beds (20÷30 m thick) rest unconformably either upon the Jurassic-Cretaceous rocks of the Klippen Series, or upon the littoral conglomerates of the Jarmuta Beds. The Zlatne Beds contain at the base a small admixture of local material.

The Frydman Beds (Lower Eocene) are characteristic of a facies intermediate between the Zlatne Beds and the Sub-Magura Beds (Lower Eocene). The Magura Sandstone (Middle Eocene) was deposited, in the area of the Pieniny Klippen Belt, by turbidity currents probably flowing from NE towards SW.