

SEDYMENTOLOGIA FLISZU WARSTW KROŚNIEŃSKICH OKOLIC SOLINY

UKD 551.3.051:551.78(438-924.51)

Przedstawiony materiał badawczy został zebrany w ramach pracy dyplomowej poświęconej geologii fliszu w rejonie Soliny* (3). Niniejszy artykuł przedstawia sedymentologiczny aspekt problemu, częściowo rozwinięty i zinterpretowany w świetle rozwoju badań nad osadami turbidytowymi. Główne tezy tego zagadnienia były przedstawione w formie skróconej na siódmym regionalnym spotkaniu sedymentologów IAS w Krakowie, w 1986 roku.

Badany obszar znajduje się w centralnej depresji karpackiej, w obrębie płaszczowiny śląskiej i obejmuje północną część Jeziora Solińskiego (ryc. 1). Utworzenie sztucznego jeziora spowodowało odsłonięcie się na jego brzegach warstw krośnieńskich, które dostarczyły materiału do badań. Szczegółne znaczenie miał ponad dwukilometrowy, ciągły profil osadów, okresowo doskonale się odsłaniający na zachodnim brzegu jeziora. Szczegółowa analiza cech litologiczno-sedymentologicznych przeszło 2000 warstw umożliwiła wyodrębnienie trzech głównych kompleksów skalnych (ryc. 1), reprezentujących różne subfacje fliszu i charakterystykę procesów sedymentacji. Poszczególne warstwy zostały opisane w nawiązaniu do sekwencji turbidytowej A.H. Boumy (2), co zapewnia ich porównywalność z innymi odsłonięciami fliszu.

Badane osady należą do najmłodszej jednostki litostratygraficznej w geosynklinie karpackiej. Diachroniczność, silne zaburzenie tektoniczne i ubóstwo skamieniałości w warstwach krośnieńskich jest powodem rozbieżności panujących w ich szczegółowym podziale stratygraficznym. Fakt ten przysparza trudności w sprecyzowaniu położenia stratygraficznego analizowanego profilu. Można jednak stwierdzić, że zdecydowana większość badanych utworów należy do warstw krośnieńskich młodszych niż górne łupki jasielskie (9). Wspomniany horyzont korelacyjny jest też obecnie nazywany poziomem wapienia z Zagórza (8). Tylko III kompleks litologiczny należy najprawdopodobniej do starszej części warstw krośnieńskich i reprezentuje litofację otrycką.

GŁÓWNE CECHY LITOLOGICZNE

Litologię badanych osadów cechuje typowa dla fliszu monotonia. Przede wszystkim występują tu różnorodne piaskowce, mułowce oraz łupki piaszczysto-ilaste, ilaste i margliste. Zupełnie sporadycznie spotyka się dolomity żelaziste i asfaltyty. Brak, występujących dość często we fliszu karpackim, zlepieńców i wapieni.

Brazowoszare i szare piaskowce reprezentują człony A, B a rzadziej C sekwencji turbidytowej i są bardzo zróżnicowane pod względem miąższości ławic, frakcji ziarn i stopnia selekcji. Miąższość warstw waha się od 1 cm do kilku metrów i są to zarówno piaskowce monofrakcyjne, jak też składające się z ziarn różnej wielkości. Wśród piaskowców monofrakcyjnych przeważają zdecydowanie drobno- i bardzo drobnoziarniste. Ławice piaskowców

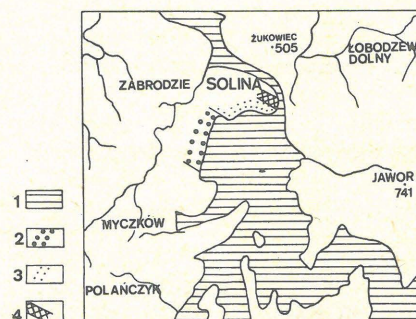
różnoziarnistych albo nie wykazują jakiegokolwiek selekcji, albo mają pewne uporządkowanie wewnętrzne w postaci uziarnienia frakcjonalnego. Mogą w nich występować pojedyncze ziarna żwiru oraz liczne, drobne klasty mułkowo-ilaste o wielkości 1-3 mm. Czasem spotyka się fragmenty ławic łupkowych w formie płatów deformacyjnych różnej wielkości. Bardzo wiele opisywanych piaskowców zawiera znaczną domieszkę frakcji pelitowej, a niekiedy również rozproszony detrytus roślinny. Piaskowce fliszu okolic Soliny wykazują stały skład mineralno-litologiczny. Dominują ziarna kwarcu przeważnie nieobtoczone lub słabo obtoczone. Spotykane skalenie należą zarówno do grupy plagioklazów, jak i skaleni potasowych i często są wtórnie przeobrażone, głównie wskutek kaolinityzacji. Wśród łyszczyków występuje przeważnie muskowitz, biotyt spotyka się rzadziej i bywa on schlorozyzowany. Stwierdzono też niewielkie ilości glaukonitu, tlenków żelaza, minerałów nieprzezroczystych oraz okruchów skał węglanowych i metamorficznych. Spoiwo piaskowców jest zazwyczaj typu kontaktowego i wyraża się w różnych kombinacjach składników: ilastego, krzemionkowego, żelazistego i węglanowego. Dominuje spoiwo ilasto-węglanowo-żelaziste lub krzemionkowo-żelaziste.

Mułowce reprezentują człon C i rzadziej D sekwencji turbidytowej. Tworzą warstwy o miąższości rzędu kilkunastu centymetrów barwy żółtej, żółtoszarej lub szarej. W ich składzie przeważa pył kwarcowo-węglanowo-ilasty. Liczne są też drobne łusczki muskowitzu i tlenki żelaza.

Łupki ilaste, margliste i piaszczysto-ilaste tworzą człony E i niekiedy D sekwencji turbidytowej. Najczęściej mają one barwę jasno- lub ciemnoszarą, a rzadziej czarną, brunatną, zielonoszarą lub pstrą. Dość często zawierają drobny detrytus roślinny lub substancję węglistą. W ich składzie mineralnym przeważają illit, beidelit i chloryt (13).

Dolomity żelaziste są rzadko spotykane w rejonie Soliny i tworzą warstwy o miąższości kilku- lub kilkunastu centymetrów barwy żółtej lub żółtoszarej.

Asfaltyty podobnie jak dolomity nie mieszczą się w



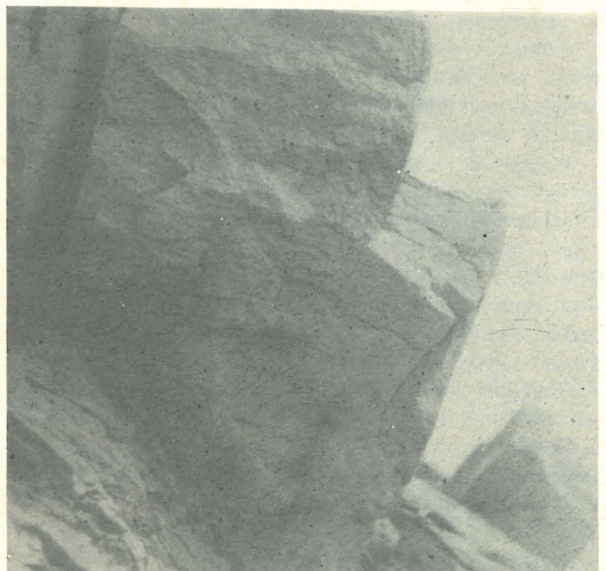
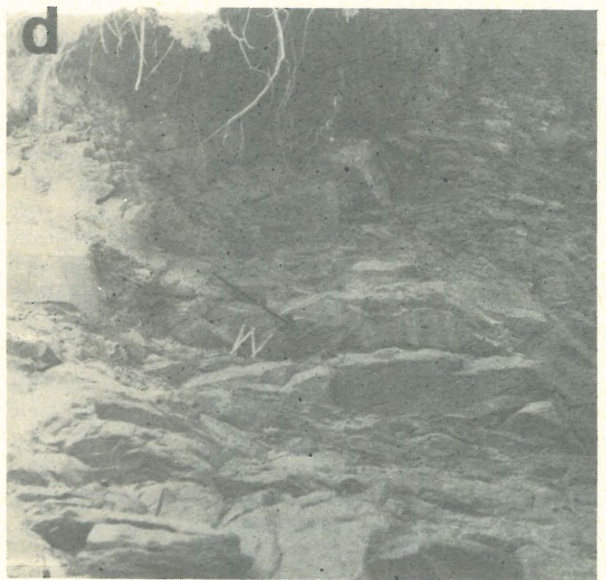
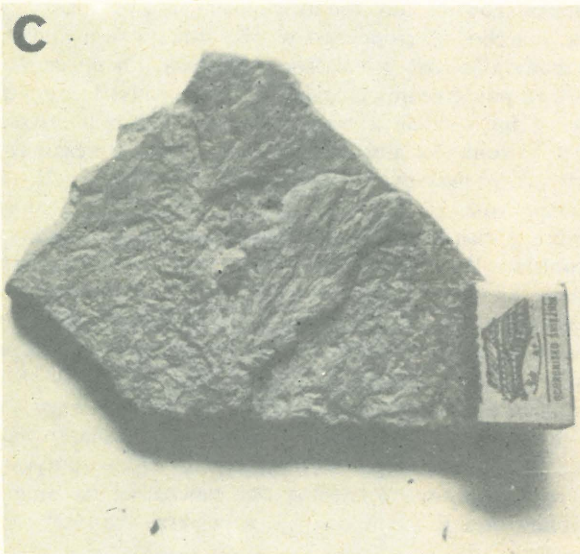
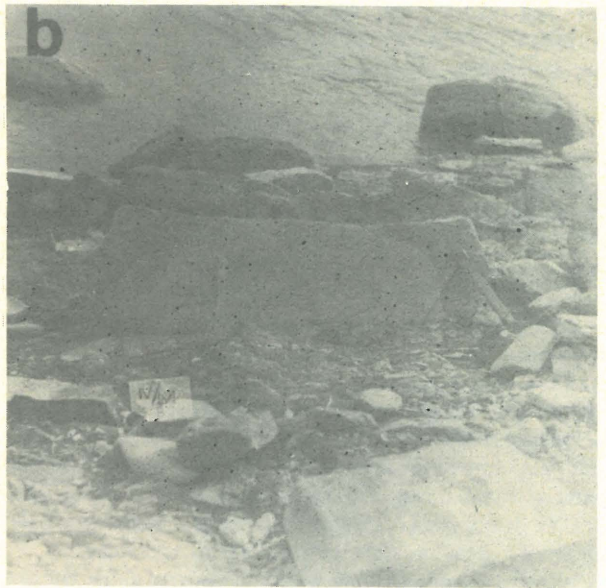
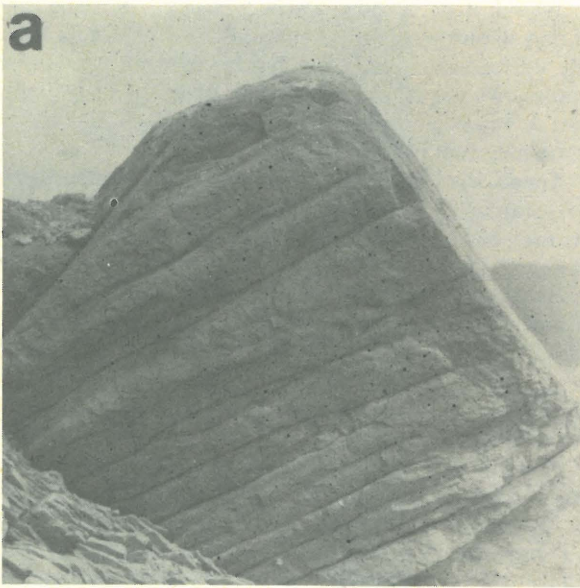
Ryc. 1. Mapa lokalizacyjna badanego odsłonięcia

1 - Zalew Soliński, 2 - I kompleks litologiczny, 3 - II kompleks litologiczny, 4 - III kompleks litologiczny

Fig. 1. Location map of the investigated outcrop

1 - The Solina Flood, 2 - I lithological complex, 3 - II lithological complex, 4 - III lithological complex

* Autor pragnie serdecznie podziękować prof. P. Roniewiczowi i dr S. Rudowskiemu za cenne rady i wskazówki dotyczące opracowania materiału badawczego.



Ryc. 2. Struktury sedimentacyjne we flišu okolic Soliny

a – hieroglify prądowe, b – podłużne grzbiety prądowe, c – hieroglify pierzaste, d – hieroglify wlezeniowe, e – strop ławicy z konwolucjami, f – pograży

Fig. 2. Sedimentary structures in flysch of the Solina region

a – flute casts, b – longitudinal ridges, c – cabbage leaf structures, d – groove casts, e – roof of the bed with convolutions, f – load casts

sekwencji turbidytowej. Są to cienkie wkładki substancji bitumicznej o czarnej barwie i charakterystycznym zapachu, stanowiące tło brekcji tektonicznych.

STRUKTURY SEDYMENTACYJNE

Warstwowanie – najczęściej spotykane jest warstwowanie przekątne zmarszczkowe, występujące w członie C sekwencji turbidytowej, przeważnie w zespołach soczewkowych o miąższości 1–5 cm. W ławicy spotyka się na ogół kilka takich zespołów. W profilu pionowym daje się zaobserwować zmienność kształtu zmarszczek i kąta nachylenia stoku zaprądowego. W dolnej części są one płaskie i silnie wydłużone, o kącie nachylenia stoku rzędu kilku stopni. Ku górze stają się one krótsze i wyższe, a kąt nachylenia stoku sięga 35 stopni. Zmiana kształtu zmarszczek jest spowodowana faktem stopniowego słabnięcia prądu w fazie transportu rytmicznego. Dość często spotyka się zmarszczki wstępujące, będące efektem ciągłej depozycji osadu na dnie pokrytym zmarszczkami.

Warstwowanie poziome występuje powszechnie w członach B i D, chociaż w obu przypadkach różna jest jego geneza. W członie B jest ono wynikiem działania silnego prądu w fazie miecenia, w członie D osiadania grawitacyjnego drobnych ziarn pochodzących z głównego prądu zawieszinowego lub prądów potomnych. Warstwowanie poziome jest w badanych skałach delikatne i słabo czytelne. Poszczególne laminy mogą wykazywać mikroskalowe uziarnienie frakcjonalne. Warstwowanie to zaznacza się wyraźnie, gdy człon D jest reprezentowany przez łupki piaszczysto-ilaste. Ma ono wtedy charakter zbliżony do warwowego, gdzie występują na przemian jasne laminy drobnoziarnistego piasku lub mułku oraz laminy iłu zabarwionego na ciemny kolor substancją roślinną.

Szczególną strukturę depozycyjną, nie będącą warstwowaniem *sensu stricto*, stanowi uziarnienie frakcjonalne, dość często spotykane w piaskowcach członu A. Najczęściej spotyka się uziarnienie jednokrotne, normalne, znacznie rzadziej odwrócone, a inne typy uziarnienia frakcjonalnego występują sporadycznie (np. pensymetryczne). W większości przypadków jest to rozkład frakcjonalny ziarn grubszych. Stosunkowo często można też spotkać typ uziarnienia, które autor określił mianem smużystego. Przypomina ono nieco uziarnienie frakcjonalne wielokrotne, ale brak tu wyraźnej gradacji ziarn. Ziarna grubsze występują w postaci smug w obrębie znacznie drobniejszego tła ławicy.

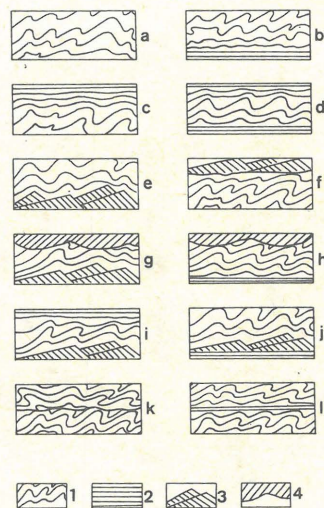
Należy też wspomnieć o osadach nie wykazujących żadnego uporządkowania wewnętrznego. Należy tu część różnoziarnistych piaskowców reprezentujących człon A, co jest świadectwem krótkiego i gwałtownego transportu. Bezstrukturalne są też łupki ilaste lub margliste członu E, które reprezentują osad pelagiczny. Odpowiadają one długim okresom czasu bez aktywnej działalności prądów zawieszinowych.

Hieroglify mechaniczne – najczęściej spotykane struktury tego typu to hieroglify prądowe *sensu stricto*, zwane też jamkami wirowymi (4), przedstawione na ryc. 2a. Występują one w postaci długich i dość szerokich wałków układających się równoległe do kierunku prądu albo krótkich, nieregularnych, językowatych form. Innymi, często spotykanymi strukturami powstałymi wskutek bezpośredniej działalności prądu, są podłużne "grzbiety prądowe" (ryc. 2b) oraz ślady opływania. Dwukrotnie zaobserwowano też hieroglify pierzaste, powstające jak się przypuszcza wskutek pogrążania się spiral prądowych w niezdiagnozowanym osadzie (7) (ryc. 2c).

Wśród struktur powstałych w wyniku oddziaływania na dno niesionych prądem przedmiotów, dominują hieroglify wleczeniowe (ryc. 2d) o bardzo różnych rozmiarach. Stosunkowo częste są na badanym obszarze ślady poślizgów, a znacznie rzadsze ślady przeskoków i typowe zadziory uderzeniowe.

Konwolucje i pogrąży – zaburzenia konwolutne to zjawisko bardzo rozpowszechnione w odsłonięciach rejonu Soliny (ryc. 2e). Występują one przede wszystkim w członie C sekwencji turbidytowej. Miąższość ławicy, w której były obserwowane waha się od 4 do 50 cm (najczęściej 10–20 cm). Na podstawie pomiarów przeprowadzonych w kilkudziesięciu ławicach ustalono, że miąższość strefy zaburzonej konwulucjami waha się od 3 do 20 cm (zazwyczaj 5–10 cm), a na długości 1 m występuje od 6 do 26 mikrofałdów (najczęściej 11–16). Intensywność zaburzeń może być bardzo różna, od łagodnych undulacji do skomplikowanych diapirowatych form, które występują tu znacznie częściej. Strefa zaburzona może zajmować całą ławicę, w której występuje lub tylko jej część. Najczęściej konwulucje współwystępują z warstwowaniem przekątnym zmarszczkowym lub warstwowaniem poziomym. Mogą one przechodzić stopniowo w osad warstwowany, niezaburzony albo być ścięte śródwarstwową lub międzywarstwową powierzchnią erozyjną (ryc. 3a–j). Niekiedy można się też spotkać z występowaniem dwóch lub trzech stref z konwulucjami oddzielonych osadem niezaburzonym lub śródwarstwową powierzchnią erozyjną (ryc. 3k–l). Istnieje kilka poglądów na genezę konwulucji. Zdaniem autora, żaden z nich traktowany z osobna nie rozstrzyga problemu. W osadzie warstwowanym przekątnie zapewne uruchamia proces ssące działanie prądu (11), a potem następuje grawitacyjne grzęźnięcie osadu (5), połączone z wyciskaniem wody porowej. W osadzie warstwowanym poziomo proces zachodzi w wyniku ruchów pionowych w układzie odwróconego warstwowania gęstościowego (1).

Pogrąży na spągowych powierzchniach piaskowców (ryc. 2f), to także typ deformacji bardzo często spotykany w rejonie Soliny. Występują one najczęściej na granicy członów A i E i tam osiągają największe rozmiary. Jest



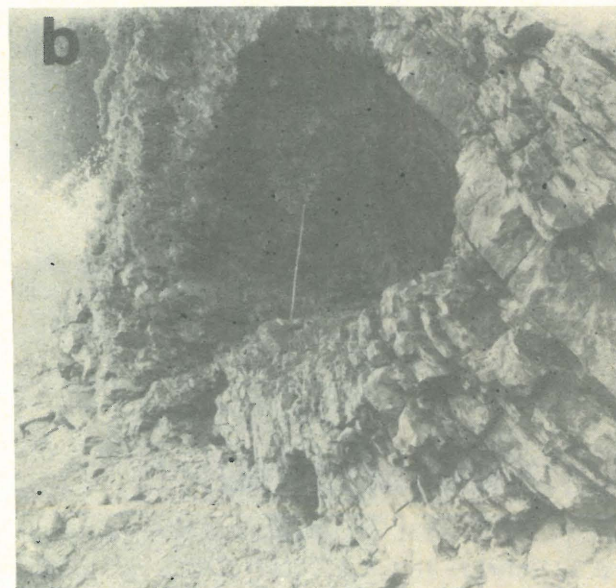
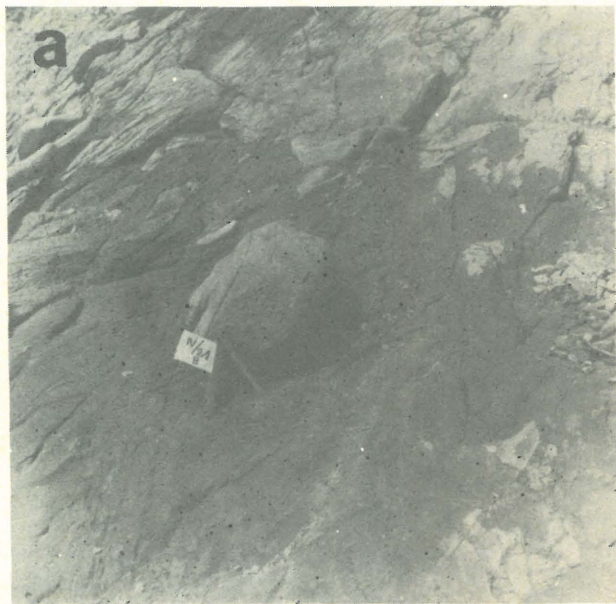
Ryc. 3. Współwystępowanie konwolucji z warstwowaniem poziomym i przekątnym, zmarszczkowym
1 – konwolucje, 2 – warstwowanie poziome, 3 – warstwowanie przekątne, zmarszczkowe, 4 – zmarszczki pogrzęźnięte

Fig. 3. Occurrence of convolutions with horizontal and diagonal stratifications, ripple marked

1 – convolutions, 2 – horizontal stratification, 3 – diagonal stratification, ripple marked, 4 – sunk ripples

duże miąższości piaskowców o nieuporządkowanym najczęściej uziarnieniu, obecność wielozestawów ławic piaskowca (bez rozdzielających je osadów drobnoziarnistych), reprezentujących człony A sekwencji, częste występowanie rozmyt erozyjnych między- i wewnątrzławicowych oraz częstsze niż gdzie indziej cykle Tab i Tabc. Cechami przemawiającymi za fliszem „normalnym” jest wyjątkowo duży udział cykli Ta/e, obecność cykli Tabcde, brak typowych osadów spływów osuwiskowych oraz brak ławic zlepieńców.

Kompleks II reprezentuje typowy flisz dystalny. Poszczególne warstwy mają małe miąższości, na ogół 0–40 cm. Mułowce i iłowce przeważają nad osadem o ziarnie grubszym, a piaskowce są niemal wyłącznie drobno- i bardzo drobnoziarniste. Dolne człony sekwencji turbidytowej występują tu bardzo rzadko. Zdecydowanie dominują cykle Tcde, Tde oraz szczątkowe Tc, Te (Tc/e). Stanowią one

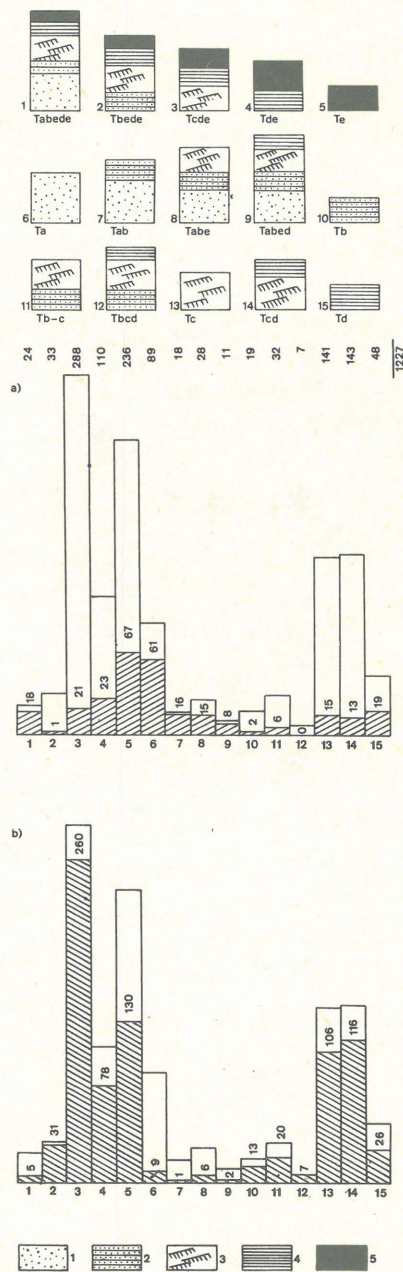


Ryc. 7. Fragment odsłonięcia osadów turbidytowych w: a – I kompleksie litologicznym (widoczne wietrzenie kuliste piaskowców), b – II kompleksie litologicznym (widoczna współczesna niska abrazyjna)

Fig. 7. Portion of the turbidity deposit outcrop in: a – I lithologic complex (visible: spheroidal weathering of sandstones), b – II lithologic complex (visible: recent wave-cut groove)

aż 85% wszystkich sekwencji w tym kompleksie skalnym (ryc. 8b). Zwraca uwagę bardzo liczny udział osadów warstwowych poziomo, przekątnie lub zaburzonych konwolucjami oraz obfitość skamieniałości śladowych w sensie ilości spotykanych okazów.

Jako kompleks III wyróżniłem stosunkowo niewielki, stukilkudziesięciometrowy, odmienny zestaw ławic. Są to ławice o bardzo dużej miąższości sięgającej 15 m. Składają się one z różnoziarnistych piaskowców, pozbawionych jakiegokolwiek selekcji, praktycznie nie rozdzielonych warstwami mułowców. Ich cechą charakterystyczną jest obecność licznych, dużych płyt deformacyjnych oraz klastów



Ryc. 8. Częstość występowania typów sekwencji turbidytowej w kompleksie a/I b/II w stosunku do ilości wszystkich sekwencji w badanych odsłonięciach

Człony sekwencji turbidytowej: 1-A, 2-B, 3-C, 4-D, 5-E

Fig. 8. Occurrence frequency of a particular type of turbidity sequences in complex a/I b/II in relation to quantity of all the sequences in the examined outcrops

Members of turbidity sequences: 1-A, 2-B, 3-C, 4-D, 5-E

mułowych. Kompleks ten jest wynikiem szczególnego nasilenia się czynników katastroficznych, przypuszczalnie silnych trzęsień ziemi. Jest to zrozumiałe, gdyż warstwy krośnieńskie zostały złożone w końcowym okresie wypełniania geosynkliny karpackiej, a więc w okresie silnie sejsmicznym.

Przedstawiając powyższe fakty, autor posługiwał się pojęciami związanymi z klasycznym, hydrodynamicznym modelem sedimentacji turbidytowej (2, 14). Ostatnio coraz większe uznanie zdobywa sobie model podmorskich stożków napływowych (12). W Polsce model taki dla dolnych warstw krośnieńskich zastosował niedawno, na skale regionalną, M. Wendorff (15). Oczywiście nie ma sposobu na konstruowanie podobnego modelu dla fragmentu młodszych warstw krośnieńskich, obejmujących okolice Soliny, na podstawie jednego ciągu odsłoneń. Można jednak ogólnie stwierdzić, że osady turbidytowe w badanym profilu powstawały na granicy strefy stożka środkowego i zewnętrznego lub w całości w strefie stożka środkowego. W obu przypadkach kompleks I odpowiadałby lobom depozycyjnym zewnętrznej części stożka środkowego (przewaga piaskowców, sekwencje typu Tabc/e, Tab/e, Ta/e ze zredukowanym członem E). Kompleks II odpowiadałby w pierwszym przypadku facji stożka zewnętrznego, a w drugim – międzykanałowym osadom stożka środkowego, tzw. „glifom krewasowym” (przewaga utworów drobnoziarnistych, brak członów A, B, dominują sekwencje Tcde, Tde, Tc/e). Specyficzny kompleks III jest efektem odrębnego, wcześniejszego etapu sedimentacji i reprezentuje przypuszczalnie fację kanałową. Powyższe stwierdzenia należy z wymienionych powodów traktować hipotetycznie.

W wyniku kilkudziesięciu pomiarów wykonanych na hieroglifach i zmarszczkach prądowych udało się ustalić kierunek transportu na badanym obszarze. Pomiarów tych dokonano w kompleksie I, a zwłaszcza II i niemal wszystkie zawierają się w przedziale 205–230°. Jest to więc prawdopodobnie lokalny kierunek potomny w stosunku do głównych kierunków paleoprądów w geosynklinie karpackiej (6). W kompleksie III takich pomiarów nie udało się wykonać, ze względu na jego wykształcenie litologiczno-facjalne. Ponieważ w pobliżu nie było większego masywu lądowego, a charakter osadu świadczy o gwałtownym i dość krótkim transporcie, należy przypuszczać, że pochodzi on z mniejszych wysp lub kordyliier, np. znajdującego się w pobliżu tzw. „lądu sanockiego” (6).

Zbadane osady turbidytowe były składane w stosunkowo płytkim, jak na środowisko fliszu, zbiorniku morskim. Jego głębokość można oszacować na podstawie zespołu skamieniałości śladowych (10) na około 200–600 m. W basenie tym panowały ogólnie warunki nieeuksynciczne. Świadczy o tym barwa skał, powszechnie spotykany glaukonit oraz dość częste struktury biogeniczne. Lokalnie pojawiające się wkładki lub soczewy czarnych łupków typu menilitowego pochodzą prawdopodobnie z redepozycji osadów starszych. Omawiane procesy odbyły się w schyłkowym okresie wypełniania geosynkliny karpackiej, co potwierdza względna płytkość zbiornika morskiego, przy dużym nasileniu aktywności sejsmicznej.

LITERATURA

1. Anketell J.M., Dżułyński S. – Patterns of density controlled convolutions involving statistically homogenous and heterogenous layers. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 1969 t. 38.
2. Bouma A.H. – Sedimentology of some flysch de-

posits. A graphic approach to facies interpretation. Elsevier Amsterdam 1962.

3. Brański P. – Geologia fliszu okolic Soliny (praca magisterska). *Arch. Wydz. Geol. UW* 1980.
4. Dżułyński S. – Wskaźniki kierunkowe transportu w osadach fliszowych. *Studia Geol. Pol.* 1963 vol. 12.
5. Dżułyński S., Smith A.J. – Convolute lamination; its origin preservation and directional significance. *J. Sed. Petrol.* 1963 vol. 33.
6. Dżułyński S., Ślaczka A. – Sedimentacja i wskaźniki kierunkowe transportu w warstwach krośnieńskich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 1958 t. 28 nr 3.
7. Dżułyński S., Walton E.K. – Sedimentary features of flysch and greywackes. Elsevier, Amsterdam 1965.
8. Haczewski G. – Korelacja lamin w chronohoryzontach wapienia jasielskiego i wapienia z Zagórza (Karpaty Zewnętrzne). *Kwart. Geol.* 1984 nr 3/4.
9. Jucha S. – Łupki jasielskie, ich znaczenie dla stratygrafii i sedimentologii serii menilitowo-krośnieńskiej (Karpaty fliszowe). *Pr. Geol. Kom. Nauk. Geol. PAN Oddz. w Krakowie* 1969 nr 52.
10. Książkiewicz M. – Trace fossils in the flysch of the Polish Carpathians. *Paleont. Pol.* 1977 nr 36.
11. Kuenen P.H. – Graded bedding with observations on Lower Paleozoic rocks of Britain. *Verh. Koninkl. Ned. Akad. Wetensch. Afdel. Naturk. Sect. I* 1953 vol. 20.
12. Ricci-Lucchi F. – Miocene paleogeography and basin analysis in the Periadriatic Appennines. *Geology of Italian, Tripoli* 1975.
13. Traczyk S. – Geologiczno-surowcowa charakterystyka fliszowych łupków ilastych okolic Sanoka. *Biul. Inst. Geol.* 1979 nr 313.
14. Walker R.G. – Upper-flow regime bed forms in turbidites of the Match Formation, Devonian of New York State. *J. Sed. Petrol.* 1967 vol. 37.
15. Wendorff M. – Lower Krosno Beds (Polish Carpathians) – an example of two interfingering submarine fans. *Nieuwsbrief Kon. Nederl. Geol. Mijnb. Gen.* 1981 vol. 8.

SUMMARY

The examined area includes the northern part of the Solina Flood in the Bieszczady Mountains in the Central Carpathians Depression. The deposits exposed represent mainly a part of the Krosno beds and are younger than the upper Jasło Schists (upper Oligocene). The 2 km continuous profile of classical turbidity rocks with numerous sedimentary structures such as flute casts, cabbage leaf structures crescent marks, longitudinal ridges, groove casts, bounce casts, prod casts, current ripples, load casts, convolution folds and others could be observed along the Flood shore.

As a result of detailed examination of lithological sedimentary features and quantitative analysis of particular turbidity sequences three formation complexes were distinguished. The first complex represents proximal or normal flysch deposits with dominant cycles Ta/e, Tabcde, Tab, Tabc (consisting 64% of separated measures of the complex). The second complex represents distal flysch deposits with dominant cycles Tcde, Tde, Tc/e (85% of separated measures of the complex). The third complex consists of very thick wholly non-textural sandstone beds

and originated as a result of intensive increased activity of catastrophic factors. With reference to submarine alluvial fan model it can be stated with some prudence that the complex I would correspond with deposition lobes of external parts of a middle fan, the complex II would be correspond with either intra-channel subfacies of the middle fan or with subfacies of an external fan. The complex III undoubtedly consists of channel subfacies of the earlier state of sedimentation. In lithological complexes I and III trace fossils are rare or absent at all. In complex II however, they occur abundantly, but with a low taxonomic diversification.

Measurements of transport directions are comprised in the range azimuth of 205° — 230° thus it is probably the direction descended in relation to the main paleocurrents. The turbidity formations examined were accumulated in rather shallow basins (200—600 m) with noneuxinic features. They were accumulated in the final stage of fulfilling the Carpathian geosyncline during increased seismic activity.

РЕЗЮМЕ

Исследованный район охватывает северную часть Солинского залива до территории Бещад, в пределах Центральной Карпатской Депрессии. Обнаружены здесь осадки представляют главным образом часть красненских слоев (верхний олигоцен) младшую чем верхние ясельские сланцы. На берегу залива удалось проследить свыше 2 км непрерывный разрез классических турбидитовых отложений с многими седиментационными структурами (иероглифы связанные с течением,

волочением, перистые, следы оплывания и скольжения, продольные хребты связанные с течением, морщины связанные с течением, конволюции и другие).

В результате детальных исследований литологически-седиментационных свойств и количественного анализа отдельных турбидитовых секвенций, выделены три скальных комплекса. Первый из них представляет проксимальный или нормальный флиш с преобладающими циклами Ta/e, Tabcde, Tab, Tabc (64% всех выделений в комплексе). Второй — дистальный флиш с преобладающими циклами Tcde, Tde, Tc/e (85% всех выделений). III комплекс состоит исключительно из мощных, безструктурных пластов песчанников; он является результатом насилиения катастрофических факторов. В обращении к модели подморских конусов выноса можно принять, что первый комплекс соответствует осадкам внешней части срединного конуса, а II комплекс — междуканальной субфации срединного конуса или субфации внешнего конуса. III комплекс вероятно составляет собой канальную субфацию раннего этапа седиментации. Следы окаменелостей встречаются редко или отсутствуют в I и III литологическом комплексе. Во втором комплексе встречаются часто, но выказывают низкую таксономическую разность.

Измерения направлений транспорта содержатся в азимуте 205° — 230° , это вероятно вторичное направление по отношению к главным палеотечениям. Исследованные турбидитовые осадки были сложены в относительно мелком бассейне (200—600 м) имеющим неэксенический характер. Это происходило в конечном периоде заполнения карпатской геосинклинали, при увеличенной сейсмической активности.