

KRZYSZTOF BIRKENMAJER

UWAGI O SEDYMENTACJI AALENU FLISZOWEGO I WARSTW JARMUCKICH PASA SKAŁKOWEGO

(1 fig.)

*Remarks on the Sedimentation of the Aalenian Flysch and Jarmuta
 beds (Senonian) of the Pieniny Klippen Belt*

(1 fig.)

W najnowszym ujęciu stratygrafii serii skałkowych pienińskiego pasa skałkowego Polski¹ fliszowe ogniwo wyróżnia się w aalenie trzech serii skałkowych: braniskiej, niedzickiej i prawdopodobnie czorsztyńskiej, natomiast brak jego obserwuje się w serii pienińskiej (fig. 1). W serii pienińskiej, która tworzyła się w najbardziej południowej części basenu skałkowego, cały aalen reprezentuje kompleks warstw posidoniowych wykształconych jako ciemne łupki margliste i margle z delikatnym pyłem kwarcowym i bardzo drobnymi blaszkami miki. W serii braniskiej dolny aalen (i może częściowo górny lias) zaczyna się utworami łupkowatymi z kongrecjami syderytowo-dolomitycznymi i pirytowymi o charakterze niefliszowym i bez domieszki ziarn kwarcu (warstwy podfliszowe). Wyżej pojawia się gruby kompleks (200 m) typowych utworów fliszowych (aalen fliszowy), które najprawdopodobniej reprezentują aalen dolny. Aalen środkowy tworzą przeważnie warstwy posidoniowe wykształcone podobnie jak w serii pienińskiej, w których spągu, w bardziej północnych odmianach tej serii obserwujemy małej miąższości margle opalinusowe, czy też warstwy nadfliszowe. Te ostatnie różnią się od warstw posidoniowych obecnością cienkich wkładek piaskowców. W najbardziej północnej odmianie serii braniskiej nad aalenem fliszowym pojawia się jako ekwiwalent środkowego aalenu nadzwyczaj interesująca facja żelazistych piaskowców i łupków z dużą ilością muszlowych zlepów ostrygowych z *Liogryphaea*. Facja ta może być uważana za osad utworzony w bliskości kordyliery dostarczającej materiału detrytycznego w aalenie. Górny aalen w serii braniskiej tworzą ily i iłolupki czarne ze sferosyderytami o małej miąższości.

W serii czorsztyńskiej i niedzickiej rozwój aalenu jest prawie jednakowy. Aalen fliszowy występuje tutaj w serii niedzickiej, gdzie

¹ W ujęciu tym wprowadzono szereg poprawek w stosunku do schematów stratygraficznych publikowanych poprzednio.

jego miąższość dochodzi do 20 — 30 m, natomiast w serii czorsztyńskiej jego obecność jest problematyczna, gdyż został stwierdzony tylko w jednym i to niezbyt pewnym stanowisku (zamek Czorsztyn) w postaci cienkiej warstwy nie przekraczającej 0,5 m. Środkowy aalen tworzą plamiste, szare wapienie opalinusowe i margle, górny aalen — czarne łąłupki i łąłupki sferosyderytowe (murchisonowe).

		SERIA PIENIŃSKA	SERIA BRANISKA		SERIA NIEDZICKA	SERIA CZORSZTYŃSKA
BAJOS		Warstwy nadposidoniowe			wapień krynoidowy czerwony (lub szary)	wapień krynoidowy biały
A A L E N	GÓRNY	iły i łąłupki sferosyderytowe (murchisonowe)				
	ŚRODKOWY	warstwy posidoniowe (100m)		warstwy liogryfeowe (30m)	margle opalinusowe (10m) (10m)	
				margle opalinusowe (5m)	Warstwy nadfliszowe (5m)	
	DOLNY	A A L E N F L I S Z O W Y				
		?	?	warstwy podfliszowe (15m)	?	?
				?	?	?

Fig. 1. Pozycja stratygraficzna aalenu fliszowego w seriach skałkowych

Fig. 1. Stratigraphic position of the Flysh Aalenian of the Pieniny Klippen Belt

Aalen fliszowy pod względem sedymentacyjnym został zbadany jedynie w serii braniskiej, gdyż w dwóch pozostałych seriach brak jest odsłoneń nadających się do badań. Utwory fliszowe podobnie jak i inne ogniwa stratygraficzne pasa skałkowego są na terenie Pienin silnie tektonicznie zaburzone, co utrudnia ich badanie.

Najniższa część aalenu fliszowego o miąższości około 10 m składa się z łąłupków z cienkimi (2 — 20 cm) wkładkami piaszczystych wapieni krynoidowych o strukturze frakcjonalnej i syderytycznych wapieni marglistych. Oprócz ziarn kwarcu i członów liliowców występują tutaj także drobne okruchy dolomitów i wapieni o typie środkowotriasowych. Wapienie krynoidowe posiadają warstwowanie frakcjonalne normalne zupełne lub niezupełne, nad którym pojawia się albo wprost łąłupki, albo też laminacja. Laminacja może wykazywać gradację normalną albo też jest pozbawiona gradacji. Wapienie syderytyczne mogą tworzyć samodzielne łąławice albo też wyższą część łąławicy zbudowanej z piaszczystego wapienia krynoidowego.

Środkową część aalenu fliszowego o miąższości około 140 m tworzą szare i czarne łupki często silnie mikowe (0,2 — 2,0 m grubości) z wkładkami szarych silnie mikowych piaskowców i mułowców (grubość 0,1 do 1 m). Stosunek procentowy łupków do piaskowców wynosi 5 : 1, 4 : 1, a nawet 10 : 1. Piaskowce są drobnoziarniste i pozbawione zlepieńców, w łupkach występują niekiedy niewielkie, dyskoidalne sferosydepty.

Najczęstszym typem warstwowań w środkowym ogniwie aalenu fliszowego są uwarstwienia frakcjonalne i laminowane, rzadsze są warstwowania przekątne laminowane i nielaminowane, faliste i spływowe. Wśród warstwowań frakcjonalnych obserwujemy normalne zupełne i niezupełne oraz symetrycznie odwrócone. Warstwowania te występują albo pojedynczo (warstwowanie proste), albo też w kombinacji z innymi typami warstwowań prostych (np. laminowanym) dając warstwowanie złożone. Rozdział materiału ziarnowego na poszczególne frakcje nie jest kompletny, gdyż zawsze obok frakcji zasadniczej występuje też w mniejszej ilości frakcja drobniejsza lub grubsza. W obrębie warstwowań laminowanych obserwujemy równolaminowe i różnolaminowe nie wykazujące gradacji, częściej jednak (zwłaszcza wtedy, gdy warstwowanie laminowane wchodzi w skład warstwowania złożonego) laminy wykazują gradację normalną lub odwróconą. Warstwowanie laminowe w przypadku warstwowań złożonych może tworzyć górną część ławicy, a czasem także część dolną. Rzadko spotyka się warstwowanie przekątne nielaminowane, nieco częściej laminowane. Częstsze od warstwowań przekątnych są warstwowania faliste i spływowe zaburzające laminację w warstwowaniach prostych i złożonych. Hieroglify spotykamy wyłącznie na spągowych powierzchniach ławic. Są to biohieroglify i rzadziej hieroglify nieorganiczne. Pierwsze z nich mają kształt wałków, guzików itp., do drugiej grupy należą rzadko spotykane ślady prądowań oraz jeszcze rzadsze ślady wleczenia. Nieco częstsze są wymycia wśródwarstwowe i ślady erozji podmorskiej.

Górna część aalenu fliszowego o miąższości około 50 m składa się z piaskowców przeważających nad łupkami. Piaskowce mają grubość ławic 0,2 — 4,0 m, są kruche, drobno- lub średnioziarniste, zawierają mikę i detritus zwęglonych roślin, mają barwę jasnoszarą lub białawą. Wykazują one warstwowanie frakcjonalne i rzadziej laminowane albo też są pozbawione warstwowania. Wietrzejąc dają kuliste bloki. Wobec słabych odsłoneń bliższa charakterystyka sedymentacyjna jest tutaj utrudniona.

W górnym ogniwie i wyższej części środkowego występują w obrębie piaskowców niekiedy częste wkładki allochtonicznego węgla wieku aaleńskiego. Węgłe te badane przez St. D o k t o r o w i c z a - H r e b n i c k i e g o w roku 1932 należą do dwóch grup: pierwszą tworzą węgle sporowe o cechach nie koksującego się węgla kamiennego, drugą — węgle lignocelulozowe o rozpiętości odmian od typowego lignitu do węgla kamiennego. Często są one zanieczyszczone materiałem pelitycznym i przechodzą wtedy w łupki węglowe.

Wobec słabych odsłoneń i silnego zaburzenia tektonicznego pomiary kierunków sedymentacji w drodze analizy hieroglifów mechanicznych i warstwowań prądowych mają charakter orientacyjny, zwłaszcza dlatego, że ilość punktów obserwacyjnych jest bardzo mała. W serii

braniskiej, w której jedynie możliwe są takie pomiary, zostały stwierdzone kierunki prądów (warstwowanie przekątne i hieroglify prądowe) płynących z ENE ku WSW lub NE ku SW. Nie jest niestety możliwym stwierdzenie, czy te kierunki występowały także w serii czorsztyńskiej i niedzickiej, czy też ulegały tam zmianie. Rozstrzygnięcie zatem problemu źródła materiału klastycznego należy w przypadku aalenu fliszowego oprzeć głównie na jego rozwoju miąższościowym w poszczególnych seriach i profilu stratygraficzno-facjalnym warstw nadległych. Analiza ta wskazuje, że materiał okrucowy pochodzi z centrum geosynkliny, gdzie w tym czasie musiała się znajdować kordyliera oddzielająca basen pienińsko-braniski od niedzicko-czorsztyńskiego. W serii niedzickiej aalen fliszowy jest już kilkakrotnie cieńszy niż w serii braniskiej w serii czorsztyńskiej zaś obecność jego jest wątpliwa.

Fliszowy utwór aaleński występujący na terenie pienińskiego pasa skałkowego, jak już powyżej wspomniano, jest najstarszym osadem fliszowym na terenie Karpat. Pojawienie się jego z początkiem cyklu geosynklinalnego na długo przed rozpoczęciem się środkowo kredowych fałdowań nie pozostaje w związku z żadną większą fazą górotwórczą o znaczeniu regionalnym. Ponadto zarówno podścielające, jak i nadścielające aalen fliszowy osady nie mają cech utworów fliszowych. W danym przypadku nie znajduje zatem potwierdzenia opinia J. T e r c i e r a (1947), który uważa, że flisz ma być składany tylko w okresie poprzedzającym orogenezę.

Warstwy jarmuckie stanowią najważniejsze ogniwo tzw. osłony skałkowej na terenie Pienin; transgredują one tutaj na sfałdowanych fazą górotwórczą środkowo-kredową (subhercyńską) płaszczowinach skałkowych. Najczęściej ich podłoże stanowi seria braniska, rzadziej jednostki tektoniczne niższe, takie jak niedzicka i czorsztyńska i jeszcze rzadziej — jednostka tektoniczna najwyższa, którą stanowi seria pienińska. F. B i e d a (1935, 1946) opierając się na oznaczeniach dużych otwornic takich jak *Lepidorbitoides socialis* L e y m., *Siderolites vidali* D o u v. i c f *Orbitoides media* d' A r c h. określił wiek warstw jarmuckich jako mastrycht. Dwie pierwsze formy podawane są jednak ostatnio (A. P a p p 1954) także i z kampanu. Nie jest zatem wykluczone, że wiek warstw jarmuckich obejmuje kampan i mastrycht. Nad warstwami jarmuckimi w sposób ciągły pojawiają się warstwy pstre (dan-paleocen) rozwinięte jako wiśniowoczerwone i pstre łupki z cienkimi wkładkami zielonych piaskowców i niekiedy tufitów biotytowo-skaleniovych.

W obrębie warstw jarmuckich można wyróżnić fację najgłębszą o typie fliszowym, dalej fację płytszą piaskowcowo-zlepieńcową, wreszcie fację litoralną o cechach osadów falezowych i w końcu utwory zlepieńcowo-żwirowe o typie supralitoralnym (poprzednio te utwory supralitoralne były uważane za odpowiedniki warstw upohlawskich górnego santonu). Facje te zastępują się wzajemnie w rejonach coraz to głębszych, a także wykazują diachronizm.

Utwory supralitoralne i falezowe wyznaczają południową granicę basenu morskiego warstw jarmuckich. Na południe od niej znajdowały się nie zalane partie górotworu środkowo-kredowego, gdzie transgresja przyszła dopiero w dolnym eocenie.

Osady facji supralitoralnej o maksymalnej miąższości około 50 m i charakterze rzeczonym występują w okolicach Falsztyna, gdzie leżą na serii czorsztyńskiej, i w okolicach Dursztyna, gdzie podłoże ich stanowi seria braniska. Są to zlepieńce i żwiry bardzo słabo lub prawie wcale nie scementowane, złożone z elementów zwykle dobrze lub bardzo dobrze obtoczonych. Około 80% materiału żwirowego ma 1—6 cm średnicy, 5—10% średnicę 10—40 cm, reszta przypada na ziarna o rozmiarach mniejszych od 1 cm i spoiwo. Otoczaki ułożone są w nieregularne, słabo zaznaczone ławice albo też zupełnie bezładnie. Około 90% otoczków ma pochodzenie egzotyczne względem pasa skałkowego. Składają się na nie skały plutoniczne, wulkaniczne i metamorficzne oraz osadowe. Reszta (ok. 5%) to nie obtoczony materiał pochodzący z pasa skałkowego.

Osady facji falezowej o typowych cechach utworów litoralnych zostały stwierdzone na przestrzeni około 30 km między wsiami Krem-pachy i Biała Woda. Miąższość ich nie przekracza 2—5 m. Są to zwykle silnie scementowane wapiennym spoiwem brekcje i zlepieńce wapienne czy wapienno-rogowcowe albo rogowcowe, złożone w 95—100% z materiału lokalnego, skałkowego i najwyżej 5% materiału egzotycznego. Warstwy jarmuckie falezowe zostały stwierdzone na serii braniskiej i na utworze żwirowym supralitoralnym. W jednych odsłonięciach znajdujemy wyłącznie okruchy skał serii braniskiej, w innych występują także bloki serii czorsztyńskiej. Rozmiary tych bloków najczęściej wynoszą 2—4—10 cm, ale niekiedy dochodzą do 0,5—0,7—1,0 m, czy też maleją poniżej 1 cm. W spoiwie wapiennym występują okruchy inoceramów i ostryg oraz wymyte ze skał starszych człony liliowców i fragmenty belemnitów. Materiał egzotyczny w odróżnieniu od bloków pochodzenia lokalnego jest obtoczony i ubogi.

Facja piaskowcowo-zlepieńcowa zajmuje znacznie większy obszar niż dwie facje powyżej omówione. Miąższość jej w partii południowej wynosi około 30 m, ku północy grubieje do około 150—200 m. Podłoże tej facji stanowi seria braniska i niekiedy czorsztyńska oraz niedzicka. Przeważają tutaj piaskowce nad zlepieńcami. Piaskowce są drobno-, średnio- i gruboziarniste, zlepieńce drobno- i średnioziarniste, rzadziej gruboziarniste, tworzą spąg ławic lub też wkładki w piaskowcach. Grubość ławic piaskowców wynosi od kilkunastu cm do ponad metr. Łupków zwykle brak lub też występują w bardzo małej ilości (stosunek łupków do piaskowców wynosi 1 : 10, 1 : 20, a nawet 1 : 30). Warstwowanie frakcjonalne w tej facji stanowi około $\frac{2}{3}$ wszystkich struktur warstwowych, bardzo liczne są także warstwowania laminowane. Warstwowanie faliste i spływowe jest bardzo rzadkie, zupełnie zaś nie stwierdzono warstwowań prądowych (przekątnych) laminowanych i nielaminowanych. Wśród warstwowań frakcjonalnych możemy obserwować normalne zupełne i niezupełne, rzadsze są warstwowania frakcjonalne odwrócone. Często natomiast spotykamy warstwowania frakcjonalne pensymetryczne odwrócone jedno- lub kilkakrotne. Znajdujemy też ławice piaskowca o jednakowej wielkości ziarna. Warstwowanie laminowe występuje albo samodzielnie, albo też w wyższej części ławicy, ponad warstwowaniem frakcjonalnym. Laminy mogą mieć kształt soczewkowaty albo też równoległy. W tym drugim przypadku możemy wyróżnić warstwowania laminowane bez gradacji, równo- czy też różnolaminowe lub posiada-

jące gradację: asymetryczne normalne czy też symetrycznie odwrócone, jedno- i wielokrotne. Warstwowanie faliste i spływowe jest rzadsze od obydwu opisanych typów i pojawia się zwykle w obrębie ławic lub w ich stropie. Ruch spływowy wskazuje tutaj na kierunki ku NNE lub NNW. Hieroglify prądowe są dość częste na spągu ławic piaskowca w kontakcie z łupkiem i również wykazują kierunek płynięcia prądu ku NNE. Bardzo częste są ślady erozji podmorskiej o kształcie rynien (kierunek NNE-SSW) i skośnych ściec warstw w obrębie ławic. Brak łupków i wyżej omówione cechy warstwowań mogą przemawiać za sedymentacją facji piaskowcowo-zlepieńcowej z szybkich prądów zawieszinowych o dużej energii. Dlatego też nie było warunków do zachowania się śladów wleczenia, gdyż z dna zdzierana była warstwa ilasta, na której się takie ślady mogą zaznaczyć. W partiach zlepieńcowych spotykamy w przewodzie materiał egzotyczny o rozmiarach 2 — 5 — 10 cm. Elementy egzotyczne są dobrze lub bardzo dobrze obtoczone. Materiał skałkowy zwykle występuje w mniejszej ilości, jest nie obtoczony lub słabo obtoczony i ma rozmiary 0,5 — 30 cm a niekiedy do 1,2 m. Spotykamy tutaj fragmenty serii czorsztyńskiej i braniskiej.

Do facji fliszowej zostały zaliczone osady piaskowcowo-łupkowe występujące w najbardziej północnej partii pasa skałkowego w tektonicznym kontakcie z fliszem magurskim. Pierwotne podłoże skałkowe nie jest tutaj znane. Miąższość tej facji w partii południowej nad facją piaskowcowo-zlepieńcową wynosi około 20 m, ku północy grubieje do około 500 m. Piaskowce są tutaj bardziej drobnoziarniste, mają cieńsze ławice o grubości kilku-kilkudziesięciu cm, a rzadziej do 1 m, zawierają przeławicenia marglistych łupków o podobnej miąższości. Stosunek łupków do piaskowców wynosi tutaj 1 : 1, 2 : 1. Najczęstszymi typami struktur warstwowych są warstwowania frakcjonalne i laminowane, zwykle w jednakowej proporcji. Warstwowanie frakcjonalne może być pojedyncze asymetryczne normalne zupełne lub niezupełne oraz monofrakcyjne. Warstwowania laminowane mogą być nie stopniowane (bez gradacji) równo- i różnolaminowe lub częściej stopniowane, asymetryczne normalne lub odwrócone. Warstwowania te występują samodzielnie lub też tworzą wyższą część ławicy zaczynającej się warstwowaniem frakcjonalnym, albo też środkową część ławicy posiadającej i w spągu i w stropie warstwowania frakcjonalne. Spotyka się też warstwowanie laminowane symetryczne odwrócone i warstwowanie laminowane soczewkowate. Warstwowania spływowe i konwolutive (o kierunku ku NNE) są tutaj częstsze niż w strefie poprzedniej, ale jeszcze stosunkowo rzadkie. Warstwowanie przekątne spotyka się stosunkowo rzadko. Hieroglify występują wyłącznie na spągowej powierzchni ławic piaskowców: częściowo są to biohieroglify, w większości jednak hieroglify mechanicznego pochodzenia, takie jak hieroglify prądowe (bardzo pospolite) o kierunku płynięcia ku NNW lub NNE, a ponadto ENE lub WSW. Ślady wleczenia spotyka się stosunkowo rzadko, co może być wynikiem braku okruchów łupków w piaskowcach, które by takie ślady mogły wytworzyć. Ślady erozji podmorskiej i wymycia są rzadkie. Wkładki zlepieńców drobno- lub średnioziarniste spotyka się rzadko; ich elementy skałotwórcze są podobnego typu jak w facji piaskowcowo-zlepieńcowej.

Przeprowadzone badania sedymentologiczne nad warstwami jarmuckimi potwierdzają tezę D. Andrusowa (1938, 1945), że materiał egzotykowy do basenu jarmuckiego dostawał się z południa spoza pasa skałkowego.

Jak wynika z badań przeprowadzonych przez autora nad sedymentacją warstw jarmuckich, w najpłytszych regionach sedymentacyjnych warstwowanie przekątne nie występuje albo też jest bardzo rzadkie, natomiast w partiach głębszych staje się coraz to częstsze przy równocześnie wzrastającej ilości struktur laminowanych. Kierunki płynięcia prądów zawieszinowych wynikające z obserwacji nad hieroglifami prądowymi i wlezeniowymi pokrywają się z kierunkami prądów trakcyjnych, które dały warstwowanie przekątne. Można zatem przyjąć, że prąd zawieszinowy zasysa za sobą prąd wody czystej (trakcyjny) o tym samym kierunku. Prąd trakcyjny, który tutaj jest nie tylko „echem“ prądu zawieszinowego (jak przypuszczają St. Dżułyński i A. Radomski 1955), ale normalną jego konsekwencją, przy większej szybkości może wywoływać rozmycia dopiero co złożonego osadu, przy szybkości malejącej może powodować jego przesypywanie. W taki sposób powstanie warstwowanie przekątne tangencjalne bez laminacji. Jeżeli jednak równocześnie opadają chmury zawieszinowe wzbudzone przez dany prąd zawieszinowy czy też znajdujące się już dawniej w środowisku wodnym, prąd trakcyjny będzie przesypywał kolejno opadające frakcje grubsze (jaśniejsze) i drobniejsze (ciemniejsze), rozdzielone już w słupie wody, dając warstwowanie przekątne laminowane.

Rozkład facji sedymentujących w basenie warstw jarmuckich można uważać za *sui generis* normalny typ basenu fliszowego. W takim normalnym basenie powyżej linii brzegowej będą tworzyły się stożki napływowe supralitoralne u ujść rzecznych. Materiał z tych stożków może być osadzony poniżej poziomu morza, dając nietrwałe stożki nasypu litoralnego, w których skład mogą też wejść brekcjowe utwory klifowe. Stożki nasypu litoralnego niszczone destrukcją podwodną dają gęste i rozcieńczone prądy zawieszinowe, które na przedpolu stożków utworzą ławice piaskowcowo-zlepieńcowe z małą ilością łupków, dalej natomiast osady łupkowo-piaskowcowe (flisz) z małą ilością zlepieńców. Każda z tych stref odznacza się pewnym zespołem cech sedymentacyjnych pozwalających na ich wzajemne rozróżnienie.

Pracownia Geologiczno-Stratygraficzna
Polskiej Akademii Nauk,
Kraków, 27. II. 1956.

DYSKUSJA

J. Gołąb zapytuje, czy prelegent nie starał się powiązać typu sedymentacji fliszowej z klimatem. Ponadto, czy płaszczyzny gładkie oddzielające poszczególne ławice piaskowców od siebie, które prelegent tłumaczył jako powierzchnie erozyjne pochodzenia podmorskiego, nie mogłyby być tłumaczone zeslizgnięciami już gotowych ławic? Normalnie we fliszu nie możemy uchwycić, jak zmienia się dno morskie na całej swojej przestrzeni. W przypadku warstw jarmuckich jako jednym

z rzadkich przypadków byłoby to zagadnienie wyjaśnione. Przedmówca zwraca też uwagę, żeby w szczegółach rozmaitych typów warstwowań dążyć do schematyzacji i wydzielić pewne grupy związane ze środowiskiem, w którym miała miejsce sedimentacja w prądzie zawiesinowym.

St. Dzułyński zauważa, że następstwo warstw z różnymi typami warstwowania to w pewnym sensie obraz jednej ławicy po jej rozciągłości, który tak rzadko udaje się uchwycić w przyrodzie. Również zwraca uwagę na konieczność ułożenia ogólnych schematów dla szczegółów typów warstwowań, gdyż w obrębie prądu zawiesinowego może następować zmiana warunków.

M. Klimaszewski zapytuje, czy obserwacje warstwowań są dokonywane systematycznie od spągu do stropu serii i czy można mówić o statystyce obserwacji. W jaki sposób zmienia się warstwa od góry do dołu serii? Wyniki badań przedstawionych przez prelegenta dają przekonujący obraz paleogeograficzny.

K. Żytko porusza zagadnienie rozkładu facji będących wynikiem działalności prądów zawiesinowych. Zarysowują się pewne analogie północnej części omawianego przez prelegenta masywu z rejonem bardziej północnym, a mianowicie brzeżnym rejonem płaszczowiny magurskiej na arkuszu Żywiec. W obrębie warstw inoceramowych można tam wydzielić pewne strefy facjalne scharakteryzowane przewagą tego lub innego typu warstwowania. Pierwszy typ odznacza się dużą ilością zlepieńców i piaskowców gruboławicowych o warstwowaniu frakcyjnym lub jednorodnym. Drugi typ wykazuje dużą ilość piaskowców cienko- i średnioławicowych o silnie rozwiniętym warstwowaniu laminowanym i przekątnym. Typ pierwszy, scharakteryzowany dużą ilością materiału gruboklastycznego zajmuje bardziej północne położenie, bliżej obszaru alimentacyjnego prądów zawiesinowych. Drugi typ zajmuje położenie dalsze od źródła prądów. Jeszcze dalej ku południowi warstwy inoceramowe zyskują dużo wkładek pstrych łupków. Mamy tutaj więc rozkład facji analogiczny do przytoczonego w referacie mgra K. Birkenmajera.

Z drugiej strony w północnej części płaszczowiny magurskiej na arkuszu Żywiec w paleogenie mamy wykształcone grube kompleksy zlepieńców pasierbieckich. Badania kierunków sedimentacji wskazują, że materiał dla tych utworów pochodzi prawdopodobnie z północy lub z północnego wschodu. W tym samym czasie na północ od zlepieńców pasierbieckich osadzały się łupki pstre. Wynika z tego, że utwory gruboklastyczne przeskoczyły fację pelityczną. Mamy więc tutaj w pewnym sensie stosunki odwrotne niż w przypadku zlepieńców jarmuckich. Możemy stąd wyciągnąć wniosek, że nie ma ogólnego schematu rozkładu utworów będących wynikiem działalności prądów zawiesinowych, lecz w zależności od morfologii dna osad gruboklastyczny zostaje złożony bliżej lub dalej od brzegu.

Dyskutant podnosi, że o ile właściwie zrozumiał prelegenta, na północy basenu osłony skałkowej stratygraficznym odpowiednikiem zlepieńców jarmuckich są margle puchowskie. Prosi on o wyjaśnienie, czy są obserwacje dotyczące zazębiania się facji jarmuckiej z facją margli puchowskich, gdyż stąd można by było otrzymać dane odnośnie do końcowej działalności prądów zawiesinowych.

L. Koszarski podkreśla, że, jak wynika z referatu mgra K. Birkenmajera i wypowiedzi w dyskusji mgra K. Żytki, w basenach fliszowych można wyróżnić dwa typy rozmieszczenia facji fliszowych. Przykładem pierwszego typu są warstwy jarmuckie i warstwy inoceramowe (na ark. Żywiec). W obydwu tych przypadkach gruboziarniste i gruboławicowe osady o frakcjonalnym i nieuporządkowanym uwarstwieniu zostały złożone bliżej źródła prądów, natomiast cienkoławicowe piaskowce o laminowanym i przekątnym uwarstwieniu osadzają się nieco dalej, wreszcie najdalej tworzyły się pstrye łupki. Typ drugi podany przez prof. dra M. Książkiewicza i mgra K. Żytkę z eocenu magurskiego na arkuszu Żywiec i Babia Góra cechuje to, że gruboklastyczne osady składane były z dala od obszaru źródłowego dla prądów zawiesinowych, zajmując położenie centralne pomiędzy dwiema strefami facjalnymi, w których osadzały się utwory cienkoławicowe o laminowanym i przekątnym uwarstwieniu. Można jednak wyróżnić jeszcze trzeci typ układu facji fliszowych, w którym brak strefy cienkoławicowego fliszu pomiędzy facją osadów gruboławicowych a facją pstrych łupków. Tak np. w rejonie Sanoka gruboławicowe piaskowce i zlepienie warstw istebniańskich o uwarstwieniu frakcjonalnym i nieuporządkowanym bezpośrednio zalegają na facjalnie z pstryimi łupkami, a nawet pstryimi marglami węglowieckimi, tj. utworami, które osadzały się już zupełnie poza zasięgiem prądów zawiesinowych.

A. Radomski wyraża opinię, że nie można tworzyć jednolitego schematu rozkładu facji dla wszystkich basenów fliszowych. Może się wytworzyć i taka sytuacja, że bliżej źródła, gdzie prąd zawiesinowy jest na tyle szybki, że nie osadza materiału grubszego, będą sedymentowały drobne materiały osadzone przez rozcieńczone prądy zawiesinowe dające warstwowanie laminowane i przekątne, dalej będzie rejon właściwej sedymentacji frakcjonowanej z gęstych prądów zawiesinowych i jeszcze głębiej w obszarze, gdzie prądy zawiesinowe gęste już nie docierają, ponownie utworzy się facja piaskowców laminowanych i przekątnie warstwowanych. Ten rozkład facji jednak zależy od aktualnej konfiguracji brzegu, szybkości prądów zawiesinowych i od rodzaju materiału, który gromadzi się w strefie litoralnej.

S. Sawicki zapytuje, jak się przedstawia kwestia rozmieszczenia facjalnego piaskowców „jednorodnych“ i frakcjonalnie warstwowanych. Czy nie występuje tutaj takie zjawisko, że bliżej źródła tworzy się piaskowiec jednorodny, dalej zaś piaskowce frakcjonowane?

A. Gawęł konstatuje, że we wszystkich przedstawionych rozważaniach dotyczących genezy utworów fliszowych spotykamy się z materiałem cięższym od wody. Dla wytłumaczenia jego migracji i depozycji posługujemy się teorią prądów zawiesinowych. We fliszu osadzają się jednak także materiały lekkie, które mogą pozwolić na wyciągnięcie pewnych wniosków. Na terenie Karpat w kilku miejscach znaleziono dość duże okazy bursztynu (c. wł. 1,1). Wypływa z tego wniosek, że woda nie mogła być zbyt silnie zasolona (co najwyżej 1,09), skoro tak lekki minerał mógł się osadzić. W konsekwencji można by starać się wysnuć wniosek odnośnie do komunikacji morza fliszowego z pełnym morzem.

R. K ü h n e l (Morawska Ostrava) zwraca uwagę na możliwość interferencji prądów zawieszinowych i na konieczność dalszych, szerokich badań statystycznych.

M. Książkiewicz podkreśla, że warstwy jarmuckie pod względem sedymentacyjnym są niezmiernie ciekawym i charakterystycznym utworem. Warstwowanie frakcyjne jest w nich rozwinięte na skalę znacznie większą niż w normalnych skałach fliszowych. Być może, że prądy, które te warstwy składały, były szybsze i nośniejsze od prądów normalnie osadzających materiały fliszowe. Z referatu wynika, że prądy te nie odbyły dalekiej drogi od źródła materiału. Wyjątkowe stanowisko serii jarmuckiej polega jeszcze na tym, że w jej przypadku zarysowuje się brzeg morza, czego nie możemy widzieć dla innych serii fliszowych. W nawiązaniu do wypowiedzi prof. M. Klimaszewskiego należy podkreślić, że scharakteryzowanie poszczególnych serii fliszowych przez opisanie typów warstwowań zaznaczających się w nich ma dużą wagę z punktu widzenia dynamiki sedymentacji fliszu, chociaż wyciąganie wniosków z poszczególnych typów warstwowań jest niewątpliwie rzeczą bardzo trudną. W każdym razie należy podkreślić, że każda seria fliszowa pozornie nawet podobna do innych pod względem swej charakterystyki sedymentologicznej ma swój własny wyraz. Na przykład piaskowce ciężkowickie i istebniańskie w niedużych kawałkach, a nawet w poszczególnych odkrywkach są do siebie niezmiernie podobne, a mimo to pod względem sedymentologicznym, tzn. typów warstwowań, częstotliwości występowania warstwowania frakcyjnego, przekątnego itd. różnią się znacznie od siebie.

Jeżeli chodzi o określenie odległości od źródła materiału, to ani w swojej pracy z r. 1954, ani też w obecnej dyskusji przedmówca nie wypowiedział się, jakoby było regułą we fliszu, że materiały gruboziarniste są składane dalej od brzegu, a materiały drobnoziarniste bliżej brzegu. Należy tylko zwrócić uwagę, że taka możliwość istnieje, i nie ulega wątpliwości, iż znamy dziś przypadki, że materiał gruboziarnisty został złożony dalej od źródła materiału aniżeli materiał drobnoziarnisty. Z przypadków takich na pewno nie można wyciągać wniosków, że jest to regułą. Według prelegenta seria jarmucka ma dowodzić, że gruby materiał został złożony bliżej brzegu. W związku z tym prof. M. Książkiewicz zapytuje, czy są dowody, że facja „zlepieńcowo-piaskowcowa“ jest równowiekowa z „facją fliszową“ tych warstw. Ze swej znajomości tych warstw mówcy wydaje się, że facja zlepieńcowo-piaskowcowa jest starsza od facji fliszowej, i to samo zdaje się wynikać z przekroju przedstawionego na odczycie. Gdyby tak było, to można by przypuszczać, że warstwy zlepieńcowe zostały złożone wtedy, kiedy morze było dosyć głębokie, skłon, po którym zsuwały się prądy dosyć długi, natomiast gdy później takie głębokie morze zostało zasypane gruboziarnistymi osadami i morze się spłyciło, mogły się rozwijać tylko słabsze prądy zawieszinowe, które osadzały drobniejszy materiał.

Bardzo interesująca jest teza prelegenta, że warstwowanie przekątne laminowane i nielaminowane rozwijało się z tego samego prądu zawieszinowego po strąceniu grubszych materiałów warstwowanych frakcyjnie. Jednakowoż należy zwrócić uwagę na to, że chociaż często widzimy w jednej ławicy przejście z gruboziarnistego materiału frakcyj-

nalnie warstwowanego ku górze w drobnoziarnisty materiał laminowany, to nie dostrzega się przejść lateralnych w ławicach frakcjonalnych w warstwowanie laminowane. Nie jest wykluczone, że jeśli takie przejścia lateralne odbywają się stopniowo, trudne są do obserwacji.

Co do używania nazwy „flisz“, należy zwrócić uwagę, że w potocznym znaczeniu, jakie stosujemy w Karpatach, dolną zlepieńcowatą część warstw jarmuckich ma tak samo charakter fliszowy jak część górna określona przez prelegenta pod nazwą „facji fliszowej“. Niewątpliwie stosuje się u nas termin „flisz“ w bardzo szerokim znaczeniu i podciąga się pod tę nazwę utwory nie należące do fliszu. Być może, że nazwę „flisz“ należałoby w ogóle usunąć. Z drugiej strony wydaje się słuszne, jak to czynią niektórzy autorzy, m. in. także prelegent, by nazwę flisz stosować tylko do drobnoziarnistych piaskowców przekładanych łupkami. Gdybyśmy tak zrobili, mielibyśmy dużo trudności w rozgraniczeniu tak pojętych warstw fliszowych od utworów niefliszowych.

W związku z wypowiedzią prof. A. G a w ł a w sprawie występowania bursztynu w osadach karpackich i wyciągnięcia z tego wniosku co do zasolenia, przedmówca sądzi, że przyjęcie niższej słoności morza fliszowego dla większości kredy i eocenu nie jest możliwe ze względu na charakter zarówno makro-, jak i mikrofauny, natomiast nie należy wykluczyć, że w czasie osadzania się wyższej części warstw krośnieńskich piaskowca magurskiego i większej części fliszu podhalańskiego mógł basen fliszowy przy końcu swego istnienia być silnie wysłodzony, co spowodowało wymarcie mikrofauny, trudne inaczej do wytłumaczenia.

Odpowiedź K. Birkenmajera

Kwestia stosunku warstwowań we fliszu do klimatu celowo nie była poruszana, gdyż na ten temat istnieje bogata literatura tłumacząca genezę fliszu zmianami klimatu. Teoria prądów zawieszonych w swoim założeniu neguje większość tych tłumaczeń, jak to w swoim czasie przedstawił na posiedzeniu P. T. Geol. prof. M. K s i ą ż k i e w i c z. Sedymentacja w basenie fliszowym aalenu i górnej kredy pasa skałkowego była rozpatrywana pod kątem dynamiki prądów zawieszonych. W odpowiedzi prof. J. G o ł ą b o w i prelegent wyjaśnia, że powierzchnie erozyjne między piaskowcami nie zawsze występują, często także obserwowane są przejścia do łupków. Płaszczyzny wygładzone między piaskowcami nie noszą jednak charakteru powierzchni ześlizgowych.

Próba schematyzacji opisów została już przez prelegenta dokonana i przedstawiona na posiedzeniach Pol. Tow. Geol. w Krakowie i Warszawie w r. 1955. Opracowaną systematykę, symbolikę i nomenklaturę typów warstwowań we fliszu prelegent stosował z powodzeniem w ciągu trzech sezonów. Ułatwia ona zestawienia statystyczne i ujednolica opis. W obecnym etapie badań sedymentologicznych we fliszu w pierwszym rzędzie chodzi o charakterystykę poszczególnych serii fliszowych różnego wieku i regionu. Nie wystarczy tutaj sama charakterystyka miąższości, czy litologii, a nawet petrografii, lecz potrzebna jest także charakterystyka hieroglifów i typu warstwowań. Widać to

z przedstawionych na odczycie mgra A. R a d o m s k i e g o częstotliwości typów warstwowań we fliszu podhalańskim na brzegu Białki i z badań prelegenta nad fliszem pasa skałkowego. Wyróżnionych typów warstwowań jest bardzo dużo, choć nie wszystkie występują równie często. Teraz należy je wszystkie wytłumaczyć, co jest zagadnieniem trudnym, bez którego rozwiązania jednak nie możemy mówić o zrozumieniu dynamiki prądów zawieszinowych. Każda ławica jest problemem sedymentacyjnym sama dla siebie.

W pasie skałkowym tektonika uniemożliwia tak wyczerpujące studium sedymentacyjne, jakie można było wykonać we fliszu Podhala. Odsłonięcia kompletnej stratygraficznie serii fliszowej w stanie nadającym się do badań sedymentologicznych są rzadkie. Zwykle nie możemy paralelizować ściśle warstw jednego odsłonięcia w drugim.

Mówiąc o rozkładzie facji w basenie fliszowym prelegent wyjaśnia, że nie chodziło mu o ustalenie generalnego schematu dla wszystkich fliszów, zwraca jednak uwagę, że typ rozkładu facji w basenie jarmuckim wydaje się stosunkowo najprostszym i najbardziej logicznym efektem działalności prądów zawieszinowych czerpiących materiał ze stożka nasytu litoralnego i tracących się transportową w miarę oddalania się od źródła. Od tego „normalnego“ schematu mogą być odstępstwa. Wskutek specyficznej konfiguracji dna, jak to podkreślali dyskutanci, może się zdarzyć, że w środku basenu pojawi się facja o grubszym ziarnie, ale raczej będzie to zjawisko nietypowe.

W stosunku do rozkładu facji omówionego w dyskusji przez mgra A. R a d o m s k i e g o prelegent zwraca uwagę, że warstwy laminowane równoległe i przekątnie osadzone bliżej brzegu będą narażone na erozję pod wpływem prądów zawieszinowych schodzących w partię głębszą. I chociaż osadzić się one tutaj mogą, to jednak prawdopodobieństwo zachowania się ich w profilu sedymentacyjnym jest małe i w efekcie nie zaznaczą się one jako region facjalny w przekroju pionowym serii fliszowej płytszej.

Przejście warstw jarmuckich w margle puchowskie w polskich Pieninach nie było obserwowane. Warstwy jarmuckie razem z tworzącą ich spąg serią braniską są nasunięte na margle puchowskie w wyniku fałdowań laramijskich. Znane są tylko ekstremalne obszary basenu, natomiast jest możliwość występowania takiego przejścia na obszarze pasa skałkowego doliny Orawy i Wagu, gdzie D. A n d r u s o v opisuje wkładki piaskowców w marglach puchowskich.

Nie zaobserwowano prawidłowości w rozmieszczeniu warstwowań frakcjonalnych i „jednorodnych“ i nie można dotychczas wyciągnąć wniosków odnośnie do ich facjalnego znaczenia.

W odpowiedzi prof. M. K s i ą ż k i e w i c z o w i prelegent wyjaśnia, że wskutek silnego tektonicznego złuskania nie ma w Pieninach takiego profilu, gdzieby było widać stopniowe zastępowanie się facji w rozciągłości poziomej. Jednak widzimy wyraźnie w szeregu łusek położonych coraz bardziej ku północy, jak na skałkowym podłożu pojawia się coraz grubszy kompleks skał o drobniejszym ziarnie, przy zaniku skał o ziarnie grubszym.

SUMMARY

Two Flysch members of the Pieniny Klippen belt (Central Carpathians), one of the Aalenian and the other of the Campanian-Maestrichtian age have been described. The Aalenian Flysch sedimentary complex belongs mainly to the Branisko series, and partly also to the Niedzica and Czorsztyn one. It consists of black and blacky-grey, micaceous sandstones and shales with thin intercalations of coal and crinoidal grey limestones. Fossils are very unfrequent and besides *Posodonomya alpina* only belemnites and aptychi have been found. Sandstones, siltstones and crinoidal limestones are graded or laminated. The most common type is the normal graded bedding terminating with several laminae with or without the normal gradation (composite bedding). Inverted symmetrical and asymmetrical graded bedding are less common. Undulate (convolute and slip) beddings are less frequent than those described above. Hieroglyphes on the under side of the layers are of mechanical and organic origin. The Aalenian Flysch has been deposited mainly in the central part of the Pieniny Klippen-series geosyncline. There was a cordillera during the Aalenian which emerged in the Lower Aalenian and was submerged in the Middle and Upper Aalenian. Aalenian deposits in the Pieniny Klippen belt represent the oldest Flysch sediments in the Carpathians. The Flysch sedimentation of that age does not correspond to any stronger orogenic stage and had been finished long before the first Middle Cretaceous orogenic movement in the Pieniny. This does not agree with the opinion of J. Tercier (1947) who regards the Flysch deposits as formed shortly before an orogenic stage.

The Jarmuta beds (Campanian-Maestrichtian) are the most important member of the Cretaceous mantle in the Pieniny Klippen belt of Poland. They were deposited transgressively over the Middle Cretaceous tectonic units of nappe character. Four facies of the Jarmuta beds were distinguished by the author. The first one, of supralittoral origin consisting of gravels and poorly cemented conglomerates, had been deposited by rivers above the sea level. Among the boulders several per cent is of local origin, but about 90 per cent are exotics. In the supralittoral gravel deposits the fauna is lacking.

The second facies is the cliff-facies, several metres thick, deposited in the most shallow marine water. It consists of the local Klippen series material. Cliff deposits are poorly sorted, angular-shaped and feebly bedded. Fragments of inocerams and oysters have been found here.

Third facies, deposited in deeper waters consists of sandstones and conglomerates. Its thickness in the most southern part of the primary basin is about 30 m, to the north it rises up to 150—200 m. Graded bedding is the most common type, besides it laminated bedding is also frequent. Undulated (convolute and slip) bedding is rare. Current (diagonal) bedding was not observed. Direction of the transport reconstructed on the basis of flow marks and groove casts, in the sandstone conglomerate facies is from the south to the north. Fossils are very unfrequent: detritus of inocerams and large foraminifera.

The fourth, Flysch facies is of the deepest origin. It consists of sandstones interbedded by shales with intercalations of conglomerates. Among the bedding types, the graded and laminated ones are the most frequent and of similar proportions. Slip and convolute beddings are more frequent than in the preceding facies, current (diagonal) bedding is found rarely. Flow marks and groove casts indicate the NNW, NNE also ENE and WSW direction. This suggests that turbidity currents coming from the south changed their way in the deepest parts of the sedimentary basin. The thickness of the Flysch facies rises up to 500 m.