

Andrzej J. KRAWCZYK *

NIEKTÓRE CECHY PROCESU SEDYMENTACJI
FLISZU PODHALAŃSKIEGO

(18 fig.)

*Some characteristics of the sedimentation process of the Podhale
Flysch*

(18 Figs.)

Abstract. W pracy przedstawiono wyniki użycia metod łańcuchów Markowa oraz cykli modalnych jako głównego narzędzia sedymentologicznej charakterystyki fliszu podhalańskiego (eocen? — oligocen Karpat Centralnych). Zastosowane metody pozwoliły dość dokładnie zrekonstruować charakter i kierunki zmian mechanizmu sedymentacji, zarówno w czasie, jak i w przestrzeni. W szczególności uzyskano szereg wskazówek odnośnie do udziału różnych czynników (prądy zawieszinowe, prądy denne, depozycja pelagiczna) w poszczególnych fazach sedymentacji fliszu podhalańskiego.

WSTĘP

Ostatnie lata przyniosły w sedymentologii znaczny wzrost zainteresowania możliwościami przejścia od tradycyjnego, jakościowego opisu procesów i zjawisk związanych z powstawaniem serii osadowych do bardziej precyzyjnego opisu ilościowego. Podejście takie wydaje się szczególnie przydatne w badaniach utworów odznaczających się stosunkowo monotonnym wykształceniem, a więc w szczególności — w badaniach serii fliszowych.

Poniżej przedstawiono rezultaty zastosowania niektórych metod matematyczno-statystycznych w sedymentologicznej analizie fliszu podhalańskiego. Rezultaty te stanowią kontynuację badań E. Passendorfera (1951, 1959), S. Dżułyńskiego i A. Radomskiego (1955), A. Radomskiego (1956, 1958, 1959, 1960), L. Watychy (1959, 1968), R. Marschalka i A. Radomskiego (1960), T. Wiesera (1973) i innych, którzy wypowiedzieli swoje poglądy na temat paleogeografii i warunków sedymentacji we fliszowym basenie podhalańskim.

* Instytut Geologii i Surowców Mineralnych. Akademia Górniczo-Hutnicza w Krakowie, 30-059 Kraków, al. Mickiewicza 30.

Autor korzysta ze sposobności, by podziękować wszystkim, których uwagi przyczyniły się do nadania pracy jej obecnego kształtu, a więc doc. dr hab. inż. Januszowi Kotlarczykowi, a także prof. dr hab. Stefanowi W. Alexandrowiczowi, doc. dr hab. Andrzejowi Radomskiemu, prof. dr hab. Kazimierzowi Zajacowi oraz mgr inż. Tadeuszowi Słomce. Autor dziękuje także mgr Elżbiecie Słomce za napisanie wszystkich wykorzystanych w pracy programów na EMC oraz mgr inż. Janowi Kępińskiemu — za wykonanie prac kreślarskich.

MATERIAŁ

Flisz podhalański stanowi kompleks o miąższości około 4 km. Według podziału, pochodzącego od J. Gołąba (1959) i L. Watychy (1959, 1968), jego najniższym ogniwem są warstwy zakopiańskie o wyraźnej przewadze łupków nad piaskowcami. Jedynie na przedpolu Pienin dolna część warstw zakopiańskich wykształcona jest jako seria piaskowcowo-zlepieńcowata i dlatego otrzymała odrębną nazwę warstw szaflarskich. Kolejne ogniwo stanowią warstwy chochołowskie, zawierające znacznie więcej stosunkowo grubych warstw piaskowców, a ogniwo najmłodszym są warstwy ostryskie, odznaczające się obecnością — obok licznych piaskowców gruboławicowych — także piaskowców średnio- i gruboziarnistych, w zasadzie nie spotykanych w ogniwach starszych. Przejścia między wymienionymi ogniwami są stopniowe, a występująca dodatkowo zmienność facjalna jeszcze bardziej zaciemnia obraz.

Wiek utworów fliszu podhalańskiego określony został (F. Bieda 1959, 1963; L. Watycha 1968) na górny eocen (warstwy zakopiańskie i dolna część warstw chochołowskich) — oligocen (górną część warstw chochołowskich i warstwy ostryskie). Ostatnio pogląd ten zakwestionowała J. Blaicher (1973), która uznała dolną część warstw zakopiańskich za dolnooligoceniową.

Obserwacje terenowe, wykonane przez autora na obszarze polskiej części wychodni fliszu podhalańskiego, pozwoliły wybrać do dalszego, szczegółowego opracowania 15 profili, spełniających warunki odpowiedniej długości, braku zaburzeń tektonicznych oraz braku poważniejszych zaburzeń deformacyjnych. Profile te (por. fig. 1) usytuowane są w obrębie warstw zakopiańskich i chochołowskich, przy czym profil pierwszego z tych ogniw opróbowany został dość równomiernie, natomiast w warstwach chochołowskich uwzględniona została głównie ich niższa część.

Wszystkie profile zostały szczegółowo — warstwa po warstwie — opisane, przy czym uwzględniono pięć elementów litologiczno-strukturalnych, odpowiadających w przybliżeniu elementom typowej sekwencji fliszowej A. H. Boumy (1962). Były to więc: element A — wykształcony jako drobnoziarnisty piaskowiec nielaminowany, jednorodny lub (rza-

dziej) uziarniony frakcjonalnie, element B — w postaci drobno- lub bardzo drobnoziarnistego piaskowca o laminacji równoległej, element C — wykształcony w postaci drobno- lub bardzo drobnoziarnistego piaskowca o warstwowaniu przekątnym, element D — wykształcony jako mułowiec lub łupek piaszczysty oraz element E — wykształcony w postaci łupku ilastego.

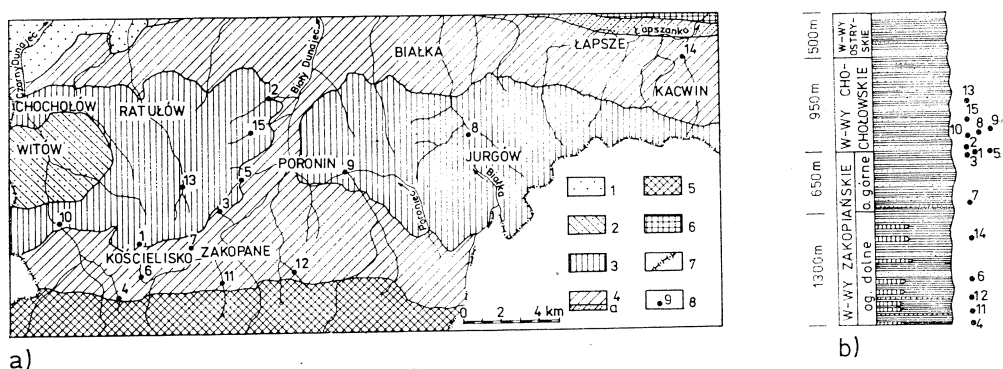


Fig. 1. Zbadane profile fliszu podhalańskiego: a) rozmieszczenie geograficzne (szkiec geologiczny wg J. Gołąb 1959 i L. Watychy 1968, nieco zmieniony), b) przybliżona pozycja stratygraficzna. 1 — młodszy trzeciorzęd; 2 — warstwy ostryskie; 3 — warstwy chochołowskie; 4 — warstwy zakopiańskie (4a — warstwy szaflarskie); 5 — Tatry; 6 — Pieniny; 7 — granica państwa, 8 — badane profile

Fig. 1. Examined profiles of the Podhale Flysch: a) geographical distribution (geological sketch acc. to Gołab, 1959, and Watycha, 1968, slightly altered); b) approximate stratigraphic position. 1 — Early Tertiary; 2 — Ostrysz Beds; 3 — Chochołów Beds; 4 — Zakopane Beds (4a — Szaflary Beds); 5 — Tatra Mts., 6 — Pieniny Klippen Belt; 7 — state boundary; 8 — examined profiles

Typowe warstwy zakopiańskie reprezentowane są w zebranych materiałach przez 6 profili o długości od 868 do 2059 warstw (łącznie 8289 warstw). Odznaczają się one zdecydowaną przewagą łupków, których udział w sumarycznej miąższości oscyluje wokół 60—70%. Piaskowce odgrywają rolę podrzędną, stanowiąc około 10% miąższości (jedynie w profilu 14 jest ich nieco więcej — 19.6%).

Profile 1, 2, 3 i 5 (por. fig. 1), położone w bezpośrednim sąsiedztwie granicy między warstwami zakopiańskimi i chochołowskimi, będą — ze względu na wspomnianą wyżej trudność precyzyjnego ich przyporządkowania stratygraficznego — omawiane dalej jako tzw. profile strefy przejściowej. Charakteryzuje je wzrost udziału piaskowców do około 35%; łupki stanowią nieco więcej niż połowę ich miąższości. Długość tych profili wynosi od 921 do 1915 warstw (łącznie 5992 warstwy).

Pozostałe 5 profili reprezentuje warstwy chochołowskie. Długość tych profili wynosi od 624 do 1701 warstw (łącznie 5796 warstw); cechuje je silniejsze zróżnicowanie niż profile opisane poprzednio. Generalnie

rzecz biorąc, zawierają one nieco więcej piaskowców (do 56%) i mułowców.

Łącznie zbadane profile liczą 20077 warstw, zaś ich sumaryczna miąższość wynosi 463,3 m.

METODA

Wszystkie przedstawione wyżej profile poddane zostały wszechstronnej analizie ilościowej. Badano więc rozkłady miąższości warstw, typy warstwowań piaskowców oraz rytmikę zmienności miąższości warstw i ławic, a także wskaźników zapiaszczenia (A. J. Krawczyk, w druku a, b, c), jednak podstawowym kierunkiem badań była analiza pionowego następstwa elementów litologicznych i strukturalnych. Wykorzystano przy tym metody oparte na stochastycznym modelu procesu sedymentacji jako realizacji łańcucha Markowa oraz metodę cykli modalnych.

Model Markowa był już wielokrotnie, i to z powodzeniem, wykorzystywany w badaniach sedymentologicznych (A. B. Vistelius, 1949; A. B. Vistelius i A. W. Faas, 1965; P. D. Gingerich, 1969; W. A. Read, 1969; F. Simpson, 1970; D. N. Lumsden, 1971; K. R. Johnson i A. C. Cook, 1973; V. G. Ethier, 1975 i in.). W zastosowaniu do utworów fliszowych jest on tym bardziej interesujący, że — jak to wykazał A. B. Vistelius (1968) — wynika logicznie z teorii prądów zawieszinowych.

W dalszych rozważaniach wykorzystane zostały następujące charakterystyki i parametry modelu Markowa:

- macierze prawdopodobieństw przejść,
- macierze różnic między prawdopodobieństwami przejść obserwowanymi i oczekiwanymi w profilu o losowym następstwie stanów,
- szybkość, z jaką macierz prawdopodobieństw przejść osiąga stan równowagi,
- prawdopodobieństwa przejść w większej (niż 1) ilości kroków,
- prawdopodobieństwa, że łańcuch wychodząc ze stanu i znajdzie się po raz pierwszy w stanie j dokładnie po k krokach (gdy $i = j$, są to tzw. prawdopodobieństwa pierwszego powrotu),
- wartości oczekiwane i wariancje średnich odległości między danymi typami elementów profilu; obliczony na podstawie tych parametrów współczynnik zmienności jest dogodnym wskaźnikiem cykliczności występowania poszczególnych elementów.

Szczegółowe wiadomości o matematycznych podstawach modelu Markowa znaleźć można w odpowiednich podręcznikach (np. J. G. Kemeny i J. L. Snell 1960; W. Feller 1966; W. Schwarzscher 1975).

Losowość macierzy prawdopodobieństw przejść badana była za pomocą statystyki χ^2 , obliczanej ze znanego wzoru

$$\chi^2 = \sum_{i,j} \frac{(n_{ij} - e_{ij})^2}{e_{ij}},$$

natomiast istotność odchyień od losowości poszczególnych elementów wspomnianych macierzy — za pomocą statystyki

$$z = \frac{n_{ij} - e_{ij}}{\sqrt{e_{ij} \left(1 - \frac{e_{ij}}{N}\right)}}$$

o rozkładzie $N(0,1)$. We wzorach powyższych n_{ij} i e_{ij} oznaczają — odpowiednio — obserwowane i oczekiwane ilości przejść ze stanu i do stanu j , zaś N — całkowitą ilość przejść. Statystyka χ^2 ma $d-s$ stopni swobody, gdzie d jest ilością dodatnich e_{ij} , podczas gdy s — ilością wyróżnianych stanów.

Cennym uzupełnieniem analizy prowadzonej za pomocą omówionego aparatu matematycznego jest metoda cykli modalnych, zaproponowana przez P. McL. D. Duffa i E. K. Waltona (1962). Zdefiniowali oni cykl jako grupę warstw, które wykazują tendencję do występowania w ustalonym porządku; umowną granicą cyklu jest zawsze warstwa określonego typu. Można zatem podzielić cały profil na cykle sedimentacyjne (o stosunkowo niewielkiej liczbie elementów — ze względu na wprowadzony dodatkowo warunek częstej powtarzalności elementu granicznego), a następnie — dokonać analizy statystycznej wydzielonych cykli. Metoda ta — uzupełniona testem losowości profili (A. J. Krawczyk 1978) — dostarcza także wielu interesujących wniosków.

WYNIKI BADAŃ

Analizę wybranych profili fliszu podhalańskiego metodami łańcuchów Markowa przeprowadzono dla następujących macierzy prawdopodobieństw przejść: 1. między poszczególnymi odmianami litologicznymi (piaskowiec, mułowiec, łupek), 2. między opisanymi wyżej elementami strukturalnymi (A—E) oraz 3. między odmianami strukturalnymi kolejnych warstw piaskowców (z pominięciem warstw mułowcowo-łupkowych). Taki zestaw macierzy nie jest przypadkowy: został on, wyselekcjonowany ze znacznie większego zbioru uwzględniającego inne jeszcze możliwości zdefiniowania stanów układu. Przeprowadzone próby wykazały jednak, iż wymienione warianty są najodpowiedniejsze, eliminując w maksymalnym stopniu dodatkowe źródła błędów i niejednoznaczności interpretacyjnych.

Przed przystąpieniem do właściwej analizy sprawdzono stacjonarność poszczególnych macierzy we wszystkich profilach. Badania te wykonano metodą porównania macierzy, skonstruowanych dla kolejnych odcinków profili (w zależności od długości profilu odcinków tych było 3—5) za pomocą testu χ^2 . Na poziomie istotności 0,05 wszystkie hipotezy zerowe zostały przyjęte; jedynie w kilku przypadkach stacjonarność uzyskano poprzez nieznaczne skrócenie profilu. Uwzględnione dalej macierze praw-

dopodobieństw przejść mogą zatem być uważane za reprezentatywne dla odpowiednich części profilu fliszu podhalańskiego.

W metodzie cykli modalnych za graniczny element cyklu sedymentacyjnego przyjęto łupek ilasty (element E). Spełnia on warunek częstego występowania w profilu, jego zaś interpretacja genetyczna nie przedstawia większych trudności, choć w szczegółach nie musi być całkowicie jednoznaczna. Jednak bez względu na to, czy dana warstwa łupku powstała jako ostatni element depozycji materiału prądu zawieszinowego, czy też w inny sposób, można ją uważać za końcowy epizod cyklu, zapoczątkowanego sedymentacją materiału grubszego.

Również i tu na początku sprawdzono stabilność wyników uzyskiwanych w poszczególnych profilach, dzieląc te profile na odcinki i porównując ich charakterystyki. Rozbieżności były nieco większe, niż w przypadku macierzy prawdopodobieństw przejść, nigdy jednak cykle nie wykazywały tendencji do systematycznej zmienności wzdłuż profilu. Fakt ten uzasadnia operowanie w dalszych rozważaniach danymi, dotyczącymi całych profili.

Warstwy zakopiańskie

Porównanie macierzy prawdopodobieństw przejść między odmianami litologicznymi w profilach warstw zakopiańskich (por. tab. 1) z macie-

Tabela — Table 1

Macierz prawdopodobieństw przejść między odmianami litologicznymi w profilu 4 (warstwy zakopiańskie).

Transition probability matrix between lithological varieties in profile 4 (Zakopane Beds).

	Piaskowiec Sandstone	Mułowiec Mudstone	Łupek Shale
Piaskowiec Sandstone	0.	0.6784	0.3216
Mułowiec Mudstone	0.1496	0.	0.8504
Łupek Shale	0.2630	0.7370	0.

rzami oczekiwanymi przy losowym następcie odmian wskazuje, że wszystkie sekwencje mogą być uważane za realizacje procesu Markowa: obliczone wartości statystyki χ^2 wahają się od 29,128 (profil 12) do 238,495 (profil 7), podczas gdy np. na poziomie istotności 0,05 odpowiednia wartość krytyczna wynosi 12,592.

Bliższa analiza wskazuje na istnienie dwu odmiennych typów macierzy różnic między przejściami obserwowanymi i oczekiwanymi (tab. 2). Pierwszy, reprezentowany przez profile 4, 6 i 12, cechuje istotna na poziomie 0,05 nadwyżka przejść piaskowiec-mułowiec i mułowiec-łupek,

natomiast po łupku dwie pozostałe odmiany litologiczne pojawiają się losowo. Łatwo sprawdzić, że wymienione profile (a także bardzo do nich podobny profil 11) leżą w strefie przytatrzańskiej. Drugi typ macierzy różnicowych zaobserwowano po przeciwnej stronie basenu: w profilu 14 pojawia się dodatkowo istotna nadwyżka przejść łupek-mułowiec.

Tabela — Table 2

Macierze różnic między obserwowanymi i oczekiwanymi prawdopodobieństwami przejść dla odmian litologicznych w profilach warstw zakopiańskich: a) profil 6, b) profil 14. Gwiazdki oznaczają różnice istotne na poziomie 0.05.

Difference matrix between the empirical and expected transition probabilities for lithological varieties in profiles of the Zakopane Beds: a) profile 6, b) profile 14. Asterisks denote differences significant on a level of 0.05.

a/	Piaskowiec Sandstone	Mułowiec Mudstone	Łupek Shale
Piaskowiec Sandstone	0.	+0.1561 [*]	-0.1561 [*]
Mułowiec Mudstone	-0.1600 [*]	0.	+0.1600 [*]
Łupek	-0.0118	+0.0118	0.

b/	Piaskowiec Sandstone	Mułowiec Mudstone	Łupek Shale
Piaskowiec Sandstone	0.	+0.1729 [*]	-0.1729 [*]
Mułowiec Mudstone	-0.0924 [*]	0.	+0.0924 [*]
Łupek Shale	-0.0780 [*]	+0.0780 [*]	0.

Zróznicowanie regionalne (a także pionowe) wykazuje również szybkość, z jaką macierze prawdopodobieństw przejść osiągają stan równowagi. Jeżeli przez L oznaczy się najmniejszy wykładnik, przy którym żaden z elementów potęgi macierzy nie różni się od odpowiedniego elementu macierzy równowagi więcej niż o 0,0001, to dla profili dolnej części warstw zakopiańskich obszaru przytatrzańskiego wartość L wynosi około 30 i waha się w bardzo wąskim zakresie (28—33). Natomiast dla profilu 14, położonego również w niższej części omawianego ogniwa, ale w strefie przypienińskiej, L jest znacznie większe i wynosi 46. Z kolei znajdujący się bliżej stropu warstw zakopiańskich profil 7 charakteryzuje wartość $L = 18$.

Rozważania nad cyklicznością są utrudnione wskutek występowania z założenia zerowych elementów na głównej przekątnej macierzy prawdopodobieństw przejść, niemniej jednak możliwe jest sformułowanie

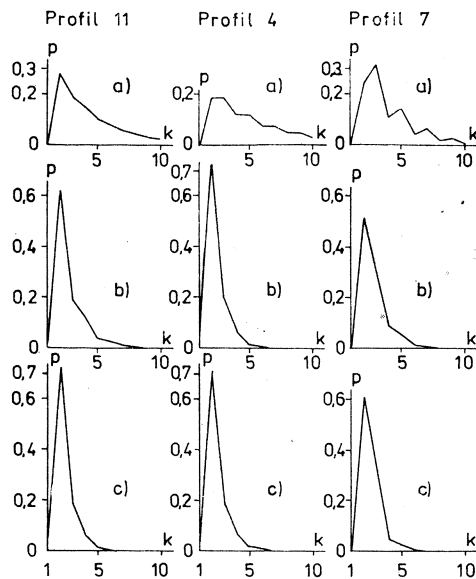


Fig. 2. Prawdopodobieństwa pierwszego powrotu w profilach warstw zakopiańskich: a) piaskowiec, b) mułowiec, c) łupek

Fig. 2. Recurrence probabilities in profiles of the Zakopane Beds: a) sandstone, b) siltstone, c) shale

pewnych uwag na ten temat. Współczynniki zmienności średnich odległości między różnymi odmianami litologicznymi wskazują, że dość regularnie pojawiają się w profilach warstw zakopiańskich mułowce i łupki ($v \approx 30\%$), natomiast piaskowce rozmieszczone są bardziej chaotycznie ($v \approx 60-70\%$). Przybliżone okresy cykli dla dwu pierwszych odmian litologicznych wynoszą około 2,5.

Bardziej interesujących wniosków dostarcza analiza prawdopodobieństw pierwszego powrotu. Jak się okazuje, mułowce i łupki zachowują się we wszystkich profilach podobnie, natomiast na podstawie piaskowców można profile te podzielić na trzy wyraźne grupy (fig. 2). Grupę pierwszą stanowią profile 11, 12 i 14, drugą — profile 4 i 6, trzecią zaś — profil 7. Pojawienie się maksimum prawdopodobieństwa pierwszego powrotu dla $k=3$ wskazuje, że w profilach dwu ostatnich grup istnieją przejawy trójczłonowych rytmów piaskowcowo-mułowcowo-łupkowych.

Pogłębienie i rozszerzenie przeprowadzonej analizy uzyskano rozpatrując macierze przejść między elementami A—E (typowy przykład — tab. 3). Wszystkie one mogą być uważane za opisujące realizacje procesu Markowa. Wartości statystyki χ^2 przy teście losowości są wysokie i wahają się od 64,461 (profil 12) do 171,766 (profil 6) i 318,283 (profil 7). Parametr L zmienia się podobnie jak dla odmian litologicznych, osiągając wartości: 30 ± 1 dla profili 4, 6, 11 i 12; 16 — dla profilu 7 i 45 — dla profilu 14.

Tabela — Table 3

Macierz prawdopodobieństw przejść między elementami A—E w profilu 6 (warstwy zakopiańskie).

Transition probability matrix between elements A—E in profile 6 (Zakopane Beds).

	A	B	C	D	E
A	0.	0.0106	0.	0.6383	0.3511
B	0.0053	0.	0.0211	0.6138	0.3598
C	0.	0.0423	0.	0.7042	0.2535
D	0.0426	0.0904	0.0213	0.	0.8457
E	0.0808	0.1550	0.0675	0.6967	0.

Tabela — Table 4

Macierz różnic między obserwowanymi i oczekiwanymi prawdopodobieństwami przejść dla elementów A—E w profilu 14 (warstwy zakopiańskie). Gwiazdki oznaczają różnice istotne na poziomie 0.05.

Difference matrix between the empirical and expected transition probabilities for elements A—E in profile 14 (Zakopane Beds). Asterisks denote differences significant on a level of 0.05.

	A	B	C	D	E
A	0.	-0.0610 [*]	-0.0234	+0.1912 [*]	-0.1068
B	-0.0690 [*]	0.	+0.0791 [*]	+0.1747 [*]	-0.1848 [*]
C	-0.0681 [*]	+0.0296	0.	+0.1717 [*]	-0.1332 [*]
D	-0.0441 [*]	-0.0355 [*]	-0.0291 [*]	0.	+0.1087 [*]
E	-0.0221	-0.0327 [*]	-0.0389 [*]	+0.0937 [*]	0.

Macierze różnic między obserwowanymi i oczekiwanymi prawdopodobieństwami przejść są podobne dla wszystkich profili, z wyjątkiem profilu 7. Z przedstawionego w tab. 4 przykładu widać, że charakteryzują się one wyraźnym (i zazwyczaj istotnym statystycznie na poziomie 0,05) nadmiarem przejść A, B, C—D oraz D—E. Regułą jest także istotność niedoboru przejść B, C, D—A oraz D—A, B, C. Pozostałe elementy macierzy różnicowych zachowują się różnie w różnych profilach.

Jeżeli chodzi o rytmikę występowania w profilach poszczególnych elementów, to otrzymane rezultaty potwierdzają wcześniejsze wnioski. Współczynniki zmienności odległości między mułowcami i łupkami oscylują wokół 30—40% (przy wartościach średnich 2,3—2,7), zaś dla elementów piaskowcowych (A, B, C) są znacznie większe, wahając się od 80 do 95%. Prawdopodobieństwa pierwszego powrotu dla D i E zachowują się dokładnie tak, jak pokazano na fig. 2, wspomniany zaś wyżej podział profili na trzy grupy w oparciu o warstwy piaskowca jest tu trudniej zauważalny.

Trzeci wariant analizy dotyczył macierzy prawdopodobieństw przejść między odmianami kolejnych warstw piaskowców. Jako odrębne stany układu traktowane były występujące w profilu samodzielnie elementy A, B i C — a więc: piaskowce nielaminowane (oznaczone dalej literą N), piaskowce laminowane poziomo (R) i piaskowce laminowane przekątnie (P) — oraz piaskowce o warstwowaniu złożonym (Z).

Tabela — Table 5

Macierz prawdopodobieństw przejść między odmianami kolejnych warstw piaskowców w profilu 11 (warstwy zakopiańskie). N — piaskowce nielaminowane, R — piaskowce o laminacji równoległej, P — piaskowce o przekątnym warstwowaniu, Z — piaskowce o warstwowaniu złożonym.

Transition probability matrix between varieties of successive sandstone layers in profile 11 (Zakopane Beds). N — non-laminated sandstones, R — sandstones with parallel lamination, P — sandstones with cross lamination, Z — sandstones with complex lamination.

	N	R	P	Z
N	0.5652	0.2882	0.1466	0.
R	0.5426	0.2872	0.1489	0.0213
P	0.5510	0.2653	0.1429	0.0408
Z	0.2500	0.5000	0.2500	0.

Obliczone dla tak zdefiniowanych stanów macierze (tab. 5) wykazują własności całkowicie odmienne od rozpatrywanych poprzednio. Test χ^2 wskazuje, że dla żadnej z nich nie ma podstaw do odrzucenia hipotezy o losowości: największa z otrzymanych wartości statystyki χ^2 wynosi 15,950 (profil 6), przy wartości krytycznej na poziomie istotności 0,05 równej 16,919. Macierze bardzo szybko osiągają stan równowagi ($L = 4-6$); badanie własności macierzy różnicowych nie ma oczywiście w tych

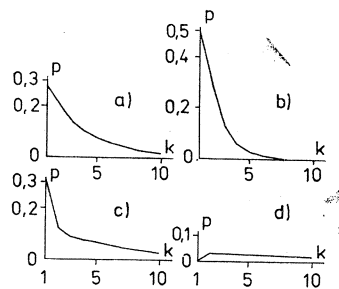


Fig. 3. Prawdopodobieństwa pierwszego powrotu w profilu 6 (warstwy zakopiańskie): a) piaskowce nie laminowane, b) piaskowce laminowane równoległe, c) piaskowce przekątnie warstwowane, d) piaskowce o warstwowaniu złożonym

Fig. 3. Recurrence probabilities in profile 6 (Zakopane Beds): a) nonlaminated sandstones, b) parallel-laminated sandstones, c) cross-bedded sandstones, d) complex-bedded sandstones

warunkach sensu. Tezę o losowości profili w tym wariancie badań potwierdzają także współczynniki zmienności średnich odległości między elementami profilu, które dla wszystkich odmian piaskowców wahają się między 65 a 100%, oraz wykresy prawdopodobieństw pierwszego powrotu (fig. 3).

Tabela — Table 6

Częstość występowania cykli o różnej długości w profilach warstw zakopiańskich (w %)

Frequency of occurrence of cycles of different length in profiles of the Zakopane Beds (in per cent).

	Ilość elementów w cyklu Number of elements in cycle				
	2	3	4	5	5
Profil 4	58.5	22.5	6.4	1.3	1.3
Profil 6	67.5	22.3	8.0	1.6	0.6
Profil 7	59.6	29.8	8.0	2.3	0.3
Profil 11	72.7	18.3	6.3	1.9	0.8
Profil 12	68.5	16.6	10.2	3.2	1.5
Profil 14	76.1	11.1	7.0	2.4	3.4

W uzupełnieniu badań łańcuchów Markowa przeprowadzono także analizę poszczególnych sekwencji metodą cykli modalnych z (górnym) elementem granicznym E. Wyniki przedstawiono w tab. 6 i na fig. 4. Porównanie danych tab. 6 z częstościami oczekiwanymi w profilu losowym za pomocą testu χ^2 nakazuje zdecydowane odrzucenie hipotezy zerowej: wartości statystyki wahają się od 380,516 do 858,619 (przy 4 stopniach swobody) — są więc wybitnie istotne.

Porównanie rozkładów częstości cykli w różnych profilach (dokonane także testem χ^2) pokazuje, że profile 4, 6, 11 i 12, położone w dolnej części warstw zakopiańskich strefy przytatrzańskiej, są do siebie podobne (na poziomie 0,05 hipoteza zerowa została odrzucona tylko dla par profili 4—12 i 6—12). Istotne różnice zachodzą natomiast między wymienionymi profilami a profilem 7 (górną część warstw zakopiańskich strefy przytatrzańskiej) i profilem 14 (strefa przypienińska). Dwa ostatnie profile także zdecydowanie różnią się między sobą. Rezultat ten świadczy o istotnej zmienności regionalnej i pionowej rozpatrywanego parametru.

Łącznie we wszystkich sześciu profilach (obejmujących 3297 cykli sedymentacyjnych) zaobserwowano 81 różnych cykli, w tym wszystkie teoretycznie możliwe cykle dwuelementowe, 11 różnych cykli trójelementowych (na 12 teoretycznie możliwych), 17 czteroelementowych (na 36 możliwych) i 19 pięcioelementowych (na 108 możliwych). Z fig. 4,

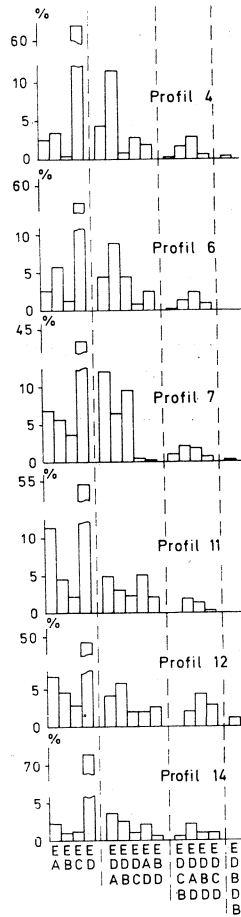


Fig. 4. Najczęstsze cykle sedymentacyjne w profilach warstw zakopiańskich
 Fig. 4. Most frequent sedimentary cycles in profiles of the Zakopane Beds

uwzględniającej cykle osiągające przynajmniej w jednym profilu częstość 1% widać, że cykle dwuelementowe zawdzięczają swą ilościową przewagę przede wszystkim cykлом DE.

Strefa przejściowa

Profile strefy przejściowej między warstwami zakopiańskimi i chochołowskimi charakteryzuje nielosowe następstwo odmian litologicznych (por. tab. 7). Odpowiednie wartości statystyki χ^2 wahają się od 86,639 do 146,054 (przy wartości krytycznej na poziomie istotności 0,05 równej 12,592), zaś wartości parametru L wynoszą od 15 do 25. Macierze różnic między przejściami obserwowanymi i oczekiwanymi są we wszystkich profilach niemal analogiczne. Wskazują one (tab. 8) na istotne nadwyżki

przejsć mułowiec-łupek i łupek-piaskowiec; pojawienie się mułowców i łupków po warstwach piaskowca ma charakter losowy.

Współczynniki zmienności średnich odległości między elementami są najmniejsze dla łupku (30—40%), a największe — dla mułowca (55—65%), można więc mówić o istnieniu słabych tylko przejawów rytmiki występowania różnych odmian litologicznych. Podobny wniosek wynika z analizy wykresów prawdopodobieństw pierwszego powrotu.

Tabela — Table 7

Macierz prawdopodobieństw przejść między odmianami litologicznymi w profilu 3 (strefa przejściowa).

Transition probability matrix between lithological varieties in profile 3 (transit zone).

	Piaskowiec Sandstone	Mułowiec Mudstone	Łupek Shale
Piaskowiec Sandstone	0.	0.4223	0.5777
Mułowiec Mudstone	0.2461	0.	0.7539
Łupek Shale	0.6518	0.3482	0.

Tabela — Table 8

Macierz różnic między obserwowanymi i oczekiwanymi prawdopodobieństwami przejść dla odmian litologicznych w profilu 3 (strefa przejściowa). Gwiazdki oznaczają różnice istotne na poziomie 0.05.

Difference matrix between the empirical and expected transition probabilities for lithological varieties in profile 3 (transit zone). Asterisks denote differences significant on a level of 0.05.

	Piaskowiec Sandstone	Mułowiec Mudstone	Łupek Shale
Piaskowiec Sandstone	0.	+0.0121	-0.0121
Mułowiec Mudstone	-0.2055*	0.	+0.2055*
Łupek Shale	+0.1097*	-0.1097*	0.

Macierze przejść między elementami A—E są podobne, jak w przypadku warstw zakopiańskich (tab. 9). Sekwencje są nielosowe: wartości statystyki χ^2 wahają się od 163,280 do 287,179, wartości L — od 13 do 16. Macierze różnicowe są dla wszystkich omawianych profili analogiczne, jeżeli chodzi o układ wartości dodatnich i ujemnych (por. tab. 10). Układ wartości istotnych na poziomie 0,05 jest mniej stabilny: zawsze istotna nadwyżka dotyczy tylko przejścia D—E, zawsze istotne niedobory — przejść A—B, C; B, C—A oraz D—A, B, C.

Cykliczność pojawiania się w profilach różnych elementów zazna-

Tabela — Table 9

Macierz prawdopodobieństw przejść między elementami A—E w profilu 1 (strefa przejściowa).

Transition probability matrix between elements A—E in profile 1 (transit zone).

	A	B	C	D	E
A	0.	0.0738	0.0738	0.2819	0.5705
B	0.0281	0.	0.1900	0.2741	0.5078
C	0.0168	0.0978	0.	0.2458	0.6396
D	0.0736	0.0689	0.0903	0.	0.7672
E	0.1287	0.3063	0.3113	0.2537	0.

Tabela — Table 10

Macierz różnic między obserwowanymi i oczekiwanymi prawdopodobieństwami przejść dla elementów A—E w profilu 5 (strefa przejściowa). Gwiazdki oznaczają różnice istotne na poziomie 0.05.

Difference matrix between the empirical and expected transition probabilities for elements A—E in profile 5 (transit zone). Asterisks denote differences significant on a level of 0.05.

	A	B	C	D	E
A	0.	-0.1012 [*]	-0.1420 [*]	+0.1685 [*]	+0.0747
B	-0.1415 [*]	0.	-0.0258	+0.0407	+0.1266 [*]
C	-0.1472 [*]	-0.1006 [*]	0.	+0.1741 [*]	+0.0737
D	-0.0837 [*]	-0.0470 [*]	-0.0919 [*]	0.	+0.2226 [*]
E	+0.0591 [*]	+0.0331	+0.0371	-0.1293 [*]	

Tabela — Table 11

Częstość występowania cykli o różnej długości w profilach strefy przejściowej (w %).

Frequency of occurrence of cycles of different length in the transit zone profiles (in per cent).

	Ilość elementów w cyklu Number of elements in cycle				
	2	3	4	5	5
Profil 1	60.0	28.6	7.8	2.5	1.1
Profil 2	57.4	28.1	9.1	4.0	1.4
Profil 3	62.9	25.3	7.6	2.6	1.6
Profil 5	57.0	32.9	5.6	3.1	1.4

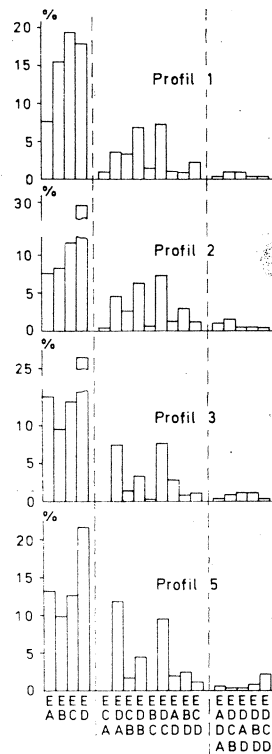


Fig. 5. Najczęstsze cykle sedymentacyjne w profilach strefy przejściowej
 Fig. 5. Most frequent sedimentary cycles in the transit zone profiles

czona jest bardzo słabo. Jedynie łupki wykazują stosunkowo niskie wartości współczynnika zmienności średniej odległości występowania (35—40%), podczas gdy dla mułowców współczynniki te wahają się od 55 do 70%, zaś dla elementów piaskowcowych — od 75 do 90%. Także prawdopodobieństwa pierwszego powrotu wskazują na brak rytmiki.

Analiza wykonana na podstawie typów warstwowania kolejnych piaskowców dała wyniki zbliżone do otrzymanych w profilach warstw zakopiańskich. Macierze prawdopodobieństw przejść badane testem χ^2 nie pozwalają na odrzucenie hipotezy o losowości tak określonych sekwencji, wartości parametru L są bardzo niskie (4—5). Współczynniki zmienności średnich odległości między elementami oraz kształt funkcji prawdopodobieństw pierwszego powrotu świadczą o braku rytmiki pojawiającej się odmian piaskowców.

Badanie profili strefy przejściowej metodą cykli modalnych przyniosło wyniki przedstawione w tab. 11 i na fig. 5. Widać, że przewaga cykli dwuelementowych jest tu mniej wyraźna, niż w warstwach zakopiańskich. Test losowości daje wartości χ^2 od 326,697 do 744,483, a więc wybitnie istotne. Natomiast przy porównaniu poszczególnych profili okazuje się, że nie różnią się one istotnie między sobą. Dominacja

cykli dwuelementowych wywołana jest (fig. 5, uwidaczniająca cykle, które choć w jednym profilu osiągają częstość 1%) przede wszystkim dużą częstością występowania cyklu DE, ale tym razem udział pozostałych cykli o tej długości jest znacznie większy aniżeli w warstwach zakopiańskich.

Łącznie we wszystkich omawianych profilach (zawierających 2391 cykli) stwierdzono 106 cykli różnych, w tym wszystkie możliwe cykle dwu- i trójelementowe, 26 różnych cykli czteroelementowych (na 36 możliwych) i 33 cykle pięcioelementowe (na 108 możliwych).

Warstwy chochołowskie

Badanie następstwa odmian litologicznych w profilach warstw chochołowskich wykazało, że jest ono — podobnie jak w dwu poprzednich ogniwach — nielosowe (tab. 12). Wartości χ^2 wahają się od 56,212 do

Tabela — Table 12

Macierz prawdopodobieństw przejść między odmianami litologicznymi w profilu 9 (warstwy chochołowskie).

Transition probability matrix between lithological varieties in profile 9 (Chochołów Beds).

	Piaskowiec Sandstone	Mułowiec Mudstone	Łupek Shale
Piaskowiec Sandstone	0.	0.6583	0.3417
Mułowiec Mudstone	0.2842	0.	0.7158
Łupek Shale	0.5916	0.4084	0.

167,521, parametr L zmienia się w granicach od 14 do 18. Macierze różnicowe zachowują się analogicznie dla wszystkich profili (tab. 13). Istotne na poziomie 0,05 są nadwyżki przejść piaskowiec-mułowiec, mułowiec-łupek i łupek-piaskowiec.

Tabela — Table 13

Macierz różnic między obserwowanymi i oczekiwanymi prawdopodobieństwami przejść dla odmian litologicznych w profilu 10 (warstwy chochołowskie). Gwiazdki oznaczają różnice istotne na poziomie 0.05.

Difference matrix between the empirical and expected transition probabilities for lithological varieties in profile 10 (Chochołów Beds). Asterisks denote differences significant on a level of 0.05.

	Piaskowiec Sandstone	Mułowiec Mudstone	Łupek Shale
Piaskowiec Sandstone	0.	+0.1617*	-0.1617*
Mułowiec Mudstone	-0.2216*	0.	+0.2216*
Łupek Shale	+0.1292*	-0.1292*	0.

Ostatni wynik wskazuje na istnienie niewątpliwych przejawów regularnej, trójczłonowej rytmiki omawianych profili. Potwierdzają to współczynniki zmienności średnich odległości, które dla wszystkich odmian litologicznych są stosunkowo niewielkie (około 45%), odpowiednie zaś wartości średnie oscylują w wąskich granicach wokół 3 (2,7 — 3,5).

Tabela — Table 14

Macierz prawdopodobieństw przejść między elementami A—E w profilu 10 (warstwy chochołowskie).

Transition probability matrix between elements A—E in profile 10 (Chochołów Beds).

	A	B	C	D	E
A	0.	0.1579	0.0526	0.6316	0.1579
B	0.0073	0.	0.3212	0.4160	0.2555
C	0.	0.0667	0.	0.5933	0.3400
D	0.0142	0.1205	0.0887	0.	0.7766
E	0.0456	0.2899	0.2606	0.4039	0.

Nielosowy charakter macierzy prawdopodobieństw przejść między elementami A—E (tab. 14) nie budzi — w świetle testu χ^2 — wątpliwości: statystyka ta osiąga wartości od 128,655 do 311,497. Parametr L zmienia się w granicach od 12 do 16. Różnice między przejściami obserwowanymi i oczekiwanymi kształtują się we wszystkich profilach podobnie (por. tab. 15). Wysokie, istotne nadwyżki obserwuje się dla przejść elementów piaskowcowych w mułowiec i tego ostatniego w łupek. Istotne niedobory związane są najczęściej z przejściami między elementami piaskowcowymi.

Tabela — Table 15

Macierz różnic między obserwowanymi i oczekiwanymi prawdopodobieństwami przejść dla elementów A—E w profilu 9 (warstwy chochołowskie). Gwiazdki oznaczają różnice istotne na poziomie 0.05

Difference matrix between the empirical and expected transition probabilities for elements A—E in profile 9 (Chochołów Beds). Asterisks denote differences significant on a level of 0,05.

	A	B	C	D	E
A	0.	-0.1239*	-0.0989*	+0.1938*	+0.0290
B	-0.1075*	0.	-0.0046	+0.2041*	-0.0920*
C	-0.1095*	-0.0837*	0.	+0.3197*	-0.1265*
D	-0.0356*	-0.0832*	-0.0801*	0.	+0.1989*
E	+0.0231	+0.0526*	+0.0281*	-0.1038*	0.

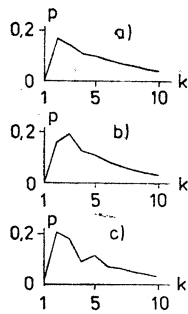


Fig. 6. Prawdopodobieństwa pierwszego powrotu elementów piaskowcowych w profilach warstw chochołowskich: a) element B w profilu 8, b) element C w profilu 10, c) element A w profilu 13

Fig. 6. Recurrence probabilities of sandstone elements in profiles of the Chochołów Beds: a) element B in profile 8, b) element C in profile 10, c) element A in profile 13

Do interesujących rezultatów prowadzi analiza rytmiki występowania poszczególnych elementów strukturalnych. O ile bowiem mułowce i łupki zachowują się we wszystkich profilach jednakowo (stosunkowo niewielkie współczynniki zmienności średnich odległości — około 45% i eksponencyjalny kształt funkcji prawdopodobieństwa pierwszego powrotu z maksimum dla $k = 2$), o tyle elementy piaskowcowe cechuje znaczna różnorodność tychże funkcji (fig. 6). Poszczególne ich rodzaje związane są przy tym raczej z profilami, a nie z typami elementów. Współczynniki zmienności średnich odległości są we wszystkich przypadkach duże (80—90%) i skłaniają do wniosku, iż rytmiczność w profilach elementów A, B, C jest wyrażona bardzo słabo.

Podobnie, jak w poprzednio omówionych ogniwach stratygraficznych, nie stwierdzono istotnych odchyżeń od losowości w sekwencjach odmian

Tabela — Table 16

Częstość występowania cykli o różnej długości w profilach warstw chochołowskich (w %).

Frequency of occurrence of cycles of different length in the Chochołów Beds profiles (in per cent).

	Ilość elementów w cyklu Number of elements in cycle				
	2	3	4	5	5
Profil 8	57.9	24.4	9.5	3.5	4.7
Profil 9	48.1	29.5	12.1	6.6	3.7
Profil 10	51.6	26.6	11.0	5.9	4.9
Profil 13	48.6	28.8	10.1	6.7	5.8
Profil 15	59.9	21.4	11.7	4.9	2.1

piaskowców. Odpowiednie macierze przejść, porównywane z macierzami oczekiwanymi w przypadku losowym, cechują niskie wartości statystyki χ^2 . Wniosek o losowości potwierdzają także współczynniki zmienności średnich odległości i funkcje prawdopodobieństw pierwszego powrotu.

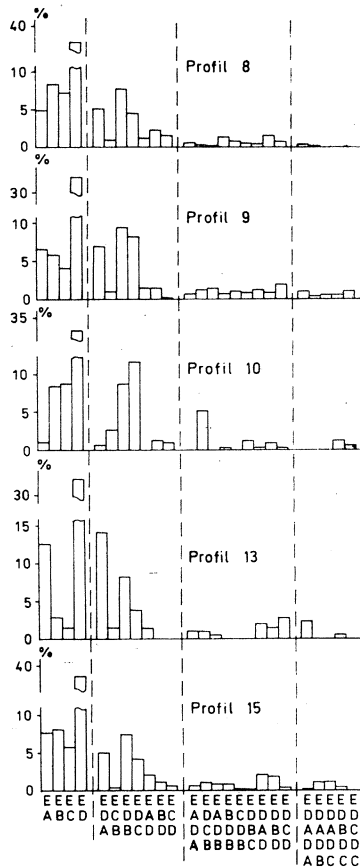


Fig. 7. Najczęstsze cykle sedimentacyjne w profilach warstw chochołowskich
Fig. 7. Most frequent sedimentary cycles in profiles of the Chochołów Beds

Przeprowadzona dla profili warstw chochołowskich analiza cykli sedimentacyjnych wykazała (tab. 16 i fig. 7), że podobnie jak w warstwach zakopiańskich i w strefie przejściowej, wyraźnie przeważają cykle dwu- i trójelementowe. Udział cykli dłuższych jest tu jednak stosunkowo większy; większa jest także różnorodność cykli najczęstszych (a więc osiągających przynajmniej w jednym profilu częstość ponad 1%). Jak widać z fig. 7, różnych takich cykli jest aż 25. Test χ^2 nakazuje zdecydowane odrzucenie hipotezy o losowości, użyty zaś do porównania profili między sobą wskazuje na ich duże podobieństwo.

Łącznie we wszystkich profilach warstw chochołowskich (obejmujących 2084 cykle) zaobserwowano 131 cykli różnych, w tym wszystkie teoretycznie możliwe cykle dwuelementowe, 10 różnych cykli trójelementowych (na 12 możliwych), 21 cykli czteroelementowych (na 36 możliwych) i 28 cykli pięcioelementowych (na 108 możliwych).

ZESTAWIENIE OTRZYMANÝCH WYNIKÓW

Jak widać z powyższego — z konieczności krótkiego — przeglądu, badanie następstwa elementów litologiczno-strukturalnych w wybranych profilach fliszu podhalańskiego zostało dokonane w dwu zasadniczych aspektach. Pierwszy z nich dotyczył sekwencji wszystkich struktur, przy czym były one analizowane na różnych poziomach szczegółowości (opis bardziej ogólny otrzymano łącząc struktury związane z określonymi odmianami litologicznymi). Aspekt drugi dotyczył sekwencji elementów piaszczystych; warstwy mułowcowo-lupkowe traktowane były tu jako jednorodny, niepodzielny sedyment. Otrzymane wyniki pozwalają z jednej strony na dość ściśle sprecyzowanie charakteru cykliczności omawianych utworów, z drugiej zaś — na porównanie szeregu własności procesu sedymentacji w różnych momentach czasu i w różnych punktach basenu.

Najbardziej generalny obraz daje oczywiście analiza następstwa odmian litologicznych. Z przedstawionych wyżej rezultatów wyraźnie widać, iż następstwo to zmienia się zarówno przy przejściu od jednego ogniwa litostratygraficznego do innego, jak i w obrębie poszczególnych ogniw. Zmienność tę można badać różnymi sposobami, ale najbardziej efektywne wydaje się bezpośrednie porównanie odpowiednich macierzy prawdopodobieństw przejść.

Z literatury znanych jest kilka metod takiego porównania (np. za pomocą statystyki χ^2 — A. B. Vistelius i A. W. Faas 1965 lub za pomocą współczynnika korelacji — W. A. Read i D. F. Merriam 1972), można jednak w stosunku do nich wysunąć szereg zastrzeżeń natury metodyczno-formalnej. Dlatego w niniejszym opracowaniu wszystkie macierze przejść porównywane były za pomocą średniej odległości taksonomicznej, obliczanej ze wzoru

$$d_{pq} = \sqrt{\frac{1}{n(n-1)} \sum_{i,j} (p_{ij} - q_{ij})^2},$$

gdzie p_{ij} i q_{ij} są odpowiednimi elementami badanych macierzy, zaś n — ilością wierszy (i kolumn). Wzór powyższy jest słuszny dla macierzy kwadratowych, mających na głównej przekątnej elementy z założenia zerowe. Gdy ten ostatni warunek nie jest spełniony, w mianowniku pojawia się wyrażenie n^2 . Łatwo zauważyć, iż obliczona z podanego wzoru odległość między macierzami jest tym mniejsza, im bardziej są one do

siebie podobne, osiągając wartość minimalną równą zero w przypadku macierzy identycznych.

Wyniki porównania macierzy prawdopodobieństw przejść między odmianami litologicznymi pokazano na fig. 8. Jak widać, badane profile

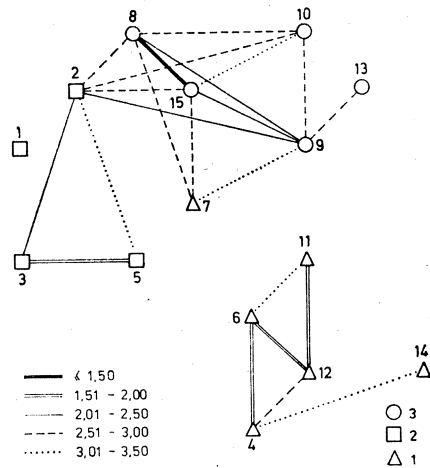


Fig. 8. Porównanie macierzy prawdopodobieństw przejść między odmianami litologicznymi w profilach fliszu podhalańskiego (struktura taksonomiczna). 1 — warstwy zakopiańskie; 2 — strefa przejściowa; 3 — warstwy chochołowskie

Fig. 8. Comparison of transition probability matrices between lithological varieties in profiles of the Podhale Flysch (taxonomic structure). 1 — Zakopane Beds; 2 — transit zone; 3 — Chochołów Beds

dziela się na dwie wyraźnie wyodrębnione grupy, przy czym podział ten odpowiada w zasadzie podziałowi stratygraficznemu. Jedynym odstępstwem jest fakt, że profil 7, wykazujący z litologicznego punktu widzenia niewątpliwe cechy zakopiańskie, należy do grupy obejmującej poza nim wyłącznie profile warstw chochołowskich i strefy przejściowej.

W rezultacie można więc mówić o dwu typach następstwa odmian litologicznych we fliszu podhalańskim. Analiza odpowiednich macierzy prawdopodobieństw przejść wykazuje, że podstawowym czynnikiem podziału jest częstość przejść mułowiec-łupek i odwrotnie; jest ona duża w warstwach zakopiańskich, mniejsza zaś — w strefie przejściowej i w warstwach chochołowskich. Warto podkreślić, że otrzymany wynik nie jest bezpośrednim odbiciem rozróżnienia wymienionych ogniw w oparciu o procentowy udział poszczególnych odmian litologicznych. Widać to wyraźnie z pozycji profilu 7 w omawianej klasyfikacji.

Interesująca jest także analiza wewnętrznej struktury obu uzyskanych grup. W pierwszej z nich, reprezentującej warstwy zakopiańskie, jest ona stosunkowo prosta. Uwagę zwraca jedynie wybitne podobieństwo położonych obok siebie profili 4 i 6, wyróżniających się szczególnie wyraźną dominacją przejść między mułowcami i łupkami. Pewna odrę-

ność profilu 11 jest wynikiem częstszych niż w innych profilach tej grupy przejść piaskowca w mułowiec.

Bardziej złożona jest struktura drugiej z wyodrębnionych grup profili. Można przyjąć, iż rozpada się ona na podgrupy, obejmujące: profile 2, 3, 5 (i ewentualnie profil 1), profile 8 i 15 oraz profile 9, 10, 13 (i ewentualnie profil 7). Jak widać, podgrupa pierwsza — to profile strefy przejściowej, dla których charakterystyczna jest największa częstość przejść łupek-piaskowiec i piaskowiec-łupki. Podgrupy druga i trzecia, dość silnie ze sobą powiązane, obejmują profile warstw chochołowskich. Odrębność tych podgrup, formalnie spowodowana różnicami w częstościach przejść piaskowiec-mułowiec i łupki-piaskowiec (częstości te są mniejsze w profilach 8 i 15), wydaje się wynikać z położenia poszczególnych profili w basenie sedymentacyjnym.

Otrzymana drogą obliczenia wszystkich możliwych średnich odległości taksonomicznych macierz tych miar podobieństwa pozwala na sformułowanie jeszcze jednego ciekawego wniosku. Okazuje się mianowicie, że z rozpatrywanego punktu widzenia profile warstw chochołowskich zajmują pozycję pośrednią między profilami warstw zakopiańskich i profilami strefy przejściowej. Jest to wyraźnie widoczne z wykreślonego na podstawie wspomnianej macierzy dendrytu (fig. 9) oraz z faktu, iż średnie odległości między profilami warstw chochołowskich a profilami strefy przejściowej i warstw zakopiańskich (bez profilu 7) wynoszą odpowiednio 0,141 i 0,189, podczas gdy między profilami przejściowymi i profilami zakopiańskimi — 0,264. Można zatem przypuszczać, iż wy-

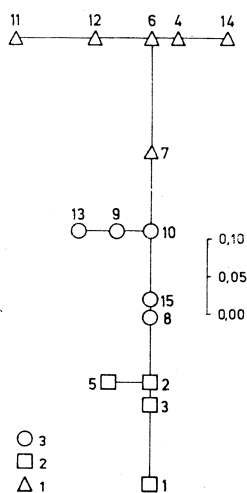


Fig. 9. Porównanie macierzy prawdopodobieństw przejść między odmianami litologicznymi w profilach fliszu podhalańskiego (dendryt). 1 — warstwy zakopiańskie; 2 — strefa przejściowa; 3 — warstwy chochołowskie

Fig. 9. Comparison of transition probability matrices between lithological varieties in profiles of the Podhale Flysch (dendrite). 1 — Zakopane Beds; 2 — transit zone; 3 — Chochołów Beds

rażna zmiana warunków wystąpiła w trakcie sedymentacji badanej części fliszu podhalańskiego przynajmniej dwukrotnie, a nie tylko na granicy warstw zakopiańskich i chochołowskich.

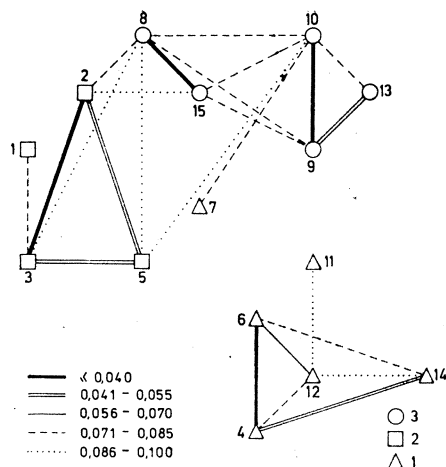


Fig. 10. Porównanie macierzy różnic między obserwowanymi i oczekiwanymi prawdopodobieństwami przejść dla odmian litologicznych w profilach fliszu podhalańskiego. 1 — warstwy zakopiańskie; 2 — strefa przejściowa; 3 — warstwy chochołowskie

Fig. 10. Comparison of difference matrices between the empirical and expected transition probabilities for lithological varieties in the Podhale Flysch profiles. 1 — Zakopane Beds; 2 — transit zone; 3 — Chochołów Beds

Potwierdzenie zasygnalizowanych prawidłowości przynosi porównanie macierzy różnic między obserwowanymi i oczekiwanymi w przypadku losowym prawdopodobieństwami przejść. Wyniki tego porównania (dokonanego także za pomocą średnich odległości taksonomicznych) przedstawiono na fig. 10. Ogólny obraz jest tu analogiczny do wyżej opisanego, występujące zaś różnice dotyczą drugorzędnych szczegółów, i są najprawdopodobniej wywołane czynnikami losowymi. Wniosek o wzajemnym stosunku poszczególnych ogniów litostratygraficznych zachowuje tu również swoją ważność: średnie odległości między profilami warstw chochołowskich a profilami strefy przejściowej i warstw zakopiańskich wynoszą odpowiednio 0,078 i 0,102, zaś między profilami warstw zakopiańskich i strefy przejściowej — 0,124.

Godna odnotowania jest także pozycja profilu 7, pochodzącego z wyższej części warstw zakopiańskich przedpola Tatr. We wszystkich przypadkach zajmuje on położenie zbliżone do typowych profili warstw chochołowskich, sygnalizując w ten sposób wcześniejsze od litologicznych zmiany mechanizmu sedymentacji.

Wykonanie podobnej analizy porównawczej dla macierzy prawdopodobieństw przejść między strukturami sedymentacyjnymi (tzn. między elementami A—E) jest do pewnego stopnia utrudnione ze względu na

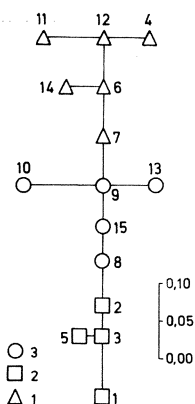


Fig. 11. Porównanie macierzy prawdopodobieństw przejść między elementami A—E w profilach fliszu podhalańskiego. 1 — warstwy zakopiańskie; 2 — strefa przejściowa; 3 — warstwy chochołowskie

Fig. 11. Comparison of transition probability matrices between elements A—E in profiles of the Podhale Flysch. 1 — Zakopane Beds; 2 — transit zone; 3 — Chochołów Beds

stosunkowo małe w niektórych profilach liczebności elementów piaszczystych. Fakt ten powoduje bowiem, iż prawdopodobieństwa związane z tymi elementami szacowane są z dużym błędem, co pociąga za sobą konieczność zachowania szczególnej ostrożności przy interpretacji otrzymywanych wyników. Niemniej jednak niektóre uzyskane rezultaty zasługują na uwagę. Na fig. 11 przedstawiono dendryt wykreślony na podstawie macierzy prawdopodobieństw przejść między elementami

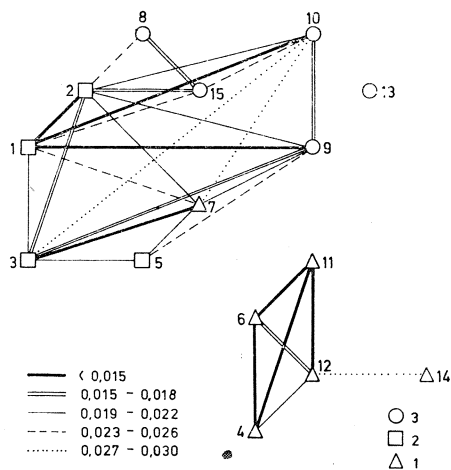


Fig. 12. Porównanie macierzy różnic między obserwowanymi i oczekiwanymi prawdopodobieństwami przejść od elementu E w profilach fliszu podhalańskiego. 1 — warstwy zakopiańskie; 2 — strefa przejściowa; 3 — warstwy chochołowskie

Fig. 12. Comparison of difference matrices between the empirical and expected transition probabilities from element E in profiles of the Podhale Flysch. 1 — Zakopane Beds; 2 — transit zone; 3 — Chochołów Beds

strukturalnymi. Otrzymany obraz jest bardzo podobny do omawianych poprzednio. Tak więc tezy o wzajemnej pozycji profili warstw zakopiańskich, strefy przejściowej i warstw chochołowskich oraz o pozycji profilu 7 znajdują potwierdzenie również i na tej drodze.

Na zakończenie bezpośredniej analizy macierzy prawdopodobieństw przejść i macierzy różnicowych warto jeszcze zasygnalizować wniosek wypływający z odrębnego porównania przejść od poszczególnych elementów, czyli — z porównania pojedynczych wierszy omawianych macierzy. Okazuje się, iż uwidocznione dotąd prawidłowości związane są przede wszystkim z przejściami od elementów D i E (por. fig. 12), natomiast badanie przejść od elementów piaskowcowych daje rezultaty o wiele bardziej zróżnicowane, nie dające się w prosty sposób uogólnić. Ponieważ z pewnością znaczną część tej zmienności trzeba przypisać wspomnianym wyżej błędom szacowania prawdopodobieństw, wnikliwe rozważanie omawianego zagadnienia byłoby metodycznie nieuzasadnione. Z otrzymanych wyników można jedynie wyprowadzić wniosek o braku wyraźnego uporządkowania, tak czasowego, jak i przestrzennego, przejść od elementów A, B i C.

Zestawienie wyników dotyczących średnich odległości między elementami profili oraz prawdopodobieństw pierwszego powrotu nie dostarcza zbyt wielu kryteriów dla typologii badanych profili. Jak się wydaje, generalny obraz wymienionych charakterystyk nie podlega prawidłowej zmienności ani w pionie, ani w poziomie, a zaobserwowane w kilku przypadkach odchylenia mogą być spowodowane albo lokalnymi cechami warunków sedymentacji, albo czynnikami losowymi, albo wreszcie — oboma tymi przyczynami łącznie.

Można więc ogólnie stwierdzić, iż w całym zbadanym interwale fliżu podhalańskiego najbardziej regularnie pojawiają się w profilach łupki. Cechują je (por. tabl. 17) stosunkowo niskie wartości współczynników zmienności i minimalne (w skali wszystkich profili) różnicowanie wartości średnich. Elementem uzupełniającym zdają się być w warstwach zakopiańskich i chochołowskich mułowce, w strefie przejściowej zaś — piaskowce. Omówione uprzednio wykresy funkcji prawdopodobieństw pierwszego powrotu (przy uwzględnieniu ich skażenia faktem zerowych elementów głównej przekątnej macierzy prawdopodobieństw przejść) pozostają w zgodzie z powyższymi wnioskami.

Analogiczne parametry obliczone dla elementów strukturalnych nie wnoszą do rozpatrywanego zagadnienia żadnych praktycznie nowości. Ich zmienność jest co prawda nieco większa, ale fakt ten musi być przypisany większemu w tym przypadku wpływowi czynników lokalnych.

Jak już wspomniano, uzupełnieniem badań przeprowadzonych metodami łańcuchów Markowa w aspekcie następstwa struktur sedymentacyjnych w profilach, była analiza cykli modalnych. Analizą tą objęto łącznie 7772 cykle sedymentacyjne, stwierdzając wśród nich 189 cykli

Tabela — Table 17
 Zakresy wartości średnich i współczynników zmienności średnich odległości między
 odmianami litologicznymi w profilach fliżu podhalańskiego.

Ranges of mean values and variation coefficients of average distances between
 lithological varieties in the Podhale Flysch profiles.

	Wartości średnie Mean values			Współczynniki zmienności Variation coefficients		
	Piaskowce Sandstones	Mułowce Mudstones	Żupki Shales	Piaskowce Sandstones	Mułowce Mudstones	Żupki Shales
Warstwy chochołowskie Chochołów Beds	3.3 - 3.5	2.8 - 3.0	2.7 - 3.0	49 - 54	39 - 47	37 - 44
Strefa przejściowa Transit-zone	2.8 - 3.2	3.4 - 4.6	2.4 - 2.7	38 - 49	53 - 65	30 - 37
Warstwy zakopiańskie Zakopane Beds	4.1 - 6.4	2.3 - 2.8	2.4 - 2.5	58 - 76	27 - 43	30 - 37

różnych, w tym wszystkie teoretycznie możliwe cykle dwu- i trójelementowe, 28 różnych cykli czteroelementowych (na 36 możliwych) i 42 różne cykle pięcioelementowe (na 108 możliwych). Najdłuższy cykl, zaobserwowany w profilu 8 (warstwy chochołowskie) liczył 15 elementów.

Częstość występowania cykli podlega ogólnej prawidłowości polegającej na tym, że cykle krótsze występują w poszczególnych profilach częściej niż długie. Widać to wyraźnie z tablic 6, 11 i 16. Bliższa analiza rozkładów cykli o różnej długości pokazuje jednak, iż omawiana cecha wyraźnie różnicuje badane profile. Wyniki porównania wspomnianych rozkładów za pomocą testu χ^2 przedstawiono na figurach 13 i 14.

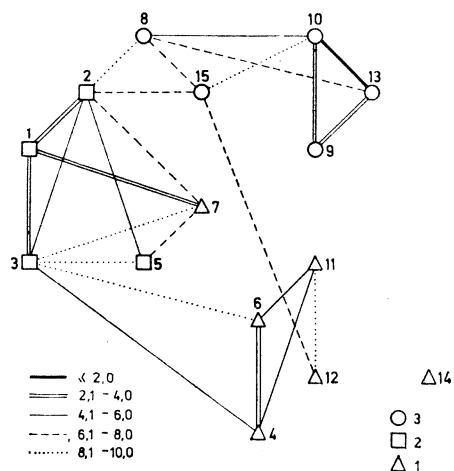


Fig. 13. Porównanie rozkładów długości cykli sedimentacyjnych w profilach fliszu podhalańskiego (struktura taksonomiczna). 1 — warstwy zakopiańskie; 2 — strefa przejściowa; 3 — warstwy chochołowskie

Fig. 13. Comparison of distribution of length of sedimentary cycles in the Podhale Flysch profiles (taxonomic structure). 1 — Zakopane Beds; 2 — transit zone; 3 — Chochołów Beds

Z fig. 13 widać, iż struktura macierzy miar podobieństwa (tzn. wartości statystyki χ^2) jest dość skomplikowana, choć stratygraficzna przynależność profili znajduje tu swoje odbicie. Szczególnie dobrze wyodrębnione są profile strefy przejściowej (1, 2, 3 i 5) wraz z profilem 7 (górną część warstw zakopiańskich obszaru przytatrzańskiego), oraz trójki profili: 9, 10, 13 (warstwy chochołowskie) i 4, 6, 11 (warstwy zakopiańskie). Między wymienionymi grupami, a także między pozostałymi profilami, istnieje szereg przejść. Wyjątek stanowi profil 14 (warstwy zakopiańskie przedpola Pienin), wykazujący cechy odrębne od wszystkich innych. Tak więc zmienność długości cykli sedimentacyjnych okazuje się informatywną własnością procesu. Interesujące jest także, iż pod względem rozpatrywanego parametru strefa przejściowa zajmuje pozycję zgodną ze swoim położeniem stratygraficznym (fig. 14) — między warstwami zakopiańskimi a chochołowskimi.

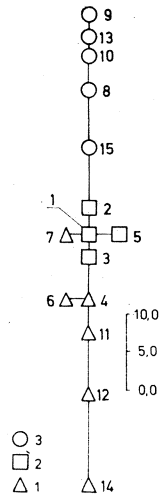


Fig. 14. Porównanie rozkładów długości cykli sedimentacyjnych w profilach fliszu podhalańskiego (dendryt). 1 — warstwy zakopiańskie; 2 — strefa przejściowa; 3 — warstwy chochołowskie

Fig. 14. Comparison of distribution of length of sedimentary cycles in the Podhale Flysch profiles (dendrite). 1 — Zakopane Beds; 2 — transit zone; 3 — Chochołów Beds

Omówione wyżej prawidłowości umożliwiają analizę sumarycznych rozkładów długości cykli w kolejnych ogniwach stratygraficznych. Z danych tab. 18 wynika, że w miarę posuwania się w górę profilu fliszu podhalańskiego wyraźnie maleje udział najkrótszych cykli dwuelementowych, przy równoczesnym wzroście udziału cykli dłuższych. Ten ostatni dotyczy początkowo głównie cykli trójelementowych, a następnie (w warstwach chochołowskich) — cykli o większej ilości elementów.

Tabela — Table 18

Częstość występowania cykli o różnej długości w profilach fliszu podhalańskiego (w %).

Frequency of occurrence of cycles of different length in the Podhale Flysch profiles (in per cent).

	Ilość elementów w cyklu Number of elements in cycle				
	2	3	4	5	5
Warstwy chochołowskie Chochołów Beds	53.8	25.9	11.0	5.3	4.0
Strefa przejściowa Transit-zone	59.9	28.4	7.7	2.8	1.2
Warstwy zakopiańskie Zakopane Beds	70.5	18.6	7.4	2.0	1.5

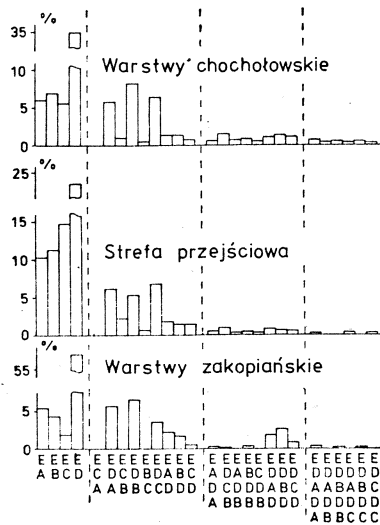


Fig. 15. Najczęstsze cykle sedimentacyjne fliszu podhalańskiego
 Fig. 15. Most frequent sedimentary cycles of the Podhale Flysch

Kolejnym kryterium porównawczym badanych profili jest udział w nich konkretnych cykli sedimentacyjnych (fig. 15). Jak widać (fig. 15) uwzględnia, jak i poprzednio, te cykle, które przynajmniej w jednym profilu osiągają częstość 1%), cyklem dominującym we wszystkich ogniwach jest cykl DE, przy czym w warstwach zakopiańskich jego przewaga jest zdecydowana, by zmaleć wyraźnie w strefie przejściowej i ponownie wzrosnąć w warstwach chochołowskich. Częstość występowania pozostałych cykli dwuelementowych zmienia się odwrotnie. Godnym odnotowania jest jeszcze fakt, iż wśród cykli trójelementowych najczęstsze są we wszystkich ogniwach te same cykle, a mianowicie: ADE, BDE i CDE. Są to więc cykle, zawierające kolejno od spągu element piaszczysty, mułowcowy i łupkowy.

Dokładniejszy obraz zróżnicowania oddzielnych badanych profili uzyskano, obliczając średnie odległości taksonomiczne między nimi na podstawie procentowego udziału poszczególnych cykli. W obliczeniach wzięto pod uwagę cykle, które co najmniej w jednym profilu osiągają częstość 2% (jest to 16 cykli: AE, BE, CE, DE, ADE, BCE, BDE, CDE, DAE, DBE, DCE, BCDE, DADE, DBDE, DCDE i ADADE). Należy podkreślić, że otrzymane w ten sposób wyniki można uważać za w pełni reprezentatywne, bowiem uwzględnienie pozostałych cykli nie spowodowałoby ich istotnej zmiany.

Dokonana klasyfikacja profili (fig. 16) pozwala na wyodrębnienie dwu wyraźnych grup. Jedną stanowią profile warstw zakopiańskich, drugą zaś — profile warstw chochołowskich i strefy przejściowej oraz profil 7. Grupa warstw zakopiańskich jest przy tym dość zwarta (nie licząc leżą-

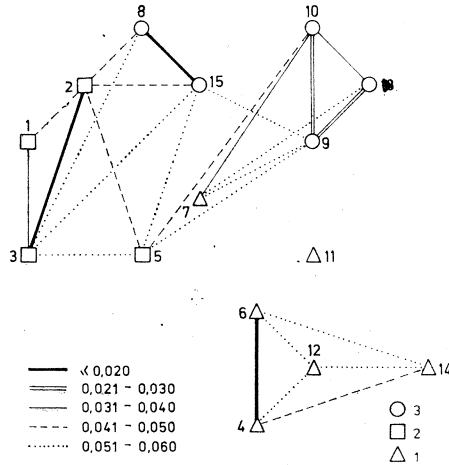


Fig. 16. Porównanie najczęstszych cykli sedimentacyjnych w profilach fliszu podhalańskiego (struktura taksonomiczna). 1 — warstwy zakopiańskie; 2 — strefa przejściowa; 3 — warstwy chochołowskie

Fig. 16. Comparison of most frequent sedimentary cycles in the Podhale Flysch profiles (taxonomic structure). 1 — Zakopane Beds; 2 — transit zone; 3 — Chochołów Beds

czego po przeciwnej stronie basenu profilu 14), natomiast w grupie drugiej ilość par profili podobnych jest co prawda duża, ale stopień tych podobieństw jest — ogólnie rzecz biorąc — mniejszy.

Dendryt wykreślony dla tej samej macierzy średnich odległości taksonomicznych (fig. 17) pokazuje, iż ze względu na omawiane kryterium profile warstw chochołowskich zajmują znowu, obserwowaną przy analizie macierzy prawdopodobieństw przejść, pozycję pośrednią między profilami warstw zakopiańskich i profilami strefy przejściowej.

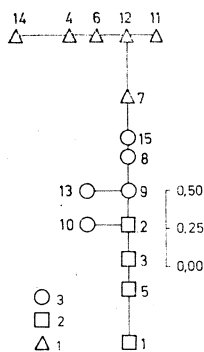


Fig. 17. Porównanie najczęstszych cykli sedimentacyjnych w profilach fliszu podhalańskiego (dendryt). 1 — warstwy zakopiańskie; 2 — strefa przejściowa; 3 — warstwy chochołowskie

Fig. 17. Comparison of most frequent sedimentary cycles in the Podhale Flysch profiles (dendrite). 1 — Zakopane Beds; 2 — transit zone; 3 — Chochołów Beds

Na koniec pozostaje jeszcze do omówienia kwestia bogactwa cykli sedimentacyjnych. W różnych profilach obserwowano różne ilości odmiennych cykli; jest przy tym oczywiste, że ilości te są uzależnione od długości profili — w profilach dłuższych istnieją po prostu większe szanse znalezienia cykli stosunkowo rzadkich. Analizując bogactwo cykli sedimentacyjnych należy zatem dążyć do wyeliminowania wpływu długości profili. W tym celu sporządzono wykres w układzie współrzędnych: długość profilu (wyrażona ilością cykli) — ilość zaobserwowanych cykli różnych.

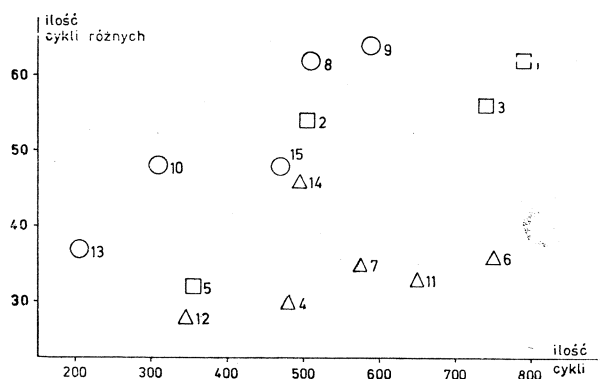


Fig. 18. Zależność ilości cykli różnych od długości profili we fliszu podhalańskim (oznaczenia jak na figurach poprzednich)

Fig. 18. Dependence of the amount of various cycles upon the length of profiles in the Podhale Flysch (determinations as in preceding figures)

Otrzymany wynik (fig. 18) jest dość interesujący. Okazuje się mianowicie, iż niezależnie od przewidywanego czynnika, jakim jest całkowita ilość cykli w profilu, decydujący wpływ na położenie poszczególnych profili wywiera ich pozycja stratygraficzna. Punkty odpowiadające profilom warstw zakopiańskich obszaru przytatrzańskiego leżą na rozpatrywanym wykresie niemal dokładnie na jednej linii prostej, nachylonej pod małym kątem w stosunku do osi odciętych. Podobne zjawisko obserwuje się dla profili strefy przejściowej (z wyjątkiem profilu 2) i dla profili warstw chochołowskich (z wyjątkiem profilu 15), przy czym przyrost ilości cykli różnych odbywa się tu znacznie szybciej.

Analiza następstwa odmian piaskowców dostarczyła o wiele mniej materiału do dalszych rozważań. Z przedstawionych rezultatów jasno wynika, iż następstwo to ma we wszystkich zbadanych profilach charakter losowy. Nie zaznacza się tu ani wpływ pozycji stratygraficznej, ani wpływ położenia w obrębie basenu sedimentacyjnego, można więc z tego punktu widzenia mówić o całkowitej jednorodności fliszu podhalańskiego.

INTERPRETACJA OTRZYMANYCH WYNIKÓW

Przed przystąpieniem do interpretacji przedstawionych wyżej rezultatów trzeba wyraźnie podkreślić, iż własności profili litostratygraficznych nie mogą być bezpośrednio przenoszone na własności procesu sedymentacji. Należy jednak zauważyć, że użyte metody analizy wykorzystywały jedynie dane dotyczące następstwa odmian litologicznych i struktur sedymentacyjnych w profilach, nie biorąc pod uwagę miąższości poszczególnych warstw i ławic. Jeżeli zatem pominię się przypadki, w których nastąpiło całkowicie usunięcie (wyerodowanie) złożonej uprzednio porcji osadu określonego typu, to można uznać, iż profil litostratygraficzny jest wiernym zapisem przebiegu procesu sedymentacji w sensie czasowego następstwa kolejnych jego przejawów. Nieznane pozostają tylko interwały czasowe, rozdzielające te przejawy.

W tej sytuacji decydującego znaczenia nabiera problem erozji synsedymentacyjnej. Zjawisko to jest dobrze znane z osadów fliszowych, ale jego rozpoznanie ma na ogół charakter czysto jakościowy. W wyjątkowych tylko przypadkach (por. np. S. Dżułyński i A. Ślęczka, 1959) udaje się dokładnie określić głębokość rozmycia.

We fliszu podhalańskim drobne rozmycia dna basenu pojawiają się bardzo często, a ich ślady były wielokrotnie opisywane (S. Dżułyński i A. Radomski, 1955; K. Grzybek i B. Halicki, 1958; A. Radomski, 1958 i in.). Również w omawianych w niniejszym opracowaniu profilach ślady takie są obecne. Wydaje się jednak, iż erozja zachodząca na większą skalę musiałaby się wiązać albo z osuwiskami podmorskimi, albo z prądami zawiesinowymi o stosunkowo dużej sile, niosącymi materiał raczej gruboziarnisty. Jak już wspomniano, badane profile wybierane były tak, by nie obejmowały fragmentów zaburzonych ruchami masowymi, materiał zaś deponowany w analizowanym obszarze jest drobnoziarnisty. Z dużą dozą prawdopodobieństwa można więc przypuszczać, że rozpatrywane sekwencje nie są pozbawione zbyt wielu elementów, i wobec tego mogą stanowić podstawę do wnioskowania o przebiegu procesu sedymentacji. Jedynie aspekt czasowy musi być traktowany z dużą ostrożnością, ograniczając się w zasadzie do rozróżniania profili zajmujących odmienną pozycję stratygraficzną. Pewnym źródłem błędów może być jeszcze fakt, że w obliczeniach związanych ze strukturami sedymentacyjnymi uwzględniane były wszystkie, nawet bardzo cienkie warstwy piaszczystego.

Przyjmując zatem za podstawę założenie o względnej kompletności profili w sensie następstwa warstw oraz uwzględniając wyniki uzyskane poprzednio (A. J. Krawczyk, w druku, a, b, c), można sformułować następujące uwagi genetyczne.

Sedymentacja utworów fliszowych w basenie podhalańskim była — najogólniej rzecz biorąc — procesem spokojnym. Jego tło stanowiła mo-

notonna depozycja mułowcowo-ilasta, od czasu do czasu przerywana epizodami dostawy do basenu materiału piaszczystego. Świadczy o tym przede wszystkim dominacja cykli DE, utrzymująca się — choć z różnym natężeniem — w całym zbadanym profilu fliszu podhalańskiego. Będzie ona jeszcze bardziej wyraźna, gdy weźmie się pod uwagę, że w cyklach rozpoczynających się elementem D ten ostatni może być genetycznie związany z podścielającym go łupkiem, a nie — z wyżejległym piaskowcem.

Niewątpliwie jednym ze środków transportu materiału psamitowego były prądy zawiesinowe o stosunkowo małej energii. Przemawia za tym fakt częstego występowania pełnych, trójczłonowych sekwencji typu piaskowiec-mułowiec-łupek, które charakteryzują stopniowe, niemal niezauważalne przejścia. Najbardziej wiarygodne wytłumaczenie powstawania takich ławic daje właśnie hipoteza prądów zawiesinowych. Z kolei wniosek o stosunkowo małej (średnio) energii tych prądów wynika ze zróżnicowania rozkładów miąższości warstw i z dużej częstości występowania piaskowców o laminacji równoległej i przekątnej. Jeżeli bowiem przyjmie się założenie, iż cała trójczłonowa ławica została zdeponowana w jednym, względnie krótkotrwałym akcie, to należy konsekwentnie przyjąć, że struktura piaskowca jest strukturą pierwotną, nie przetworzoną w trakcie redepozycji, która w tym przypadku mogłaby dotyczyć wyłącznie stropowej warstwy łupku.

Geneza pozostałej części piaskowców jest, trudniejsza do wyjaśnienia, mogą tu bowiem wchodzić w grę różne, równie prawdopodobne mechanizmy sedymentacji. W szczególności piaskowce te mogą być produktami podobnych prądów zawiesinowych, jak wyżej omówione. W tym przypadku brak nadległego elementu mułowcowego można łatwo wytłumaczyć nieco większą energią prądu, powodującą odprowadzenie drobniejszych frakcji i zdeponowanie ich w większej odległości od źródła. Leżący na piaskowcu łupek nie byłby więc z nim bezpośrednio genetycznie związany, pochodząc z opadu zawiesiny innego prądu (którego główna masa została rozładowana wcześniej, w innym miejscu), bądź z grawitacyjnej sedymentacji unoszącej się w wodzie zawiesiny ilastej, albo wreszcie — po części — z obu tych źródeł.

Sformułowana wyżej hipoteza nie uwzględnia możliwości wpływu na przebieg sedymentacji danej warstwy prądów innych niż macierzysty. Tymczasem wiele faktów (bogactwo hieroglifów prądowych, częste niezgodności między kierunkiem tych hieroglifów a kierunkiem nachylenia lamin warstwowania przekątnego, obserwowane niekiedy przekątne warstwowanie mułowców, liczne ślady drobnych rozmyć, itp.) wskazuje na to, że redepozycja świeżo złożonego osadu mogła w basenie podhalańskim stanowić liczący się czynnik sedymentacyjny (por. A. Radomski, 1958; L. Watycha, 1968; T. Wieser, 1973 i in.). Skłania to do podjęcia próby wyjaśnienia genezy sekwencji piaskowiec-łupek

z uwzględnieniem działania prądów wtórnych w stosunku do tych, które doprowadziły materiał piaszczysty do zbiornika.

Takimi prądami wtórnymi mogły być przede wszystkim normalne prądy zawiesinowe, które wskutek odpowiednio odległego źródła utraciły już materiał grubszy i dotarły na dany obszar jako prądy stosunkowo powolne, niosące niejednorodną, rozcieńczoną zawiesinę pelitową lub pelitowo-aleurytową. W dogodnych warunkach (konfiguracja i charakter dna, odpowiednia szybkość prądu, itd.) prądy te z pewnością mogły przynajmniej częściowo przerobić zdeponowany przez inny prąd materiał drobnopsamitowy.

Warto w tym miejscu zauważyć, że płynące wzdłuż osi basenu prądy denne, bez względu na to, czy były one skręcającymi w kierunku nachylenia dna prądami zawiesinowymi (por. A. Radomski, 1958, 1959), czy też miały odmienną genezę, nie musiały wcale mieć prędkości potrzebnej do erozji dna mułowcowo-ilastego (jak wiadomo, prędkość ta jest znaczna i np. dla frakcji 0,01 mm wynosi około 80 cm/sec — R. Gradziński et al. 1976). Materiał mógł być bowiem dostarczany do strefy prądów dennych przez spływający po stoku prąd zawiesinowy i przenoszony dalej bez uprzedniej depozycji. Istotnym czynnikiem utrzymującym materiał w zawieszaniu była zapewne turbulencja powstająca w strefie mieszania się obu prądów. Oczywiście w takich warunkach odprowadzeniu musiała ulec także frakcja ilasta, zatem łupki leżące obecnie na rozpatrywanych warstwach piaskowców — podobnie zresztą, jak w poprzedniej hipotezie — nie byłyby z nimi genetycznie związane. Mogły one być zdeponowane w okresach zmniejszania się prędkości lub wręcz — zamierania prądów dennych, albo też po prostu po ustaniu turbulencji wywołanych prądem zawiesinowym. Uzasadniony wydaje się także pogląd, że w rozważanej sytuacji prądy denne mogły częściowo redeponować również materiał piaszczysty, co prowadziło do wzbogacania osadu w struktury równoległe, a zwłaszcza przekątne.

Tak więc można stwierdzić, iż procesy związane z sedymentacją materiału piaszczystego mogły mieć silnie zróżnicowany charakter, przy czym najprawdopodobniej różne mechanizmy transportu i depozycji współdziałały ze sobą. Brak przy tym oznak rytmicznych zmian energii czynników transportu (bez względu na ich rodzaj). Następstwa struktur warstw piaskowców, będących w określonym sensie miarą tych energii, są całkowicie losowe (tab. 5).

Pozostaje jeszcze do przedyskutowania zagadnienie depozycji materiału ilastego. Z wyżej sformułowanych uwag wynika, iż niepoślednią rolę musiały także i w tym przypadku odgrywać wszelkie rodzaje prądów, a przede wszystkim — prądy zawiesinowe. Rola spokojnego grawitacyjnego opadania cząstek jako ostatecznego mechanizmu sedymentacji wydaje się niewielka. Wybitne zróżnicowanie rozkładów miąższości

warstw, pojawiające się dość często struktury warstwowania przekątnego w mułowcach i inne, wymienione już wcześniej, dowody aktywności prądów w basenie podhalańskim pozwalają przypuszczać, że osad frakcji pelitowej, a zapewne także duża część osadu aleurytowego, były przed końcową depozycją poddane działaniu prądów dennych.

Warto podkreślić, że zaprezentowany obraz dobrze zgadza się z wnioskami, uzyskanymi poprzednio (A. J. Krawczyk, w druku, b, c) w wyniku analizy miąższości i zapiaszczenia warstw. Sformułowana tam hipoteza o decydującej roli lokalnych, szybko zmiennych czynników może teraz być z łatwością zinterpretowana drogą utożsamienia owych czynników z niewielkimi prądami zawieszinowymi i z prądami dennymi, które ostatecznie kształtowały miąższości warstw.

Wszystkie powyższe uwagi dotyczą zjawisk zachodzących podczas sedymentacji fliszu podhalańskiego jako całości. Na tym ogólnym tle rysują się jednak przy bliższej analizie pewne istotne różnice, występujące między okresami depozycji poszczególnych ogniw stratygraficznych, a związane — jak się wydaje — przede wszystkim ze zmianami w stopniu oddziaływania wymienionych czynników sedymentacyjnych. Odnośnie do tego zagadnienia można na podstawie wykonanych obliczeń wypowiedzieć następujące wnioski.

Proces sedymentacji warstw zakopiańskich w obszarze przytatrzańskim cechowała wyraźna dominacja tła mułowcowo-ilastego. Świadczy o tym w pierwszym rzędzie zdecydowana przewaga cykli DE nad pozostałymi (fig. 4), a także postać macierzy prawdopodobieństw przejść (tab. 1 i 3) i bardzo wysokie wartości parametru L . W rezultacie tworzy się silny rytm dwuczłonowy, zaznaczony doskonale na przykład w przebiegu funkcji prawdopodobieństw pierwszego powrotu dla mułowców i łupków (fig. 2b, c).

Równocześnie jednak głównym czynnikiem transportu materiału piaszczystego zdają się być małe prądy zawieszinowe. W większości przypadków (60—70% w poszczególnych profilach) warstwy piaskowców przechodzą bowiem ku górze w mułowiec, prawdopodobieństwa zaś tego, że po warstwie piaskowca wystąpi sekwencja mułowiec-łupek, są z reguły większe od 0,5, choć zmieniają się nieco od profilu do profilu (mianowicie dla profili 11 i 12 są one nieznacznie mniejsze). Zgodnie z przyjętą interpretacją tego typu sekwencje powstawały zapewne jako produkty prądów zawieszinowych. W wyniku interferencji dwuczłonowych rytmów mułowcowo-ilastych i trójczłonowych, związanych z prądami zawieszinowymi, w profilach tej części fliszu podhalańskiego przejawia się specyficzna rytmika, uwidoczniiona szczególnie dobrze na wykresach funkcji prawdopodobieństw pierwszego powrotu dla piaskowców (fig. 2a).

Omawiane prądy zawieszinowe docierały na dno zbiornika podhalańskiego rzadko, a ich energia była nieduża. Niedwuznacznie wskazują na

to małe (z bardzo nielicznymi wyjątkami) miąższości piaskowców, zróżnicowanie ich rozkładów oraz duża częstość występowania warstwowań równoległych i przekątnych.

Z rezultatów analizy miąższości warstw i wskaźników zapiaszczenia wynika jednak, że już w tym okresie zaznaczyła się tendencja do bardzo powolnego (ale możliwego do stwierdzenia w skali profilu, a więc — kilkudziesięciu metrów) wzrostu dostawy materiału piaszczystego. Uzyskane poprzednio (A. J. Krawczyk, w druku, b) dane wskazują, iż zjawisko to wiąże się raczej ze wzrostem energii prądów, a nie — ich częstości.

Niejasne jest natomiast, gdzie rodziły się te prądy. Znikoma miąższość piaskowców, mała energia prądów, przewaga sedimentacji aleurytowo-pelitowej nie pozwalają na zdecydowane odrzucenie tezy, iż przynajmniej częściowo materiał ten jest pochodzenia tatrzańskiego. Faktem jest jednak także, iż kierunki południkowe są rzadkością wśród hieroglifów prądowych, a dobre wysortowanie ziarn piaskowców przy równoczesnym słabym obtoczeniu (A. Radomski, 1958) wskazuje raczej na długi transport w prądzie zawieszinowym.

Sedymencja warstw zakopiańskich w pobliżu przeciwległego brzegu basenu przebiegała dość podobnie. Także i tu dominującym procesem była powolna depozycja mułowcowo-ilasta, w niewielkim tylko stopniu zakłócana przez dosypywanie materiału grubszego; także i tu głównym czynnikiem transportu tego materiału były prawdopodobnie prądy zawieszinowe, wytwarzające często kompletne sekwencje piaskowiec-mułowiec-łupek (w profilu 14 prawdopodobieństwo pojawienia się takiej sekwencji nad warstwą piaskowca wynosi 0,56).

Blizsza analiza otrzymanych wyników pozwala jednak dostrzec również kilka istotnych różnic. Przede wszystkim, jak to wyraźnie widać na przykład na histogramie cykli sedimentacyjnych (fig. 4), dominacja dwuelementowego cyklu mułowcowo-ilastego jest tu wyraźniejsza niż na przedpolu Tatr. Fakt ten przejawia się również podwyższoną wartością parametru L , jest też dobrze widoczny w macierzach prawdopodobieństw przejść. Innymi słowy, piaszczyste epizody sedimentacyjne były w omawianej strefie rzadsze.

Odmienny był także charakter tych epizodów. Poprzednio (A. J. Krawczyk, w druku, a, b, c) zwrócono już uwagę na wybitnie wysoki współczynnik zmienności rozkładu miąższości warstw piaskowca, świadczący — mówiąc ogólnie — o tym, że w profilu 14 obok dużej ilości warstw cienkich (w porównaniu z miąższością średnią) występuje także stosunkowo dużo piaskowców grubych. Równocześnie zwiększa się w porównaniu z południowym skrajem basenu udział piaskowców o warstwowaniu złożonym (z 7,1 do 12,5%). Okresy burzliwej sedimentacji powtarzają się dość rytmicznie, choć prawidłowość ta jest silnie tłumiona czynnikami

losowymi. Z rezultatów niniejszego opracowania wynika dodatkowo, iż bogactwo cykli sedymentacyjnych jest w profilu 14 znacznie większe niż w profilach warstw zakopiańskich strefy przytatrzańskiej (fig. 18).

Wszystkie te fakty zdają się przemawiać za tezą, iż okresy ożywienia sedymentacji na przedpolu Pienin były rzadsze, ale miały bardziej burzliwy przebieg. Energia prądów zawiesinowych (a być może — także i dennych) była zróżnicowana: obok prądów słabych, niosących mało materiału, pojawiały się też prądy większych rozmiarów, dające w efekcie grube warstwy piaskowców, często o złożonym warstwowaniu. Inne piaskowce tego typu mogły powstać jako produkt dwu lub więcej prądów, następujących po sobie w niewielkim interwale czasu. W tych też okresach niepokoju powstawały różnorodne cykle sedymentacyjne, nieraz nie powtarzające się już dalej w profilu.

Jak się wydaje, na taki przebieg sedymentacji warstw zakopiańskich w omawianym obszarze decydujący wpływ wywierał obniżający się zapewne w tym czasie wał przypieniński. Nadal jednak nie można wykluczyć hipotezy, iż rozpatrywany obszar znajdował się wówczas stosunkowo blisko osiowej części basenu, a więc w strefie dużej aktywności różnego rodzaju prądów.

Charakter procesu sedymentacji w basenie podhalańskim zmienia się dość radykalnie pod koniec depozycji warstw zakopiańskich. Świadczy o tym wyraźnie profil 7, który pod względem litologicznym posiada niewątpliwe cechy zakopiańskie, ale pod wieloma innymi względami różni się zdecydowanie od pozostałych profili tego ogniwa. Jest oczywiste, że dokładne wyznaczenie momentu granicznego wymaga dalszych badań, można jednak już w tej chwili stwierdzić, iż zmiany mechanizmu sedymentacji wyprzedzają we fliszu podhalańskim zmiany litologiczne osadu.

Profile położone na pograniczu warstw zakopiańskich i chochołowskich posiadają cechy zasadniczo odmienne od profili typowych warstw zakopiańskich, tak północnego, jak i południowego obrzeżenia basenu. Zdecydowanie rośnie ilość materiału piaszczystego, przy czym wzrost ten dotyczy zarówno ilości, jak i miąższości warstw. Rosną też współczynniki zmienności rozkładów miąższości piaskowców. Zmienia się charakter warstwowania: zdecydowaną przewagę osiągają piaskowce warstwowane przekątnie, wyraźnie rośnie udział piaskowców o warstwowaniu złożonym. Dominacja cyklu DE nad pozostałymi jest minimalna (fig. 5), bogactwo cykli sedymentacyjnych staje się znacznie większe (fig. 18). W macierzach prawdopodobieństw przejść znikają nadwyżki związane z przejściem piaskowca w mułowiec (tab. 8).

Spokojna sedymentacja mułowcowo-ilasta, dominująca w niższej części profilu, ustąpiła miejsca procesowi przebiegającemu o wiele bardziej burzliwie. Prądy zawiesinowe, transportujące materiał psamitowy, osiągają większą energię, deponując większe niż poprzednio porcje osadu.

Równocześnie jednak maleje wśród nich udział tych prądów, które tworzyły klasyczne sekwencje trójczłonowe. W profilach strefy przejściowej prawdopodobieństwa, że po warstwie piaskowca wystąpi kolejno warstwa mułowca i warstwa łupku, są małe i wynoszą 0,24—0,38. Widać to zresztą także na histogramach częstości cykli sedymentacyjnych: wzrostowi udziału cykli typu piaskowiec-mułowiec-łupek towarzyszy jeszcze silniejszy wzrost udziału cykli typu piaskowiec-łupek (fig. 5).

Należy więc przypuszczać, że redepozycja świeżo złożonego osadu zachodziła na dużą skalę, prowadząc w pierwszym rzędzie do przemieszczenia frakcji aleurytowej, ale także zapewne — do przerobienia drobnoziarnistego materiału piaszczystego. Zdecydowana przewaga piaskowców o warstwowaniu przekątnym, do którego powstania niepotrzebne są duże szybkości prądu, zdaje się wskazywać, iż rola prądów dennych w procesie sedymentacji wzrosła w porównaniu z warstwami zakopiańskimi.

Równocześnie rośnie też rola prądów wysokoenergetycznych oraz zespołów prądów następujących szybko po sobie. Działaniu tych pierwszych można przypisać powstanie sekwencji strukturalnych zgodnych z klasyczną sekwencją fliszową A. H. Boumy, które występują stosunkowo często, choć są to sekwencje niekompletne (tylko jeden raz, w profilu 2, zaobserwowano kompletną sekwencję ABCDE). Natomiast skomplikowane ciągi rozmaicie ułożonych elementów strukturalnych są prawdopodobnie produktem kilku kolejnych prądów zawieszinowych.

W sumie wydaje się, że przejście między warstwami zakopiańskimi a chochołowskimi było okresem, w którym zmienione zostały w sposób wyraźny proporcje między poszczególnymi mechanizmami sedymentacyjnymi. Należy podkreślić, że zmiana litologicznego charakteru osadu, a w szczególności wzrost miąższości warstw piaskowca, nie ma żadnego wpływu np. na postać macierzy prawdopodobieństw przejść i dlatego wniosek powyższy nie jest prostym odzwierciedleniem znanej litologicznej zmienności fliszu podhalańskiego.

Najdobitniej świadczy o tym fakt, iż zastosowane w niniejszym opracowaniu metody pozwoliły wykryć kolejną zmianę mechanizmów sedymentacji, tym razem bez towarzyszącej jej zmiany wykształcenia litologicznego. Następuje ona po okresie przejściowym, podczas którego odbyła się sedymentacja omówionych wyżej profili. Co ciekawsze, zmiana ta polega na częściowym powrocie do warunków poprzednich, tzn. panujących w basenie podczas depozycji warstw zakopiańskich.

W trakcie powstawania warstw chochołowskich ponownie wzrasta rola cykli DE (fig. 7 i 17), ponownie zaznacza się wśród piaskowców przewaga warstwowań równoległych nad przekątnymi, ponownie rośnie rola prądów zawieszinowych jako ostatecznego czynnika depozycji piaskowców, a w niektórych miejscach basenu pojawiają się z powrotem nadwyżki przejść piaskowca w mułowiec. W rezultacie profile warstw

chochołowskich pod wieloma względami zajmują pozycję pośrednią między profilami warstw zakopiańskich i profilami strefy przejściowej (fig. 9, 11, 15 i 17). Staje się teraz jasna szczególna pozycja profilu 7, w którym zmiany mechanizmu sedymentacji nie doszły jeszcze do punktu charakterystycznego dla strefy przejściowej, dzięki czemu upodobił się on do profili warstw chochołowskich.

Wszystko to nie oznacza oczywiście, iż można mówić o podobieństwie warstw zakopiańskich i chochołowskich. Widać to zresztą na przedstawionych wykresach i tabelach. Nie ulega jednak wątpliwości, że zmiany w mechanizmie sedymentacji nie wykazywały trendu liniowego, lecz zmieniły w pewnym momencie swój kierunek.

W związku z omawianiem profili warstw chochołowskich warto jeszcze zwrócić uwagę na pewien interesujący szczegół. Otóż profile 8 i 15, położone w znacznej od siebie odległości, ale w osiowej strefie basenu, wykazują przy wielu porównaniach daleko idące podobieństwo (fig. 7, 8, 9, 10, 11, 12, 16 i 17). Bliższa analiza pokazuje, że jest ono wywołane stosunkowo małą (w porównaniu z innymi profilami warstw chochołowskich) częstością występowania trójczłonowych sekwencji piaskowiec-mułowiec-łupek. Odpowiednie prawdopodobieństwa wynoszą 0,38 w profilu 8 i 0,41 w profilu 15, wobec wartości 0,47—0,50 w profilach 9, 10 i 13. Jak się wydaje, opisany fakt potwierdza tezę o istotnej roli prądów dennych w procesie sedymentacji wyższych ogniw fliszu podhalańskiego.

Z przedstawionych powyżej danych widać, iż badanie profili litostratygraficznych fliszu podhalańskiego prostymi metodami matematyczno-statystycznymi pozwoliło na dość dokładną rekonstrukcję charakteru i kierunków zmian mechanizmu sedymentacji. W jej początkowym etapie brzegi zbiornika były niszczone powoli, a przejawy gwałtowniejszej erozji występowały rzadko, dając w wyniku sporadyczne wkładki grubych piaskowców lub zlepieńców. Materiał mułowcowo-ilasty dostawał się do basenu głównie wskutek działania czynników klimatycznych, na dno zaś znoszony był — podobnie jak frakcje grubsze — przez niewielkie prądy zawiesinowe. Jedyne na północnym brzegu zaznaczał się w tym czasie pewien niepokój.

Niepokój ten rozszerzył się na cały zbiornik podhalański pod koniec sedymentacji warstw zakopiańskich, a za jego przyczynę trzeba uznać dość gwałtowne odmłodzenie erozji na zachodnim łądzie, stanowiącym główny (jeżeli nie jedyny) obszar alimentacyjny wyższych ogniw fliszowych. Ożywienie tektoniczne osiąga swoje apogeum na przełomie okresów depozycji warstw zakopiańskich i chochołowskich, prowadząc między innymi do znacznego rozwoju prądów dennych, przerabiających materiał przyniesiony przez pierwotne prądy zawiesinowe. Po tej fazie szczytowej nastąpiło pewne uspokojenie, choć ilość transportowanego do

basenu materiału psamitowego jest bez porównania większa niż na początku sedymentacji. Erozja obszaru alimentacyjnego musiała więc zachodzić nadal na dużą skalę, co trwało zresztą aż do zakończenia depozycji fliszu podhalańskiego.

*Maszynopis nadestano III 1979,
przyjęto do druku VI 1979*

WYKAZ LITERATURY — REFERENCES

- Bieda F. (1959), Paleontologiczna stratygrafia eocenu tatrzańskiego i fliszu podhalańskiego. *Biul. Inst. Geol.*, no. 149, pp. 215—224, Warszawa.
- Bieda F. (1963), Duże otwornice eocenu tatrzańskiego. *Pr. Inst. Geol.*, no. 37, 215 p, Warszawa.
- Blaicher J. (1973), Mikrofauna fliszu podhalańskiego w otworze Zakopane IG 1. *Biul. Inst. Geol.*, no. 265, pp. 105—134, Warszawa.
- Bouma A. H. (1962), Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation. 168p. Elsevier, Amsterdam.
- Duff P. Mc L. D., Walton E. K. (1962), Statistical basis for cyclothems: a quantitative study of the sedimentary succession in the east Pennine coalfield. *Sedimentology*, 1, no. 4, pp. 235—255, Amsterdam.
- Dzuleński S., Radomski A. (1955), Pochodzenie śladów wleczenia na tle teorii prądów zawieszinowych. *Acta geol. pol.*, 5, no. 1, pp. 47—66, Warszawa.
- Dzuleński S., Słaczka A. (1959), Przykład erozji dna basenu fliszowego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 29, 4, pp. 327—336, Kraków.
- Ethier V. G. (1975), Application of Markov analysis to the Banff Formation (Mississippian), Alberta. *J. Int. Assoc. Math. Geol.*, 7, no. 1, pp. 47—61, Oxford.
- Felner W. (1966), Wstęp do rachunku prawdopodobieństwa. 1, 420 p. PWN, Warszawa.
- Gingerich P. D. (1969), Markov analysis of cyclic alluvial sediments. *J. Sed. Petrol.*, 39, no. 1, pp. 330—332, Lawrence.
- Gołąb J. (1959), Zarys stosunków geologicznych fliszu zachodniego Podhala. *Biul. Inst. Geol.*, no. 149, pp. 225—240, Warszawa.
- Gradziński R., Kosteczka A., Radomski A., Unrug R. (1976), Sedymentologia. 614p. Wyd. Geol, Warszawa.
- Grzybek K., Halicki B. (1958), Osuwiska podmorskie we fliszu podhalańskim. *Acta Geol. Pol.*, 8, no. 3, pp. 411—450, Warszawa.
- Johnson K. R., Cook A. C. (1973), Cyclic characteristics of sediments in the Moon Island Beach Subgroup, Newcastle Coal Measures, New South Wales. *J. Int. Assoc. Math. Geol.*, 5, no. 1, pp. 91—110, Oxford.
- Kemeny J. G., Snell J. L. (1960), Finite Markov chains. 270 p. Prentice-Hall, New York.
- Krawczyk A. J. (1978), Cykle modalne w losowych sekwencjach litostratygraficznych. *Zesz. Nauk. AGH, Geologia, Kwart.*, 4, 1, pp. 35—39, Kraków.
- Krawczyk A. J. (w druku, a), Warstwowania złożone w piaskowcach fliszu podhalańskiego. *Spraw. z Pos. Kom. Nauk. PAN*, Kraków.
- Krawczyk A. J. (w druku, b), Rytmyka fliszu podhalańskiego w świetle badań metodami szeregów czasowych. *Zesz. Nauk. AGH, Geologia, Kwart.*
- Krawczyk A. J. (w druku, c), Rozkłady miąższości warstw we fliszu podhalańskim. *Spraw. z Pos. Kom. Nauk. PAN*, Kraków.
- Lumsden D. N. (1971), Markov chain analysis of carbonate rocks: applications,

- limitations and implications as exemplified by the Pennsylvanian system in Southern Nevada. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 82, no. 2, pp. 447—461, New York.
- Marschalko R., Radomski A. (1960), Wstępne wyniki badań nad kierunkami transportu materiału w basenie fliszowym centralnych Karpat. *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, 30, 3, pp. 259—272, Kraków.
- Passendorfer E. (1951), Z zagadnień transgresji eocenu w Tatrach. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 20 (1950), 3, pp. 285—302, Kraków.
- Passendorfer E. (1959), Paleogeografia wyspy tatrzańskiej w czasie eocenu. *Biul. Inst. Geol.*, no. 149, pp. 259—272, Warszawa.
- Radomski A. (1956), Uwagi o sedymentacji fliszu podhalańskiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 26, 2, pp. 131—145, Kraków.
- Radomski A. (1958), Charakterystyka sedymentologiczna fliszu podhalańskiego. *Acta geol. pol.*, 8, 3, pp. 335—410, Warszawa.
- Radomski A. (1959), Sedymentacja fliszu podhalańskiego. *Biul. Inst. Geol.*, no. 149, pp. 251—257, Warszawa.
- Radomski A. (1960), Remarks on sedimentation of shales in flysch deposits. *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Géol. Géogr.*, 8, 2, pp. 123—129, Warszawa.
- Read W. A. (1969), Analysis and simulation of Namurian sediments in Central Scotland using a Markov-process model. *Journ. Int. Assoc. Math. Geol.*, 1, 2, pp. 199—219, Oxford.
- Read W. A., Merriam D. F. (1972), A simple quantitative technique for comparing cyclically deposited successions. In: „Mathematical models of sedimentary processes”, pp. 203—232. Plenum Press, New York.
- Schwarzacher W. (1975), Sedimentation models and quantitative stratigraphy. 382 p. Elsevier, Amsterdam.
- Simpson F. (1970), Sedimentation of the Middle Eocene of the Magura Series, Polish western Carpathians. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 40, z. 2, pp. 209—286, Kraków.
- Watycha L. (1959), Uwagi o geologii fliszu podhalańskiego we wschodniej części Podhala. *Prz. geol.*, 8, pp. 350—356, Warszawa.
- Watycha L. (1968), Wstępna ocena warunków i możliwości powstawania roży naftowej w utworach wschodniej części fliszu podhalańskiego. *Kwart. geol.* 12, 4, pp. 898-915, Warszawa.
- Wieser T. (1973), Charakterystyka petrograficzna fliszu podhalańskiego w otworze Zakopane IG 1. *Biul. Inst. Geol.*, 265, pp. 135—156, Warszawa.
- Vistelius A. B. — Вистелиус А. Б. (1949), К вопросу о механизме слоеобразования. Докл. АН СССР 65, № 2, с. 191—194, Москва.
- Vistelius A. B. — Вистелиус А. Б. (1968), Стохастические модели процессов осадконаклонения и их роль в седиментологии. В: „Физические и химические процессы и фации”, с. 7—13. Наука, Москва.
- Vistelius A. B. — Вистелиус А. Б., Фаас А. В. (1965), О характере чередования слоев в разрезах некоторых осадочных толщ. Докл. АН СССР, т. 164, № 5, с. 1115—1118, Москва.

SUMMARY

Abstract. This paper is to present the results of Markov chain and modal cycles analyses of Podhale Flysch (Eocene? — Oligocene, Central Carpathians). The methods used permitted to reconstruct the character and trend of changes

in mechanism of sedimentation in time and space. The significance of turbidity currents, bottom currents and pelagic deposition in particular phases of formation of the Podhale Flysch was discussed.

The purpose of the present paper was to present the results of applying selected mathematical-statistical methods as a main tool in displaying sedimentological characteristics of the Podhale Flysch (Eocene? — Oligocene of the Central Carpathians). The examined deposits are a complex about 4 km thick, beginning with the Zakopane Beds where shales are distinctly prevailing over sandstones. This member passes up into the Chochołów Beds which contain a considerably greater amount of thick sandstone layers; the youngest member are the Ostrysz Beds which, apart from numerous thickbedded sandstones, also include middle- and coarsegrained sandstones, usually not found in older members.

The studies were carried out on 15 profiles (Fig. 1) satisfying the conditions of a suitable length (at least a few hundred layers), lack of tectonic dislocations and absence of bigger deformational disturbances. In a detailed description of those profiles five lithological-structural elements were applied; they correspond approximately to the elements A, B, C, D, E, distinguished by Bouma. As a whole, the profiles under examination comprise 20077 layers, and their total thickness is estimated at 463.3 m.

The mathematical-statistical analysis employed methods based on a stochastic model of the sedimentation process as a realization of the Markov chain, as well as a method of the Duff-Walton modal cycles. The results obtained for respective profiles were then compared; this procedure provided information about variability of parameters in time and space. At the same time, an average taxonomic distance was a measure of matrix similarity, and the χ^2 test — a measure of distribution similarity.

The carried out analysis permitted a relatively accurate reconstruction of the character and direction of changes in the sedimentation mechanism. It became evident that sedimentation of flysch formations in the Podhale Basin was, on the whole, a tranquil process. Its background was a monotonous silty-argillaceous deposition, occasionally interrupted by episodes of sandy material transport to the basin. This is evidenced, above all, by domination of DE cycles (Fig. 4, 5, 7) persisting, with different intensity, though, in the whole examined profile of the Podhale Flysch. Undoubtedly, turbidity currents having a relatively low energy were one of the means of transport of the psammitic material. The latter assumption is supported by frequent occurrence of complete tripartite sequences of the sandstone-siltstone-shale type. A conclusion about a relatively low (on the average) energy of those currents is drawn from

diversified bed thickness distributions and frequent occurrence of sandstones with parallel and cross lamination.

A number of data (abundance of current hieroglyphs, frequent discordances between the direction of hieroglyphs and the dip of laminae, cross bedding of some siltstones, etc.) indicate that redeposition of a freshly accumulated sediment was an important sedimentary factor. That redepositions might have resulted from turbidity or bottom currents, not necessarily running at a high speed, since the material might have been brought to the bottom currents zone by a down-slope turbidity currents and transported farther on without former deposition. An essential factor retaining the material in the suspension was, most probably, turbulence which occurred in the zone of mixing of turbidity and bottom currents. The deposition of the argillaceous material was of a similar character. It seems that a quiet gravitational subsidence of particles was negligible as a final sedimentation mechanism.

Essential differences occurring between deposition periods of respective stratigraphic members connected, above all, with changes in the degree of influence exerted by various sedimentary factors are quite conspicuous on such a general background. Sedimentation of the Zakopane Beds in adjacent to the Tatra Mts. region was characterized by a visible domination of the silty-argillaceous background. This fact is evidenced, first of all, by a considerable prevalence of DE cycles (Fig. 4) over the remainder, as well as by the form of transition probability matrix (Table 1—4) and recurrence probability function for siltstones and shales (Fig. 2). The main factors of the sandy material transport were turbidity currents which seldom reached the bottom of the basin and whose energy was low. In the vicinity of the opposite side of the basin (south of the Pieniny Klippen Belt area) sedimentation proceeded in a similar way, except for less frequent but more vehement animation periods. The energy of suspended load currents was markedly diversified; more often there occurred groups of currents succeeding one another in short time intervals. The latter phenomenon was indicated, among others, by an extremely high variation coefficient of the sandstone beds thickness distribution, a greater amount of sandstones with complex bedding than in the southern margin of the basin, and the abundance of different sedimentary cycles (Fig. 4, 18).

The character of the sedimentation process changed considerably at the end of the Zakopane Beds deposition. The profiles fringing upon the Chochołów Beds differ basically from typical profiles of the Zakopane Beds. The amount of sandy material is considerably bigger; at the same time increase both in the number of sandstone beds and in their thickness can be observed. The character of stratification is changed: sandstones with cross bedding are prevailing and those with complex bedding

are considerably more frequent. The domination of the DE cycle is negligible (Fig. 5), the abundance of cycles is considerably bigger (Fig. 18), and the transition probability matrix becomes devoid of surpluses connected with transition from sandstone to siltstone (Table 8). The turbidity currents transporting the psammitic material achieved greater energy and deposited sediment portions bigger than before. Redeposition of a freshly accumulated material took place on a large scale, leading to displacement of an aleuritic fraction and also, possibly, to transformation of the fine-grained sandy material. This assumption is supported mostly by the fact that an increased participation of complete sandstone-siltstone-shale cycles coincided with a still more enhanced participation of sandstone-shale cycles (Fig. 5) and frequent occurrence in the profiles of complex sequences of diversely arranged structural elements (Table 11). On the whole, it seems that the transition between the Zakopane and Chochołów Beds was a period of the greatest sedimentary animation in the Podhale Basin.

The transition period was followed by a successive change consisting in a partial reversion to former conditions: the sedimentation process became somewhat more quiet, though the amount of the psammitic material transported to the basin was incomparably bigger than at the beginning of the deposition. During sedimentation of the Chochołów Beds the role of DE cycles became more important again (Fig. 7); besides, among sandstones, parallel lamination was prevailing over cross bedding and in some places of the basin there recurred surpluses of transition from sandstone to siltstone (Table 13). As a result, the profiles of the Chochołów Beds are in many respects intermediary between the Zakopane Beds and the transit zone profiles (Fig. 9, 11).

Translated by E. Smolak