

ANALIZA SEDYMENTACJI WARSTW CIESZYŃSKICH METODAMI STATYSTYKI MATEMATYCZNEJ

Tadeusz Słomka

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

Słomka, T., 1986. Analiza sedymentacji warstw cieszyńskich metodami statystyki matematycznej. Statistical approach to study of flysch sedimentation – Kimmeridgian–Hauterivian Cieszyn Beds, Polish Outer Carpathians. (In Polish, English summary). *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 56: 277–336.

Abstract: The Cieszyn Beds (Kimmeridgian–Hauterivian) are the oldest unit in the flysch succession of Polish Carpathians. This unit consists mainly of detrital and pelitic limestones, calcareous sandstones, marls and marly shales. Layer thickness variations, vertical transition patterns of lithologies and Bouma divisions, and palaeocurrent data, have been studied here by means of statistical techniques, including correlation, spectral analysis of time series, Markov chains, and modal cycle analysis. The results of the quantitative study have been used as an aid in the reconstruction of depositional mechanisms, palaeoenvironments and palaeogeography of the Cieszyn basin.

The Cieszyn Beds originated in an elongated, E-trending basin that was bounded to the north by Inwałd geanticline and to the south by a geanticlinal zone of Silesian island. During Kimmeridgian and early Tithonian times, the basin was affected by pelagic sedimentation, rarely interrupted by episodes of increased bottom-current activity and turbidity currents. Since late Tithonian times, the role of turbidity currents increased, culminating in the Berriasian. At that time a submarine fan developed in the southern part of the basin. Medial and outer portions of this fan have been here documented. In the north, deposition took place probably mainly in a fan-unrelated basin plain, fed by unconfined turbidity currents which originated in different sites across the slope/shelf prism of the northern source area. During the Valanginian, deposition from mature low-density turbidity currents extended over the whole basin and the role of bottom-current redeposition increased. The Inwałd geanticline shed off clastic detritus during the entire time-span of the Cieszyn Beds, while the Cieszyn island became active as a source area since the Berriasian.

Key words: flysch, mathematical geology, Polish Carpathians, Jurassic, Cretaceous.

Manuscript received May 1985, accepted January 1986

Abstrakt: Metody statystyki matematycznej zastosowano do analizy miąższości i następstwa warstw oraz kierunków paleotransportu w warstwach cieszyńskich (kimeryd–hoteryw polskich Karpat fliszowych). Wyniki analizy statystycznej posłużyły do interpretacji mechanizmów transportu, środowiska sedymentacji oraz paleogeografii basenu cieszyńskiego. Warstwy cieszyńskie powstawały w równoleżnikowym basenie ograniczonym od północy geantykliną inwałdzką, a od południa geantyklinalną strefą wyspy śląskiej. W kimerydzie i wczesnym tytonie przeważała sedymentacja pelagiczna z rzadkimi epizodami depozycji prądowej. Począwszy od późnego tytonu, rosła rola prądów zawieszinowych, które osiągają największe znaczenie w beriasie. W tym czasie, w części południowej basenu usypywany był podmorski stożek. Wachlarzowaty rozkład kierunków paleotransportu, rosnące i malejące trendy miąższości psamitów, typy cykli sedymentacyjnych i następstwa warstw dokumentują osady stożka środkowego i zewnętrznego. W północnej strefie basenu depozycja odbywała się poprzez sieć efemerycznych i niewielkich stożków albo, jako efekt nieskana-

lizowanych prądów zawieszinowych uruchamianych w różnych miejscach nasypu litoralnego. W walcu materiał okruchowy deponowany był z dojrzałych prądów zawieszinowych o niskiej gęstości, wzrosło także znaczenie prądów trakcyjnych w redepozycji osadu dennego. W całym analizowanym okresie źródłem materiału była geantyklina inwałdzka, natomiast wyspa śląska uaktywniła się począwszy od beriasu.

WSTĘP

W badaniach sedymentologicznych formacji fliszowych procedury ilościowe wykorzystywane są najczęściej pomocniczo do rozwiązywania pewnych zagadnień cząstkowych. Rzadziej natomiast pojawiają się prace, w których metody statystyczno-matematyczne są głównym narzędziem badawczym (zob. np. Martini *et al.*, 1978; Krawczyk, 1980). Prezentowana praca jest kontynuacją tego kierunku badań fliszu. Warstwy cieszyńskie, najstarsze osady fliszowe Karpat Zewnętrznych, są wdzięcznym obiektem do badań statystycznych ze względu na zadowalające rozpoznanie stratygraficzne oraz dobre odsłonięcie. Umożliwia to zebranie reprezentatywnych populacji danych sedymentologicznych oraz umieszczenie ich w skali czasowej. Łańcuchy Markowa i cykle modalne zastosowano do analizy następstwa warstw w celu opisanie mechanizmów depozycji i ich zmian w czasie. Różne procedury badania szeregów czasowych (funkcja autokorelacji, funkcja gęstości spektralnej, analiza trendów) posłużyły do wyodrębnienia cyklicznych oscylacji miąższości warstw oraz trendów rosnących i malejących. Takie prawidłowe zmiany miąższości są charakterystyczne dla określonych subfacji stożka podmorskiego, bądź mogą być odzwierciedleniem regionalnych zmian diastroficznych. Analizę korelacji między miąższościami warstw wykorzystano do ustalenia genezy różnych sekwencji warstw, a analizę statystyczną kierunków paleoprądów do zobiektywizowania interpretacji obrazu rozprowadzania materiału okruchowego w basenie.

Uzyskane wyniki wykorzystano do rekonstrukcji paleośrodowiska i paleogeografii warstw cieszyńskich.

STAN ROZPOZNANIA WARSTW CIESZYŃSKICH

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Warstwy cieszyńskie (kimeryd—hoteryw) są najstarszym osadem polskich Karpat fliszowych. Od czasów Hoheneggera (1861) wyróżnia się w nich trzy ogniwa: łupki cieszyńskie dolne, wapienie cieszyńskie i łupki cieszyńskie górne. Występowanie dwu pierwszych ogniw ograniczone jest do Karpat Zachodnich (wschodnia granica ich zasięgu w przybliżeniu pokrywa się z biegiem rzeki Soły), natomiast łupki cieszyńskie górne występują w całym polskim Karpatach fliszowych.

Tektonicznie warstwy cieszyńskie wchodzi w skład dolnej części płaszczowiny śląskiej; część ta w trakcie fałdowań dysharmonijnych wyodrębniła się jako osobny element, nazwany przez J. Nowaka (1927) płaszczowiną cieszyńską. Występowanie tej jednostki w granicach Polski stwierdzono głównie w rejonie między Olzą a Sołą oraz, lokalnie, na obszarze Kotliny Żywieckiej (Fig. 1).

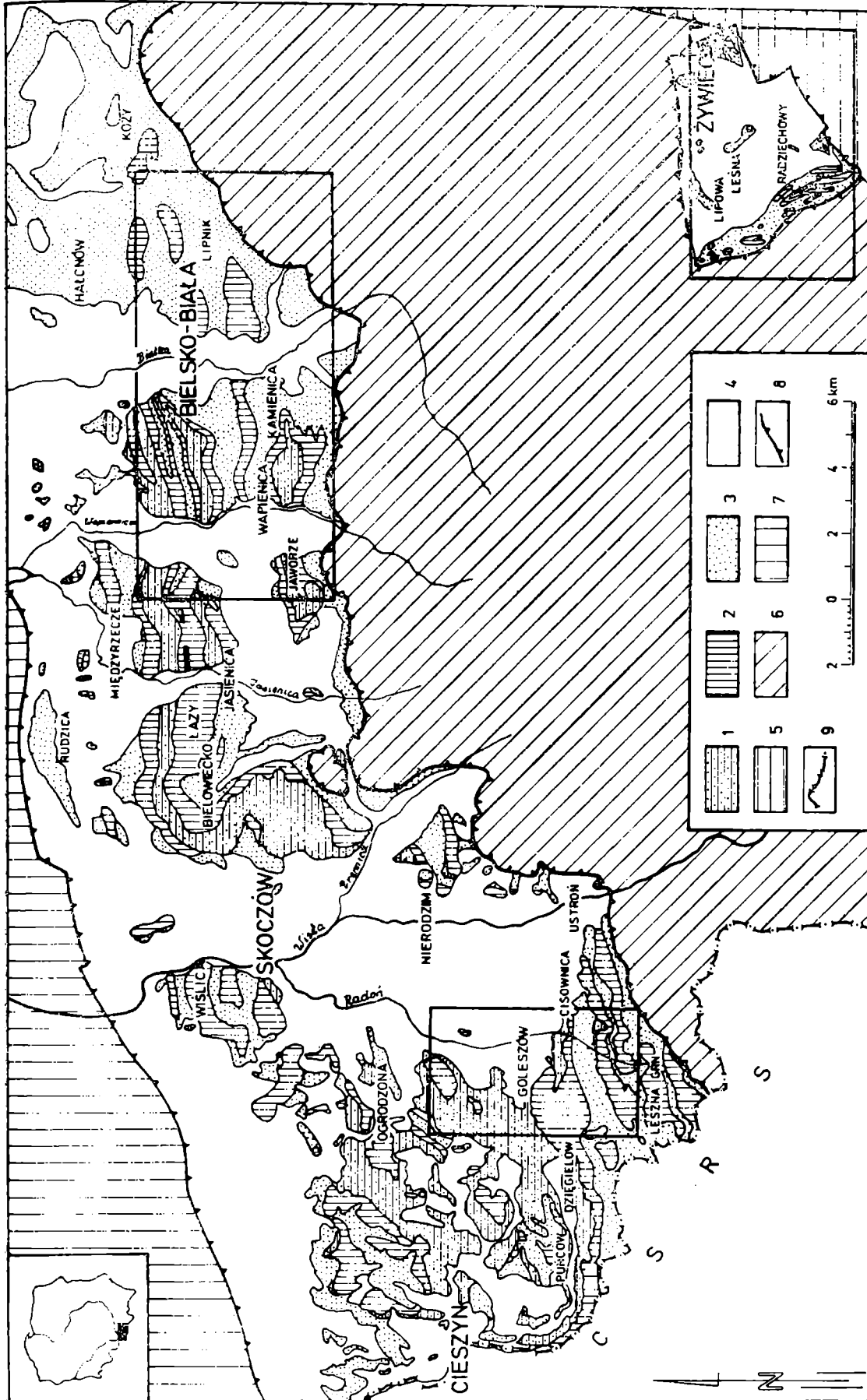


Fig. 1. Usytuowanie rejonów badań (mapa geologiczna wg Burtanówny *et al.*, 1937; Koniora, 1938; Książkiewicz, 1964; Tokarskiego, 1947). 1-4 - płaszczowina cieszyńska i podśląska; 1 - łupki cieszyńskie górne, 2 - wapień cieszyńskie dolne, 3 - łupki cieszyńskie, 4 - utwory inne, nierozdzielone; 5 - płaszczowina magurska i łuska przedmagurska; 6 - płaszczowina godulska; 7 - miocen autochtoniczny; 8 - granice nasunięć; 9 - granica państwa

Fig. 1. Geological map showing location of regions studied (geology after Burtanówna *et al.*, 1937; Konior, 1938; Książkiewicz, 1964; Tokarski, 1947). 1-4 - Cieszyn and Subsilesian nappes; 1 - Lower Cieszyn Shales, 2 - Upper Cieszyn Limestones, 3 - Upper Cieszyn Shales, 4 - undifferentiated; 5 - Magura nappe and fore-Magura thrust slice; 6 - Godula nappe; 7 - autochthonous Miocene; 8 - thrust; 9 - state boundary

Łupki cieszyńskie dolne (miąższość około 300 m) złożone są z łupków marglistych, lokalnie margli barwy ciemnoszarej do czarnej. W rejonie Goleszowa występują grube pakiety margli płytowych (o miąższości rzędu kilkudziesięciu metrów) z cienkimi wkładkami łupków marglistych oraz kompleks margli bryłowych (Peszat, 1967b). Ponadto, w łupkach cieszyńskich dolnych stwierdzono wkładki (o miąższości od kilku do kilkudziesięciu cm, rzadziej do kilku m) wapieni pelitycznych i detrytycznych oraz sporadyczne wtrącenia żwirowców ilastych i egzotykowe bloki wapieni typu sztramberskiego (W. Nowak, 1973). W najwyższej części ogniwa pojawiają się cienkie warstwy wapieni drobnodetrytycznych laminowanych. Według Burtanówny i współautorów (1937) przejście do wapieni cieszyńskich charakteryzuje się obecnością jasnych wapieni pelitycznych i jaśniejszymi barwami łupków marglistych lub coraz częstszymi wkładkami ciemnych wapieni detrytycznych z zachowaniem barw przeławień łupkowych.

Wapień cieszyński (miąższość do 250 m, najczęściej około 150 m) w południowej i południowo-zachodniej strefie występowania podzielone zostały na dwie jednostki: dolne wapień cieszyński, które charakteryzują się obecnością przeławień wapieni pelitycznych oraz górne wapień cieszyński, które pozbawione są przeławień tego typu. W północnej strefie występowania wapieni cieszyńskich wkładki wapieni pelitycznych obecne są w całym profilu. Tę część ogniwa Peszat (1967a) nazywa nierozdzielonymi wapieniami cieszyńskimi. Dolne wapień cieszyński w rejonie Goleszowa i Żywca oraz nierozdzielone wapień cieszyński na pozostałym obszarze zbudowane są z wapieni detrytycznych, pelitycznych i rzadziej margli, przedzielonych łupkami marglistymi. W obrębie wapieni detrytycznych obserwuje się uziarnienie frakcjonalne, laminację równoległą (najczęściej) oraz warstwowanie przekątne. Pozbawione struktur wewnątrzławicowych wapień pelityczne występują samodzielnie, bądź w zespołach ławic detrytyczno-pelitycznych. W rejonie Goleszowa i Żywca w wapieniach cieszyńskich górnych zanikają warstewki wapieni pelitycznych, silnie natomiast rozwijają się warstwy wapieni detrytycznych o uziarnieniu frakcjonalnym i znacznych miąższościach (do 8 m). W górnej części ogniwa miąższości tych warstw stopniowo maleją i coraz częściej pojawiają się warstewki wapieni detrytycznych zapiaszczonych z warstwowaniem przekątnym. Przejście do łupków cieszyńskich górnych zaznaczone jest pojawieniem się prawie czarnych łupków marglistych z wkładkami ciemnych piaskowców łupkowych wśród cieniejących warstw wapieni (Burtanówna *et al.*, 1937).

Łupki cieszyńskie górne (miąższość około 300 m) zbudowane są z ciemnoszarych i czarnych łupków marglistych przewarstwionych ciemnoszarymi piaskowcami wapnistymi cienko-, rzadziej średnioławicowymi. Piaskowce wykazują najczęściej teksturę bardzo drobnoziarnistą, są zwykle mikowe, z detrytusem zwęglonych roślin na powierzchniach oddzielności. Piaskowce te charakteryzują się najczęściej laminacją równoległą i warstwowaniem przekątnym. W dolnej części profilu pojawiają się jeszcze wkładki piaszczystych wapieni detrytycznych, a sporadycznie również i wyżej. W całym profilu stwierdzono kilkadziesiąt warstw syderytów ilastych o miąższości do kilkunastu centymetrów oraz liczne sferosyderyty. Ze spągowej części ogniwa znane są brekcje wapienne i wkładki zlepieńców z egzotykami (To-

karski, 1947). Według Burtanówny i współautorów (1937) w kompleksie spągowym łupki przeważają nieco nad piaskowcami, w części środkowej przeważają piaskowce, a w części przystropowej dominują łupki.

Przegląd starszych poglądów na wiek oraz nowe ujęcie stratygrafii warstw cieszyńskich zawarte są w pracy Biedy i współautorów (1963). Według cytowanych badaczy dolne łupki cieszyńskie obejmują niższy tyton, wapienie cieszyńskie — górny tyton i berias, a łupki cieszyńskie górne — najwyższy berias, walanżyn i najniższą część hoterywu. W. Nowak (1970, 1971, 1973) na podstawie kadosin, stomiosferid

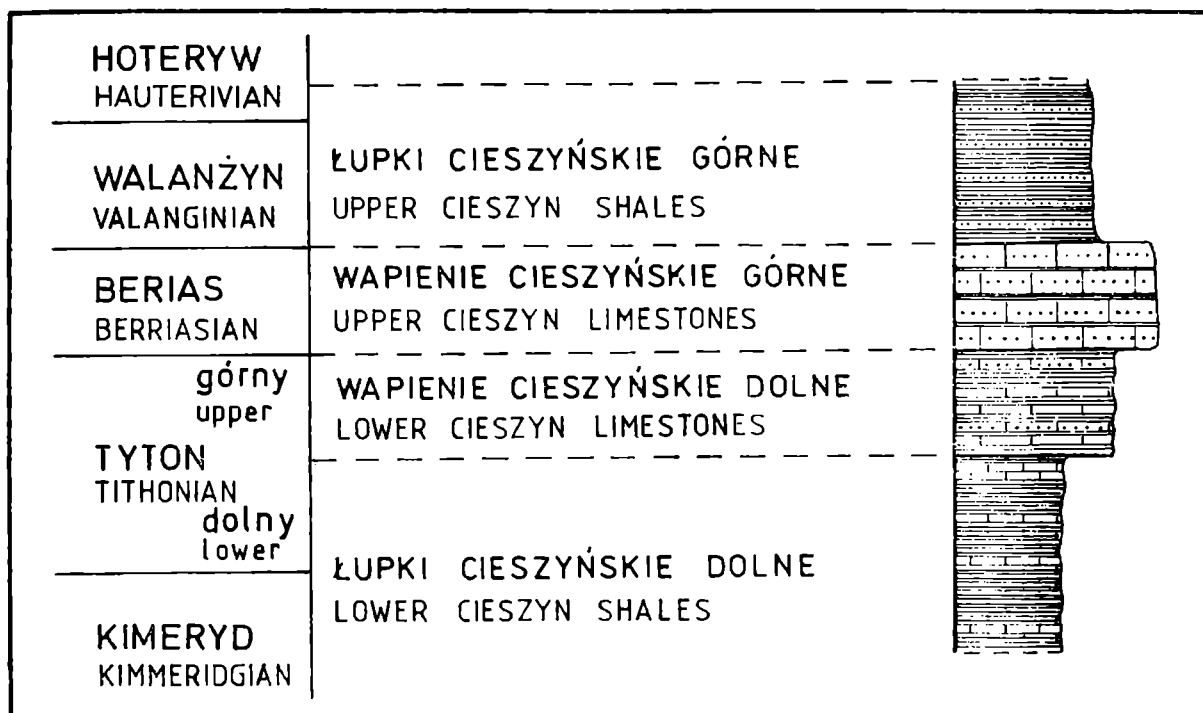


Fig. 2. Schemat litostratigraficzny warstw cieszyńskich (wg Nowaka, 1973; Koszarskiego & Ślączi, 1973; uproszczone)

Fig. 2. Lithostratigraphic scheme of Cieszyn Beds (simplified after Nowak, 1973; Koszarski & Ślącza, 1973)

i kalpionel uściślił wiek poszczególnych ogniw warstw cieszyńskich. W niniejszej pracy przyjęto schemat stratygraficzny Nowaka (1973) dla łupków cieszyńskich dolnych i wapieni cieszyńskich oraz schemat Koszarskiego i Ślączi (1973) dla łupków cieszyńskich górnych (Fig. 2).

SEDYMENTACJA I PALEOGEOGRAFIA

Według Książkiewicza (1956, 1960a, b) i W. Nowaka (1973) w kimerydzie, w zachodniej części geosynkliny karpackiej wykształciły się dwie równoleżnikowe rynny rozdzielone geantykliną inwałdzką (strefa skałek śląskich). W strefie północnej (bachowickiej) miała miejsce sedymentacja pelagiczna, a w południowej (cieszyńskiej) tworzył się kompleks osadowy, w którym Książkiewicz (1960b) nie dostrzega jeszcze cech osadów fliszowych, natomiast W. Nowak (1973) uznaje za flisz. Zdaniem Peszata (1968) sedymentacja pelagiczna przeplatana była częstymi

podmorskimi spływami oraz epizodami rozpoczynającej się depozycji turbidytowej. W późnym tytonie następuje pogłębienie basenu (Książkiewicz, 1975) i coraz wyraźniej zaznacza się depozycja z prądów zawieszinowych (Książkiewicz, 1960b; Peszat, 1967a; Mišik, 1974), przy czym według W. Nowaka (1973) w efekcie ruchów różnicujących, związanych z fazą osterwaldzką, zachodnia część strefy cieszyńskiej została rozdzielona podwodnym wyniesieniem na dwie rynny: południową (goleszowską) i północną (wiślicką). W obu rynnach dominuje sedimentacja turbidytowa, ale w wiślickiej częste są wkładki wapieni pelitycznych i margli. Pomiarzy kierunków paleotransportu wskazują na transport materiału okruczowego z W i NW, a w strefie goleszowskiej również z SW (Książkiewicz, 1962; Peszat, 1967a; Ślącza, 1976). W. Nowak (1973) sądzi zatem, że obszarami alimentacyjnymi były geantyklina inwałdzka i wyspa śląska. W walanżynie i hoterywie następuje nieznaczne spłylenie basenu (Książkiewicz, 1975). Denudacji w dużym stopniu ulegają również niewęglanowe skały podłoża, dając w efekcie utwory o charakterze fliszu piaszczystego (Koszarski & Ślącza, 1973). Obszary alimentacyjne nie ulegają większym zmianom (Książkiewicz, 1962; Ślącza, 1976), a struktury sedimentacyjne obserwowane w łupkach cieszyńskich górnych wskazują, że jest to typowy osad turbidytowy (Książkiewicz, 1964).

TERMINOLOGIA

Zespół skał budujących warstwy cieszyńskie jest zróżnicowany pod względem składu (skały węglanowe i klastyczne), frakcji ziarn (od psefitowej do pelitowej) oraz pochodzenia materiału okruczowego (intraklasty, bioklasty, materiał terygeniczny i muł węglanowy). W klasyfikacji stosowanej do opisu tych skał funkcjonują w związku z tym różne kryteria. W grupie skał węglanowych jest to pochodzenie materiału okruczowego (wapienie detrytyczne) albo jego frakcja (wapienie pelityczne). W częstym użyciu jest także termin łupek bez podania typu skały, w której oddzielność łupkowa występuje.

Próbie wprowadzenia ujednocionej klasyfikacji podjął wprawdzie W. Nowak (1968), ale w pracy podsumowującej stan wiedzy o warstwach cieszyńskich powrócił do mocno zakorzenionej i powszechnie stosowanej terminologii (W. Nowak, 1973). W prezentowanej pracy utrzymano tradycyjnie stosowaną klasyfikację, ponieważ nie wprowadza ona merytorycznych komplikacji w stosowaniu metod ilościowych. Jednak celowe było wprowadzenie upraszczającej modyfikacji. Mianowicie, termin *psamity* zastosowano do skał o teksturze piaszczystej (piaskowce i wapienie detrytyczne), a termin *pelity* dla skał mułowo-ilastych (łupki margliste, margle i mułowce margliste). Wapienie pelityczne potraktowano odrębnie z uwagi na ich specyficzny charakter i wykazany brak powiązania z pozostałymi skałami.

Wszystkie nazwy skał użyto w pracy zgodnie z powszechnie przyjętymi definicjami (por. Łydka, 1985). Terminy *warstwa*, *ławica*, *lamina* i pochodne zastosowano w znaczeniach podanych przez Gradzińskiego i współautorów (1976). Termin *człon* odnosi się do elementów idealnej ławicy turbidytowej zgodnie ze schematem Boumy (1962).

MATERIAŁ OBSERWACYJNY

Ilościowa charakterystyka procesu sedymentacji warstw cieszyńskich wymagała zestawu profili terenowych spełniających następujące kryteria:

- (1) nieprzerwane i niezaburzone tektonicznie następstwo warstw;
- (2) duża liczba warstw możliwych do wyróżnienia w pojedynczym profilu (założono, że liczba ta musi być większa niż 100);
- (3) geograficzne rozmieszczenie profili umożliwiające regionalną rekonstrukcję zmienności cech procesu sedymentacji oraz
- (4) równomierne usytuowanie profili w obrębie syntetycznego profilu warstw cieszyńskich w celu zapewnienia możliwie pełnej charakterystyki sedymentacji w czasie.

Opierając się na powyższych kryteriach do badań szczegółowych wytypowano

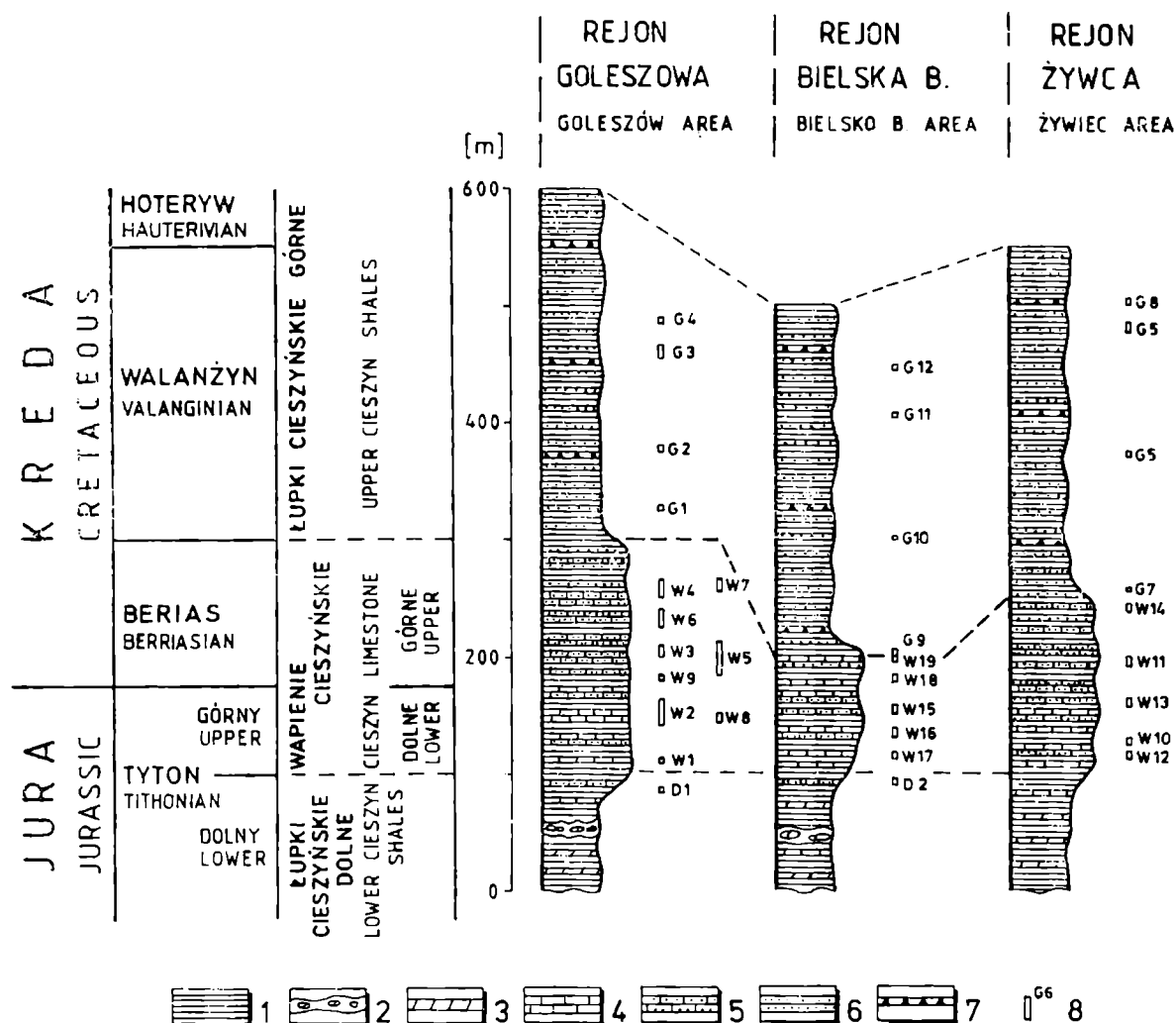


Fig. 3. Lokalizacja stratygraficzna profili wytypowanych do badań ilościowych w syntetycznym profilu warstw cieszyńskich. 1 — łupki margliste; 2 — zwirowce ilaste; 3 — margle; 4 — wapień pelityczny; 5 — wapień detrytyczny; 6 — piaskowce; 7 — syderyty; 8 — zbadane profile

Fig. 3. Stratigraphic location of sections selected for quantitative analysis in the synthetic succession of Cieszyn Beds. 1 — marly shale; 2 — pebbly mudstone; 3 — marl; 4 — pelitic limestone; 5 — detrital limestone; 6 — sandstone; 7 — siderite; 8 — field section

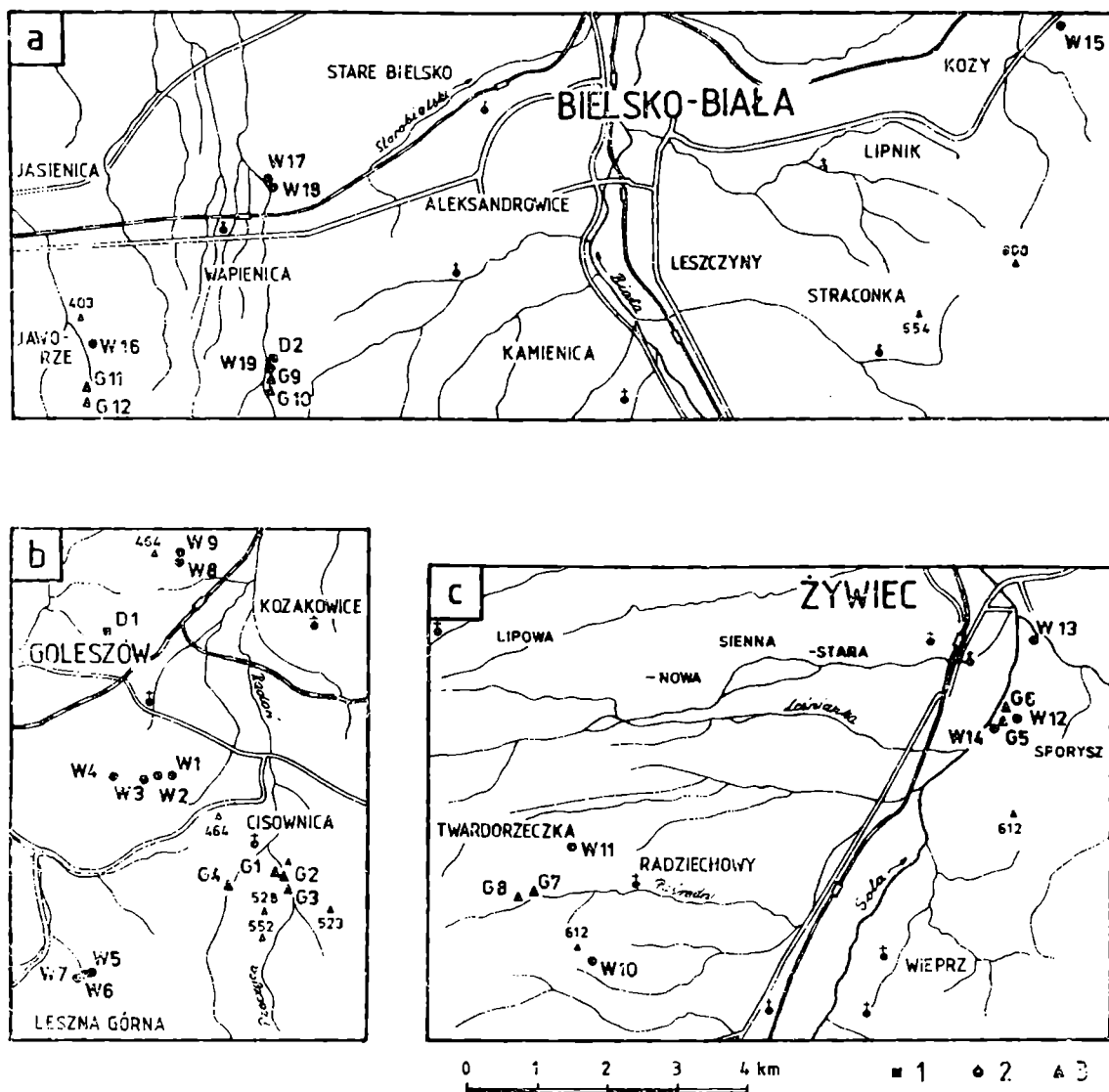


Fig. 4. Lokalizacja profili wytypowanych do badań ilościowych. *a* – region Bielska-Białej; *b* – region Goleszowa; *c* – region Żywca; 1 – łupki cieszyńskie dolne; 2 – wapienie cieszyńskie; 3 – łupki cieszyńskie górne

Fig. 4. Location maps showing positions of field sections. *a* – Bielsko-Biała region; *b* – Goleszów region; *c* – Żywiec region; 1 – Lower Cieszyn Shales; 2 – Cieszyn Limestones; 3 – Upper Cieszyn Shales

31 profili z rejonu Goleszowa, Bielska-Białej i Żywca (Fig. 1) o sumarycznej miąższości 275,1 m. Szczegółową lokalizację zmierzonych profili przedstawiono na figurach 3 i 4 oraz opisano w aneksie zamieszczonym na końcu niniejszej pracy. W trakcie szczegółowego profilowania dla każdej makroskopowo wyróżnionej warstwy określano: typ litologiczny, miąższość i jej wahania w obrębie odsłonięcia, uziarnienie i jego zmiany w obrębie warstwy, rodzaj struktury wewnątrzławicowej i miąższość warstewki, w jakiej dana struktura występuje, kierunek paleotransportu, zespół skamieniałości śladowych wraz z szacunkową oceną ich liczby oraz rodzaj powierzchni spągowej i stropowej.

Podstawowe dane profili wapieni cieszyńskich wybranych do analizy ilościowej zestawiono w tabeli 1. We wszystkich rejonach dominują miąższościowo wapienie

Tabela — Table 1

Podstawowe dane o profilach wapieni cieszyńskich. *WCD* — wapień cieszyński dolny; *WCG* — wapień cieszyński górny; *WC* — wapień cieszyński nierozdzielony

Basic data for sections from Cieszyn Limestones. *WCD* — Lower Cieszyn Limestones; *WCG* — Upper Cieszyn Limestones; *WC* — undifferentiated Cieszyn Limestones

Ogniwo Member	Numer profilu Section No.	Miąższość [m] Thickness	Liczba warstw Number of layers	% miąższości Thickness %			
				Wapień detrytyczne Detrital limestones	Wapień pelityczne Pelitic limestones	Mułowce Mud- stones	Łupki margliste Marly shales
REJON GOLESZOWA							
Goleszów region							
WCG	W7	11.4	218	59.7	—	7.2	33.1
	W4	17.4	308	63.2	—	5.4	31.4
	W6	17.0	215	73.4	—	2.3	24.3
	W5	29.6	124	90.6	—	1.0	8.4
	W3	10.3	210	65.6	—	11.6	22.8
	W9	5.7	102	61.3	—	9.9	28.8
WCD	W2	23.6	420	40.3	21.3	7.6	30.8
	W8	8.6	256	29.5	30.8	9.1	30.6
	W1	4.2	143	41.7	22.1	6.9	29.3
Razem Total		127.8	1996	63.5	6.7	5.6	24.2
REJON ŻYWCA							
Żywiec region							
WCG	W14	6.2	310	59.0	—	7.5	33.5
	W11	10.6	226	81.7	—	7.4	10.9
WCD	W13	7.9	179	36.2	1.6	33.8	28.4
	W10	5.4	188	43.4	13.4	6.3	36.9
	W12	8.9	225	35.8	30.5	2.3	31.4
Razem Total		39.0	1128	53.1	9.1	11.5	26.3
REJON BIELSKA-BIAŁEJ							
Bielsko-Biała region							
WC	W19	5.1	132	44.2	2.5	11.9	41.4
	W18	6.3	206	38.3	—	2.2	59.5
	W15	9.7	257	41.7	21.7	11.7	24.9
	W16	7.1	103	54.4	8.7	17.0	19.9
	W17	6.6	184	34.9	17.2	11.5	36.4
Razem Total		34.8	882	42.7	11.4	11.2	34.7

detrytyczne, przy czym różnice między poszczególnymi profilami są bardzo duże (od 29,5% do 90,6%), zwłaszcza w rejonie Goleszowa. W tym rejonie udział wapieni detrytycznych wzrasta w górę ogniwa i po osiągnięciu maksimum (profil W5) stopniowo maleje (Fig. 3). Udział łupków marglistych jest mniejszy, ale zróżnicowanie między profilami jest równie duże, jak w wapieniach detrytycznych. Mułowce są składnikiem podrzędnym, nie przekraczającym kilkunastu procent (jedynie w profilu W13 jest ich około 34%), a wapienie pelityczne, które występują jedynie w dolnych i nierozdzielnych wapieniach cieszyńskich, stanowią element silnie zróżnicowany.

Tabela — Table 2

Podstawowe dane o profilach łupków cieszyńskich górnych

Basic data for sections from Upper Cieszyn Shales

Numer profilu Section No.	Miąższość [m] Thickness	Liczba warstw Number of layers	% miąższości Thickness %		
			Piaskowce Sandstones	Mułowce Mudstones	Łupki margliste Marly shales
REJON GOLESZOWA					
Goleszów region					
G4	9.3	217	30.6	11.1	58.3
G3	11.7	331	23.4	15.1	61.5
G2	7.7	158	16.3	3.1	80.6
G1	5.5	162	34.8	5.7	59.5
Razem Total	34.2	868	25.6	9.8	64.4
REJON ŻYWCA					
Żywiec region					
G8	3.1	156	67.5	5.8	26.7
G5	9.8	215	4.5	53.1	42.4
G7	5.3	273	16.6	22.9	60.5
G6	3.0	156	47.1	8.1	44.8
Razem Total	21.2	800	22.8	32.3	44.9
REJON BIELSKA-BIAŁEJ					
Bielsko-Biała region					
G12	5.8	114	52.6	3.4	44.0
G11	3.1	148	52.0	5.2	42.8
G10	3.3	124	33.4	8.7	57.9
G9	5.9	329	38.0	3.1	58.9
Razem Total	18.1	715	44.2	4.9	50.9

W profilach łupków cieszyńskich górnych (Tab. 2) przeważają łupki margliste, szczególnie w rejonie Golezowa. W kilku profilach z rejonu Żywca i Bielska-Białej elementem przeważającym, w jednym przypadku dominującym (profil G8), są wprawdzie piaskowce, ale w sumarycznej miąższości dla całych rejonów największy udział mają łupki margliste. Udział piaskowców zmienia się w szerokich granicach (od 4,5% do 67,5%), przy czym najsilniejsze zróżnicowanie wykazują profile z rejonu Żywca, a najsłabsze z rejonu Bielska-Białej. Mułowce stanowią składnik podrzędny z wyjątkiem profilu G5, gdzie dominują.

METODA BADAŃ ILOŚCIOWYCH

Zebrane dane terenowe można podzielić na trzy grupy:

(1) dane skalarne (miąższości warstw o określonej litologii oraz miąższości członów strukturalnych),

(2) dane jakościowe (typy litologiczne i strukturalne) oraz

(3) dane wektorowe (azymuty struktur kierunkowych).

Zróżnicowany charakter danych narzucił konieczność wyboru zespołu metod adekwatnych do specyfiki danych i równocześnie optymalnych do budowania modeli statystycznych różnych aspektów sedymentacji.

Opis statystyczny i korelacje

Wstępnym etapem analizy miąższości warstw było zobrazowanie postaci rozkładu (szeregi rozdzielcze, histogramy) oraz oszacowanie podstawowych parametrów statystycznych (miary pozycyjne i miary rozrzutu). Z kolei, za pomocą testu χ^2 w wersji dla dwóch rozkładów empirycznych porównano rozkłady miąższości warstw (por. Freund, 1971). Omawiane dane wykorzystano do zbadania zależności między miąższościami warstw sąsiadujących ze sobą w profilu. Zastosowano korelację rangową (Kendall, 1970), ponieważ obliczenie współczynnika korelacji Pearsona było ryzykowne wobec często niskich liczebności populacji próbkowych i stwierdzonej asymetrii rozkładów miąższości.

Analiza trendu

W pierwszym etapie analizy wykorzystano metodę średnich ruchomych: jednak ponieważ wizualna ocena oryginalnych profili sugerowała w wielu przypadkach istnienie trendów, które mogłyby być aproksymowane odcinkami prostych, sprawdzono to przypuszczenie, dobierając optymalne proste metodą najmniejszych kwadratów. W celu statystycznego uzasadnienia takiego postępowania w tych przypadkach, w których w profilu podejrzewano obecność odcinków o różniącym się przebiegu trendu prostoliniowego, posłużono się metodą podziału profili na odcinki jednorodne ze względu na trend liniowy (Krawczyk & Słomka, 1982). Metoda ta polega na poszukiwaniu w profilu takich sąsiadujących ze sobą odcinków o zadanej długości minimalnej, których współczynniki równań trendów są istotnie różne. Sposób ich poszukiwania opiera się na algorytmie Rodionowa (1968). Na podstawie wizualnej analizy wykresów miąższości warstw ustalono minimalną długość odcinka równą 15 warstwom.

Serie miąższości

Do zbadania seryjnych, kierunkowych zmian miąższości zastosowano metodę zaproponowaną przez Krawczyka i Słomkę (w przygotowaniu). Ponieważ jest to metoda nieznaną, na prostym przykładzie przedstawiony zostanie jeden z możliwych sposobów jej wykorzystania.

Ciąg miąższości warstw określonego typu przetwarza się w ten sposób, że spadek miąższości od warstwy do warstwy oznacza się zerami (0), a wzrost jedynekami (1). Tak na przykład ciąg warstw o miąższościach: 24, 21, 15, 20, 34, 46, 32, 41, 30, 22 i 10 cm, po przetworzeniu przedstawia się następująco: 0 0 1 1 1 0 1 0 0 0. Składa się on więc z trzech serii oznaczających spadek miąższości warstw (serii 2-warstwowej, 3-warstwowej i 4-warstwowej) oraz dwu serii oznaczających wzrost miąższości warstw (2-warstwowej i 4-warstwowej). Dla profili o tak przetworzonych szeregach miąższości zestawia się liczebność serii różnego typu. Porównując te liczebności z wartościami krytycznymi (Krawczyk & Słomka *op. cit.*) na przyjętym poziomie istotności sprawdzamy istotność nadwyżek lub niedoborów serii określonego typu.

Cykliczność

Strukturę częstotliwościową ciągów miąższości warstw analizowano za pomocą oszacowań funkcji autokorelacji i funkcji gęstości spektralnej (Bendat & Piersol, 1976; Słomka, 1979), a testowano metodą Boxa i Jenkinsa (1970). Do analizy wytypowano tylko te profile, które okazały się stacjonarne przy zastosowaniu testu serii (por. Bendat & Piersol, 1976) oraz charakteryzowały się liczbą elementów ciągu większą od 60. Takie założenia w zdecydowanej większości profili spełniały ciągi miąższości pelitów i psamitów. Skoncentrowano się przede wszystkim na ciągach miąższości obserwowanych. Z doświadczeń autora i innych badaczy wynika, że jedynie takie ciągi stosunkowo łatwo poddają się interpretacji, ponieważ prezentują nie przetworzone charakterystyki profili (Kotlarczyk & Krawczyk, 1977).

Łańcuchy Markowa

Następstwa typów litologicznych i członów strukturalnych w profilach zbadano metodą opartą na teorii łańcuchów Markowa (zob. Schwarzacher, 1975). W metodzie tej każda warstwa profilu rozumiana jest jako określony stan układu. Zatem badany profil można rozpatrywać jako zapis dynamiki układu — tzn. przechodzenia z jednego stanu w drugi. Pełny opis tego rozwoju daje macierz częstości przejść, której elementami są częstotliwości, z jakimi poszczególne stany zastępują się w profilu. Macierz ta stanowi próbkowe oszacowanie macierzy prawdopodobieństw przejść i może być wykorzystana do bezpośredniej charakterystyki profilu, względnie można z niej wyprowadzić macierz różnic między częstościami obserwowanymi i oczekiwanymi. Macierz różnic w połączeniu z testem istotności poszczególnych jej wyrazów pozwala na wyszukanie w profilu przejść istotnie częstszych i istotnie rzadszych od spodziewanych przy losowym rozkładzie elementów.

Cykle modalne

Pionowe następstwa elementów litologiczno-strukturalnych zbadano również przy użyciu metody cykli modalnych (Duff & Walton, 1962). Metoda ta polega na podziale profilu na odcinki, których umowną granicę stanowi zawsze warstwa określonego typu. Odcinki takie noszą nazwę cykli sedymentacyjnych, zaś wspomniana warstwa graniczna traktowana jest jako ostatni element cyklu. Podstawą wnioskowania w oparciu o tę metodę jest przede wszystkim analiza częstości występowania poszczególnych cykli, a także analiza różnorodności cykli i rozkładu ich długości (zob. Dembowski & Unrug, 1970). W tym drugim przypadku można w szczególności weryfikować statystycznie hipotezę o losowości profilu (Krawczyk, 1980).

Stacjonarność profili

Istotnym problemem przy korzystaniu z przedstawionych metod jest zagadnienie stacjonarności profilu. Rzecz w tym, iż częstości przejść mogą ulegać zmianom w obrębie profilu, co ma bezpośredni wpływ na wyniki uzyskiwane metodami teorii łańcuchów Markowa, a pośrednio także

na rezultaty analizy cykli. W związku z tym właściwe obliczenia poprzedzono testowaniem stacjonarności macierzy częstości przejść w skali profilu, posługując się metodą podaną przez Krawczyka i Słomkę (1979). W metodzie tej porównuje się za pomocą testu χ^2 macierze częstości przejść sąsiednich odcinków profilu. Zasada poszukiwania tych odcinków opiera się na algorytmie Rodionowa (1968).

Profile stacjonarne (w liczbie 20) zostały opisane jedną macierzą częstości przejść. W profilach niestacjonarnych (11) za pomocą wspomnianej metody wydzielono stacjonarne profile cząstkowe i dla każdego z nich obliczono osobne macierze. Ten tryb postępowania miał na celu wyeliminowanie fałszywych interpretacji „uśrednionych” macierzy, opisujących istotnie zmieniające się w czasie następstwa warstw.

Kierunki paleoprądów

W trakcie prac terenowych okazało się, że w obrębie odsłonięcia zebranie reprezentatywnych zbiorów pomiarów na podstawie jednego typu struktury jest na ogół nie do zrealizowania. W tych profilach, w których nie obserwowano znaczących rozbieżności między kierunkami wyznaczonymi z różnych struktur, łączono wyniki pomiarów w jedną populację (por. Slingerland & Williams, 1979).

Do analizy statystycznej wykorzystano pomiary hieroglifów prądowych, warstwowania przekątnego i riplemarków. Przed ich opracowaniem dokonywano rotacji do pierwotnego położenia wokół biegu warstwy. Pomiary przedstawiono na histogramach kłowych, a następnie dla wybranych zbiorów danych wyznaczono kierunki średnie i współczynniki koncentracji oraz stwierdzano istotność kierunków średnich. Szczegóły niezbędnych obliczeń znaleźć można w pracy Krokowskiego (1976).

We wszystkich testach statystycznych wykorzystanych w pracy zastosowano poziom istotności $\alpha = 0,05$.

ANALIZA MIĄŻSZOŚCI WARSTW

Wstępnym etapem analizy rozkładów była charakterystyka ich postaci w populacjach obejmujących warstwy z różnych ogniw i rejonów. We właściwej analizie uporządkowane stratygraficznie miąższości warstw w profilach traktowano jako typowe szeregi czasowe.

ROZKŁADY MIĄŻSZOŚCI

Rezultaty analizy rozkładów miąższości najlepiej uwidaczniają się na populacjach członów sekwencji Boumy. W rozkładach miąższości członu B z różnych rejonów wapieni cieszyńskich z reguły słabo wyodrębnia się klasa modalna i wyraźnie zaznacza się spłaszczenie postaci rozkładu (Fig. 5a), natomiast w rozkładach z łupków cieszyńskich górnych klasa modalna grupuje niekiedy blisko połowę warstw i obejmuje zawsze warstwy najcieńsze. Tę odrębność rozkładów miąższości członu B z łupków cieszyńskich górnych uwypukla porównanie za pomocą testu χ^2 (Fig. 5b). Należy podkreślić, że własności charakteryzujące rozkłady członu B są również typowe dla pozostałych, psamitowych członów sekwencji Boumy.

Rozkłady miąższości warstw pelitów (człony D i E) są silnie zróżnicowane (Fig. 6a). Obok wybitnie asymetrycznych z wyraźnie zaznaczoną klasą modalną obejmującą warstwy najcieńsze, występują rozkłady silnie spłaszczone, z wysokim udziałem

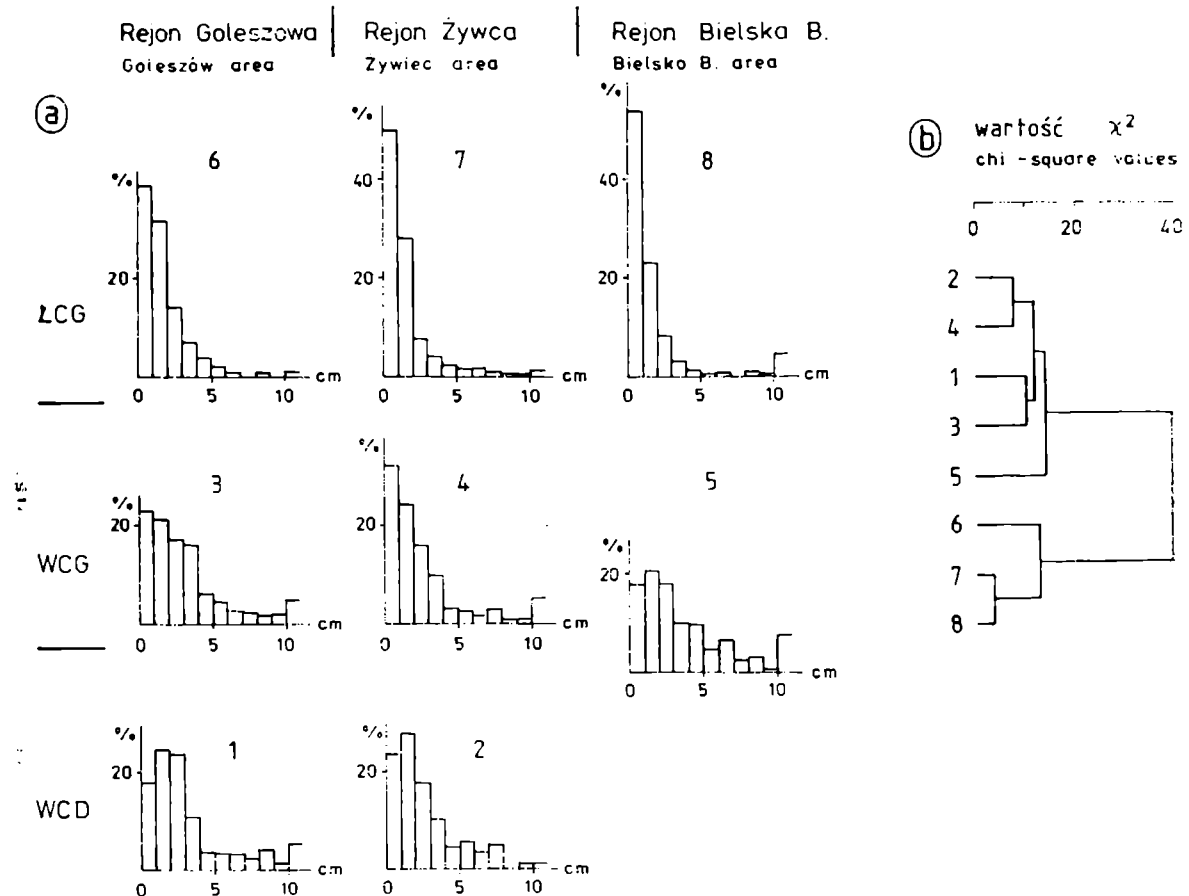


Fig. 5. (a) Rozkłady miąższości warstw psammitów z laminacją równoległą. (b) Porównanie rozkładów za pomocą testu χ^2 . *WCD* — wapienie cieszyńskie dolne; *WCG* — wapienie cieszyńskie górne; *ŁCG* — łupki cieszyńskie górne

Fig. 5. (a) Layer-thickness distributions of psammmites with parallel lamination. (b) Comparison of these distributions in terms of chi-square test. *WCD* — Lower Cieszyn Limestones; *WCG* — Upper Cieszyn Limestones; *ŁCG* — Upper Cieszyn Shales

łem warstw grubszych od 10 cm. Na dendrogramie widoczne jest wyraźne podobieństwo rozkładów reprezentujących różne ogniwa w obrębie jednego rejonu (Fig. 6b), przy tym podkreślić należy wybitne podobieństwo rozkładów z rejonu Bielska-Białej, słabsze rozkładów z rejonu Żywca i najslabsze z rejonu Goleszowa.

KORELACJE MIĘDZY MIĄŻSZOŚCIAMI

Ugruntowanie się teorii prądów zawieszinowych oraz ustalenie idealnego następstwa typów litologicznych i struktur depozycyjnych w ławicach turbidytowych (Wassojewicz, 1948; Bouma, 1962) skłoniło niektórych badaczy do poszukiwania korelacji między miąższościami warstw sąsiadujących ze sobą w seriach fliszowych. Wydawało się bowiem logiczne, że w sekwencji utworzonej przez jeden akt depozycji (prąd zawieszinowy) miąższości kolejnych członów winny być ze sobą skorelowane. Rupke (1969) stwierdził dodatnią korelację pomiędzy miąższościami warstw piaskowców i nadległych łupków oraz brak korelacji między miąższościami piaskowców i podścielających je łupków. Romanowski (1976) badał związki między miąższościami sekwencji (cykli) a miąższościami budujących je członów oraz między miąższościami poszczególnych członów sekwencji w różnych typach fliszu. W pierwszym przypadku uzyskał wysokie, dodatnie wartości współczynników korelacji, w drugim wyraźnie zróżnicowane.

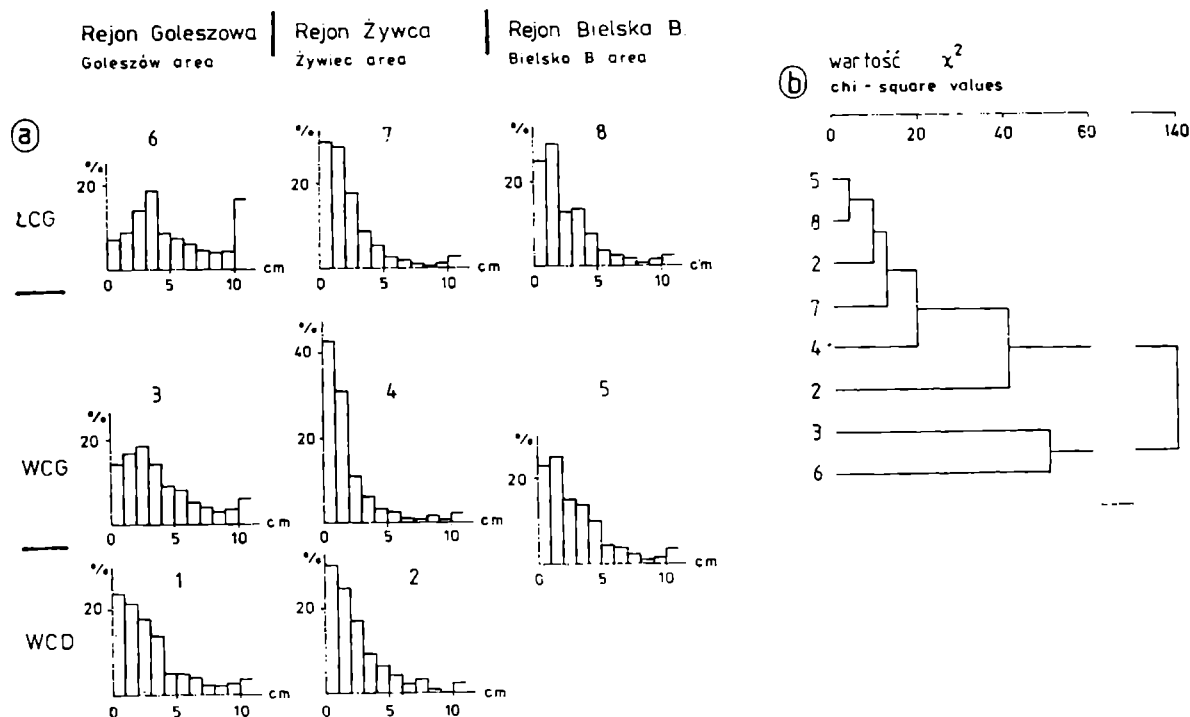


Fig. 6. (a) Rozkłady miąższości warstw pelitów. (b) Porównanie rozkładów za pomocą testu χ^2 . *WCD* – wapienie cieszyńskie dolne; *WCG* – wapienie cieszyńskie górne; *ŁCG* – łupki cieszyńskie górne

Fig. 6. (a) Layer-thickness distributions of pelites. (b) Comparison of these distributions in terms of chi-square test. *WCD* – Lower Cieszyn Limestones; *WCG* – Upper Cieszyn Limestones; *ŁCG* – Upper Cieszyn Shales

W przeciwieństwie do wyników prac cytowanych powyżej, w warstwach cieszyńskich nie stwierdzono dodatniej, statystycznie istotnej korelacji między miąższościami warstw psamitów i nadległych pelitów; dotyczy to również (z jednym wyjątkiem) korelacji z pelitami podścielającymi (Tab. 3). Tylko w profilu W5 z Lesznej Górnej, wartość korelacji między miąższościami wapieni detrytycznych i podścielających je łupków jest ujemna i statystycznie istotna (-0.280).

Drugim interesującym faktem jest wyraźna, dodatnia i zwykle istotna wartość współczynnika korelacji między miąższościami kolejnych (A z B, B z C i C z D) członów sekwencji Boumy (Tab. 3 i 4). Nieistotna korelacja między miąższościami członów A i B w rejonie Żywca oraz niezbyt wysoka, choć istotna, w rejonie Goleiszowa, mają swoje źródło w sporym udziale grubych i bardzo grubych warstw wapieni detrytycznych, uziarnionych frakcjonalnie, z cieką przystropową warstwą o laminacji równoległej.

Odrębnym zagadnieniem jest sprawa korelacji między członami D i E. Wynika to z faktu, że jednoznaczne scharakteryzowanie obu członów napotyka pewne trudności. Człon E – z definicji końcowy, pelitowy sedyment z ogona prądu zawieszinowego – jest zwykle członem niejednorodnym (Radomski, 1960), a ponadto w najsilniejszym stopniu podatnym na erozyjne działanie prądów. Człon D – definiowany jako laminowany równoległe mułowiec – często jest słabo zindywidualizowany, zwłaszcza we fliszu karpackim, na co zwracał już uwagę Książkiewicz (1975).

Tabela — Table 3

Zestawienie współczynników korelacji rangowej Spearmana między miąższościami typów litologicznych i strukturalnych w rejonach wapieni cieszyńskich: *WD* — wapień detrytyczny; *WP* — wapień pelityczny; *Ł* — łupek marglisty i mułowcowy; *A* do *E* — człony sekwencji Boumy

Spearman's rank correlation between thicknesses of lithological and structural divisions for Cieszyn Limestones. *WD* — detrital limestone; *WP* — pelitic limestone; *Ł* — marly and muddy shale; *A* through *E* — Bouma divisions

Warstwy korelowane Correlated layers		Rejon Region		
podścielające underlying	nadległe overlying	Goeszowa	Żywca	Bielska-Białej
WD	Ł	0.11	-0.03	0.10
Ł	WD	-0.02	-0.10	0.08
WD	WP	0.12	0.02	0.10
WP	WD	0.16	0.18	-0.04
WP	Ł	0.09	0.17	0.26*
A	B	0.23*	0.19	0.59*
B	C	0.51*	0.59*	0.50*
C	D	0.45*	0.26*	0.83*
D	E	0.22*	0.11	0.00
C	B	0.47*	0.24*	0.63*

* korelacja istotna na poziomie istotności $\alpha = 0.05$
correlation significant for $\alpha = 0.05$

Tabela — Table 4

Zestawienie współczynników korelacji rangowej Spearmana między miąższościami typów litologicznych i strukturalnych w rejonach łupków cieszyńskich górnych. *S* — piaskowiec; pozostałe objaśnienia jak w tabeli 3

Spearman's rank correlation between thicknesses of lithological and structural divisions for Upper Cieszyn Shales. *S* — sandstone; for other explanation see caption in Table 3

Warstwy korelowane Correlated layers		Rejon Region		
podścielające underlying	nadległe overlying	Goeszowa	Żywca	Bielska-Białej
S	Ł	-0.12	0.10	0.09
Ł	S	-0.12	0.16	0.10
B	C	0.63*	0.42*	0.50*
C	D	0.24*	0.40*	0.15
D	E	0.29*	0.43*	0.41*
C	B	0.33*	0.27*	0.38*

* korelacja istotna na poziomie istotności $\alpha = 0.05$
correlation significant for $\alpha = 0.05$

Tak więc ocena miąższości interwałów D i E, wówczas kiedy sąsiadują one ze sobą, może niekiedy budzić wątpliwości. Te niejednoznaczności są w dużym stopniu eliminowane poprzez zastosowanie korelacji rangowej. W rejonach Żywca i Bielska-Białej w wapieniach cieszyńskich korelacje między miąższościami interwałów D i E są niskie i nieistotne. Odmiennie przedstawia się sytuacja łupków cieszyńskich górnych. We wszystkich rejonach korelacje między członami D i E są dodatnie, istotne i zawsze nieco wyższe od wartości korelacji między miąższościami członów C i D. Wydaje się, że taka sytuacja może być spowodowana występowaniem dwu subpopulacji członu D; jednej związanej genetycznie z członami psamitowymi, drugiej z członem E.

Ostatnim etapem analizy było zbadanie korelacji między miąższościami warstewek detrytycznych i pelitycznych w ławicach wapieni detrytyczno-pelitycznych. We wszystkich przypadkach wartości współczynników korelacji są niskie (z jednym wyjątkiem) i nieistotne (Tab. 3).

TRENDOWE ZMIANY MIĄŻSZOŚCI

Wykorzystując metodę zaproponowaną przez Krawczyka i Słomkę (1982) sprawdzono jednorodność profili opisanych miąższościami warstw. W większości przypadków obliczone równania trendu liniowego charakteryzowały całą lub prawie całą długość profilu. Tylko w trzech profilach z rejonu Goleszowa dla ciągów miąższości psamitów wykryto krótsze odcinki różniące się istotnie przebiegiem trendu liniowego. Z punktu widzenia zmian miąższości warstw psamitów w badanych profilach wyróżnić można trzy podstawowe typy:

Typ I (Fig. 7a) występuje w 4 profilach (3 z warstw cieszyńskich rejonu Goleszowa) charakteryzujących się obecnością wizualnie rozpoznawalnego trendu rosnącego. W trzech przypadkach tendencja taka opisuje całą długość profilu i jej kontynuacja jest nieznana. Natomiast profil W3 (Fig. 7b) składa się z kilku krótszych odcinków, różniących się równaniami trendu liniowego rosnącego.

Typ II (Fig. 7c) obejmuje 6 profili (z wapieni cieszyńskich rejonu Goleszowa i Żywca) określonych wizualnie rozpoznawalnym trendem malejącym. W 4 profilach trend taki opisuje je w całości. W profilach W4 i W7 z rejonu Goleszowa sytuacja jest analogiczna do profilu W3 z tym, że kolejne odcinki charakteryzują się trendem malejącym (Fig. 7d). Warto dodać, że prawidłowości charakteryzujące typ I i II odzwierciedlają się szczególnie wyraźnie w przebiegu miąższości anomalnie większych.

Typ III stwierdzono w 21 profilach charakteryzujących się losowymi oscylacjami miąższości warstw psamitów, bez wizualnie rozpoznawalnego trendu. Dla 18 profili (Fig. 7f) typowe jest pojawienie się w nieregularnych odstępach (ale zwykle co kilka lub kilkanaście warstw) pojedynczych maksimów o wartościach kilkakrotnie większych od wartości średniej. W 3 profilach (Fig. 7e) z łupków cieszyńskich górnych takie maksima nie występują. Dopasowanie trendu liniowego do ciągów miąższości warstw wskazuje, że odstępstwo od postaci równania ogólnego $x = a$ jest zwykle tak znikome, że z powodzeniem pozwala założyć stacjonarny charakter zmian

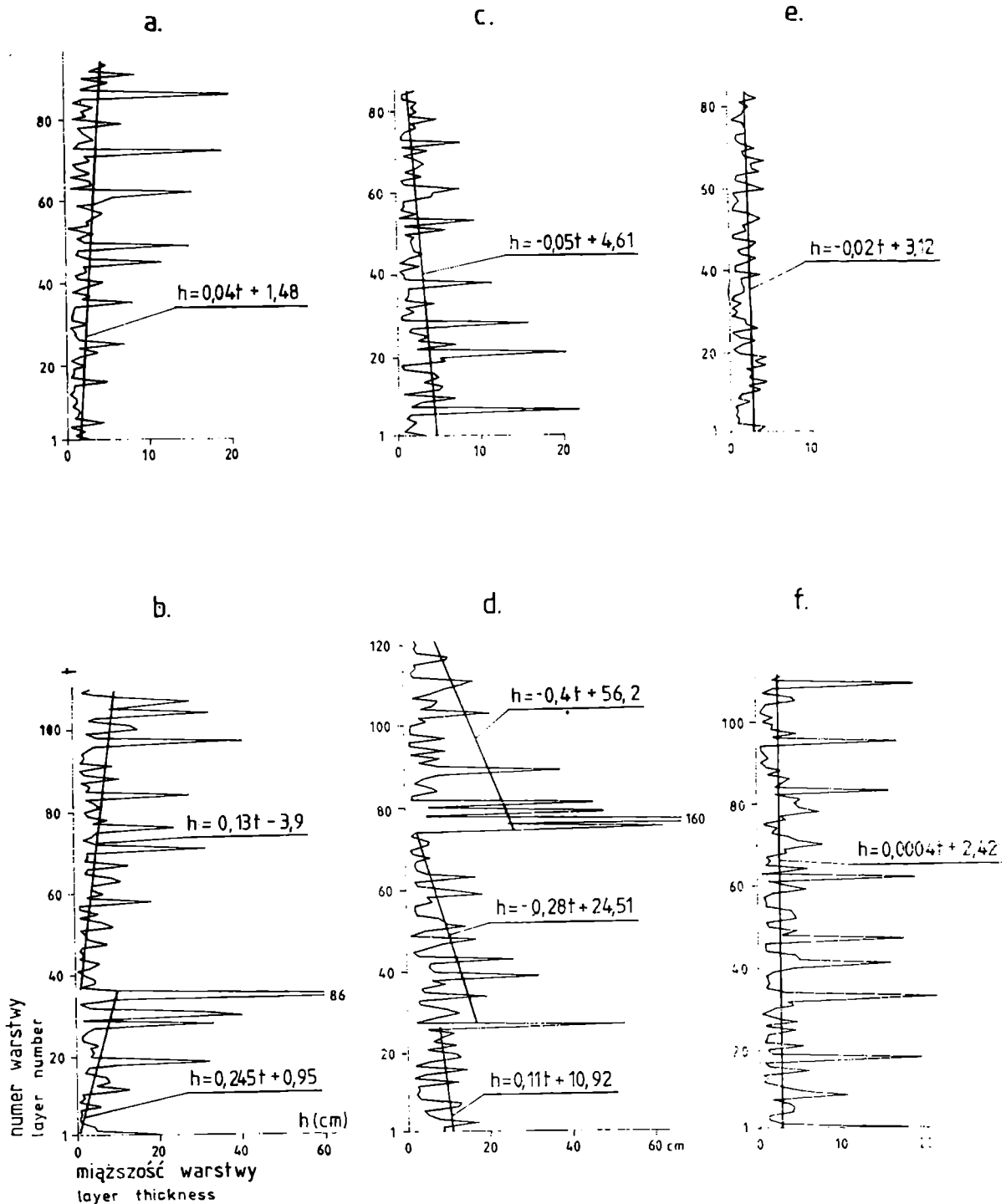


Fig. 7. Typy trendowych zmian miąższości warstw psamitów w profilach: *a* – W8, *b* – W3, *c* – W10, *d* – W4, *e* – G1, *f* – W14

Fig. 7. Types of linear trends of psammite layer thicknesses. Code symbols of field sections are: *a* – section W8, *b* – W3, *c* – W10, *d* – W4, *e* – G1, *f* – W14

miąższości warstw psamitów w profilach. Wniosek ten znalazł potwierdzenie w wynikach testu t Studenta.

Zróznicowany charakter zmian miąższości psamitów wiąże się również z przestrzenno-czasowym usytuowaniem profili. Typy I i II są charakterystyczne dla regionu Goleszowa i Żywca, a krótkie odcinki trendów rosnących i malejących wy-

łącznie dla profili wapieni cieszyńskich górnych rejonu Golezowa. Typ III jest jedynym stwierdzonym w rejonie Bielska-Białej; jest on również (z jednym wyjątkiem) charakterystyczny dla zmienności warstw psamitów z profili reprezentujących łupki cieszyńskie górne.

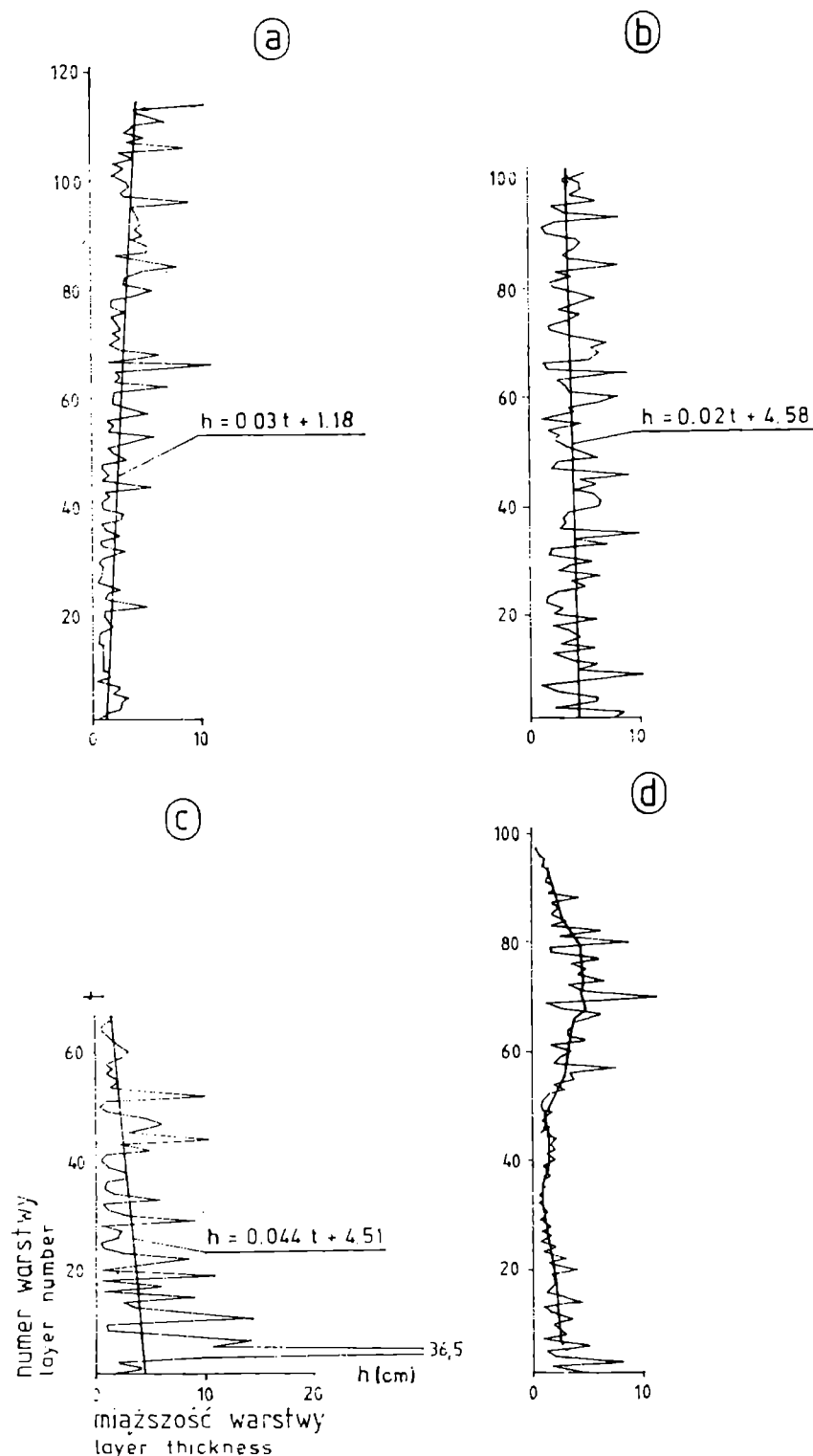


Fig. 8. Typy trendowych zmian miąższości warstw pelitów w profilach: *a* – W8, *b* – W16, *c* – W18, *d* – W10 (przybliżenie trendu siedmiowyrazową średnią ruchomą)

Fig. 8. Types of linear trends pelites of layer thicknesses (*a*, *b*, *c*) and seven-term moving average (*d*). Code symbols of field sections are: *a* – section W8, *b* – W16, *c* – W18, *d* – W10

Dla populacji warstw pelitów najczęstszy jest typ III trendu miąższości; stwierdzono go w 19 profilach (Fig. 8c). Typ I stwierdzono w 6 profilach (Fig. 8a), a typ II tylko w trzech (Fig. 8b). W profilach W1, W10 i G1 wykryto jeszcze jeden — *IV* typ zmienności. Przejawia się on występowaniem charakterystycznego trendu oscylacyjnego o długości okresu rzędu kilkudziesięciu warstw (Fig. 8d). W przestrzennie-czasowym rozmieszczeniu profili o określonym typie zmienności pelitów brak jest uporządkowania.

SERYJNE ZMIANY MIĄŻSZOŚCI

W niniejszej pracy procedurę poszukiwania zmian seryjnych zastosowano dla ciągów miąższości warstw psamitów, pelitów oraz dla ciągów miąższości członów sekwencji Boumy.

Najbardziej interesujące wydają się rezultaty uzyskane dla szeregów miąższości warstw psamitów. Jak wynika z tabeli 5, wyraźnie zaznacza się tutaj odrębność profili wapieni cieszyńskich górnych z rejonu Golezowa i Żywca. Przejawia się to w fakcie, że tylko w tych profilach pojawiają się istotnie częściej serie trzech warstw o malejących miąższościach. W pozostałych profilach istotnie częściej pojawiają się nadwyżki dwóch warstw o wzrastających lub malejących miąższościach. Natomiast brak jest przejawów prawidłowości dla ciągów miąższości pelitów i członów sekwencji Boumy. Zwłaszcza w tym ostatnim przypadku tylko wyjątkowo pojawiają się statystycznie istotne nadwyżki lub niedobory serii miąższości.

CYKLICZNE ZMIANY MIĄŻSZOŚCI

Z analizy autokorelogramów ciągów miąższości warstw psamitów wynika, że badane profile można zaliczyć do trzech grup. *Grupa I* (Fig. 9a) obejmuje profile charakteryzujące się najwyższymi wartościami funkcji autokorelacji dla $k = 3$, co odpowiada okresowi równemu 4 kolejnym warstwom. *Grupa II* (Fig. 9b) zawiera profile, w którym wartości istotne statystycznie pojawiają się dla składowych o różnych okresach. Cechą charakterystyczną tej grupy są ponadto wysokie, choć zwykle nieistotne, wartości funkcji autokorelacji dla składowych długookresowych. W *grupie III* (Fig. 9c) autokorelogramy charakteryzują się niskimi i nieistotnymi wartościami funkcji, wykazując cechy typowe dla szerokopasmowego szumu losowego (por. Krawczyk, 1979).

Obserwowane prawidłowości w wykresach autokorelogramów znajdują potwierdzenie w przebiegu wykresów funkcji gęstości spektralnej (Fig. 9). Zaznacza się tutaj także prawidłowość w rozmieszczeniu lokalnych maksimów odpowiadających składowym długookresowym. Dla profili z rejonu Golezowa maksima odpowiadają składowym o najdłuższych okresach, natomiast w profilach rejonu Żywca i Bielska-Białej są one przesunięte do składowych o długości okresu 30 do 50 warstw, a sporadycznie w ogóle brak maksimów odpowiadających składowym długo- i średniookresowym.

Przedstawione wyżej prawidłowości wykazują powiązanie z regionalnym i stra-

Tabela — Table 5

Serie miąższości warstw psammitów. Krzyżkami oznaczono serie istotnie częstsze od oczekiwanych w profilu o następstwie losowym. *WCD* — wapień cieszyńskie dolne; *WCG* — wapień cieszyńskie górne; *WC* — wapień cieszyńskie nierozdzielone; *ŁCG* — łupki cieszyńskie górne

Layer thickness series for psammities. Crosses mark series that occur more often than expected in random layer succession. *WCD* — Lower Cieszyn Limestones; *WCG* — Upper Cieszyn Limestones; *WC* — undifferentiated Cieszyn Limestones; *ŁCG* — Upper Cieszyn Shales

Rejon Region	Ogniwo Member	Numer profilu Section No.	Serie malejące Decreasing series			Serie rosnące Increasing series		
			1—	2—	3—	4—	1—	2—
GOLESZÓW	ŁCG	G4						
		G3	+				+	
		G2	+		+		+	
		G1	+	+			+	
	WCG	W7			+			+
		W4			+			+
		W6			+			+
		W5			+			+
		W3			+			+
W9				+			+	
WCD	W2		+	+			+	
	W8		+				+	
	W1		+				+	
ŻYWIEC	ŁCG	G8			+			+
		G5			+			+
		G7			+			+
		G6			+	+		+
	WCG	W14			+			+
		W11			+			+
	WCD	W13		+	+			+
		W10		+				+
		W12		+			+	
BIELSKO-BIAŁA	ŁCG	G12			+			+
		G11			+			+
		G10			+			+
		G9			+		+	
	WC	W19		+				+
		W18			+			+
		W15		+	+			+
		W16		+				+
		W17		+				+

tygraficznym usytuowaniem badanych profili. Grupa I obejmuje wyłącznie profile reprezentujące wapienie cieszyńskie z rejonu Goleszowa i Żywca. Grupa II dominuje w profilach z łupków cieszyńskich górnych, a grupa III w profilach wapieni cieszyńskich z rejonu Bielska-Białej i niektórych profilach z łupków cieszyńskich górnych.

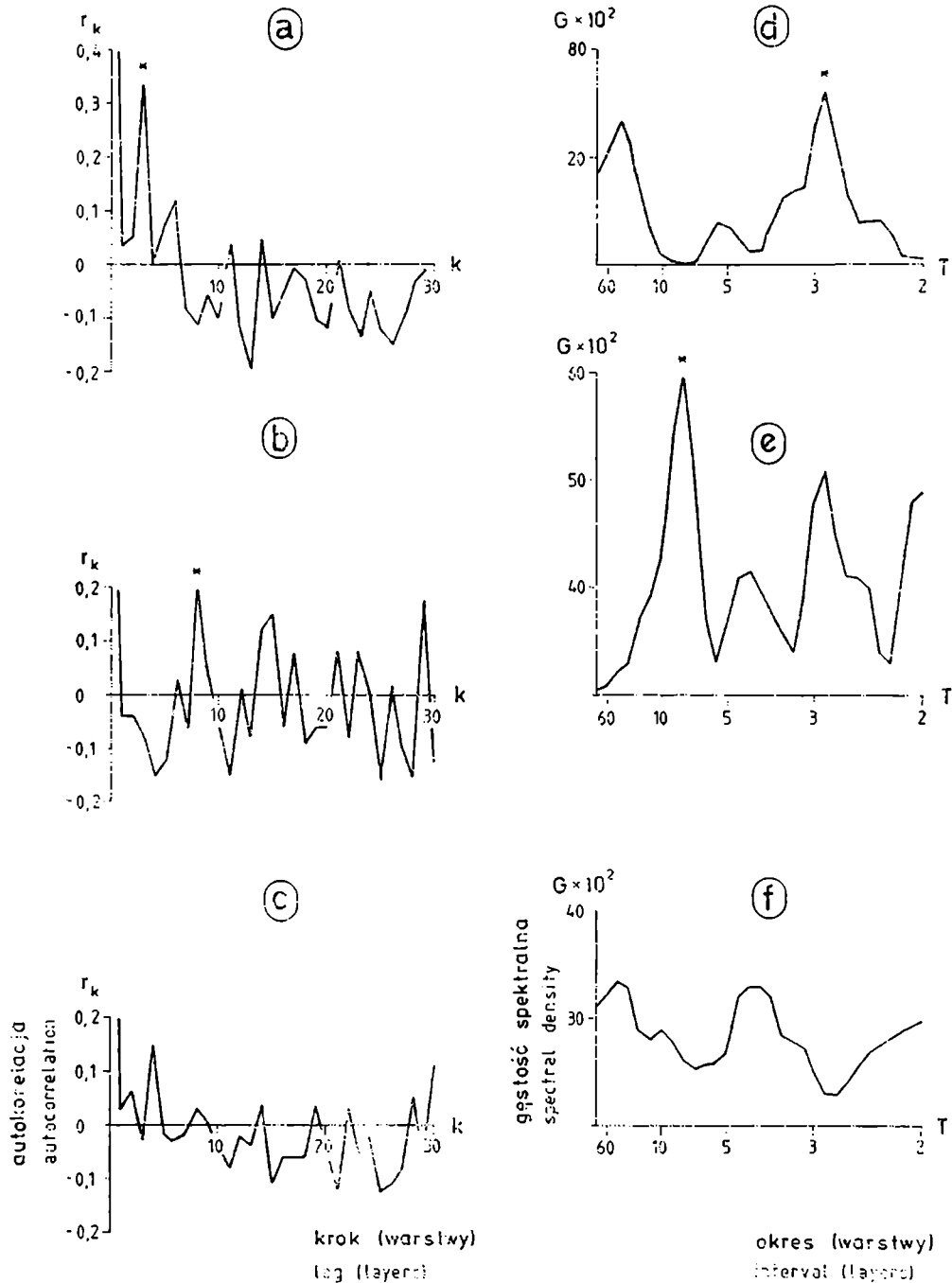


Fig. 9. Oszacowania funkcji autokorelacji (a, b, c) i funkcji gęstości spektralnej (d, e, f) szeregów miąższości warstw psamitów w profilach: a, d – W14; b, e – W18; c, f – W15. Gwiazdkami oznaczono maksima istotne statystycznie

Fig. 9. Evaluations of autocorrelation (a, b, c) and spectral density function (d, e, f) for psammite thickness series. Statistically significant maxima marked by asterisks. Code symbols of field sections are: a, d – section W14; b, e – W18; c, f – W15

Analiza miąższości warstw pelitów pozwala wyróżnić trzy typy zmienności. Jak wynika z wykresów funkcji autokorelacji i gęstości spektralnej (Fig. 10), dwa z nich są analogiczne z grupami II i III w obrębie psamitów. Trzeci typ natomiast (Fig. 10a) nie ma swojego odpowiednika w zmienności psamitów. Charakteryzuje się on silnym dodatnim skorelowaniem warstw położonych blisko siebie w profilu

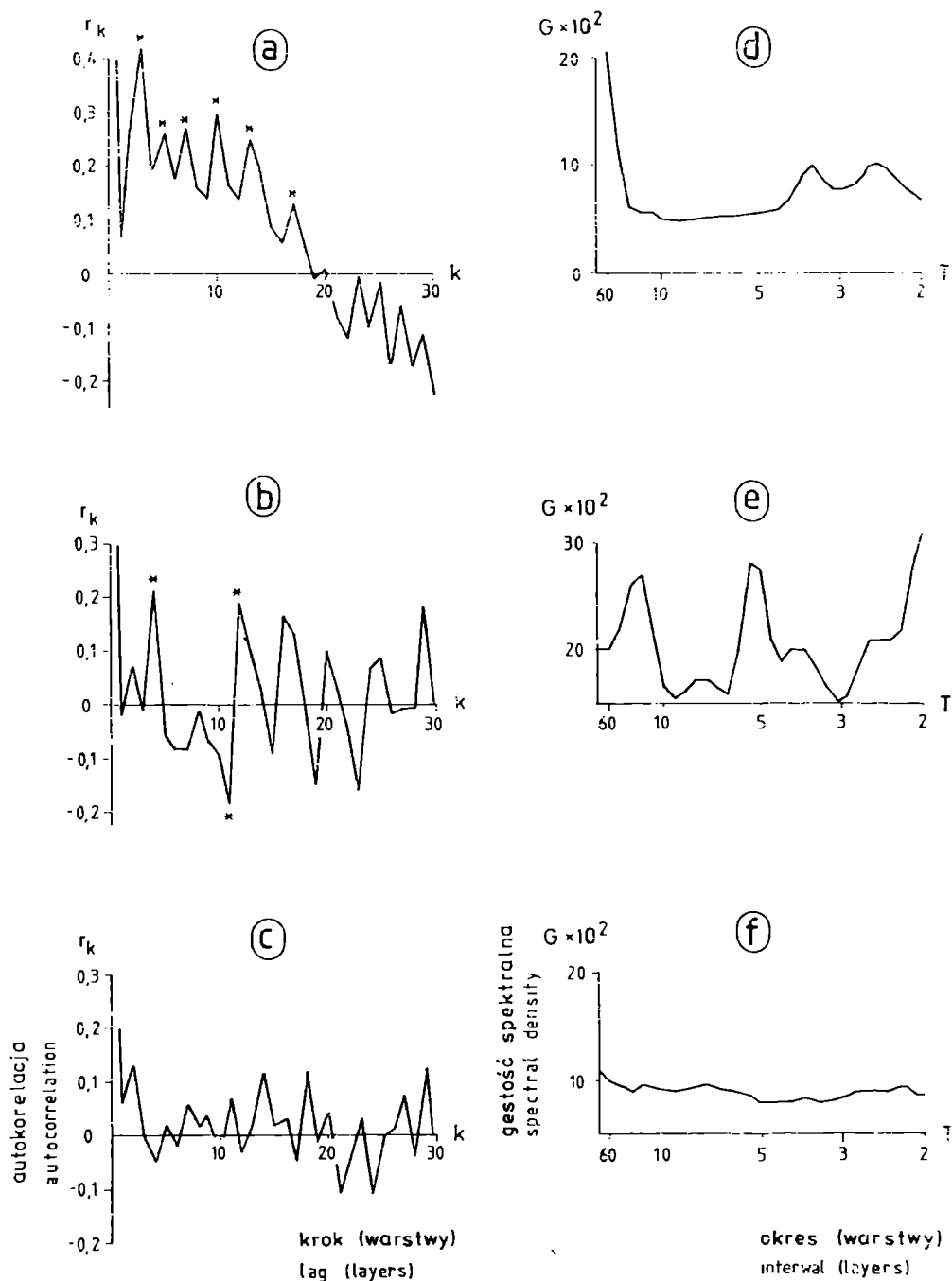


Fig. 10. Oszacowanie funkcji autokorelacji (a, b, c) i funkcji gęstości spektralnej (d, e, f) szeregów miąższości warstw pelitów w profilach: a, d — W10; b, e — W18; c, f — G11. Gwiazdkami oznaczono maksima statystycznie istotne

Fig. 10. Evaluations of autocorrelation (a, b, c) and spectral density function (d, e, f) for pelite thickness series. Statistically significant maxima marked by asterisks. Code symbols of field sections are: a, d — section W10; b, e — W18; c, f — G11

i ujemnym skorelowaniu warstw dalej od siebie leżących. W przeciwieństwie do psamitów typy cyklicznej zmienności pelitów nie wykazują żadnego związku z regionalnym i stratygraficznym usytuowaniem profili.

ANALIZA NASTĘPSTWA WARSTW

Profile wytypowane do analizy następstwa elementów litologiczno-strukturalnych opisano w taki sposób, że przedstawiają sobą ciąg danych odpowiadających kolejnym członom sekwencji Boumy (1962), wzbogaconym w profilach wapieni cieszyńskich o nie mieszczący się w tej sekwencji człon wapieni pelitycznych (P).

ANALIZA ŁAŃCUCHÓW MARKOWA

Profile opisane macierzami częstości przejść porównano za pomocą średniej odległości taksonomicznej (zob. Krawczyk, 1980), a wynik tego porównania przedstawiono w formie dendrogramów (Fig. 11 i 12). W obrębie wapieni cieszyńskich uwidacznia się pięć grup profili o podobnych własnościach, trzy profile tworzą szóstą, silnie zróżnicowaną grupę, a jeden profil (W12/II) ma nietypowe własności (Fig. 11). Profile łupków cieszyńskich górnych łączą się w pięć mniej więcej równorzędnych grup, natomiast trzy profile są wyraźnie zindywidualizowane (Fig. 12). Analiza wykazała, że grupy te (z wyjątkiem oznaczonych literą N) obejmują profile, w których rodzaje przejść między członami oraz ich częstości są wyraźnie podobne. Wyróżniono cztery typowe macierze, z których każda opisuje od 4 do 11 profili (Tab. 6 i 7; Fig. 11 i 12), oraz kilka macierzy o przejściach charakterystycznych dla pojedynczych profili. Z kolei sprawdzono, czy dominacja przejść określonego typu jest istotnie wyrazem nielosowego następstwa członów. W tym celu, za pomocą testu z (Freund, 1971), stwierdzano istotność różnic między obserwowanymi i oczekiwanymi (w przypadku losowym) częstościami przejść. Okazało się, że tylko niektóre z przejść najczęstszych są statystycznie istotne, natomiast dodatkowo pojawiły się statystycznie istotne niedobory przejść, charakterystyczne dla poszczególnych typów macierzy. W rezultacie wyróżniono cztery podstawowe typy następstwa członów w profilach. Charakterystyczne dla tych typów przejścia oraz statystycznie istotne nadwyżki i niedobory przejść zestawiono na Figurze 13.

Dla *typu I* charakterystyczne są wysokie częstości przejść członów A, B, C, P i D w człon E, który z kolei przechodzi najczęściej w człon B; rzadziej pojawiają się następstwa E w C i D w B. Statystycznie istotne nadwyżki wykazano dla przejść członów B i C w E, a niedobory dla przejść C w B i B w A.

W *typie II* człony B, C, P i D przechodzą najczęściej w człon E, natomiast człon A w B. Podobnie jak w typie I, człony D i E przechodzą w B oraz nieco rzadziej E w C. Stwierdzono dwukrotnie więcej statystycznie istotnych nadwyżek i niedoborów przejść. Istotnie częściej człon A przechodzi w B, a człony C i B w E, natomiast pelitowe człony sekwencji Boumy przechodzą prawie wyłącznie w człon B. Statystycznie rzadziej, niż w profilu o losowym następstwie członów, obserwuje się przejścia B w C i D w E oraz B w A i C w B.

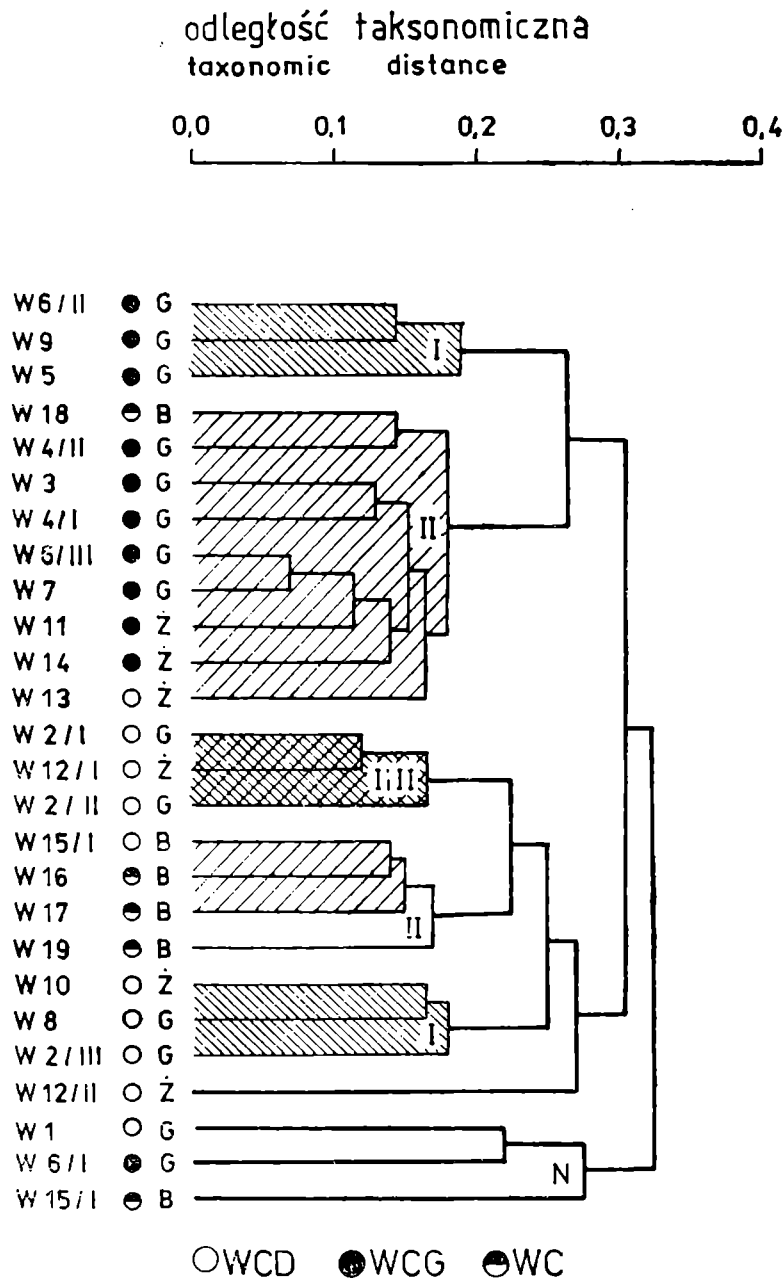


Fig. 11. Porównanie macierzy częstości przejść między członami sekwencji Boumy, poszerzonej o wapień pelityczny, za pomocą średniej odległości taksonomicznej. Macierzami opisano profile z wapieni cieszyńskich. *WCD* — dolne wapień cieszyńskie; *WCG* — górne wapień cieszyńskie; *WC* — nierozdzielone wapień cieszyńskie; *G* — rejon Golezowa; *B* — rejon Bielska-Białej; *Ż* — rejon Żywca

Fig. 11. Comparison of transition frequency matrices, for Bouma divisions plus pelitic limestone element, in terms of average taxonomic distance. All data derived from Cieszyn Limestones. *WCD* — Lower Cieszyn Limestones; *WCG* — Upper Cieszyn Limestones; *WC* — undifferentiated Cieszyn Limestones; *G* — Golezów region; *B* — Bielsko-Biała region; *Ż* — Żywiec region

Typy III i IV charakteryzują się wyraźnym zubożeniem zróżnicowania częstości przejść oraz statystycznie istotnych nadwyżek i niedoborów przejść.

W *typie III* najczęściej występują przejścia członów B i C w człon E oraz członów E i D w C, a także statystycznie istotne — nadwyżka przejść członu B w E i niedobór B w C.

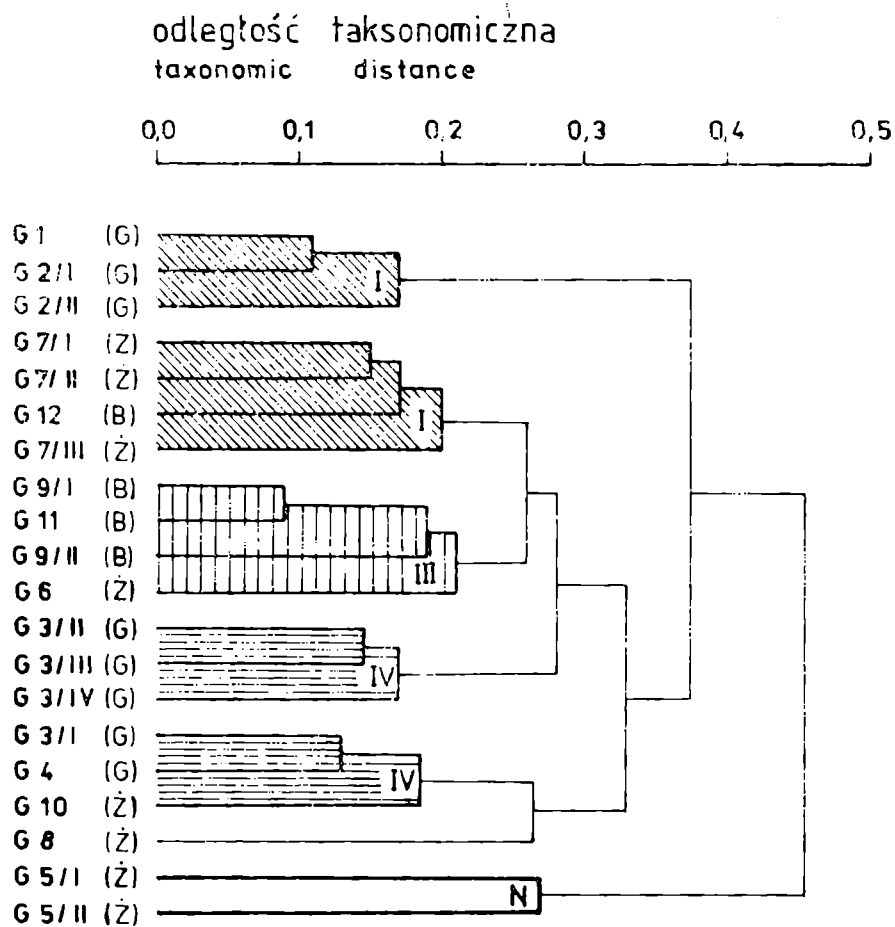


Fig. 12. Porównanie macierzy częstości przejść między członami sekwencji Boumy, poszerzonej o wapień pelityczny, za pomocą średniej odległości taksonomicznej. Macierzami opisano profile z łupków cieszyńskich górnych. *G* – rejon Goleszowa; *B* – rejon Bielska-Białej; *Ż* – rejon Żywca

Fig. 12. Comparison of transition frequency matrices, for Bouma divisions plus pelitic limestone element, in terms of average taxonomic distance. All data derived from Upper Cieszyn Shales. *G* – Goleszów region; *B* – Bielsko-Biała region; *Ż* – Żywiec region

Typ IV najbardziej odbiega od pozostałych. Obok przejść stwierdzonych już w poprzednich typach (*B* i *D* w *E* oraz *E* w *D* i *D* w *C*), po raz pierwszy wyraźnie często pojawia się przejście członów *B* w *C* i *C* w *B*, przy czym ten drugi typ następstwa charakteryzuje się istotną statystycznie nadwyżką. Ważnym elementem jest również niedobór przejść członu *E* w *C*.

CYKLE MODALNE

Analizę cykli modalnych przeprowadzono przyjmując za element graniczny człon *E* sekwencji Boumy. Dla zapewnienia reprezentatywności wyników analizę przeprowadzono w profilach stacjonarnych (analogicznie jak w metodzie łańcuchów Markowa). Po tej operacji okazało się, że przeprowadzenie pełnej statystycznej analizy cykli modalnych nie jest możliwe, ponieważ w wielu krótkich profilach liczba cykli sedimentacyjnych jest tak mała, że pojedyncze cykle reprezentują kilka procent ich łącznej liczby. W dodatku, często właśnie krótkie profile charakteryzują się dużym bogactwem różnych cykli (np. w profilu W16 – na 41 cyklach są 22 cykle różne). Wszystko to sprawia, że procentowa ocena dominacji określonych cykli ma różną wagę w poszczególnych profilach. Dlatego poniżej skoncentrowano się na zbiorczym zestawieniu cykli w poszczególnych ogniwach stratygraficznych i rejonach; w tym bowiem przypadku problem reprezentatywności stracił znaczenie.

Tabela — Table 6

Typ I (a) i typ II (b) macierzy częstości przejść między członami Boumy w profilach wapieni cieszyńskich

Type I (a) and type II (b) of transition frequency matrix for sections from Cieszyn Limestones.
A through E are Bouma divisions

a) Profil — Section W2/i

	A	B	C	P	D	E
A	0.	0.33	0.	0.17	0.	0.50
B	0.	0.	0.	0.20	0.18	0.62
C	0.	0.	0.	0.	0.33	0.67
P	0.	0.25	0.	0.	0.	0.75
D	0.14	0.29	0.14	0.	0.	0.43
E	0.13	0.67	0.02	0.18	0.	0.

b) Profil — Section W7

	A	B	C	D	E
A	0.	0.67	0.	0.	0.33
B	0.01	0.	0.14	0.14	0.71
C	0.	0.21	0.	0.04	0.75
D	0.05	0.61	0.17	0.	0.17
E	0.14	0.73	0.09	0.04	0.

Tabela — Table 7

Typ III (a) i typ IV (b) macierzy częstości przejść między członami Boumy w profilach łupków cieszyńskich górnych

Type III (a) and type IV (b) of transition frequency matrix for sections from Upper Cieszyn Shales.
A through E are Bouma divisions

a) Profil — Section G11

	A	B	C	D	E
A	—	—	—	—	—
B	—	0.	0.28	0.07	0.65
C	—	0.29	0.	0.06	0.65
D	—	0.12	0.75	0.	0.13
E	—	0.30	0.68	0.02	0.

b) Profil — Section G3/III

	A	B	C	D	E
A	—	—	—	—	—
B	—	0.	0.44	0.04	0.52
C	—	0.62	0.	0.	0.38
D	—	0.10	0.40	0.	0.50
E	—	0.68	0.23	0.15	0.

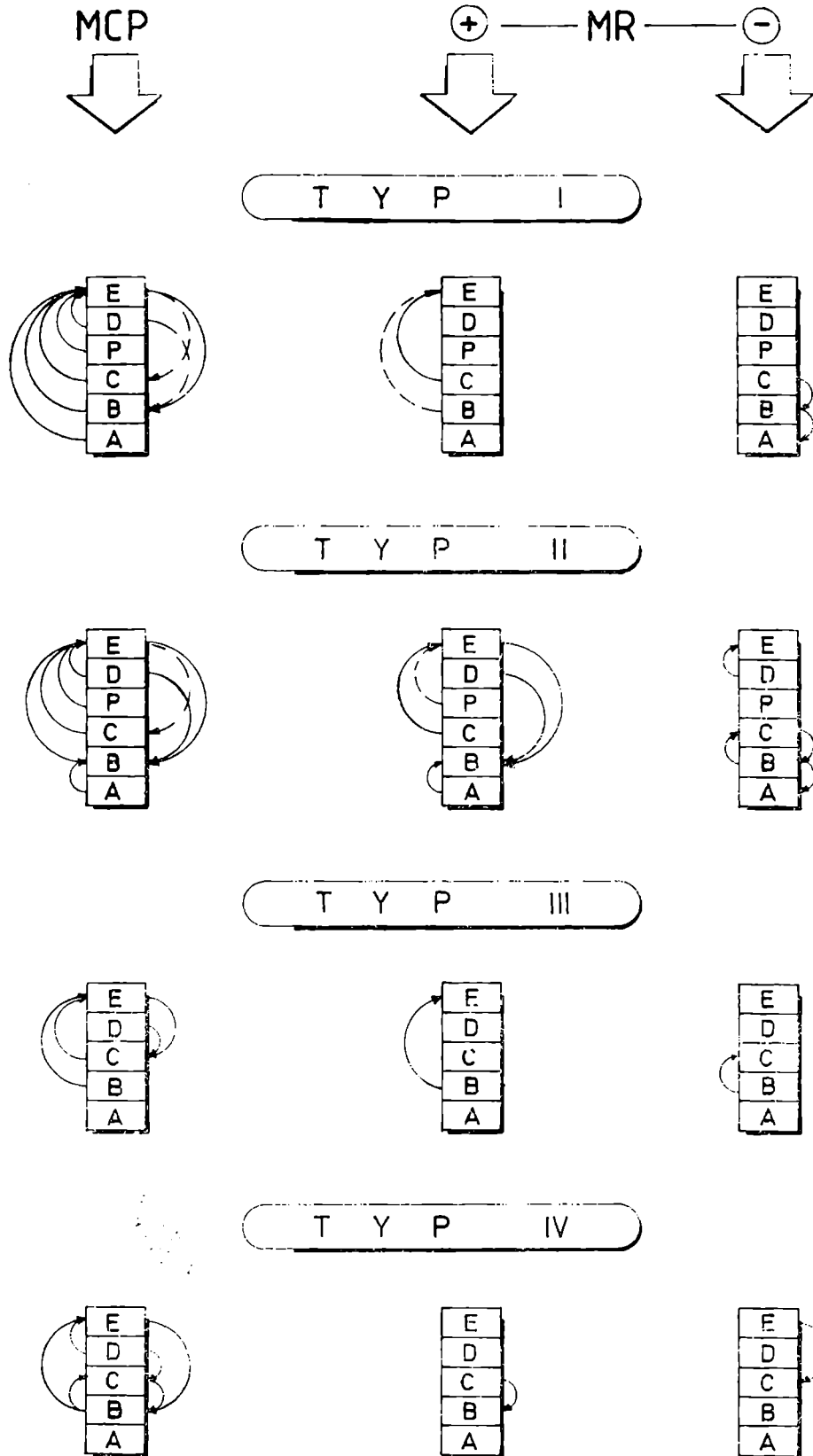


Fig. 13. Typy macierzy częstości przejść (MCP) oraz statystycznie istotne nadwyżki (MR+) i niedobory (MR-) przejść. A, B, C, D, E – człony sekwencji Boumy; P – wapień pelityczny

Fig. 13. Main types of transition frequency matrices (MCP) and statistically significant excesses (MR+) and deficiencies (MR-) of particular transition patterns. A, B, C, D, E – Bouma divisions; P – pelitic limestone

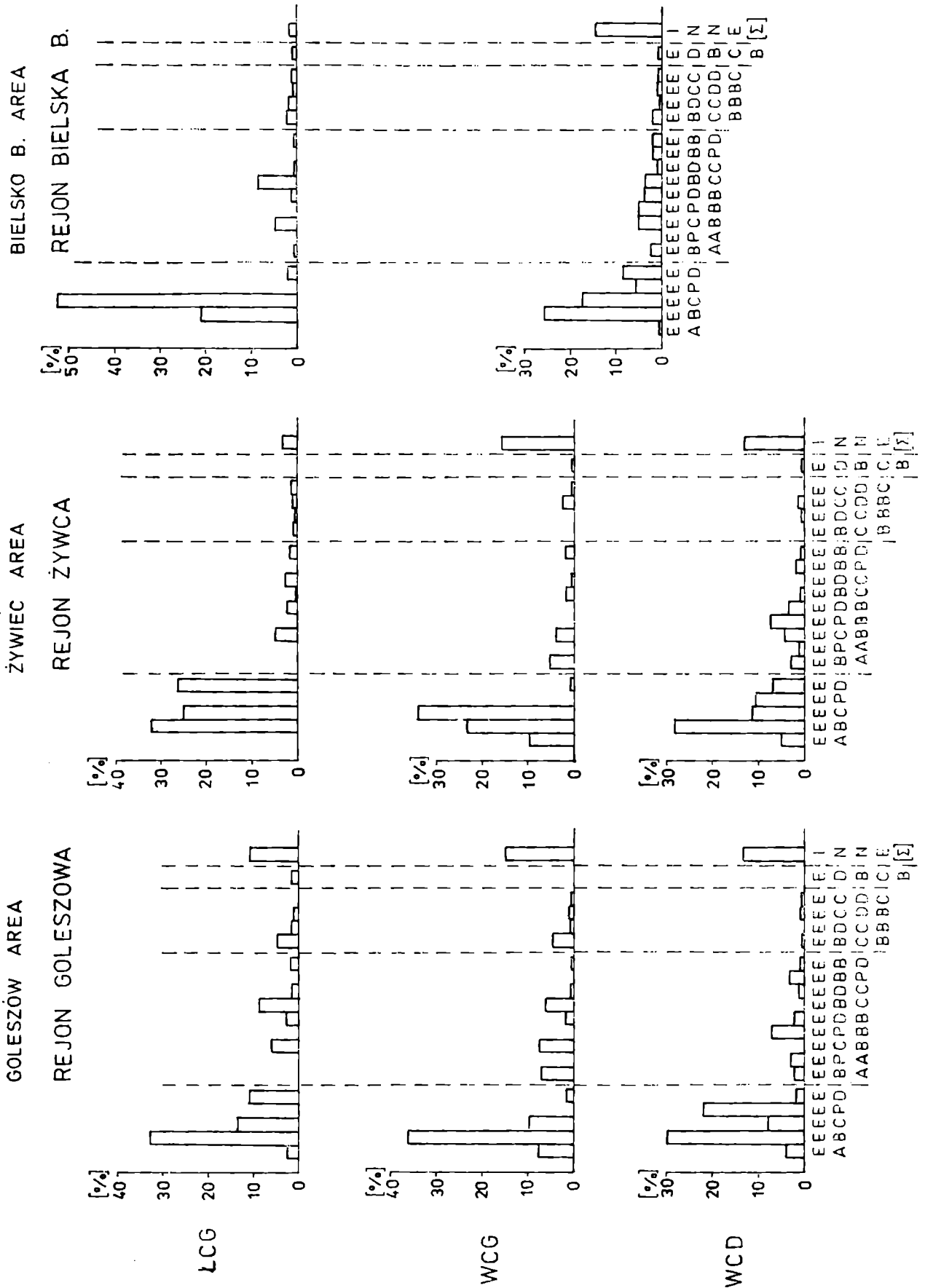
Podstawowe charakterystyki rozkładu cykli sedymentacyjnych w poszczególnych ogniwach i rejonach zestawiono w tabeli 8 i na figurze 14. Największe liczby cykli różnych związane są z wapieniami cieszyńskimi; w przypadku łupków cieszyńskich górnych liczba ta zmniejsza się blisko o połowę. Wśród *cykli najczęstszych* (powyżej 10%) dominują cykle dwuelementowe. We wszystkich rejonach dominującym cyklem dwuelementowym jest BE. Ta prawidłowość zaznacza się również w poszczególnych profilach, spośród których tylko trzy zawierają poniżej 10% cyklu BE.

Tabela – Table 8

Rozkład cykli sedymentacyjnych w warstwach cieszyńskich. *A* do *E* – człony sekwencji Boumy; *P* – wapień pelityczny; *WCD* – wapień cieszyński dolny; *WCG* – wapień cieszyński górny; *WC* – wapień cieszyński nierozdzielony; *ŁCG* – łupki cieszyńskie górne

Distribution of modal cycles in Cieszyn Beds. *A* through *E* – Bouma divisions; *P* – pelitic limestone; *WCD* – Lower Cieszyn Limestones; *WCG* – Upper Cieszyn Limestones; *WC* – undifferentiated Cieszyn Limestones; *ŁCG* – Upper Cieszyn Shales

Rejon Region Ogniwo Member	GOLESZÓW			ŻYWIEC			BIELSKO-BIAŁA		
	WCD	WCG	ŁCG	WCD	WCG	ŁCG	WC	ŁCG	
Łączna liczba cykli Total number of cycles	330	490	360	230	234	358	382	324	
Liczba cykli różnych Number of various cycles	48	56	34	44	31	24	55	23	
w tym: 2-elementowych including: 3-elementowych 4-elementowych 5-elementowych dłuższych (longer)	5 11 19 7 6	4 9 13 10 20	4 6 8 8 8	5 10 9 4 16	4 5 5 6 11	3 6 8 3 4	5 12 15 11 12	3 6 5 8 1	
Cykle najczęstsze (> 10%): Most frequent cycles:	DE PE CE BE		+			+			
		+		+			+	+	
			+	+	+	+	+	+	
		+	+	+	+	+	+	+	
Cykle częste (> 5%): Frequent cycles:	DE PE CE AE CBE BPE BCE ABE						+		
				+			+		
		+							
			+	+	+			+	
		+		+			+		
			+		+		+	+	
		+			+				
Częstość występowania cykli, rozpoczynających się elementem:	D P	6.1 26.8	4.8 —	16.5 —	7.9 17.3	4.2 —	28.3 —	14.5 11.8	4.1 —
Frequency of cycles Commencing with:	C B A	10.3 43.8 13.0	19.1 57.3 18.8	28.6 51.7 3.2	14.5 48.2 12.1	43.1 35.9 16.4	30.2 41.2 0.3	23.9 45.3 4.5	63.7 31.9 0.3



Udział cyklu CE jest silnie zróżnicowany; obok profili, w których jego udział przekracza 70% (G9/II), stwierdzono również dwa takie profile, w których tego cyklu brak (W1 i W6/I). Generalnie, we wszystkich rejonach (z wyjątkiem wapieni cieszyńskich dolnych z rejonu Goleiszowa) cykl ten należy do najczęstszych. W wapieniach cieszyńskich dolnych rejonu Goleiszowa i Żywca do cykli najczęstszych należy również cykl PE, a w łupkach cieszyńskich górnych z tych rejonów — cykl DE. Interesujące, acz niezbyt wyraźne prawidłowości dostrzec można również w rozkładzie *cykli częstych* (ponad 5%). I tak, w górnych wapieniach cieszyńskich, wśród tych cykli pojawiają się AE i ABE, natomiast w łupkach cieszyńskich górnych cykle BCE i CBE. W tabeli 8 zestawiono również częstości występowania cykli rozpoczynających się określonym członem. Ujęcie takie uwypukla znaczne różnice pomiędzy rejonem w obrębie tego samego ogniwa. I tak, w rejonie Goleiszowa dominują cykle rozpoczynające się członem B, a udział cykli rozpoczynających się pozostałymi członami wyraźnie zmienia się w poszczególnych ogniwach. W rejonie Żywca udział cykli zapoczątkowanych członem B nie przekracza 50%, a w obrębie wapieni cieszyńskich górnych wyraźnie zwiększa się rola cykli rozpoczynających się interwałem C. Dominacja tego typu cykli szczególnie wyraźnie zaznacza się w łupkach cieszyńskich górnych z rejonu Bielska-Białej. Obserwuje się zatem wyraźne zróżnicowanie wykształcenia warstw cieszyńskich w różnych rejonach.

Zmienność dynamiki procesu sedymentacji w czasie dobrze odzwierciedla udział cykli zaczynających się członem A. Częstość tego typu cykli wyraźnie wzrasta przy przejściu od dolnych do górnych wapieni cieszyńskich i gwałtownie spada w łupkach cieszyńskich górnych.

KIERUNKI PALEOPRĄDÓW

Peszat (1967a) przedstawił szeroko zagadnienie kierunków paleotransportu w wapieniach cieszyńskich. W obrębie tego ogniwa skoncentrowano się zatem na kilku szczegółowych problemach: stosunku kierunków transportu pomierzonych w oparciu o hieroglify prądowe i warstwowanie przekątne, lokalizacji obszarów alimentacyjnych w południowej strefie geantyklinalnej oraz położeniu strefy osiowej. Kierunki paleotransportu w łupkach cieszyńskich dolnych i górnych rozpoznano dotychczas jedynie fragmentarycznie (por. Książkiewicz, 1962), toteż uzyskane populacje danych pozwoliły na znaczne uszczegółowienie obrazu paleotransportu.

W sumie zebrano 164 pomiary z wapieni cieszyńskich, 212 z łupków cieszyńskich górnych oraz kilka pomiarów z łupków cieszyńskich dolnych (Fig. 15 i 16). We wszystkich profilach (z wyjątkiem G7) wartości średnich kierunków paleotransportu

Fig. 14. Rozkład najczęstszych cykli sedymentacyjnych. *WCD* — wapienie cieszyńskie dolne; *WCG* — wapienie cieszyńskie górne; *ŁCG* — łupki cieszyńskie górne. Pozostałe objaśnienia jak na figurze 13

Fig. 14. Distribution of the most frequent sedimentary cycles. *WCD* — Lower Cieszyn Limestones; *WCG* — Upper Cieszyn Limestones; *ŁCG* — Upper Cieszyn Shales. Letters refer to Bouma divisions and pelagic limestone element (*P*)

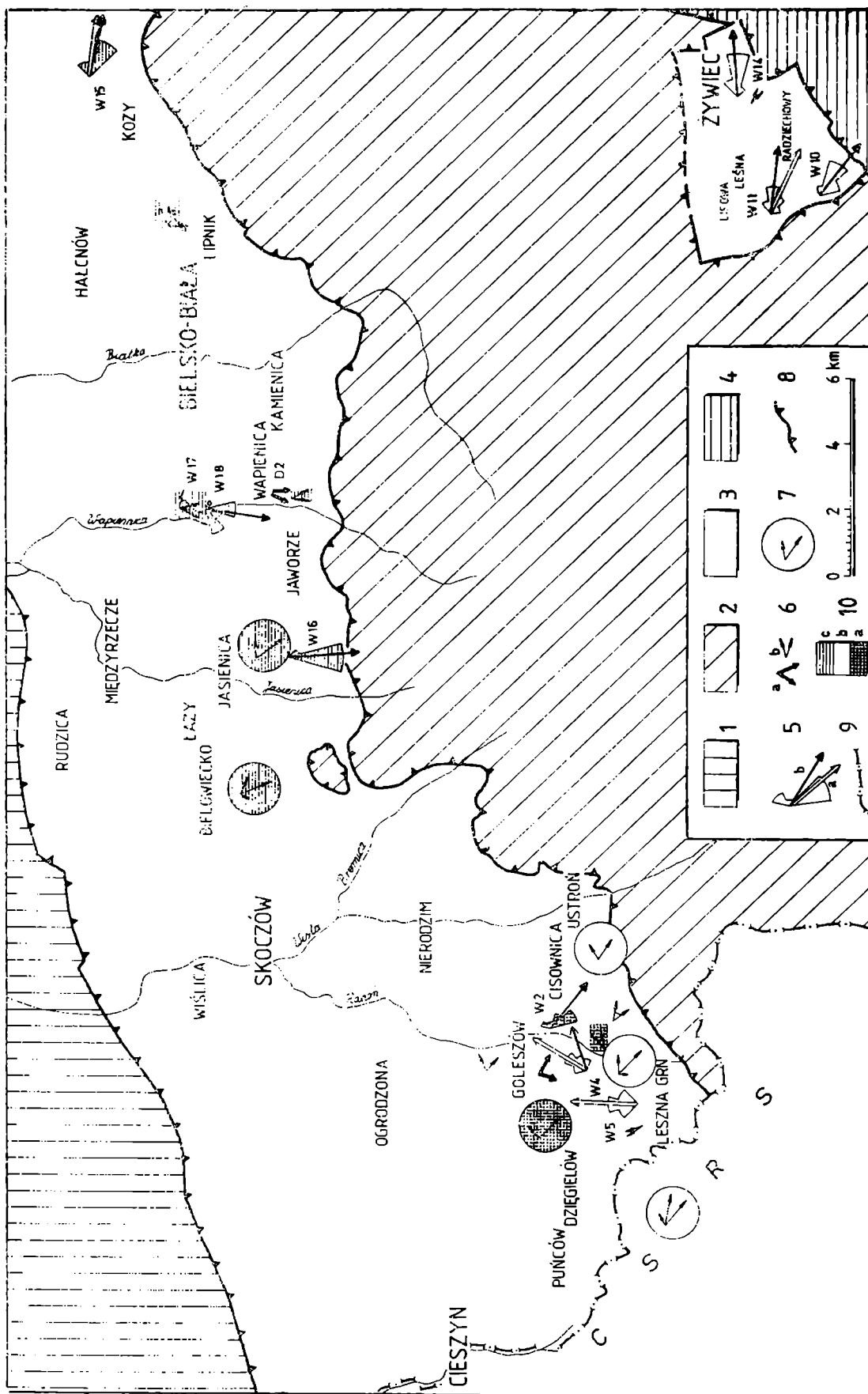


Fig. 15. Kierunki paleoprądów w łupkach cieszyńskich dolnych i wapieniach cieszyńskich. 1 - miocen autochtoniczny; 2 - płaszczowina godulska; 3 - płaszczowina cieszyńska i podśląska; 4 - płaszczowina magurska; 5 - histogram i kierunek średni na podstawie: a - jamek wirowych, b - warstwowania przekątnego; 6 - rozrzut kierunków na podstawie pomiarów nielicznych w: a - łupkach cieszyńskich dolnych, b - wapieniach cieszyńskich; 7 - rozrzut kierunków wg Peszata (1967a) i Książkiewicz (1962); 8 - granice nasunięć; 9 - granica państwa; 10 - wapienie cieszyńskie; a - dolne, b - górne, c - nierozdzielone

Fig. 15. Palaeocurrent dispersal patterns in Lower Cieszyn Shales and Cieszyn Limestones. 1 - autochthonous Miocene; 2 - Godula nappe; 3 - Cieszyn and Subsilesian nappes; 4 - Magura nappe; 5 - palaeocurrent rose diagram and vector mean direction, read from: a - flutes, b - cross lamination; 6 - palaeocurrent dispersion from rare readings in: a - Lower Cieszyn Shales, b - Cieszyn Limestones; 7 - palaeocurrent dispersions after Peszat (1967a) and Książkiewicz (1962); 8 - thrust; 9 - state boundary; 10a - Lower Cieszyn Limestones; 10b - Upper Cieszyn Limestones; 10c - undifferentiated Cieszyn Limestones

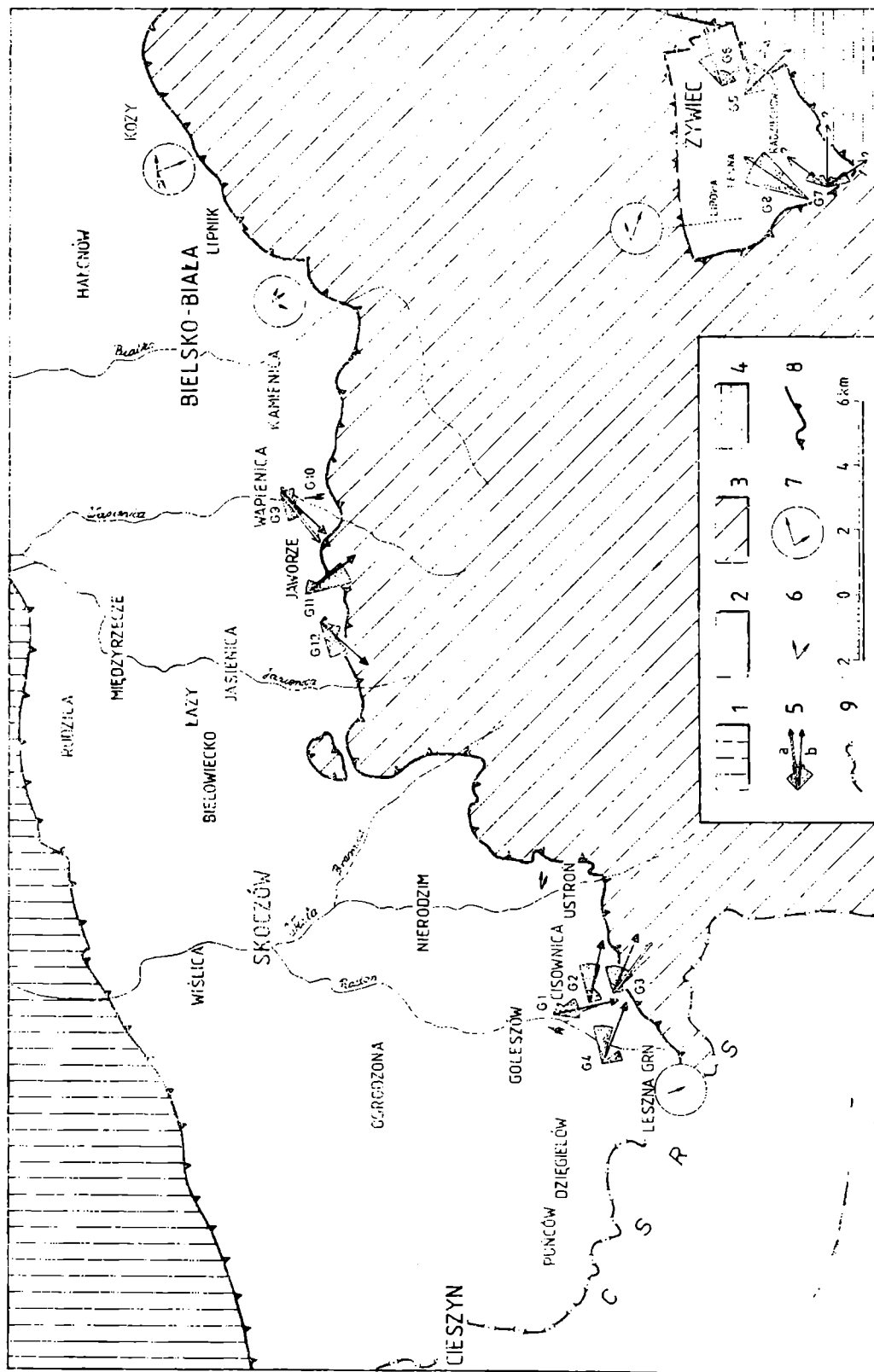


Fig. 16. Kierunki paleoprawd w łupkach cieszyńskich górnych. 7 — rozrzut kierunków wg Książkiewicza i współautorów (1962) oraz Słązki i współautorów (1976); pozostałe objaśnienia jak na figurze 15

Fig. 16. Palaeocurrent patterns in Upper Cieszyn Shales. 7 — palaeocurrent dispersions after Książkiewicz and others (1962), Słązka and others (1976); for other explanation see caption in Fig. 15

są statystycznie istotne, a rozrzut niewielki (współczynnik koncentracji waha się pomiędzy 81,1 i 99,6%).

W sześciu profilach porównano średnie kierunki z populacji pomiarów hieroglifów prądowych i warstwowania przekątnego. W dwu profilach (W4 i G6) kierunki średnie są istotnie statystycznie różne, w pozostałych różnice są statystycznie nieistotne.

Kierunki paleoprądów w obrębie łupków cieszyńskich dolnych i wapieni cieszyńskich (Fig. 15) układają się w rejonie Goleszowa i Bielska-Białej generalnie poprzecznie do osi basenu, choć zdarzają się profile (np. W15), w których są one zgodne z przebiegiem osi basenu. W rejonie Żywca kierunki średnie mają układ równoległy do osi basenu, ale zdarzają się również pojedyncze kierunki poprzeczne.

W łupkach cieszyńskich górnych z rejonu Goleszowa, obok kierunków zgodnych z przebiegiem osi basenu, widoczne są (profil G1) kierunki wskazujące na paleo-transport z północy (Fig. 16). W rejonie Żywca zaznacza się silny rozrzut kierunków dokumentujących zarówno transport poprzeczny (z N i S), jak i równoległy do osi basenu. W rejonie Bielska-Białej, obok licznych kierunków wskazujących na paleoprądy z północy, dość często pojawiają się kierunki układające się zgodnie z osią basenu.

OMÓWIENIE WYNIKÓW

Wykorzystany w pracy zespół metod statystyczno-matematycznych pozwala scharakteryzować różne aspekty procesu sedymentacji warstw cieszyńskich.

Wyraźne spłaszczenie rozkładów miąższości warstw psamitów z wapieni cieszyńskich w porównaniu z łupkami cieszyńskimi górnymi (Fig. 5a i 6a) świadczy o silniejszym zróżnicowaniu zarówno ilości dostarczanego do basenu materiału okruchowego, jak i częstotliwości spływania prądów donoszących ten materiał. Taki typ rozkładów może być charakterystyczny dla osadów powstających w zmiennych warunkach depozycji na stożkach podmorskich. Wysoki udział cienkich i bardzo cienkich piaskowców w rozkładach z łupków cieszyńskich górnych (Fig. 5a) na tle podobnych, jak w wapieniach cieszyńskich, rozkładów skał pelitowych wskazuje na zmniejszenie ilości materiału ziarnistego dostarczanego do basenu. Silniejsze podobieństwo rozkładów pelitów w rejonach niż w ogniwach (Fig. 6b) należy tłumaczyć podporządkowaniem częstotliwości uruchamiania prądów, rozprowadzających materiał okruchowy w basenie, zmianom diastroficznym w strefach geantyklinalnych.

Z analizy korelacji wynika, że w trakcie sedymentacji wapieni cieszyńskich i łupków cieszyńskich górnych warstwy pelitów powstawały przede wszystkim jako efekt depozycji pelagicznej. Świadczy o tym brak korelacji między miąższościami warstw psamitów i sąsiadujących z nimi (podścielających i nadległych) pelitów (Tab. 3 i 4). Pewną rolę odegrała także przypuszczalnie redepozycja pelitu przez prądy denne, ale jedynie w profilu W5 z rejonu Goleszowa ujemna korelacja między miąższościami warstw psamitów i podścielających je pelitów wskazuje na to, że silne prądy mogły intensywnie erodować stropowe części warstw pelitowych (por. Allen, 1968). Jest

to o tyle zrozumiałe, że profil ten składa się z osadów o najbardziej proksymalnym charakterze, odpowiadających facji B2 Walkera i Muttiego (1973).

Ławice psamitów są głównie produktami depozycji z prądów zawiesinowych, co przekonywująco dokumentują, obok cech strukturalnych i teksturalnych, dodatnie korelacje między kolejnymi członami (A z B, B z C i C z D) sekwencji Boumy (por. Rupke, 1969). W wielu profilach, szczególnie z łupków cieszyńskich górnych, stwierdzono obecność cienkich i bardzo cienkich warstw piaskowców o odwróconym, w stosunku do sekwencji Boumy, następstwie członów B i C. Zrodziło to wątpliwości, czy skutek słabo zaznaczonych cech diagnostycznych człon D nie został mylnie określony jako B. Taką możliwość wykluczyły wyniki analizy granulometryczno-petrograficznej (Słomka, w druku). W takim razie dodatnia korelacja między członami B i C w sekwencji CB (Tab. 3 i 4) pozostaje w sprzeczności z genezą turbidytową. Szczegółowa analiza (Słomka, w druku) wskazuje, że takie warstwy są produktami działalności prądów dennych.

Zróznicowany charakter korelacji między członami D i E (Tab. 5 i 6) oraz brak korelacji członów B i C z E można interpretować następująco. W trakcie sedymentacji wapieni cieszyńskich w rejonach Żywca i Bielska-Białej człony D i E nie były genetycznie związane ze sobą, zapewne człon D był końcowym produktem działalności prądów zawiesinowych, a człon E — depozycji pelagicznej. W tym samym czasie, w rejonie Goleszowa oraz w całym basenie cieszyńskim, w trakcie sedymentacji łupków cieszyńskich górnych człony sekwencji DE były często genetycznie związane i powstawały w wyniku depozycji z prądów zawiesinowych.

Brak korelacji miąższościowej pomiędzy warstewkami detrytycznymi i pelitycznymi, tworzącymi ławice wapieni detrytyczno-pelitycznych, nie potwierdza hipotezy Peszata (1967a) o depozycji tych ławic z pojedynczych prądów zawiesinowych. Brak wapieni pelitycznych w wapieniach cieszyńskich górnych rejonu Goleszowa i Żywca, mimo że występują one w rejonie Bielska-Białej, sugerują, że ich geneza wiąże się z dostawą materiału z geantykliny inwałdzkiej. Można przypuszczać, że w obrębie tej geantykliny gromadziły się duże ilości mułu węglanowego, epizodycznie znoszonego prądami w głąb basenu cieszyńskiego. Postulowany przez Nowaka (1973) wydłużony równoleżnikowo podwodny wał stanowił barierę uniemożliwiającą dostawę mułu węglanowego z geantykliny inwałdzkiej do rynn goleszowskiej.

Wyniki analizy uporządkowania miąższości warstw w profilach wskazują, że proces sedymentacji warstw cieszyńskich kształtowany był między innymi przez czynniki o charakterze cyklicznym. Jednak trzeba podkreślić, że wpływ procesów o charakterze lokalnym jest w wielu przypadkach tak wysoki, że tłumi przejawy pierwotnie cyklicznych prawidłowości. Niemniej jednak liczba profili, w których stwierdzono prawidłowe zmiany miąższości warstw, jest na tyle duża, iż nie sposób jej uzasadnić zjawiskami przypadkowymi. Dla skał psamitowych najbardziej typowe są zmiany o charakterze trendu rosnącego lub malejącego, powszechne zwłaszcza w profilach rejonu Goleszowa. Trendy takie można wiązać z depozycją w obrębie stożka podmorskiego, przy czym trend rosnący (negatywny) jest charakterystyczny dla powstawania i progradacji łobów depozycyjnych, a trend malejący (pozytywny) —

dla wypełniania bądź migracji kanałów rozprzewadzających (Mutti & Ricci-Lucchi, 1974; Martini & Sagri, 1977; i wielu innych).

Interesująco przedstawiają się prawidłowości kierunkowych zmian seryjnych (Tab. 5). Zwraca uwagę istotnie częstsze pojawianie się serii trzech warstw o malejącej miąższości w profilach reprezentujących wapienie cieszyńskie górne. W profilu wyidealizowanym, w którym wszystkie warstwy psamitów podlegałyby tej regule, miałyby to postać jak na Figurze 17. Związane to jest albo ze zjawiskiem częstego występowania tzw. rytmów miąższości, a więc rozładowania energii potencjalnej

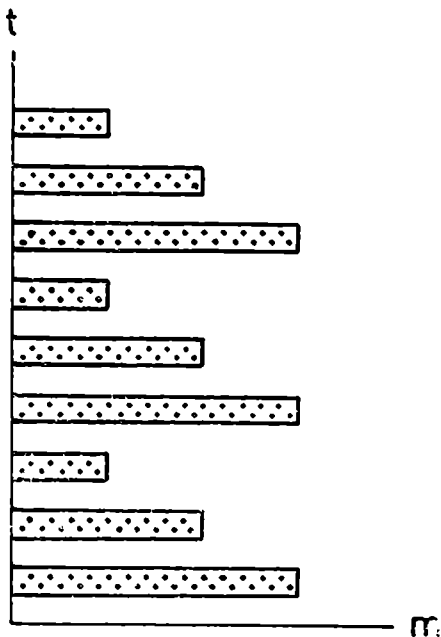


Fig. 17. Seryjne zmiany miąższości warstw psamitów.
 t — czas; m — miąższość; objaśnienia w tekście

Fig. 17. Short-distance layer thickness series; t — time;
 m — miąższość; for full explanation, see text

zmagazynowanej w nagromadzonym materiale okruchowym w kilku kolejno po sobie następujących, coraz słabszych prądach zawiesinowych (Wood & Smith, 1959), względnie — są to odpowiedniki niższego rzędu trendów pozytywnych, świadczące o szybkim tempie zmian zachodzących w rozwoju hipotetycznego stożka w tym rejonie (wypełnianie bądź migracja niewielkich kanałów rozprzewadzających). W profilach wapieni cieszyńskich górnych zaznacza się również krótkookresowa zmienność o charakterze cyklicznym, o długości okresu równej 4 warstwom (Fig. 9).

Cykliczność tego typu charakterystyczna jest dla utworów turbidytowych (Martini *et al.*, 1978), przy czym wydłużanie się okresu interpretowane jest jako wynik stopniowego przechodzenia od turbidytów proksymalnych do dystalnych. W warstwach cieszyńskich cykliczność tę obserwowano najczęściej w profilach rejonu Geleszowa.

W szeregach miąższości warstw pelitów prawidłowości generalnie uwidaczniają się gorzej, co niewątpliwie ma swoje źródło w złożonym mechanizmie ich depozycji. Najczęściej są to losowe fluktuacje miąższości, nałożone na niewidoczny trend rosnący lub malejący; w 9 profilach trend ten jest wyraźny (Fig. 8). W świetle przytoczonych wcześniej uwag, mówiących o powiązaniu miąższości skał pelitowych z częstością pojawiania się aktów depozycji materiału frakcji psamitowej, należy

uznać, iż struktura pojawiania się aktów depozycji psamitów w warstwach cieszyńskich miała charakter zmian trendowych bądź długookresowych, częstokroć silnie tłumionych przez czynniki lokalne. Bardzo charakterystyczny jest również cykl oscylacyjny o długości okresu rzędu kilkudziesięciu warstw, wykryty w dwóch profilach (Fig. 7 i 10). Ten sam charakter cykliczności (rzędu kilkudziesięciu, rzadziej kilkunastu warstw) stwierdzono w formacji Antola z fliszu wapiennego Apenin, przy czym cykle o długości okresu powyżej 60 warstw charakterystyczne były zarówno dla utworów fliszu proksymalnego, jak i dystalnego (Martini *et al.*, 1978). Zdaniem cytowanych autorów, takie długookresowe, cykliczne oscylacje świadczą o ewolucyjnych zmianach w basenie sedymentacyjnym.

Analiza następstwa warstw pozwala na uwypuklenie dynamicznego aspektu procesu sedymentacji. Wyróżnione cztery typy następstw członów strukturalno-litologicznych oraz rozkład najczęstszych cykli modalnych dokumentują również różnice w charakterze sedymentacji pomiędzy wapieniami cieszyńskimi i łupkami cieszyńskimi górnymi.

Z analizy łańcuchami Markowa wynika, że charakterystyczne dla typu I częstości przejść (Tab. 6a), a zwłaszcza istotne niedobory przejść członów B w A i C w B (Fig. 13) są typowe dla turbidytów. Przeplatanie się cykli niepełnych (AE, BE, CE i DE) świadczy o depozycji z prądów zawiesinowych znajdujących się w różnych stadiach rozwoju. I tak, częste przejścia AE wskazują na obecność wysokoenergetycznych, gęstych i gwałtownie wyhamowywanych prądów zawiesinowych, natomiast przejścia DE dokumentują obecność rozcieńczonych, dojrzałych prądów. Ten typ następstwa członów jest pospolity w profilach z rejonu Goleiszowa, rzadki w rejonie Żywca i sporadyczny w rejonie Bielska-Białej (Fig. 18, 19 i 20). W modelu depozycji na stożku podmorskim omawiane sekwencje są częste w strefie zazębienia się utworów subfacji stożka zewnętrznego z osadami dna basenu (Walker & Mutti, 1973; Mutti & Ricci-Lucchi, 1974; Stow & Piper, 1984). Sekwencje takie mogą tworzyć się również w strefach basenowych nie związanych ze stożkami. Prądy zawiesinowe uruchamiane w różnych miejscach strefy zasilania mogą docierać w ten sam rejon basenu w różnej fazie rozwoju (zmienna energia, ilość i frakcja materiału okruchowego) pozostawiając zróżnicowany strukturalnie typ osadu.

Cechy macierzy częstości przejść typu II (Tab. 6b i Fig. 13), a w szczególności częste przejścia członu A w B, brak przejść AE oraz niedobór przejść BC i DE, są charakterystyczne dla turbidytów zdeponowanych z prądów zawiesinowych o niskiej dojrzałości w warunkach inicjalnego transportu trakcyjnego poprzedzonego gwałtowną depozycją z zawiesiny. Sekwencje takie znane są z dystalnych części kanałów oraz z łobów depozycyjnych stożków podmorskich (np. Walker & Mutti, 1973; Stow & Piper, 1984), jak również ze stref basenowych nie związanych ze stożkami. Omawiany typ następstwa członów jest pospolity w profilach wapieni cieszyńskich i nieobecny w łupkach cieszyńskich górnych.

W typie III przejścia najczęstsze (Tab. 7a), a także statystycznie istotna nadwyżka sekwencji BE (Fig. 13), wskazują na przewagę depozycji ze słabszych (niż w typach I i II) i silnie rozrzedzonych prądów zawiesinowych, które pojawiały się dość regularnie na tle depozycji z prądów dennych (konturowych?). Na udział tych ostat-

nich wskazują częste przejścia członów E i D w C, a zwłaszcza statystycznie istotny niedobór przejść członu B w C. Potwierdza to również brak powiązania członów B i C, mimo iż jeden i drugi występują bardzo często. Przed analizą kierunków paleotransportu nie sposób powiedzieć, czy były to prądy konturowe, czy prądy zawieszinowe, które na obszarze słabo nachylonego dna basenu przeszły w fazę transportu trakcyjnego. Taki charakter depozycji można odnieść do utworów występujących w peryferycznych częściach stożka zewnętrznego (Mutti & Ricci-Lucchi, 1975; Walker, 1978), względnie do obszarów płaskiego dna basenu w strefie częstego jeszcze oddziaływania słabych prądów zawieszinowych (Stow & Piper, 1984). Omawiany typ sekwencji jest szczególnie charakterystyczny dla łupków cieszyńskich górnych z rejonu Bielska-Białej.

Własności typu IV (Tab. 7b i Fig. 13), a zwłaszcza istotny statystycznie nadmiar przejść członu C w B, świadczą o dominacji depozycji z prądów trakcyjnych (konturowych?), sporadycznie przerywanej depozycją z rozcieńczonych prądów zawieszinowych. Taki typ sedymentacji jest najbardziej zbliżony do opisywanego na obszarze płaskiego dna basenu, gdzie dominuje sedymentacja pelagiczna z rzadka przerywana słabymi prądami zawieszinowymi (Walker & Mutti, 1973; Walker, 1978) i konturowymi (Stow & Piper, 1984). Depozycję materiału okrucowego przez prądy denne dokumentują ponadto cechy niektórych cienkich i bardzo cienkich, często soczewkowatych, bardzo drobnoziarnistych ławic (brak uziarnienia frakcjonalnego i dobre wysortowanie ziarn, niewielki udział spoiwa, warstwowanie podkreślone minerałami ciężkimi, nieostre powierzchnie graniczne, laminacja materiałem frakcji pelitowej). Cechy te uważane były za charakterystyczne dla konturytów (por. Bouma, 1973). Nowsze badania (Stow & Lovell, 1979; Stow & Piper, 1984) wskazują, że nie są to cechy diagnostyczne dla konturytów. Mogą one charakteryzować zarówno drobnoziarniste turbidyty, jak i osady deponowane i przerabiane przez prądy denne. Wyniki analizy granulometryczno-petrograficznej (Słomka, w druku), analizy korelacji i kierunków paleotransportu wykazały odrębność omawianych ławic w stosunku do turbidytów typowych dla warstw cieszyńskich. Należy zatem przyjąć, że ławice te są produktami depozycji bądź przerabiania materiału przez prądy denne.

Analiza cykli modalnych potwierdziła i uzupełniła rezultaty łańcuchów Markowa. Dominujące we wszystkich rejonach typy cykli sedymentacyjnych (Tab. 8, Fig. 14 i 18 do 20), a zwłaszcza cykle AE, BE, ABE, BCE, potwierdzają wcześniejsze wyniki wskazujące na przewagę depozycji z prądów zawieszinowych o zróżnicowanej dojrzałości. Wysoki udział cykli AE i ABE w wapieniach cieszyńskich rejonu Golezowa i Żywca (Tab. 8) dokumentuje częste pojawianie się gęstych i szybko wyhamowywanych prądów. W łupkach cieszyńskich górnych przeważają cykle charakterystyczne dla depozycji z dojrzałych prądów zawieszinowych o niskiej gęstości. Rozkład cykli wskazuje, że reżim przepływu zmniejszał się, a stosunek depozycji z suspensji do depozycji z trakecji wzrastał od rejonu Golezowa (cykl najczęstszy BE) poprzez rejon Bielska-Białej (udział cyklu CE powyżej 50%) do rejonu Żywca (częsty udział cyklu DE).

Wśród cykli częstych w rejonie Golezowa i Bielska-Białej pojawia się również

cykl CBE (Tab. 8) interpretowany tu jako produkt depozycji z prądów dennych. Cykl ten jest częsty w wapieniach cieszyńskich górnych i łupkach cieszyńskich górnych rejonu Goleszowa oraz w całym profilu warstw cieszyńskich rejonu Bielska-Białej. Nie stwierdzono go w wapieniach cieszyńskich dolnych rejonu Goleszowa, a wyjątkowo pojawia się on w rejonie Żywca. Wynika stąd, że działalność prądów dennych ograniczała się przede wszystkim do podnóża stref geantyklinalnych (rejon Goleszowa i Bielska-Białej). Na obszarze płaskiego dna basenu (rejon Żywca) prądy te pojawiały się rzadko; nie można jednak wykluczyć, że produktami ich działalności w tym rejonie są niektóre z opisanych wyżej sekwencji DE i CE.

Pojedyncze pomiary kierunków paleoprądów w łupkach cieszyńskich dolnych nie pozwalają na kompleksową analizę dostawy do basenu materiału okruchowego w trakcie sedymentacji tego ogniwa. Można jedynie sądzić (Fig. 15), że grubszy materiał okruchowy pochodził z północnego brzegu basenu sedymentacyjnego (geantykliny?).

Analiza kierunków paleoprądów w wapieniach cieszyńskich pozwala uszczegółowić i zmodyfikować obraz paleotransportu przedstawiony przez Peszata (1967a). Strefa osiowa rynn sedymentacyjnej miała przebieg WNW-ESE; w jej zasięgu znajdowały się rejon Goleszowa i Żywca, natomiast rejon Bielska-Białej położony był na północ od tej strefy (Fig. 15). Dominowała dostawa materiału okruchowego z NW i WNW, zwłaszcza w rejonie Bielska-Białej i Żywca. Odmienność kierunków paleotransportu dla obszarów zlokalizowanych na wschód od Bielska-Białej może mieć swoje źródło w fakcie, iż wyspy dostarczające materiał okruchowy z geantykliny inwałdzkiej znajdowały się dalej w kierunku zachodnim, natomiast w tym rejonie geantyklina inwałdzka odchyłała się ku północy lub — co bardziej prawdopodobne — był to jej wschodni kraniec.

Rozkład kierunków paleotransportu wskazuje, że w rejonie Goleszowa strefa maksymalnej głębokości basenu była dość szeroka, co sprawiło, że na przebieg depozycji wpływały obie geantykliny (inwałdzka i wyspa śląska). Jak wynika z pomierzonych kierunków transportu (Peszat, 1967a; Ślącza, 1976) na W i SW od rejonu Goleszowa (poza granicami kraju) uwidacznia się również wpływ łądu obrzeżającego geosynklinę karpacką od W i NW. Słabo w dolnych i wyraźnie w górnych wapieniach cieszyńskich zaznaczył się wpływ drugiego obszaru alimentacyjnego, zlokalizowanego w strefie wyspy śląskiej. Promieniście rozbieżny układ kierunków w powiązaniu z wykształceniem warstw w tym rejonie sugeruje, że w rejonie Lesznej Górnej usytuowane było ujście kanionu, u wylotu którego tworzył się stożek głębokomorski.

Nieliczne pomiary kierunków paleoprądów w łupkach cieszyńskich górnych zachodnich Karpat fliszowych pozwoliły dotychczas jedynie na określenie regionalnego kierunku paleotransportu. Przyjmuje się, że prądy płynęły głównie z NW i N (Książkiewicz, 1962; Ślącza, 1976). Zebrany materiał (Fig. 16) wskazuje, że obraz paleoprądów w stosunku do wapieni cieszyńskich uległ pewnej zmianie. Krzyżujące się kierunki transportu w rejonie Żywca pozwalają sądzić, że rejon ten znajdował się w stosunkowo szerokiej strefie płaskiego dna (por. Dżułyński & Ślącza, 1959; Marschalko & Radomski, 1960). Rola północnego obszaru źródło-

1	2	3	4	5		6		7		8						
				WIEK	OGNIWO	NR PROFILU	UDZIAŁ MIAŻSZOŚCI PSAMITÓW [%] 50%	ŚREDNIE MIAŻSZOŚCI WARSTW		ZMIANY MIAŻSZOŚCI WARSTW		CYKLICZNOŚĆ		CHARAKTER ZMIAN MIAŻ. WARSTW PSAMITÓW		
								PSAMITY 10 cm	PELITY 10 cm	PSAMITY	PELITY	PSAMITY	PELITY		SERIE	
															MALEJĄCE	ROSNAJĄCE
HOTĘRYW WALANŻYN	ŁCG	G8														
		G5/II														
		G5/I														
		G7/III														
		G7/II														
		G7/I														
		G6														
BERIAS	WCG	W14														
		W11														
TYTON	WCD	W13														
		W10														
		W12/II														
		W12/I														

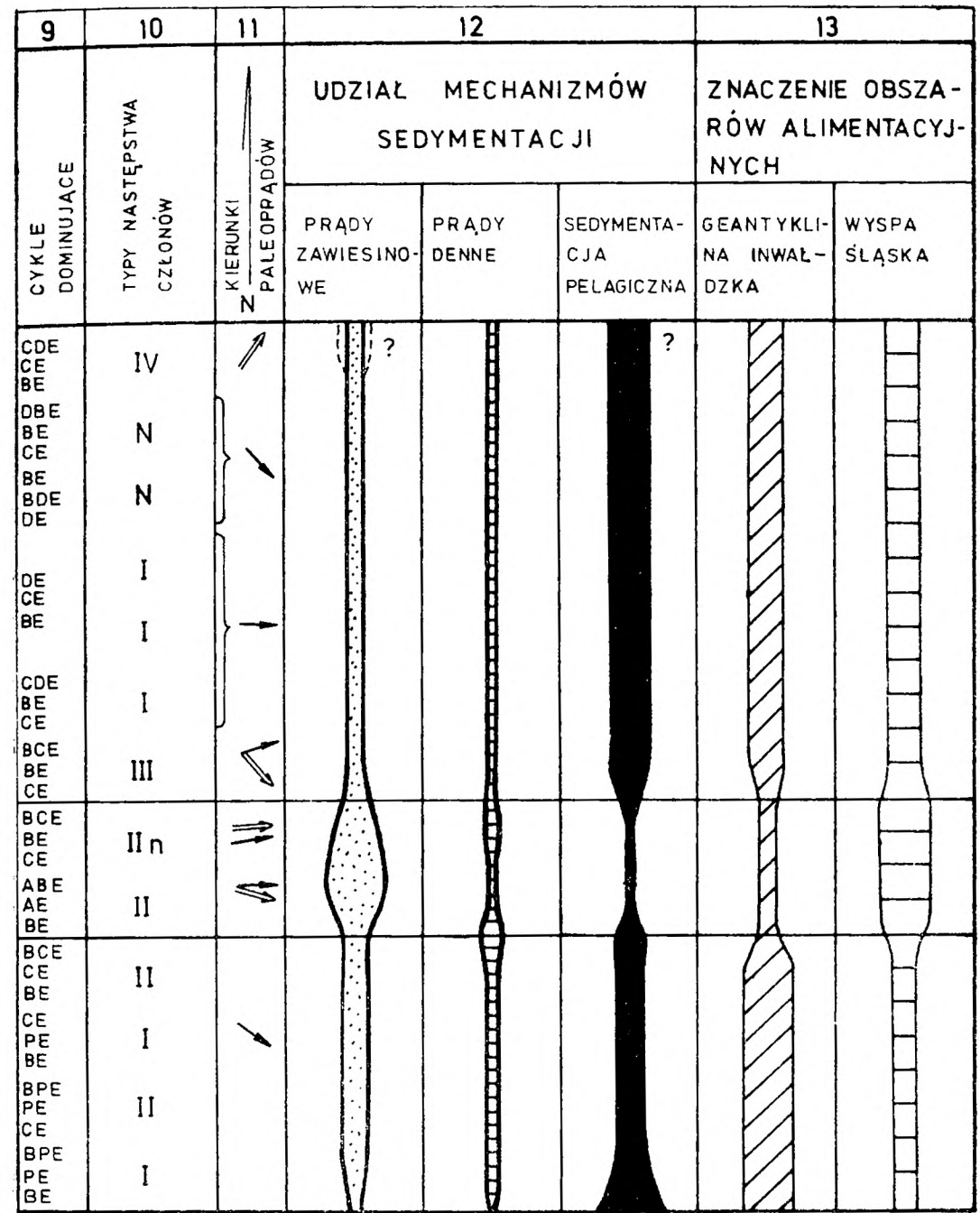


Fig. 19. Główne cechy i interpretacja sedymentologiczna warstw cieszyńskich z rejonu Żywca. WCD – wapień cieszyński dolny; WCG – wapień cieszyński górny; ŁCG – łupki cieszyńskie górne

Fig. 19. Main characteristics and sedimentological interpretation of Cieszyn Beds from Żywiec region. For explanation, see caption in Fig. 18

wego była nadal dominująca z tym, że rozkład kierunków w rejonie Bielska-Białej wskazuje, iż nachylenie paleosłonu w tym obszarze uległo zmianie z SE na S, z lokalnymi odchyleniami na W i E. W rejonie Goleszowa obserwuje się zanik aktywności źródła południowego, związany z jego przesunięciem na E, co znajduje wyrazne odzwierciedlenie w kierunkach paleotransportu w rejonie Żywca. Na właściwą ocenę udziału południowego źródła alimentującego w bilansie dostawy materiału okruchowego do basenu nie pozwala przykrycie płaszczowiny cieszyńskiej przez płaszczowinę godulską.

Kompleksowa analiza wyników dobrze dokumentuje typy depozycji materiału

1	2	3	4	5		6		7		8				
				WIEK	OGNIWO	NR PROFILU	UDZIAŁ MIAZSZOŚĆ PSAMITÓW [%]	ŚREDNIE MIAZSZOŚCI WARSTW		ZMIANY MIAZSZOŚCI WARSTW		CYKLICZNOŚĆ		CHARAKTER ZMIAN MIAZSZOŚCI PSAMITÓW
								PSAMITY	PELITY	PSAMITY	PELITY	PSAMITY	PELITY	SERIE
HOTERYW		WALANŻYN		BERIAS		TYTON		LCD		MALEJĄCE	ROSĄCE			
	ŁCG	G12												
		G11												
		G10												
		G9/II												
		G9/I												
	WC	W19												
		W18												
		W15/II												
		W15/I												
		W16												
	W17													
	ŁCD													

Fig. 20. Główne cechy i interpretacja sedimentologiczna warstw cieszyńskich z rejonu Bielska-Białej. ŁCD — łupki cieszyńskie dolne; WC — wapień cieszyński; ŁCG — łupki cieszyńskie górne

okruchowego w różnych częściach zbiornika. W trakcie sedymentacji wapieni cieszyńskich w rejonie Golezowa, u podnóża geantykliny wyspy śląskiej usypywany był podmorski stożek. Wskazują na to: wachlarzowaty układ kierunków paleo-transportu (Fig. 15), duże miąższości warstw psamitów (Fig. 18), znaczna domieszka materiału okruchowego frakcji pefitowej, trendowy charakter zmian miąższości warstw psamitów (Fig. 7 i 18), wysoki udział cykli rozpoczynających się członem A (Tab. 8 i Fig. 14), typy następstwa członów (Fig. 13 i 18) oraz niewielki udział skał pelitowych (Tab. 1 i Fig. 18) (por. Walker & Mutti, 1973; Walker, 1978; Normark, 1978). Profile W5 i W6 z rejonu Golezowa (Fig. 18) reprezentują osady lobów

9	10	11	12			13	
CYKLE DOMINUJĄCE	TYPY NASTĘPSTWA CZŁONÓW	KIERUNKI PALEOPRĄDÓW	UDZIAŁ MECHANIZMÓW SEDYMENTACJI			ZNACZENIE OBSZARÓW ALIMENTACYJNYCH	
			PRĄDY ZAWIESINO- WE	PRĄDY DENNE	SEDYMENTA- CJA PELAGICZNA	GEANTYKLI- NA INWAŁ- DZKA	WYSPA ŚLĄSKA
CE BCOE BE	I	↙					
	III	↙					
CBE BE CE	IV						
	III						
CCOE CBE CE	III	↘					
	III	↘					
ABE CE BE	II	↙					
BCE CE BE	II	↙					
PBE PE BE	N						
BDE CBE BE	II	↘					
DE CE BE	II	↓					
BPE DE BE	II						
		A					

Fig. 20. Main characteristics and sedimentological interpretation of Cieszyn Beds in Bielsko-Biała region. For explanation, see caption in Fig. 18

piaszczystych środkowej części stożka, profile W3 i W9 dokumentują proces progradacji lobów, a profile W4 i W7 — migrację i zasypywanie kanałów rozprowadzających w obrębie stożka zewnętrznego (Fig. 18).

Cechy profili rejonu Bielska-Białej (Fig. 20) oraz brak trendowych zmian miąższości psamitów i charakterystycznego rozkładu kierunków paleotransportu (Fig. 15) wskazują na depozycję w obrębie sieci małych efemerycznych stożków albo na równi basenowej z nieskanalizowanych prądów zawieszinowych uruchamianych „beładnie” w różnych miejscach stref zasilania (por. Stow & Piper, 1984). W rejonie Żywca zaznaczają się cechy pośrednie. W profilu W11 (Fig. 19) duże miąższości warstw psamitów, charakterystyczny, chociaż słabo zaznaczony trend malejący, typy następstwa członów oraz wysoki udział cykli rozpoczynających się członem A świadczą o proksymalnym charakterze osadów i mogą wskazywać na sedymentację w obrębie peryferycznych części słabo rozpoznanego stożka podmorskiego. Cechy pozostałych profili (Fig. 19) są natomiast podobne do cech wapieni cieszyńskich z rejonu Bielska-Białej.

Łupki cieszyńskie górne stanowią typowy osad fliszu dystalnego, co dokumentują małe miąższości i z reguły niski udział warstw psamitów, stacjonarny charakter zmian miąższości (Fig. 18, 19 i 20), obecność III i IV typu następstwa członów (Fig. 13 i 18 do 20) oraz wysoki udział cykli CE i DE (Tab. 8 i Fig. 14). Osady te mają wiele cech wspólnych z opisywanymi przez Walkera i Muttiego (1973) facjami D i E, charakteryzującymi osady płaskiego dna basenu. Niektóre profile (np. G5/I) odpowiadają facji G wspomnianych autorów, czyli utworom o przewadze depozycji pelagicznej z rzadkimi epizodami turbidytowymi.

ROZWÓJ SEDYMENTACJI

W świetle uzyskanych wyników (Fig. 18 do 20) rozwój sedymentacji oraz paleogeografia basenu warstw cieszyńskich przedstawiają się następująco.

W kimerydzie, w efekcie ruchów różnicujących, w zachodniej części geosynkliny Karpat Zewnętrznych wykształciło się kilka równoleżnikowych stref (Książkiewicz, 1956, 1960a). Jedną z nich była rynnna cieszyńska, ograniczona od północy geantykliną inwałdzką, a od południa geantyklinalną strefą wyspy śląskiej (Książkiewicz, 1960a; W. Nowak, 1973). Przegłębienie w strefie cieszyńskiej, które rozpoczęło się najprawdopodobniej już w kimerydzie spowodowało, że w miejsce płytkowodnej sedymentacji węglanowej powstawały głębokomorskie osady margliste (łupki cieszyńskie dolne) o cechach charakterystycznych dla prefliżu (Contescu, 1968). Materiał grubszych frakcji pochodził z geantykliny inwałdzkiej (Fig. 15), co świadczy o pierwszych przejawach ruchów wypiętrzających w tej strefie. Prądy zawieszinowe i denne stanowiły podrzędny czynnik depozycji. Depozycja pelagiczna nie tłumaczy jednak tak wielkich ilości materiału okrucowego frakcji pelitowej złożonego w krótkim czasie. Wydaje się, że mechanizmem takim mogły być stałe, powolne prądy zawieszinowe, rozwijające się u ujść rzek silnie obciążonych zawiesziną, płynących po lądzie północnym.

Przejście do sedymentacji wapieni cieszyńskich związane było z pogłębieniem

basenu (Książkiewicz, 1975) i wzmożeniem ruchów wypiętrzających w strefach geantyklinalnych. W późnym tytonie basen ten miał kształt rynny o osi WNW-ESE (Fig. 21). Geantyklina inwałdzka miała charakter płytkiej strefy z kilkoma (?) dość intensywnie wypiętrzonymi wyspami. W strefie śląskiej pojawiły się pierwsze oznaki słabych ruchów wznoszących. Wskutek tych zmian wzrasta rola prądów zawieszinowych spływających przede wszystkim z geantykliny inwałdzkiej (Fig. 21), przy czym brak wyraźnych przesłanek wskazujących na ich związek ze stałymi kanionami. Jedynie trendowe zmiany miąższości psamitów (Fig. 18–20) mogą świadczyć o lokalnej depozycji w obrębie niewielkich, efemerycznych stożków. Charakter

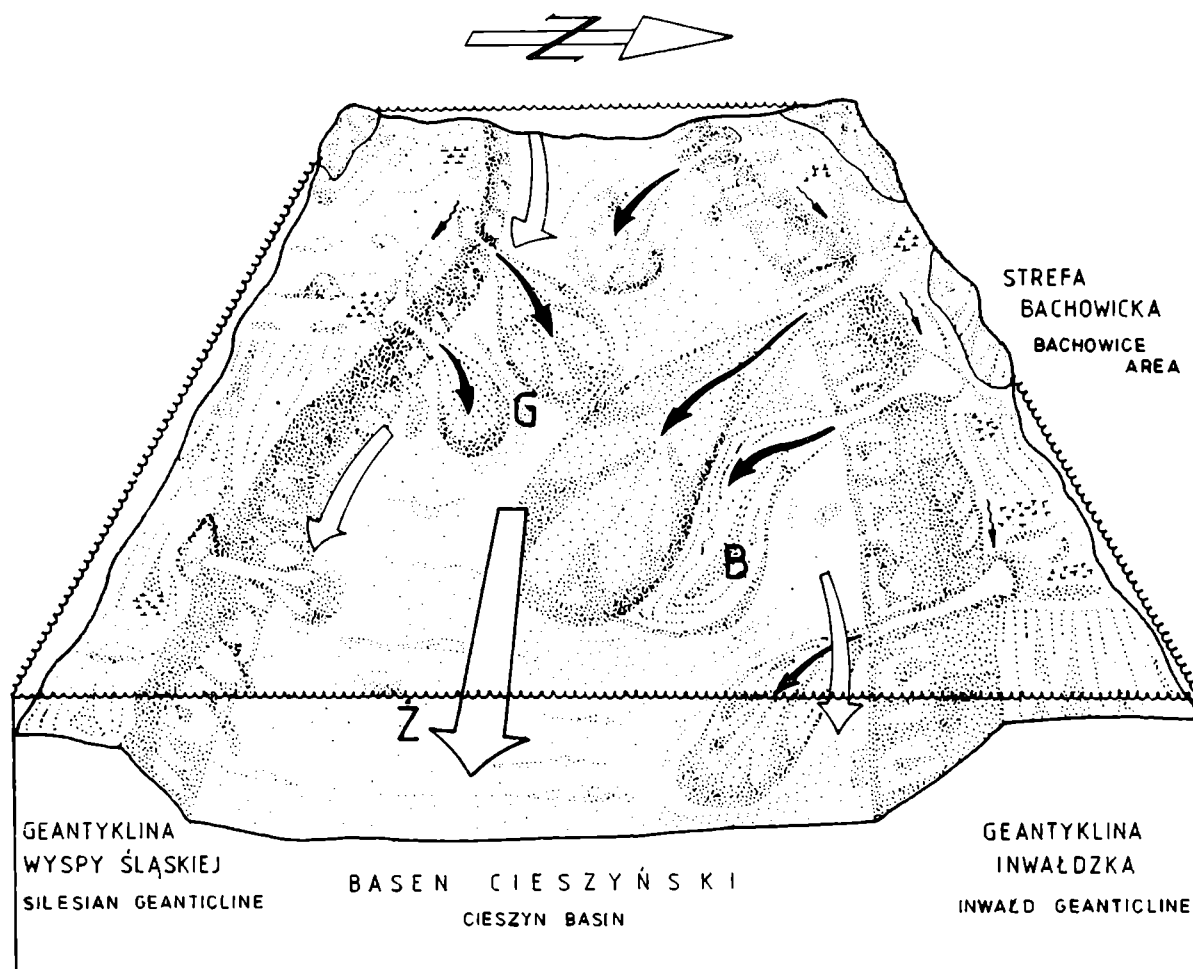


Fig. 21. Paleogeografia basenu cieszyńskiego w tytonie (wg Książkiewicz, 1956, 1960a; Nowaka, 1973; zmienione i uszczegółowione). 1 – spływy gruzowo-mułowe; 2 – prądy denne; 3 – prądy zawieszinowe; 4 – prądy litoralne; 5 – strefy gromadzenia mułu węglanowego; G – rejon Golepszowa; B – rejon Bielska-Białej; Ż – rejon Żywca (położenie przed kompresją geosynkliny)

Fig. 21. Palaeogeography of Cieszyn basin during Tithonian (after Książkiewicz, 1956, 1960a; Nowak, 1973; modified and supplemented). 1 – debris flows; 2 – bottom currents; 3 – turbidity currents; 4 – littoral currents; 5 – carbonate mud accumulations; G – Golepszów region; B – Bielsko-Biała region; Ż – Żywiec region (positions prior to compression of geosyncline)

materiału okruchowego (por. Peszat, 1967a) wskazuje, że w obszarach źródłowych niszczone były utwory węglanowe, a okresowo znoszony był muł węglanowy tworzący się w płytkich strefach geantykliny inwałdzkiej. Część materiału okruchowego złożonego na dnie była następnie przerabiana przez prądy denne płynące równoległe do izobat dna (Fig. 21).

Z początkiem beriasu basen cieszyński został rozdzielony na dwie równoleżnikowe rynny (W. Nowak, 1973) – północną (wislicką) i południową (goleszowską). Podmorski wał stanowił barierę w dostawie mułu węglanowego do rynny goleszowskiej. Tylko wyjątkowo prądy zawieszinowe mogły pokonywać to wyniesienie (Fig. 22).

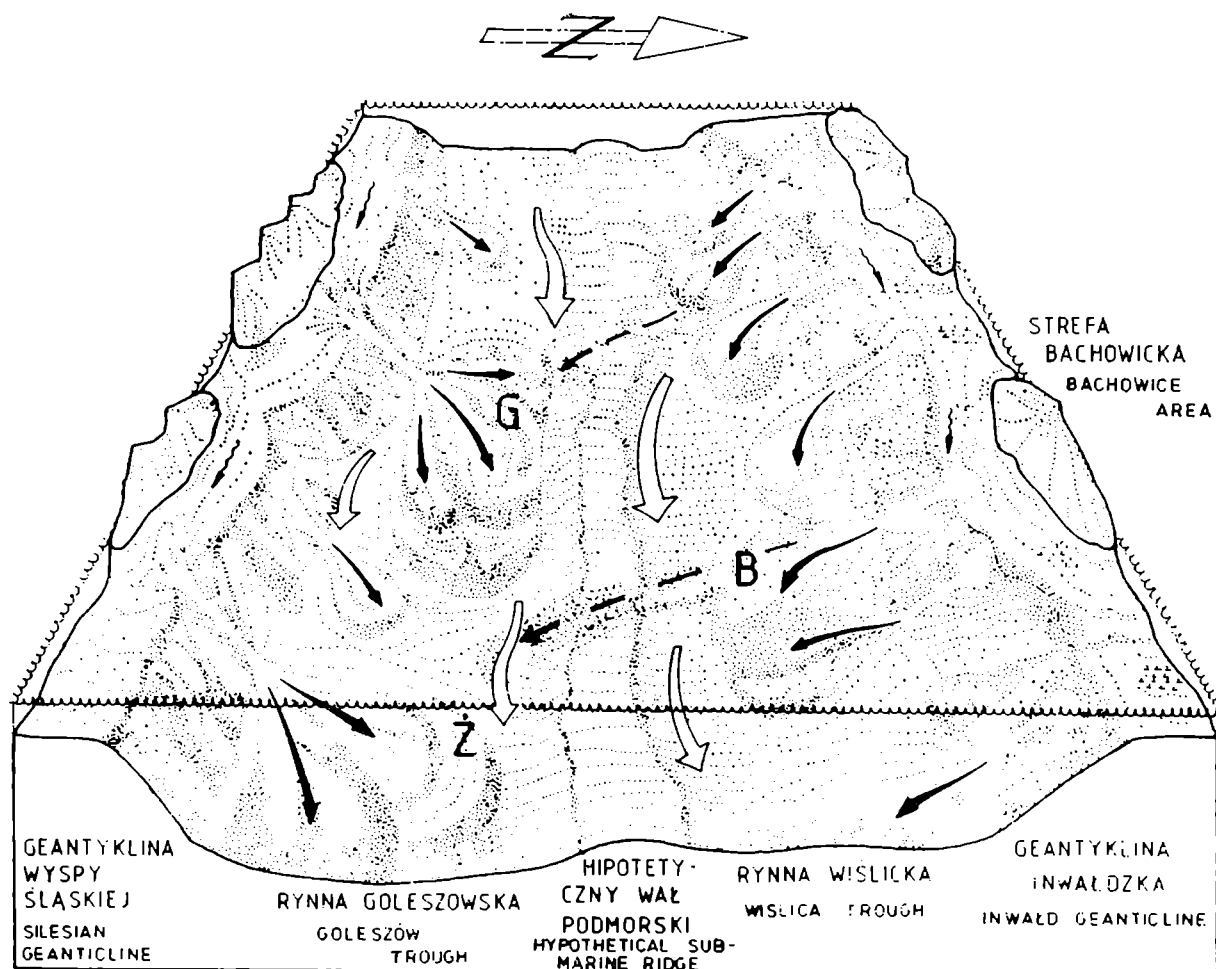


Fig. 22. Paleogeografia basenu cieszyńskiego w beriasie. Objaśnienia jak na figurze 21
 Fig. 22. Palaeogeography of Cieszyn basin during Berriasian. For explanation, see caption in Fig. 21

W beriasie nastąpiło maksymalne przegłębienie rynny goleszowskiej. Wyraźnie uaktywniła się geantyklina południowa. Intensywnie wypiętrzane i niszczone wyspy dostarczały dużych ilości materiału okruchowego zasilającego kanion rozcinający północny skłon wyspy śląskiej. U ujścia tego kanionu, w południowo-zachodniej części rynny goleszowskiej, usypywany był podmorski stożek (Fig. 22). Ponieważ podmorskie wyniesienie ograniczało rozwój stożka na północ, jest możliwe, że jego rozbudowa postępowała w kierunku wschodnim, w związku z takim nachyleniem osi basenu. Niewykluczone jednak, że w rejonie Żywca depozycja materiału

odbywała się w obrębie drugiego, obecnie słabo zaznaczającego się stożka podmorskiego.

W rymnie wiślickiej łagodniej nachylona powierzchnia paleoskłonu, urozmaicona morfologicznie, sprzyjała powstawaniu pojedynczych prądów zawieszinowych w różnych miejscach paleoskłonu, względnie sedimentacja odbywała się poprzez sieć niewielkich, efemerycznych stożków (Fig. 22). Prądy spływające z geantykliny inwałdzkiej były rozrzedzone i stopniowo przechodziły w transport trakcyjny. Działalność prądów dennych, deponujących bądź przerabiających materiał okrucowy była wyraźnie ustabilizowana w rymnie wiślickiej (Fig. 20), natomiast w rymnie goleszowskiej (Fig. 18 i 19) ich udział zwiększał się w okresach osłabienia działalności prądów zawieszinowych.

Przejęcie do sedimentacji łupków cieszyńskich górnych (walańzyn) zaznacza się wyraźnie. Wydatnie zwiększyła się szerokość basenu cieszyńskiego, co doprowadziło do wykształcenia łagodnych stoków przechodzących stopniowo w rozległe obszary płaskiego dna (Fig. 23). Narastanie osadów w rymnach oraz mała aktywność tektoniczna podmorskiego wyniesienia doprowadziły do połączenia rymien w jeden szeroki basen sedimentacyjny (Fig. 23). Nachylenie paleoskłonu było zróżnicowane, wyższe w rejonie Golezowa niż w rejonie Bielska-Białej, a rejon Żywca znajdował się w obrębie płaskiego dna basenu. Aktywność ruchów różnicujących przesunęła się na wschód, znacznie wydłużając strefę geosynklinalną. Materiału dostarczały obie

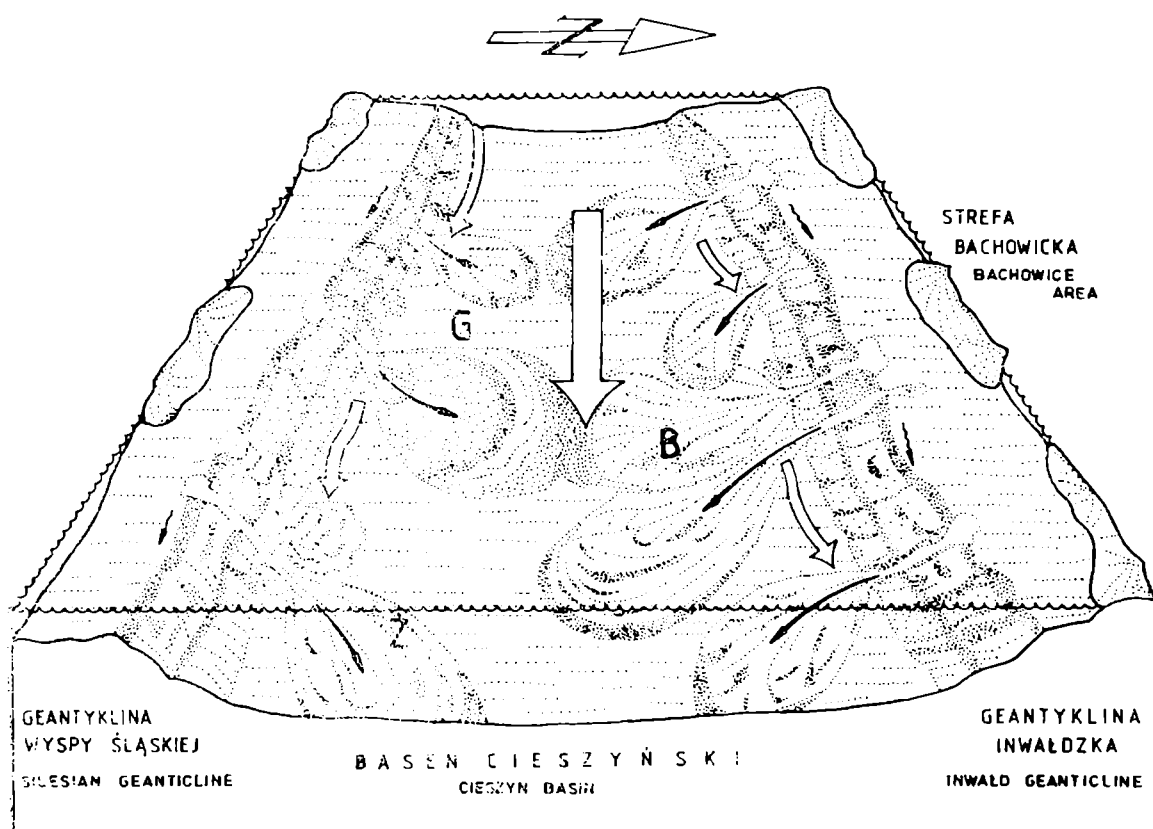


Fig. 23. Paleogeografia basenu cieszyńskiego w walańzynie. Objaśnienia jak na figurze 21
 Fig. 23. Palaeogeography of Cieszyn basin during Valanginian. For explanation, see caption in Fig. 21

geantykliny, z tym że obszary denudowane położone były dalej na wschód, niż miało to miejsce w beriasie (Fig. 23). Częstotliwość powstawania prądów zawieszinowych była wyższa niż w beriasie, ale znosiły one mniejsze ilości drobniejszego materiału. Działalność prądów dennych płynących wzdłuż izobat dna oraz osadzających i przerabiających drobnoziarnisty materiał okruchowy zaznaczyła się wyraźnie, zwłaszcza u podnóża geantykliny inwałdzkiej i wyspy śląskiej (rejon Bielska-Białej i Golezowa). Pod koniec walańzynu, w rejonie Żywca i Bielska-Białej, ponownie wzrasta znaczenie prądów zawieszinowych, najprawdopodobniej jako efekt krótkotrwałego nasilenia ruchów wypiętrzających w geantyklinie inwałdzkiej.

Podziękowanie

Niniejszy artykuł jest częścią rozprawy doktorskiej pt. „Statystyczne modele procesu sedymentacji warstw cieszyńskich”, która znajduje się w archiwum Biblioteki Głównej Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie. Autor serdecznie dziękuje wszystkim, którzy mieli wpływ na ostateczny kształt prezentowanej pracy: prof. dr. hab. inż. Januszowi Kotlarczykowi za przekonanie do celowości stosowania metod matematycznych w geologii oraz ukierunkowanie i przedyskutowanie pracy; dr. inż. Andrzejowi Krawczykowi za pomoc w pracach terenowych, dyskusję nad problemami merytorycznymi oraz napisanie większości programów komputerowych; prof. dr. hab. Stefanowi W. Alexandrowiczowi, prof. dr. hab. Ryszardowi Gradzińskiemu, prof. dr. hab. Czesławowi Peszatowi, prof. dr. hab. Andrzejowi Radomskiemu i dr. inż. Grzegorzowi Haczewskiemu za cenne wskazówki; dr. Szczepanowi Porębskiemu za krytyczne przeczytanie tekstu; żonie mojej — E iżbiecie Słomce — za napisanie kilku programów komputerowych i pomoc w przygotowaniu pracy do druku oraz mgr. inż. Janowi Kępińskiemu za wykonanie prac kreslarskich.

LITERATURA CYTOWANA — REFERENCES

- Allen, J. R. L., 1968. The extent of erosion beneath sandstones in turbidites as revealed by scour markings. *J. Sedim. Petrol.*, 38: 1379–1381.
- Bendat, J. W. & Piersol, A. G., 1976. *Metody analizy i pomiaru sygnałów losowych*. PWN, Warszawa, 488 pp.
- Bieda, F., Geroch, S., Koszarski, L., Książkiewicz, M. & Żytko, K., 1963. Stratigraphie des Karpates externes polonaises. *Biul. Inst. Geol.*, 181: 5–174.
- Bouma, A. H., 1962. *Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation*. Elsevier, Amsterdam, 168 pp.
- Bouma, A. H., 1973. Contourites in Niesenflysch, Switzerland. *Eclog. Geol. Helv.*, 66: 315–323.
- Box, G. E. P. & Jenkins, G. H., 1970. *Time series analysis*. Holden-Day, San Francisco, 455 pp.
- Burtanówna, J., Konior, K. & Książkiewicz, M., 1937. *Mapa geologiczna Karpat Śląskich. Carte géologique des Karpates de Silésie*. Wyd. Śląskie Pol. Akad. Um., Kraków, 104 pp.
- Contescu, L. R., 1968. Préflysch et postflysch, deux formations géosynclinales syndiastrophiques. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 38: 67–79.
- Dembowski, Z. & Unrug, R., 1970. Analiza statystyczna sedymentacji cyklicznej warstw łażiskich (GZW). A statistical study of cyclic sedimentation in the Łaziska beds (Upper Silesia Coal Basin). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 40: 63–110.
- Duff, P. McL. D. & Walton, E. K., 1962. Statistical basis for cyclothems: a quantitative study of the sedimentary succession in the east Pennine coalfield. *Sedimentology*, 1: 235–255.
- Dzuleński, S. & Ślęczka, A., 1959. Przykład erozji dna basenu fliszowego. An example of large scale bottom erosion in the flysch basin. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 29: 327–333.
- Freund, J. E., 1971. *Podstawy nowoczesnej statystyki*. PWE, Warszawa, 419 pp.

- Gradziński, R., Kostecka, A., Radomski, A. & Unrug, R., 1976. *Sedymentologia*. Wyd. Geol., Warszawa, 611 pp.
- Hohenegger, L., 1861. *Geognostische Karte der Nord-Karpathen in Schlesien und den angrenzenden Teilen von Mähren und Galizien*. K. Königl. Hof. u. Staatsdruck., Gotha, 50 pp.
- Kendall, M. G., 1970. *Rank correlation methods*. Griffin, London, 245 pp.
- Koniór, K., 1938. Zarys budowy geologicznej brzegu karpackiego w obrębie arkusza Bielsko-Biała. Études sur la structure géologique du bord Karpatique dans la région de Bielsko-Biała. *Pr. Geol. Pol. Akad. Um.*, 5: 94 pp.
- Koszarski, L. & Ślącza, A., 1973. Kreda Karpat zewnętrznych. In: Sokołowski, S. (ed.), *Budowa geologiczna Polski*, 1 (2). Wyd. Geol., Warszawa, pp. 647–660.
- Kotlarczyk, J. & Krawczyk, A. J., 1977. Analiz cykliczności osadkonakoplenia niektórych formacji Polskich Karpat. *Mat. XI Kongr. Karpat-Balk. Geol. Assoc.*, Kijew, pp. 311–312.
- Krawczyk, A. J., 1979. Rytmika fliszu podhalańskiego w świetle badań metodami szeregów czasowych. Rhythmicity of the Podhale Flysch in light of time-series analysis. *Zesz. Nauk. AGH, Geologia, Kwart.*, 5 (4): 43–57.
- Krawczyk, A. J., 1980. Niektóre cechy procesu sedymentacji fliszu podhalańskiego. Some characteristics of the sedimentation process of the Podhale Flysch. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 50: 55–98.
- Krawczyk, A. J. & Słomka, T., 1979. On the study of stationarity of lithostratigraphic sequences. *Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. Sci. Terre*, 27: 179–183.
- Krawczyk, A. J. & Słomka, T., 1982. A method of analysing linear trends in geological profiles. *Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. Sci. Terre*, 30: 105–110.
- Krawczyk, A. J. & Słomka, T. (w przygotowaniu – in preparation). *Zastosowanie teorii serii w analizie rytmiki sedymentacji*. An application of theory of series in sedimentation rhythmicity analysis.
- Krokowski, J., 1976. Metody statystyczne w strukturalnej analizie spękań. In: Liszkowski, J. & Stochlak, J. (eds), *Szczelinowatość masywów skalnych*. Wyd. Geol., Warszawa, pp. 134–187.
- Książkiewicz, M., 1956. Geology of the Northern Carpathians. *Geol. Rundsch.*, 45: 369–411.
- Książkiewicz, M., 1960a. Zarys paleogeografii polskich Karpat fliszowych. Outline of the paleogeography of the Polish Carpathians. *Pr. Inst. Geol.*, 30 (2): 209–231.
- Książkiewicz, M., 1960b. Pre-orogenic sedimentation in the Carpathian geosyncline. *Geol. Rundsch.*, 50: 8–31.
- Książkiewicz, M. (ed.), 1962. *Atlas geologiczny Polski – zagadnienia stratygraficzno-facjalne*. Zeszyt 13: Kreda i starszy trzeciorzęd w polskich Karpatach zewnętrznych. *Geological atlas of Poland*. Fasc. 13: Cretaceous and Early Tertiary in the Polish External Carpathians. Wyd. Geol., Warszawa.
- Książkiewicz, M., 1964. On the tectonics of the Cieszyn Zone. A reinterpretation, *Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. Geol. Geogr.*, 12: 251–260.
- Książkiewicz, M., 1975. Bathymetry of the Carpathian flysch basin. *Acta Geol. Polon.*, 25: 309–367.
- Łydka, K., 1985. *Petrologia skal osadowych*. Wyd. Geol., Warszawa, 286 pp.
- Marschalko, R. & Radomski, A., 1960. Wstępne wyniki badań nad kierunkami transportu materiału w basenie fliszowym centralnych Karpat. Preliminary results of investigations of current directions in the flysch basin of the Central Carpathians. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 30: 259–272.
- Martini, P. & Sagri, M., 1977. Sedimentary fillings of ancient deep-sea channels: two examples from Northern Apennines (Italy). *J. Sedim. Petrol.*, 47: 1542–1553.
- Martini, P., Sagri, M. & Doveton, J. H., 1978. Lithologic transition and bed thickness periodicities in turbidite successions of the Antola Formation, Northern Apennines, Italy. *Sedimentology*, 25: 605–623.
- Mišik, M., 1974. Paleographic outline of the Tithonian in the Czechoslovakian Carpathians. *Acta Geol. Polon.*, 24: 485–503.
- Mutti, E. & Ricci-Lucchi, F., 1974. La signification de certaines unités sequentielles dans les séries a turbidites. *Bull. Soc. Geol. France*, 16: 577–582.
- Mutti, E. & Ricci-Lucchi, F., 1975. Turbidite facies and facies associations. In: Examples of Turbi-

- dite Facies and Facies Associations from Selected Formations of the Northern Apennines. *IX Intern. Congr. Sedim., Nice-75, Field Trip A11*: pp. 21–36.
- Normark, W. R., 1978. Fan valleys, channels, and depositional lobes on modern submarine fans: characters for recognition of sandy turbidite environments. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 62: 912–931.
- Nowak, J., 1927. *Zarys tektoniki Polski. Esquisse de la tectonique de la Pologne*. Kom. Org. II ZSGE, Kraków, 160 pp.
- Nowak, W., 1968. Porównanie rozwoju górnego tytonu i beriasu z Jasicnicy i Cieszyna (Góra Zamkowa). *Kwart. Geol.*, 12: 1091–1092.
- Nowak, W., 1970. Zagadnienie litologicznej i stratygraficznej korelacji wapieni cieszyńskich na obszarze Kotliny Żywieckiej. *Kwart. Geol.*, 14: 916–917.
- Nowak, W., 1971. Distribution and variability of *Calpionella* Lorenz 1902 (*Tintinnida*) in the Cieszyn Limestones. Polish Western Carpathians. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 41: 571–602.
- Nowak, W., 1973. Jura Karpat zewnętrznych. In: Sokołowski, S. (ed.) *Budowa geologiczna Polski*, 1 (2), Wyd. Geol., Warszawa, pp. 389–401, 464–467.
- Peszat, C., 1967a. Rozwój litologiczny i warunki sedymentacji wapieni cieszyńskich. The lithological development and conditions of sedimentation of the Cieszyn Limestones. *Pr. Geol. PAN*, 44: 111 pp.
- Peszat, C., 1967b. O pelityczno-detrytycznej odmianie wapieni cieszyńskich. *Spraw. Pos. Komis. Nauk. Oddz. PAN w Krakowie*, 11 (1): 370–373.
- Peszat, C., 1968. O wykształceniu dolnych łupków cieszyńskich z Golezowa. *Spraw. Pos. Komis. Nauk. PAN w Krakowie*, 11 (2): 778–779.
- Radomski, A., 1960. Remarks on sedimentation of shales in flysch deposits. *Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. Geol. Geogr.*, 8: 123–129.
- Rodionow, D. A., 1968. *Rasczlenienije geologiczeskich obiektow po kompleksu priznakow*. Nedra, Moskwa, 158 pp.
- Romanowski, S. I., 1976. *Dinamika formirowanija flisza*. Nedra, Leningrad, 175 pp.
- Rupke, N. A., 1969. Aspects of bed thickness in some Eocene turbidite sequences, Spanish Pyrenees. *J. Geol.* 77: 482–484.
- Schwarzacher, W., 1975. *Sedimentation models and quantitative stratigraphy*. Elsevier, Amsterdam, 382 pp.
- Slingerland, R. L. & Williams, E. G., 1979. Paleocurrent analysis in light of trough cross-stratification geometry. *J. Geol.*, 87: 724–732.
- Słomka, T., 1979. Przejawy cykliczności w procesie sedymentacji miocenkich gipsów laminowanych. Manifestations of cyclicity in sedimentation of Miocene laminated gypsum. *Zesz. Nauk. AGH, Geologia. Kwart.*, 5 (4): 59–65.
- Słomka, T. (w druku – in press). Uwagi o sedymentacji łupków cieszyńskich górnych z zachodnich Karpat fliszowych. Remarks on sedimentation of Upper Cieszyn Shales from western Flysch Carpathians. *Zesz. Nauk. AGH, Geologia, Kwart.*
- Stow, D. A. V. & Lovell, J. P. B., 1979. Contourites: their recognition in modern and ancient sediments. *Earth Sci. Rev.*, 14: 251–291.
- Stow, D. A. V. & Piper, D. J. W., 1984. Deep-water fine-grained sediments: facies models. In: Stow, D. A. V. & Piper, D. J. W. (eds.), *Fine-grained sediments: deep-water processes and facies*, Blackwell Scient. Publ., Oxford, pp. 611–646.
- Ślącza, A. (ed.), 1976. *Atlas paleotransportu osadów detrytycznych w łuku karpacko-balkańskim*. Część I: Tyton i kreda dolna. *Atlas of palaeotransport of detrital sediments in the Carpathian-Balkan mountain system*. Part I: Tithonian – Lower Cretaceous. Wyd. Geol., Warszawa.
- Tokarski, A., 1947. Grojec i żywieckie okna tektoniczne. La colline de Grojec et les fenêtres tectoniques de Żywiec. *Biul. Państ. Inst. Geol.*, 28: 72 pp.
- Walker, R. G., 1978. Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 62: 932–966.
- Walker, R. G. & Mutti, E., 1973. Turbidite facies and facies associations. In: Middleton, G. V. &

Bouma, A. H. (eds.), *Turbidites and deep-water sedimentation*. SEPM Pacific Sec. Short Course, Anaheim, pp. 119–157.

Wood, A. & Smith, A. J., 1959. The sedimentation and sedimentary history of the Aberstwyth Grits (Upper Llandoveryan). *Quart. J. Geol. Soc. London*. 114: 163–195.

Wassojewicz, N. B., 1948. *Flisz i metodika jego izuczenija*. Gostoptiechizdat, Leningrad, 216 pp.

ANEKS

W rejonie Goleiszowa (Fig. 3 i 4b) wytypowano 14 profili, w tym 1 z łupków cieszyńskich dolnych, 9 z wapieni cieszyńskich i 4 z łupków cieszyńskich górnych:

- D1 (por. Peszat, 1968) w czynnym kamieniołomie „Nowa Marglowia” w Goleiszowie;
- W1 (por. Peszat, 1967a, kamieniołom nr 28) w małym, nieczynnym łomie na NE stoku góry Jasieniowa w Goleiszowie;
- W2 (por. Peszat, 1967a, kamieniołom nr 29) w przekopie wiodącym do starego kamieniołomu, zlokalizowanym kilkadziesiąt metrów na zachód od poprzedniego profilu;
- W3 (por. Peszat, 1967a, kamieniołom nr 30) w dużym, nieczynnym kamieniołomie zlokalizowanym bezpośrednio na zachód od przekopu (profil W2);
- W4 w starym kamieniołomie na NW stoku góry Jasieniowa;
- W5, W6, W7 w dużym czynnym kamieniołomie w Lesznej Górnej, w głównej ścianie wyrobiska o kierunku ENE–WSW, na dwóch poziomach eksploatacyjnych; nie udało się zestawić ciągłego profilu, ale możliwe było ustalenie następstwa;
- W8 (por. Peszat, 1967a, kamieniołom nr 24) w nieczynnym kamieniołomie na SE stoku góry Chełm (na północ od centrum Goleiszowa);
- W9 w nieczynnym kamieniołomie, kilkadziesiąt metrów na północ od poprzedniego;
- G1, G2, G3 zlokalizowane na południe od wsi Cisownica w prawobrzeżnym dopływie Radonia – potoku Rzeczycy; profil G1 w pobliżu cmentarza, G2 około 50 metrów wyżej w górę potoku, G3 około 100 metrów powyżej G2;
- G4 w potoku Radoń, około 600 metrów od kościoła w Cisownicy, w górę biegu potoku.

W rejonie Żywca zbadano 9 profili: 5 z wapieni cieszyńskich i 4 z łupków cieszyńskich górnych (Fig. 3 i 4c):

- W10 w zarzuconym łomie, na południowym zboczu góry Matyska, bezpośrednio na południe od Radziechowych;
- W11 (por. Peszat, 1967a, kamieniołom nr 80) w czynnym okresowo kamieniołomie na północnym stoku góry Kopa w Radziechowych;
- W12 (por. Peszat, 1967a, kamieniołom nr 61) w małym, nieczynnym łomie, około 50 metrów na zachód od szczytu Małego Grójca, położonego na SE od Żywca;
- W13 w skarpie lewego brzegu Koszarawy, około 250 metrów powyżej jej ujścia do Soły;
- W14 w dnie i brzegach Soły, około 200 metrów poniżej jazu Zakładów Papierniczych „Solali”;
- G5 w prawobrzeżnym dopływie Soły, około 150 metrów poniżej jazu „Solali”;
- G6 w skarpie prawego brzegu Soły, około 200 metrów poniżej jazu „Solali”;
- G7 i G8 na zachodnim skraju wsi Radziechowy, w potoku Pośrednim: G7 około 150 metrów poniżej końcowego przystanku PKS; G8 w lewym brzegu potoku, około 100 metrów powyżej końcowego przystanku PKS.

Nie udało się natomiast uzyskać odpowiedniego profilu z łupków cieszyńskich dolnych.

W rejonie Bielska-Białej zbadano 10 profili: 1 z łupków cieszyńskich dolnych, 5 z wapieni cieszyńskich i 4 z łupków cieszyńskich górnych (Fig. 3 i 4a):

- D2 w prawym brzegu potoku Wapienica, około 1300 metrów na południe od drogi Bielsko-Biała – Cieszyn;
- W15 (por. Peszat, 1967a, kamieniołom nr 1) w południowej ścianie czynnego okresowo

kamieniołomu Naglika na zachodnim krańcu wsi Kozy, około 100 metrów na południe od drogi Bielsko-Biała—Kozy;

- W16 (por. Peszat, 1967a, kamieniołom nr 36) w niewielkim łomie na terenie Jaworza;
- W17 i W18 w prawym, wysokim brzegu potoku Wapienica: W17 około 700 metrów na północ od mostu na drodze Bielsko-Biała—Cieszyn; W18 kilkadziesiąt metrów (w górę potoku) od poprzedniego;
- W19 w prawym brzegu potoku Wapienica, około 1500 metrów na południe od mostu na drodze Bielsko-Biała—Cieszyn;
- G9 bezpośrednio powyżej W19;
- G10 w prawobrzeżnym dopływie Wapienicy, około 100 metrów powyżej G9;
- G11 i G12 w dolinie potoku płynącego przez Jaworze Górne, kilkaset metrów na południe od drogi prowadzącej z Jaworza Górnego do Bielska-Białej: G11 około 80 metrów poniżej mostu na lokalnej drodze, a G12 około 50 metrów powyżej.

Summary

STATISTICAL APPROACH TO STUDY OF FLYSCH SEDIMENTATION — KIMMERIDGIAN-HAUTERIVIAN CIESZYN BEDS, POLISH OUTER CARPATHIANS

Tadeusz Słomka

The sedimentology of the Cieszyn Beds from the Polish Flysch Carpathians was studied by means of statistical techniques. Markov chains and modal cycle analysis were applied for the evaluation of preferred lithologic and structural transition patterns, aimed at recognition of depositional mechanisms and their variability in time. Various procedures of time-series analysis (autocorrelation, spectral density function, trend analysis) were used to describe layer thickness periodicities and for recognition of thinning and thickening upward trends. The results, in conjunction with other information, were used for the reconstruction of depositional mechanisms, palaeoenvironments and palaeogeography of the Cieszyn basin.

STRATIGRAPHY AND LITHOLOGY

The Cieszyn Beds (Kimmeridgian-Hauterivian) are the oldest sediments in the flysch succession of the Polish Carpathians. Tectonically, the Cieszyn Beds make up a lower part, distinguished as the Cieszyn nappe, of the Magura pile of nappes (J. Nowak, 1927). The latter unit occurs in the area between Olza and Soła rivers and, locally, in the Żywiec valley (Fig. 1).

The Cieszyn Beds are subdivided into three members (Fig. 2): Lower Cieszyn Shales, Cieszyn Limestones, and Upper Cieszyn Shales. The former two members occur only in the Western Carpathians, the latter one is present along the entire belt of the Polish Flysch Carpathians.

The *Lower Cieszyn Shales* (about 300 m thick) consist of marly shales and locally marls, with interbeds of pelitic and detrital limestones. The *Cieszyn Limestones* (up to 250 m thick) are divided into two units in the Golezów and Żywiec areas

(Figs 1 and 3): the Lower Cieszyn Limestones that contain intercalations of pelitic limestone and the Upper Cieszyn Limestones that are devoid of such intercalations. In the Bielsko-Biała area beds of the pelitic limestones are present throughout the whole member which is here known as the undifferentiated Cieszyn Limestones (Peszat, 1967a). The Lower and undifferentiated Cieszyn Limestones are made up of detrital and pelitic limestones, marls and marly shales. Beds of the detrital limestone commonly reveal parallel lamination, seldom cross-lamination and graded bedding. Beds of the pelitic limestone disappear in the Upper Cieszyn Limestones, while those of the detrital limestone become thicker and increasingly more common upward. In the topmost part of the member the detrital limestone beds get thinner, while cross-laminated beds of sandy limestone appear frequently. The *Upper Cieszyn Shales* (about 300 m thick) consist of marly shales interbedded with thin-, rarely medium-bedded calcareous sandstones showing parallel and cross-lamination. In the lowest part of the member there appear occasionally intercalations of detrital limestone (Burtanówna *et al.*, 1937) and limestone breccias (Tokarski, 1947). Siderite beds and nodules are common throughout the member.

The stratigraphy of the Cieszyn Beds has been elaborated by many authors (comp. W. Nowak, 1973). The stratigraphic scheme applied in this paper (Fig. 2), follows those of W. Nowak (1973) and of Koszarski and Ślącza (1973).

FIELD DATA

For quantitative analysis 31 sections were chosen in the area of Goleszów, Bielsko-Biała and Żywiec (Figs 1 and 4) and logged in detail in the field. Main characteristics and stratigraphic locations of the sections studied are summarized in Tables 1 and 2, and Figure 3, respectively.

METHODS

Three groups of data were collected during the fieldwork: (i) layer thickness, (ii) lithology and sedimentary structures, and (iii) palaeocurrent directions. The layer thickness analysis involved: (a) determination of thickness distributions and their statistical parameters (see e.g., Freund, 1971), (b) evaluation of layer thickness relationships, using Spearman's rank correlation (Kendall, 1970), (c) determination of linear trend changes in homogeneous segments of sections (Krawczyk & Słomka, 1982), and (d) determination of short-distance periodicities by means of spectral analysis of time series (Bendat & Piersol, 1976) and by a method based on statistical theory of runs (Krawczyk & Słomka, in preparation). Vertical transitions of different lithologies and structural divisions were analysed, using Markov chains (Schwarzacher, 1975) and modal cycle method (Duff & Walton, 1962). The palaeocurrent data were described in terms of circular histograms and their concentration measures (e.g., Krokowski, 1978).

A 5% significance level was used in statistical testing.

LAYER-THICKNESS ANALYSIS

The layer thickness analysis was carried out for psammites (sandstones and detrital limestones), pelites (marly shales, marls, calcareous mudstones) and divisions of Bouma sequence. The term layer is here used to denote a bed, or a part of bed, that shows distinct lithology or sedimentary structure. Bouma's (1962) notation for an ideal turbidite is used throughout the paper.

Layer thickness distributions

The layer thickness distributions of different psammite lithologies show some common regularities: there is difference between distributions derived from the Cieszyn Limestones and those from the Upper Cieszyn Shales and a distinct similarity of distributions from particular members (Fig. 5). There is also a tendency for the psammite layers to thin upward in the Cieszyn Beds. The thickness distributions of the pelite layers show a stronger similarity within particular regions than between sections representing approximately the same time interval (Fig. 6).

Layer thickness correlations

There is no significant positive correlation between the thickness of the psammite layers and the overlying pelites (Tables 3 and 4). This contrasts with the results from other flysch units (e.g., Rupke, 1969). On the other hand, there is usually high and significant, positive correlation between thicknesses of the successive Bouma divisions (A, B, C and D). The thickness correlations between divisions D and E in the area of Żywiec and Bielsko-Biała are low and statistically insignificant, whereas those from the Golezów area are low, but significant. There are no significant thickness relationships between layers of detrital and pelagic limestones.

Thickness trend changes

Three types of layer thickness variability were recognized for the psammites in the sections studied. Type I (Fig. 7a, b) is typified by an increasing trend. Type II (Fig. 7c, d) is typified by a decreasing trend. Type III (Fig. 7e, f) includes sections showing random layer thickness oscillations that are interrupted by single maxima at a distance of a few to dozen or so layers. Types I and II are characteristic of the Golezów and Żywiec regions; type II is common in the Bielsko-Biała area and in the Upper Cieszyn Shales. For the pelite layers, the most common is type III of thickness trend (Fig. 8c), although types I (Fig. 8a) and II (Fig. 8b) were also encountered. In three sections a new type — IV was found (Fig. 8d). It appears as an oscillatory trend with the periodicity corresponding to few tens of layers.

Short-distance thickness series

The most interesting results were obtained for the psammite thickness series (Tab. 5). The peculiarity of the sections from the Cieszyn Limestones of the Golezów and Żywiec areas lies in that they contain repetitive series of three layers that show a thinning upward trend. Such series occur in these sections more often than it would be expected if the layers were arranged in random order.

Cyclic thickness changes

Autocorrelograms of the psammite thickness series indicate that the studied sections can be assembled into three groups. Group I (Fig. 9a) includes sections typified by the highest value of the autocorrelation function for $k = 3$, which corresponds to a period of four successive layers. Group II (Fig. 9b) comprises sections in which the statistically significant values appear for the components of different periods. Group III (Fig. 9c) contains autocorrelograms showing features attributable to a wide-band random noise. The observed regularities are consistent with the plots of spectral density function (Fig. 9).

Three types of thickness variation can be discerned in the pelite thickness series. Two of the plots of autocorrelation and spectral density are analogous with groups II and III for the psammites (Fig. 10). The third plot is typified by a high positive correlation between adjacent layers in a section and by a negative correlation between those situated far apart.

SEQUENTIAL ANALYSIS

All sections selected for the analysis of short-distance lithological and structural periodicities were converted to form sequences consisting of Bouma divisions (A through E) plus pelagic limestone division (P).

Markov chains

The stationarity of the sections was first determined using the method proposed by Krawczyk and Słomka (1979). The stationary sections, described in terms of their transition frequency matrices, were next compared in terms of an average taxonomic distance. Such procedure has resulted in assembling of the sections from the Cieszyn Limestones into six groups (Fig. 11). A similar comparison for the Upper Cieszyn Shales indicated the presence of five groups and three non-typical sections (Fig. 12). Particular groups can be described in terms of four principal types of the transition frequency matrix (Fig. 13).

Modal cycles

Bouma E division was taken as the boundary element in the analysis. Main characteristics and distributions of the modal cycles distinguished are summarised in Table 8. Among the most frequent cycles the two-element ones dominate, particularly BE and CE (Fig. 14). Cycle AE is characteristic of the thick-bedded portions of the Upper Cieszyn Limestones. The frequency of cycles commencing with division A (i.e., AE, ABE, etc.) increases markedly in the transition zone to the Upper Cieszyn Limestones and, then, it diminishes abruptly in the Upper Cieszyn Shales (Table 8).

DISCUSSION OF RESULTS

The distinct flattening of layer-thickness distributions revealed by the psammites and pelites of the Cieszyn Limestones (Figs 5 and 6) points to a strong differentiation both in the quantity of clastic material supplied to the basin and in the frequency of turbidite events. The Cieszyn Shales are enriched in thin and very thin beds of the psammite, whereas the pelite layer-thickness distributions remain similar to those from the Cieszyn Limestones. This indicates a decreasing supply of sandy material during the Valanginian.

The positive correlations between the thicknesses of Bouma divisions A and B, B and C, and C and D (Tables 3 and 4) indicate that the psammite layers are mostly turbidites. The lack of correlation between the thicknesses of the psammites and of the overlying pelites suggests that these latter are the result of mainly pelagic suspension settling. The similar lack of correlation for the detrital/pelitic limestone couplets suggests that they are genetically unrelated and did not originate from single turbidity currents, as postulated by Peszat (1967a).

The short-distance increasing and decreasing thickness trends of psammite layers can be interpreted in terms of submarine fan deposition, whereby the thickening-upward sequences are thought to be generated by the progradation of depositional lobes while the thinning-up ones by migration and gradual abandonment of midfan distributary channels (Mutti & Ricci-Lucchi, 1974; Walker, 1978; and many others). The common occurrence of the thinning-up three-bed series in the Upper Cieszyn Limestones may record deposition in small, rapidly shifting channels, or it may correspond to a phenomenon of "thickness rhythms" (Wood & Smith, 1959).

The four-layer thickness periodicity, as revealed by the psammites, is most probably caused by summing up of non-random thinning-up series of three layers with non-random thickening-up series of two layers (Fig. 17). Such cyclicity appears to be typical of turbidite successions (Martini & Sagri, 1978). The long-distance increasing and decreasing trends and the peculiar oscillatory trend, recognized in the pelite thickness series (Figs 8 and 10), are considered to reflect a large-scale pulsatory nature of diastrophic changes in the source areas.

The principal patterns of preferred lithological-structural transitions (Fig. 13)

highlight the differences between depositional mechanisms. Type I is dominated by association of incomplete Bouma sequences (AE, BC, CE and DE) indicative of deposition from turbidity currents of different densities and maturity. Type II combines features (Tab. 6b; Fig. 13) attributable to turbidites laid down mainly from relatively immature flows in which rapid deposition from suspension was followed by upper-flow régime traction phase. Type III (Tab. 7a; Fig. 13) reflects an alternating deposition from diluted, mature turbidity currents and bottom (contour?) current reworking. Type IV (Tab. 7b; Fig. 13) appears to record mainly pelagic sedimentation interrupted by sporadic incursions of low-density turbidity currents and a weak bottom-current activity.

The results of modal cycle analysis (Tab. 8, Figs 14 and 18 to 20) support the earlier conclusion that the Cieszyn Limestones are dominated by turbidites deposited from flows of drastically different sediment concentrations and maturity. The high content of cycles commencing with Bouma A division in the sections of Golezów and Żywiec areas (Tab. 8) documents a relatively "proximal" character of these sections. The Upper Cieszyn Shales are dominated by cycles characteristic of deposition from mature, low-density turbidity currents. The distribution of the cycles indicates that the rate of suspension deposition to traction deposition increased from the area of Golezów (the most frequent cycle BE), through Bielsko-Biała (cycle CE above 50%) to Żywiec (predominant cycle DE). The common cycle CBE is considered to reflect essentially a bottom-current deposition. A welding of two turbidites is also likely and it probably accounts for some of these cycles, but such an interpretation is inconsistent with grain-size and other data, reported elsewhere (Słomka, in press). The distribution of CBE sequences (Tab. 8) indicates that the bottom-current activity was widespread along the toes of geanticlinal uplifts and it rarely affected basin plain areas.

The Upper Cieszyn Shales are typical deposits of "distal" flysch. This is documented by the considerable thicknesses of pelitic intervals, thin-bedded nature of the psammite layers and their stationary thickness variations (Figs 18 to 20) and by the large proportion of cycles CE and DE (Tab. 8; Fig. 14).

The results of quantitative analyses (Figs 18 to 20) and palaeocurrent dispersal patterns (Figs 15 and 16) provide basis for palaeoenvironmental inferences. The Cieszyn Beds of the southwestern part of the basin were deposited on a submarine fan. This is indicated by the fan-shaped palaeocurrent dispersal pattern (Fig. 15), large thicknesses and layer thickness trends of the psammites (Figs 7 and 18), and high content of cycles commencing with A division (Fig. 14, Table 8). Sections W5 and W6 are interpreted as corresponding to mid-fan depositional lobes, sections W4 and W7 as reflecting migration and a gradual abandonment of the distributary channels, and sections W3 and W9 as recording progradation of outer-fan lobes (Fig. 18). On the other hand, there is no good evidence for the presence of canyon/fan system in the northern part of the basin. Here, the sedimentation took place on a proximal basin plain which was fed by largely unconfined turbidity currents generated in different sites across the slope/shelf prism, bound to the northern (Inwald) uplift.

PALAEOGEOGRAPHY

During Kimmeridgian times, the Outer Carpathian geosyncline was split into a number of elongated, E-trending basins and ridges. The Cieszyn basin was bounded to the north by Inwałd geanticline and to the south by a geanticlinal zone of Silesian island (Książkiewicz, 1960a; W. Nowak, 1973). During the Kimmeridgian and early Tithonian, the Cieszyn basin was affected mainly by pelagic sedimentation, rarely interrupted by episodes of bottom-current activity and turbidity currents. These latter gradually increased in frequency during the late Tithonian. The palaeocurrent pattern indicates that the turbidity currents were generated in the Inwałd geanticline which supplied also large quantities of carbonate muds (Fig. 21). In the earliest Berriasian, the basin was split by a submerged ridge into two subsidiary troughs (W. Nowak, 1973), and the Silesian island began to shed off abundant clastic detritus into the southern (Goleszów) trough (Fig. 22). In the southwestern part of the Goleszów trough this detritus was accumulated within a submarine fan which prograded mainly to the east, i.e., matching the direction of the basin axis dip. The subaqueous divide prevented the carbonate mud supplied by the northern source from entering the Goleszów trough. This divide disappeared during the Valanginian and the basin became wider and longer as a result of eastward shifting of active uplift and subsidence zones (Fig. 23). This was associated with a considerable decrease of palaeoslope gradients which were probably higher in Goleszów than in the Bielsko-Biała area; the Żywiec region lay within the flat basin plain. Since the Berriasian both geanticlinal zones acted as source areas.