

Ryszard GRADZIŃSKI, Andrzej RADOMSKI, Rafał UNRUG

Kierunki transportu materiału klastycznego w górnym karbonie Górnośląskiego Zagłębia Węglowego

WSTĘP

Dotychczasowe badania geologiczne prowadzone na obszarze Górnośląskiego Zagłębia Węglowego dotyczyły niemal wyłącznie problemów stratygrafii, tektoniki i geologii złożowej. Aż do 1957 r. badania sedymentologiczne w ścisłym tego słowa znaczeniu nie były w tym regionie prowadzone. Zagadnieniami sedymentacji zajmowali się jedynie marginesowo niektórzy autorzy, a większą uwagę poświęcili im tylko A. Niewiastin (1928), M. Schwarzbach (1940, 1942) i S. Z. Stopa (1954).

Ogólny pogląd na rozwój tektoniczno-sedymentacyjny zagłębia i pochodzenie materiału klastycznego skał płonnych ugruntował się już od dawna. Usytuowanie zagłębia na przedpolu Sudetów wschodnich, wypiętrzonych na przełomie dolnego i górnego karbonu, oraz fakt charakterystycznej redukcji miąższości poszczególnych ogniw stratygraficznych z zachodu ku wschodowi pozwalały twierdzić, że obszar ten stanowił rów przedgórski łańcucha waryscyjskiego i zasypywany był materiałem klastycznym pochodzącym z degradacji wschodnich Sudetów. Dodatkowymi dowodami tej hipotezy było łączenie się ku wschodowi pokładów grupy siodłowej (K. Gaebler, 1909), a także podnoszone przez M. Schwarzbacha (1940) łączenie się w tym kierunku poziomów z fauną morską w obrębie grupy brzeźnej.

Pozycja tektoniczna zagłębia przedstawiana była z reguły ogólnikowo. Większość autorów uważała zagłębie za rodzaj rowu przedgórskiego Sudetów (H. Stille, 1923; G. Bubnoff, 1930 i in.) lub za depresję związaną z przedłużającym się od Sudetów ku Górom Świętokrzyskim łańcuchem waryscyjskim (E. Bederke, 1930). Odmienne nieco poglądy wyraził K. Zapletal (1954), uznając zagłębie za wspólny rów przedgórski dwóch łańcuchów waryscyjskich — sudeckiego i prakarpackiego. Ostatnio J. Zeman (1959) przedstawił rozwój tektoniczny Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Według tego autora obszar zagłębia przy końcu dewonu stanowił labilny szelf, który przerodził się w asymetryczną, przesuwającą się ku wschodowi geosynklinę (namur, niższy westfal). Z kolei geosynklinę ta

przeobraziła się w śródgórską depresję. Równocześnie J. Zeman wykluczył możliwość bezpośredniego wpływu Prakarnat na rozwój zagłębia.

Słabą stroną wszystkich dotychczasowych poglądów na pozycję paleogeograficzną Górnośląskiego Zagłębia Węglowego i jego rozwój sedymentacyjno-tektoniczny był brak danych, jakich mogły dostarczyć tylko szeroko zakrojone badania sedymentologiczne. Olbrzymi rozwój sedymentologii, jaki nastąpił w ciągu ostatnich dwudziestu lat, a co z tym jest związane — opracowanie szeregu metod badań w tej dziedzinie, sprawił, że obecnie istnieją możliwości stosunkowo ścisłego rozstrzygnięcia szeregu problemów, które do niedawna jeszcze rozwiązywane były drogą mniej lub bardziej spekulatywnych rozważań.

Autorzy, rozpoczynając w 1957 r. badania nad sedymentacją górnego karbonu w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym, zwrócili szczególną uwagę na zagadnienia charakterystyki środowiska sedymentacyjnego i regionalnych kierunków transportu materiału klastycznego. Wstępne wyniki tych badań przedstawione zostały w komunikacie zamieszczonym w Biuletynie Polskiej Akademii Nauk (1959). Nawiązana przed dwoma laty współpraca Katedry Geologii Uniwersytetu Jagiellońskiego ze Stacją Górnośląską Instytutu Geologicznego umożliwiła rozszerzenie prowadzonych badań.

Spośród zagadnień opracowywanych do tej pory przez autorów najciekawsze wyniki przyniosły pomiary kierunków warstwowania przekątnego. Jakkolwiek badania te wymagają jeszcze uzupełnień i będą kontynuowane, to jednak już w obecnej chwili wyniki ich pozwalają na ogólne określenie obszarów źródłowych materiału klastycznego, zmuszając do rewizji dotychczasowych poglądów. Jednocześnie wyznaczają one pożądane drogi w innych dziedzinach badań sedymentologicznych.

STRUKTURY KIERUNKOWE

W celu uzyskania obrazu kierunków transportu materiału klastycznego dokonano 237 pomiarów kierunku upadu warstewek ukośnych w ławicach warstwowanych przekątnie.

Warstwowanie przekątne jest typem struktur kierunkowych najczęściej spotykanym i najcenniejszym do określania kierunku transportu materiału klastycznego. Inne struktury kierunkowe, jak rynny erozyjne, pochylone pnie drzewne i detrytus roślinny ułożony prostopadle do kierunku prądu, występują sporadycznie i wskutek tego ich użyteczność do wspomnianego celu jest mniejsza.

W warstwowanych przekątnie ławicach skał płonnych formacji produktywnej wyróżnić można jako dwa zasadnicze typy: warstwowanie przekątne torrencjalne i tangencjalne. W pierwszym typie warstewki ukośne tworzą ostry kąt (około $25\div 30^\circ$) zarówno ze stropem, jak i ze spągiem ławicy. Płaszczyzny warstwowania przekątnego zaznaczone są przez drobne zmiany wielkości ziarna lub przez płytową oddzielność, nie mają natomiast charakteru laminacji. Warstwowanie przekątne torrencjalne występuje zazwyczaj w ławicach średnioziarnistych piaskowców, osiągających miąższość $30\div 40$ cm. Niektóre ławice, zwłaszcza o większej miąższości, zbudowane są z kilku nakładających się zespołów warstewek ukośnych. Powierzchnie oddzielające te zespoły są płaszczyznami bądź

równoległymi (fig. 1), bądź też ustawionymi zbieżnie względem siebie (fig. 2). Odpowiednio poszczególne zespoły warstwek ukośnych mają kształt bądź tabliczkowy, bądź klinowy (E. D. McKee, G. W. Weir, 1953).

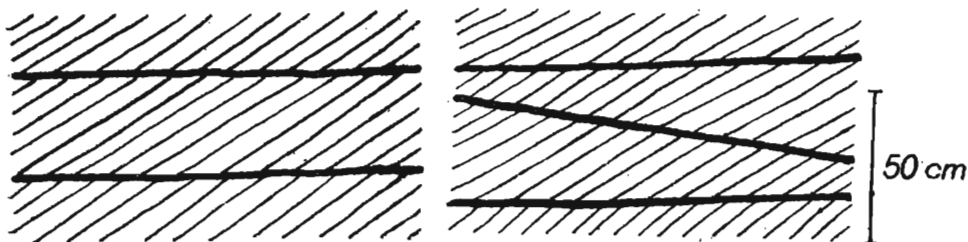


Fig. 1

Fig. 2

Fig. 1. Warstwowanie przekątne torrencjalne równoległe
Parallel torrential cross-bedding

Fig. 2. Warstwowanie przekątne torrencjalne klinowe
Wedge-shaped torrential cross-bedding

W przypadku warstwowania przekątnego tangencjalnego warstewki ukośne dochodzą styczniwie do powierzchni spągu ławicy. W typie tym warstewki ukośne mają zazwyczaj charakter lamin zaznaczonych nagromadzeniami miki i drobnej sieczki roślinnej. Kąt pomiędzy warstewkami ukośnymi a stropem ławicy jest zwykle mniejszy niż w przypadku warstwowania przekątnego torrencjalnego i wynosi najczęściej około 20° . Warstwowanie przekątne tangencjalne występuje najczęściej w drobnopiękistych piaskowcach i mułowcach. Spotykano także nieliczne grube ławice średnioziarnistego piaskowca z warstwowaniem przekątnym tangencjalnym występującym w spągowej części ławicy.

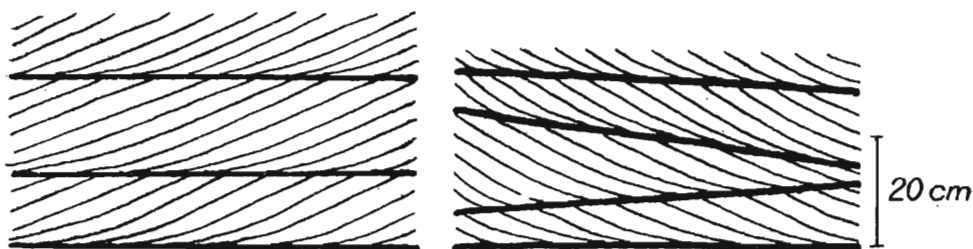


Fig. 3

Fig. 4

Fig. 3. Warstwowanie przekątne tangencjalne równoległe
Parallel tangential cross-bedding

Fig. 4. Warstwowanie przekątne tangencjalne klinowe
Wedge-shaped tangential cross-bedding

Ławice o warstwowaniu przekątnym tangencjalnym mogą również składać się z kilku zespołów warstwek ukośnych. W zależności od kształtu i wzajemnego położenia powierzchni oddzielających poszczególne zespoły mogą one mieć charakter tabliczkowy (fig. 3), klinowy (fig. 4) lub soczewkowy (fig. 5). W ostatnim przypadku poszczególne zespoły warstwek ukośnych oddzielone są wklęsłymi powierzchniami erozyjnymi.

Oprócz wymienionych typów warstwowania przekątnego spotyka się w ławicach drobnoziarnistych piaskowców nieregularne smugi wykazujące drobne warstwowanie przekątne. W smugach tych nie zaznaczają się spagowe i stropowe powierzchnie pakietów warstewek ukośnych (fig. 6). Ten typ warstwowania został opisany przez autorów (1959) jako „irregular current bedding“.



Fig. 5

Fig. 5. Warstwowanie przekątne tangencjalne soczewkowe
Trough tangential cross-bedding

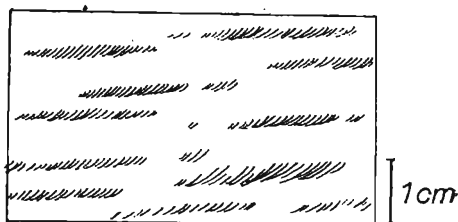


Fig. 6

Fig. 6. Warstwowanie przekątne nieregularne
Irregular cross-bedding

Zasadniczym celem prac terenowych było dokonanie pomiarów kierunków zapadania warstewek ukośnych w skałach warstwowanych przekątnie¹. Rzeczywisty kierunek warstwowania przekątnego otrzymywano w większości przypadków z pomiarów dwóch kierunków poziomych, mierzonych na przekrojach ławicy ustawionych do siebie pod kątem możliwie bliskim kąta prostego.

W przypadku gdy kąt upadu warstewek ukośnych obserwowany na przekroju ławicy wynosił 25° lub więcej, przyjmowano, że kierunek przekroju odpowiada rzeczywistemu kierunkowi zapadania warstewek ukośnych. W nielicznych odkrywkach, w których odsłaniały się skały odszkrapiające się płytowo wskutek zwietrzenia, można było dokonać pomiarów bezpośrednio wzdłuż powierzchni warstewek ukośnych. Azymut kierunku warstwowania przekątnego mierzony był w stopniach od 0° do 360° .

W przypadku pomiarów wykonywanych w wyrobiskach kopalnianych nie posługiwano się kompasem geologicznym. Ustalono natomiast za pomocą transportera kąt pomiędzy kierunkiem warstwowania przekątnego a osią wyrobiska, a następnie nanoszono go na plany kopalniane i odczytywano azymut.

W przypadku gdy ze względu na charakter odsłonięcia trzeba było poprzestać na odczytaniu pozornego kierunku warstwowania przekątnego na jednym przekroju ławicy, kierunek podawano jedynie ogólnie, posługując się ośmiokierunkową różą wiatrów.

W każdym punkcie obserwacyjnym starano się zebrać możliwie największą ilość pomiarów z możliwie największej ilości ławic w celu scharakteryzowania zmienności kierunków warstwowania przekątnego nie tylko pomiędzy odsłonięciami, lecz również w obrębie odsłonieć.

Rozrzut kierunków warstwowania przekątnego spowodowany jest następującymi czynnikami:

¹ Kierunek ten nazywany jest w dalszej części pracy kierunkiem warstwowania przekątnego.

- a) mechanizmem osadzania się warstewek ukośnych;
- b) lokalnymi zmianami kierunku prądu w przestrzeni i w czasie;
- c) nakładaniem się dwóch regionalnych kierunków transportu.

Warstwowanie przekątne powstaje wskutek tworzenia przez prąd ripplemarków z materiału wleczonego po dnie. Czoła ripplemarków tworzą linię falistą, a upad warstewek ukośnych jest w każdym punkcie prostopadły do lokalnego kierunku czoła usypywanego materiału. Zatem nawet w przypadku prądu o stałym kierunku rozrzut kierunków warstwowania przekątnego zawarty jest w granicach kilkudziesięciu stopni. Średni kierunek prądu warstwowania przekątnego w jednej ławicy reprezentuje więc lokalny kierunek prądu, który daną ławicę osadził.

Lokalne zmiany kierunku prądu spowodowane są przesuwaniem się koryta rzecznoego. Zjawisko to ma istotne znaczenie w przypadku badań osadów fluwioglacjalnych, a przy pracach prowadzonych wrywkowo i na niewielkich obszarach może prowadzić do błędnych wyników. Zmienność kierunków warstwowania przekątnego wywołana przesuwaniem się koryta zaznaczać się może w osadzie w postaci rozrzutu kierunków w poszczególnych ławicach w obrębie jednego odsłonięcia. Najwyraźniejszym skutkiem lokalnej zmienności kierunku prądu jest jednak zmienność średniego kierunku warstwowania przekątnego pomiędzy odkrywkami.

Średni kierunek warstwowania przekątnego w odkrywce obejmującej kilka ławic przedstawia więc średni kierunek prądu w danym punkcie i w pewnym odcinku czasu.

Nakładanie się dwóch regionalnych kierunków transportu zostało — jak dotychczas — stwierdzone tylko w seriach morskich. W świetle dotychczasowych badań sedimentologicznych osadów kontynentalnych można z wystarczającym stopniem prawdopodobieństwa przyjmować, że średni kierunek warstwowania przekątnego w obrębie jednego ogniwa stratygraficznego, wyznaczony na podstawie średnich kierunków warstwowania przekątnego z poszczególnych odkrywek, przedstawia regionalny kierunek transportu materiału klastycznego w czasie sedymentacji danego ogniwa. Jak wynika z literatury (B. R. Pelletier, 1958), zbiorcze diagramy kierunków warstwowania przekątnego w osadach fluwialnych dla większych obszarów nie wykazują drugorzędnych maksimów, a rozkład częstości kierunków warstwowania przekątnego zbliżony jest do normalnej krzywej Gaussa.

Z rozważań powyższych wynika, że do uzyskania jasnego obrazu rozkładu kierunków warstwowania przekątnego konieczne jest opracowanie metodami statystycznymi materiału otrzymanego z badań terenowych. Zagadnienie sprowadza się do obliczenia średniego kierunku warstwowania przekątnego dla poszczególnej ławicy, odkrywki i ogniwa stratygraficznego.

W celu ułatwienia obliczeń i uzyskania większej poprawności matematycznej należy po rekonesansowym przeglądzie terenu ustalić z góry siatkę punktów pomiarowych i pożądaną ilość pomiarów². Stosowanie tego systemu możliwe jest jednak tylko w terenach dobrze odsłoniętych (P. E. Potter, R. Siever, 1956).

Dokładniejsze ujęcie statystyczne zmienności kierunków transportu materiału klastycznego w karbonie górnośląskim jest bardzo trudne.

² Metoda ta jest znana pod nazwą „multilevel sampling”.

Wobec nieznacznej ilości odsłoneń powierzchniowych, wielkich trudności napotykanych przy mierzeniu kierunków warstwowania przekątnego w wyrobiskach kopalnianych oraz bardzo nierównomiernego rozmieszczenia zarówno odsłoneń, jak i kopalń, na obszarze Górnośląskiego Zagłębia Węglowego nie można spełnić jednego z zasadniczych warunków statystycznego badania, a mianowicie równomiernego rozmieszczenia punktów pomiarowych. Warunkiem równej wiarygodności średnich kierunków transportu z poszczególnych odsłoneń jest obliczanie ich z tej samej ilości pomiarów kierunków warstwowania przekątnego. Jednak ograniczanie ilości pomiarów w rzadko spotykanych dużych odsłonięciach, bogatych w przekątnie warstwowane ławice, i sprowadzanie ilości pomiarów do wspólnego dla wszystkich odsłoneń minimum nie wydawało się słuszne w istniejących warunkach. Referowane wyniki oparte są więc na maksymalnej ilości obserwacji dostępnych w zbadanych odsłonięciach, aczkolwiek punkty pomiarowe rozrzucone są bardzo nierównomiernie zarówno pod względem obszaru, jak i profilu stratygraficznej formacji produktywnej.

Średni kierunek transportu przedstawiany był zazwyczaj w dawniejszych pracach za pomocą średniej arytmetycznej z pomierzonych azymutów kierunków warstwowania przekątnego. Jak wykazał ostatnio J. E. Curray (1956), metoda ta nie daje jednoznacznych wyników. Z tego względu zastosowano metodę polegającą na przedstawianiu poszczególnych pomiarów kierunku warstwowania przekątnego jako wektorów o danym kierunku i zwrocie i jednostkowej długości. Kierunek średni otrzymywano drogą graficznego sumowania wektorów. Metoda ta, wprowadzona przez P. Reichego (1938), została ostatnio opracowana szerzej przez J. E. Curraya (1959), H. J. Pincusa (1956) i znajduje coraz powszechniejsze zastosowanie w badaniach sedymentologicznych (np. u B. R. Pelletiera, 1958).

Rozrzut kierunków warstwowania przekątnego jest różny w różnych odsłonięciach, różny jest też rozrzut średnich kierunków warstwowania przekątnego z poszczególnych odsłoneń w różnych ogniwach stratygraficznych formacji produktywnej. Miara wielkości rozrzutu kierunków warstwowania przekątnego jest „współczynnik zwartości“, obliczany jako iloczyn długości wektora wypadkowego uzyskanego przy sumowaniu graficznym i ilości wektorów składowych. Jeżeli wszystkie wektory składowe mają ten sam zwrot i kierunek, sumą ich długości równa będzie długości wektora wypadkowego, a wartość współczynnika zwartości wynosić będzie w tym przypadku 1. W miarę wzrostu rozrzutu kierunków wartość współczynnika zwartości maleje, osiągając wartość zerową dla równomiernie rozłożonych kierunków o zwrotach przeciwnych. Oczywiście w takim przypadku wyznaczenie średniego kierunku transportu nie jest możliwe. Współczynnik zwartości równoważny jest współczynnikowi dyspersji (standard deviation), używanemu powszechnie w statystyce jako miara rozproszenia wartości mierzonej cechy wokół wartości średniej (J. E. Curray, 1956).

KIERUNKI WARSTWOWANIA PRZEKĄTNEGO

Wyniki pomiarów kierunków warstwowania przekątnego w skałach płonnych górnego karbonu zagłębia zestawione są w tabeli 1. Na mapach

Tabela 1

Zestawienie pomiarów kierunków warstwowania przekątnego

Lokalizacja punktu pomiarowego	Blizsze określenie	Pomierzone kierunki	Kierunek średni
WARSTWY SARNOWSKIE Okolice Sarnowa, Malinowic i Strzyżowic	drobne kamieniołomy	NNW NW NW NW WNW WNW	NW
WARSTWY GRUSZOWSKIE dolna część Kopalnia „Gliwice” w Gliwicach	chodnik G4E z szybu 5	W W	W
WARSTWY FLOROWSKIE górną część Gródków, klinkiernia „Gródków”		85 70 30 345 315 310 270 240 235 230	305°
Dąbrowa Górnicza, cegielnia „Dąbrowa Górnicza”	dawniej cegielnia „Bilewiczka”	270 220	245°
Kozłowa Góra, cegielnia „Kozłowa Góra”		30 20 20 15 15 15 15 15 10 0 355 340 340 325 320 315	359°

Tabela 1 cd.

Lokalizacja punktu pomiarowego	Bliższe określenie	Pomierzone kierunki	Kierunek średni
WARSTWY JAKŁOWIECKIE			
Zabrze, kopalnia „Concordia”	poziom 160, przekop „Belford” poniżej pokładu „Dawid”	NW NW WSW	NW
Pszów, kopalnia „Anna”	przekop do pokładu 718	50 50 240	NE
WARSTWY POREBSKIE			
Grodzic	przekop kolejki do cementowni	255 280 350 265 325 0 15 25 50 55 60 60	2°
Grodzic, kopalnia „Grodzic”	poziom 300, przecznica 38	210 210 250 260	233°
Siemianowice, kopalnia „Siemianowice”		310 NW NW	NW
Katowice, kopalnia „Katowice”	poziom 600, przodki przy szybikach 26 i 27	NNW NW NW SW	NW
Zabrze, kopalnia „Concordia”	poziom +40, strop pokładu 615/1	345 NW WNW	
Pszów, kopalnia „Anna”	między pokładami 624 i 629	240 320 20	NW

Tabela 1 cd.

Lokalizacja punktu pomiarowego	Bliższe określenie	Pomierzone kierunki	Kierunek średni
WARSTWY SIODŁOWE			
Brzozowica, kopalnia odkrywkowa „Brzozowica”		120	170°
		210	
Grodziec, kopalnia „Grodziec”	poziom 210, przecznica wentylacyjna	30	55°
		80	
WARSTWY RUDZKIE			
Będzin, cegielnia „Celnika” (na E od miasta)		105	220°
		105	
		165	
		200	
		210	
		215	
		215	
		215	
		220	
		230	
235			
Będzin, cegielnia na S od drogi do Dąbrowy Górniczej		60	100°
		100	
		135	
Brzozowica, kopalnia odkrywkowa „Brzozowica”		20	235°
		20	
		180	
		190	
		220	
		345	
Świętochłowice, cegielnia kopalni „Polska”	stare wyrobisko	160	177°
		195	
Siemianowice, kopalnia „Siemianowice”	poziom 165, strop pokładu 412	340	127°
		120	
		135	
Katowice, kopalnia „Katowice”	poziom 500	SW	SW
		SW	
Katowice Załęże, cegielnia kopalni „Kleofas”		230	235°
		260	

Tabela 1 cd.

Lokalizacja punktu pomiarowego	Blizsze określenie	Pomierzone kierunki	Kierunek średni
WARSTWY ORZESKIE			
Katowice, cegielnia „Karbowa”		0	88°
		40	
		45	
		60	
		60	
		70	
		80	
		80	
		105	
		110	
		120	
		140	
		155	
215			
270			
Katowice, cegielnia „Park Kościuszko”		120	145°
		150	
		160	
Katowice, cegielnia „Brynów”		105	110°
		105	
		120	
Katowice Ligota	przekop kolejowy	0	45°
		90	
Kochłowice, cegielnia „Kochłowice”		45	275°
		90	
		215	
		260	
		295	
Giszowiec, cegielnia kopalni „Wieczorek”		120	160°
		150	
		150	
		160	
		170	
		210	
Czerwionka, cegielnia „Czerwionka”		40	135°
		130	
		140	
		180	
		195	
		350	

Tabela 1 cd.

Lokalizacja punktu pomiarowego	Blizsze określenie	Pomierzone kierunki	Kierunek średni
WARSTWY ORZESKIE cd. Mikołów cegielnia Nr 5		270	270°
		270	
		210	
Mikołów, cegielnia „Plebiscytowa”		210	210°
WARSTWY ŁAZISKIE Jaworzno, kopalnia „Bierut”	pokład 210	45	130°
		45	
		45	
		110	
		110	
		110	
		110	
		110	
		120	
		135	
		160	
		170	
		180	
		180	
		225	
225			
225			
225			
Tychy, piaskownia na S od miasta		115	127°
		120	
		145	
Mikołów	odkrywki przy szosie do Tych	50	105°
		90	
		105	
		110	
		110	
		180	
Mikołów, cegielnia „Kolonja Wojewódzka”		210	305°
		280	
		285	
		285	
		295	
		305	
		315	
		335	
		335	
		345	
	0		

Tabela 1 cd.

Lokalizacja punktu pomiarowego	Bliższe określenie	Pomierzone kierunki	Kierunek średni			
WARSTWY ŁAZISKIE cd. Mikołów, cegielnia przy kopalni „Aleksander”		0	265°			
		45				
		90				
		210				
		255				
		255				
		270				
		275				
		285				
		285				
Siersza, kopalnia „Siersza”	przekop do pokładu 210	200	155°			
		150				
		140				
		SE				
WARSTWY LIBIĄSKIE Libiąż, kopalnia „Janina”	przekop, poziom 300	100	135°			
		140				
		SE				
		SE				
		SE				
	przekop, poziom 350	SE				
		SE				
		140				
		ARKOZA KWACZAŁSKA Kwaczała		drugi wąwóz na E od punktu triangulacyjnego	0	90°
					60	
70						
90						
180						
200						
Kwaczała	pierwszy wąwóz na E od punktu triangulacyjnego	0	90°			
		90				
		90				
		100				
		180				
		285				

Tabela 1 cd.

Lokalizacja punktu pomiarowego	Blizsze określenie	Pomierzone kierunki	Kierunek średni
ARKOZA KWACZAŁSKA cd. Kwaczała	pierwszy wąwóz na W od punktu triangulacyjnego	30 60 125 135 155 210 280 330 350	76°
Kwaczała	drugi wąwóz na W od punktu triangulacyjnego	25 30 30 70 275	25°

(fig. 7 i 8) zaznaczono strzałkami średnie kierunki warstwowania przekątnego dla poszczególnych odsłoneń powierzchniowych i wyrobisk podziemnych.

W warstwach brzeźnych mierzono kierunki warstwowania przekątnego w kopalniach na zachodnim obrzeżeniu zagłębia (w rejonie Rybnika i Gliwic), w kopalniach w okolicach Katowic oraz w szeregu powierzchniowych odsłoneń między Dąbrową Górniczą a Kozłową Górą. Z uwagi na niewielką ilość pomiarów w niektórych ogniwach stratygraficznych warstw brzeźnych, brak dokładnej korelacji między obszarem zachodnim a północno-wschodnim i zaznaczającą się dużą stałość kierunków warstwowania przekątnego, średni kierunek transportu wyznaczono dla warstw brzeźnych jako całości. Jak wynika z przeprowadzonych pomiarów, w czasie sedimentacji warstw brzeźnych materiał klastyczny transportowany był ku północnemu zachodowi (fig. 9).

W warstwach siodłowych dokonano pomiarów jedynie w kopalniach Brzozowica i Grodziec. Niewielka ilość pomiarów w tym ogniwie spowodowana jest brakiem odsłoneń powierzchniowych i niewielką ilością odsłoneń skał płonnych w kopalniach.

W warstwach rudzkich mierzono kierunki w okolicach Będzina i Katowic. Kierunki w warstwach orzeskich mierzone były w okolicach Katowic, Mikołowa i w Czerwionce. W warstwach łaziskich pomiary wykonywano w okolicach Mikołowa i Tych oraz w kopalniach Bierut i Siersza w rejonie Jaworzna. Kierunki warstwowania przekątnego w warstwach libiąskich zmierzono w kopalni Janina w Libiążu.

Warstwy siodłowe i łękowe potraktowane zostały jako całość z uwagi na to, że kierunki warstwowania przekątnego są w obu tych seriach

zbliżone do siebie, a różnią się zasadniczo od kierunków stwierdzonych w warstwach brzeżnych. W czasie sedimentacji warstw siodłowych i łękowych materiał klastyczny transportowany był ogólnie rzecz biorąc ku SSE (fig. 9).

W obrębie warstw łękowych obliczono również średnie kierunki warstwowania przekątnego dla warstw rudzkich, orzeskich i łaziskich. Stwier-

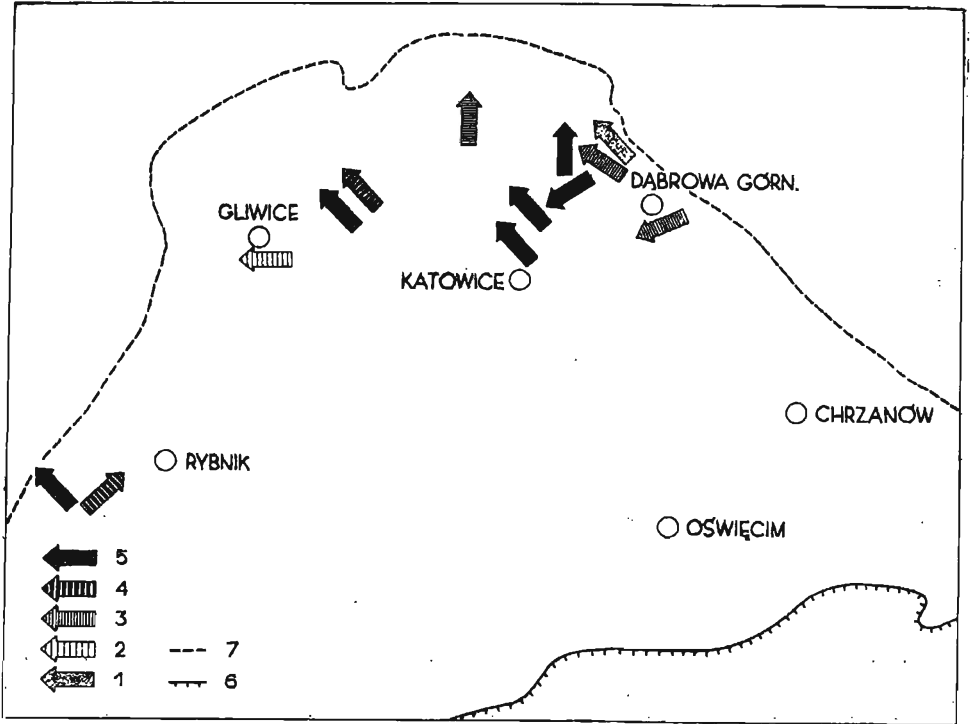


Fig. 7. Mapa kierunków warstwowania przekątnego w warstwach brzeżnych

Directions of transport of the clastic material in the Namurian A

1 — kierunki w warstwach sarnowskich; 2 — kierunki w dolnej części warstw gruszowskich i florowskich; 3 — kierunki w górnej części warstw gruszowskich i florowskich; 4 — kierunki w warstwach jakłowieckich; 5 — kierunki w warstwach porębskich; 6 — granica nasunięcia karpackiego; 7 — granica karbonu górnego

1 — directions in the Sarnów Beds; 2 — directions in the Lower Gruszów Beds and Lower Flora Beds; 3 — directions in the Upper Gruszów Beds and Upper Flora Beds; 4 — directions in the Jakłowiec Beds; 5 — directions in the Poręba Beds; 6 — border of the Carpathian overthrusts; 7 — border of the Upper Carboniferous

dzono przy tym, że zaznacza się niewielka różnica średniego kierunku transportu pomiędzy warstwami rudzkimi a orzeskimi i łaziskami. Średnie kierunki transportu wyznaczone dla tych ogniw warstw łękowych obarczone są jednak dość znacznym błędem wynikającym z niewielkiej ilości punktów pomiarowych w poszczególnych ogniwach oraz z nieuwzględnienia różnic w wykształceniu litologicznym pomiędzy dolnym a górnym oddziałem warstw rudzkich i orzeskich. Dalsze badania spowodować mogą tutaj pewne przesunięcia średnich kierunków dla tych warstw. Podkreślić jednak trzeba, że nie należy się spodziewać, aby w tym

samym stopniu zmianie mógł ulec obliczony średni kierunek transportu dla warstw siodłowych i łękowych jako całości.

W arkozie kwaczalskiej — najwyższym, niewęglonośnym ogniwie górnego karbonu — stwierdzono w okolicy Zagórza i Kwaczały średni kierunek transportu ku północnemu wschodowi (fig. 9).

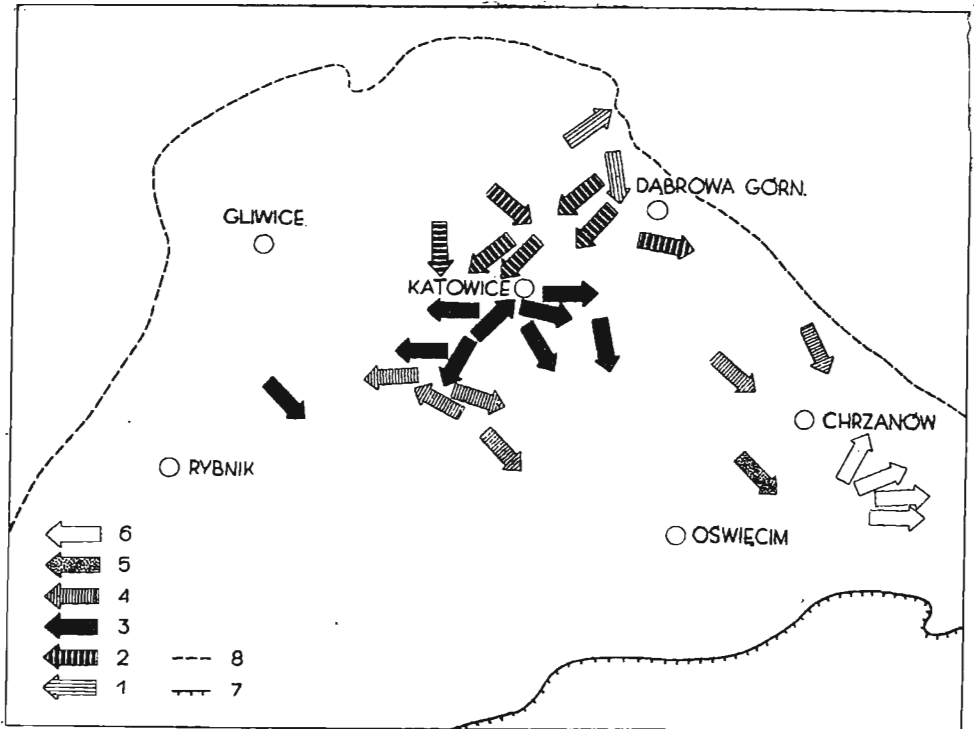


Fig. 8. Mapa kierunków warstwowania przekątnego w warstwach siodłowych i łękowych

Directions of transport of the clastic material in the Namurian B and C, in the Westphalian and in the Stephanian

1 — kierunki w warstwach siodłowych; 2 — kierunki w warstwach rudzkich; 3 — kierunki w warstwach orzeskich; 4 — kierunki w warstwach łazskich; 5 — kierunki w warstwach libiąskich; 6 — kierunki w arkozie kwaczalskiej; 7 — granica nasunięcia karpackiego; 8 — granica karbonu górnego

1 — directions in the Anticlinal Beds (Namurian B and C); 2 — directions in the Ruda Beds, Westphalian; 3 — directions in the Orzesze Beds, Westphalian; 4 — directions in the Łaziska Beds, Westphalian; 5 — directions in the Libiąż Beds, Westphalian; 6 — directions in the Kwaczała Arkose (Stephanian); 7 — border of the Carpathian overthrusts; 8 — border of the Upper Carboniferous

ZMIENNOŚĆ KIERUNKÓW TRANSPORTU

Zmienność kierunków transportu materiału klastycznego w obrębie poszczególnych ogniw stratygraficznych przejawia się jako rozrzut kierunków warstwowania przekątnego w poszczególnych odsłonięciach oraz jako rozrzut średnich kierunków transportu z poszczególnymi odsłonięć. Zakres tej zmienności mierzony jest współczynnikiem zwartości, zdefiniowanym poprzednio. Średnie wartości współczynnika zwartości w odsłonięciach oraz wartości współczynnika zwartości średnich kierunków

transportu z poszczególnych odsłoneń dla różnych ogniów stratygraficznych karbonu górnego zestawione są w tabeli 2. Współczynniki zwartości w odsłonięciach obliczane były tylko dla tych punktów, w których dokonano co najmniej pięciu pomiarów warstwowania przekątnego.

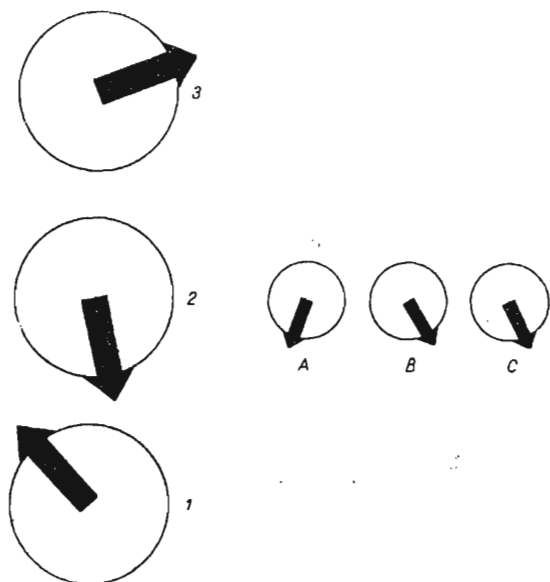


Fig. 9. Regionalne kierunki transportu materiału klastycznego w górnym karbonie Górnośląskiego Zagłębia Węglowego

Regional directions of transport of the clastic material in the Upper Carboniferous of the Silesian Coal Basin

1 — kierunek w warstwach brzeźnych; 2 — kierunek w warstwach siodłowych i łękowych; 3 — kierunek w arkozie kwaczalskiej; A — kierunek w warstwach rudzkich; B — kierunek w warstwach orzeskich; C — kierunek w warstwach łaziskich

1 — direction in the Namurian A; 2 — direction in the Namurian B and C and in the Westphalian; 3 — direction in the Kwaczała Arkose (Stephanian); A — direction in the Ruda Beds; B — direction in the Orzesze Beds; C — direction in the Łaziska Beds

Natomiast współczynnik zwartości średnich kierunków transportu z poszczególnych odsłoneń obliczano biorąc pod uwagę średnie kierunki transportu z wszystkich punktów pomiarowych.

Tabela 2

Wartości liczbowe współczynnika zwartości

Warstwy	Współczynnik zwartości	
	w obrębie odsłoneń	między odsłonięciami
Arkoza kwaczalska	0,41	0,93
Warstwy łaziskie	0,50	0,40
Warstwy orzeskie	0,50	0,38
Warstwy rudzkie	0,43	0,66
Warstwy siodłowe i łękowe (bez warstw libiąskich)	0,48	0,43
Warstwy brzeźne	0,67	0,74

W tabeli 2 zwraca uwagę wyższa wartość współczynnika zwartości w warstwach brzeźnych zarówno w odsłonięciach, jak i między odsłonięciami. Współczynnik zwartości między odsłonięciami jest przy tym wyższy niż w obrębie odsłoneń. W warstwach siodłowych i łękowych oba współczynniki mają niższe wartości, przy czym wartość współczynnika zwartości w obrębie odsłoneń jest wyższa niż między odsłonięciami.

W poszczególnych ogniach warstw łękowych współczynniki zwartości są zbliżone do siebie, z wyjątkiem warstw rudzkich, gdzie współczyn-

nik zwartości w obrębie odsłonięcia jest wyraźnie niższy, a między odsłonięciami wyższy niż w warstwach orzeskich i laziskich. Być może jest to wynikiem skupienia pomiarów kierunków warstwowania przekątnego w warstwach rudzkich na stosunkowo niewielkim obszarze.

W arkozie kwaczalskiej współczynnik zwartości ma niską wartość w obrębie odsłonień, a bardzo wysoką między odsłonięciami. Zjawisko to związane jest, jak się wydaje, z charakterem odsłonień, w których dokonywano pomiarów: są to dość długie wąwozy odsłaniające partie osadów kilkudziesięciometrowej miąższości, a znajdujące się stosunkowo blisko siebie. Współczynnik zwartości w obrębie odsłonięcia odzwierciedla tu lokalną zmienność kierunków transportu w stosunkowo długim odcinku czasu. Małe różnice między średnimi kierunkami transportu w poszczególnych odsłonięciach są wynikiem ich niedalekiego sąsiedztwa. Niewątpliwie jednak sedymentację arkozy kwaczalskiej cechuje duża lokalna zmienność intensywności i kierunków, jak to wykazał S. Siedlecki (1952, 1954).

Różnice między średnimi kierunkami transportu materiału klastycznego w poszczególnych ogniwach stratygraficznych warstw łękowych uważać można za zmiany drugiego rzędu. Z przytoczonych wyżej powodów zagadnienie to wymaga jeszcze dalszych badań.

Generalne zmiany regionalnego kierunku transportu, który różni się zasadniczo w namurze A (warstwy brzeżne), namurze B i C oraz westfału (warstwy siodłowe i łękowe) i w stefanie (arkoza kwaczalska) związane są, zdaniem autorów, z rozwojem tektonicznym górnośląskiego basenu sedymentacyjnego.

Badanie wiarygodności wyznaczonych średnich kierunków transportu za pomocą testu Rayleigha, zastosowanego do analizy struktur kierunkowych w badaniach geologicznych przez J. R. Curraya (1956) wykazały, że prawdopodobieństwo, iż wyznaczony średni kierunek jest wynikiem przypadkowego wybrania miejsca pomiarów wynosi:

w warstwach brzeżnych $< 0,001$

w warstwach siodłowych i łękowych $< 0,02$

Powszechnie przyjmuje się, że osiągnięta dokładność jest wystarczająca, gdy prawdopodobieństwo przypadkowości wyniku nie przekracza wartości 0,05.

Stażość regionalnego kierunku transportu materiału w całej serii warstw brzeżnych, liczących w zachodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego około 3200 m miąższości, wydawać by się mogła zjawiskiem niezwykłym. W literaturze sedymentologicznej ostatnich lat znaleźć można jednak wiele przykładów znacznej stałości regionalnego kierunku transportu w bardzo grubych seriach klastycznych. F. J. Pettijohn (1957) stwierdził stałość regionalnego kierunku transportu w hurońskich kwarcytach Lorraine w Ontario o miąższości około 2300 m; G. Brett (1955) obserwował podobną stałość w kwarcytach Baraboo w Wisconsin, liczących 1600 m miąższości; G. Wilson, J. Watson, S. Sutton (1953) w serii Maine o miąższości 4000 m; B. R. Pelletier (1958) w formacji Pocono o miąższości osiagającej 600 m. Stałość regionalnego kierunku transportu w warstwach brzeżnych jest więc zjawiskiem normalnym i nie obniża w najmniejszym stopniu wiarygodności uzyskanych wyników.

WNIOSKI PALEOGEOGRAFICZNE I TEKTONICZNE

Z przedstawionego wyżej materiału faktycznego i jego interpretacji statystycznej wynika, że materiał klastyczny skał płonnych formacji produktywnej w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym pochodzi z różnych źródeł, a nie, jak do tej pory powszechnie sądzono, wyłącznie z Sudetów. Na podstawie uzyskanych danych rozwój tektoniczno-sedymentacyjny zagłębia w górnym karbonie przedstawić można w najbardziej ogólnych zarysach w sposób następujący.

Z końcem wizenu na południowo-zachodniej peryferii przyszłego zagłębia węglowego osadzają się warstwy bilowickie rozwinięte w facji kulmowej. Według O. Kumpéry (1959a, b) materiał klastyczny tych warstw był transportowany przez prądy zawieszinowe ku północy i północnemu wschodowi. Facja kulmowa ku wschodowi przechodzi w fację wapienia węglowego.

W wyniku ruchów tektonicznych fazy sudeckiej następuje wypiętrzanie południowo-wschodniego obrzeżenia zagłębia, tj. zachodniej części Prakarpat. Obszar ten w namurze A był głównym źródłem materiału klastycznego dostarczanego do paralicznego basenu sedymentacyjnego, w którym osadzały się warstwy brzeżne. Brzeg morski znajdował się w owym czasie na zachodnim lub północno-zachodnim krańcu tego basenu.

Po osadzeniu się warstw brzeżnych następuje w wyniku ruchów tektonicznych fazy kruszcogórskiej zasadnicza zmiana kierunku transportu. Materiał klastyczny przynoszony był teraz, ogólnie rzecz biorąc, z północnego zachodu i północy, począwszy od warstw siodłowych aż po warstwy libiaskie, tj. w namurze B i C i podczas całego westfału. Źródłem materiału klastycznego na tym etapie rozwoju Górnośląskiego Zagłębia Węglowego musiał być niewątpliwie łańcuch warwyscyjski, okalający je bezpośrednio od północnego zachodu, północy i północnego wschodu i łączący, według J. Znoski (1960), strefę wschodniosudecką i morawsko-śląską z hercynidami rejonu Krakowa.

Po osadzeniu się warstw libiaskich i sfałdowaniu zagłębia w fazie asturyjskiej następuje druga generalna zmiana kierunku transportu. W stefanie materiał klastyczny arkozy kwaczalskiej przynoszony był z południowego zachodu i pochodził najprawdopodobniej z Prakarpat.

Jak wynika z przedstawionych w tabeli 2 wartości współczynników zwartości, regionalny kierunek transportu zaznacza się wyraźniej w paralicznym etapie rozwoju zagłębia. Jest rzeczą uderzającą, że stałość regionalnego kierunku transportu w warstwach brzeżnych przejawia się silniej pomiędzy odsłonięciami niż w obrębie odsłonieć. Zjawisko to wytłumaczyć można bliskością basenu morskiego i związaną z tym regionalną stałością kierunku spływu wód.

Odmienne przedstawiała się sytuacja w czasie sedymentacji warstw siodłowych i łękowych, tj. w limnicznym etapie rozwoju zagłębia. Istniejące wówczas zbiorniki wodne miały ograniczony czas istnienia i stosunkowo niewielkie rozmiary, o czym świadczyć może soczewkowaty charakter licznych pokładów węglowych w tych seriach. Kierunki spływu wód ulegały zmianom, w miarę jak jedne zbiorniki wypełniały się, a inne

powstawały. Ponadto, jak wskazuje obecność gruboziarnistych i gruboławicowych piaskowców, częstych zwłaszcza w wyższych ogniwach warstw łękowych, akumulacja materiału detrytycznego była intensywna, co sprzyjało przesuwniu się koryt rzecznych.

Przedstawiony wyżej obraz różni się w sposób zasadniczy od dotychczasowych poglądów na kierunek transportu materiału klastycznego przede wszystkim odnośnie do warstw brzeżnych. Dotychczasowe poglądy na sedymentację tych warstw opierały się przede wszystkim na dwóch przesłankach, a mianowicie: powszechnej w zagłębiu redukcji miąższości ku wschodowi oraz na podnoszonym przez M. Schwarzbacha (1940) łączeniu się w tym kierunku poziomów morskich. Obie te przesłanki mogą być jednak przedmiotem dyskusji. Redukcja miąższości, zdaniem autorów, odzwierciedla jedynie różnicę w intensywności osiadania pomiędzy wschodnią a zachodnią częścią zagłębia, nie może natomiast wskazywać na bliskość obszaru źródłowego materiału detrytycznego.

Łączenie się ku wschodowi poziomów morskich nie zostało jeszcze bezspornie udowodnione faunistycznie. Rozmieszczenie poziomów morskich według Schwarzbacha (1940) przedstawia się następująco: w rozpatrywanym przez niego pakiecie warstw brzeżnych w rejonie Karwiny występują jedynie trzy poziomy morskie. W okolicach Gliwic ilość ich osiąga swe maksimum, aby znów zmaleć w rejonie Mysłowic. Zmniejszanie się ilości poziomów morskich na odcinku Gliwice — Karwina spowodowane jest, zdaniem Schwarzbacha, oddalaniem się od ówczesnego basenu morskiego, który według tego autora miał leżeć we wschodniej części dzisiejszego zagłębia. Malenie liczby poziomów morskich w kierunku wschodnim na linii Gliwice — Mysłowice ma być spowodowane łączeniem się ich w miarę zbliżania się basenu morskiego. Morze w tym rejonie miało się utrzymywać dłużej i stąd mniejsze ilości oddzielnych zalewów.

Dane przytaczane przez M. Schwarzbacha mogą być jednak interpretowane inaczej. Przede wszystkim dotychczas nie zostało bezspornie udowodnione łącznie się poziomów morskich na odcinku Gliwice — Mysłowice. Zmniejszający się odstęp pomiędzy poszczególnymi poziomami związany jest z ogólną redukcją miąższości całej serii i może mieć znaczenie takie same, jak na odcinku Gliwice — Karwina, to znaczy świadczące o oddalaniu się od basenu morskiego. W przypadku takiej interpretacji będziemy mieli basen morski położony na północny zachód lub na zachód od rejonu Gliwic, a oba rejony z niewielką ilością wkładek morskich zajmować będą mniej więcej tak samo odległe położenie. W miarę oddalania się od morza ku wschodowi, południowemu wschodowi czy południowemu zachodowi następuje stopniowe zanikanie poszczególnych wkładek morskich.

Na uwagę zasługuje też obserwacja Schwarzbacha (1940) dotycząca ripplemarków w okolicach Gliwic. Kierunek opisywanej przez niego pojedynczej struktury (N — S) nie może naturalnie przesądzać o położeniu brzegu morskiego, natomiast z dokładnego rysunku przedstawionego na str. 370 łatwo można odczytać kierunek transportu ze wschodu ku zachodowi, a więc zgodny ze stwierdzonymi przez autorów kierunkami warstwowania przekątnego. Sam Schwarzbach zdawał sobie sprawę z wyrywkowości swych obserwacji i proponował przeprowadzenie zakrojonych na szerszą skalę badań.

Dowodem przemawiającym za słusnością interpretacji autorów mogą być przedstawione ostatnio przez Rechořa (1959) wyniki badań z rejonu Žukova, położonego około 20 km na południowy wschód od Ostrawy. Większość poziomów morskich znanych z rejonu Ostrawy w Žukovie albo zupełnie zanika, albo jest reprezentowana przez faunę brakiczną lub słodkowodną.

Tu warto wspomnieć, że już S. Czarnocki (1935) zwrócił uwagę na fakt, że w pobliżu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego nie znamy utworów morza otwartego, odpowiadających pod względem wiekowym warstwowi grupy brzeskiej. Gdyby istotnie zalewy morskie szły od wschodu, należałoby spodziewać się takich utworów gdzieś na wschód od antykliny dębnickiej, co w świetle najnowszych danych jest nie do przyjęcia (J. Znosko, 1960; J. Wdowiarsz, 1954).

Zagadnienie rozwoju tektonicznego Górnośląskiego Zagłębia Węglowego w namurze B i C oraz w westfalu, a także sedymentacji warstw siódłowych i łękowych wydaje się — w świetle pomiarów kierunków warstwowania przekątnego — bardziej skomplikowane. Ruchy tektoniczne fazy kruszcogórskiej wywołały generalną zmianę kierunku transportu materiału klastycznego, który w tym okresie przynoszony był z północnego zachodu lub z północy. Wyznaczony przez autorów generalny kierunek transportu traktowany być musi jako przybliżony, gdyż w obecnym stadium badań nie można jeszcze uchwycić różnic między kolejnymi etapami rozwoju tektoniczno-sedymentacyjnego zagłębia w wyższej części namuru i w westfalu.

W ujęciu najbardziej ogólnym przyjąć można istnienie co najmniej dwóch etapów tego rozwoju. Pierwszy z nich obejmuje warstwy siódłowe i dolne rudzkie o przewadze piaskowców oraz warstwy rudzkie górne i dolny oddział warstw orzeskich o wykształceniu łupkowym. W skład drugiego wchodzi górne warstwy orzeskie, warstwy łaziskie i libiańskie, w których ilość piaskowców wzrasta ku górze profilu.

W obecnym stadium badań przyjmujemy jednolity regionalny kierunek transportu w obu tych etapach, wskazując tylko orientacyjnie na różnicę kierunku transportu zaznaczającą się pomiędzy warstwami rudzkimi oraz warstwami orzeskimi i łaziskimi³ (fig. 9).

W chwili obecnej pozostaje niewyjaśnione zagadnienie braku warstw siódłowych, rudzkich i dolnych orzeskich w południowo-wschodniej części zagłębia. Dalsze badania sedymentologiczne będą mogły przynieść zapewne rozwiązanie tego problemu.

Wnioski co do pochodzenia materiału klastycznego skał płonnych formacji produktywnej powinny zostać sprawdzone za pomocą badań petrograficznych. Dotychczasowe badania petrograficzne (M. Turnau-Morawska, K. Łydka 1954, 1955; A. Niewiastin, 1928; J. Kuhl, 1955; W. Żelechowski, 1926; E. Bederke, 1941; A. Gawel, 1955) nie mogą jeszcze posłużyć do oceny wyników badań nad kierunkami transportu i pochodzeniem materiału klastycznego. Przeprowadzenie na szerszą skalę badań petro-

³ Wiarygodność kierunków transportu wyznaczonych dla poszczególnych ogniw stratygraficznych łękowych jest niższa od wymaganej przy tej ilości pomiarów, jaką obecnie dysponujemy.

graficznych nawiązujących do wyników osiągniętych na podstawie badań sedimentologicznych jest obecnie jednym z najpilniejszych zadań geologii w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym.

Katedra Geologii Uniwersytetu Jagiellońskiego

Nadesłano dnia 23 września 1960 r.

PIŚMIENNICTWO

- BEDERKE E. (1930) — Oberschlesien und das variscische Gebirge. *Geol. Rdsch.*, nr 21, p. 234—242. Leipzig.
- BEDERKE E. (1941) — Der Werdegang des ober-schlesischen Steinkohlenbeckens. *Jber. Geol. Ver. Oberschles.*, p. 31—43. Gliwice.
- BRETT G. (1955) — Cross-bedding in the Baraboo Quartzite, Wisconsin. *J. Geol.*, nr 63, p. 143—148. London.
- BUBNOFF S. (1930) — Bemerkungen zur tektonischen Stellung Oberschlesiens. *Zs. Oberschles. Berg- u. Huttenm. Ver.*, nr 69, p. 352—358. Katowice.
- CURRAY J. R. (1956) — The analysis of two-dimensional data. *J. Geol.*, nr 64, p. 117—131. London.
- CZARNOCKI S. (1935) — Polskie Zagłębie Węglowe w świetle badań geologicznych ostatnich lat dwudziestu 1914—1934. Warszawa.
- GAEBLER K. (1909) — Das ober-schlesische Steinkohlenbecken. Katowice.
- GAWEL A. (1955) — Ksenolit głębinowej skały magmowej w porfirze z Siedlca koło Krzeszowic. *Biul. Inst. Geol.*, 97, p. 103—113. Warszawa.
- GRADZIŃSKI R., RADOMSKI A., UNRUG R. (1959) — Preliminary results of sedimentological investigations in the Silesian Coal Basin. *Bull. Acad. Pol. Sc. Série des sci. chim., géol. et géogr.*, 7, p. 433—440. Varsovie.
- KUHL J. (1955) — Petrograficzna klasyfikacja skał towarzyszących pokładom węgla w Zagłębiu Górnego Śląska. *Prace Gł. Inst. Górn.*, [A], nr 171. Katowice.
- KUMPERA O. (1959a) — Příspěvek k lithologii biloveckých vrstev. *Přirodověd. Časop. Slezský*, nr 20, p. 139—162.
- KUMPERA O. (1959b) — Spodnokarbonský flyš severní části Nizkeho Jeseníku a Oderských Vrchů. *Sborník prací konference o geologii OKR*, p. 29—42. Ostrava.
- LYDKA K. (1955) — Studia petrograficzne nad permokarbonem krakowskim. *Biul. Inst. Geol.*, 97, p. 115—227. Warszawa.
- McKEE E. D., WEIR G. W. (1953) — Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, nr 64, p. 381—390. New York.
- NIEWIESTIN A. (1928) — Badania geologiczne warstw nadredenowskich niecki bytomskiej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 4, p. 135—201. Kraków.
- PELLETIER B. R. (1956) — Pocono paleocurrents in Pennsylvania and Maryland. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, nr 69, p. 1033—1064. New York.
- PETTIJOHN F. J. (1957) — Paleocurrents of lake Superior PreCambrian Quartzites. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, nr 68, p. 469—480. New York.

- PINCUS H. J. (1956) — Some vector and arithmetic operations on two-dimensional variates with application to geological data. *J. Geol.*, nr 64, p. 533—557. London.
- POTTER P. E., STEVER R. (1956a) — Sources of basal Pennsylvanian sediments in the Eastern Interior Basin. 1. Cross-bedding. *J. Geol.*, nr 64, p. 225—244. London.
- POTTER P. E., STEVER R. (1956b) — Sources of basal Pennsylvanian sediments in the Eastern Interior Basin. 2. Sedimentary petrology. *J. Geol.*, nr 64, p. 317—335. London.
- POTTER P. E., STEVER R. (1956c) — Sources of basal Pennsylvanian sediments in the Eastern Interior Basin. 3. Some methodological implications. *J. Geol.*, nr 64, p. 447—455. London.
- REICHE P. (1938) — An analysis of cross lamination. The Coconino sandstone. *J. Geol.*, nr 46, p. 905—932. London.
- SCHWARZBACH M. (1940) — Einige Zusammenhänge zwischen den marinen Horizonten und der Paläogeographie im oberschlesischen Steinkohlenbecken. *Geol. Rdsch.*, nr 31, p. 365—375. Stuttgart.
- SCHWARZBACH M. (1942) — Bionomie, Klima und Sedimentationsgeschwindigkeit im oberschlesischen Karbon. *Zs. deutsch. geol. Ges.*, nr 94, p. 511—547. Hannover.
- SIEDLECKI S. (1952) — Utwory geologiczne obszaru między Chrzanowem a Kwaczałą. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 66, p. 230. Warszawa.
- SIEDLECKI S. (1952) — Utwory stefañskie i permskie we wschodniej części Polskiego Zagłębia Węglowego. *Acta geol. pol.*, 2, p. 300—348, nr 1—2. Warszawa.
- SIEDLECKI S. (1954) — Utwory paleozoiczne okolic Krakowa. *Biul. Inst. Geol.*, 73. Warszawa.
- STOPA S. Z. (1954) — Podział stratygraficzny warstw pogranicznych namuru i westfalu na Górnym Śląsku. *Biul. Inst. Geol.*, 92. Warszawa.
- TURNAU-MORAWSKA M., LYDKA K. (1954) — Studia petrograficzne nad arkozą kwaczalską. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 22, p. 473—490, nr 4. Kraków.
- WDOWIARZ J. (1954) — Zarys wglębnej tektoniki strefy na południowy wschód od Gór Świętokrzyskich. *Biul. Inst. Geol.* [b.n.]. Warszawa.
- WILSON G., WATSON J., SUTTON S. (1953) — Current bedding in the Maine Series of northwestern Scotland. *Geol. Mag.*, nr 9, p. 377—387. London.
- ZAPLETAL K. (1954) — Ke geologii krystalinika českého masivu a odersko-viselské pánve (v rámci prvohorních pohoří) karpatského flyše, molasy a mladých vulkanitů. *Spisy Přír. Fak. Masaryk. Univ.*, nr 352, p. 37—60. Brno.
- ZEMAN J. (1959) — Geologický vývoj uhlonosných vrstev ostravsko-karvinského revíru. *Shorn. prací konference o geologii OKR*, p. 65—90. Ostrava.
- ZNOSKO J. (1960) — Tektonika obszaru częstochowskiego. *Prz. geol.*, 8, p. 418—424, nr 8. Warszawa.
- ZELECHOWSKI W. (1928) — Otoczaki znalezione w węglu z Grodzca i Królewskiej Huty. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 3, p. 88—114. Kraków.

Рышард ГРАДЗИНСКИ, Андрей РАДОМСКИ, Рафал УНРУГ

НАПРАВЛЕНИЯ ТРАНСПОРТА КЛАСТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА В ВЕРХНЕМ КАРБОНЕ ВЕРХНЕСИЛЕЗСКОГО КАМЕННОУГОЛЬНОГО БАСЕЙНА

Резюме

До сих пор из геологической литературы было известно, что район Верхнесилезского каменноугольного бассейна в период верхнего карбона был предгорным прогибом варисцийской цепи восточных Судет и был засыпан материалом накопившимся от деградации этой цепи и транспортированным с запада к востоку.

Авторами было произведено 237 измерений направления диагональной слоистости в породах верхнего карбона в районе Верхнесилезского каменноугольного бассейна. Полученные результаты представлены на таблице 1 и на фигурах 7—9. Из этих данных следует, что в наморе А (фиг. 7 и 1 на фиг. 9) кластический материал был транспортирован к северо-западу. В наморе В и С и в вестфале транспорт материала направлялся к юго-юго-востоку (фиг. 8 и 2 на фиг. 9). В стейфане кластический материал транспортировался к северо-востоку (фиг. 8 и 3 на фиг. 9).

Из представленного фактического материала следует, что кластический материал пустых пород продуктивной формации Верхнесилезского каменноугольного бассейна происходит из разных источников, а не исключительно из Судет, как это до сих пор принималось.

В наморе А главным источником кластического материала был район юго-восточного обрамления бассейна, т.е. западная часть древних Карпат (Пракарпат). В результате тектонических движений рудногорской фазы наступает основное изменение направления транспорта. Кластический материал поступает из севера и северо-запада (намор В и С и вестфаль). Источником кластического материала была в этот период варисцийская горная цепь окаймляющая бассейн с северо-запада, севера и северо-востока. После первого складкообразования района бассейна во время астурийской фазы наступает другое генеральное изменение направления транспорта. В вестфале кластический материал приносился из юго-запада и происходил вероятно из Пракарпат.

Ryszard GRADZIŃSKI, Andrzej RADOMSKI, Rafał UNRUG

DIRECTIONS OF TRANSPORT OF THE CLASTIC MATERIAL IN THE UPPER CARBONIFEROUS OF THE SILESIAN COAL BASIN

Summary

The Upper Carboniferous sandstones of the Silesian Coal Basin are very often cross-bedded. Both torrential and tangential types of cross-bedding are present, and each of them is represented by a number of varieties. Following the terminology of McKee and Weir (1953) the authors distinguished the parallel torrential cross-

-stratification (Fig. 1) and wedge-shaped torrential cross-stratification (Fig. 2). Parallel, wedge-shaped and trough cross-stratification varieties were distinguished within the tangential type of cross-stratification (Fig. 3, Fig. 4 and Fig. 5). The term "irregular current bedding" was proposed by the authors (R. Gradziński, A. Radomski, R. Unrug 1959) for irregular current-bedded streaks occurring within beds of fine-grained sandstones. This type of current bedding is also common in the Silesian Upper Carboniferous.

The determination of the directions of transport of the clastic material was based on 237 measurements of cross-bedding directions taken in the whole profile of the Upper Carboniferous coal-bearing series, both in surface outcrops and in mine galleries. The mean direction of cross-bedding for each outcrop and regional directions of transport were obtained by graphical summation of vectors representing single measurements.

Three distinct regional directions of transport of the clastic material were distinguished in the Silesian Upper Carboniferous (Fig. 7, Fig. 8 and Fig. 9).

In the Namurian A the clastic material was coming from the south-east. A different direction of transport of the clastic material was stated in the Namurian B and C as well as in the Westphalian. The clastic material was carried in this period from the north-west. Measurements of cross-bedding directions were also made in the non-coal-bearing Kwaczała arkose of Stephanian age. The clastic material was carried from the west-south-west direction during the sedimentation of this member.

The consistency ratio defined as the ratio of the length of the resulting vector to the number of vectors representing single measurements was used for the evaluation of the variance of the current directions. The consistency ratio is much higher both within outcrops (0,67) and between outcrops (0,74) in the Namurian A, i.e. in the paralic phase of the history of the Silesian Coal Basin, than in the Namurian B and C and in the Westphalian, i.e. in the limnic phase of the history of the Silesian Coal Basin (the values of the consistency ratio are here: 0,48 within outcrops, and 0,43 between outcrops).

The Rayleigh's test for significance used after Curry (1956) proved that the mean direction of transport determined for the Namurian A is significant at the 99,999% level and that for the Namurian B and C and for the Westphalian is significant at the 99,98% level.

The analysis of the directions of transport of the clastic material in the Silesian coal-bearing series leads to the conclusion that in the Namurian A the clastic material was carried from a source area situated south-east of the present-day Silesian Coal Basin and concealed now under the Carpathians. The sea was situated then north-west of the paralic sedimentary basin of the coal-bearing series. Therefore the Schwarzbach's (1940) palaeogeographic conclusions based on a false interpretation of the distribution of marine horizons can be no longer considered valid. The source-area providing clastic material to the sedimentary basin of the coal-bearing series in the Namurian A was uplifted during the Sudetic phase of the Variscan orogenic movements. A new source area was formed north and north-west of the sedimentary basin as a result of the orogenic movements of the Erzgebirge phase, and it provided the clastic material during the Namurian B and C and during the whole Westphalian. The Silesian Coal Basin was folded in the Asturian phase which caused also the formation of a new source-area on the south-west. This source area provided the clastic material for the sedimentation of the Kwaczała Arkose of Stephanian age.