

Kazimierz DZIEDZIC

SEDYMENTACJA I PALEOGEOGRAFIA UTWORÓW GÓRNOKARBOŃSKICH W NIECCE ŚRÓDSUDECKIEJ

SPIS TREŚCI

	str.
Wstęp	8
Uwagi ogólne o podłożu utworów górnokarbońskich	8
Następstwo, sedymentacja i paleogeografia utworów górnokarbońskich	9
Warstwy wałbrzyskie i ich podłoże dolnokarbońskie	9
Litologia i sedymentacja warstw wałbrzyskich okolic Wałbrzycha	10
Litologia i sedymentacja warstw wałbrzyskich w rejonie Nowej Rudy	12
Stosunek górnego karbonu do kulmowego podłoża w rejonie bardzkim	13
Uwagi o sedymentacji wyższych części dolnego karbonu	13
Kierunki transportu w okresie osadzania się warstw wałbrzyskich	17
Wnioski paleogeograficzne	22
Warstwy białokamieńskie	23
Litologia i sedymentacja	23
Kierunki transportu i wnioski paleogeograficzne	24
Zagadnienie warstw białokamieńskich w rejonie Nowej Rudy	32
Warstwy żaclerskie	33
Litologia i sedymentacja	33
Intraformacyjne struktury deformacyjne	35
Kierunki transportu	38
Wnioski paleogeograficzne	44
Utworki stefańskie	46
Litologia i sedymentacja	46
Kierunki transportu	51
Wnioski paleogeograficzne	55
Górnokarbońska sedymentacja, diastrofizm i wulkanizm	56
Geneza Zagłębia Wałbrzyskiego	61
Wnioski	63
Literatura	64
Summary	67

Streszczenie

W pracy omawia się utwory górnokarbońskie w depresji śródsudeckiej z punktu widzenia sedymentacji i paleogeografii. Sedymentacja rozwijała się stopniowo od okresu dolnokarbońskiego, zajmując z biegiem czasu coraz to większy obszar w Sudetach Środkowych. W osadach z pogranicza dolnego i gór-

nego karbonu nie stwierdza się zasadniczych różnic zarówno w wyglądzie, jak i sposobie ułożenia, ani też oznak wskazujących na zmianę warunków sedymentacji. W górnym karbonie obszar akumulacji zachowywał się strukturalnie niejednakowo, co powodowało, że pewne rejony (Zagłębie Wałbrzyskie, Zagłębie

Noworudzkie) wykazywały cechy basenu, inne natomiast (zachodnie peryferie Zagłębia Wałbrzyskiego) przedstawiały typ piedmontu. Na obszarach o cechach basenów bądź w ich bezpośrednim sąsiedztwie w westfalu zaznaczały się przejawy działalności kryptowulkanicznej. Na charakter osadów duży wpływ wywie-

rały zmiany klimatyczne, które w połączeniu z diastrofizmem i wulkanizmem doprowadziły do powstania cyklicznej sedymentacji. W zakończeniu rozpatrzone powstanie Zagłębia Wałbrzyskiego, przedstawiając tezę o wulkanicznej genezie zagłębia (kryptokaldera).

WSTĘP

Opracowanie zawiera wyniki kilkuletnich badań autora nad utworami górnego karbonu w Sudetach Środkowych, prowadzonych w ramach prac tematycznych Pracowni Geologii Starych Struktur PAN we Wrocławiu w Katedrze Geologii Ogólnej Uniwersytetu Wrocławskiego. Wykonanie podjętego zadania możliwe było dzięki funduszom asygnowanym przez Zakład Nauk Geologicznych PAN w Warszawie.

Badania terenowe ograniczono zasadniczo do utworów górnokarbońskich, występujących w polskiej części niecki śródsudeckiej. Dla uzupełnienia badań odbyto też miesięczną podróż do Czechosłowacji, zapoznając się tam z utworami górnego karbonu przedłużającymi się z terenów polskich.

Materiał wykorzystany w opracowaniu zebrano na powierzchni i w podziemiu kopalń wałbrzyskich. Obserwacje uzupełniono przeglądając na bieżąco rdzenie wiertnicze, korzysta-

jąc przy tym z uprzejmości geologów prowadzących z ramienia swych przedsiębiorstw roboty poszukiwawcze na obszarze występowania formacji karbońskiej. Z tego też względu kierownictwu Przedsiębiorstwa Geologicznego we Wrocławiu, Zakładów Przemysłowych R1 w Kowarach, ówczesnego Przedsiębiorstwa Płytkich Kopalń w Budowie wdzięczny jestem za udostępnienie do wglądu terenowych materiałów geologicznych.

Miło mi podziękować również dyrekcji Dolnośląskiego Zjednoczenia Przemysłu Węglowego za pozwolenie przeprowadzenia badań w kopalniach dolnośląskich. W pracach tych szczególną życzliwość i pomoc okazali mi mgr Kazimierz Skolski i mgr Włodzimierz Szilagyi oraz technik górniczy Kazimierz Kilanowski, którym składam w tym miejscu wyrazy serdecznego podziękowania.

UWAGI OGÓLNE O PODŁOŻU UTWORÓW GÓRNOKARBOŃSKICH

Utwory górnego karbonu w polskiej części Zagłębia Dolnośląskiego leżą na niejednakowym podłożu w różnych częściach niecki śródsudeckiej. W większości podłoże to stanowią utwory dolnego karbonu w facji kulmowej. Utwory te śledzimy nieprzerwanie wzdłuż zewnętrznego brzegu obszaru górnokarbońskiego od okolic Szczepanowa na zachodzie po okolice Wałbrzycha na północy. Od okolic Wałbrzycha w kierunku południowo-wschodnim dolny karbon występuje na powierzchni bardzo fragmentarycznie. Pojawia się on między Sokolcem a Jugowem oraz w północno-wschodniej części rejonu noworudzkiego w okolicach Dzikowca i Nowej Wsi. Na pozostałym odcinku, tj. między Sokolcem a Głuszycą, karbon górny kontaktuje wzdłuż dyslokacji z blokiem gnejsowym Sowich Gór. W rejonie noworudzkim, zwłaszcza na południowo-wschodnich peryferiach tego obszaru, znajdujemy miejscami (Bożków, Scinawka) metamorfik kłodzki, kontaktujący wzdłuż dyslokacji z serią górnokarbońską. Na południowym skrzydle niecki śródsudeckiej w okolicach Kudowy utwory górnokarbońskie osadzały się na seriach krystalicznych.

W wyższych piętrach górnego karbonu zachodziło stopniowo rozszerzanie się obszarów akumulacji. Zaznaczyło się ono zwłaszcza w westfalu. W namurze natomiast obszar akumulacji był zapewne bardziej ograniczony, co dotyczy szczególnie południowo-zachodnich partii niecki śródsudeckiej. Strefa sedymentacji obejmowała wówczas obszary leżące bliżej północnego skrzydła niecki, gdzie ocalałe przed erozją osady zachowały się w Zagłębiu Wałbrzyskim i Noworudzkiem. Dwa te rejony od dawna uważane były przez geologów za obszary, w których występują najniższe człony karbonu produktywnego. Na obszarach tych najniższe warstwy górnego karbonu graniczą przeważnie z kulmem, stanowiącym ich podłoże. Strefy kontaktowe obydwu oddziałów karbońskich poddane zostały specjalnym badaniom terenowym. Wykazały one, że na obszarze wałbrzyskim oraz na zachód, w miejscach gdzie spotyka się pierwotne kontakty, istnieje ciągłość wyrażająca się brakiem zasadniczych różnic w rozwoju osadów.

Na obszarze noworudzkiem, zwłaszcza w północno-wschodniej części tego rejonu, warstwy górnokarbońskie występują w otoczeniu kulmu.

Istniejąca na tym obszarze niezgodność w ułożeniu utworów dolno- i górnokarbońskich miała — w myśl dotychczasowych poglądów — wskazywać na sudecką fazę waryscyjskiego fałdowania (Dathe 1900, 1904, Bederke 1929, Oberc 1957a, b). Ponadto w rejonie noworudzkim, w partii nieco odsuniętej od brzegu formacji górnokarbońskiej, obserwuje się masyw gabrowo-diabazowy, ukazujący się spod górnokarbońskiego przykrycia między Nową Rudą a Czerwienścycami. Na nim właśnie, jak się ogólnie przyjmuje, gromadziły się młodsze osady górnego karbonu.

Na oddzielne omówienie zasługuje zagadnienie stosunku górnego karbonu do kulmowego podłoża na zachodnim obramowaniu na obszarze między Jabłowem, Kamienną Górą a Szczepanowem. Pozycja stratygraficzna najniższych ogniw górnego karbonu nie została dotychczas jednoznacznie określona. Różnice w poglądach zaznaczały się już z końcem ubiegłego stulecia. E. Dathe (1891, 1892a, b, Dathe & Berg 1912, Dathe & Petrascheck 1913, Berg & Dathe 1913) przyjmował, że najstarsze warstwy górnego karbonu ciągną się z małymi przerwami od okolic Wałbrzycha w kierunku zachodnim aż po rejon Żacleń. Przeciwny pogląd wypowiadał G. Berg (1925a, 1938, 1940a) zakładając, że na tym obszarze brak jest najstarszych warstw górnokarbońskich (warstw wałbrzyskie — namur), a górny karbon roz-

poczyna drobnoziarnista seria osadzona poniżej zlepieńców białokamięńskich, a zaliczana wraz z nimi do westfalu. Dalej w kierunku wschodnim, tj. w okolicy Wałbrzycha, zlepieńce białokamięńskie spoczywają bezpośrednio na warstwach wałbrzyskich. Trudno zestawiać ten ostatni obszar z zachodnim skrzydłem niecki między Jabłowem a Żaclefem gdyż wtedy trzeba by udowodnić, że w rejonie wałbrzyskim poniżej zlepieńców białokamięńskich występuje też seria westfalska (Dziedzic 1960). Nikt jednak dotychczas takiej serii tutaj nie stwierdził.

Niektórzy geolodzy (Grocholski 1960) uznali zgodnie z W. Gothanem (Gothan & Gropp 1933), że najniższe warstwy górnokarbońskie z zachodniego obrzeżenia niecki śródsudeckiej odpowiadają wiekowo utworom łupkowo-węglistym, leżącym w okolicach Białego Kamienia nad gruboziarnistym zlepieńcem warstw białokamięńskich. W takim ujęciu jeszcze bardziej wzrosłaby luka sedymentacyjna między kulmem a górnym karbonem na obszarze na zachód od Zagłębia Wałbrzyskiego.

Obserwacje, jakie zebrałem między Jabłowem a Kamienną Górą, utwierdzają mnie jednak w przekonaniu, że zachowane są tu odpowiedniki wiekowe warstw wałbrzyskich. W porównaniu z rejonem wałbrzyskim są one tylko bardziej zredukowane pod względem miąższości i ujednolicone facjalnie.

NASTĘPSTWO, SEDYMENTACJA I PALEOGEOGRAFIA UTWORÓW GÓRNOKARBOŃSKICH

Następstwo i nazewnictwo utworów górnokarbońskich w niecce śródsudeckiej ustalił w głównej mierze E. Dathe, sporządzając na początku bieżącego stulecia szczegółowe mapy geologiczne omawianego regionu. Autor ten wydzielił kartograficznie u dołu serii górnokarbońskiej warstwy wałbrzyskie, a wyżej kolejno warstwy białokamięńskie, żaclerskie i utwory ottweilerskie. Badania paleobotaniczne (Gothan & Gropp 1933) pozwoliły na stratygraficzne uporządkowanie tych odmian litologicznych. Z badań wynikało, że warstwy wałbrzyskie odpowiadają piętru namurskiemu, ottweilerskie piętru stefañskiemu, pozostałe natomiast należą do westfalu. Z tabeli stratygraficznej załączonej do pracy W. Gothana (*l. cit.*) wynika, że dolna część warstw białokamięńskich należy jeszcze do namuru. W pracach późniejszych (Berg 1938, 1940a) warstwy białokamięńskie zaliczono w całości do westfalu A. Do podpiętra tego zaliczono też poziom leżący poniżej zlepieńców białokamięńskich na północno-zachodnim i zachodnim obramowaniu niecki śródsudeckiej.

Nie wdając się w tym miejscu w dyskusję na temat stratygrafii śródsudeckich utworów górnokarbońskich, przejdę do opisów litologii i zjawisk sedymentologicznych. Opis uporządkowałem według podanego następstwa stratygraficznego, uwzględniając w nim również serie dolnokarbońskie graniczące bezpośrednio z karbonem produktywnym.

WARSTWY WAŁBRZYSKIE I ICH PODŁOŻE DOLNOKARBOŃSKIE

W rozdziale tym omówię odrębnie litologię warstw wałbrzyskich rejonu wałbrzyskiego i noworudzkiego, nawiązując w pewnych przypadkach do osadów dolnokarbońskich. W celu zorientowania się w paleogeografii okresu poprzedzającego akumulację warstw wałbrzyskich podane zostaną też uwagi dotyczące sedymentacji wyższych części dolnego karbonu. Podsumowaniem różnych zagadnień sedymentologicznych poruszanych w niniejszym rozdziale będą wnioski paleogeograficzne.

Litologia i sedymentacja warstw wałbrzyskich okolic Wałbrzycha

Warstwy wałbrzyskie stanowią w Dolnośląskim Zagłębiu najniższe ogniwo formacji produktywnej. W wielu miejscach wykazują one stopniowe przejście do utworów kulmu. W okręgu wałbrzyskim, gdzie rozwinięte są najpełniej, można w ich profilu pionowym wydzielić dwa zespoły litologiczne — dolny i górny.

Zespół dolny jest zawsze ściśle związany z kulmem i przynajmniej na pewnym odcinku stanowi kontynuację poprzedniej akumulacji, tak że na pograniczu wyróżnić można utwory typu przejściowego (Teisseyre 1961, Dziedzic 1960). Idąc wzdłuż rozciągłości warstw stwierdzamy miejscami duże zróżnicowanie litologiczne na nieznacznych nawet przestrzeniach. Utwory dolnego zespołu stanowią sedyment łączący w sobie cechy akumulacji dolno- i górno-karbońskiej. W przypadku zlepieńców, które są najliczniejsze, zaznacza się grube i niewyraźne uławicenie. Osad jest słabo przemyty, a większe fragmenty skalne tkwią w bogatej masie szarogłazowej. Kwarce stanowi decydujący składnik zlepieńca, obok którego w pokaźnej ilości występują łupki krzemionkowe, skrzemieniałe łupki ilaste, kwarcyty, a rzadziej odłamki porfirów. W obrębie zlepieńców przewijają się soczewki lub pakiety mułowcowo-szarogłazowe. Zdarzają się również wkładki piaszczyste z odciskami łożdy kalamitów i zwęglonym detrytusem roślin-

nym. Skały odznaczają się na ogół małą zwięzłością i brunatną barwą. Jeśli graniczą ze sobą skały drobnoziarniste dolnego i górnego karbonu, wówczas pojawiają się brązowe, sine lub brunatne łupki i mułowce, zawierające miejscami cienkie pasemka węglowe. W obrębie omawianych utworów zauważyć można konkrety ilastych syderytów.

Dolny zespół warstw wałbrzyskich przechodzi ku górze w skały piaszczysto-łupkowe, zawierające zazwyczaj niegrube przewarstwienia węglowe. Od góry zamyka go bardziej stały horyzont węglowy, znany pod nazwą pokładu Dawida.

Drugi, górny zespół litologiczny warstw wałbrzyskich nosi już wyraźniejsze cechy osadów górnokarbońskich. Rozpoczynają go średnio- lub drobnoziarniste, białawe zlepieńce, złożone prawie wyłącznie z kwarcu. Zlepieńce oddzielone są od wspomnianego pokładu węglowego cienką wkładką gruboziarnistych piaskowców kwarcowych o kaolinowym spoiwie. Miejscami zlepieńce spoczywają bezpośrednio na pokładzie węgla, co miało możliwość oglądać w chodnikach kopalni Thorez.

Omawiane zlepieńce kwarcowe tworzą na powierzchni poziom ciągnący się z przerwami od okolic Witkowa po wschodnie peryferie Zagłębia Wałbrzyskiego. Obserwacje poczynione wzdłuż wychodni pouczają, że niezależnie od miejsca występowania osad przedstawia się dość jednolicie. Miejscami jest on nawet dobrze przemyty i sprawia wrażenie wysortowanego. Wiel-

Tabela 1

Procentowy udział głównych typów petrograficznych w otoczkach zlepieńców warstw wałbrzyskich

Nazwy skał i minerałów	Numery i lokalizacja odkrywek										
	10	11	12	13	14	16	17	18	19	21	22
	Ptaszkówkoło Kamiennej Góry	Witków wschodni skraj grzbietu Chojniak	Czarny Bór na N od miej- sco- wości	Jabłów na NW od stacji Gorce	Jabłów na E od miej- sco- wości	Szczawno Zdr. na E od miej- sco- wości	Wałbrzych SW stok Ptasiej Góry	Wolibórz na W od szosy do Dzierżonio- wa	Wolibórz przy szosie do Dzierżonio- wa	Pod- lesie wzg. Koc- czan	Podlesie na E od miej- sco- wości
Kwarc	70	94	89	94	99	96	94	96	96	94	97,09
Lidyt	1	5	3	4	1	—	3	3	2	4	1,33
Łupek krzemionkowy	2	—	2	1	—	4	2	—	2	2	1,33
Łupek łyszczkowy	12	1	3	—	—	—	—	—	—	—	—
Kataklazyt	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Keratofir	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Kwarcyt	2	—	3	—	—	—	—	—	—	—	—
Nieoznaczona	8	—	—	1	—	—	1	—	—	—	—
	100	100	100	100	100	100	100	99	100	100	99,75

kość otoczków ulega nieznacznym wahaniom, natomiast skład ilościowy zlepieńca jest prawie stały. Informuje o tym tabela 1, w której odkrywki uszeregowano w kolejności od zachodu ku wschodowi.

Zlepieńce przeławicają się miejscami z piaskowcami tworząc w ich obrębie bądź to kompletne ławice, bądź też występują w postaci „bruku”. Piaskowce w takim zespole wykazują czasem skośne warstewki ścięte od góry, od dołu natomiast styczne do górnej powierzchni ławicy podścielającej. Górne powierzchnie ławic piaszczystych kontaktujące ze zlepieńcem wykazują czasem erozyjne bruzdy i nierówności zapełnione grubszym materiałem (fig. 1).

W żwirowo-piaszczystym sedymencie okolic Konradowa dość często spotyka się cylindryczne formy, stanowiące prawdopodobnie ośrodki po kalamitach. Cylindry takie ułożone są mniej więcej równoległe do powierzchni uławicenia, przy czym górna ich część jest zniszczona. W piaskowcach dolne i boczne powierzchnie cylindrów wykazują ornament typowy dla kalamitów, zaś powierzchnia górna jest wgnieciona, a wypełniający sedymencie łączy się od tej strony mniej lub bardziej wyraźnie z nadległym osadem. Należy zaznaczyć, że w miejscach większego nagromadzenia opisywanych odlewów, uławicenie i warstwowanie osadu jest zaburzone. Zmienia się też szybko jego charakter litologiczny. Zlepieńce tworzą krótkie i nieregularne

soczewy wypełniające lokalne zakłębłości wyłobione w drobniej ziarnistym zapewne świeżym jeszcze sedymencie. Tuż po depozycji masa pokrywająca musiała ulegać nieznacznemu przemieszczeniu, na co wskazują podwinięcia spągowej powierzchni ławicy zlepieńca. W materiale żwirowo-piaszczystym pojawiają się tu i ówdzie odizolowane strzępy faliście pociętych „skorup” hematytowych. Różne rodzaje skośnego warstwowania uzupełniają całokształt charakterystyki sedymetologicznej omawianych utworów (fig. 1). Dodać można, że w jednej odkrywce tej okolicy, poniżej opisanego osadu odzwierciedlającego niespokojną sedymentację, obserwowano cienki pokład wiśniowoczerwonych syderytów. Być może ulegał on chwilowemu niszczeniu, a fragmenty włączane były w tworzący się osad, dając odłamki o charakterze skorupowym.

Opisany zlepieniec kwarcowy warstw wałbrzyskich odpowiada prawdopodobnie okresem obfitym w opady. Niektóre miejsca mogłyby reprezentować osad typu burzowego, w czasie którego obszar akumulacji zalewała fala powodziowa, gromadząc na stosunkowo wyrównanym terenie transportowany materiał. Tego rodzaju zjawiskom towarzyszyć mogło tworzenie się lokalnych zatorów i nasypów wirowych, sprzyjających powstaniu rozmaicie zorientowanego i morfologicznie niejednakowego skośnego warstwowania. Dochodziło też zapewne do żłobienia

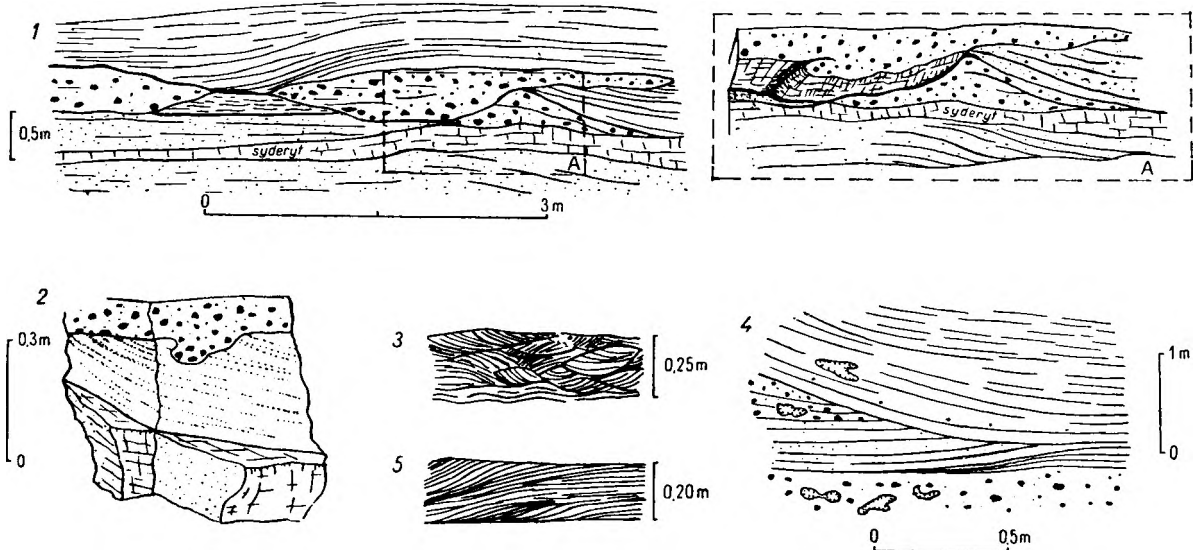


Fig. 1

Przykłady struktur sedymentacyjnych z warstw wałbrzyskich.

1—2 — wypełnienia bruzd erozyjnych przez zlepieńce, A — podwinięcie dolnej powierzchni ławicy podczas przemieszczania materiału wskutek obciążania, 3 — nieckowate skośne warstwowanie, 4 — fragment większej struktury nieckowatego skośnego warstwowania, 5 — kombinowana skośna laminacja

Examples of sedimentary structures from the Wałbrzych beds

1—2 — erosional furrows filled in with conglomerates, A — rolled in lower surface of layer caused by dislocation of material due to load pressure, 3 — trough-like cross bedding, 4 — fragment of a major structure of trough-like cross bedding, 5 — combined cross lamination

rynien w świeżym sedymencie, wypełnianych grubszym materiałem, który tuż po depozycji podlegał dodatkowo nieznacznym przemieszczeniom.

Nadkład zlepieńców kwarcowych warstw wałbrzyskich stanowią piaskowce, łupki, mułowce i gleby stygmariowe, przegradzane wkładkami węgla. Należy podkreślić, że opiswany zespół jest w całym karbonie górnym szczególnie uprzywilejowany pod względem rozwoju gleb stygmariowych. Obserwować je można w wielu miejscach, a odsłaniają się, np. w skarpie ciągnącej się opodal stacji Biały Kamień. Gleby stygmariowe występują albo obok łupków węglowych i węgla, albo też w całkowitym odosobnieniu. W jednym miejscu zauważono, że utwory te rozwijają się z grubiej uławiconych przez płytkowe drobnoziarniste piaskowce z minką. Ku górze znika stopniowo oddzielność warstwowa, a skała staje się ziemista i nie warstwowana. Grubość całego pakietu wynosiła 1,65 m. W części mniej więcej środkowej występowała wśród łupku węglowego smuga węglowa o grubości 3 cm. W pobliżu przewarstwienia węglistego masowo występowały stygmari, rzadsze natomiast były w części spągowej i stropowej omawianego pakietu. Pojedyncze odciski i zwęglone szczątki głównie kalamitów pojawiały się w różnej części osadu. Nad smugą węglistą i powyżej niej występowały drobne ilasto-żelaziste konkretje z otoczkami hematytowymi. W innym miejscu tej samej odkrywki w obrębie gleby stygmariowej prócz konkretji zanotowano fragment kłącza ustawiony prawie prostopadle do warstwowania. Opodal występowała wkładka węglowa z bardzo cienką warstwą gleby stygmariowej w spagu, przykryta od góry gruboziarnistym piaskowcem zawierającym drobny żwir kwarcowy.

W miarę jak się przechodzi do stropu górnego zespołu osadowego warstw wałbrzyskich, osad staje się bardziej drobnoziarnisty, a jasna barwa zmienia się w brunatną lub rdzawobrunatną. W obrębie tych skał wstępują pasma łupków węglowych i węgla. Ich odpowiedniki stratygraficzne znajdujemy w okolicach Jedlinki i na północny zachód od tej miejscowości. Wskazują na to obserwacje, jakie zebrałem w czasie robót ziemnych prowadzonych przez przemysł węglowy. Wąska strefa warstw wałbrzyskich graniczy tu wzdłuż dyslokacji z gnejsami sowiogórkimi. Strefa ta zbudowana jest ze skał łupkowych, przeciętych w wielu miejscach żyłami porfiru, barytu, kwarcu i kalcytu.

Tektoniczna granica z gnejsami sowiogórkimi przedłuża się ku północnemu zachodowi w okolicy Rusinowej. Na tym obszarze brak jest odkrywek i trudno się zorientować w wykształceniu litologicznym warstw wałbrzyskich. Można jednak sądzić, że w utworach tutejszych znajdują się też skały odpowiadające dolnemu zespołowi warstw wałbrzyskich z okolic Wał-

brzycha. Podobnie rzecz się ma na odcinku między Rusinową a Wałbrzychem, gdzie górny karbon najprawdopodobniej graniczy tektonicznie z kulmem. Stosunki takie spotykamy też w okolicy Głuszycy, w której zlepieńce kwarcowe pojawiają się w pewnej odległości od dyslokacji oddzielającej warstwy wałbrzyskie od gnejsów sowiogórkich.

Litologia i sedymentacja warstw wałbrzyskich w rejonie Nowej Rudy

W okolicach Nowej Rudy warstwy wałbrzyskie występują wzdłuż północno-wschodniego brzegu niecki śródsudeckiej, a w kierunku wschodnim wkraczają w region bardzki sięgając po okolice Nowej Wsi.

U podstawy warstw wałbrzyskich obszaru noworudzkiego występują jasne, średnioziarniste zlepieńce, zmieniające się ku górze w białawe piaskowce ze spoiwem kaolinowym, a wyżej w brunatno zabarwioną serię drobnoziarnistą piaskowcowo-mułowcowo-węglową.

Zlepieńce wykazują w niektórych miejscach lepsze wysortowanie, co wskazuje że osad jest częściowo przemyty. Uławicenie jest niegrube i nie zawsze dobrze wyrażone. Białawe zabarwienie skał, a nade wszystko stały i jednakowy skład petrograficzny, to dalsze cechy, dzięki którym z łatwością można je odróżnić od skał otaczających.

Na uwagę zasługuje zwłaszcza skład petrograficzny otoczek, wśród których znajdują się elementy najodporniejsze na wietrzenie. Kwarc żyłowy jest składnikiem dominującym, zaś w znikomej ilości notujemy łupki krzemionkowe (tabl. I, odsł. nr 18—22). Godne podkreślenia jest to, że skład zlepieńca nie zmienia się, mimo że podłoże na którym zlepieniec spoczywa nie jest jednolite. Zlepieńce tego samego typu spotyka się na różnych elementach podłoża. W zachodniej części obszaru, tj. na południowych stokach wzgórza Lirnik, pojawiają się one w najbliższym sąsiedztwie gnejsów sowiogórkich, zlepieńców gabrowych dolnego karbonu oraz kruszconych skał węglanowych. W okolicy Woliborza zlepieńce warstw wałbrzyskich kontaktują tylko z gnejsami. Między wzgórzem Lirnik a Woliborzem warstwy wałbrzyskie graniczą z tymi gnejsami lub kulmem wzdłuż dyslokacji. W niektórych miejscach do dyslokacji przylegają utwory piaszczysto-łupkowe warstw wałbrzyskich stanowiące nadkład zlepieńców kwarcowych.

Omawiane zlepieńce kwarcowe warstw wałbrzyskich obserwujemy również między Woliborzem a Nową Wsią, gdzie przedłużają się na obszar regionu bardzkiego. W tym ostatnim regionie stwierdziłem w kilku wkopach mułowce namurskie poniżej zlepieńców kwarcowych.

wych. Warstwy wałbrzyskie w regionie bardzkim graniczą głównie z kulmowym kompleksem łupkowo-szarogłazowym, a na niewielkim obszarze ze zlepieńcem gnejsowym i gabrowym wieku dolnokarbońskiego.

Seria warstw wałbrzyskich, poczynając od zlepieńców kwarcowych w górę, pod wieloma względami przypomina górny zespół osadowy tych warstw obserwowany w rejonie wałbrzyskim. Zlepieńce kwarcowe przechodzą ku górze początkowo w białawe kwarcowe piaskowce, a następnie w piaskowce brunatne i rdzawe z przeławieniami łupków i mułowców, zamykających wraz z wtrąceniami węglowymi osadowy zespół warstw wałbrzyskich. W utworach towarzyszących przewarstwieniom węglowym spotkać można dość nawet często poziomy z konkrecjami syderytów ilastych. Nierzadko konkrecje te osiągają pokaźne rozmiary (0,5 m dłuższej osi). Wkładowe węglowe, zwłaszcza w okolicach Dzikowca, są z reguły niegrube i najczęściej przewarstwione gliniastą masą, przypominającą gleby stygmariowe. Należy zaznaczyć, że pokład węglowy odkryłem również w okolicach Nowej Wsi, co wskazuje na to, że i tutaj miała miejsce akumulacja roślinna.

Stosunek górnego karbonu do kulmowego podłoża w regionie bardzkim

Zagadnienie stosunku serii górnokarbońskiej do jej kulmowego podłoża przewija się w wielu publikacjach dotyczących Sudetów. Ze zrozumiałych względów szczególnego znaczenia nabrało ono w dyskusjach na temat formacji węglowej niecki śródsudeckiej. Wyrazem poglądów różnych autorów były zazwyczaj kartograficzne ujęcia załączane do publikacji.

Wszyscy dawniejsi autorzy zgadzali się jednak ze sobą pod tym względem, że w obrębie regionu bardzkiego warstwy wałbrzyskie graniczą z różnymi członami dolnego karbonu i że zjawiska te pozostają w związku z wielką dyskordancją dzielącą obie wymienione subformacje. Dyskordancję tę wiązano z fazą sudecką. Później dostrzeżono, że niektóre odcinki kontaktów warstw wałbrzyskich i kulmowego podłoża mają w regionie bardzkim charakter tektoniczny (Meister & Fischer 1935, Oberc 1957a, b, 1958, Grocholski 1961). Mimo tych spostrzeżeń dotychczasowe zdjęcia geologiczne interesującego nas obszaru opierają się na założeniu, że odsłaniające się na powierzchni granice dolnego i górnego karbonu są w większości sedymentacyjne.

Na podstawie dokładnego zbadania kontaktów warstw wałbrzyskich i kulmowych w regionie bardzkim doszedłem jednak do odmiennego wniosku. Wobec braku odsłonień posługiwałem się sztucznymi odkrywkami. Z obser-

wacji tych wynika, że kontakty mają w większości wypadków charakter tektoniczny. Zatem nie ulega wątpliwości, że płaty tych warstw występujący na zachodnim brzegu regionu bardzkiego leży w rowie tektonicznym i że różnica w ułożeniu warstw wałbrzyskich i przylegającego kulmu są natury tektonicznej. W związku z powyższym stracił na znaczeniu główny argument, będący podstawą przyjmowania dyskordancji kątowej między kulmem a warstwami wałbrzyskimi. Różnic w ułożeniu warstw wałbrzyskich i przyległego kulmu nie można uważać za dowód tej dyskordancji, jak to czyniono dotychczas. Bliższe szczegóły dotyczące tego zagadnienia podałem w pracy wcześniejszej (Dziedzic 1965a), a w międzyczasie uzupełniałem badania terenowe w tym regionie. Aby nie poszerzać zbytnio objętości tekstu, zagadnień tych nie będę w tej pracy poruszał. Zajmę się natomiast kierunkami transportu, jakie zaznaczały się w czasie akumulacji warstw wałbrzyskich oraz w okresie bezpośrednio poprzedzającym, rozpoczynając od tego ostatniego okresu.

Uwagi o sedymentacji wyższych części dolnego karbonu

Dolny karbon niecki śródsudeckiej był badany zarówno przez geologów niemieckich, jak i polskich i zajmuje poważną pozycję w sudeckiej bibliografii geologicznej. W literaturze tej na czoło wysuwają się opracowania geologów polskich, naświetlające w sposób obszerny problemy odnoszące się do sedymentacji, stratygrafii i tektoniki utworów tego oddziału¹. Podsumowanie wyników badań w odniesieniu do dolnego karbonu Sudetów znajdujemy w pracy H. Teisseyre'a (1958).

Obserwacje utworów dolnego karbonu, jakie przeprowadziłem, miały charakter dorywczy i ograniczały się do niektórych tylko serii skalnych, stanowiących najbliższe podłożo osadów górnokarbońskich. Chodziło w tym wypadku o nawiązanie wyników obserwacji sedymentologicznych w górnym karbonie do zjawisk sedymentacyjnych w wyższej części karbonu dolnego.

W czasie prac polowych zajmowałem się głównie orientacją otoczków w seriach zlepieńcowych, które w karbonie sudeckim są najliczniej reprezentowane i stosunkowo dobrze odsłonięte².

¹ Lista publikacji odnoszących się do dolnego karbonu załączona jest w pracy H. Zakowej (1963).

² Przy pomiarach otoczków uwzględniano przede wszystkim składniki dyskooidalne oraz wydłużone, a przy tym większe od przeciętnych. Wyniki obserwacji strukturalnych przedstawiono na diagramach kolistych, używając siatki Schmidta (górną półkula).

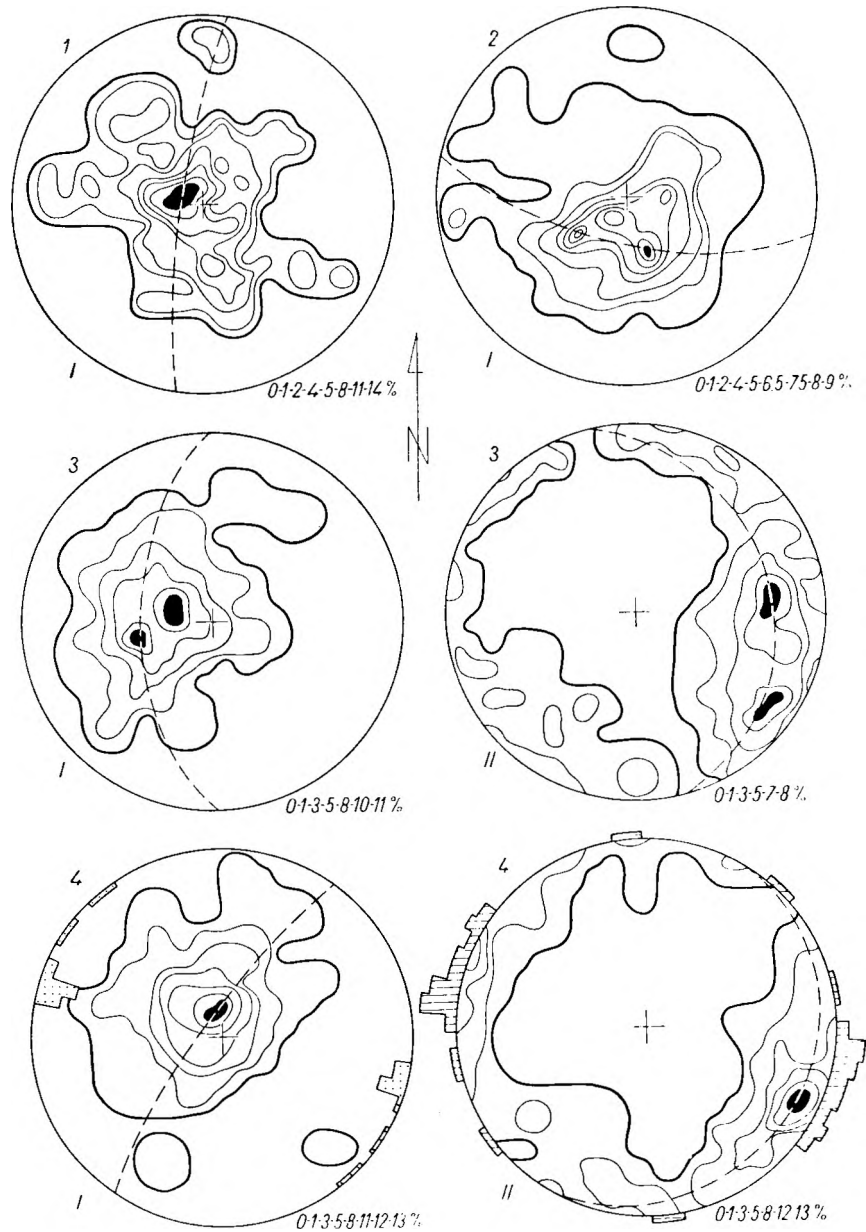


Fig. 2

Orientacja otoczków w zlepieńcach dolnokarbońskich (między Szczepanowem a Konradowem)

Orientation of pebbles in Lower Carboniferous conglomerates (between Szczepanów and Konradów)

Ważniejsze wyniki uzyskane w czasie prac omówię dalej, zachowując przy opisie kolejność odkrywek od zachodu ku wschodowi. Diagramy orientacji otoczków w zlepieńcach karbonu dolnego przedstawiono na figurze 2 i 3.

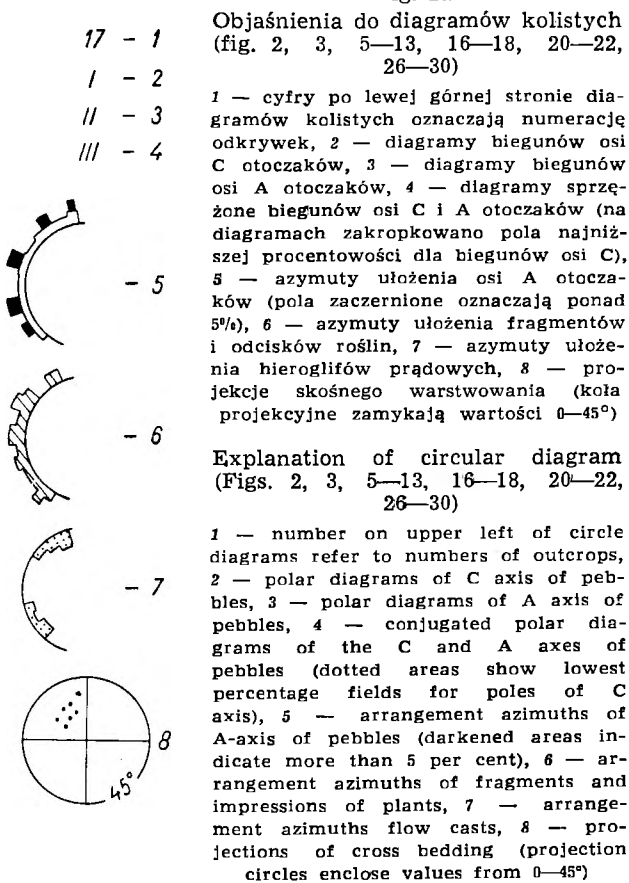
W okolicach Szczepanowa niedaleko Lubawki, pomiary ułożenia otoczków w zlepieńcach dolnokarbońskich wskazują na transport skierowany ku wschodowi, z nieznacznym odchyleniem w stronę południową (fig. 2, nr 1).

W pobliżu Kamiennej Góry uporządkowa-

nie otoczków pozwala sądzić, że powierzchnia akumulacyjna opadała w kierunku zbliżonym do północnego (fig. 2, nr 2). Zachowane w zlepieńcu odciski łądy kalamitów ułożone są w azymutach 160° , 175° i 200° . W czasie sedymentacji fragmenty roślinne orientowały się w przybliżeniu równoległe do kierunku przemieszczania.

Diagramy 3 i 4 na fig. 2, przedstawiają uporządkowanie składników zlepieńca kulmowego w okolicach Konradowa niedaleko Wał-

Fig. 2a



brzycha. Orientacja osi C i A otoczków informuje o przemieszczeniu w kierunku wschodnim (fig. 2, nr 3) lub południowo-wschodnim (fig. 2, nr 4). Na podstawie pracy H. Wadella (1936), charakterystyczne obrazy uporządkowania otoczków na diagramach 3 i 4, można by rozpatrywać jako wynik akumulacji deltowej. Przytoczone dotychczas diagramy orientacji otoczków w zlepieńcach dolnokarbońskich przypominają obrazy uporządkowania składników w utworach formujących się pod wpływem jednokierunkowego przemieszczania. Można na ich podstawie wnioskować o kierunku nachylenia powierzchni akumulacyjnej.

Inne obrazy orientacji otoczków uzyskano w zlepieńcach dolnokarbońskich okolic Wałbrzycha i Sokolca (diagramy na fig. 3)³.

Załączone diagramy różnią się od poprzednich sposobem ułożenia otoczków, co ujawniają bieguny osi C i A. Maksimum biegunów osi C przypada w centrum diagramów lub w pobliżu środka projekcji. Bieguny osi A grupują się zazwyczaj przy obwodzie projekcji, zajmując przeciwstawne położenie i wykazując tym sa-

mym horyzontalną pozycję. Opisany typ orientacji składników zlepieńca, wykazujący rombową symetrię uporządkowania (typ $[m_{rh-m}]$), wyjaśniłem jako wynik akumulacji w przybrzeżnym środowisku morskim, gdzie falowanie było decydującym czynnikiem przemieszczenia sedymentu (Dziedzic 1964). Ze sposobu uporządkowania składników można wnosić, że w większości przypadków depozycja zachodziła na wyrównanych plażach nadmorskich o linii brzegowej przebiegającej w przybliżeniu równoległe do uprzywilejowanej orientacji osi A. Uporządkowanie osi C informuje dodatkowo, po której stronie linii brzegowej znajdował się ład. I tak w zlepieńcach w odkrywce położonej na zachód od stacji Wałbrzych Miasto, orientacja osi C wskazuje, że ład znajdował się po stronie południowo-zachodniej (fig. 3, nr 5). W odsłonięciach występujących po wschodniej stronie tej stacji, tzn. w okolicy Ptasiej Góry, obecności ład należy się dopatrywać raczej po stronie północnej. Jeśli się uwzględni spostrzeżenia poczynione w dwu odkrywkach okolic Ptasiej Góry, to można dojść do wniosku, że albo istniała tu zatoka otwarta ku południowi — albo też chodziło o mieliznę wyłaniającą się z płytkiego zalewu, a obserwacje pochodzą z jej południowego brzegu (fig. 3 nr 6 i 7, fig. 31). W strefie litoralnej należy się bowiem liczyć z różnorodnymi czynnikami wpływającymi na orientację otoczków, z których niemałe znaczenie ma również konfiguracja powierzchni osadzania (Dziedzic, 1967).

W okolicy Sokolca ładowa część płaskiego pobraża znajdowała się prawdopodobnie po południowo-zachodniej stronie występień kulmowych (fig. 3, nr 8). Podobną sytuację jak w Sokolcu stwierdziłem również w okolicy Wojborza w regionie bardzkim (Dziedzic 1964), co wskazuje że i tu pobraże rozpościerało się po stronie południowo-zachodniej.

Obok pomiarów orientacji otoczków rejestrowano także położenie hieroglifów prądowych i fragmentów roślinnych. Elementy te przy jednokierunkowym przemieszczaniu układają się w azymutach zbliżonych do kierunku transportu otrzymanego z uporządkowania otoczków. Hieroglify prądowe (flute casts) obserwowano w okolicach Jabłowa i Konradowa. Zachowane są one w utworach leżących bardzo blisko granicy z warstwami wałbrzyckimi. Na podstawie tych kierunkowych wskaźników transportu można było ustalić, że w okolicy Jabłowa przemieszczanie zachodziło w azymucie 65—70°, natomiast w pobliżu Konradowa w azymucie 110—120°.

Uogólniając wyniki sporadycznie zebranych obserwacji nad kierunkowymi wskaźnikami transportu w osadach dolnego karbonu można dojść do wniosku, że wśród zlepieńców kulmowych występujących w stropowych partiach, znajdujemy dwie różne facje. Jedna odpowiada

³ Na diagramach sprzężonych zakropkowano pola najniższej procentowości dla biegunów osi C.

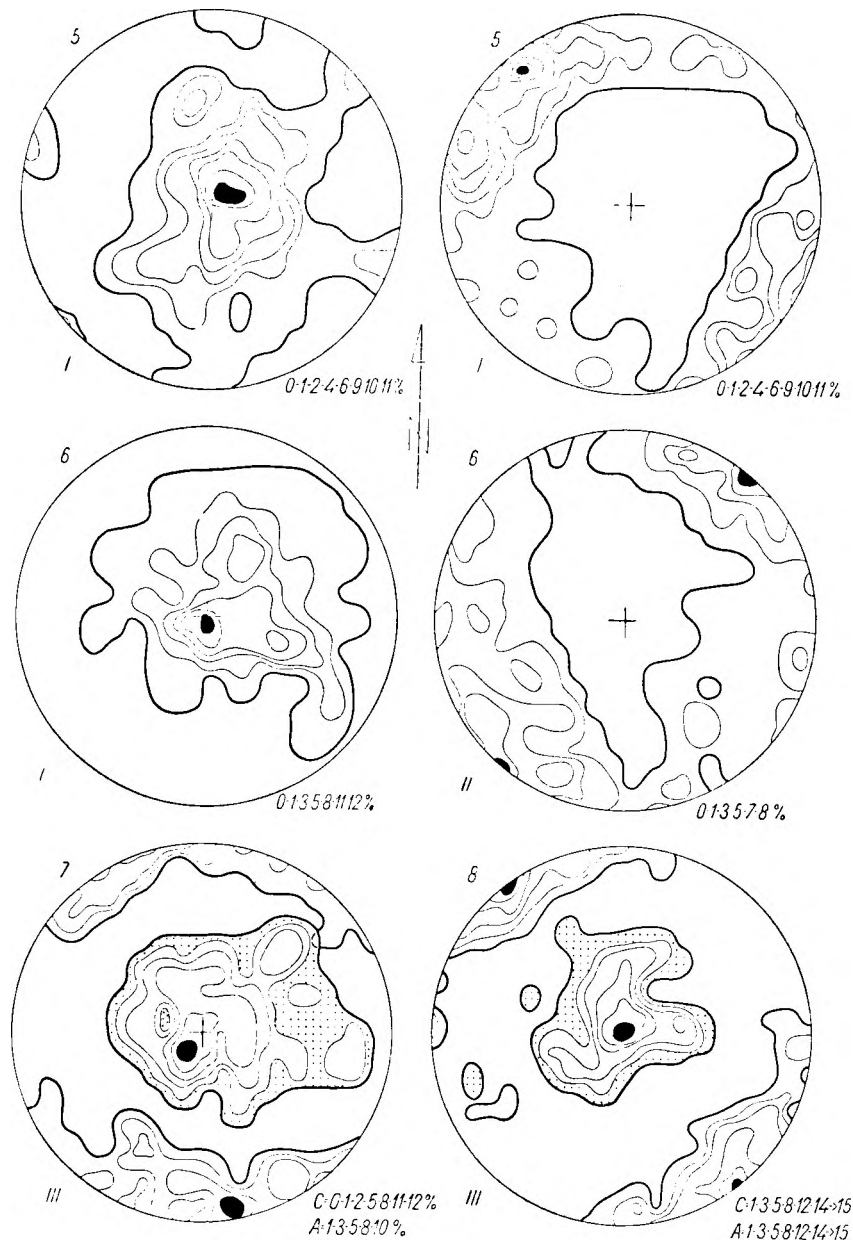


Fig. 3

Orientacja otoczek w zlepieńcach dolnokarbońskich między Wałbrzychem a Sokolcem

Orientation of pebbles in Lower Carboniferous conglomerates between Wałbrzych and Sokolec

akumulacji rzecznej, druga natomiast wykazuje objawy depozycji przybrzeżnej z zaznaczonymi wpływami falowania. Geograficzne rozmieszczenie wyróżnionych facji jest następujące: facja pierwsza, tj. rzeczna, obejmuje zachodnie obramowanie formacji górnokarbońskiej, sięgając ku wschodowi po okolice Konradowa — Szczawna Zdr., facja druga (przybrzeżna) rozpościera się natomiast dalej w kierunku wschodnim aż po rejon Wałbrzycha i zjawia się też w okolicach Sokolca. Dodać można, że w okolicy Konra-

dowa — Szczawna Zdr., znajdujemy osady typu deltowego, a niespełna 3 km na wschód, w tym samym mniej więcej poziomie zlepieńcowym, utwory mają już charakter akumulacji przybrzeżnej.

Przedstawiony materiał obserwacyjny, zebrany w utworach dolnokarbońskich, nie może być w jednakowej mierze wykorzystany przy rekonstrukcjach kierunkowych transportu. Kierunki te bez większych trudności wyznaczyć można w utworach gruboklastycznych pocho-

dzenia fluwialnego, opierając się na orientacji otoczków i ich składzie petrograficznym. Inaczej przedstawia się sprawa oceny kierunków transportowych w osadach poddanych działalności falowania. Na podstawie ułożenia otoczków w zlepieńcu można tu wnioskować o zasięgu czoła fali, który w pewnych warunkach może być w przybliżeniu równoległy do linii brzegowej. Wnioski takie potwierdzają obserwacje zebrane na wybrzeżu Bałtyku (Dziedzic 1967). W większości przeglądniętych odkrywek kulmowych stwierdzono, że linia brzegowa w ogólnym zarysie przebiegać musiała zgodnie z dzisiejszą wychodnią danego poziomu zlepieńcowego, chociaż w niektórych wypadkach jest ona skośna. Skromny materiał analityczny nie pozwala rozstrzygnąć z całą pewnością czy skośne odcinki wiążą się z zatokami, czy z mieliznami w obrębie płytkiego pokrycia wodnego. Nie jest także sprawą oczywistą, po której stronie wspomnianej linii brzegowej znajdował się ląd, chociaż niekiedy można o tym wnioskować na podstawie ułożenia osi C otoczków. Z przytoczonych danych wynika, że w osadach formujących się w środowisku przybrzeżnym, wyznaczyć można z dużym prawdopodobieństwem kierunek wahadłowego przemieszczania się sedymentu, trudno natomiast na podstawie orientacji otoczków określić kierunek transportu materiału.

Z dokonanego przeglądu zlepieńców dolnokarbońskich wynika, że utwory górnego karbonu w różnych częściach niecki śródsudeckiej leżą na osadach rozmaitych środowisk sedymentacyjnych kulmu. Zjawisko to jest w pewnej mierze odzwierciedleniem warunków pierwotnych, a po części spowodowane dyslokacjami, wzdłuż których graniczą z sobą różne ogniwa stratygraficzne obydwu oddziałów karbonu.

Uwzględniając odcinki kontaktów pierwotnych można dojść do wniosku, że dolnokarboński reżim morski przetrwał najdłużej w rejonie wałbrzyskim. Dalsze prace nad orientacją otoczków w seriach zlepieńcowych dolnego karbonu niecki śródsudeckiej mogą się przyczynić do wyjaśnienia warunków akumulacji tego zróżnicowanego sedymentu, a być może pozwolą wyróżnić odrębne zbiorniki depozycyjne. Istnieją przesłanki wskazujące na to, że w rejonie wałbrzyskim akumulacja dolnokarbońska odbywała się w dwu zbiornikach. Jeden z nich znajdował się w obszarze dzisiejszego Zagłębia Wałbrzyskiego, a drugi zajmował rejon leżący na północnej peryferii. Do tego ostatniego należał prawdopodobnie obszar Ptasiej Góry w pobliżu Wałbrzycha. Stosunki geologiczne między dolnym a górnym karbonem w tym rejonie nie są zupełnie jasne i wymagają bliższego rozpatrzenia.

W okolicach Ptasiej Góry kontaktują morskie utwory dolnego karbonu z warstwami wałbrzyskimi. Granica obu oddziałów była

w literaturze różnie ujmowana. E. Dathe (Berg & Dathe 1910) przyjmował tu kontakt tektoniczny, G. Berg (1925b) natomiast uznał tylko częściowy kontakt tektoniczny, przyjmując na dużym obszarze pierwotną powierzchnię z okresu osadzania. Słuszniejszy wydaje się być pogląd E. Dathego (1910). Z warstwami wałbrzyskimi graniczą tu bowiem starsze poziomy górnego wizeny ze *Stroboceras trifer* Schmidt, a nie młodsze warstwy tego piętra, znajdujące się na obszarze leżącym dalej ku północy od granicy z warstwami wałbrzyskimi (Żakowa 1958a, b).

Goniatyta *Stroboceras trifer* z utworów kulmowych opisał uprzednio H. Schmidt (1951) z szybu Chwalibóg, znajdującego się w obrębie Zagłębia Wałbrzyskiego (por. fig. 31). Nie jest zupełnie pewne, z jakiej odległości od dolnej powierzchni warstw wałbrzyskich pochodzi fauna opisana z szybu Chwalibóg. Faunę tę zebrał przypuszczalnie F. Zimmermann, co wynika z pracy tego autora (Zimmermann 1956). Zaznaczyć przeto trzeba, że szyb Chwalibóg po przebieciu górnego karbonu wszedł w utwory kulmowe na głębokości 83 m⁴.

Jeśli się uwzględni przeciętne nachylenie warstw wynoszące 20°, wówczas grubość przebitego kulmu wyniesie około 75 m. Warstwy wałbrzyskie we wspomnianym szybie leżą bez wyraźnego hiatusu na utworach dolnokarbońskich (Berg 1925).

Jeśli zaś dla okolic Ptasiej Góry przyjęło by się pierwotny kontakt między dolnym a górnym karbonem, wówczas fakt, że warstwy wałbrzyskie leżą na starszych poziomach górnego wizeny nie byłby łatwy do wytłumaczenia. Zagadnienie staje się znacznie prostsze, jeśli się uwzględni możliwość kontaktu dyslokacyjnego, na co zdają się wskazywać wyglądy i rysy tektoniczne obserwowane przeze mnie w warstwach wałbrzyskich, w pobliżu granicy z kulmem. Przyjęcie wtórnego kontaktu pozostaje w zgodności z obserwacjami poczynionymi przez E. Dathego (1910).

Kierunki transportu w okresie osadzania się warstw wałbrzyskich

Warstwy wałbrzyskie są w różnych częściach niecki śródsudeckiej skąpo i niejednakowo odsłonięte. Również charakter litologiczny skał nie wszędzie stwarzał możliwości dla przeprowadzenia odpowiednich studiów. W większości odkrywek odsłonięte są skały zlepieńcowe, nieraz o drobnym ziarnie kwarcowym. Jest zrozumiałe, że wnioskowanie o kierunkach transportu na podstawie jedynie petrograficznego składu,

⁴ Informacje powyższe przekazał mi uprzejmie geolog kopalniany kol. mgr. W. Szilagyi.

nie zawsze będzie słuszne z uwagi na selektywną dyferencję w czasie wietrzenia i następnego transportu materiału osadowego. Taką właśnie dyferencjację nader pospolicie stwierdzamy zwłaszcza w górnym karbonie, chociaż nie brak jej oznak również w wyższych częściach osadów dolnokarbońskich. W związku z dużą jednostajnością petrograficzną makroklastycznych osadów górnokarbońskich, obserwacje nad uporządkowaniem otoczków w zlepieńcach oraz rejestrowanie innych wskaźników kierunkowych transportu, nabierało szczególnego znaczenia.

splaszczonych otoczków pozwala wnioskować, że depozycja odbywała się pod wpływem wód płynących od zachodu (fig. 5, nr 10).

Na wschodnim skłonie wzgórza Chojniak w Witkowie odsłaniają się drobnoziarniste zlepieńce i piaskowce jasnej barwy, odpowiadające górnemu zespołowi warstw wałbrzyjskich z okolic Wałbrzycha. Skały te upodabniają się do siebie sposobem uławicenia, dobrym na ogół wysortowaniem, składem petrograficznym zlepieńca (tab. 1, nr 11) i stopniem obtoczenia składników (fig. 4, nr 11). W piaskowcach gruboziarnistych przeławicających zlepieńce okolic

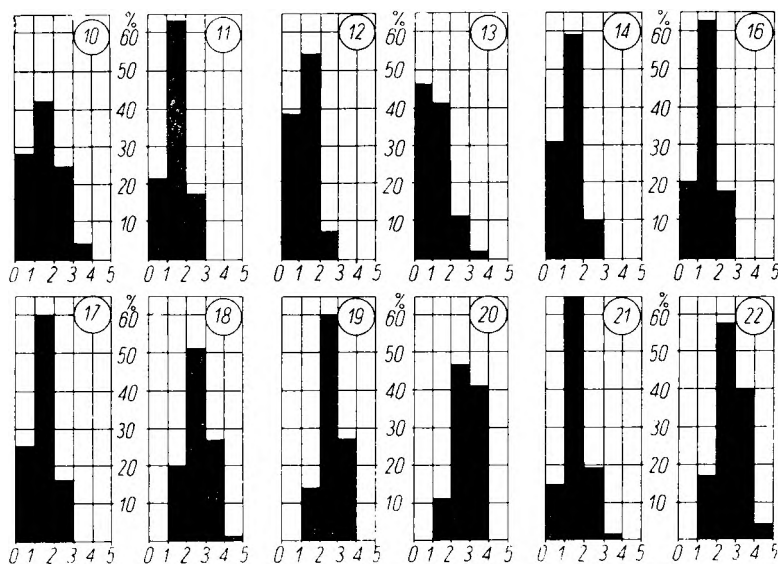


Fig. 4

Obtoczenie składników zlepieńca z warstw wałbrzyjskich
Roundness of the components of the Wałbrzych bed conglomerate

Zebrane spostrzeżenia omówię, posuwając się od zachodu ku wschodowi, rozpoczynając przy tym od okolic Kamiennej Góry. Zlepieńce warstw wałbrzyjskich są w okolicy Kamiennej Góry uławiczone niewyraźnie i pozbawione sortowania. Wśród składników zlepieńca zdecydowanie przeważają otoczki kwarcu o dłuższych osiach sięgających niekiedy 8 cm. Kwarc żyłowy impregnował pierwotnie różnego rodzaju łupki krystaliczne, których resztki zachowały się w licznych otoczkach. Fragmenty tych łupków dostrzegamy w drobniejszym materiale zlepieńca. Ilościowy udział różnych typów skalnych w zlepieńcu przedstawia tabela 1, odsł. nr 10. Obróbka mechaniczna materiału okrukowego jest raczej niedoskonała (fig. 4) i wskazuje na niezbyt długi transport. Przypuszczalnie detrytus pochodził ze złoża pierwotnego, ale czas jaki upłynął od chwili ostatecznej depozycji musiał być dość długi. Uporządkowanie

Witkowa, znajdujemy pojedyncze skośnie warstwowane pakiety, z których pomiary przedstawiono na fig. 5, nr 11. Niewielka ilość pomiarów nie upoważnia wprawdzie do wyciągnięcia daleko idących wniosków, zwraca jednak uwagę rozrzut normalnych skośnie warstwowania, grupujących się wzdłuż pierścienia o osi zonalnej nachylonej w azymucie $76/15^\circ$, wyznaczającej średni kierunek transportu. Warto zaznaczyć, że podobne kierunki wywnioskowano z odkrywki położonej w odległości 1 km na południowy wschód. Odsłonięte są tu zlepieńce z przewagą kwarcu i pojedynczymi fragmentami łupków metamorficznych (tab. 1, nr 12). Skała wykazuje ślady przemycia, a w niektórych miejscach wyraźne uławicenie. Uporządkowanie otoczków pozwala wnioskować o przemieszczaniu w azymucie 76° . Wynika to zarówno z ułożenia osi C (fig. 5, nr 12, I), jak i osi A otoczków (fig. 5, nr 12, II).

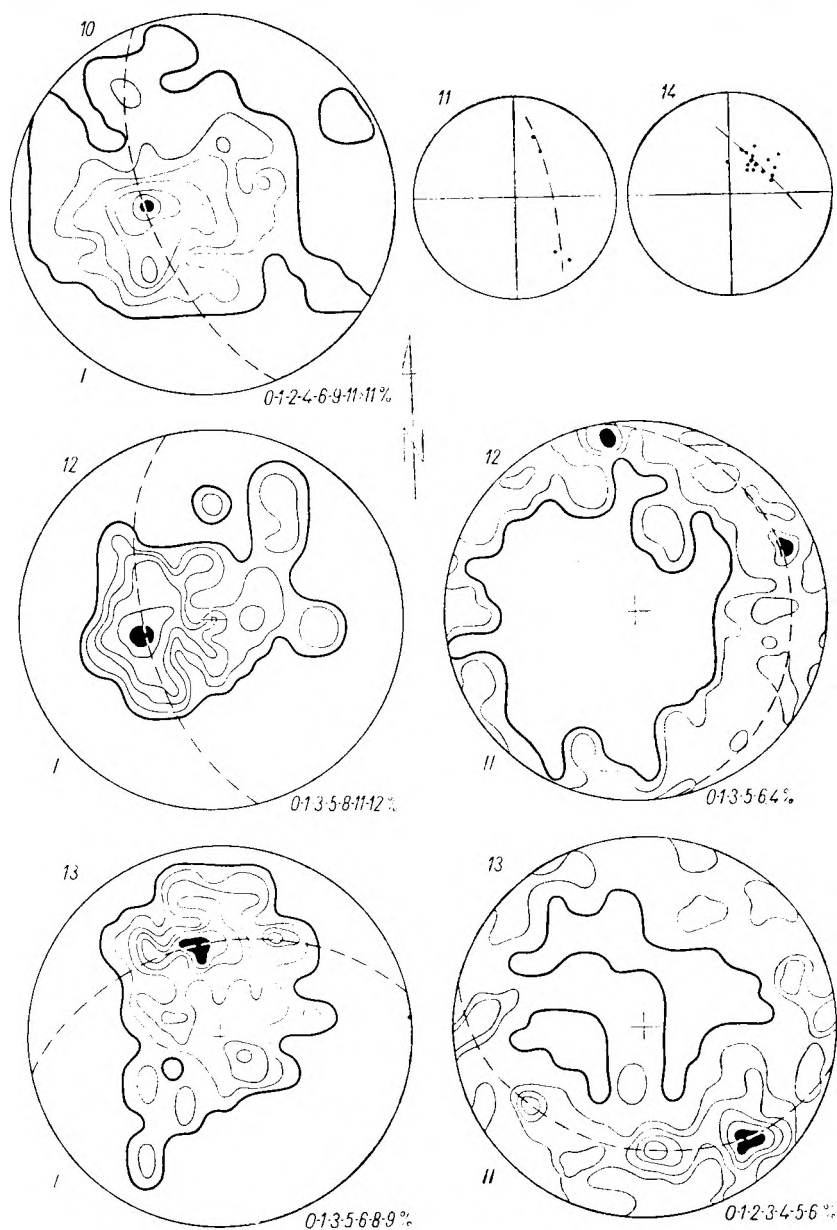


Fig. 5

Orientacja otoczków i skośnego warstwowania w warstwach wałbrzy-
skich (od Kamiennej Góry po Jabłów)

Orientation of pebbles and cross bedding in the Wałbrzych beds (from
Kamienna Góra to Jabłów)

Kolejnym miejscem, gdzie przeprowadzono obserwacje nad orientacją składników zlepieńca kwarcowego warstw wałbrzyjskich, była niewielka skałka znajdująca się na północno-wschodniej stronie kulmowej ostrogi Jabłowa, niedaleko kolonii Gorce. Zlepieńce są tu drobnoziarniste, z oznakami przemycia i sortowania. Przeważającym składnikiem jest kwarc, co uwidacznia tabela 1, nr 13. Orientacja składników zlepieńca wskazuje, że depozycja zachodziła pod wpływem wód płynących od północy (fig. 5, nr 13).

Na wschód od Jabłowa, w piaskowcach występujących bezpośrednio poniżej zlepieńców kwarcowych (nr 14 na tab. 1), zachowały się skośne warstewki. Warstewki te dochodzą przeważnie stycznie do spągu ławicy, a od góry są ścięte ławicą nadległą. W środkowej części skośnie warstwowanego pakietu zachował się w niektórych miejscach typ pełnego przekątne warstwowania. Na podstawie grubości przekątne warstwowanych ławic można wnioskować, że tworzyły się one w wodzie o minimalnej głębokości rzędu 20—30 cm. Kąty nachyle-

nia większości skośnych warstwek wynoszą 15° , a w przypadkach pojedynczych osiągają 25° . Azymut przemieszczania materiału akumulowanego, wynikający z ułożenia skośnych warstwek wynosi 45° (fig. 5, nr 14). W tym miejscu można zwrócić uwagę na to, że kierunki transportu sporadycznych skośnie warstwowanych pakietów powinny być oceniane z pewną dozą ostrożności. Mogą one bowiem reprezentować kierunki przypadkowe, co zdarza się jeśli rzeka meandruje lub prąd ustawia się miejscami skośnie do jej biegu wskutek lokalnej turbulencji.

Przykłady dużej zmienności orientacji skośnego warstwowania znajdujemy w warstwach wałbrzyskich okolic Konradowa. W odkrywkach zlokalizowanych na niedużym stosunkowo obszarze, spotykamy morfologicznie różne typy skośnego warstwowania, a kierunki transportu wynikające z ich ułożenia zmieniają się (fig. 6, nr 15, 15a, 15b). Przemieszczanie zachodziło w kierunkach południowo-wschodnim, południowo-zachodnim i północnym.

Kierunek transportu zbliżony do południowo-zachodniego zaznacza się również w torrencjalnym skośnym warstwowaniu piaskowców odsłoniętych w pobliżu stacji Biały Kamień, gdzie nie przeprowadzono pomiarów ze względu na trudności techniczne.

Południowe azymuty nachylenia skośnego warstwowania rejestrowano w odkrywce na E od Szczawna Zdr. (fig. 6, nr 16). W odkrywce tej widoczne są drobne erozyjne wyżłobienia (fig. 1, rys. 2), jak i powstałe hieroglify obciążeniowe (load casts). W partiach osadu grubiej ziarnistego przeważa kwarc (tab. 1, nr 16), podobnie jak i w innych miejscach.

Ostatnia odkrywka w rejonie wałbrzyskim, gdzie przeprowadzałem obserwacje nad ułożeniem otoczków, znajduje się na południowo-zachodnim zboczu Ptasiej Góry. Odsłonięte są tu skąpo zlepionce kwarcowe warstw wałbrzyskich, których składniki nadawały się do pomiarów orientacji. Wyniki obserwacji przedsta-

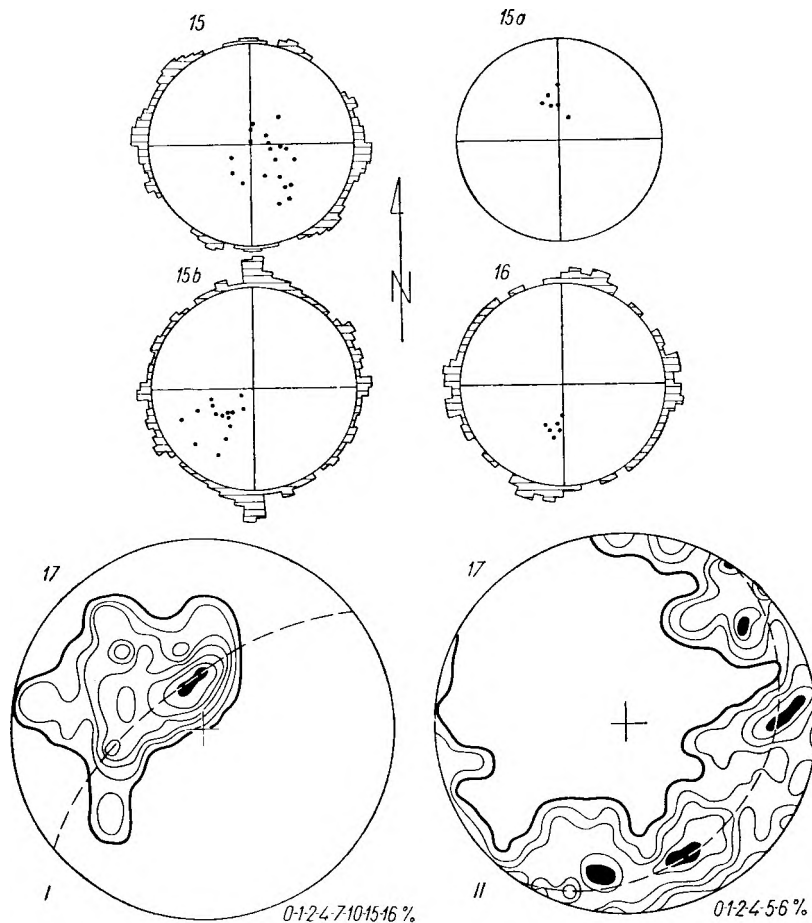


Fig. 6

Orientacja otoczków i skośnego warstwowania w warstwach wałbrzyskich (od Jabłowa po Wałbrzych)

Orientation of pebbles and cross bedding in the Wałbrzych beds (from Jabłów to Wałbrzych)

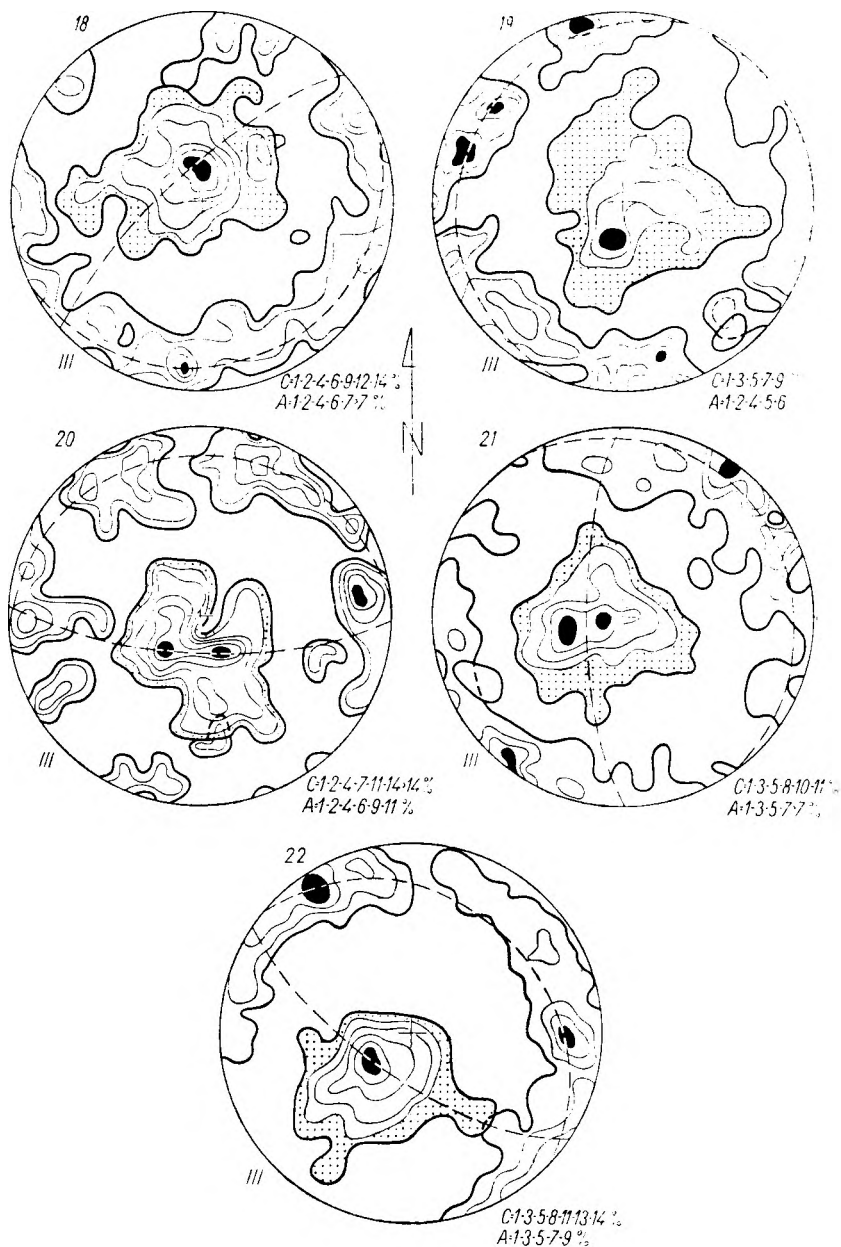


Fig 7

Orientacja otoczków w zlepieńcach z warstw wałbrzyskich rejonu noworudzkiego

Orientation of pebbles in conglomerates from the Wałbrzych beds in the district of Nowa Ruda

wiąją diagramy na fig. 6, nr 17. Z projekcji wynika transport osadu ku południowemu wschodowi.

Przechodząc kolejno do rejonu noworudzkiego na wstępie zaznaczę, że materiał dotyczący kierunków sedymentacyjnych warstw wałbrzyskich pochodzi wyłącznie ze zlepieńców kwarcowych. Większe odsłonięcia grupują się tutaj wzdłuż północnego brzegu warstw górnokarbońskich, między Woliborzem a Podlesiem. Na tym obszarze w kilku odkrywkach (nr 18—22) prze-

analizowano zlepienie pod kątem składu ilościowego, obtoczenia i uporządkowania otoczków⁵. Dane dotyczące wymienionych wskaźników znajdują się w odpowiednich wykresach i zestawieniach (tabl. 1, fig. 4, fig. 7). Charak-

⁵ W odkrywkach nr 18—20 i 22 określano obtoczenie składników mierzonych, a więc większych od przeciętnych i dlatego zaznacza się wyższy wskaźnik w porównaniu z pozostałymi odkrywkami warstw wałbrzyskich, w których obtoczenie oceniano bez względu na wielkość otoczków.

terystykę omawianych skał przedstawiłem na początku pracy, w tym miejscu zajmę się wynikami osiągniętymi na podstawie pomiarów otoczków w zlepieniu. Przedstawiają je diagramy na fig. 7, nr 18—22, uporządkowane w stosowanej kolejności, tj. od północnego zachodu w kierunku południowo-wschodnim. Wynika z nich, że w czasie akumulacji zlepieńców kierunki przemieszczania osadu nie były jednolite. Ulegały one dość dużym odchyleniom, w zależności od miejsca depozycji. Odchylenia te mogą być wynikiem warunków pierwotnych, chociaż trzeba się również liczyć z tym, że analizowane odkrywki odpowiadać mogą różnym okresom akumulacji, co może wchodzić w rachubę ponieważ kontakty z podłożem są przeważnie tektoniczne. Nie wnikając w trudno uchwytnie zagadnienie ścisłej paralelizacji, można zauważyć, że transport sedymentu skierowany był w przewadze ku północnym i północno-wschodnim peryferiom zagłębia noworudzkiego. Jedynie w odsłonięciu nr 18 stwierdza się transport ku południowemu wschodowi.

Przedstawione spostrzeżenia nad kierunkami sedymentacji warstw wałbrzyskich w północno-wschodniej części Zagłębia Noworudzkiego informują o obszarach alimentujących, których szukać należy raczej na południowo-zachodnim zapleczu tegoż rejonu. Brak natomiast oznak na transport materiału od północy lub wschodu, tj. z obszaru sowiogórskiego lub regionu bardzo wyrównane i nisko położone, co znalazło wyraz w przemieszczaniu w tym kierunku materiału klastycznego. Jednocześnie zaś monogeniczny charakter zlepieńca kwarcowego warstw wałbrzyskich rejonu noworudzkiego upoważnia do wyciągnięcia wniosku, że w okresie bezpośrednio poprzedzającym jego powstanie kierunki transportu były bardzo podobne. Monotonny skład tego sedymentu tłumaczy się bowiem jasno wtedy, gdy się przyjmie, że stosunki paleogeograficzne w międzyczasie nie uległy zasadniczej zmianie. W konsekwencji można przewidywać obecności łupków ogniotrwałych wśród najgłębszych utworów górnego karbonu, które swój materiał czerpały ze zwietrzliny gromadzącej się na masywie gabrowym (Dziedzic 1965b, c). W okresie poprzedzającym powstanie zlepieńców kwarcowych, tektonicznie stosunkowo spokojnym, zwietrzelina ta mogła być spłukiwana w kierunku niecki Woli-borza przez strugi wodne płynące od południa.

Wnioski paleogeograficzne

Rozpatrując paleogeografię obszaru w czasie osadzania się młodszego kulmu i warstw wałbrzyskich, uwzględnić należy przede wszystkim takie miejsca, w których zachowane są pierwotne kontakty z okresu sedymentacji. Znajdujemy

je w zachodniej części niecki śródsudeckiej, włączając i Zagłębie Wałbrzyskie. Na obszarze tym istnieje przejście od dolnego karbonu do warstw wałbrzyskich, a ściślej mówiąc do utworów namurskich⁶.

Analizując dokładniej omawiane osady w rejonie wałbrzyskim i na obszarze leżącym na zachód od niego, nie trudno zauważyć pewnych różnic rozwojowych wiążących się z odrębnością strukturalną tych obszarów. Rejon pierwszy wykazywał cechy basenu, drugi natomiast właściwości piedmontu. Pierwszy, zapełniany był w wyższym kulmie utworami klastycznymi, a z rzadka biochemicznymi osadzonymi w środowisku morskim zmieniającym się ku górze w deltowe i kontynentalne z bogato reprezentowaną subfacją bagienno-torfowiskową, zwłaszcza w karbonie górnym. Rejon drugi cechuje się przeważającą facją gruboklastyczną lądowego pochodzenia, w obrębie której subfacja bagienno-torfowiskowa drobnoziarnista, ograniczała się raczej do zalewiskowych równi nadrzecznych, rozwijając się już w dolnym karbonie (Kamienna Góra). Przeważającym typem osadu zdają się tu być depozyty łożysk strumieni i potoków, miejscami z „piętrowym” nakładaniem się aluwii łożyskowych bez udziału osadów równi zalewiskowych i depozytów bagiennych, a które miałem możność rozpoznać między Jabłowem a Kamienną Górą.

W tym samym mniej więcej czasie, gdy na obszarze wałbrzyskim i dalej na wschodzie panowało w wyższym kulmie środowisko morskie, wzdłuż zachodniego pobrzeża zbiornika morskiego tworzyły się osady typu deltowego, obejmujące z biegiem czasu coraz to wyższe części dolnego karbonu.

W miarę ustępowania zalewu morskiego powiększał się obszar sedymentacji lądowej, co w sprzyjających warunkach klimatycznych umożliwiało ekspansję roślinności karbońskiej. W warunkach tych przebiegały chemiczne procesy wietrzeniowe, a szata roślinna łącznie z opadami pełniła rolę regulatora w dostarczaniu detrytusu na obszary akumulacyjne. W okresach mniej korzystnych dla rozwoju roślinności, a jednocześnie być może zimniejszych i obfitszych w opady atmosferyczne, odprowadzany był materiał grubszy, chemicznie odporny, stanowiący pozostałość z tego okresu, kiedy pokrycie roślinne miało swoje optimum. W grę wchodziła jeszcze odległość obszarów alimentujących od miejsca depozycji, tak że na teren depozycji dostawał się bądź to drobniejszy materiał, bądź też grubsza frakcja składników od-

⁶ Użycie terminu „utwory namurskie” jest bardziej odpowiednie z tego względu, ponieważ czasowe odpowiedniki warstw wałbrzyskich na zachód od Zagłębia Wałbrzyskiego są nieco inaczej wykształcone niż w Zagłębiu Wałbrzyskim, skąd wywodzi się nazwa tych warstw.

porniejszych na wietrzenie. W ten sposób na obszarze między Wałbrzychem a Kamienną Górą doszło do utworzenia się nieco zróżnicowanego zespołu osadowego między dolnym a górnym karbonem, wykazującego jednak w obydwu obszarach cechy osadów przejściowych. Wspomniany przejściowy zespół osadowy, zakończony od góry bądź wkładkami węgla lub depozytami równi zalewowych, bądź też pozbawiony wyraźnych wkładek tego typu, może być ujmowany jako cykl osadowy zapoczątkowany już w karbonie dolnym. Kierunki transportu dla utworów należących do tegoż cyklu nie zostały stwierdzone ze względu na zakrycie terenu. Pojedyncze tylko obserwacje pochodzą z okolic Kamiennej Góry (fig. 5, nr 10) i Jabłowa (nr 14). Pośrednio można jednak sądzić, że kierunki sedymentacji nie odbiegały od rejestrowanych w górnej części osadów dolnokarbońskich oraz w zlepieńcach kwarcowych warstw wałbrzyjskich.

Zlepieńce kwarcowe uważać można za utwór reprezentujący początek pierwszego cyklu osadowego górnego karbonu, łączącego w sobie wiele cech charakterystycznych dla tego okresu. Zawdzięczają one swe powstanie wietrzeniu chemicznemu i zmianom klimatycznym, dzięki którym doszło do uprzątnięcia residuum zwietrzelinowego z poprzedniego okresu.

W przemieszczaniu materiału daje się zauważyć ogólną prawidłowość odzwierciedlającą się we wschodnich kierunkach transportowych w części zachodniej oraz w kierunkach północno-wschodnich w rejonie noworudzkiem (fig. 31). Odnosi się wrażenie, że ówczesne potoki postępowały w ślad za ustępującym morzem dolnokarbońskim.

Odchylenia od wspomnianej prawidłowości istnieją w Zagłębiu Wałbrzyjskim i w pobliżu kulmowej ostrogi Jabłowa. Dewiacje kierunków w obszarze pierwszym można tłumaczyć błędzeniem strug wodnych po wyrównanym terenie rozlewiskowym. Odnośnie do okolic Jabłowa trzeba podkreślić, że w kierunkach transportu nie znajduje się potwierdzenia obecności elewacji przypadającej na tzw. siodło Jabłowa. Chodziło tu raczej o wpływ jakiejś innej pogrzebanej struktury, którą omijały strugi wodne, kierujące swe wody nie w stronę zagłębia, lecz ku cyplowi kulmowemu.

Pochodzenie materiału klastycznego warstw wałbrzyjskich nie jest zupełnie pewne. Grubiej ziarniste odmiany tych warstw zawierają w każdym razie składniki najodporniejsze na wietrzenie chemiczne. Duży udział takich składników stwierdzamy już w zlepieńcach kulmowych, dla których materiał wyprowadza się na ogół z masywów kaledońskich. Ponieważ nie dostrzega się wyraźniejszych oznak ruchów tektonicznych na przełomie dolnego i górnego karbonu, przeto nie popełnimy błędu przyjmując dla warstw wałbrzyjskich kombinowane obsza-

ry alimentacyjne, w których pewien udział mogły też mieć starsze zwłaszcza serie dolnego karbonu.

WARSTWY BIAŁOKAMIENSKIE

W rozdziale tym w pierwszej kolejności omówię dane sedymentologiczne i paleogeograficzne warstw białokamińskich występujących między Głuszycą a Żaclefem. Następnie rozpatrzę utwory zaliczane do warstw białokamińskich, które powstały na noworudzkiem masywie gabrowo-diabazowym.

Litologia i sedymentacja

W górnokarbońskim kompleksie osadowym niecki śródsudeckiej warstwy białokamińskiej tworzą na ogół wyraźny poziom, dzięki odrębności litologicznej. Ogólnie biorąc, osady te reprezentują serię makroklastyczną terrygeniczną o zmiennej, lecz raczej dużej miąższości. Szczególnie wyraźnie zaznacza się dolna część serii rozwinięta w postaci gruboziarnistych zlepieńców, tworzących w krajobrazie morfologiczną skarpe, opasującą Zagłębie Wałbrzyjskie aż po Jedlinę Zdrój. Utworzenie się owej morfologicznej skarpy nastąpiło dzięki różnicy litologicznej kontaktujących ze sobą skał. W bezpośrednim podłożu warstw białokamińskich napotyka się bowiem ilasto węglowy zespół warstw wałbrzyjskich. Zlepieńce warstw białokamińskich w tym rejonie zdają się być, przynajmniej na niektórych odcinkach, nieco grubiej ziarniste, niż na obszarze leżącym dalej na zachodzie.

Zlepieńce gruboziarniste warstw białokamińskich w niektórych miejscach oddzielone są od drobnoziarnistych osadów warstw wałbrzyjskich wkładką gruboziarnistych piaszczowców arkozowych, niekiedy zlepieńcowatych, zazwyczaj grubo uławiconych. Piaszczowce takie obserwować można w kilku miejscach na powierzchni (początek wcinki kolejowej w Białym Kamieniu, w okolicy Nowego Lubomina i Jedlinki) oraz w przekopie I, poziomu V, szybu Thorez. Wykazują one duże podobieństwo do piaszczowców spotykanych w obrębie zlepieńców, co pozwala ujmować je jako osad odpowiadający nowym warunkom akumulacji, poprzedzających depozycję właściwych zlepieńców.

W dolnych partiach zlepieńca przeważają odmiany gruboziarniste ze składnikami dochodzącymi do 15—20 cm średnicy. Skała cechuje się grubym i nie zawsze wyraźnym uławiceniem oraz na ogół słabym wysortowaniem. Większe składniki tkwią w masie zwirowopiaszczystej. Niektóre partie, pozbawione drobniejszych fragmentów i odcinające się od otoczenia, przedstawiają osad przypominający

Procentowy udział głównych typów petrograficznych

Nazwy skał i minerałów	Numery i lokalizacja						
	25	27	29	31	34	37	39
	Ptaszków k/Kamiennej Góry	Witków wschodni skraj grzbie- tu Chojniak	Czarny Bór na N od miejscowości	Czarny Bór dno potoka na N od miejscowości	kolonia Nowy Lubomin	Konradów na SW od miejscowości	Biały Kamień wcinka toru kolejowego
Kwarc	76	87,72	35	37	44	28	29
Kwarcyt i łupek kwarcytowy	10	3,44	37	43	41	50	59
Łupek łyszczykowy	4	3,44	1	—	—	—	—
Lidy	2	1,72	2	4	—	1	2
Łupek krzemionkowy	1	3,44	2	2	1	1	1
Piaskowce i łupki ilaste	1	—	1	—	—	1	—
Porfir	1	—	14	1	6	8	5
Gnejs	—	—	5	1	—	5	—
Łupek grafitowy	—	—	1	—	—	—	—
Kataklazyt	—	—	—	7	—	—	—
Granit, aplit, pegmatyt	—	—	—	—	1	4	2
Diabaz	—	—	—	—	—	—	—
Zieleniec	—	—	—	—	—	—	—
Amfibolit	—	—	—	—	—	—	—
Zlepieniec	—	—	—	—	—	—	—
Nieoznaczona	5	—	2	5	7	2	2
	100	99,76	100	100	100	100	100

nadrzeczne żwirowiska współczesnych większych potoków. Takie przemyte pokłady zlepieńców pojawiają się w kilku miejscach między Białym Kamieniem a Kuźnicami Świdnickimi oraz w okolicy Jedlinki.

W miarę jak przechodzimy w wyższe partie profilu grubość ziarna powoli się zmniejsza, a w części środkowej warstw białokamięńskich pojawiają się nawet cienkie przewarstwienia węglowe w otoczeniu piaszczystych mułowców, które stały się podstawą podziału całej serii na część dolną i górną. Rozdzielenie takie nie może być jednak wszędzie konsekwentnie przeprowadzone z powodu niestałości wkładek węglowych oraz powolnych przejść litologicznych. Analogicznie przedstawia się sprawa górnej granicy warstw białokamięńskich. Granica ta nie wszędzie może być przeprowadzona z jednakową dokładnością. Zazwyczaj przyjmuje się ją u podstawy dolnej grupy węglowej warstw żaclerskich, która ze swej strony nie jest wszędzie jednakowo rozwinięta. Warto podkreślić, że Zagłębie Wałbrzyskie jest w obu przypadkach najkorzystniejsze dla rozgraniczenia wspomnianych ogniw litologicznych. Poza tym obszarem napotyka się niejako trudności i wynikającą z tego pewną dowolność w kartograficznych ujęciach. Jeśli dodatkowo uwzględnimy, że zespoły florystyczne towarzyszące prze-

warstwieniom węglowym środkowej części warstw białokamięńskich nawiązują do flor warstw żaclerskich (Gothan & Gropp 1933, Gothan 1952, Górecka 1962), wówczas otrzymamy pełny obraz stwarzający przesłanki do łącznego rozpatrywania obydwu serii, tj. warstw białokamięńskich i żaclerskich. Chodzi w tym wypadku nie o stratygraficzną, lecz paleogeograficzną jedność. Wydaje się, że ujęcie takie miało by lepsze zastosowanie praktyczne, a zarazem pozwoliłoby uniknąć niekonsekwencji, zwłaszcza przy pracach polowych i kartograficznych, które w pewnych przypadkach stanowią podstawę do rozważań teoretycznych. Pozostając na razie przy dotychczasowych podziałach, rozpatrzę obserwacje odnoszące się do paleogeografii warstw białokamięńskich. Procentowy udział różnych typów petrograficznych oraz obtoczenie składników zlepieńca zestawiono na tabeli 2 i na fig. 14.

Kierunki transportu i wnioski paleogeograficzne

Obserwacje na temat zagadnienia podanego w tytule przeprowadzono przede wszystkim w odkrywkach powierzchniowych, a po części uzupełniono je materiałem zebrany w pod-

Tabela 2

w otoczkach zlepieńców warstw białokamięńskich

odsłonięć

42	43	44	46	47	49	50	52	53	54	55
Rusinowa przy szosie do Nowej Rudy	Biały Kamień przy torze kol. na S od Konradowa	Biały Kamień na E od Chelmcza	Sobiećcin na W od miejscowości	Sobiećcin przy szosie do Boguszowa	Sobiećcin kop. Victoria	Jedlinka k. st. kolejowej	Jedlinka na S od st. kol.	Jedlinka	Jugów na SE od zejścia szos Jugów-Dzierżoniów	Jugów na W od miejscowości
10	38	36	25	32	24,0	30	28	25	78	31
46	40	35	38	52	34,5	52	58	32	17	40
1	1	—	1	—	—	—	—	2	—	—
—	2	4	6	3	1,5	2	2	4	5	2
3	2	3	—	—	—	3	2	3	—	4
4	1	—	3	—	—	4	5	8	—	6
12	10	8	14	6	6,0	5	4	14	—	6
12	1	6	4	4	3,0	3	—	4	—	2
—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
—	1	—	1	—	—	—	1	2	—	—
8	—	—	3	1	21,0	—	—	—	—	6
2	—	4	—	—	—	—	—	1	—	—
—	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	1
—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
2	3	4	4	—	7,5	—	—	5	—	2
100	100	100	100	100	97,50	100	100	100	100	100

ziemi kopalń wałbrzyskich. Jak to już podkreślano, warstwy białokamięńskie wykształcone są w przewadze w postaci zlepieńców, to też obserwacje nad kierunkami wędrówki osadów oparto głównie na pomiarach orientacji otoczek. Wyniki obserwacji przedstawiono na diagramach uszeregowanych w kolejności od zachodu ku wschodowi (fig. 8—13).

Pobieżne przejrzanie zamieszczonych diagramów pozwala stwierdzić, że w większości zaznacza się jednoskośna symetria uporządkowania składników. Pojedyncze tylko projekcje (fig. 8, nr 26, fig. 12, nr 46), wykazują typ uporządkowania zbliżony do symetrii rombowej i w takich przypadkach trudno z pewnością określić kierunek transportu osadu. Zauważyć też należy, że obraz diagramów sporządzony z pomiarów wykonanych w kopalniach (fig. 9, nr 32, 33, fig. 11, nr 41) jest nieco zaburzony, co zdaje się być wynikiem oddziaływania obudowy i osprzętu na igłę magnetyczną, czego nie sposób uniknąć przy masowych pomiarach.

Pewne trudności nasuwa interpretacja diagramu nr 31 na fig. 9. Dotyczy on niewielkiego odsłonięcia znajdującego się w dolince potoku płynącego południkowo od wzgórz ciągnących się na W od miejscowości Jabłów. Odsłaniają się tu gruboziarniste zlepieńce spągowej partii warstw białokamięńskich. Położenie zlepieńca

nie może być bliżej określone, lecz pomiary w skałach łupkowo-piaszczystych najbliższego sąsiedztwa wskazują na serię odwróconą (135° — $140^{\circ}/75$ — 80° NE) lub pionowo ustawioną. Ponieważ trudno orzec w jakim stopniu pokład zlepieńca naśladuje układ skał drobnoziarnistych, dlatego nie jest całkiem pewne o jaką wartość należy obrócić warstwę w celu sprawdzenia jej do poziomu. W związku z tym, sporządzono dla tej odkrywki dwa diagramy (31a i 31b), z których pierwszy odwzorowuje układ otoczek płaskich przy uwzględnieniu odwróconej pozycji warstw, drugi natomiast przy uwzględnieniu ułożenia pionowego. W zależności od tego jaką zastosujemy wielkość kąta rotacji, otrzymujemy przeciwieństwo skierowane wektory transportu. Porównując diagramy uzyskane z dolnej części zlepieńców w odkrywkach sąsiednich (fig. 8, nr 29, fig. 9, nr 32), można by założyć, że diagram nr 31b bardziej odpowiada rzeczywistości. Potwierdzeniem takiego przypuszczenia byłoby prócz tego lepsze uporządkowanie otoczek wyrażające się wyższą procentowością otrzymanego maksimum.

Pomijając nieznaczne odchylenia w uporządkowaniu składników poszczególnych odkrywek można zauważyć, że większość diagramów wskazuje na przemieszczanie osadu w kierunkach zamykających się azymutami 270° — 90°

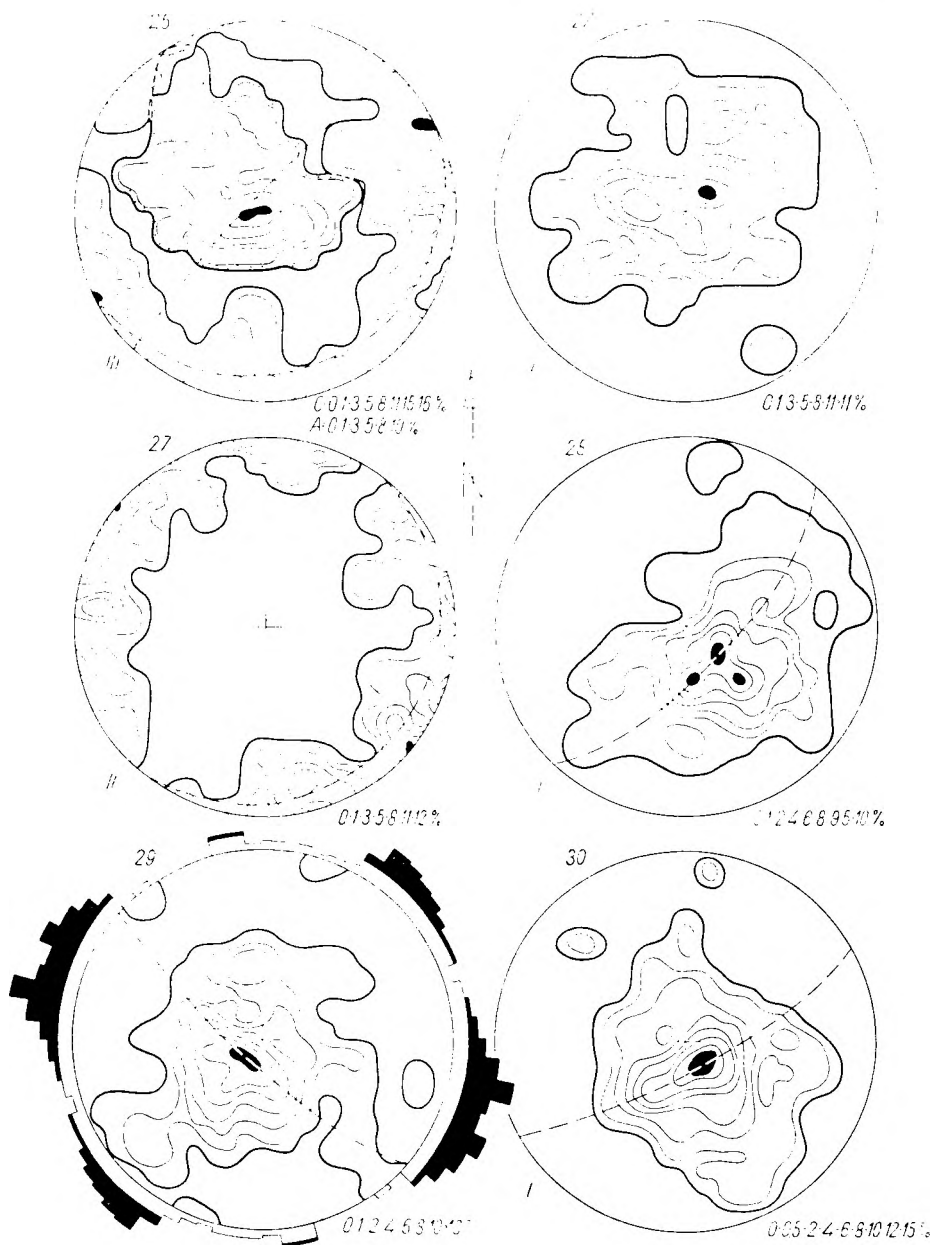


Fig. 8

Orientacja otoczków w zlepieńcach z warstw białokamieńskich
Orientation of pebbles in conglomerates of the Biały Kamień beds

(por. fig. 31). Sieć hydrograficzna pozostawała pod wpływem jakichś wyniosłości, grupujących się na S od dzisiejszych wychodni skał karbońskich. W Zagłębiu Wałbrzyskim można również zauważyć wpływy obramowania zachodniego, podobnie jak i w czasie osadzania warstw wałbrzyskich, a także i północno-wschodniego (okolica Rusinowej). Należy podkreślić, że te okolice w rejonie Wałbrzycha, w których zaznacza się transport od północnego zachodu (fig. 9, nr 34, fig. 11, nr 40, 41) charakteryzują się nieco drobniejszym ziarnem zlepieńca, zmniejszoną

ogólną miąższością osadu, a w morfologii nie zarysowują się tak ostro jak obszary pozostałe. W materiale klastycznym zdaje się nieznacznie przeważać kwarc nad kwarcytem. Zbliżone właściwości zarysowują się też w rejonie Borówna, gdzie zaznacza się transport od północnego zachodu.

Figura 31 przedstawiająca zbiorczy obraz kierunków transportu osadów karbońskich wskazuje, że w okresie sedymentacji warstw białokamieńskich potoki i strugi wodne przemieszczały materiał przeważnie w kierunku

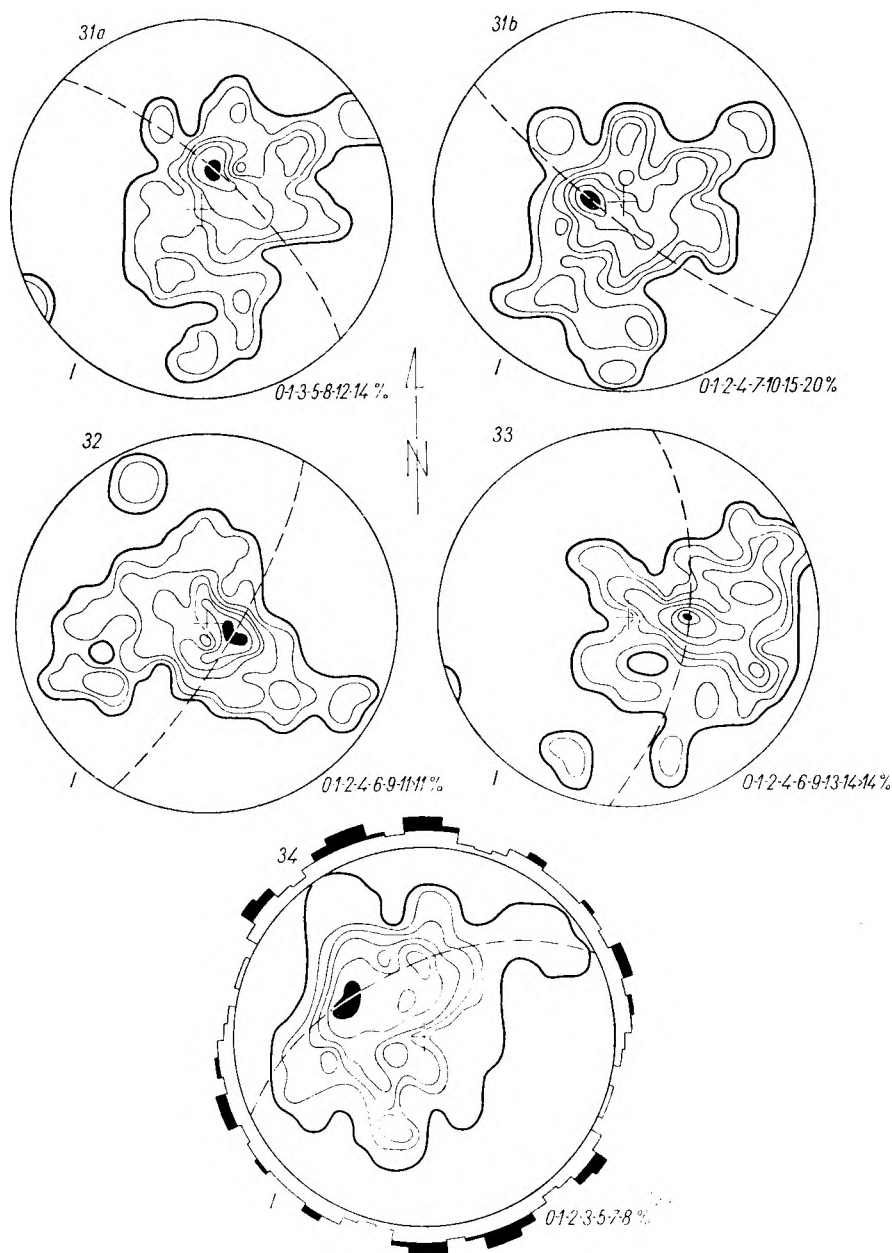


Fig. 9

Orientacja otoczków w zlepieńcach z warstw białokamieńskich
Orientation of pebbles in conglomerates of the Biały Kamień beds

północnym. Można by na tej podstawie przypuszczać, iż obszar akumulacyjny nie uległ poważniejszym deniwelacjom w porównaniu z południowym zapleczem. Oznak takiej deniwelacji nie stwierdza się w każdym razie w Zagłębiu Wałbrzyskim, gdzie na stosunkowo dużej przestrzeni w podłożu warstw białokamieńskich napotyka się serię łupkową z pokładem węgla. Wprawdzie identyfikacja pokładu nie została przeprowadzona, lecz brak też argumentów zaprzeczających tożsamość pokładu węglowego. Również roboty górnicze nie dostarczyły do-

tychczas wyraźnych dowodów, wskazujących na erozyjne rozcięcie podłoża warstw białokamieńskich.

Z przytoczonych danych i obserwacji wynika, że w Zagłębiu Wałbrzyskim piaszczyste osady, występujące w spagu warstw białokamieńskich będąc poprzednikiem właściwego zlepieńca, zasypały powierzchnię drobnoziarnistych osadów warstw wałbrzyskich. Nie jest wykluczone, że w pewnych miejscach, w związku z podwyższoną kompetencją potoków, dojdzie mogło miejscami do przejściowej erozji. Zja-

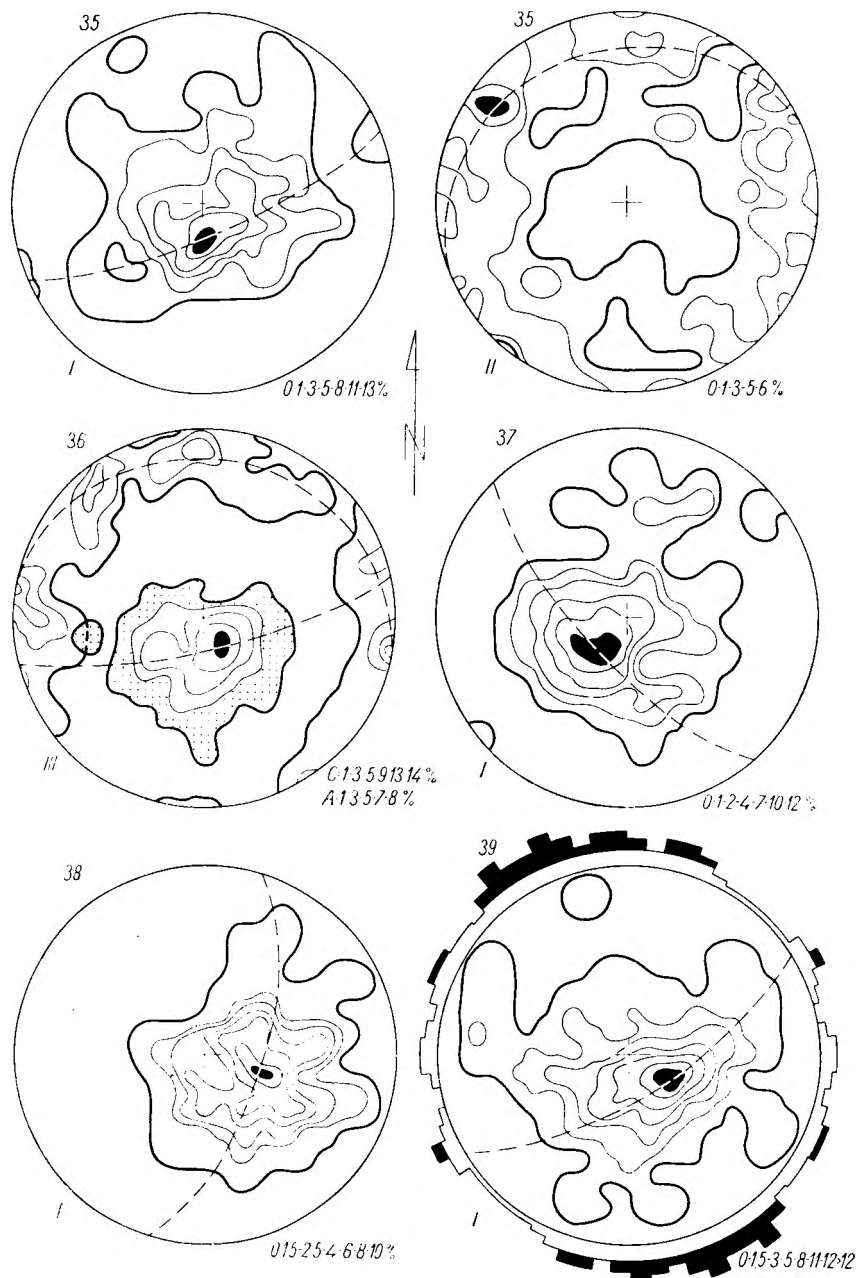


Fig. 10
Orientacja otoczków w zlepnięcach z warstw białokamięńskich
Orientation of pebbles in conglomerates of the Biały Kamień beds

wiska te nie powinny być jednak przeceniane przy rozpatrywaniu wzajemnego stosunku warstw białokamięńskich i wałbrzyskich.

Między Zagłębieniem Wałbrzyskim a Kamienną Górą stosunki zmieniają się o tyle, że pokład węglowy stropowych warstw wałbrzyskich, będący w zagłębieniu niejako reperem, jest tu słabo rozwinięty i to tylko w pewnych miejscach (Jablów, Czarny Bór, Borówno, a także Przedwojów). W innych natomiast przekrojach w położeniu tym występuje bądź cienka warstwa depozytu droбноziarnistego charakterystyczna dla

nadrzecznej równi zalewowej, bądź też stwierdza się nakładanie nowego cyklu typu aluwium łóżyskowego. Wzajemne ułożenie przestrzenne tych odmian litologicznych oraz stosunkowo szybka zmienność wzdłuż rozciągłości, pozwala łączyć sedimentację tego typu z migracją łóżysk rzecznych (Jablokov, Botvinkina, Feofilova 1961). Należy podkreślić, że nikły rozwój pokładów węglowych na W od zagłębienia, nie jest ograniczony tylko do warstw wałbrzyskich, lecz zjawisko takie stwierdzamy w całym karbonie produktywnym omawianego obszaru. Charakte-

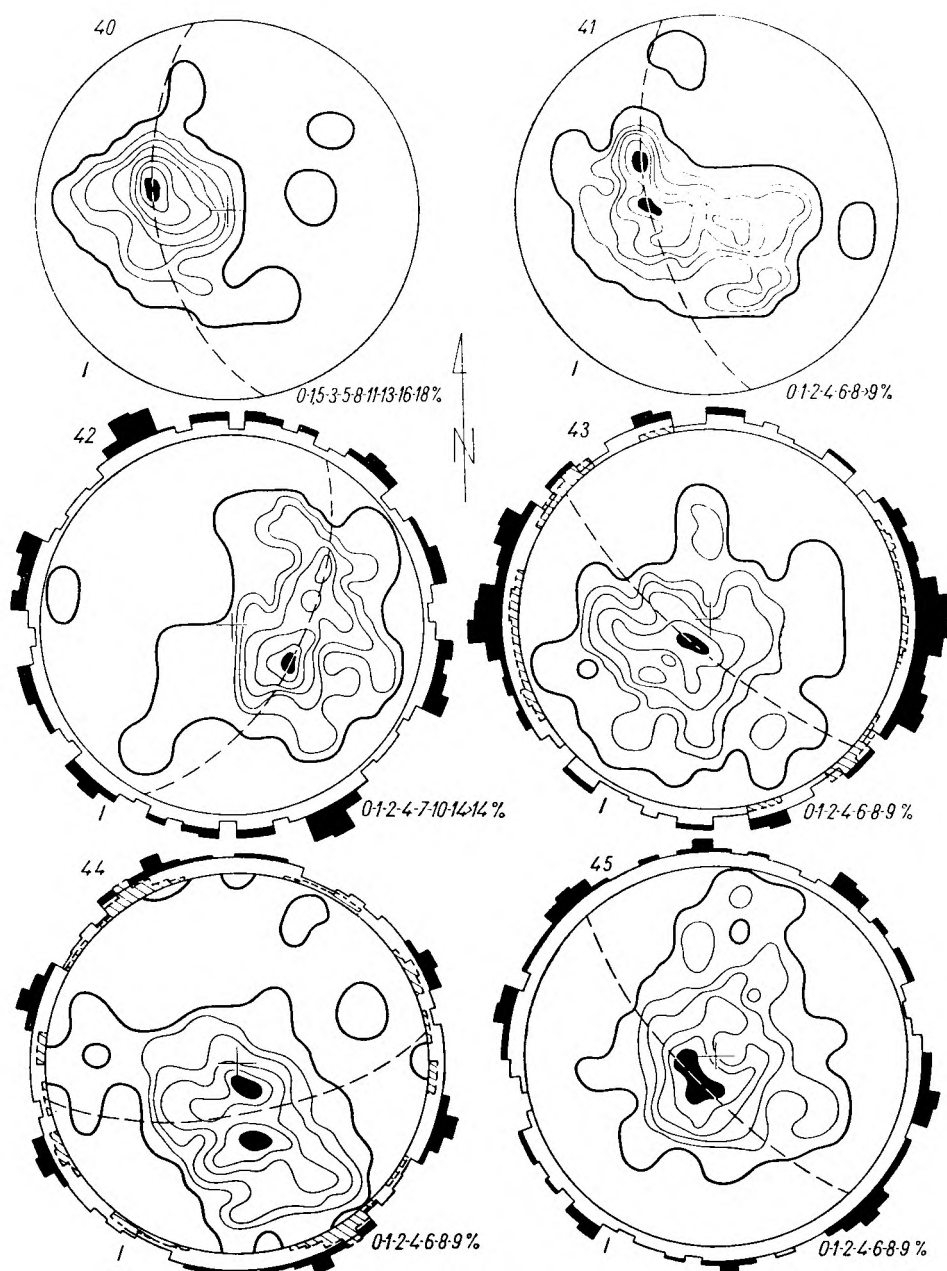


Fig. 11

Orientacja otoczków w zlepieńcach z warstw białokamieńskich
Orientation of pebbles in conglomerates of the Biały Kamień beds

rystyczne przy tym pojawianie się takich soczewek „nad sobą” w profilu warstw karbońskich, potwierdza pogląd o akumulacji w dolinach rzecznych.

Poruszone zagadnienia nabierają pierwszorzędного znaczenia w dyskusji na temat stosunku warstw białokamieńskich do wałbrzyjskich. Na ogół przyjął się pogląd, ugruntowany przez G. Berga (1925a), o niezgodności występującej u podstawy warstw białokamieńskich. Wiele powodów złożyło się na to, aby pogląd taki zyskał prawo obywatelstwa w literaturze

geologicznej. W pierwszym rzędzie wyraźna zmiana osadu stanowiła widoczny i mocny argument, przemawiający na korzyść ruchów tektonicznych. Stosunki geologiczne w okolicy Jabłowa wywierały również niemały wpływ na pogląd dyskutantów. Wreszcie nie bez znaczenia były wnioski stratygraficzne, jakie wynikały z porównań zespołów florystycznych zawartych w warstwach wałbrzyjskich i białokamieńskich oraz stwierdzenie obecności tzw. „przełomu florystycznego” (Gothan & Gropp 1933, Gothan 1952). Warto podkreślić, że niemal

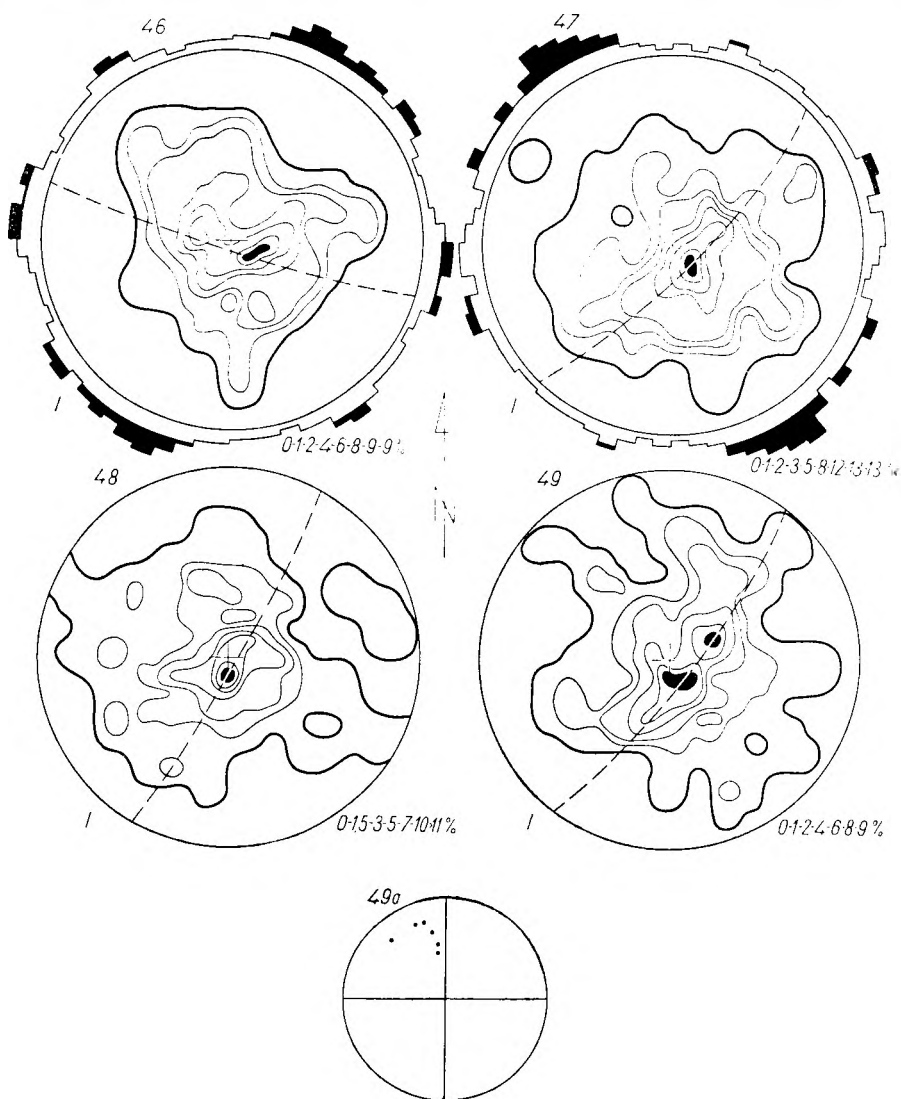


Fig. 12

Orientacja otoczaków w zlepnięcach z warstw białokamięskich
Orientation of pebbles in conglomerates of the Biały Kamień beds

we wszystkich wypowiedziach odnoszących się do poruszanego tematu, zwraca się uwagę na słabo zaznaczoną lub wręcz ledwie widoczną dyskordancję, a z drugiej strony jako argument zasadniczy na jej obecność wysuwa się przekraczające ułożenie na kulmie młodszych osadów, w tym również warstw białokamięskich, na W od Zagłębia Wałbrzyskiego.

Moje spostrzeżenia prowadzą do wniosku, że na obszarze leżącym na zachód od Zagłębia Wałbrzyskiego, mamy raczej ciągłość sedymentacyjną od kulmu do warstw białokamięskich z tym, że fizjografia terenu i warunki akumulacji były nieco inne niż w zagłębiu, co było przyczyną powstawania osadów nie zawsze jednokowych pod względem miąższości, następstwa i litologii. Z tym też wiąże się niejaka trudność przy próbach ścisłej paralelizacji warstw w oby-

dwu obszarach, a co za tym idzie — rozbieżności poglądów przy stratygraficznym zaszeregowaniu najniższych warstw górnokarbońskich w zachodniej części niecki śródsudeckiej.

Odnosnie do przełomu florystycznego z wypowiedzi Gothana (Gothan & Gropp 1933) wynika, że zaznacza się on niezależnie od tego, czy w danej okolicy zarysowuje się słaba dyskordancja (okolice Kamiennej Góry), czy też jej brak (okolice Nowej Rudy). W myśl wyrażonego poglądu, dyskordancja nie byłaby warunkiem przeskoku florystycznego, co zresztą podkreślał Gothan (*l. cit.*). Niemniej zbieżność przełomu florystycznego z dyskordancją wzbudza różne refleksje i nakazuje szukać związków przyczynowych między tymi zjawiskami, na co zwrócił też uwagę R. Potonié (patrz dyskusja po referacie A. Jachowicza 1961).

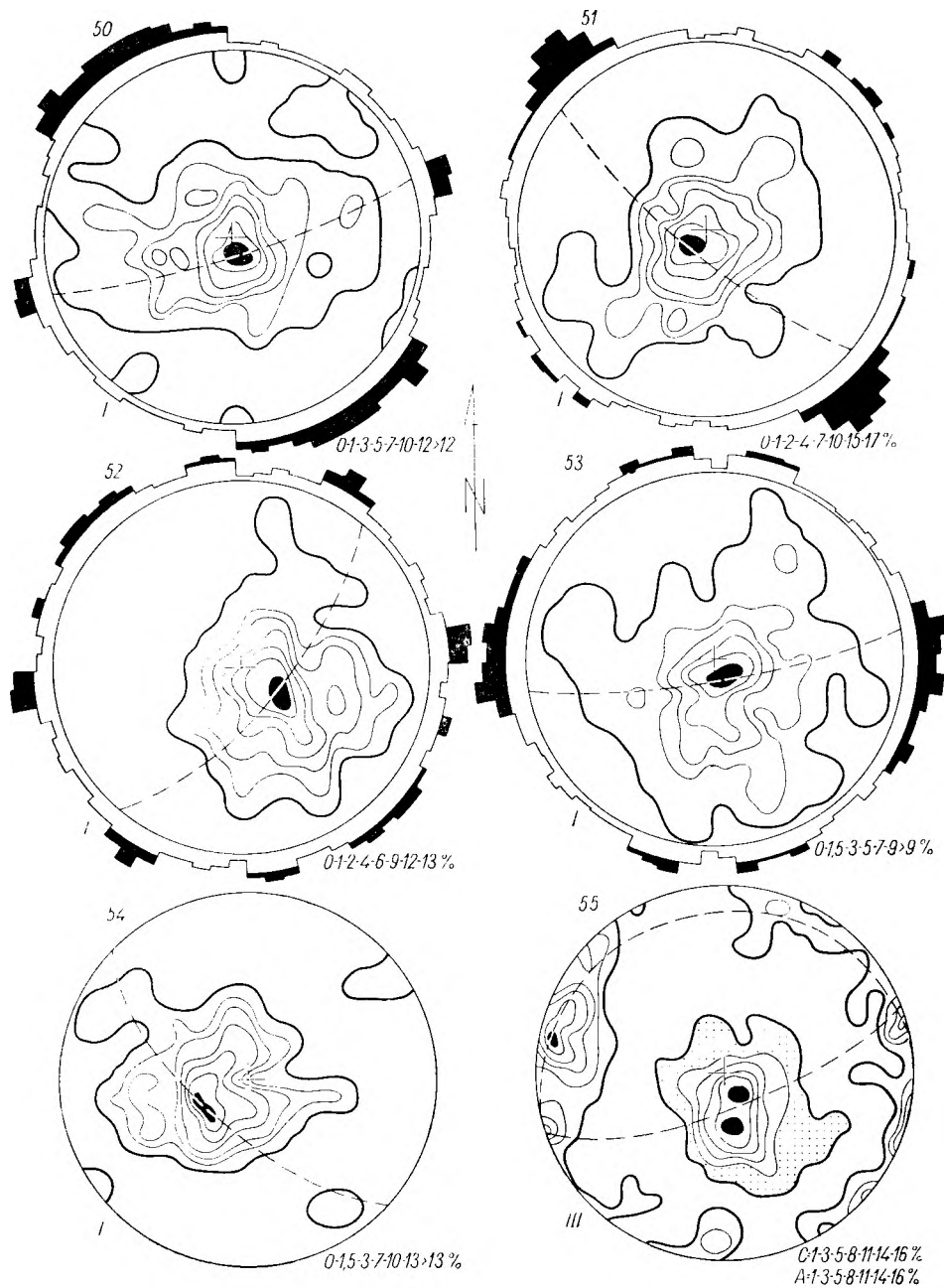


Fig. 13

Orientacja otoczków w zlepnięcach z warstw białokamięskich
Orientation of pebbles in conglomerates of the Biały Kamień beds

W odniesieniu do zagadnień dotyczących stosunku warstw białokamięskich i wałbrzyjskich w rejonie wałbrzyjskim, nowe światło na ten temat rzucają badania T. Góreckiej (1962). Wynika z nich że spągowa część warstw białokamięskich odpowiada namurowi B, tj. podpiętru niestwierdzonemu dawniejszymi badaniami, co sugerowało obecność dyskordancji. Obserwacje sedymentologiczne autora w Zagłębiu Wałbrzyjskim dają podstawy do wyciągnię-

cia wniosku, że warstwy białokamięskie spoczywają zgodnie na wałbrzyjskich i reprezentują wraz z nimi nieprzerwany proces akumulacyjny.

Co zaś dotyczy przełomu florystycznego sponowanego przez Gothana (Gothan & Gropp 1933, Gothan 1952), to należy zwrócić uwagę na coraz liczniejsze wypowiedzi nie potwierdzające jego obecności (Radchenko 1961, Stepanov *et al.* 1962, Williere 1962, Nowik 1965).

Zagadnienie warstw białokamięskich w rejonie Nowej Rudy

W rejonie noworudzkim warstwy białokamięskie znajdują się w dwu oddzielnych obszarach. Jednym z nich są okolice między Jugowem a Przygórzem, drugim zaś jest obszar między Nową Rudą a Bożkowem. W obszarze pierwszym warstwy białokamięskie kontaktują z utworami karbońskimi, a na większej przestrzeni spoczywają na warstwach wałbrzyskich. Warstwy białokamięskie obszaru drugiego spoczywają na noworudzkim masywie gabrowo-diabazowym, lub też stykają się z metamorfizmem kłodzkim. Mniej jasna jest pozycja stratygraficzna warstw białokamięskich w obszarze drugim, dlatego też poświęcimy nieco uwagi utworom pokrywającym masyw gabrowo-diabazowy.

W skład interesujących nas utworów, rozwiniętych między Nową Rudą a Bożkowem, wchodzi produkty powstałe z niszczenia skał krystalicznych, głównie gabra i diabazu, które stanowiły w większości przypadków bezpośrednie podłoże dla gromadzącego się sedymentu. Od dołu obserwujemy tu zwietrzelinę krystalicznego podłoża (eluwia), brekcje zboczowe i zlepieńce (deluwia, koluwia) oraz brązowe łupki (proluwia). Wiek tych osadów był różnie ujmowany (Dathe 1904, Bederke & Fricke 1943 Berg 1925a, Gothan & Gropp 1933, Oberc 1957a, b, Dziedzic 1958, Don 1961). W większości wypowiedzi autorzy skłaniają się do poglądu, że skały te odpowiadają interwałowi tworzenia się warstw białokamięskich i najdolniejszych warstw żaclerskich. Pewne wątpliwości co do wieku wzmiankowanych utworów musiał mieć E. Dathe (1904), uznając część z nich za dolnokarbońskie, a część włączoną przez tego autora do karbonu górnego, znalazła się w objaśnieniu do mapy geologicznej w pozycji sprzecznej z mapą. Obiekcje odnośnie do paralelizacji omawianych utworów z warstwami białokamięskimi nasunęły się również autorowi (Dziedzic 1957).

J. Don (1961), opierając się na obserwacjach własnych i uwzględniając wypowiedzi poprzedników, dopuszcza możliwość dolnodewońskiego wieku utworów spoczywających na masywie gabrowo-diabazowym. Zauważa też słusznie, że nie można ich przedstawić za pomocą tzw. normalnego profilu, ponieważ w różnych miejscach zmienia się zarówno litologia, jak i miąższość.

Wygląd zewnętrzny, słaby stopień zwietrzienia zasadowych fragmentów skalnych w zlepieńcu i większa na ogół zwięzłość osadu, odróżniają wybitnie rozpatrywane utwory od osadów środkowo-górno-karbońskich. Odnosi się wrażenie, że najbardziej upodabniają się one do niektórych odmian zlepieńcowych spotykanych w obrębie kulmu Gór Bardzkich. Odmiany

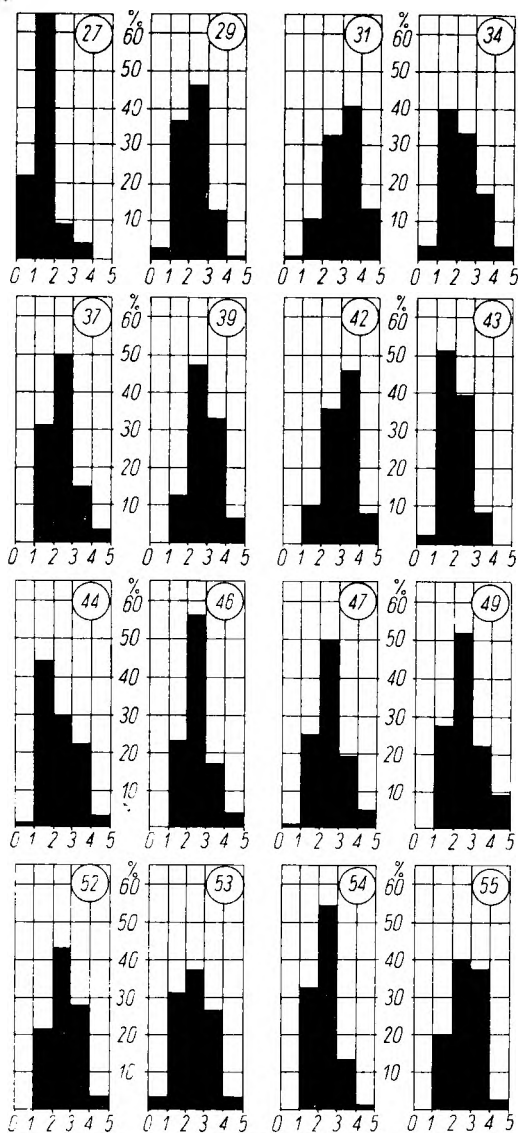


Fig. 14

Obtoczenie składników zlepieńca z warstw białokamięskich

Roundness of components of the conglomerate from the Biały Kamień beds

łupkowe brązowo zabarwione spotykałem w stropowych partiach kulmu zachodnich okolic Wałbrzycha. Można przypuszczać, że osady z okolic Nowej Rudy dzisiaj są w postaci zawdzięczają długotrwałym procesom geologicznym, przy czym okres dolnokarboński zaznaczył się głównie w procesie destrukcji i akumulacji jej produktów, a w karbonie górnym zachodziły zasadniczo zmiany chemiczne erodowanych skał i zwolnione tempo akumulacji tworzącej się zwietrzelinę. Zgodnie z tym, między podłożem krystalicznym a skałami westfalskimi leżącymi wyżej, znajdują się utwory silnie co prawda zredukowane, ale odpowiadające wyższej części dolnego karbonu i namurowi.

Utwory powstałe na masywie gabrowo-diabazowym wiążą się genetycznie w pewnej mierze z rozwojem form depresyjnych na tym podłożu, a wypełnionych omawianymi utworami. Zagadnienie powyższe rozpatrzyłem oddzielnie (Dziedzic 1965b), tak że w pracy tej ograniczę się do podania ważniejszych wniosków.

S. Bubnoff (1931) wyraził pogląd, że depresje na masywie gabrowo-diabazowym mają naturę tektoniczną, a zaznaczyły się w postaci ugięć fleksuralnych podłoża krystalicznego w czasie hercyńskich ruchów odpowiadających fazie kruszcogórskiej. W okresie asturyjskich zaburzeń zachodzić miało dalsze ich pogłębianie, dając w efekcie depresje rozdzielone progami gabrowymi lub diabazowymi.

Z obrazu powierzchniowego wynika, że osie depresji i progów mają kierunek zbliżony do równoleżnikowego. W pobliżu depresji nie obserwuje się odkształceń, dynamicznych usprawiedliwiających pogląd o ich tektonicznym powstaniu. Forma depresji, treść osadowa i sposób wypełnienia osadem, przemawiają raczej za ich erozyjną naturą. Po przeanalizowaniu takiej możliwości doszedłem do wniosku, że przedstawiają one pogrzebane kopalne doliny rzeczne (Dziedzic 1965b). Tworzyły one w okresie dewońskim zespół kanionów, którymi uchodziły rzeki lub potoki do morza górnodewońskiego, a później dolnokarbońskiego. Morskie osady tych okresów geologicznych występują dzisiaj po północno-wschodniej stronie masywu gabrowo-diabazowego, tj. w regionie bardzkim.

Pierwsze poważniejsze procesy agradujące w dolinach rzecznych zaczęły się pod koniec dolnego karbonu. Były to osady powstałe po ustąpieniu morza dolnokarbońskiego z Sudetów Środkowych. Podobnego typu osady znajdujemy też w obrębie wyższej części serii dolnokarbońskiej regionu bardzkiego. Powolne zmiany klimatyczne prowadziły do zaokrąglania i wyrównywania dawnych form erozyjnych i rozdzielających je progów. W dnach dawnych dolin gromadziły się produkty destrukcji skał krystalicznych, tworząc tu prócz powłoki zwietrzelinowej, brekcje zboczowe, zlepieńce i pstro zabarwione skały drobnziarniste. Utwory te odpowiadają okresowi przejściowemu między dolnym a górnym karbonem, na których osadzały się też łupki typu ogniotrwałych, jako produkt dalej posuniętej chemicznej przeróbki skał krystalicznych. Te ostatnie formowały się już w warunkach klimatycznych, odpowiadających okresom powstawania torfowisk karbońskich. Można przypuszczać, iż początkowe stadium tworzenia się łupków ogniotrwałych przypada na okres poprzedzający powstanie zlepieńców kwarcowych warstw wałbrzyskich. W tym miejscu należy przypomnieć, że w Zagłębiu Wałbrzyskim, występuje niegruby pokład łupków ogniotrwałych w obrębie warstw wałbrzyskich (W. Szilagyi, inf. ustna). Uwzględniając

zatem przedyskutowane zagadnienia można z dużym prawdopodobieństwem przyjmować, że seria leżąca na podłożu krystalicznym reprezentuje okres obejmujący interwał między wyższą częścią karbonu dolnego a westfalem.

WARSTWY ŻACLERSKIE

Litologia i sedymentacja

Warstwy żaclerskie stanowią nadkład warstw białokamięńskich i są z nimi ściśle zespolone. Skonfrontowanie ze sobą obszarów zajętych przez jedne i drugie warstwy, jak również ich wykształcenia litologicznego prowadzi do wniosku, że sedymentacja warstw żaclerskich w swoim wcześniejszym rozwoju uzależniona była w dużej mierze od sytuacji paleogeograficznej, jaka powstała od czasu osadzania się warstw białokamięńskich. Za takim wnioskiem przemawia wiele wskaźników, z których jako ważniejsze należy wymienić następujące:

1 — warstwy żaclerskie gromadziły się na obszarach, w których rozwijała się uprzednio akumulacja warstw białokamięńskich;

2 — w obszarach z typowo rozwiniętymi warstwami białokamięńskimi istnieje litologiczne przejście od nich do warstw żaclerskich;

3 — dolne ogniwa warstw żaclerskich niektórych rejonów (Wałbrzych, Ludwikowice Kłodzkie) stanowią górną część cyklu osadowego warstw białokamięńskich;

4 — akumulacja niższych warstw żaclerskich (westfal A, warstwy lampertickie) (Holub, Prouza & Tasler 1965) następowała w basenach, których powstanie przypada prawdopodobnie na okres tworzenia się warstw białokamięńskich (okolice Żaclefa);

5 — w okolicach, w których brak jest warstw białokamięńskich (mimo że są warstwy wałbrzyskie i stefañskie), nie ma również warstw żaclerskich (Wolibórz).

Dalsze przesłanki, potwierdzające paleogeograficzny związek warstw żaclerskich i białokamięńskich, wynikają z kierunków sedymentacyjnych omówionych w dalszej części pracy.

Na wstępie krótkiej charakterystyki warstw żaclerskich podkreślić trzeba szerokie rozprzeszczenie tych utworów w całej niecce śród-sudeckiej. Ich wychodnie śledzić można począwszy od okolic Bożkowa na wschodzie, po okolice Lubawki na zachodzie. Dalsze ich przedłużenie spotykamy na terytorium Czechosłowacji między Żaclefem a Hronovem. Na odcinku tym od południowego zachodu graniczą one przeważnie z utworami młodszymi wzdłuż dyslokacji. Niewielki fragment warstw żaclerskich ukazuje się ponownie na terytorium Polski w okolicach Kudowy spoczywając tu na krystalicznym podłożu.

Procentowy udział głównych typów petrograficznych

Nazwy skał i minerałów	Numery i lokalizacja					
	60	62	64	67	68	71
	Kuźnice na E od stacji	Kuźnice na NE od stacji	Wałbrzych „park Sobie- skiego”	Sobiecin w pobliżu przecięcia szosy z linią kolejową	Sobiecin przekop ko- lejowy	Glinik wawóz do Kamionki
Kwarcyt i łupek kwarcytowy	33	24	32	43	24	30
Kwarc	27	35	35	53	59	52
Lidyt	13	4	2	—	3	7
Porfir	10	14	16	1	4	3
Porfiroid	6	—	—	—	—	—
Piaskowiec	—	1	1	1	—	3
Łupek krzemionkowy	3	3	1	—	1	1
Łupek łyszczkowy	1	—	—	—	—	—
Zlepieniec kwarcowy	1	—	3	—	1	—
Gnejs	1	9	5	1	—	1
Granit i aplit	3	7	4	—	4	—
Łupek grafitowy	—	2	—	—	—	—
Migmatyt	—	1	—	—	1	—
Silicyt	—	—	—	—	1	—
Amfibolit	—	—	1	—	—	—
Nieoznaczone	2	—	—	1	2	3
	100	100	100	100	100	100

Na podstawie geograficznego rozprzestrzenienia można wnosić, że w okresie osadzania się warstw żaclerskich nastąpiło wydatne poszerzenie obszaru akumulacji. Obszar ten nie był jednorodny, ponieważ zależnie od okolicy zmienia się miąższość osadu oraz jego litologia, zwłaszcza jeśli chodzi o stosunek osadów klasycznych do fitogenicznych. Nie ulega natomiast dużej zmianie skład petrograficzny osadów gruboziarnistych.

Ze względu na charakter warstw żaclerskich obszar zajęty przez te osady podzielić można na dwie zasadnicze kategorie. Do jednej należałyby rejonu uprzywilejowane w osady fitogeniczne, drugą natomiast kategorię reprezentowałyby takie okolice, gdzie warstwy żaclerskie rozwinięte są przeważnie w postaci skał grubiej ziarnistych.

Rejonami, w których rozwinęła się sedimentacja fitogeniczna są po stronie polskiej okolice Wałbrzycha i Nowej Rudy. W części pozostałej, przewarstwienia węglowe są skąpo reprezentowane albo ich brak i wobec dużej monotonii paralelizacja poszczególnych wydzieleni w obrębie tej serii jest trudna.

W okolicach zaliczanych do kategorii pierwszej niższa część warstw żaclerskich wykazuje w grubszych zarysach jednolity profil. Wyróżnia

się tu dolną i górną grupę węglową, które są rozdzielone piaskowcami z wkładkami zlepieńców. W wyższej części warstw żaclerskich stwierdza się zmiany. W pewnych rejonach, niezależnie od kategorii obszaru, dostrzega się gruboziarniste zlepienie. Znajdują się one w okolicy Nowej Rudy, Ludwikowic Kłodzkich, Głuszycy i Kuźnic Świdnickich. W rejonie noworudzki (okolice Nowej Rudy — Ludwikowice Kłodzkie) zaznacza się prócz tego wyraźny arkozowy charakter osadu, a w zlepieńcach pojawiają się silnie zwietrzałe gnejsy (tabl. 3). W osadzie gruboziarnistym tego rejonu pojawiają się bardzo liczne okazy skrzemieniałych pni drzewnych (Dziedzic 1959).

Odpowiedniki wspomnianych gruboziarnistych zlepieńców zdają się występować również po stronie czeskiej w okolicach Hronova (zlepienie hronovskie) oraz w rejonie Krenova (zlepienie krzenowskie).

Gruboziarnistych zlepieńców ani też wyraźniejszej zmiany litologicznej osadu nie można natomiast wykazać w okolicach Siemnicy, Wałbrzycha i na W od Jabłowa. Warto natomiast zaznaczyć, że drobnoziarniste wkładki w wyższych częściach warstw żaclerskich wykazują zabarwienie brązowoczerwone. Utwory takie obserwowałem w okolicach Drogosławia,

Tabela 3

w otoczkach zlepieńców warstw żaclerskich

odsłoneńc									
72	75	76	77	78	80a	81	82	83	86
Wałbrzych na W od tunelu N. Ruda Wałbrzych	Jedlina Zdr. na S od zakreću szosy	Glinica na E od zakreću toru kolej. Jedlina—Jedlinka	Rybnica Mała w dnie potoka	Grzmiąca k/tartaku	Głuszycza na NE od miejscowości	Sokołec na W od południowego krańca miejscowości	Ludwikowice na W od szybu Waclaw	Ludwikowice k/szybu Waclaw	Nowa Ruda na E od szybu Piast
21	37	29	49	45	48	10	38	26	40
62	46	46	26	46	44	78	50	60	56
6	3	3	7	8	2	10	3	2	3
1	—	1	5	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1	1	1	—	—	3	—	—	2	1
—	—	2	2	—	—	1	—	2	—
1	1	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	4	1	—	—	—	—	—
3	2	4	—	—	—	—	4	5	—
1	4	9	5	—	—	—	1	—	—
—	—	—	—	—	—	—	2	3	—
—	2	—	—	—	—	—	—	—	—
4	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1	4	5	2	—	3	1	2	—	—
100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Ludwikowice Kłodzkich, Sierpnicy, Wałbrzycha i Szczepanowa.

Z dokonanego przeglądu wynika, że pod koniec westfalu w sedymentacji zarysowały się pewne zmiany. Nie były one tak wyraźne w niższym westfalu, jakkolwiek w literaturze zwraca się uwagę na niespokojną sedymentację okresu westfalskiego, wyrażającą się zanikaniem jednych, a pojawianiem się drugich odmian litologicznych w obrębie niewielkiego nawet obszaru (Bubnoff 1931, Bederke & Fricke 1943).

Intraformacyjne struktury deformacyjne

Deformacyjne struktury z okresu sedymentacji należą do zjawisk raczej rzadko spotykanych w utworach górnego karbonu badanego obszaru. Dwa przypadki takich struktur zarejestrowałem w dolnej części warstw żaclerskich, odsłoniętych w przekopie kolejowym niedaleko stacji Kuźnice Świdnickie. W odkrywce odsłonięty jest ciągly profil od zlepieńców po wkładki węglowe. Przejście od skał gruboziarnistych odbywa się przez piaskowce drobno- i równoziarniste, liściaste łupki, mułowce i gleby stygmariowe. Gleby stygmariowe obfitują

w kłacza stygmarii tkwiące, w przybliżeniu prostopadle do warstwowania, w łupkach. W piaskowcach i piaszczystych mułowcach zachowane są różnorodne typy warstwowania, z których obok równoległego do uławicenia, najpospolitsze wydaje się być warstwowanie nieckowate. Warstwowanie tego typu tworzy zazwyczaj drobne i na ogół płaskie struktury, co wiąże się z drobnoziarnistym osadem. Jeśli grubość ziarna wzrasta, wówczas warstwowanie nieckowate osiąga większe rozmiary i w przypadkach takich szerokość niektórych nieckowatych form przekracza 0,5 m. Takie większe formy nieckowate obserwowałem w ławicy, w której zachowały się struktury deformacyjne.

Struktury deformacyjne występują w tej samej jednostce stratygraficznej w odległości nie przekraczającej 10 m. Utrwalone zostały w ławicy drobnoziarnistego piaskowca zamkniętego od dołu i góry łupkami ilastymi. W jednym z przykładów, w dolnej części ławicy piaskowca, występuje typ warstwowania nieckowatego o szerokości poprzecznej 0,6 m. W podłożu ławicy piaskowca zjawia się także warstwowanie, lecz na mniejszą skalę i sedyment przechodzi w równoległe warstwowanie łupki. W nadkładzie ławicy zawierającej strukturę deformacyjną

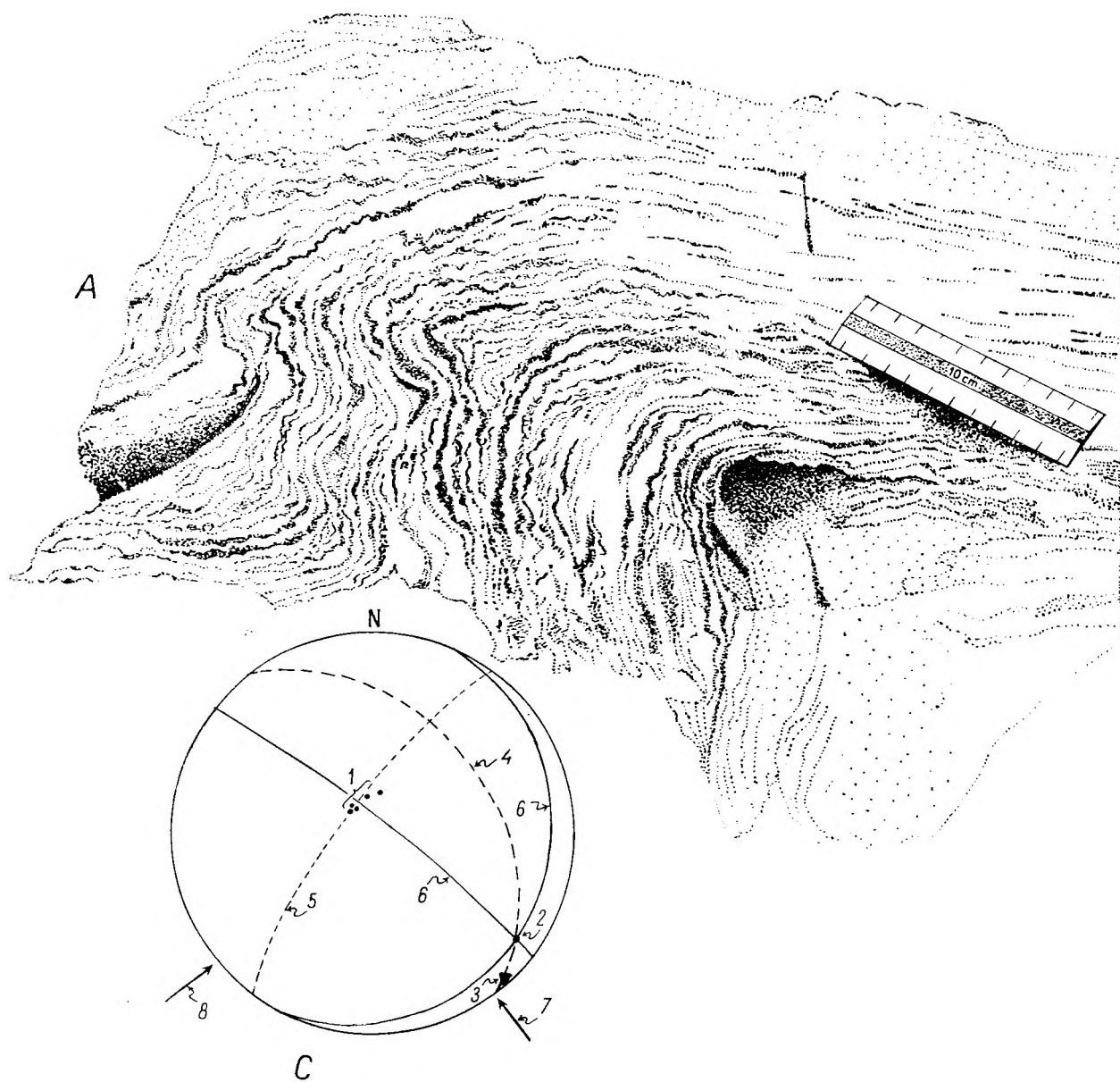
wśród łupków występuje cienka warstwa piaskowca.

Budowa wewnętrzna struktur utworzonych w czasie deformacji jest charakterystyczna dla zjawisk towarzyszących przemieszczaniu się świeżego i nawodnionego osadu. Poszczególne warstewki biorące udział w przemieszczaniu wykazują zawiły deseń bądź to naśladując, bądź też odbiegając od sfałowania warstewek przyległych. Konwergencja niektórych z nich w pobliżu „przegubów antyklinalnych” powstałych fałdów pozwala wnioskować, że pierwotnie były to warstewki ułożone skośnie. Lekko sklepiony nadkład ponad „przegubem fałdu” (fig. 15, A) wskazuje, że ruch odbywał się pod nieznacznym przykryciem.

Struktura fałdu przemawia za tym, że górna część ławicy przemieszczała się w kierunku

wschodnim (na rysunku w kierunku lewym) szybciej od części dolnej. W przykładzie drugim (fig. 15, B), przemieszczanie osadu w dolnej części wywołało ugięcie i marszczenie się bezpośredniego nadkładu.

W najbliższym sąsiedztwie opisywanych struktur deformacyjnych zanotowano obecność niezaburzonego skośnego warstwowania. Zmierzono również azymut i kąt nachylenia osi podłużnej nieckowatej depresji z nieckowatym warstwowaniem. Po uwzględnieniu stopnia wychylenia warstw stwierdzono, że skośne warstewki nachylają się ku północnemu zachodowi i ku północy pod kątem 13° – 17° , natomiast oś nieckowatej depresji opada pod kątem 2° w kierunku północno-zachodnim. Dane powyższe informują o osadzaniu się sedymentu pod wpływem wód płynących ku północnemu zachodowi.



Zestawiając na projekcji pomiary odnoszące się do utworzonego fałdu oraz obserwacje zebra-
ne w niezaburzonych strukturach osadowych
zauważa się pewne współzależności (por. pro-
jektacja na fig. 15, C). Z projekcji wynika, że
normalne skośnego warstwowania (1) pokrywa-
ją się z kołem zonalnym (5) osi fałdu. Oś fałdu
(2) nachylona jest w przybliżeniu w tym samym
kierunku, lecz o 10° stromiej niż oś depresji
nieckowatego warstwowania (3). Płaszczyzna
osiowa fałdu (4) nachylona jest pod kątem 44°
w kierunku południowo-zachodnim. Wymienio-
ne dane prowadzą do wniosku, że w rozwoju
struktur konwolucyjnych pewną rolę odegrały
istniejące w osadzie powierzchnie strukturalne
z okresu sedymentacji. Oś fałdu konwolucji
rozwickała się mniej więcej równoległe do osi
nieckowatej depresji, a jej nachylenie dopaso-
wywało się do skośnego warstwowania.

Północno-wschodni azymut przemieszczania
postdepozycyjnego, przy północno-zachodnim
kierunku transportu materiału w czasie osadza-
nia, wskazuje na formowanie się struktur kon-

wolucyjnych w osadzie znajdującym się w po-
bliżu południowo-zachodniego brzegu rynny
wypełnionej wodą. Uruchomienie materiału
nastąpiło pod nieznacznym przykryciem i przy
zwalnionym tempie przepływu. Na korzyść
takiej interpretacji przemawia wyłączenie, zazna-
czające się w ilasto-mułkowcowym nadkładzie
struktury deformacyjnej. Jest przeto możliwe,
że opisywane struktury powstały w wyniku
opadnięcia lustra wody i zmian hydrodynamicz-
nych w osadzie zasobnym w wodę.

Zbliżone struktury deformacyjne do omówio-
nych opisywane były ze współczesnych osadów
przybrzeżnych i rzecznych, a także były odtwa-
rzane laboratoryjnie (Mc Kee 1938, Mc Kee,
Reynolds & Baker 1962a, b, Emery 1945, Ste-
wart 1956, Harms, Mac Kenzie & Mc Cubbin
1963, Soliman 1964). Przy tłumaczeniu struktur
deformacyjnych w utworach przybrzeżnych
zwraca się uwagę na rolę zmian objętościowych
powietrza zawartego i wpędzanego w osad przy
wahadłowej akcji słabych fal przypluwowych.
Mechanizm tworzenia się deformacji, opisywa-

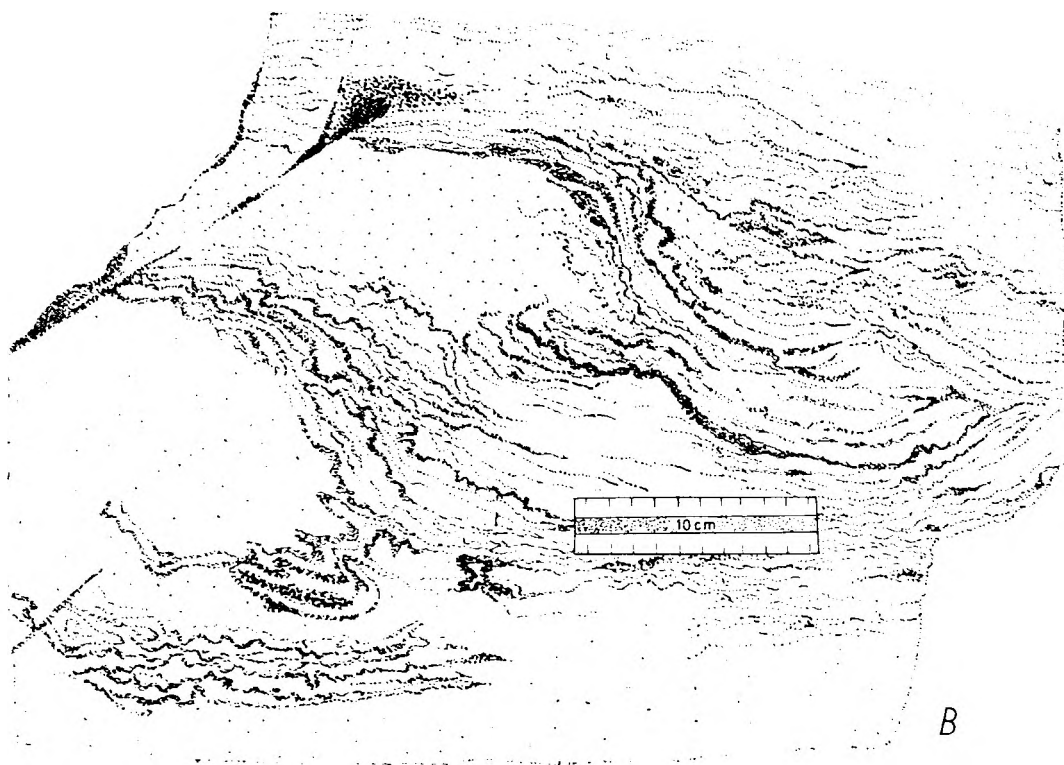


Fig. 15 A, B i C

Struktury deformacyjne z okresu sedymentacji

C — koło projekcyjne z naniesionymi: 1 — normalne skośnego warstwowania, 2 — oś fałdu konwolucyjnego, 3 — oś podłużna rynny z nieckowatym skośnym warstwowaniem, 4 — płaszczyzna osiowa fałdu konwolucyjnego, 5 — koło zonalne osi fałdu konwolucyjnego, 6 — skrzydła fałdu konwolucyjnego, 7 — kierunek transportu w czasie osadzania, 8 — kierunek ruchu postdepozycyjnego

Deformation structures from the period of sedimentation

C — circle projection showing: 1 — normals of cross bedding, 2 — axis of convolute fold, 3 — longitudinal axis of channel with trough-like cross bedding, 4 — axial plane of convolute fold, 5 — zonal circle of the axis of convolute fold, 6 — limbs of convolute fold, 7 — transport direction during deposition, 8 — post-depositional direction of movement

nej w tej pracy, wiązał się przypuszczalnie ze wzrostem ciśnienia wody zawartej w piasku izolowanym warstwą mułu, w czasie szybkiego spadku poziomu wody. Byłyby to zatem okoliczności zbliżone do tych, jakie suponuje Harms Mac Kenzie & Mc Cubbin (1963), w wyjaśnieniu niektórych współcześnie się tworzących rzeźbnych struktur deformacyjnych.

Kierunki transportu

Materiał, dotyczący wędrowki sedymentu warstw żaclerskich, zebrano w odkrywkach naturalnych między Wałbrzychem a Nową Rudą. Zachodnie obramowanie niecki nie zostało uwzględnione z powodu zakrycia terenu. Z tych samych względów brak również danych z obszaru między Sokolcem a Głuszycą. Przy pracach terenowych główny nacisk położono na obserwacje ułożenia otoczków w zlepieńcowatych piaskowcach, uwzględniając jednocześnie i inne wskaźniki kierunkowe transportu zawarte w osadzie.

Przechodząc do omówienia materiału faktycznego należy zaznaczyć, że kierunki trans-

portu osadu zmieniały się w miarę jak je śledzimy w profilu pionowym warstw żaclerskich. Wahania kierunków są szczególnie wyraźne na terenie Zagłębia Wałbrzyskiego. W dolnych partiach kierunki nawiązują do obserwowanych w warstwach białokamięskich, natomiast w wyższych horyzontach zaznaczają się zmiany w kierunkach przemieszczania materiału osadowego. W związku z tym dla Zagłębia Wałbrzyskiego celowe będzie omówienie kierunków transportu, uwzględniając przybliżone położenie odkrywek względem spągu warstw żaclerskich.

Kierunki przemieszczania sedymentu, wynikające z ułożenia otoczków w zlepieńcach dolnych partii warstw żaclerskich, przedstawiono na fig. 16 i 17. Figura 16 ilustruje materiał zebrany w okolicach Kuźnic Świdnickich, zaś fig. 17 dotyczy odkrywek znajdujących się w parku Sobieskiego w Wałbrzychu. Diagramy informują o północnym wektorze transportowym niezależnie od miejsca obserwacji, co przypomina wyniki otrzymane z warstw białokamięskich. Wśród materiału klastycznego zwłaszcza w okolicach Kuźnic Świdnickich zauważa

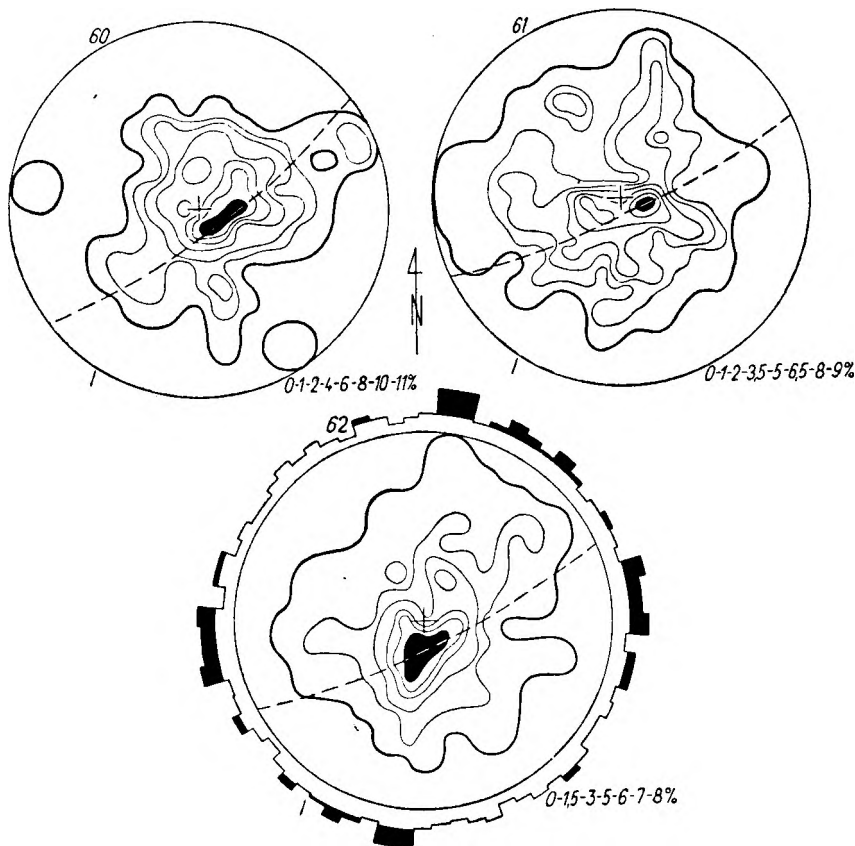


Fig. 16

Orientacja otoczków w zlepieńcach z dolnej części warstw żaclerskich okolic Kuźnic Świdnickich

Orientation of pebbles in conglomerates from the lower part of the Zacler beds in the vicinity of Kuźnice Świdnickie

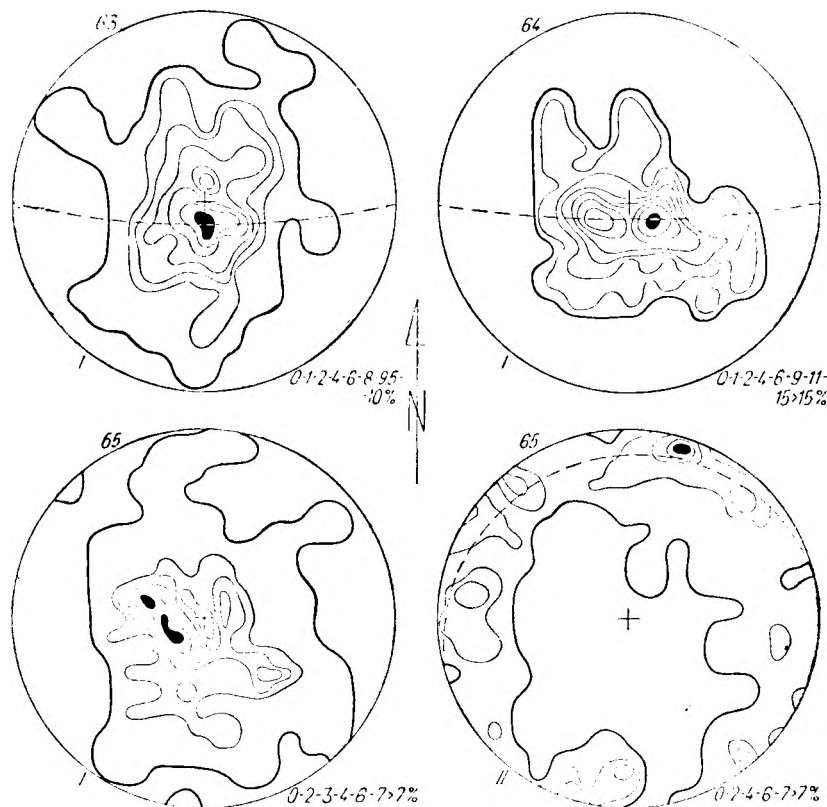


Fig. 17

Orientacja otoczków w zlepieńcach dolnej części warstw żaclerskich okolic Wałbrzycha

Orientation of pebbles in conglomerates from the lower part of the Zacler beds in the vicinity of Wałbrzych

się domieszkę szarych granitów oraz skał przypominających porfiroidy (por. tabela 3).

W dwu odkrywkach zlepieńcowatych piaskowców, znajdujących się na południowym krańcu Parku Sobieskiego, obserwowano pojedyncze okazy skrzemieniałych pni drzewnych. Skamieniałości te wyglądem przypominają okazy spotykane w innych miejscach niecki śródsudeckiej. Ich powierzchnia jest gładka, a w przekroju poprzecznym mają kształt elipsoidalny, o dłuższej osi ułożonej mniej więcej zgodnie z powierzchnią uławicenia. Wymiary przekrojów poprzecznych wynoszą 57 cm × 25 cm i 52 cm × 23 cm. Kierunek i kąt nachylenia jednego z okazów względem spoziomowanej warstwy wynosi 10/5°. Drugi okaz ułożony jest w azymucie 55°. Położenie dłuższych osi skrzemieniałych pni drzewnych nawiązuje do kierunków transportu, obliczonych z ułożenia otoczków w zlepieńcach warstw żaclerskich tej okolicy.

Nieco inaczej przedstawiają się kierunki sedymentacyjne w wyższych partiach warstw żaclerskich. Notujemy tu zmiany w porównaniu z omówionymi wyżej (fig. 18 i 19). Diagram 66 (fig. 18) sporządzony został z pomiarów uzyska-

nych w odkrywce znajdującej się na S od Kuźnic Świdnickich. Wskazuje on na przemieszczanie ku zachodowi. Dane uzyskane z tej odkrywki należy jednakże traktować z pewną rezerwą, ponieważ odsłonięcie przecięte jest kilkoma drobnymi uskokami, w związku z czym mogły zajść pewne dodatkowe rotacje warstw, trudne jednak w identyfikacji. Niezaburzona jednoskośna symetria diagramu nie zaprzecza takiej ewentualności a wskazuje jedynie, że analizowany mały wycinek nie doznał wtórnych zaburzeń.

Uporządkowanie otoczków w zlepieńcowatym piaskowcu okolic Sobięcina przedstawia diagram 67 na fig. 18. Deseń diagramu wykazuje symetrię zbliżoną do rombowej, w związku z czym kierunek przemieszczania osadu nie może być odczytany z orientacji otoczków. W ławicy, w której przeprowadzono obserwacje nad ułożeniem składników, można miejscami zauważyć skośnie nachylone warstewki. Ślady skośnego warstwowania są jednak bardzo nieznaczne i słabo podkreślone, by mogły być spożytkowane przy ocenie kierunku przepływu prądu. W tej samej odkrywce w odległości kilkunastu metrów odsłania się dobrze rozwi-

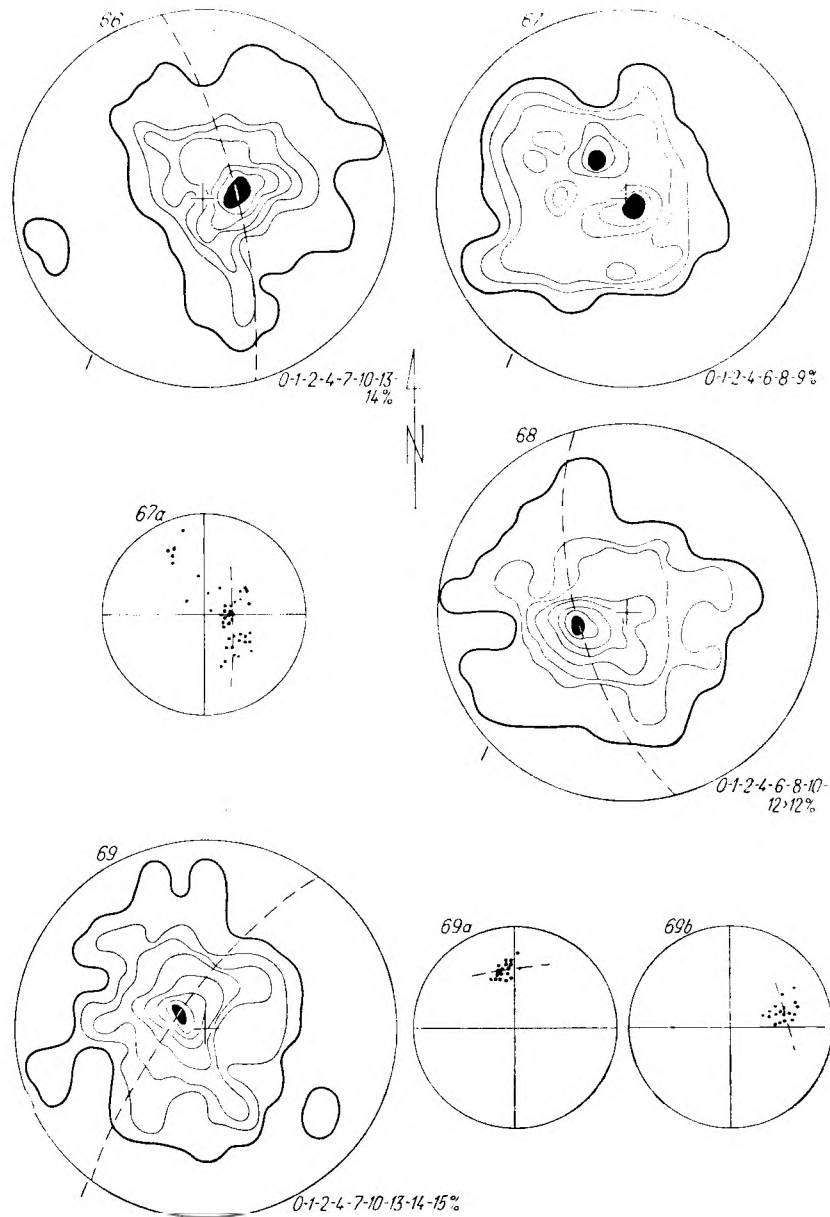


Fig. 18

Orientacja otoczków i skośnego warstwowania w zlepieńcach górnej części warstw żaclerskich okolic Kuźnic Świdnickich i Sobięcina

Orientation of pebbles and cross bedding in conglomerates from upper part of Zaclef beds in the vicinity of Kuźnice Świdnickie and Sobięcin

nięte przeważnie pełne przekątne warstwowanie, które zestawiono na projekcji punktowej (fig. 18, nr 67a). Z projekcji wynika wschodni kierunek przemieszczania osadu. Sądzę, że powierzchnie skośnego warstwowania wpłynęły na uporządkowanie otoczków, stając się przyczyną rombowej symetrii diagramu nr 67. Podobne zjawiska notowałem (Dziedzic 1964) w arkozie żaltmańskiej (CSRS), w której spotyka się miejscami klasycznie rozwinięte skośne warstwowania. Obserwacje tam poczynione potwierdziły poglądy znane z literatury (Brinkmann 1955,

Kalterherberg 1956), że w skośnie warstwowanych osadach grubsze składniki maksymalnym swym przekrojem dopasowują się do powierzchni osadzania. Jeśli skośnie warstwowanie jest słabo wyrażone, a kąt nachylenia mały, wówczas składowe wynikające z grawitacji i transportu kompensują się, w wyniku czego otoczki dążą do ułożenia horyzontalnego, a deśen diagramu zbliża się do symetrii rombowej. Przeto w odkrywce z okolic Sobięcina o kierunku transportu można wnosić na podstawie skośnego warstwowania.

Kolejnym miejscem, gdzie analizowano uporządkowanie otoczków w zlepieńcach warstw żaclerskich, był zachodni skraj głębokiej wcinki przy linii kolejowej Wałbrzych — Kuźnice Świdnickie. Dane z tej odkrywki przedstawia diagram nr 68 na fig. 18, z którego wynika przemieszczanie materiału skalnego w kierunku wschodnim, z lekkim odchyleniem ku północy.

Nieco wyższe poziomy warstw żaclerskich spotykamy w centralnej części Zagłębia Wałbrzyskiego. Obserwacje przeprowadzono tu w kilku odsłonięciach, z których położone w pobliżu dworca kolejowego Wałbrzych Fbr. za-

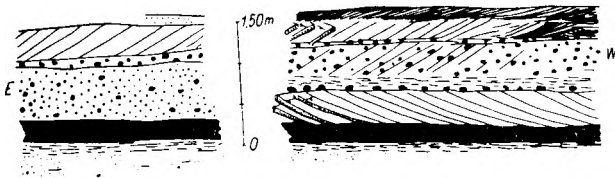


Fig. 19

Przykład zmienności azymutów i kąta nachylenia skośnego warstwowania w warstwach żaclerskich okolic Wałbrzycha

Example of the variability of the azimuths and inclination angle of cross bedding in Zacleř beds of the vicinity of Wałbrzych

sługuje na bliższe omówienie. W spągu odsłoniętego tutaj profilu występują drobno- i średnioziarniste zlepieńce barwy czerwonawej, na których spoczywają piaskowce o grubym ziarnie i uławiceniu. Piaskowce zakończone są od góry cienką warstwą węgla. Nad pokładem węgla leżą z kolei gruboziarniste piaskowce, rozdzielone w środkowej części zlepieńcem wyklinowującym się ku wschodowi. W środkowej i zachodniej części odkrywki w piaskowcach i zlepieńcach występuje skośne warstwowanie. W części wschodniej skośne warstwowanie zaznacza się tylko w piaskowcach leżących nad zlepieńcem. Rzeźba i kierunki nachylenia skośnych warstewek różnią się między sobą. W piaskowcach spoczywających na wkładce węgla skośne warstewki dochodzą styczniście do dolnej powierzchni ławicy, gdy powierzchnia górna jest ścięta i wyznaczona przez sznurowo ułożone otoczkami (fig. 19). W zlepieńcach i piaskowcach leżących powyżej zaznacza się torrencjalny typ skośnego warstwowania (tabular planar cross stratification, Mc Kee 1962). Obserwacje powyższe wskazują, że w czasie depozycji utworów leżących powyżej wkładki węglowej kierunek transportu zmieniał się. W międzyczasie

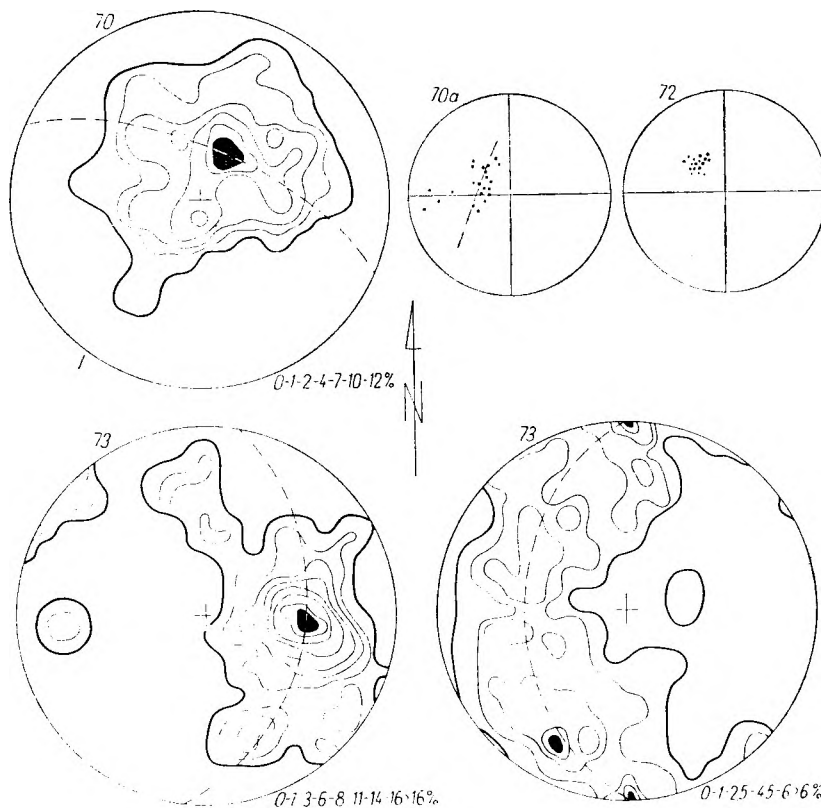


Fig. 20

Orientacja otoczków i skośnego warstwowania w górnej części warstw żaclerskich okolic Wałbrzycha

Orientation of pebbles and cross bedding in upper part of Zacleř beds from the vicinity of Wałbrzych

górną powierzchnią ławicy uległa erozji przez płynącą wodę, której pozostałością są pojedyncze otoczaki ułożone na ściętej powierzchni. Dalsza akumulacja zachodziła już w wodzie stojącej, kiedy to osadzały się drobnoziarniste piaszkowce z falistymi powierzchniami warstw. Na obszar powstałego nadržecznego rozlewiska ze

stojącą wodą wtargnąć musiał dość silny prąd wodny, który gwałtownie tracąc szybkość w wodzie stojącej deponował materiał żwirowy w postaci warstewek torrencjalnych. Przykłady podobnego typu warstwowania (tabular-planar cross stratification) odtwarzane były eksperymentalnie (Mc Kee i Sterrett 1961, *fide* Mc Kee

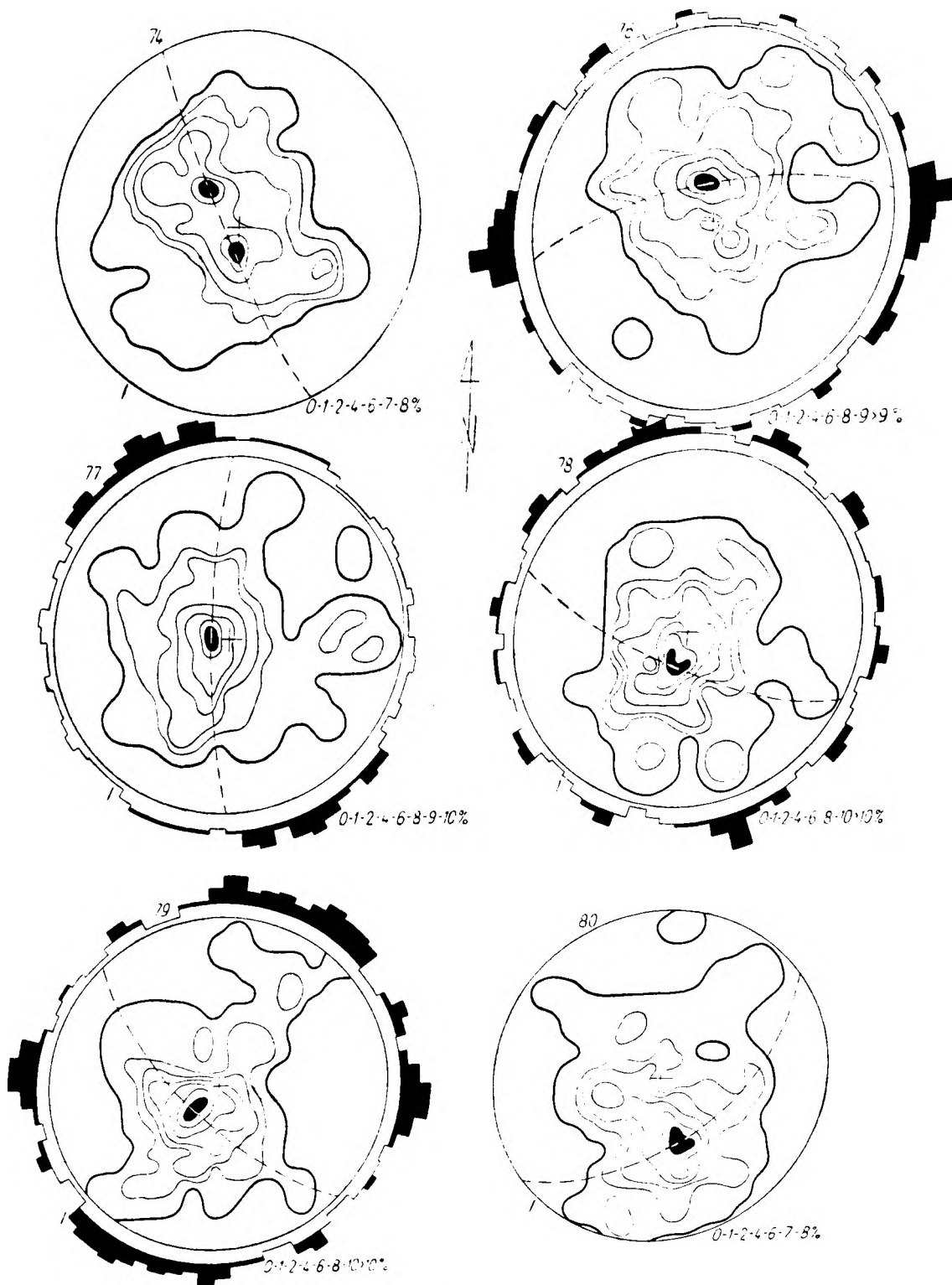


Fig. 21

Orientacja otoczków w zlepieńcach warstw żaclerskich między Jedliną Zdrojem a Głuszycą

Orientation of pebbles in conglomerates of the Żaclęf beds between Jedlina Zdrój and Głuszyca

1962). Zmniejszający się kąt skośnego warstwowania w wyższych ławicach naszej odkrywki pozwala przypuszczać, że szybkość prądu stopniowo malała (Picard 1953). Można o tym również na podstawie deponowanego materiału, który ku górze staje się coraz to drobniejszy. Sądząc po grubości skośnie warstwowanych ławic można przyjąć, że głębokość wody w której osadzały się zlepieńce i niżej leżące pia-

skowce, wynosiła conajmniej 0,5 m. Po osadzeniu zlepieńców woda uległa wyraźnemu spłyceciu.

Z opisanego przykładu wynika, że przemieszczanie materiału nie pozostawało bez zmian. Jeśli uwzględnimy zlepieńce z podłoża omawianych osadów, to z orientacji otoczków można wnioskować o transporcie w azymucie 120° (fig. 18, nr 69). Skośne warstwowanie

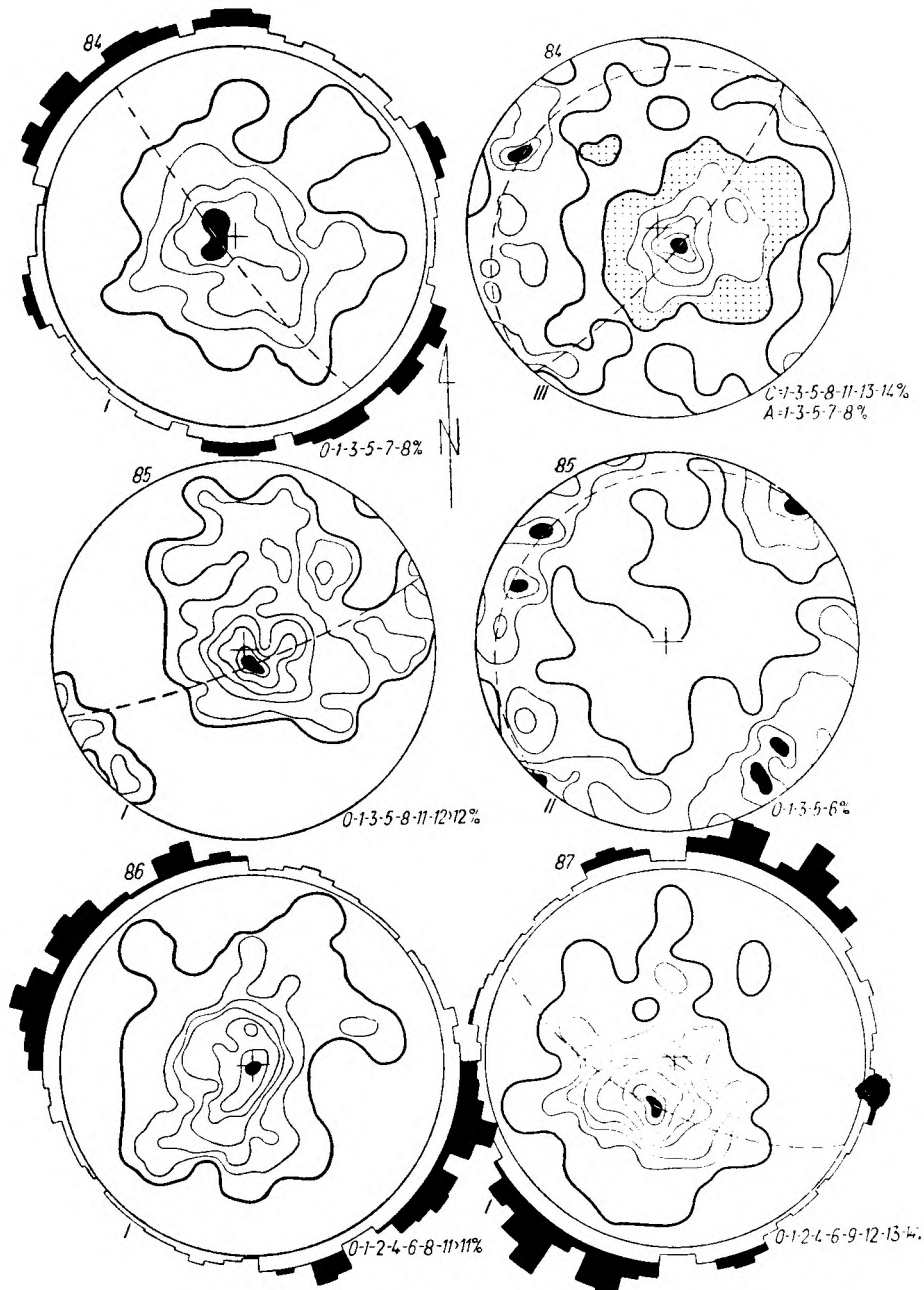


Fig. 22

Orientacja otoczków w zlepieńcach z warstw żaclerskich między Ludwikowicami Kłodzkimi a Nową Rudą

Orientation of pebbles in conglomerates from the Žacler beds between Ludwikowice Kłodzkie and Nowa Ruda

w piaskowcach spoczywających na warstwie węgla wskazuje na transport ku północy (fig. 18, nr 69a). Wyższe partie sedimentu łącznie z przewarstwieniem zlepieńcowym były transportowane w kierunku wschodnim, z nieznacznym odchyleniem ku północy (fig. 18, nr 69b).

Inne kierunki sedymentacyjne stwierdzamy w odkrywce położonej niespełna 1,5 km na południowy wschód od opisanej uprzednio. Utwory piaszczyste i zlepieńcowate stanowiące ich nadkład należą również do wyższych partii warstw żaclerskich. Obserwowana tu pełna przekątna laminacja drobnoziarnistych piaskowców wskazuje na prąd deponujący skierowany w azymucie 292° (fig. 20, nr 70a). Orientacja przestrzenna składników zlepieńca leżącego w nadkładzie wyznacza transport od północnego wschodu (fig. 20, nr 70).

W okolicy Podgórze w Wałbrzychu, w opuszczonym kamieniołomie piaskowca, nieliczne warstewki pełnego skośnego warstwowania wskazują na północno-zachodni kierunek przemieszczania sedimentu (fig. 20, nr 72). Zachodni kierunek transportu wykazuje też uporządkowanie otoczków w zlepieńcu odsłoniętym w odległości 1 km na wschód od centrum Wałbrzycha (fig. 20, nr 73).

W okolicach między Jedliną Zdr. a Głuszycą dostrzegamy zmiany kierunków sedymentacyjnych w porównaniu z Zagłębiem Wałbrzyskim. W okolicy Jedliny Zdr., na wschód od obszaru zajętego przez skały wulkaniczne, stwierdzamy kierunek północno-wschodni (fig. 21, nr 74), południowy w rejonie Glinicy (nr 76) i wschodni w okolicy Rybnicy Małej (nr 77). Między Grzmiącą a Głuszycą, przeważa transport od południowego zachodu w zachodniej części obszaru (fig. 21, nr 78—79) oraz z południowego wschodu w partii wysuniętej ku wschodowi (fig. 21, nr 80).

W rejonie między Ludwikowicami Kłodzkimi, Jugowem i Drogosławiem, zaznaczają się kierunki transportu od południowego zachodu (Ludwikowice Kłodzkie, fig. 22, nr 83) oraz południowego wschodu (Jugów, Drogosław, fig. 22, nr 84, 85). Deseń na diagramie nr 85 pozwala przypuszczać, że składniki zlepieńca uległy częściowej reorientacji pod wpływem inaczej skierowanego prądu.

Uporządkowanie składników zlepieńca w warstwach żaclerskich w pobliżu Nowej Rudy pozwala wnioskować o przemieszczaniu osadu w kierunku północno-wschodnim (fig. 22, nr 86, 87).

Wnioski paleogeograficzne

Warstwy żaclerskie w niecce śródsudeckiej cechują się na ogół jednostajnością wykształcenia litologicznego. W różnych odcinkach terenu zmienia się jednakże zarówno ich grubość, jak

i stosunek skał drobnoziarnistych do grubiej ziarnistych. Można o tym wnioskować na podstawie map geologicznych, jak również dawniejszych i nowszych publikacji (Bubnoff 1931, Bederke & Fricke 1943, Augustyniak 1963, 1964). Wnioski i uogólnienia wynikające z porównywania miąższości warstw żaclerskich, a odnoszące się do większego obszaru, powinny być jednak traktowane z pewną ostrożnością, z uwagi na możliwość zaburzeń dyslokacyjnych, nie zawsze łatwych do zauważenia w monotonnym osadzie, jak również ze względu na umowny charakter granic z warstwami spągowymi i stropowymi. Jak już nadmieniano, zwłaszcza dolna granica nie wszędzie jest zbyt wyraźna, a w niektórych miejscach to samo odnosi się też do granicy górnej.

Rozpatrując warstwy żaclerskie w tych granicach jak się to dotychczas przyjmuje można wskazać, że w czasie sedymentacji obszar akumulacyjny poszerzył się. Zaznacza się to na obszarach peryferycznych. Wraz z poszerzeniem basenu sedymentacyjnego partie centralne stawały się obszarami akumulacji fitogenicznej. Warunki tej akumulacji nie były wszędzie jednakowe, co wynika z rozprzeźnienia i miąższości grup węglowych. Jeśli pominiemy rejon noworudzki i żaclerski, które wraz z okresem westfalskim przekształciły się w baseny optymalnej akumulacji roślinnej, to można zauważyć, że na pozostałym obszarze warunki depozycji nie wiele się zmieniły w porównaniu ze starszą sedymentacją karbońską.

Na uwagę zasługuje zagłębie wałbrzyskie, gdzie obserwujemy pełny profil górnego karbonu, a warstwy żaclerskie mają w nim poważny udział. W wyższej części warstw żaclerskich tego zagłębia brak gruboziarnistych zlepieńców, znanych z innych części niecki śródsudeckiej. Zamiast nich dostrzega się cienki pokład węgla. W tym samym mniej więcej położeniu stratygraficznym w okolicach Kuźnic Świdnickich obserwujemy zlepieńce. Dane powyższe pozwalają przypuszczać, że w okresie sedymentacji wyższych części warstw żaclerskich, centralna część Zagłębia Wałbrzyskiego była w pewnej mierze odizolowana od reszty niecki śródsudeckiej. Założenia takie zdają się potwierdzać również kierunki transportu.

W rozdziale poprzednim wskazano, że na terenie zagłębia transport osadu zmieniał się w miarę przechodzenia w wyższe partie warstw żaclerskich. W dolnej części kierunki przepływu potoków i strug wodnych nawiązywały do hydrografii z okresu osadzania się warstw białokamięskich. Na obszar zagłębia spływały wówczas potoki od strony południowej, transportując w okresach powodziowych pnie drzewne łącznie z materiałem gruboklastycznym. Z biegiem czasu obszar musiał ulegać deniwelacjom, wpływającym na przekształcenie sieci hydrograficznej. Wnioskujemy o tym z kierunków

transportowych, które układają się w tak sugestywny obraz względem obszarów zajętych dzisiaj przez skały wulkaniczne, że nasuwa się przypuszczenie iż obszary te ulegały powolnemu spiętrzaniu. Ponieważ spiętrzanie przypada z jednej strony na rejon wulkanitów obrzeżających Zagłębie Wałbrzyskie od wschodu, a z drugiej strony na obszar porfiru Chełmca, przeto podejrzenie o związek przyczynowym istniejącym między rozkładem powierzchniowych strug wodnych a formowaniem się w głębi ciał magmowych, nabiera cech prawdopodobieństwa. Jeśli przypuszczenie powyższe jest słuszne, to można sądzić, że już w czasie akumulacji niższej części warstw zaclerskich Zagłębia Wałbrzyskiego zarejestrowały się oznaki wskazujące na ożywienie się wgłębnym przemieszczeń magmowych. Były to prawdopodobnie początkowe stadia rodzącego się wulkanizmu, nie ujawniającego się wprawdzie na powierzchni, lecz dające znać o sobie w akumulowanym sedymentacie.

Dochodzimy przeto do wniosku, że przeważająca część osadów westfalskich Zagłębia Wałbrzyskiego gromadziła się w obliczu uaktywnionych wgłębnym ognisk magmowych, które określili można mianem kryptowulkanizmu. (Dziedzic 1965c). Prawdopodobnie ten właśnie typ wulkanizmu był przyczyną ograniczonej działalności efuzywnej, a wzmożonych procesów hydrotermalnych. Odwrotne stosunki istniały w dobie wulkanizmu permskiego, kiedy to przeważał wulkanizm powierzchniowy przy jednoczesnym osłabieniu zjawisk hydrotermalnych. Brak wyraźnych śladów wulkanizmu powierzchniowego w Zagłębiu Wałbrzyskim skłaniał do przyjęcia, że wulkanizm w tym rejonie rozpoczął się na pograniczu westfalu i stefanu i sięgał z przerwami do wulkanizmu permskiego (Bubnoff 1924, Berg 1925a, Petrascheck 1938, Kozłowski 1963) lub, że jest wieku górnwestfalskiego (Grocholski 1962). Porfir Chełmca niektórzy autorzy wiążą nawet z wulkanizmem permskim (Zimmermann 1922, Petrascheck 1938).

Ożywienie się wgłębnym przemieszczeń magmowych na obszarze Zagłębia Wałbrzyskiego prowadziło do powolnego wydymania się niektórych jego partii. Podobne zjawiska bardzo powolnego spiętrzania się reliefu na skutek wnikania ciał magmatycznych rejestruje się współcześnie na obszarze Indonezji (Bemmelen van 1949).

Szybsze podnoszenie notowano w Japonii (Yagi 1953). Przykłady takie opisywano również ze starszych formacji (Bucher 1933, Williams 1941).

W Zagłębiu Wałbrzyskim podnosiły się wschodnie peryferie obszaru, czego wyrazem jest mniejsza grubość i zmienna litologia warstw zaclerskich w porównaniu z partią centralną. Z lokalnym wypiętrzeniem się terenu

wiązać należy wyklinowywanie się grup węglowych w kierunku wschodnim i południowo-wschodnim, o czym donosi E. Bederke (Bederke & Fricke 1943). Wypiętrzeniu podlegał jednocześnie obszar zagłębia w rejonie masywu Chełmca i jego południowo-wschodnich odgałęzień, tak że zarysowały się dwa zbiorniki akumulacyjne (fig. 33, D). Jeden z nich znajdował się w centrum Zagłębia Wałbrzyskiego, drugi natomiast obejmował obszar między Kuźnicami Świdnickimi a Gorcami. W pierwszym korzystniejsze warunki dla akumulacji roślinnej istniały w czasie tworzenia się dolnej części warstw zaclerskich, a w drugim powstały one w wyższej części tych warstw. Wniosek taki podyktowany jest tym, że w wyższych częściach westfalu zbiornik północny otoczony był obszarami o tendencjach podnoszących, które to obszary otaczały go na kształt pierścienia. W obszarze dźwigającym się mogło nawet dochodzić do niszczenia wcześniej osadzonych utworów, a w każdym razie wielce utrudniona była akumulacja sedymentu, który usuwany był do partii środkowej zbiornika. W samym zbiorniku materiał klastyczny stwarzał ograniczone możliwości dla koncentracji osadu organicznego. Pod tym względem korzystniejsze warunki musiały istnieć w zbiorniku południowym, który zarysował się na zewnątrz zbiornika centralnego. Na obszar tego ostatniego zbiornika nie dotarł już grubszy materiał klastyczny osadzony pod koniec westfalu, a deponowany w zbiorniku południowym i obszarach leżących na wschód od Zagłębia Wałbrzyskiego.

Przedstawione wnioski, dotyczące okoliczności w jakich gromadziła się poważna część osadów westfalskich w Zagłębiu Wałbrzyskim skłaniają do przyjęcia, że ruchliwość podłoża wywołana była wgłębnymi przemieszczeniami się mas magmowych. Ponieważ przemieszczenia te kierowały procesami sedymentacyjnymi, przeto nie wydają się być następstwem sedymentacji, lecz jej przyczyną.

Podobnych przyczyn rozwoju sedymentacji westfalskiej można się dopatrzeć również w okręgu noworudzkim. W utworach westfalskich tego okręgu, rejestrował S. Bubnoff (1931) oznaki, nieraz bardzo słabo uwydatniające się, lecz w sumie wskazujące na niespokojną sedymentację omawianego okresu. W sedymentacji tej pod koniec westfalu zaznaczyło się krótkotrwałe lecz raptowne wahnięcie i w niedługim czasie odsłonięte zostały porfiry, dostarczające materiału okruchowego do gromadzących się osadów stefanskich. Możemy więc wnioskować, że i w tym rejonie rozgrywały się jakieś procesy przemieszczające masy magmatyczne. Zbliżone stosunki znajdujemy także w okolicach Zaclęfa, gdzie w wyższym westfalu występują wyraźne skały wulkaniczne.

Zestawiając obszary zajęte przez osadowe serie westfalskie, nie trudno zauważyć pew-

nych zależności między rozwojem tej serii a zjawiskami magmowymi. Na obszarach, gdzie zaznaczyły się przemieszczania magmowe, istnieje większe zróżnicowanie osadów ujawniające się między innymi tym, że przewarstwienia węglowe są tu liczniejsze i grubsze niż na obszarach, gdzie nie dostrzega się oznak magmatyzmu. Trudno byłoby dla tych ostatnich obszarów zakładać, że obfita akumulacja klastyczna uniemożliwiła rozwój roślinności. Zaprzecza temu miąższość osadu, która z racji wyższej sedymentacji powinna przewyższać miąższości w tych rejonach, gdzie rozwijała się sedymentacja fitogeniczna. Na naszym terenie obserwujemy raczej zjawisko odwrotne mimo, że miąższości są niekiedy pokaźne. W związku z tym nasuwa się pytanie, czy aktywność magmowa, prócz procesów natury kinetycznej (spiętrzanie jednych partii i osiadanie przyległych wskutek deficytu mas), nie przyczyniła się w pewnej mierze do wytworzenia optymalnych warunków ekologicznych dla ówczesnej wegetacji roślinnej.

UTWORY STEFAŃSKIE

Litologia i sedymentacja

W niniejszej pracy omówione będą przede wszystkim te utwory, które na dawniejszych mapach geologicznych były wydzielane jako tzw. warstwy ottweilerskie (Ottweiler Schichten), a stratygraficznie były zaliczane do piętra stefaniańskiego.

Występowanie takich samych utworów stefaniańskich stwierdziłem też między Grzmiącą a Potokiem Łomnica oraz w okolicach między Kuźnicami Świdnickimi a Starym Lesieńcem. Na obydwu wymienionych obszarach przyjmowano dotychczas istnienie warstw żaclerskich pod utworami czerwonego spągowca.

Na podstawie obserwacji rdzeni wiertniczych można nawet przypuszczać, że między Kuźnicami Św. a Starym Lesieńcem utwory stefaniańskie powinny sięgać jeszcze dalej ku północnemu zachodowi, co wynika z miąższości warstw stefaniańskich tej okolicy. Podkreślić również należy, że w okolicy Kamionki, tj. na S

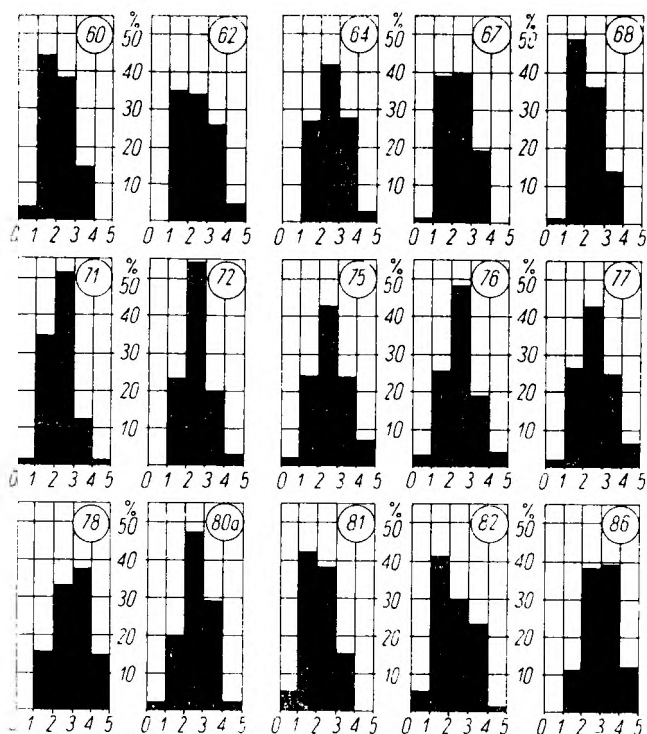


Fig. 23

Obtoczenie składników zlepieńca z warstw żaclerskich
Roundness of the components of conglomerate from Zaclerf beds

od Wałbrzycha, górną granicę utworów stefaniańskich należy przesunąć dalej ku północy w porównaniu ze znaczną na mapach geologicznych (Berg & Dathe 1910, Berg 1925b)⁷. W związku z przesunięciem tej granicy, część utworów zaliczanych na dawniejszych mapach do stefanu, należy włączyć do czerwonego spągowca. We wcześniejszych pracach (Dziedzic 1959b, 1961b), opierając się na wspomnianych mapach geologicznych doszedłem do wniosku, że w okolicy Kamionki — Unisławia brak jest starszej części (zlepienieć spagowy) czerwonego spągowca, w związku z czym przyjąłem, że sedymentacja tej formacji rozpoczyna się wyższymi poziomami

⁷ Zdanie takie wyraża również mgr J. Bareja, z którym dyskutowaliśmy problemy związane z utworami stefaniańskimi.

Fig. 24

Porównawcze profile litologiczne utworów stefaniańskich w niecce śródsudeckiej, pochodzące z okolic: I — Starego Lesieńca, II — na północ od Unisławia Śląskiego, III — Sokolca, IV — Jugowa, V — Dzikowca
1 — mułowce, 2 — piaskowce, 3 — zlepieńce (z żyłkami gipsu), 4 — zlepieńce, 5 — łupki ilaste z wkładką węgla, 1—3 — utwory stefaniańskie, 4—5 — utwory karbonu górnego starsze od stefanu (karbon produktywny)

Comparative lithological profiles of Stephanian deposits in the Intrasudetic depression from the vicinity of: I — Stary Lesieniec, II — N of Unisław Śląski, III — Sokolec, IV — Jugów, V — Dzikowiec

1 — mudstones, 2 — sandstones, 3 — conglomerates (with gypsum veins), 4 — conglomerates, 5 — clayey shales with a coal intercalation, 1—3 — deposits of the Stephanian, 4—5 — deposits of the Upper Carboniferous older Stephanian (Carboniferous productive measures)

mi (zlepieniec z Unisławia). Na podstawie materiałów wiertniczych doszedłem obecnie do przekonania, że pogląd ten jest niesłuszny, gdyż poniżej zlepieńca z Unisławia występują utwory łupkowe w części górnej, a zlepieńcowate w dolnej. Część dolna upodabnia się najbardziej do utworów, które opisywałem jako zlepieniec spągowy czerwonego spągowca (Dziedzic *l. cit.*) i za takie powinny być uważane. Seria ta była włączana do utworów stefañskich (Berg & Dathé 1910, Berg 1925b).

Wychodnie skał stefañskich naśladowują do pewnego stopnia przebieg wychodni utworów westfalskich w niecce śródsudeckiej. W niektórych jednak okolicach powierzchniowy zasięg skał stefañskich ulega wahaniom w stosunku do starszych utworów górnokarbońskich. W związku z tym wykraczają one miejscami poza zasięg warstw żaclerskich (Wolibórz), a gdzie indziej cofają się w stosunku do wspomnianych warstw (zachodnie skrzydło niecki śródsudeckiej). Ogólnie można przyjąć, że utwory stefañskie zajmowały nieco mniejszy obszar niż warstwy żaclerskie.

Wyszczałenie litologiczne stefanu jest na ogół jednolite. Dotyczy to zwłaszcza północno-wschodniego skrzydła niecki śródsudeckiej, gdzie obserwujemy częste przeławianie się

skał mułowcowych ze zlepieńcami. Wydzielenie w tym zespole jakichś większych jednostek litostratigraficznych jest raczej trudne. Można jednakże stwierdzić, że w dolnych partiach serii stefañskiej przeważają skały grubiej ziarniste, w wyższych natomiast częstsze są przeławicenia drobniejszego sedymentu. Przeławicenia te stanowią jednak nieznaczny procent w porównaniu ze skałami o grubszym ziarnie. Piaskowce są w utworach stefañskich prawie nieobecne i ograniczają się do bardzo nielicznych i cienkich przewarstwień.

W celu zobrazowania stosunku ilościowego skał drobno- i gruboziarnistych w utworach stefañskich niecki śródsudeckiej na obszarze między Starym Lesieńcem na zachodzie a Dzikowcem na wschodzie załączam ich profile litologiczne, które miałem sposobność sporządzić w czasie prac terenowych (fig. 24). Profile otwarte ku dołowi i górze wskazują na brak obserwacji, dlatego też nie mogą one służyć do porównywania miąższości utworów stefañskich. W tych miejscach, gdzie pomierzono kąty upadu warstw wielkości uzyskane podano u góry profilu. Regionalny układ warstw przedstawiono na profilach w ten sposób, że upady w azymutach 90—270° zaznaczono nachyleniem warstw

Procentowy udział głównych typów petrograficznych

Nazwy skał i minerałów	Numery i lokalizacja					
	90	91	92	94	96	97
	Lubawka w pobliżu granicy	Glinik na W od środka miejscowości	Glinik północny skraj miejscowości	Glinik zejście szos Rybnica L. Unisław-Wałbrzych	Kamionka północny koniec wsi	Sokolec na SE od miejscowości
Kwarc	32	72	71	44	60	45
Kwarcyt i łupek kwarcytowy	41	6	6	31	3	11
Lidyt	1	14	11	11	11	5
Łupek krzemionkowy	—	8	5	1	20	—
Porfir	10	—	4	10	1	39
Gnejs	—	—	—	—	—	—
Granit, apłit, pegmatyt	3	—	—	—	—	—
Diabaz, gabro	—	—	—	—	—	—
Piaskowiec, zlepieniec, łupek	3	—	3	2	4	—
Szarogłaz	—	—	—	—	—	—
Łupek łuszczkowy	8	—	—	1	—	—
Amfibolit	1	—	—	—	—	—
Keratofir	—	—	—	—	—	—
Silicyt	—	—	—	—	1	—
Fyllonity, kataklazyty	—	—	—	—	—	—
Syderyt ilasty	—	—	—	—	—	—
Nieoznaczona	1	—	—	—	—	—
	100	100	100	100	100	100

w lewo, pozostałe natomiast nachylone są w prawo.

Granica utworów stefańskich z dolnopermskim nadkładem nie jest ostra. Przyjęto ją w tym miejscu, gdzie zanikała zielonawa barwa skał, a dominujące stawało się czerwone zabarwienie. Taką samą zasadę zachowałem przy sporządzaniu profilów (fig. 24), przy czym utwory zaliczane w tej pracy do stefańskich, rozpoczynają się poniżej linii odwzorowującej kąt nachylenia warstw.

Z załączonych profilów wynika, że główną masę skalną stanowią zlepience przewarstwione mułowcami. Spoiwo zlepieńców jest przeważnie ilaste, w niektórych partiach ilasto-żelaziste. Wielokrotnie obserwowałem w tych ostatnich skupienia pirytu.

Zlepience są z reguły drobnoziarniste do średnioziarnistych. Gruboziarniste odmiany zlepieńców są raczej rzadko spotykane, a obserwowałem je w okolicy Dzikowca; większe otoczaki występujące w zwietrzelinie spotykałem też między Nową Rudą a Słupcem, oraz w pobliżu szybu Jan w Słupcu. Procentowa zawartość rozmaitych skał wchodzących w skład zlepieńców stefańskich zmienia się w zależności od położenia geograficznego. Odnośne dane przedstawia tabela 4. Z zestawienia wynika, że

największe różnicowanie składu zaznacza się w rejonie noworudzkiemu. Na obszarze położonym dalej na zachodzie materiał jest bardziej jednorodny. Prócz fragmentów porfirowych, pospolitych na całym prawie obszarze występowania skał stefańskich, zauważyć można podobny skład ilościowy do starszych warstw górnokarbońskich. W niektórych odsłonięciach, zwłaszcza na południe od Wałbrzycha, obserwuje się otoczaki kwarcu mlecznego, przypominające wielkością, pokrojem i stopniem obtoczenia te same składniki w warstwach wałbrzyskich, co nasuwa wniosek o możliwości powtórnego osadzenia materiału tworzącego starsze warstwy górnokarbońskie.

W związku z podobieństwem litologicznym skał stefańskich i żaclerskich, powstają w okolicy Wałbrzycha trudności w rozgraniczeniu obu warstw. Wydaje się jednak, że dolną granicę utworów stefańskich powinno się tu przyjmować wyżej w porównaniu ze znaczoną na mapach geologicznych. Wskazują na to obserwacje zebrane w okolicy Glinika niedaleko Wałbrzycha. W obrębie utworów oznaczonych jako stefańskie, w odległości około 425 m od ich dolnej powierzchni, znajdują się niewielkie odkrywki zlepieńców, przypominające raczej warstwy żaclerskie. Są to jasnoszare średnioziarniste zle-

Tabela 4

w otoczkach zlepieńców warstw stefańskich

odsłonięć

98	99	100	101	102	103	104	105
Nowa Ruda nad Włodzicą	Nowa Ruda koło szybu Piast	Nowa Ruda na E od miasta	Nowa Ruda rozejście drogi Słupiec-Dzikowiec	Nowa Ruda przy szosie do Słupca	kolonia Nowy Dzikowiec	Dzikowiec na W od sztolni Fortuna	Wolibórz na E od miejscowości
14	5	2	11	3	4	10	4
36	10	8	11	8	6	31	27
3	1	3	1	3	—	—	—
9	7	6	3	1	3	1	1
30	58	59	3	43	17	1	13
—	14	11	19	32	48	6	16
2	5	5	8	—	6	—	1
—	—	—	9	—	—	12	1
6	—	1	11	6	13	—	2
—	—	—	11	—	1	19	16
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	1	2	1	—	1	—
—	—	—	2	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	—
—	—	—	—	—	—	4	4
—	—	—	—	—	—	1	1
—	—	4	9	3	2	13	14
100	100	100	100	100	100	100	100

pieńce, na ogół nieźle przemyte i w miarę wyraźnie uławicone. Przeważającym składnikiem zlepieńca jest kwarc, a w mniejszej ilości występuje lityt, lupek krzemionkowy, kwarcyt i porfir (tab. 4, nr 92). W osadzie widoczne są prócz tego naloty malachitu, które obserwowalem również w odsłonięciach sztucznych wykonanych w bezpośrednim nadkładzie omawianych zlepieńców. Analiza orientacji składników zlepieńca wskazuje, że osad gromadził się w warunkach normalnego przepływu wody, dzięki czemu uporządkowanie otoczków nastąpiło według symetrii jednoskośnej (fig. 27, nr 93), różniąc się tym od ułożenia notowanego w utworach stefañskich. W rdzeniach wiertniczych, uzyskanych z bezpośredniego nadkładu w sąsiedztwie opisywanych zlepieńców, obserwowałem prócz nich brązowoczerwone i czerwone mułowce, skałę wylewną zbliżoną do melafiru oraz utwory ilaste silnie rozłożone o odcieniu fioletowym, przypominające tufity lub tufy melafirowe. Odnośnie do tych ostatnich skał, nie jest całkiem pewne czy nie są to utwory powstałe w wyniku przeobrażeń hydrotermalnych i wietrzeniowych. Pierwsza możliwość wchodzi w rachubę ze względu na obecność skały wylewnej, z którą najprawdopodobniej wiązały się roztwory zawierające miedź. Dodatkowe przeobrażenia typu wietrzeniowego nałożyć się mogły w związku z uskokami, o których można wnosić na podstawie obecności w zlepieńcach wyglądu i rys tektonicznych. Skała wylewna stanowi prawdopodobnie żyłę, związaną z późniejszym wulkanizmem. Należy bowiem zaznaczyć, że melafiry należą raczej do rzadkości w karbońskim wulkanizmie niecki śródsudeckiej.

Przystępując do dalszej charakterystyki skał stefañskich, zatrzymamy się nieco nad zabarwieniem osadu, ponieważ nie jest ono jednokowe i zdaje się być zależne od kilku czynników. Czerwone zabarwienie, jakkolwiek często się zaznaczające, nie jest jedyne i typowe dla tych skał, tylko utwory o tej właśnie barwie są łatwiej dostrzegalne. Nie mały wpływ na barwę skał ma skład petrograficzny otoczków w skałach makroklastycznych. W przypadkach gdy przeważającym elementem składowym są czerwone porfiry, wówczas skała przyjmuje odcień różowawy. Jeśli składników wspomnianych jest niewiele lub brak ich w ogóle, wówczas skały mają odcień szary i niełatwo je odróżnić od warstw żaclerskich.

Na podstawie zbadania rdzeni wiertniczych doszedłem do przekonania, że w utworach stefañskich przeważają odcienie zielonawe. Zabawieniem takim cechują się przede wszystkim grubiej ziarniste odmiany skalne. W mułowcach barwa ta ustępuje raczej na korzyść rozmaitych odcieni barwy czerwonej. W jednych i drugich odmianach skalnych pojawiają się prócz tego strefy o zabarwieniu jasnoszarym. W mułow-

cach dostrzegamy ponadto również przerosty i strefy o sinych odcieniach. Zmiana zabarwienia w mułowcach zachodzi bez widocznych różnic w samym sedymencie. Granica, wzdłuż której stykają się z sobą różnobarwne segmenty, nigdy nie jest równa ani ostra. Zazwyczaj ma przebieg zatokowy, tak że całość sprawia wrażenie, iż barwa skał powstała dzięki wtórnym przeobrażeniom. Godny podkreślenia jest fakt, że w tych przekrojach w których grubiej ziarniste osady przeławicają się z mułowcami, czerwone zabarwienie pojawia się w mułowcach, a wyjątkowo w zlepieńcach czy piaskowcach. Grubiej ziarniste osady oraz przylegające do nich bezpośrednio mułowce są zielonawe, zaś partie mułowców oddalone od kontaktu ze zlepieńcami są zabarwione czerwono lub mają nieregularne plamy w kształcie „płomieni”.

Mułowce tylko w wyjątkowych wypadkach są warstwowane. W ich obrębie nader często obserwowałem fragmenty porfirów, a czasem odłamki innych skał pojedynczo rozrzucone w osadzie. Fragmenty te i odłamki są ostrokrawędziste (por. fig. 25 i tab. 4). Niekiedy układają się one w jednej płaszczyźnie, kiedy indziej znów tworzą kilkucentymetrowe soczewki.

Zewnętrzny wygląd mułowców, ich nieregularny i szybko zmieniający się zasięg powierzchniowy, nieznaczne grubości i brak warstwowania wskazuje na to, że osady te przedstawiają przeważnie akumulację typu bagienego powstałą bądź wzdłuż nadrzecznych zalewisk, bądź też na wyrównanych partiach terenu.

Klimat okresu stefañskiego sprzyjał raczej tworzeniu się utlenionych związków żelaza i powstawaniu osadu czerwono zabarwionego. Na bardzo lokalną skałę tworzyć się też mogły sedymenty odbarwione w środowisku redukcyjnym. Proces dehydratyzacji uwodnionych tlenków żelaza przyspieszony był zapewne podwyższoną temperaturą (Dorsey 1926), tak że w rezultacie powstawały osady o barwie czerwonoawej. W procesie tym pewną rolę odegrać mogły również mikroorganizmy, o czym można sądzić na podstawie badań laboratoryjnych J. R. Vallentyne (1955). Z badań tych wynika, że czynnik bakteriobójczy (fenol, toluen) ujemnie wpływa na tworzenie się czerwonych pasm typu pierścieni Lieseganga. To samo odnosi się też do zabarwienia zielonego, wywoływanego, zdaniem autorki, obecnością zielonych bakterii chemosyntetycznych, rozwijających się pomyślnie w obecności światła.

Obserwowane dzisiaj zabarwienie skał stefañskich powstało przypuszczalnie na drodze wtórnej, w znacznej mierze wskutek redukcji trójwartościowego żelaza i odbarwienia, pierwotnie przeważnie czerwonych osadów. Za takim wnioskiem przemawiają zielone i szaro-

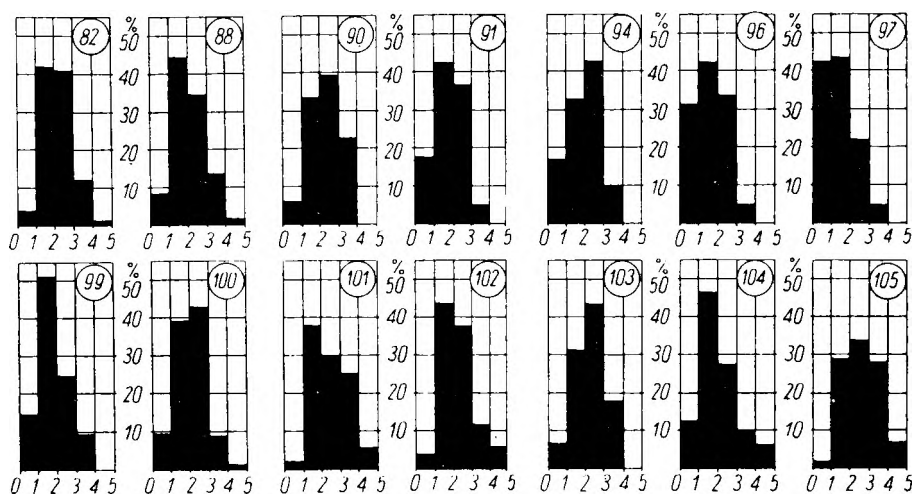


Fig. 25

Otoczenie składników zlepieńca z warstw stefańskich

Roundness of components of conglomerate from Stephanian beds

zielone barwy poziomów grubiej ziarnistych, które, zgodnie z poglądami A. I. Perelmana (1958, 1961, 1965), ujmować można jako kopalne horyzonty wodonośne. Zdaniem wymienionego autora, takie redukcyjne procesy zachodzą na skutek fluktuacji beztlenowych wód gruntowych (gleewy wody). Tlen zawarty w wodach powierzchniowych zużywał się na redukcję materii roślinnej, a być może pewien wpływ wywierały też ówczesne wody gruntowe zawarte w warstwach zaclerskich o właściwościach redukcyjnych, mieszające się z wodami zstępującymi. W mułowcach przepływ wód był ograniczony, odbywając się tylko dzięki kapilarnemu podnoszeniu i w związku z tym zmiana barwy przebiegała opornie, pozostawiając zatokową i nieregularną powierzchnię, wzdłuż której stykają się obecnie różnobarwne segmenty. W związku z ruchami wody gruntowej i procesami hydrochemicznymi, zdają się pozostawać niewielkie ilości minerałów rudnych spotykane w utworach stefańskich. Dane dotyczące zbliżonych wtórnych procesów, w wyniku których zachodziła zmiana zabarwienia oraz powstawały skupienia minerałów użytecznych, opisuje Perelman (*l. cit.*).

Kierunki transportu

Odtworzenie przybliżonego obrazu paleogeograficznego okresu sedymentacji utworów stefańskich napotyka na poważne trudności. Przyczyną tego jest przede wszystkim słabe odsłonięcie terenu. Odkrywki, w których można było studiować utwory stefańskie są nieliczne i na ogół drobne, a grupują się w rejonie Wałbrzycha i Nowej Rudy. Na pozostałym obszarze poczyniono wrywkowe obserwacje w rowach,

szybikach i rdzeniach wiertniczych. Nie małą przyczyną wspomnianych trudności jest także nieco drobniejszy charakter sedymentów klastycznych w porównaniu z osadami wcześniej omówionymi, w związku z czym nie wszędzie można było przeprowadzić obserwacje nad orientacją składników w zlepieńcach, aby dzięki temu uzyskać wskaźniki dotyczące transportu materiału osadowego. Podkreślić też trzeba, że uporządkowanie otoczków nie zawsze jest wyraźne i łatwe do interpretacji, zaś inne wskaźniki kierunkowe transportu nie są w utworach stefańskich tak liczne, aby mogły służyć omawianym celom.

Materiał dotyczący przemieszczania sedymentów przedstawię w kolejności od zachodu ku wschodowi, rozpoczynając od okolic Lu-

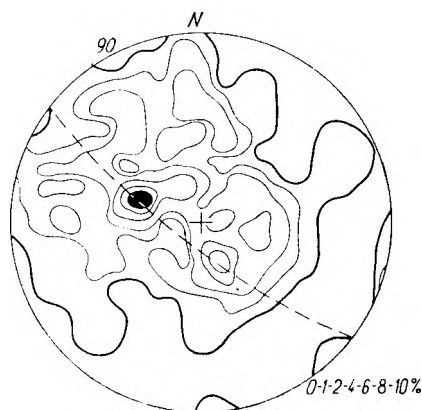


Fig. 26

Orientacja składników zlepieńca stefańskiego okolic Lubawki

Orientation of components of Stephanian conglomerate from the vicinity of Lubawka

bawki, gdzie występuje mały wycinek utworów stefańskich przedłużających się na nasz teren ze strony czeskiej. Z mapy geologicznej wynika, że utwory stefańskie rozwinięte są tu w postaci piaskowców, zlepieńców i łupków. Poniżej tych utworów występują grubiej ziarniste zlepieńce (cS), zaliczone do warstw żaclerskich jako westfal B (Berg 1940b). Wymienione utwory miałem okazję prześledzić w rowie poszukiwawczym, odsłaniającym ciągły profil od utworów stefańskich aż po wkładki węglowe warstw żaclerskich. Utwory stefańskie we wspomnianym rowie składają się z naprzemianległych zlepieńców

i mułowców. Zabarwienie skał jest zmienne, z tym że zlepieńce drobnoziarniste wykazują jasnoszarą i zieloną barwę, a wśród mułowców przeważa czerwona barwa. Przesuwając się w kierunku zlepieńców gruboziarnistych stwierdza się wzrost grubości ziarna przy jednoczesnym zwiększaniu się masy piaszczysto-żwirowej, wskazującej na słabe przemycie osadu. Tego typu skały są pospolite w utworach stefańskich północnego skrzydła niecki śródsudeckiej w związku z czym wydaje się, że przynajmniej wyższa część zlepieńców gruboziarnistych okolic Lubawki gromadziła się w wa-

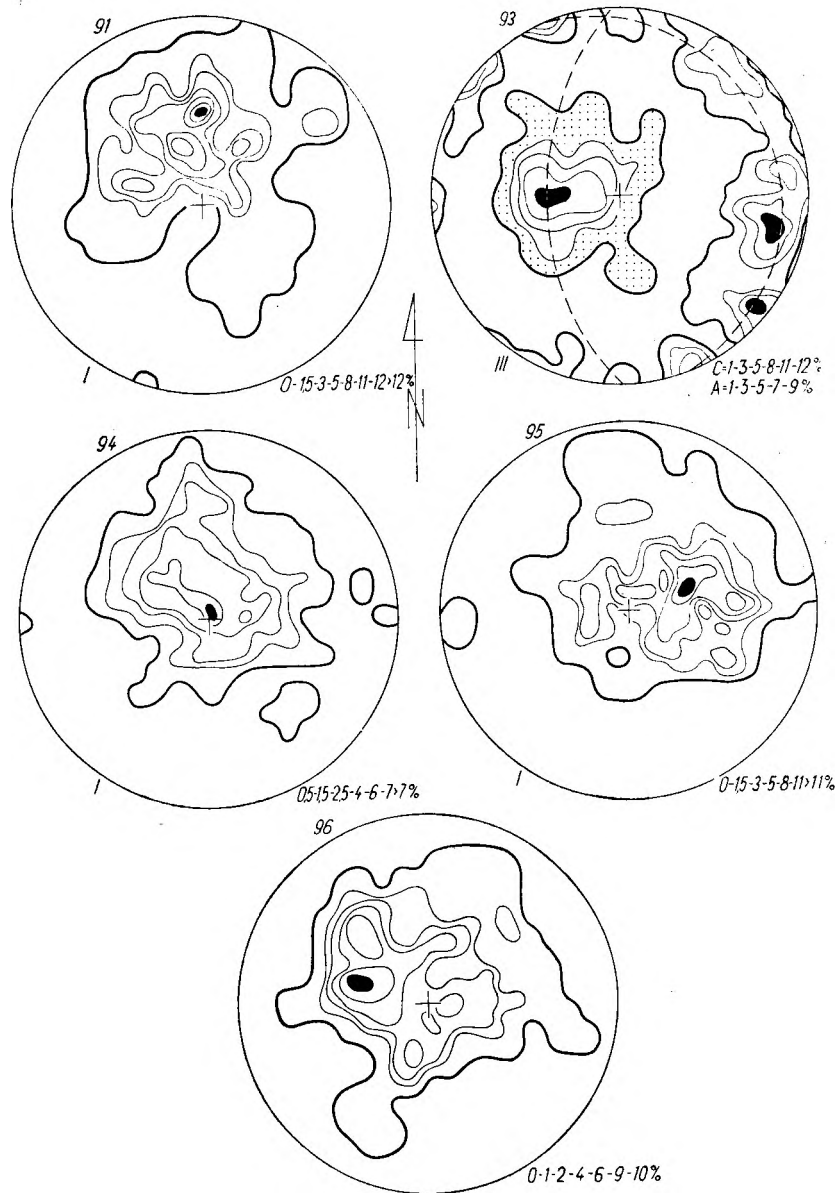


Fig. 27

Orientacja otoczków w zlepieńcach stefańskich (z wyjątkiem diagramu nr 93) rejonu Wałbrzycha

Orientation of pebbles in Stephanian conglomerates (diagram No. 93 excepted) from the region of Wałbrzych

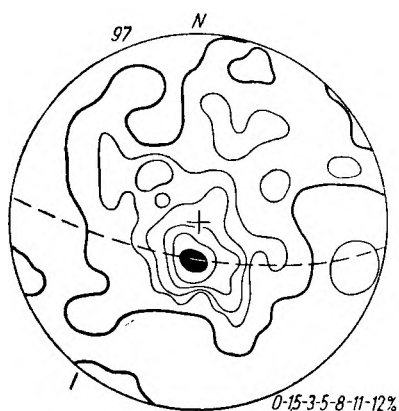


Fig. 28

Orientacja otoczków w zlepniach stefańskich okolic Sokolca
Orientation of pebbles in Stephanian conglomerates from the vicinity of Sokolec

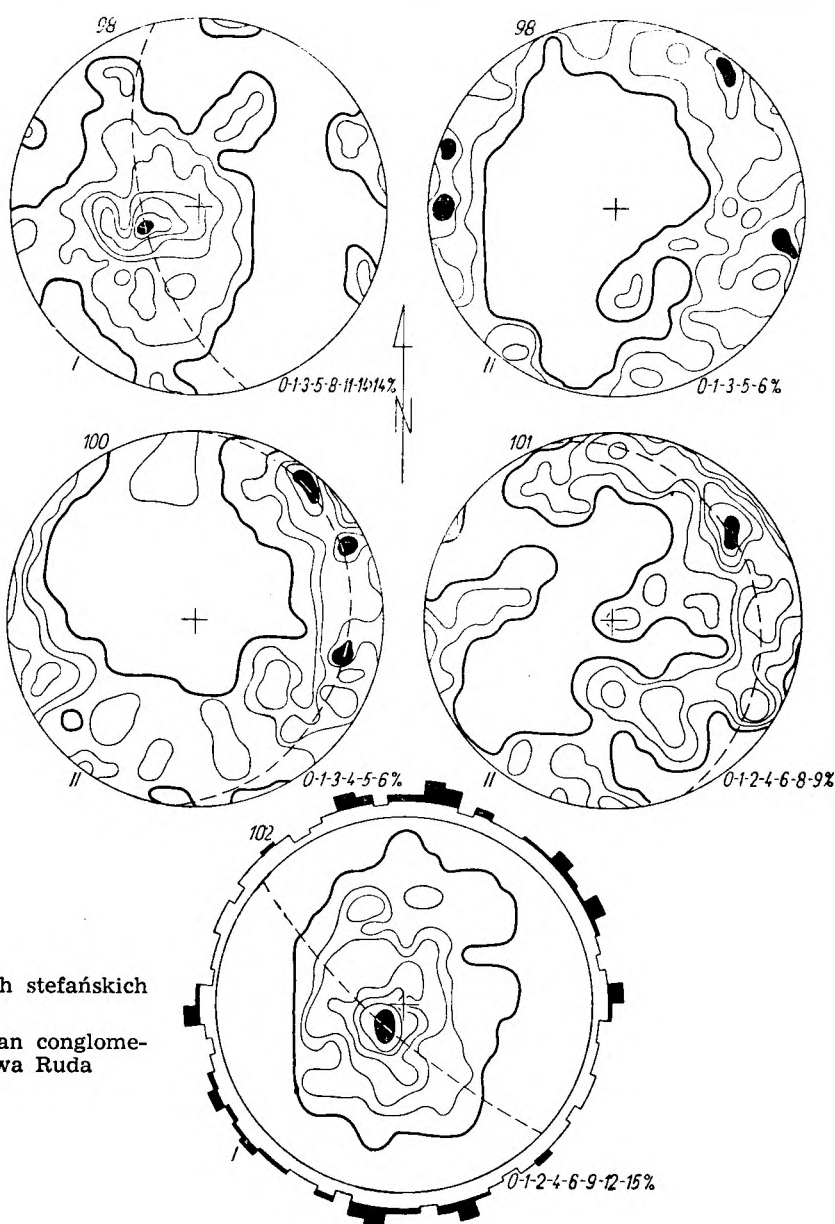


Fig. 29

Orientacja otoczków w zlepniach stefańskich okolic Nowej Rudy
Orientation of pebbles in Stephanian conglomerates from the vicinity of Nowa Ruda

runkach zbliżonych do tych, jakie panowały w okresie stefańskim. Za takim wnioskiem przemawia również sposób uporządkowania składników zlepnięcia, wykazujący symetrię trójskośną. Na podstawie diagramu nie łatwo ustalić kierunek transportu, który prawdopodobnie zachodził w kierunku północno-wschodnim, (fig. 26, nr 90).

W Zagłębiu Wałbrzyskim obserwacje nad orientacją otoczków przeprowadzono w kilku odsłonięciach między Glinikiem a Kamionką. Odnośne materiały przedstawiono na fig. 27, nr 91—96. Pomijając diagram nr 93, pochodzący z utworów które powinno się rozpatrywać jako westfalskie, pozostałe wskazują, że dużą rolę w przemieszczaniu sedymentu odgrywały potoki

splywające od północnego zachodu. W pewnych miejscach notujemy też kierunki transportu z północnego wschodu. Z rozmieszczenia kierunków transportu można wnioskować, że sieć hydrograficzna okresu osadzania się warstw stefańskich nie uległa dużej zmianie w porównaniu z tą, jaką obserwowaliśmy w wyższym westfalu.

Przechodząc do rejonu noworudzkiego można wskazać, że przemieszczanie było w pewnej mierze zależne od warunków lokalnych. Wynika to z diagramów orientacji otoczków (fig. 28—30). W okolicy Sokolca notujemy transport skierowany ku północy, a w sedymentie znaczną ilość składników porfirowych (fig. 28, nr 97, tab. 4, nr 97).

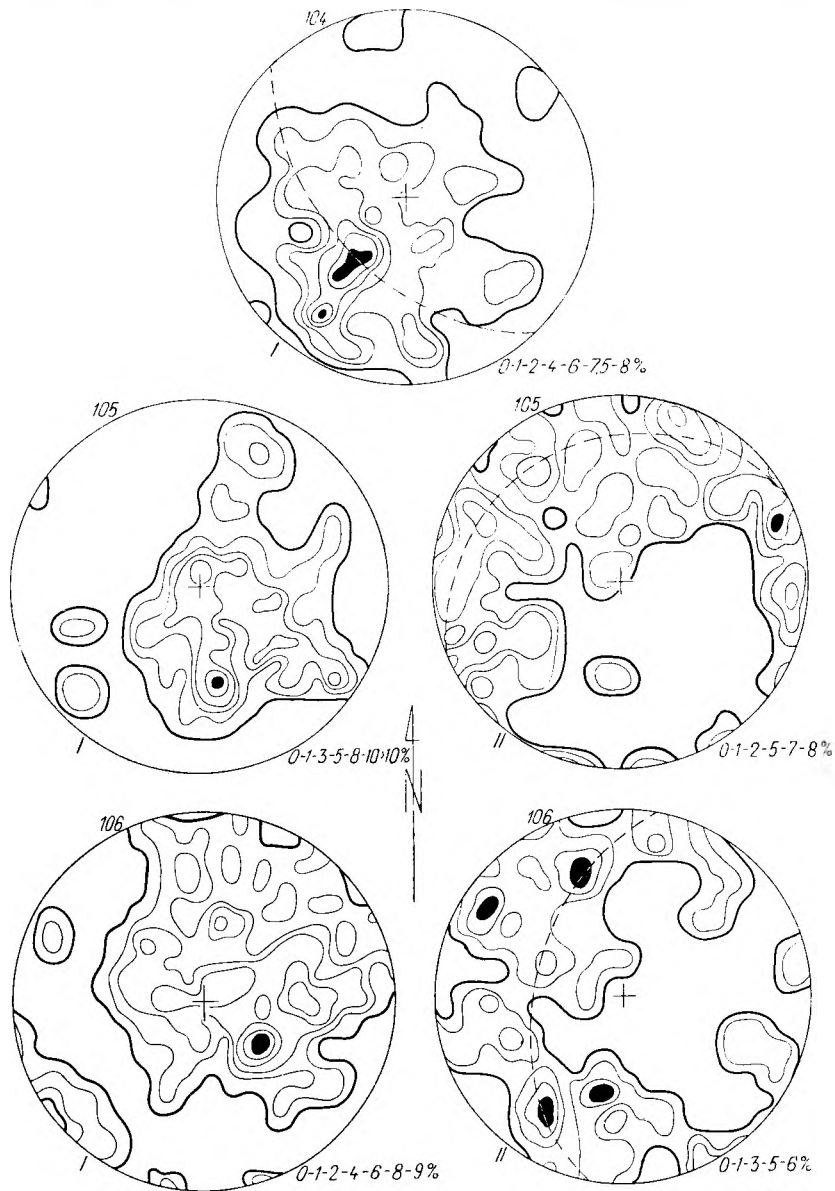


Fig. 30
Orientacja otoczków w zlepieńcach stefańskich okolic Dzikowca
Orientation of pebbles in Stephanian conglomerates from the vicinity
of Dzikowiec

W pobliżu Nowej Rudy przeważają wschodnie kierunki transportu (fig. 29, nr 98, 100 i 101), zmieniające się na północno-wschodnie (fig. 29, nr 102), w miarę przesuwania się ku południowemu wschodowi. Wraz z oddalaniem się ku południowemu wschodowi zmienia się też udział procentowy głównych typów skalnych w zlepieńcu. Początkowo liczne porfiry ustępują miejsca gnejsom (tab. 4, nr 98—103). Można by na tej podstawie wnioskować, że na przestrzeni między Nową Rudą a okolicami Sokolca zaznaczała się elewacja morfologiczna ze skałami porfirowymi, w pobliżu której gromadził

się porfirowy gruz zasilający potoki odwadniające. W okolicach Nowej Rudy oraz na południowy wschód od tej miejscowości, drenaż potoków obejmował skały metamorficzne, rozciągające się po południowej stronie obszaru depozycji. Obecność porfirów i skał metamorficznych w zlepieńcach pozwala przypuszczać, że skały wylewne albo występowały w obrębie krystaliniku, albo też dołączały się do transportu po drodze. Podkreślić też należy, że masyw gabrowo-diabazowy musiał być przynajmniej w części odsłonięty, gdyż w osadach stefańskich najbliższego otoczenia znajdujemy otoczaki

i odłamy pochodzące z tegoż masywu (tab. 4, nr 101).

W okolicach Woliborza, tzn. po północno-wschodniej stronie masywu gabrowo-diabazowego, kierunki sedymentacyjne są zmienne, ale ogólnie transport przebiegał ku pierwszemu i czwartemu kwadratowi (fig. 30, nr 104—106). Jeśli zaś chodzi o składniki zlepieńca tych okolic (tab. 4, nr 104—105), jak również w odkrywce nr 101 znajdującej się po południowo-zachodniej stronie masywu gabrowego, to podkreślić można silny stopień zwietrzenia niektórych składników.

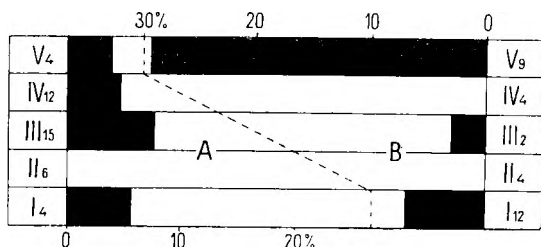


Fig. 30a

Srednia zawartość otoczków kwaśnych skał wulkanicznych w niektórych zlepieńcach karbońskich niecki śródsudeckiej

A — rejon wałbrzyski, B — rejon noworudzki, I — zlepieńce dolnokarbońskie, II — zlepieńce kwarcowe warstw wałbrzyskich, III — zlepieńce warstw białokamięńskich, IV — zlepieńce warstw zaclerskich, V — zlepieńce warstw stefañskich. Cyfry arabskie oznaczają ilość przeglądniętych odsłoneń

Average content of pebbles of acid volcanic rocks in some carboniferous conglomerates from the Intra-sudetic depression

A — region of Wałbrzych, B — region of Nowa Ruda. I — Lower Carboniferous conglomerates, II — quartz conglomerates of Wałbrzych beds, III — conglomerates of Biały Kamień beds, IV — conglomerates of Zaclerf beds, V — conglomerates of Stephanian beds. Arabian figures indicate number of examined outcrops

Odłamki gabra bądź diabazu zmienione zostały na białawą plastyczną masę z zachowaną strukturą ziarnistą. W niektórych tego typu otoczkach widać przejście do skały mniej zwietrzałej, przypominającej odmiany gruboziarnistych diabazów (Dziedziec 1965a). Otoczkami kwarcytów i skał im podobnych wykazują koncentryczne skorupy wietrzeniowe i niekiedy tylko środkowa część ma wygląd skały stosunkowo świeżej. W związku z dużymi zmianami składników zlepieńca, pewna ich część nie mogła być określona w sposób zadowalający i pewny, a niektóre składniki uznane zwłaszcza za szarogłazy, mogą budzić wątpliwości co do ich przynależności litologicznej. Można wszakże wskazać, że większość wymienionych składników nie przypomina szarogłazów dolnokarbońskich.

Zwietrzenie składników zlepieńca, o którym wspomniano, odbywało się na miejscu depozycji i prawdopodobnie wiązało się z krażeniem wód gruntowych.

Wnioski paleogeograficzne

Na podstawie przedstawionego materiału można podjąć próbę naszkicowania głównych rysów paleogeograficznych, panujących w Sudetach Środkowych w czasie stefanu. Na wstępie trzeba zaznaczyć, że akumulacja osadów stefañskich zachodziła w dość specyficznych okolicznościach, lecz niejednakowo zaznaczonych w osadach stefañskich niecki śródsudeckiej. Aby lepiej uwypuklić wspomniane okoliczności, cofnijmy się do okresu westfalskiego.

Przy omawianiu warstw zaclerskich podkreśliłem, że w obszarze na wschód od Zagłębia Wałbrzyskiego, w górnych partiach tych warstw zaznaczył się grubszy materiał klastyczny. Na tej podstawie można było wnioskować o wzroście siły transportowej potoków, wskutek czego obszar depozycji zasypany został gruboziarnistym detrytusem. Skład tego detrytusu zmienia się w miarę, jak przechodzimy ku utworom stefañskim. Zwłaszcza dobrze się to zjawisko zaznacza w rejonie noworudzki, gdzie obserwujemy składniki porfirowe, gnejsowe i gabrowe. Z wymienionych składników na uwagę zasługują skały porfirowe. Ich udział jest czasem tak duży, że skała przypomina raczej scementowany gruz porfirowy. Odłamki porfiru są ostrokrawędziste, a niektóre z nich mają znaczne wymiary (10—15 cm). Skały opisywanego typu, które można by określić mianem brekcji porfirowej, obserwowałem w rdzeniach wiertniczych obszaru położonego między Nową Rudą a Sokolcem. W odkrywkach skał stefañskich w pobliżu miasta Nowa Ruda porfiry stanowią przeważający składnik zlepieńców. Stanowi to dowód, że odsłonięte były tu porfiry, podlegające intensywnemu niszczeniu. Podkreślić należy, że wśród porfirowych odłamków, wchodzących w skład podstawowej części zlepieńców stefañskich, znajdują się też odmiany z prakryształami biotyту. Porfiry zawierające biotyt, występują prócz tego w postaci żyłowej w obrębie warstw stefañskich okolic Miłkowa, niedaleko Ludwikowic Kłodzkich. Ponieważ porfiry z biotytem nie są mi znane z obszaru wulkanitów permskich, przeto nasuwa się wniosek, że wspomniana cienka żyła porfirowa należy do wulkanizmu karbońskiego, który nie wygasł jeszcze w okresie stefañskim. Na uwagę zasługuje przy tym brak w rejonie noworudzki tułów porfirowych lub wystąpień, przypominających swym charakterem wylewy lub przebiecia powierzchniowe. Fakty powyższe skłaniają do wniosku, że obfitość gruzu porfirowego w utworach stefañskich wiązać się może z ciałami kryptowulkanicznymi, które już jako zakrzepłe zostały odsłonięte i podlegały erozji, dostarczając materiału do tworzącego się sedymentu stefañskiego.

Odsłonięcie porfirów i gabra, a także kie-

runki transportu pozwalają wnioskować, że na obszarze depozycji oraz w jego bliższym i dalszym otoczeniu zaznaczyły się ruchy. Pierwszym doraźnym impulsem tych ruchów zdają się być zaburzenia pod koniec westfalu. Po upływie pewnego czasu, potrzebnego na usunięcie starszej pokrywy karbońskiej z podnoszących się obszarów, a jednocześnie przy wzmagającym się wpływie fizycznego wietrzenia, doszło do erozji i zachowania w osadzie składników mniej odpornych na wietrzenie. W ten sposób powstał poligeniczny zlepieniec stefański rejonu noworudzkiego. O wzmagającym się wpływie suchego klimatu w okresie stefańskim pisze W. Petrascheck (1922, 1934).

W Zagłębiu Wałbrzyskim zlepience stefańskie nie wykazują dużego zróżnicowania. Obszar zajęty utworami stefańskimi wskazuje na zepchnięcie miejsca depozycji ku południowo-wschodnim partiom zagłębia, rozciągając się między obszarami zajętymi przez wulkanity, z których to obszarów spływały potoki odwadniające. Jest możliwe, że w partiach kulminacyjnych strumienie niszczyły pokrywę starszych osadów karbońskich, nie docierając jeszcze lub w niektórych tylko miejscach do skał wulkanicznych. Wskazuje na to ilościowy skład zlepieńców (tab. 4), wśród których przeważają takie składniki, jakie notowaliśmy w starszych osadach górnego karbonu, z niewielką ilością fragmentów skał wulkanicznych. Z sedymentacji warstw zaclerskich wynikało, że pewne rejony Zagłębia Wałbrzyskiego były wówczas wulkanicznie aktywne.

Z przedstawionych rozważań wynika, że na sedymentację utworów stefańskich, prócz ruchów pionowych zapoczątkowanych już w okresie westfalskim, duży wpływ miały zjawiska klimatyczne i morfologiczne. Jak już nadmieniałem, klimat piętra stefańskiego był na ogół suchszy w porównaniu z westfalskim. Opady atmosferyczne ograniczały się zapewne do nie-

których okresów z tym, że przebiegały one wówczas z większą intensywnością. W okresach takich, zależnie od rzeźby terenu i spadu powierzchni, lokalnie dochodziło do silnej erozji podłoża, a materiał przemieszczany był nawałnicowo. Wyrazem tego jest między innymi uporządkowanie składników zlepieńca, wyrażające się w większości symetrią trójskośną (Dziedzic 1964). Po okresach burzowych na obszarze depozycji tworzyły się zapewne lokalne zbiorniki wodne, rychło przekształcane w bagniska z akumulacją mułowo-bagienną. Sedymentacja tego typu przechodzi niepostrzeżenie w utwory o przeważającym czerwonym zabarwieniu, które dawniej zaliczano do czerwonego spagowca. Wydaje się jednak prawdopodobne, że zielonawy odcień spotykany w osadach stefańskich jest natury wtórnej, a powstał wskutek wahania wód gruntowych. Redukcyjny charakter tych wód wiązał się z jednej strony ze stratą aktywnego tlenu w czasie przenikania wód atmosferycznych w głębsze poziomy, a z drugiej strony z górnokarbońskim podłożem obfitującym w materiał organiczny. Górna powierzchnia zasięgu filtracji obniżała się coraz bardziej, w miarę jak klimat stawał się suchszy. Dodatkowo pewne partie osadu, odbarwione w jednym okresie, dostać się mogły w warunki środowiska utleniającego w innym czasie, kiedy zostały zabarwione ponownie na kolor czerwony. Z literatury znane są też przykłady z obszarów węglowych, w których czerwone zabarwienie pewnych skał karbońskich wiąże się z okresem permo-triasowym (Blundell & Moore 1960). Zatem różnica w zabarwieniu osadów nie powinna mieć większego znaczenia przy ustalaniu stratygrafii. Odnośnie do naszego obszaru istnieją przesłanki, aby granicę między karbonem a permem poprowadzić wyżej, tak jak to wcześniej proponowałem (Dziedzic 1959b, 1961b).

GÓRNOKARBOŃSKA SEDYMENTACJA, DIASTROFIZM I WULKANIZM

Przedyskutowany w pracy materiał pozwala dokonać pewnych uogólnień, dotyczących rozwoju serii górnokarbońskiej w depresji Sudeków Środkowych. Nie jest to zadanie łatwe i nie wydaje się, aby mogło być ono rozwiązywane według jakiejś określonej recepty. Przyczyną tego jest niejednakowe zachowywanie się obszaru w dobie karbonu górnego oraz stosunkowo duża różnorodność osadów i czynników geologicznych współdziałających w powstawaniu osadów. Z czynników tych ważną rolę odgrywał diastrofizm, warunkujący gromadzenie się miększej serii osadowej. Diastrofizm był w niektórych okresach tak silnie zespolony z wulkanizmem, iż odnosi się wrażenie, że wulkanizm

był w tych okresach głównym czynnikiem kontrolującym przebieg sedymentacji. Jednakże rozgraniczenie tych dwóch podstawowych czynników jest raczej trudne do przeprowadzenia i dlatego termin diastrofizm stosuję w tej pracy jako synonim czynników endogenicznych, uwykułając tam gdzie było możliwe przewagę jednego z nich. Odpowiednio pod pojęciem cyklu diastroficzno-osadowego rozumiem etap tworzenie się osadu, w czasie którego zaznaczał się wyraźniejszy współdziałanie diastrofizmu, chociaż nie był to warunek nieodzowny do powstania danego cyklu.

Duży wpływ na charakter osadu miały czynniki klimatyczne i morfologiczne. Wzajemne

kombinowanie się czynników endo- i egzogenicznych prowadziło do utworzenia się osadowego kompleksu, przełamionego skałami pochodzenia wulkanicznego. Powstałe utwory stanowią litą pokrywę w niecce śródsudeckiej, stwarzającą pozory dużej jednostajności owej depresji. Jednakże bliższe rozpatrzenie prowadzi do wniosku o niejednorodności obszaru depozycji. Można by nawet zaryzykować twierdzenie, że w czasie górnego karbonu, w różnych miejscach niecki śródsudeckiej nie znajduje się dwu takich okolic, które mogłyby być z sobą bez zastrzeżeń paralelizowane. Zróznicowanie to wiązało się w pierwszym rzędzie z niejednakowymi właściwościami strukturalnymi obszaru sedymentacji, w którym pewne rejony wykazywały cechy basenu, drugie natomiast cechy piedmontu. Pierwsze, w przeciwieństwie do drugich, charakteryzują się większą ogólną miąższością osadu, bogatszym pionowym zróżnicowaniem litologicznym i większą stałością poziomą poszczególnych odmian litologicznych.

Gromadzenie się osadów karbonowych odbywało się przeważnie przy współdziałaniu wód płynących, transportujących materiał klastyczny na obszar depozycji. Siłą rzeczy takie czynniki, jak klimat, ilość i rozkład opadów atmosferycznych oraz pokrycie roślinne wpływały aktywnie na jakość dostarczanego materiału. W okresach optimum klimatycznego dla rozwoju roślinności, wzrastało wietrzenie chemiczne, a zmniejszała się zdolność transportowa potoków, wskutek czego odporniejszy i grubszy żwir gromadził się niedaleko obszarów macierzystych. W miarę jak klimat stawał się mniej korzystny dla wegetacji, zmieniać się musiał bilans wód powierzchniowych na korzyść wzrostu zdolności transportowej i gruboziarnisty detrytus przynoszony był na dalsze odległości. Efekty te potęgowały się w okresach pluwialnych. Zmieniające się w czasie czynniki egzogeniczne, przy stałym i umiarkowanym chociaż niejednakowym osiadaniu obszaru depozycji, sprzyjały pionowemu zróżnicowaniu litologicznemu osadów. Zróznicowanie poziome wynikało z odległości dzielącej obszar depozycji od obszaru erozji, a na małych odcinkach modyfikowane było dodatkowo wpływami wynikającymi z lokalnej topografii towarzyszącej przebiegowi arterii rzecznych.

Akumulacja osadów górnokarbonowych odbywała się początkowo w obniżeniach pozostałych z okresu dolnokarbonowego. Wydaje się prawdopodobne, że istniały dwa takie obniżenia wyznaczone w przybliżeniu przez warstwy wałbrzyskie w rejonie noworudzkim i wałbrzyskim oraz ich wiekowe odpowiedniki w zachodniej części depresji śródsudeckiej. Jest rzeczą wątpliwą, by obniżenia noworudzkie i wałbrzyskie łączyły się ze sobą w niższej części górnego karbonu (Dziedzic 1965c). Nie wskazują na to obserwacje dokonane w okolicach Sokolca, gdzie

zanikają na powierzchni osady dolnego karbonu. Pewna część zlepieńców dolnokarbonowych okolicy tworzyła się tu wzdłuż pobraża łączącego się z łądem od strony południowo-zachodniej. Na utworach dolnokarbonowych zdają się leżeć penakordantnie warstwy zaclerskie, co prześledziłem w rowach poszukiwawczych wykonanych przez przemysł węglowy. Brak więc podstaw do przyjmowania obecności warstw wałbrzyskich w okolicach Sokolca.

Zbiorniki sedymentacyjne warstw wałbrzyskich nie wykazywały jakiegos uprzywilejowanego kierunku. Kształt tych zbiorników zależny był w pierwszej linii od struktur głębszego podłoża, a pewne modyfikacje wiązały się z ówczesnym reliefem.

Depozycja warstw wałbrzyskich przebiegała na ogół w zwolnionym tempie, a topografia i klimat sprzyjały okresowo rozwojowi roślinności, dającej początek licznym chociaż niegrybom przewarstwieniom węglowym związanym z glebami stygmariowymi jako miejscem dawnej wegetacji. Obszary ramowe nie wykazywały zbyt zróżnicowanego reliefu, tak że w warunkach tych szata roślinna w połączeniu z odpowiednim klimatem okresowo przyczyniała się do silnego wietrzenia chemicznego. W pewnych miejscach na obszarze depozycji warstw wałbrzyskich tworzyły się łupki ogniotrwałe.

W okresach obfitych w opady atmosferyczne wody powierzchniowe uruchamiały grubszy materiał przenosząc go w kierunku obszaru depozycyjnego. Łącznie z materiałem klastycznym transportowane były fragmenty i szczątki roślin. Dłuższe fragmenty układały się w przybliżeniu równolegle do kierunku przemieszczania, krótsze zaś odłamki, różnie zorientowane w czasie transportu, podlegały dodatkowej reorientacji na miejscu depozycji i w takim położeniu zostały utrwalone w osadzie. Przy wyższych wodostanach na obszarze akumulacji dochodzić mogło do występowania potoków z łożysk, przerywania zakoli, przemywania wcześniej złożonego osadu przez prąd inaczej skierowany itp. Oznaki takiej burzliwej sedymentacji widoczne są w zlepieńcach kwarcowych warstw wałbrzyskich. Grubość tych zlepieńców jest nieduża. W otworze wiertniczym, usytuowanym niedaleko Wałbrzycha, maksymalna miąższość poszczególnych warstw wynosi 23,60 m (Dathe & Berg 1910). W profilu pionowym serii górnokarbonowej, osadzonej w obszarach typu basenu, jest to najniższe występujące osad zlepieńcowy bardzo charakterystyczny dla karbonu produktywnego. Z tego właśnie względu zlepieńce kwarcowe warstw wałbrzyskich można uznać za utwór rozpoczynający pierwszy cykl osadowy górnego karbonu. Akumulacja tego osadu poprzedzona była etapem chemicznego wietrzenia i sedymentacją fitogeniczną, przekształconą w pokłady węglowe, występujące w basenach poniżej zle-

pieńców. Zlepieńce gromadziły się w okresach wzrostu energii transportowej potoków przenoszących żwir kwarcowy, zgromadzony uprzednio w pobliżu obszarów macierzystych. Zmniejszenie się zdolności transportowej powodowało, że w zbiornikach o tendencjach zanurzających nad zlepieńcami pojawiły się ponownie sedimenty drobnoziarniste, stowarzyszone z osadami fitogenicznymi.

W obszarach o cechach piedmontu, których przykładem może być teren na zachód od Zagłębia Wałbrzyskiego, osady przynależne do pierwszego i innych cykli górnokarbońskich nie są wyraźnie zaznaczone, co wiązało się z przeważającym rozwojem depozytów typu łozyskowego, modyfikowanych w przebiegu dodatkowo migracją koryt rzecznych. Odpowiednio w obszarach takich cykliczna sekwencja jest słabo wyrażona, gdyż często w ramach naturalnego następstwa rozwojowego „wypada” jeden lub kilka członów danego cyklu.

Jeżeli w odniesieniu do zlepieńców kwarcowych warstw wałbrzyskich uwzględnimy ich niewielką miąższość, stosunek do osadów leżących w ich bezpośrednim podłożu i nadkładzie, zwłaszcza na obszarach typu basenów, wysoki stopień selekcji odpornościowej materiału oraz oznaki natury sedimentacyjnej, wówczas dojdziemy do wniosku, że zlepieńce są osadem powstałym w wyniku zmian klimatycznych. Podobnie, z wpływem zmian klimatu wiąże się cykliczność osadów karbońskich i na innych obszarach (Wanless & Shepard 1936, Beerbower 1961, Potter 1963, Swann 1964).

Drugi cykl osadowy górnokarboński zaznaczył się na obszarze badań sedimentacją warstw białokamięskich. Gruboziarnisty i bardziej różnicowany petrograficznie materiał klastyczny pozwala sądzić o wzroście energii ośrodka transportującego i szybszym odprowadzaniu materiału na miejsce depozycji. Gromadzenie się osadu w środkowej części obszaru pozostawało pod wpływem wyniosłości, rozciągających się po południowej stronie. Wniosek ten pokrywa się z opinią E. Bederkego (Bederke & Fricke 1943), zdaniem którego w okresie starszej części górnego karbonu, centralna część niecki śródsudeckiej stanowiła obszar górzysty. Sądząc po charakterze osadu zawartego w dolnych partiach warstw białokamięskich można przypuszczać, że chodziło o rzekę o stosunkowo dużej kompetencji.

Pokrywa warstw białokamięskich pozornie zatarła różnicowanie istniejące między Zagłębiem Wałbrzyskim a otoczeniem. Bliższe rozpatrzenie osadu pozwala jednakże sądzić, że zagłębie stanowiło wówczas kotlinę wyróżniającą się wybitnie ze swego otoczenia, ponieważ na obszar ten dostarczany był niemalże ze wszystkich stron najgrubszy materiał skalny. W materiale tym prócz innych składników znajdują się również odłamki porfirów, które od tego

czasu pojawiają się także w warstwach żaclerskich (por. fig. 30a). Odłamków porfirowych nie dostrzega się natomiast w zlepieńcach kwarcowych warstw wałbrzyskich i w konsekwencji mógłby się nasunąć wniosek, że w międzyczasie odsłonięte zostały skały wulkaniczne. Jednakże nie wydaje się uzasadniony pogląd, aby obecność otoczków porfirowych dowodziła czynności wulkanicznej. Otoczki te i inne składniki mniej odporne na wietrzenie, dostawać się bowiem mogły do sedimentu dzięki surowszym warunkom klimatycznym, wskutek erozji starszych wulkanitów. Na korzyść takiej interpretacji przemawia brak materiału piroklastycznego.

Zlepieńce warstw białokamięskich w rejonie noworudzkim zachowane są w centralnej partii rejonu, co wskazuje, że ośrodek sedimentacji przesunął się nieznacznie ku zachodowi. Jakkolwiek początkowego etapu przesuwania się sedimentacji nie można bliżej ustalić, nasuwa się podejrzenie o ingerencji diastrofizmu. Przesłanki skłaniające do takiego poglądu wynikają z analizy fizjograficznej obszaru sedimentacji. Obszar ten w miarę upływu czasu powiększał się stopniowo, co widać z rozprzestrzenienia warstw żaclerskich. Z uwagi zaś na to, że warstwy białokamięskie stanowią paleogeograficzną jedność z niższą częścią warstw żaclerskich, wykazujących ogólną ekstensję w całej niecce śródsudeckiej, wnioskuje się, że powolne ruchy pionowe zapoczątkowane w wyższym namurze przedłużały się do westfalu przyczyniając się do połączenia dotychczasowych ośrodków sedimentacyjnych i powiększenia obszaru depozycji. Mówiąc zatem o zaburzeniach diastroficznych, które zwykle się paralelizować z ruchami kruszcogórkimi, rozumiem przez to powolne i długotrwałe zmiany strukturalne, w ramach których mieściła się późniejsza sedimentacja karbońska. W sedimentacji zaś samych warstw białokamięskich dużą rolę odegrać musiał wpływ klimatu, którego zmianą tłumaczyć można powstanie osadów drobnoziarnistych i fitogenicznych w środkowej partii tych warstw.

Dolna część warstw żaclerskich jest kontynuacją sedimentacji warstw białokamięskich i wraz z nimi reprezentuje jeden większy cykl osadowy. Cykl ten wyraźny jest w Zagłębiu Wałbrzyskim, w skróconej postaci zaznacza się też w rejonie Ludwikowic Kł. — Jugowa, natomiast na pozostałym obszarze nie jest łatwy do wyodrębnienia.

Po osadzeniu się dolnej grupy węglowej warstw żaclerskich, w Zagłębiu Wałbrzyskim zaznaczyła się aktywność kryptowulkaniczna. Doszło wówczas do wstępnego etapu formowania się masywu Chełmca w pobliżu północno-zachodniego brzegu zagłębia oraz ciał kryptowulkanicznych przy brzegu wschodnim. W następstwie tych zjawisk zagłębie rozpadło się na

dwa baseny sedymentacyjne — północny w rejonie Wałbrzycha i południowy w okolicach Kuźnic Świdnickich — Górców. Mniejszym zbiornikiem po wschodniej stronie zagłębia był basen Jedliny Zdroju (Dziedzic 1965c).

Wypiętrzanie związane z aktywnością magmową przebiegało prawdopodobnie bardzo powoli, pociągając za sobą zmiany w sieci hydrograficznej. Na obszarach wypiętrzanych strugi wodne niszczyły świeży sedyment, redeponując go w partiach obniżonych i niezbyt odległych od obszaru erozji. Niżej położone miejsca depozycyjne tworzyły w pewnych okresach bezodpływowe płytkie jeziora, gromadząc w swym zasięgu drobny materiał mulasto-ilasty. Okresami na teren pokryty stojącą wodą wdzierały się bystrzejsze strugi wodne, zrzucając raptownie niesiony materiał, co prowadziło do tworzenia się torrencjalnego skośnego warstwowania. Pionowne wahania pokrycia wodnego powodowały miejscami powstawanie struktur deformacyjnych. W okresach zmniejszania się tempa sedymentacyjnego rozwijały się osady fitogeniczne.

Sedymentacja, będąca następstwem wglębnych przemieszczeń magmowych w Zagłębiu Wałbrzyskim, zdaje się wskazywać, że procesy te zachodziły w okresie dość nawet długim i w dużej mierze niezależnie od sytuacji zaznaczającej się w dalszych obszarach niecki śród-sudeckiej. Wniosek taki nasuwa się, jeśli porównamy najwyższe partie warstw żaclerskich z utworami stefañskimi. Jedne i drugie mają wiele cech wspólnych jeśli chodzi o materiał i zabarwienie osadu. Występują natomiast różnice w cechach strukturalnych. Drobniejszy sedyment stefañski pozbawiony jest z reguły stratyfikacji, natomiast gruboziarnisty przeważnie nie wykazuje wyraźniejszego uławicenia, przemycia i wysortowania. Osad gromadził się przeważnie w okresach powodziowych i przedstawia typ fanglomeratu. Odzwierciedla on trwalsze przemiany klimatyczne, wyrażające się przewagą wietrzenia fizycznego i nierównomiernym rozkładem opadów atmosferycznych rozdzielonych okresami suszy. Sieć hydrograficzna w zagłębiu nie uległa w owym czasie większej przebudowie w porównaniu z okresem górnwestfalskim, a tylko obszar akumulacji uległ zwięźeniu i zepchnięciu ku południowi. Lokalizacja tego obszaru oraz kierunki transportu wskazują, że dźwigały się nadal obszary przyległe, zajęte dzisiaj przez wulkany. Prawdopodobnie wglębne przemieszczania magmy nie zostały jeszcze wówczas zakończone. W konsekwencji dochodzi się do wniosku, że sedymentacja znacznej części westfalu i niższego stefanu w Zagłębiu Wałbrzyskim odbywała się w obliczu przemieszczeń magmowych. Były to w głównej mierze procesy kryptowulkaniczne, w związku z czym nie znajdujemy w karbonie wałbrzyskim zdecydowanych dowodów na wulkanizm powierzchniowy.

W sedymentacji warstw żaclerskich i stefañskich rejonu noworudzkiego, mimo pewnych różnic, dopatrzeć się też można niejakich analogii z obszarem wałbrzyskim. W ogólnym zarysie, duże podobieństwo rozwojowe z Zagłębiem Wałbrzyskim stwierdzamy w niższych partiach warstw żaclerskich. Można o tym wnioskować na podstawie pracy S. Bubnoffa (1931). Wynika z niej, że osady żaclerskie rejonu noworudzkiego rejestrowały jakieś zjawiska nieraz trudno uchwytnie, lecz w sumie wskazujące na sedymentację zachodzącą w obecności procesów endogenicznych. Zwolnione tempo tych procesów i w dużej mierze ich jednostajny charakter dla określonych obszarów nasuwają podejrzenie, że i tu przemieszczenia magmowe w pierwszym rzędzie wywierały wpływ na przebieg sedymentacji. Wyraźniejszą zmianę osadu stwierdza się dopiero pod koniec westfalu, która wyraża się gruboziarnistym materiałem terrygenicznym. Materiał ów pojawił się raptownie, osiąga niewielką grubość, a wśród odłamków odpornych na wietrzenie znajdują się też silnie zwiertzałe gnejsy. W wyniku niszczenia skał krystalicznych powstały osady o arkozowym charakterze. W osadach tych stwierdza się obecność skrzemieniałych pni o dużej obfitości i bardzo ograniczonym zasięgu pionowym, co ma pewną wartość przy robotach wiertniczych, gdyż poziom z pniami nabiera znaczenia horyzontu korelacyjnego.

Skrzemieniałe pnie występują łącznie z materiałem grubookruchowym, a więc transport i depozycja spowodowane były tymi samymi przyczynami. Asocjacja tego rodzaju nasuwa wniosek, że sedyment gromadził się w okresach powodziowych. Jeśli jako główną przyczynę przyjmiemy się czynnik klimatyczny (okresy burzowe), wówczas zmniejszy się znaczenie diastrofizmu. Dochodzimy przeto do wniosku, że sama zmiana materiału klastycznego nie może być dowodem niepokoju tektonicznego. Wskaźniki przemawiające również na korzyść tego ostatniego czynnika nabierają na znaczeniu wtedy, jeśli rozpatrzy się je w czasie i na większym obszarze. Śledząc rozprzestrzenienie gruboklastycznego osadu westfalskiego, stwierdzamy go w pobliżu Nowej Rudy, Ludwikowic Kłodzkich, Głuszycy, a po części również Kuźnic Świdnickich. Po stronie czeskiej występuje on w rejonie Hronova, zawierając tam również skrzemieniałe pnie oraz w okolicach Křenova. W pobliżu ostatnio wymienionej miejscowości są to zlepieńce gnejsowe, z dużymi (do 1 metra średnicy) ogładzonymi blokami, wskazującymi na katastroficzny proces sedymentacyjny. Wszystkie wymienione osady występują w pobliżu dolnej powierzchni utworów stefañskich, których rozmieszczenie przestrzenne ulega w niektórych miejscach przesunięciu w porównaniu z zasięgiem skał bezpośrednio starszych. Stwier-

dzamy to w zachodniej części niecki śródsudeckiej oraz w rejonie noworudzkim (Wolibórz).

W utworach stefińskich okolic Nowej Rudy dostrzega się duży udział detrytycznego porfiru i gnejsu, a prócz tego skał gabrowych. Detrytyczny porfir wskazuje, że odsłonięte były wówczas już zakrzepłe ciała wulkaniczne. Na uwagę zasługują porfiry z blaszkami biotyty, które obok innych głównie felzytowych, znajdujemy w postaci odłamków w zlepionych podstawowej części osadów stefińskich, jak również stwierdzamy je w postaci żyłowej w obrębie osadów stefińskich. Z uwagi na to, że porfirów z biotytem nie obserwuje się w wulkanitach permskich niecki śródsudeckiej nasuwa się wniosek, że obszar noworudzki podobnie jak i wałbrzyski był w owym czasie jeszcze wulkanicznie aktywny. Przejawy nieco starszej działalności wulkanicznej podawane są z okolic Ścinawki Górnej (Grocholski 1964) i Křenowa (Holub, Prouza i Tásler 1965.)

W ogólności zaś przejawy działalności wulkanicznej wskazują, zgodnie z B. G. Escherem (1952), na przewagę horyzontalnego stressu tensyjnego.

Z dokonanego przeglądu wynika, że pod koniec westfalu zaznaczyły się ruchy w niecce śródsudeckiej i jej najbliższym otoczeniu. W początkowym etapie ruchy miały charakter raczej katastroficzny i przypuszczam, że były natury sejsmicznej (trzęsienia ziemi), co mogło być odbiciem przemieszczeń magmowych. Przemieszczenia te zachodziły przez większą część westfalu, a pod koniec tego okresu mogło dojść do gwałtownego zaburzenia, wywołującego silne wstrząsy sejsmiczne, a być może również wzmożoną aktywność wulkaniczną. Pod tym względem zjawiska ówczesne przypominałyby procesy rejestrowane współcześnie w niektórych obszarach wulkanicznych Japonii. K. Yagi (1953) opisując aktywność wulkaniczną wulkanu Usu na wyspie Hokkaido w latach 1943—1945 wskazuje, że w stadium preerupcyjnym, trwającym sześć miesięcy, zaznaczyła się seria ostrych trzęsień ziemi, połączona ze znacznymi deformacjami topograficznymi. Hypocentra wcześniejszych wstrząsów leżały na głębokości 2—5 km, natomiast późniejszych usytuowane były na skrajnie małej głębokości, nie przekraczającej 500 m. W innym zaś miejscu niszycielskie trzęsienie ziemi w 1952 r. poprzedzone było wstrząsami, trwającymi trzy miesiące do chwili katastrofy (Nishimura & Hosoyama 1953).

Przytoczone przykłady z obszarów wulkanicznie czynnych wskazują na dużą rolę wulkanizmu w kształtowaniu reliefu i osadów. Jeśli zjawiska tego rodzaju mają miejsce na obszarach o zróżnicowanej budowie i w obliczu przeważającego wietrzenia fizycznego, wówczas będą szanse na zachowanie w osadzie takich składników, które w innych okolicznościach zostałyby wyeliminowane. Wydaje się, że takie

warunki spełniał obszar noworudzki w stefanie, kiedy to powstały polimiktyczne zlepionce, zawierające w swoim składzie odłamy gabra i diabazu oraz otoczaki gnejsu i porfiru. Brak widocznych wystąpień tufowych i wylewów powierzchniowych dopuszcza tezę, że porfiry przedstawiać mogły ciała kryptowulkaniczne, dość jednak wysoko usytuowane i rychło odsłonięte. Jeden z takich odsłoniętych ośrodków znajdował się przypuszczalnie w okolicach między Drogosławiem a Ludwikowicami Kłodzkimi.

Uwzględniając zatem w okresie górnokarbońskim takie etapy, w których zaznaczały się wyraźniejsze zmiany w rozprzestrzenieniu osadów, można sugerować obecność dwóch cykliów diastroficzno-osadowych. Starszy z nich rozpoczął się w wyższym namurze i w grubych zarysach odpowiadałby zaburzeniom kruszcogórskim, młodszy natomiast zbiega się z wyższym westafalem i łączyć go można z ruchami asturyjskimi w ujęciu Stillego. Między tymi dwoma etapami pewne obszary depozycyjne, zwłaszcza te w których notuje się najlepiej rozwinięte pokłady węglowe, rejestrowały aktywność kryptowulkaniczną, która wywierała wpływ na całokształt procesów powierzchniowych, nadając tworzącym się osadom cechy niespokojnej sedymentacji.

Interwał czasowy, w którym notujemy przejawy aktywności kryptowulkanicznej, może być w przybliżeniu określony na podstawie obserwacji sedymentologicznych, pochodzących z Zagłębia Wałbrzyskiego, a odnoszących się głównie do wpływu, jaki wywierała na sedymentację formujący się masyw porfirowy Chełmca i prawdopodobnie współczesny mu masyw porfirowy Trójgarbu. W zagłębiu tym wstępnym stadium uruchamiania magmy zdaje się przypadać po dolnej grupie węglowej warstw żaclerskich, a oznaki tej ruchliwości nie ustały jeszcze w stefanie.

Jeśli w odniesieniu do porfiru Chełmca przyjmiemy, że wzbieranie magmy było procesem ciągłym, tzn. bez poważniejszego udziału fazy stałej powstającej wskutek krzepnięcia, wówczas stosując pewne założenia, możemy obliczyć absolutny czas formowania się wspomnianego ciała magmowego.

Podano wyżej, że wstępne stadium aktywności magmowej w Zagłębiu Wałbrzyskim zaznacza się po dolnej grupie węglowej warstw żaclerskich. Grupa ta odpowiada westfalowi A. Wyższe warstwy żaclerskie zajmują położenie odpowiadające podpiętróm B, C i D, podziału herleńskiego (por. tabele w pracy W. Gothana 1952). W okresie stefińskim wydzieliła się trzy podpiętra (Schwarzbach 1942, Gothan 1952). Procesy przemieszczania magmy w Zagłębiu Wałbrzyskim obejmują zatem trzy podpiętra westfalu i co najmniej jedno stefanu. Przeliczając dane cyfrowe zawarte w pracy S. Bubnoffa

(1950), a odnoszące się do czasu trwania poszczególnych podpięter, otrzymujemy wynik, że na jedno podpiętro westfalu przypada przeciętnie okres obejmujący 3,57 milionów lat, natomiast na podpiętro stefańskie 3,3 milionów lat. W sumie daje to przeciętną wartość 14 milionów lat. Jeśli przeliczenia oprzemy na liczbach podanych przez M. Schwarzbacha (1942), to uzyskamy wartość 7 milionów lat. Źródło tych różnic tkwi w tym, że pierwszy z wymienionych autorów dla całego górnego karbonu przyjmuje okres 35 milionów lat, drugi natomiast 17 milionów lat. Niezależnie od tego, którą wartość przyjmujemy, otrzymamy wynik, że formowanie się masywu Chełmca obejmuje około 2/5 całego okresu górnokarbońskiego. W tym długim czasie intensywność i charakter przemieszczania magmy nie musiały być jednakowe, niemniej jednak wywołany nim deficyt mas mógł wpływać korzystnie na rozwój depozytów fitogenicznych. Nie jest też wykluczone, że w międzyczasie (pod koniec westfalu) doszło nawet miejscami do działalności efuzywnej.

Wracając do zaburzeń mających miejsce w wyższym westfalu należy podkreślić, że zaburzenia te dokonały pewnych transformacji na obszarze depozycji w rejonie noworudzki, a prócz tego wydzwignęło się prawdopodobnie jego południowe zaplecze. Zaplecze to przypadało na obszar położony między południowym a północnym skrzydłem niecki śródsudeckiej. Można by o tym sądzić porównując kierunki transportu po jednej i drugiej stronie. W zlepieńcach hronowskich okolic Hronova, stwierdziłem w kilku miejscach transport od północy lub północnego zachodu. Po naszej stronie w okolicach Głuszycy, Jugowa i Nowej Rudy otrzymujemy kierunki transportu od południa.

Na zakończenie pragnę zwrócić uwagę na pewien szczegół o szerszym znaczeniu. Górnokarboński obszar sedymentacyjny wykazywał

ruchy o dużej skali, zbiegające się z wymienionymi dwoma okresami diastroficznymi. Od czasu zaburzeń kruszcogórskich zaznaczały się tendencje obniżające południowo-zachodnią część niecki śródsudeckiej, a w okresie asturyjskim proces ten objął wschodnią połowę tego regionu. Wyrazem tego było przesuwanie się zasięgu warstw starszych ku południowemu zachodowi, a utworów stefańskich ku wschodowi. Ruch wahadłowy zachodził wokół osi przebiegającej południkowo, z odchyleniem ku wschodowi, a przypadającej w strefie łączącej okolice Głuszycy i Sokolca na północy z rejonem kryształniku okolic Kudowy na południu.

Na odcinku północnym tej strefy notujemy brak osadów dolnokarbońskich i starszej części górnego karbonu. Karbon wyższy jest mocno zredukowany i prawie pozbawiony przewartwień węglowych. Omawiany obszar zaznaczał się również w sedymentacji dolnopermskiej jako grzbiet głębszego podłoża (Dziedzic 1961b). Wydaje się przeto, że poszukiwania węgla nie będą na tym obszarze uwieńczone powodzeniem. Na odcinku południowym opisywanej strefy górny karbon ulega wyklinowaniu. Fakty te skłaniają do przyjęcia transwersalnej względem niecki śródsudeckiej, elewacyjnej struktury głębszego podłoża, która być może miała jakiś związek z plutonizmem okolic Kudowy. Omawiana struktura, którą można nazwać elewacją transwersalną, stanowiła barierę nie przekroczoną przez starsze ogniwa serii górnokarbońskiej (Dziedzic 1965c). Zaznaczała się ona w kierunkach transportu osadów górnokarbońskich występujących w okolicach Głuszycy, Ludwikowic Kłodzkich, a po części Jugowa. Wschodni skraj tej bariery wywierał wpływ na przebieg przylegającego doń noworudzkiego basenu sedymentacyjnego, nadając zachodnim peryferiom tego basenu kierunek zbliżony do południkowego.

GENEZA ZAGŁĘBIA WAŁBRZYSKIEGO

Na tle przedyskutowanego materiału, można podjąć próbę wyjaśnienia przyczyn prowadzących do powstania Zagłębia Wałbrzyskiego. Wcześniej podkreślałem, że zagłębie to różni się od najbliższego otoczenia pod wieloma względami. Kontrast ten zauważa się już choćby przy przeglądaniu mapy geologicznej rejonu, a ujawnia się on w przebiegu sedymentacji karbońskiej. Charakterystycznym rysem wynikającym z mapy geologicznej jest intersekcja warstw i rozmieszczenie młodopaleozoicznych skał wulkanicznych. Odnośnie do intersekcji można zauważyć, że starsze warstwy górnokarbońskie, a w pewnej mierze również warstwy dolnego karbonu, układają się w postaci łuku obejmującego zagłębie od północy, z upadem od pery-

ferii ku wnętrzu. W rozmieszczeniu skał wulkanicznych zaznacza się natomiast prawie zwarty okrąg, opasujący zagłębie od południa i wschodu (fig. 32). Układ tych skał wskazuje na to, że penetracja magmy zachodziła wzdłuż jakichś linii strukturalnych, obramowujących owalną depresję. W przebiegu większych dyslokacji nie zauważa się uprzywilejowanego kierunku. Na terenie zagłębia dyslokacje mają przebieg raczej nieuporządkowany, a na peryferii często dostosowują się do jego brzegów.

W karbonie obszar zagłębia cechował się dużą ruchliwością podłoża, co szło w parze z optymalną sedymentacją i wulkanizmem. Z danych sedymentologicznych wynikało, że już w czasie gromadzenia się osadów młodszego

kulmu i warstw wałbrzyjskich obszar zagłębia stanowił depresję, przypominającą zarysem dzisiejsze kontury. Depresja ta musiała się wyraźnie zaznaczać w okresie osadzania się warstw białokamięskich, ponieważ w tym kierunku transportowany był niemal że ze wszystkich stron najgrubszy materiał klastyczny. W westfalu, w pobliżu lub wzdłuż brzegów depresji, miały miejsce wgłębne przemieszczenia magmy. Przytoczona pokrótce charakterystyka wskazuje, że zagłębie uformowało się na obszarze o innych właściwościach strukturalnych, aniżeli partie przyległe.

Analizując przyczyny, które doprowadziły do utworzenia się tego fenomenu, doszedłem do wniosku, że Zagłębie Wałbrzyjskie zajmuje depresję pochodzenia wulkanicznego o charakte-

rze kaldery zapadliskowej, powstałej pod koniec dewonu. Wprawdzie zagadnienie to w ścisłym nawiązaniu do rejonu rozpatrzyłem oddzielnie (Dziedzic 1966), jednak ze względu na ogólny charakter niniejszej pracy, wydaje się celowe niektóre wnioski powtórzyć, a inne, zwłaszcza odnoszące się do zapadlisk wulkanicznych nieco uzupełnić gdyż, jak sądzę, przyczyni się to do lepszego zrozumienia intencji autora.

Nadmieniłem już, że Zagłębie Wałbrzyjskie zajmuje obszar zapadliska wulkanicznego utworzonego na schyłku dewonu. O ówczesnej działalności wulkanicznej można wnioskować na podstawie otoczków i odłamków skał wulkanicznych typu porfirowego, występujących w osadach z pogranicza dewonu i dolnego karbonu, a także w niższym kulmie bliskiego są-

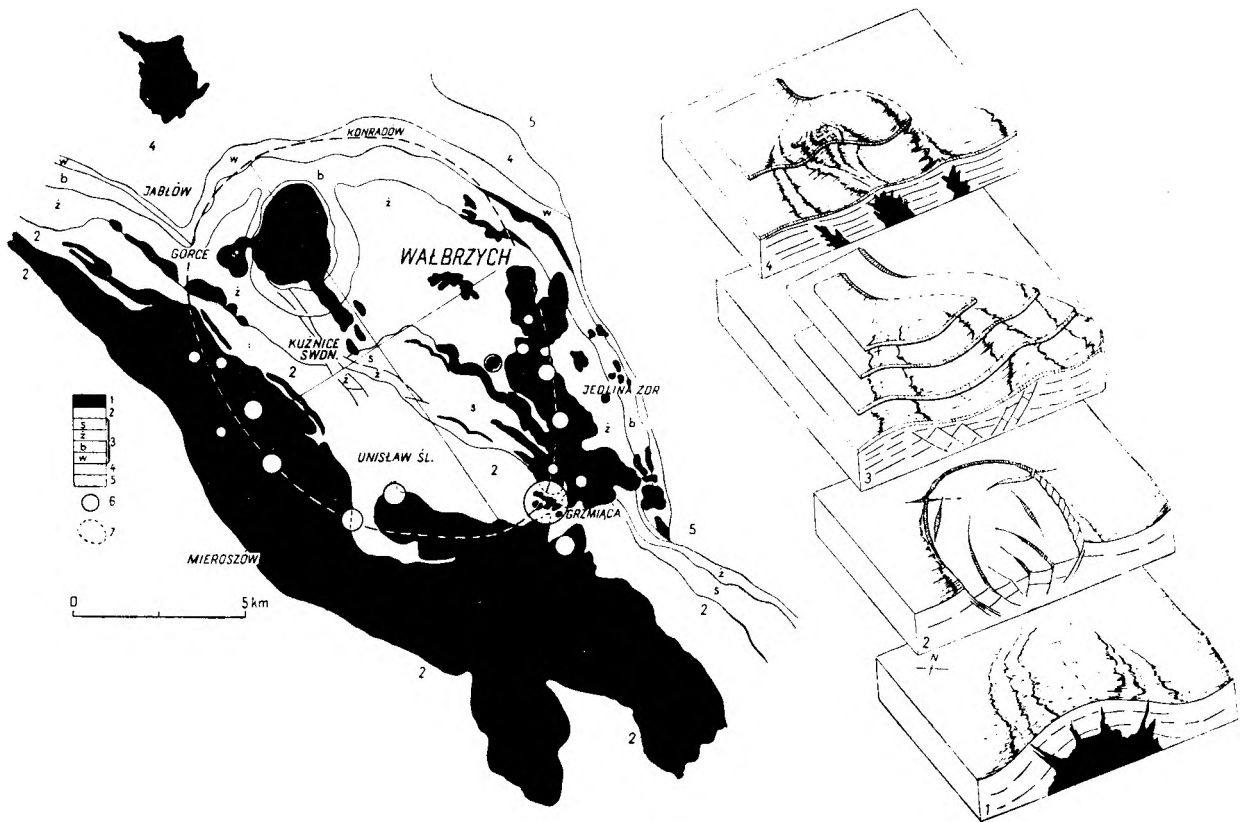


Fig. 32

Rozmieszczenie wulkanitów w Zagłębiu Wałbrzyjskim (według E. Dathego i W. Petraschecka 1913 uzupełnione)
 1 — karbońskie i permiańskie skały pochodzenia wulkanicznego, 2 — utwory czerwonego spągowca i młodsze, 3 — utwory górnego karbonu, s — warstwy stefiańskie, z — żaclerskie, b — białokamięskie, w — wałbrzyjskie, 4 — utwory dolnokarbońskie, 5 — gnejsy Gór Sowich, 6 — przebiecia wulkaniczne, 7 — przypuszczalny zarys krawędzi kaldery. Blokdiagramy ilustrują główne etapy rozwojowe Zagłębia Wałbrzyjskiego. 1 — powstanie kopuły nad wzbierającą komorą magmową, 2 — zapadnięcie dachu komory magmowej i utworzenie się kaldery, 3 — układanie się warstw w zapadlisku wulkanicznym i obszarach przyległych w czasie sedimentacji, 4 — modyfikacja zapadliska w okresie formowania się subwulkanu Chelmeć

Distribution of volcanites within the region of the Wałbrzych basin (after E. Dathe i W. Petrascheck 1913)
 1 — Carboniferous and Permian rocks of volcanic origin, 2 — rocks of the Rotliegendes and younger, 3 — deposits of the Upper Carboniferous, s — Stephanian beds, z — Żaclęf beds, b — Biały Kamień beds, w — Wałbrzych beds, 4 — Lower Carboniferous deposits, 5 — gneisses of the Sowie Mts., 6 — volcanic wedgings, 7 — supposed outline of the caldera. The blockdiagrams illustrate the chief evolutionary stages of the Wałbrzych basin. 1 — formation of dome above the rising magma reservoir, 2 — collapse of dome of the magma reservoir and formation of the caldera, 3 — arrangement of beds in the volcanic depression and in the adjacent areas during sedimentation, 4 — modifications in the volcanic depression during the formation of the subvolcano of Chelmeć

siedztwa. Ponieważ we wzmiankowanych utworach jest zachowany materiał klastyczny powstały z niszczenia skał lokalnych, przeto można sądzić, że detrytus skał wulkanicznych pochodzi również z bliskiego otoczenia. W konsekwencji można dojść do wniosku, że rejon wałbrzyski już przed dolnym karbonem był wulkanicznie aktywny. Górnodewońskie zasadowe skały wylewne i żyłowe znane są także w innych rejonach sudeckich.

Nim powstała kaldera, nastąpiło wydymanie się dachu nad wzbierającą komorą magmową (fig. 32, 1). Przykłady wybrzuszania się reliefu wskutek parcia magmy (gazów) w głębi są opisywane i akceptowane w literaturze (Williams 1941, Billings 1946, van Bemmelen 1949, Yagi 1953, Kranz D. *vide* Fischer 1964). Sądzę że z wypaczeniem się naszego obszaru łączyć można górnodewoński transport materiału skalnego ku depresji Świebodzic, na co wskazują zgodnie D. Pawlik (1939) i T. Gunia (1962).

Utworzenie się depresji nastąpiło wskutek opadnięcia lub osiadania dachu nad komorą magmową. Mechanizm taki, zdaniem większości wulkanologów, przeważa przy formowaniu się okazańszych kalder (Stübel A. *vide* Friedlaender 1915/1916), Williams 1941, van Bemmelen 1949, Kuno 1953, Ishikawa *et al.* 1957, Hausen 1961). Obecność napowierzchniowej budowlu wulkanicznej, jakkolwiek częsta, nie jest warunkiem powstawania kalder, gdyż w pewnych okolicznościach mają miejsce eksplozje podziemne, zwane kryptowulkanami (Branca & Fraas 1905), nad którymi mogą formować się kalder. Wprawdzie pochodzenie kalder typu kryptowulkanicznego nie jest ostatecznie wyjaśnione, niemniej depresje rozpatrywane jako kryptowulkaniczne są w przybliżeniu koliste o średnicy 1—14 mil i występują w skałach niewulkanicznych (Billings 1946). Brak lub znikoma ilość materiału wulkanicznego (niecka Steinheim, kaldera Ashanti, Nördlinger Ries), przy stosunkowo dużych rozmiarach, skłaniały pewnych geologów do przypisywania im między

innymi meteorytowego pochodzenia (Rohleder 1934, Stutzer 1937). Wymieniony pogląd nie zyskał jednak aprobaty i depresje te rozpatruje się jako kryptowulkaniczne. Nie jest wykluczone, a raczej nawet bardziej prawdopodobne, że kaldera wałbrzyska jest pochodzenia kryptowulkanicznego, zbliżając się mechanizmem powstawania do kalder typu *cauldron subsidence*.

W górnym karbonie obszar dawnej kaldery rejestrował powtórna aktywność wulkaniczną. Górnokarboński synsedymencyjny wulkanizm (a później permski) rozwijał się wzdłuż brzegów zapadliska, a miejscami wkraczał w jego obręb. W westfalu zaczął się formować subwulkan Chelmca w pobliżu północno-zachodniego brzegu kaldery, tak że w następstwie wzbierania magmy, pierwotnie jednolity basen sedymencyjny uległ modyfikacji, rozpadając się na dwa mniej lub bardziej oddzielne zbiorniki (fig. 32, 4). Na rolę tego masywu w budowie Zagłębia Wałbrzyskiego zwracał już uwagę S. Bubnoff (1924), zaś autor — (Dziedzic 1961a), w odniesieniu do tektoniki okolic Jabłowa.

W okresie wulkanizmu permskiego rejon wałbrzyski wykazywał kolejne przejawy aktywności magmowej, której ślady widzimy we wschodnim obrzeżeniu zagłębia, a zwarta masa opasuje łukiem dalsze jego peryferie. Jest prawdopodobne, że wygięty ich przebieg, a także zróżnicowana forma powierzchniowa, naśladują południowy brzeg zapadliska. W obrębie permskich skał osadowych i wulkanicznych obserwuje się drobne żyły i owalne pnie wulkaniczne, będące przypuszczalnie śladami przebiegów, grupującymi się wzdłuż dawnych krawędzi kalder. Średnice zrekonstruowanego zapadliska mają 13×9,5 km i nie odbiegają od wymiarów większych kalder tego typu opisywanych w literaturze. Wydaje się prawdopodobne, że szczeliny powstałe wzdłuż krawędzi zapadliska i między „zrujnowanymi” blokami dawnego dachu ułatwiały wdzieranie się późniejszych magm i osiadanie, a być może były też przyczyną tektonicznej fragmentacji obszaru.

WNIOSKI

Streszczając wnioski uzyskane, w czasie studiów sedymentologicznych nad utworami górnego karbonu w niecce śródsudeckiej, można je ująć w następujących punktach:

1. Sedymentacja osadów górnokarbońskich rozwijała się w sposób ciągły od okresu dolnokarbońskiego. W związku z tym wychodnie warstw wałbrzyskich lub ich odpowiedników wiekowych, naśladują (z małymi wyjątkami) wychodnie kulmu.

2. W niższej części górnego karbonu istniały dwa ośrodki akumulacyjne, prawdopodobnie nie łączące się z sobą. Jeden z nich obejmował

wał wschodnie partie niecki śródsudeckiej, drugi natomiast rozciągał się w zachodniej części wspomnianej jednostki.

3. Sedymentacja zachodziła w obszarze o niejednakowych właściwościach strukturalnych, w których wyróżniono typ basenu i typ piedmontu. Przykładem pierwszego byłoby Zagłębie Wałbrzyskie, a drugiego — obszar na zachód od zagłębia.

4. Najpełniejsza sedymentacja miała miejsce w Zagłębiu Wałbrzyskim — obszarze o kryptowulkanicznej genezie.

5. Gromadzenie się osadów zachodziło w ob-

liczu wahań klimatycznych, współdziałających w tworzeniu się cyklicznej sedymentacji. Wyodróżniono trzy większe cykle osadowe, z których najstarszy ma klimatyczną przyczynę, zaś w czasie formowania się dwóch młodszych zaznaczał się przypuszczalnie również wpływ diastrofizmu.

6. W przebiegu sedymentacji zaznaczały się przejawy aktywności kryptowulkanicznej, wywierającej wpływ na procesy akumulacyjne. Oznaki tej aktywności przypadają między westfalem B a niższym stefanem włącznie. Zwrócono uwagę na zbieżność istniejącą między obszarami westfalskiej aktywności wulkanicznej

a optymalnym rozwojem pokładów węglowych w tych obszarach.

7. W wyższej części górnego karbonu (stefan), warunki klimatyczne sprzyjały wietrzeniu fizycznemu. Klimat był wówczas raczej suchy, a opady zgrupowane w pewnych okresach miały charakter torrencjalny.

8. W niecce śródsudeckiej okresu górnokarbońskiego zarysowała się poprzeczna elewacyjna struktura, o przebiegu zbliżonym do południkowego. Zaznaczała się ona na obszarze między Głuszycą a Sokolcem na północy i okolicami Kudowy Zdroju na południu.

Pracownia Geologii Starych Struktur
Zakładu Nauk Geologicznych PAN

i
Katedra Geologii Ogólnej
Uniwersytetu Wrocławskiego
Wrocław, kwiecień 1965 r.

LITERATURA

- AUGUSTYNIAK K., 1963: Z badań litologiczno-facjalnych utworów górnego karbonu w niecce śródsudeckiej. Sprawozd. z posiedz. nauk. Inst. Geol. — Kwart. geol. t. 7, nr 3.
- AUGUSTYNIAK K., 1964: Uwagi na temat sedymentacji westfalu w niecce śródsudeckiej. — Pr. geol. nr 7/8.
- BEDERKE E., 1929: Die varistische Tektonik der mittleren Sudeten. Fortschr. Geol. Palaeont. 7, H. 23. Berlin.
- BEDERKE E., FRICKE K., 1943: Das niederschlesische Gebiet. Innersudetische Steinkohlenbecken. Berlin.
- BEERBOWER J. R., 1961: Origin of cyclothems of the Dunkard Group (Upper Pennsylvanian — Lower Permian) in Pennsylvania, West Virginia, and Ohio. Bull. Geol. Soc. Amer. 72, nr 7.
- BEMMELEN van R. W., 1949: The Geology of Indonesia. Vol. IA, General Geology of Indonesia and adjacent Archipelagoes (tłum. ros. Moskwa 1957).
- BERG G., DATHE E., 1910: Geologische Karte. Blatt Waldenburg. Königl. Preuss. Geol. L.-A. Berlin.
- BERG G., DATHE E., 1913: Geologische Karte. Blatt Landeshut. Ibid.
- BERG G., 1925a: Die Gliederung des Oberkarbons und Rotliegenden in niederschlesisch-böhmischen Beckens. — Jahrb. Preuss. Geol. L.-A. 46. Berlin.
- BERG G., 1925b: Geologische Karte Blatt Waldenburg. Preuss. Geol. L.-A. Berlin.
- BERG G., 1938: Erläuterungen zur Geologischen Karte. Blatt Landeshut. Ibid.
- BERG G., 1940a: Geologische Karte. Blatt Landeshut. Ibid.
- BERG G., 1940b: Geologische Karte Blatt Schmiedeberg u. Tschöpsdorf. Reichstelle f. Bodenforsch. Berlin.
- BILLINGS M. P., 1946: Structural Geology. New York.
- BLUNDELL C. R. K., MOORE L. R., 1960: Mid-coal measures „red beds” in the south Wales coalfield. Quatriéme Congr. Compte Rendu. T. I. Maestricht.
- BRANCA W., FRAAS E., 1905: Das kryptowulkanische Becken von Steinheim. Königl. Preuss. Akad. Wiss. Abh. Berlin.
- BRINKMANN R., 1955: Gerichtete Gefüge in klastischen Sedimenten. Geol. Rundschau 43, H. 2. Stuttgart.
- BUBNOFF S., 1924: Die Tektonik am Nordostrand des niederschlesischen Kohlenbeckens und ihr Zusammenhang mit den Kohlensäureausbrüchen in der Flötzen Berg- u. Hütten Salinenwesen. 72. Berlin.
- BUBNOFF S., 1931: Die westfälische Sedimentation und die asturische Phase in der innersudetischen Mulde. — Fortschr. Geol. Palaeont. 9. H. 29. Berlin.
- BUBNOFF S., 1950: Die Geschwindigkeit der Sedimentationsbildung und ihr endogener Antrieb. Abh. Geotektonik. No 2. Berlin.
- BUCHER W. H., 1933: Über eine typische kryptowulkanische Störung im südlichen Ohio. Geol. Rundschau. 23a.
- DATHE E., 1891: Über die Discordanz zwischen Culm und Waldenburger Schichten im Waldenburger Becken. — Z. Deutsch. Geol. Ges. 43. Berlin.
- DATHE E., 1892a: Zur Frage der Discordanz zwischen Culm und Waldenburger Schichten im Waldenburger Becken. Ibidem. 44.
- DATHE E., 1892b: Geologische Beschreibung der Umgebung von Salzbrunn. — Abh. Königl. Preuss. Geol. L.-A. N. F. H. 13. Berlin.
- DATHE E., 1900: Über die Lagerungsverhältnisse des Oberdevons und Culm bei Ebersdorf in Schlesien. — Jahrb. Preuss. Geol. L.-A. 53. Berlin.
- DATHE E., 1904: Blatt Neurode und Erläuterungen. Preuss. Geol. L.-A. Berlin.
- DATHE E., BERG G., 1910: Erläuterungen zur geologischen Karte Blatt Waldenburg Ibidem.
- DATHE E., BERG G., 1912: Erläuterungen zur geologischen Karte Blatt Landeshut. Königl. Preuss. Geol. L.-A. Berlin.
- DATHE E., PETRASCHECK W., 1913: Geologische Übersichtskarte des niederschlesisch-böhmischen Beckens. Ibid.
- DON J., 1961: Utwory młodopaleozoiczne okolic Nowej Rudy. Late Paleozoic deposits in the Nowa Ruda area. Zesz. Nauk. Uniwers. Wrocławskiego. Nauka o Ziemi, III, ser. B. nr 6.
- DORSEY G. E., 1926: The origin of the color of Red Beds. J. Geol. 34. Chicago, Illinois.
- DZIEDZIC K., 1957: Stratygrafia, tektonika i paleogeografia górnego karbonu i czerwonego spągowca Ziemi Kłodzkiej. Stratigraphy, tectonics and paleogeography of the Upper Carboniferous and Lower Permian in the Kłodzko area, Intra

- Sudetic Basin in Polish. Przew. do XXX Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Ziemi Kłodzkiej. Wrocław.
- DZIEDZIC K., 1958: Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów, ark. Nowa Ruda (pr. zbior.) Inst. Geol.
- DZIEDZIC K., 1959a: O nowym stanowisku skrzemieńskich pni w karbonie górnym niecki śródsudeckiej. On a new occurrence of silicified trunks in the Upper Carboniferous of the Intra Sudetic Basin. Roczn. Pol. Tow. Geol. T. 28, z. 4.
- DZIEDZIC K., 1959b: Porównanie utworów czerwonego spągowca okolic Nowej Rudy i Świerzawy. Comparison of Rotliegendes Sediments in the Region of Nowa Ruda (Middle Sudeten) and Świerzawa (Western Sudeten). — Kwart. geol. t. 3, nr 4.
- DZIEDZIC K., 1960: Niektóre problemy geologiczne związane z kulką ostrogą Jabłowa (Sudety środkowe). Quelques problèmes géologiques liés avec le promontoire de Culm de Jabłów (Sudètes Moyens). Acta Geol. Pol. vol. 10, nr 3.
- DZIEDZIC K., 1961a: Tektonika kulkowej ostrogi Jabłowa. On the tectonics of the Culm Flexure of Jabłów. Acta Geol. Pol. vol. 11, nr 4.
- DZIEDZIC K., 1961b: Utwory dolnopermskie w niecce śródsudeckiej. Lower Permian of the Intra Sudetic Basin. Studia Geol. Pol. vol. VI.
- DZIEDZIC K., 1964: Orientacja otoczków i jej geologiczne znaczenie. The geological significance of the orientation of pebbles. Geol. Sudetica. t. I.
- DZIEDZIC K., 1965a: Stosunek górnego karbonu do podłoża w północno-wschodniej części noworudzkiego rejonu węglowego. The Upper Carboniferous and its substratum in the north-eastern part of the Nowa Ruda Coal basin. Acta Geol. Pol. vol. 15, nr 2.
- DZIEDZIC K., 1965b: Geneza karbońskich niecek na noworudzkim masywie gabrowo-diabazowym. Genesis of the Carboniferous Troughs in the Area of the Nowa Ruda Gabbro-Diabase Massif. — Kwart. geol. t. 9, nr 3.
- DZIEDZIC K., 1965c: Niektóre problemy geologiczno-górnictwa Dolnośląskiego Zagłębia Węglowego. Some geological and mining problems of the Lower Silesian Coalfield. — Prz. gór. 21, nr 11.
- DZIEDZIC K., 1966: Geneza węglowego Zagłębia Wałbrzyskiego. Origin of the Wałbrzych coal basin; in: Z geologii Ziemi Zachodnich.
- DZIEDZIC K., 1967: Orientacja otoczków na plaży nadmorskiej. Orientation of pebbles on a marine beach. Roczn. Pol. Tow. Geol. t. 37, z. 2.
- EMERY K. O., 1945: Entrapment of air in beach sand. J. Sed. Petrology. Vol. 15, nr 2.
- ESCHER B. G., 1952: Relation between mechanism of the formation of fault throughs and volcanic activity. Geol. Soc. Amer. Bull. Vol. 63. New York.
- FISCHER H., 1964: Das Nördlinger Ries im Widerstreit der Theorien. Naturwiss. Rundschau. 17, no 10. Stuttgart.
- FRIEDLAENDER I., 1915/1916: Über vulkanische Verwerfungstäler. Z. Vulkanologie. Bd. II. 19. Berlin.
- GOTHAN W., GROPP W., 1933: Paläobotanisch-stratigraphische Untersuchungen im niederschlesischen Karbon. Z. Berg- u. Hütten Salinenwesen. Berlin.
- GOTHAN W., 1952: Die Heerleiner Karbonkongresse. Sitzb. Deutsch. Akad. Wiss. zu Berlin. Klasse für Math. u. allgem. Naturwiss. Jahrg. 1952. no 4. Berlin.
- GÓRECKA T., 1962: Niektóre wyniki badań sporowych w wałbrzyskiej niecce węglowej. Some results of the spores-investigation in the Wałbrzych Coal Basin. Spraw. z posiedz. nauk. Inst. Geol., — Kwart. geol. t. 6, nr 4.
- GROCHOLSKI A., 1960: Uwagi na temat budowy geologicznej zachodniej okolicy Wałbrzycha. Notes on geological structure of Western region of Wałbrzych. — Kwart. geol. t. 4, nr 3.
- GROCHOLSKI A., 1962: Wulkanizm górnokarboński w niecce śródsudeckiej. Upper Carboniferous volcanic activity in the Intra Sudetic Basin. Spraw. z posiedz. nauk Inst. Geol. — Kwart. geol. t. 6, nr 2.
- GROCHOLSKI A., 1964: Niektóre wyniki wierceń strukturalnych w obrębie wypiętrzenia Ścinawki. — Prz. geol. nr 7/8.
- GROCHOLSKI W., 1961: Tektonika południowo-zachodniego obrzeżenia bloku gnejsów sowiogórskich. Tectonics of the south-western border of the Sowie Mts. Gneiss block (Sudeten Mts). Studia Geol. Pol. vol. 8.
- GUNIA T., 1962: Fauna otoczków wapieni a zagadnienie wieku zlepieńców Witoszowa (Dolny Śląsk). The fauna of limestone pebbles and the problem of age of the Witoszów conglomerates (Lower Silesia). Roczn. Pol. Tow. Geol. t. 32, z. 4.
- HARMS J. C., Mac KENZIE D. B., Mc CUBBIN D. G., 1963: Stratification in modern sands of the Red River, Louisiana. — J. Geol. Vol. 71, nr 5. Chicago.
- HAUSEN H., 1961: Canarian Calderas. Bull. de la Commission Géologique de Finlande. 33, no 196. Helsinki.
- HOLUB V., PROUZA V., TÁSLER R., 1965: Nové litostratigrafické dělení svrchního karbonu v českém (jihozápadním) křídle vnitrosudetské pánve. Časopis pro mineral. a geol. 10, č. 3. Praha.
- ISHIKAWA T., MINATO M., KUNO H., MATSUMOTO T., YAGI K., 1957: Welded tuffs and deposits of pumice flow and nuée ardente in Japan. Congr. Geologico Intern Seccion I, Vulcanologia del Cenozoico, I. (tłum. ros. in. Проблемы палеовулканизма — Moskwa 1863).
- JABLOKOV V. S., BOTVINKINA L. N., FEOFILOVA A. P., 1961: Sedimentation in the Carboniferous and the significance of alluvial deposits. Quatriemé Congr. Compte. Rendu. t. II. Maestricht.
- JACHOWICZ A., 1961: Der palynologische Vergleich des oberschlesischen und Donetz — Karbons. Ibid.
- KALTERHERBERG J., 1956: Über Anlagerungsgefüge in grobklastischen Sedimenten. Neues Jb. Geol. Paläont. Abh. 104, H. 1. Stuttgart.
- KOZŁOWSKI S., 1963: Geologia wulkanitów permskich w centralnej części niecki śródsudeckiej. The geology of Permian vulcanites in the central part of the Sudetic depression (Lower Silesia). Prace Inst. Geol. 14.
- KUNO H., 1953: Formation of calderas and magmatic evolution. Trans. Amer. Geophys. Union. 34, no 2. Washington.
- Mc KEE E. D., 1938: Original structure in Colorado river flood deposits of Grand Canyon. J. Sed. Petrol. 8, no 3.
- Mc KEE E. D., STERRETT T. S., 1961: Laboratory experiments on form and structure of longshore bars and beaches (in Geometry of Sandstone bodies). Am. Assoc. Petroleum Geol.
- Mc KEE E. D., 1962: Origin of the Nubian and similar sandstones. Geol. Rundschau. 52. H. 2. Stuttgart.
- Mc KEE E. D., REYNOLDS M. A., BAKER C. H. Jr., 1962a: Laboratory studies on deformation in unconsolidated sediment. Geol. Survey, Research 1962. Geol. Surv. Prof. Paper, 450-D. Washington.
- Mc KEE E. D., REYNOLDS M. A., BAKER C. H. Jr., 1962b: Experiments on intraformational recumbent folds in cross-bedded sand. Geol. Survey, Research 1962. Ibid.

- MEISTER E., FISCHER G., 1935: Geologische Übersichtskarte von Deutschland. Blatt Schweidnitz. Preuss. Geol. L.-A. Berlin.
- NISHIMURA E., HOSOYAMA K., 1953: On tilting motion of ground observed before and after the occurrence of an earthquake. *Trans. Amer. Geophys. Union* vol. 34, nr 4. Washington.
- [NOWIK E. O.], 1965: НОВИК Е. О. — Подразделение по флоре верхневизей- и намюрских отложений юго-запада европейской части СССР, in: Геология угленосных формаций и стратиграфия карбона СССР. Международный Конгресс по Стратиграфии и Геологии Карбона. V сессия. Изд. Наука. Москва.
- OBERC J., 1957a: Region Gór Bardzkich (Sudety) Przewodnik dla geologów (Bardo Mts. Region. Geological guide — in Polish).
- OBERC J., 1957b: Stratygrafia i tektonika utworów górnego karbonu i dolnego permu w zachodniej części regionu bardzkiego. *Stratigraphy and tectonics of the Upper Carboniferous and Lower Permian of the western part of the Bardo Region (Sudetic Mts.)*. *Inst. Geol., Biul.* 123.
- OBERC J., 1958: Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów, ark. Nowa Ruda (pr. zbior.) *Inst. Geol.*
- PAWLIK D., 1939: Zur Stratigraphie des südlichen Freiburger Oberdevongebietes. *Neues Jahrb. Miner. Geol. u. Paläontol. Beil. Bände Abhandlungen. Abt. B.* 81. Stuttgart.
- [PERELMAN A. I.], 1958: ПЕРЕЛЬМАН А. И. — Следы былых водоносных горизонтов в осадочных породах. Природа. 6. Москва.
- [PERELMAN A. I.], 1961: ПЕРЕЛЬМАН А. И. — Геохимия эпигенетических процессов. Москва.
- [PERELMAN A. I.], 1965: ПЕРЕЛЬМАН А. И. — Геохимия эпигенетических процессов (зона гипернеза). Москва.
- PETRASCHECK W., 1922: Zur Entstehungsgeschichte der sudetischen Karbon und Rotliegendablagerungen. — *Z. Deutsch. Geol. Ges.* 74. Berlin.
- PETRASCHECK W., 1934: Der böhmische Anteil der Mittelsudeten und sein Vorland. *Mit. Geol. Ges. Wien.*
- PETRASCHECK W. E., 1938: Zur Alterbestimmung der variscischen Vulkanismus in Schlesien. *Z. Deutsch. Geol. Ges.* Berlin.
- PICARD K., 1953: Zur Auswertung der Kreuzschichtung in fluviatilen Sedimenten. *Geol. Rundschau.* 41. Stuttgart.
- POTTER P. E., 1963: Late Paleozoic sandstones of the Illinois Basin. *Illinois State Geol. Surv. Rep. Inv.* 217. Urbana, Illinois.
- RADCHENKO M. I., 1961: Palaeophytological basis for the stratigraphy of the Carboniferous of Kazakhstan. *Quatriemé Congr., Compte Rendu.* t. II. Maestricht.
- ROHLEDER H. P. T. 1934: Meteor Krater (Arizona) — Salzpfanne (Transvaal) — Steinheimer Becken. — *Z. Deutsch. Geol. Ges.* 85 Berlin.
- SCHMIDT H., 1951: Nautiliden aus deutschen Unterkarbon. *Palaeont. Z.* 24. Stuttgart.
- SCHWARZBACH M., 1942: Bionomie, Klima und Sedimentationsgeschwindigkeit im oberschlesischen Karbon. — *Z. Deutsch. Geol. Ges.* 94. Berlin.
- SOLIMAN M. SOLIMAN, 1964: Primary structures in a part of the Nile delta sand beach. *Development in sedimentology* vol. I Amsterdam, London, New York.
- STEPANOW D. L. at all., 1962: The Carboniferous system and its main stratigraphic subdivisions. Report of the Comm. on the stratigraphy of the Carboniferous of the National Comitée of Soviet Geologists. *Quatr. Congr. Compte Rendu.* t. III. Maestricht.
- STEWART H. B., 1956: Contorted sediments in modern coastal lagoon explained by laboratory Experiments. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geologists.* Vol. 40, nr 1. Tulsa, Oklahoma.
- STUTZER O., 1937: „Meteor Crater” (Arizona) u. Nördlinger Ries. — *Z. Deutsch. Geol. Ges.* 88. H. 10. Berlin.
- SWANN D. H., 1964: Late Mississippian rhythmic sediments of Mississippi Valley. *Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geologists.* 48, nr 5, Tulsa, Oklahoma.
- TASLER R., 1964: Permokarbon vnitrosudecké pánve a podkrkonošské pánve (in: J. Svoboda s kolektivem autorů: Regionální Geologie ČSSR, dil. I, sv. 2. Praha).
- TEISSEYRE H., 1958: Sedymentacja, paleogeografia i tektonika karbonu dolnego w Sudetach Środkowych. *Sedimentation, Paleogeography and Tectonics of the Lower Carboniferous in the Middle Sudeten.* — *Kwart. geol.* t. 2, nr 3.
- TEISSEYRE H., 1961: On the problem of unconformity between the Lower and Upper Carboniferous in the Middle Sudetes. *Bull. Acad. Pol. Sc. Vol.* 10, nr 1.
- VALLENTYNE J. R., 1955: A laboratory study of the formation of sediment bands. *Amer. J. Sci.* vol. 253, nr 9. New Haven, Connecticut.
- WANLESS H. R., SHEPARD F. P., 1936: Sea level and climatic changes related to late Paleozoic cycles. *Bull. Geol. Amer.* Vol. 47, nr 8. New York.
- WADELL H., 1936: Volume, shape, and shape-position of rock fragments in open-work gravel. *Geogr. Annaler.* 18. Stockholm.
- WILLIAMS H., 1941: Calderas and their origin. *Univ. Calif. Publ. Bull. Dept. Geol. Sc.* Vol. 25, nr 6. Berkeley, California.
- WILLIERE Y., 1962: Tableau synoptique des flores Namuriennes Belges; Revision 1958 et conclusions. *Quatriemé Congr. Compte Rendu.* t. III. Maestricht.
- YAGI K., 1953: Recent activity of Usu Volcano, Japan, with special reference of the formation of Syowa Sinzan. *Trans. Amer. Geophys. Union.* Vol. 43. nr 3. Washington.
- ZIMMERMANN E., 1922: Die Gänge und Stöcke von Porphyr im Katzbach- und Waldenburger Gebirge in Schlesien. *Jahrb. Preuss. Geol. L.-A.* Berlin.
- ZIMMERMANN F., 1956: Paleobotaniczne zapiski z dolnośląskiego karbonu. Notes on the Paleobotany of the Lower Silesian Carboniferous. *Inst. Geol., Biul.* 98.
- ŻAKOWA H., 1958a: Biostratygrafia utworów morskich dolnego karbonu z obszaru Wałbrzycha Miasta na Dolnym Śląsku. *Biostratigraphy of the Lower Carboniferous marine deposits of the area of Wałbrzych Miasto (Lower Silesia)*. *Pr. Inst. Geol.* t. 19.
- ŻAKOWA H., 1958b: Górny wizen dolnokarbońskiejk niecki śródsudeckiej. Upper Visean of the Lower Carboniferous Intrasudetic Basin. — *Kwart. geol.* t. 2. nr 3.
- ŻAKOWA H., 1963: Stratygrafia i zasięgi facjalne karbonu dolnego w Sudetach. *Stratigraphy and facial extens of the Lower Carboniferous in Sudetes.* — *Kwart. geol.* t. 7. nr 1.

Kazimierz DZIEDZIC

SEDIMENTATION AND PALAEOGEOGRAPHY OF THE UPPER CARBONIFEROUS DEPOSITS IN THE INTRASUDETIC DEPRESSION

Summary

ABSTRACT: The Upper Carboniferous deposits in the Intrasudetic Depression are here discussed from the view point of their sedimentation and paleogeography. The sedimentation developed gradually beginning with the Upper Carboniferous and extended over increasingly greater areas of the Central Sudetes. At the passage from the Lower into the Upper Carboniferous, no essential differences have been observed concerning either the outward appearance of sediments and their arrangement pattern of symptoms suggesting changes in the conditions of deposition.

During the Upper Carboniferous, the area of accumulation here considered was not structurally uni-

form, hence, some of its regions were actually basin-like (those of Wałbrzych and Nowa Ruda), while others (the western margin of the Wałbrzych basin) were of the piedmont type.

Westphalian cryptovolcanic activities are indicated in areas that are basin-like in character or in their immediate neighbourhood.

The character of deposits was strongly affected by climatic changes which, combined with diastrophism and volcanism, were responsible for the development of cyclic sedimentation.

A concept postulating the cryptovolcanic origin of the Wałbrzych basin is also presented.

INTRODUCTION

The writer's investigations, here presented, of the Upper Carboniferous sedimentation, include that part of the Intrasudetic Depression lying in the Polish territory. The rocks are developed in the continental facies and contain the complete Upper Carboniferous profile. The substratum of the Upper Carboniferous rocks consists mainly of the Lower Carboniferous series. In the district of Nowa Ruda the Carbo-

niferous deposits cover the gabbro-dabase massif. Over a small area, these deposits contact along dislocations with the gneisses of the Sowie Mts.

The Upper Carboniferous series are built of coarse-grained detrital deposits interbedded by fine-grained sediments containing Namurian and Westphalian coal seams.

SUCCESSION OF BEDS AND THEIR CHARACTERISTICS

The sequence and names of the Upper Carboniferous strata in the area here considered have been established by E. Dathe at the beginning of the present century. From bottom to top they are the beds of Wałbrzych, Biały Kamień, Żaclef and Ottweiler. Their general stratigraphic position is shown below after W. Gothan (Gothan & Gropp 1933, Gothan 1952).

STEPHANIAN	Ottweiler beds
WESTPHALIAN	Żaclef beds
	Biały Kamień beds
NAMURIAN	Wałbrzych beds

In the meantime there was a tendency to include the Biały Kamień beds entirely into the Westphalian (Berg 1938, 1940).

A cursory description of the sediments here will be based on the divisions so far currently accepted. In order to acquaint the readers with the problems of the region under consideration they will be discussed and exemplified by three regions, i. e. that of Wałbrzych, that lying west of the Wałbrzych region and the district of Nowa Ruda.

In the Wałbrzych region the Wałbrzych beds consist of two complexes, a lower and an upper one. The lower complex is built up gradually by Lower Carboniferous deposits. Conglomerates with a greywacke matrix, here and there containing muddy-sandy lenses predominate. Towards the top the lower complex of the Wałbrzych beds grows more finegrained and contains thin coal interbeddings. It terminates with a thicker and more continuous coal seam. Above rests the upper sedimentary complex which begins with fine-grained quartz conglomerate. Upwards the conglomerate passes into whitish quartz sandstones with a kaolin matrix; these sandstones pass in turn into brown sandstones and brown mudstones with coal seams. A thin layer of refractory shales has been found in the upper sedimentary complex of the Wałbrzych basin.

The beds of Biały Kamień are in principle a coarse-grained deposit. Their maximum development occurs in the basin of Wałbrzych where they attain the greatest thickness and largest grain size. At the bottom there occurs here and there a body of coarsegrained or conglomeratic sandstones rather small in thickness. They are the forerunners of the true conglomerate. In the conglomerate the size of grains decreases upwards, so that in the middle part of the Biały Kamień beds two thin coal seams make their appearance within the fine-grained deposits. They are overlaid by conglomerates again. These are here mediumgrained and more finegrained towards the top where they border on the so called lower coal group of the Żacleń beds.

The Żacleń beds consist of three chief lithological complexes. The lower coal group already mentioned above and upper coal group here been differentiated. They are separated by an intervening thick-bedded conglomeratic sandstone. The upper coal group is overlaid by sandy-conglomeratic deposits with mudstone intercalations. These deposits are indicated by brown-red colouration. They grade into Stephanian sediments.

The Stephanian rocks consist of alternating conglomerates and mudstones. The conglomerates represent poorly stratified, bedded and selected deposits. Neither to the mudstones as a rule display any signs of stratification. In contrast to the conglomerates in which a greenish hue is preponderant, the mudstones are generally reddish in colour. The writer's obser-

vations lead to suppose that the greenish colouration of the coarser-grained Stephanian deposits is a secondary result of the fluctuation of the ancient ground waters. The Stephanian rocks here described have a similar development throughout the area under consideration. Only the grain-size and petrographic composition of the clastic grain as well as the numerical ratio of the coarse-grained deposits to that of the fine-grained ones vary in places. The Stephanian deposits accumulated under a gradually increasing influence of a cold climate and they are of the fanglomerate type. The conglomerates have probably been deposited by seasonal floods while the mudstones are partly a deposit terminating the flood-stage, partly the accumulation product of riverside flood plains.

The profile of the Upper Carboniferous deposits in an area lying west of the Wałbrzych basin is somewhat different. The differences are more readily seen beginning with the vicinity of Jabłów (W of the town of Wałbrzych) in that the sediments are generally not so thick, the particular lithological varieties are lens-like and the coal intercalations are very scarce or even completely absent. In the lower part of the Upper Carboniferous beds here it is hardly possible to distinguish two lithological complexes as was done in the case of the Wałbrzych basin. The Lower Carboniferous deposits are overlaid by deposits very slowly grading into them. A strong dependence of the lithology of the Upper Carboniferous cover on the Lower Carboniferous substratum is almost general here. It is expressed by the preponderance of the same lithological element both in Lower Carboniferous and Upper Carboniferous profiles. The sandy-muddy lenses in the lowermost parts of the Upper Carboniferous series are occasionally arranged as two streaks, the upper one of which in its top sometimes contains thin coal seams. Quartz conglomerates occur here and there in the same position as the coal seam or slightly lower down.

In some sections of the lowermost Upper Carboniferous horizons in an area to the west of the Wałbrzych basin no finegrained intercalations have been observed, but only conglomerates that occur from the top parts of the Lower Carboniferous through the Lower Westphalian.

The deposits mentioned above are overlaid by conglomerates regarded as an equivalent of the Biały Kamień beds. They do not, however, occur as a horizon as distinct as that in the Wałbrzych basin. They are considerably reduced both as concerns their thickness and the grain size. In the absence of continuous finegrained or coaly intercalations their delimitation from rocks of their cover or those of their substratum is in most cases arbitrary in character.

Similarly reduced are also the *Žacléř* beds, developed mostly as coarsegrained conglomeratic sandstones containing broken up and extremely thin seams of coal.

The Stephanian deposits are absent from the area lying west of the *Wałbrzych* basin.

In the district of *Nowa Ruda*, the Upper Carboniferous outcrops occur in two zones, northern and southern, delimited by the gabbro-diabase massif. In the northern zone the Upper Carboniferous deposits rest partly on Lower Carboniferous rocks, here and there they border, along a fault, on the gneisses of the *Sowie Mts.* Towards the SE they are wedged into the Lower Carboniferous region of the *Bardo Mts.* In the southern zone, the Carboniferous rocks rest over a certain area on the gabbro-diabase massif.

At the base of the Upper Carboniferous series in the northern zone, are the *Wałbrzych* beds whose lithology and succession resemble those in the *Wałbrzych* basin. The lower complex is, however, poorly represented on the surface, since the beds have been cut off by a fault throughout this region. In the central part of the northern zone the *Wałbrzych* beds are overlain by the beds of *Biały Kamień*, the *Žacléř* beds and the Stephanian beds. Towards the SE the two first of the last named thin out, while the Stephanian sediments rest directly on the *Wałbrzych* beds.

In the southern zone, i. e. on the southern side of the gabbro-diabase massif, fossil weathered crust of crystalline rocks occurs on this massif. Towards the top it grades into conglom-

merates containing detritus of substratal rocks, further up into brown shales. These are overlaid by lenses of quartz- and sandstone conglomerates with muddy-silty-coaly intercalations in the top containing layers of refractory shales. The above rock series occupies in the crystalline massif a number of troughs oriented sub-equatorially. The upper deposits are represented by conglomeratic sandstones and mudstones. In the top these terminate in coal seams of the upper coal group of the *Žacléř* beds. The upper layers of the *Žacléř* beds consist of coarsegrained conglomerates and arkose sandstones with fairly numerous specimens of silicified tree trunks. The top members are red coloured and grade into Stephanian rocks. Within the latter, porphyry and gneiss detritus predominates in the conglomerates, while in the proximity of the gabbro-diabase massif there is also an admixture of large pebbles of gabbro and of diabase.

The survey here given of the Upper Carboniferous rocks from the various parts of the *Intrasudetic Depression* will provide a basis for the discussion of some of the more important geological problems concerning the Upper Carboniferous period in this region. The problems discussed here are: a) the relation of the Upper Carboniferous rocks to the Lower Carboniferous substratum, b) the origin of the Carboniferous troughs in the gabbro-diabase massif of *Nowa Ruda*, c) the connections of the district of *Nowa Ruda* with that of *Wałbrzych*, d) Upper Carboniferous volcanism, e) sedimentary cycles, f) origin of the *Wałbrzych* basin.

RELATION OF UPPER CARBONIFEROUS ROCKS TO THE LOWER CARBONIFEROUS SUBSTRATUM

The Lower Carboniferous deposits underlying the productive coal series is encountered in the western and the eastern parts of the area here considered. In the west the Lower Carboniferous deposits occur unbrokenly westwards from the *Wałbrzych* basin. The district of *Nowa Ruda* is the other area where the Lower Carboniferous series is present. In both these areas the writer has carried out special field investigations of deposits bordering on the Lower and the Upper Carboniferous (*Dziedzic* 1960, 1961, 1965a).

The western part of the area under consideration is noteworthy because both divisions of the Carboniferous formation border mainly along sedimentary surfaces. The relation of the Lower Carboniferous to the Upper Carboniferous in this area will be discussed by sub-

dividing it into two regions. The first subregion consists of the *Wałbrzych* basin, the other one is an area adjoining there to and stretching out to the west. The previous supposition was that in the two sub-regions there existed a discordance between the Lower and the Upper Carboniferous. In the first sub-region the discordance was associated with the disturbances of the *Sudetic* phase, in the other sub-region the discordance was referred to the *Erzgebirge* movements.

Some suggestions, particularly the differences in the development of the Carboniferous deposits seemed to be in favour of the last conception. In the first sub-region, i. e. the *Wałbrzych* one, horizons with a marine fauna (horizon $G_{01} - G_{03}$, *Żakowa* 1963) occur in the Upper *Viséan*, while coal intercalations are

nearly completely absent. The upper Viséan horizons are probably developed in the continental facies and they slowly grade into the Wałbrzych beds (H. Teisseyre 1958).

In the beds of Wałbrzych and those of younger age, the phytogenic rocks are represented rather abundantly.

Within the other sub-region, especially in its north-western part, the Lower Carboniferous is developed in the terrestrial facies, with coal intercalations in the top. Similarly thin and strongly discontinuous coal intercalations occur in the Upper Carboniferous. Intercalations of finegrained or phytogenic deposits at the boundary of the Lower and Upper Carboniferous are often seen to overlie one the other in certain sections. In the sections intervening between them are no such intercalations in either of the series. This coincidence indicates the unbroken continuity of accumulation from the Lower to the Upper Carboniferous.

In the writer's opinion, the contrast in the development of deposits in the two sub-regions depended on their structural distinctness and the resulting evolutionary differences. The first sub-region was basin-like in character, the other subregion had the characteristics of a piedmont. In the lower layers of the Lower Carboniferous the first sub-region was being filled in with clastic deposits, sporadically with biochemical sediments deposited in a marine environment. Towards the top the marine environment changed into a continental one with the bog-peat subfacies amply represented in the Upper Carboniferous. The other sub-region in principle accumulated the coarse-clastic series of terrestrial origin within which the bog-peat facies or the fine-grained facies were confined to the flood riverside plains. Material from river- and stream beds seems to be the predominant type of deposit, sometimes the river-bed alluvia are superposed in a more than „one-store” pattern, no part in the deposition being taken by the flood-river-plains sediments or by phytogenic deposits. Evolutionary and physiographic differences caused the formation of different deposits and this is responsible for the controversial opinions that accom-

panied every attempt more accurately to correlate the deposits present in the two subregions at the boundary between the Lower and the Upper Carboniferous. In the writer's opinion there existed a continuity of sedimentation in both subregions from the Lower to the Upper Carboniferous.

In the northern zone of the district of Nowa Ruda the Upper Carboniferous is narrowly wedged into the Lower Carboniferous area of the Bardo Mts. It is currently held in the literature that the quartz conglomerates of the Wałbrzych beds are the lowermost deposit in the Upper Carboniferous profile. The boundary of the conglomerates with the Lower Carboniferous deposits was regarded as primary by most authors while the differences in the arrangement pattern of these rocks were advanced as an argument concerning the existence of the discordance between the Lower and the Upper Carboniferous. The writer's papers (Dziedzic 1965a) show that throughout its length the contact between the Lower and the Upper Carboniferous is not sedimentary but tectonic. The Upper Carboniferous beds have persisted in the tectonic graben, in this connection differences in the arrangement of the two deposits cannot indicate a discordance. Below the quartz conglomerates, fragmentary Namurian mudstones with thin coal intercalations occur on the surface. The directions of transport traced on the arrangement of pebles in the quartz conglomerates indicate that during the deposition of the conglomerates the western margins of the Bardo Mts. was not an area subjected to gradation. Neither would this be suggested by the coal seam found above the conglomerates within the Bardo Mts. The above observations would rather indirectly infer the existence within the region here considered of sedimentary continuity at the boundary between the Lower and the Upper Carboniferous.

To sum up the suggestions contained in the above chapter, the absence may be stressed from the Lower/Upper Carboniferous boundary in the Intrasudetic depression of any marks indicating the occurrence of tectonic movements.

THE ORIGIN OF CARBONIFEROUS TROUGHS IN THE GABBRO-DIABASE MASSIF OF NOWA RUDA

The gabbro-dabase massif of Nowa Ruda stretches to the northwest. From the north-east it is truncated by a dislocation. Several embayments are indicated along its south-western margin which penetrate the sedimentary Carboniferous rocks from the SW. Fragments of these bays may also be observed from the NE. The

material filling in the bays (depressions) consist of products resulting from the erosion of the crystalline series, mainly of gabbro and diabase. From the bottom to the top we may observe here the weathered debris of the crystalline substratum (eluvium), conglomerates and fragments of slope breccia (deluvium, collu-

vium), and brown shales (proluvium). The age of these products has been strongly controversial. Most authors were inclined to accept that these rocks correspond to the formation of the Biały Kamień beds and the lowermost Żaclef beds. A part of them was by E. Dathe (1904) regarded as Lower Carboniferous. The present writer (Dziedzic 1957) has also expressed his objections against the correlation of these rocks with the Biały Kamień beds. J. Don (1961) did not exclude their Lower Devonian age.

The sediments that accumulated on the gabbro-d diabase massif are connected with the formation of the above mentioned structures in depressions. S. Bubnoff's opinion (1931), confirmed in later works, postulated a tectonic character of depressions. In conformity therewith they were indicated as flexural bends of the crystalline substratum during the Hercynian movements (Erzgebirgische Phase). During the Asturian disturbances (Asturische Phase), further tectonic deepening of these forms is supposed to have occurred. This led to the formation of depressions separated by gabbro of diabase steps.

A surface picture shows that the axes of depressions and thresholds have a subequatorial trend. No strains have been observed in the proximity of depressions to justify the concept of their tectonic origin. The form of the depressions and the mode they were filled in by the deposits speak more in favour of their erosional nature. After an analysis of this theory the writer has come to a conclusion that they represent fossil river valleys (Dziedzic 1965b). During the Devonian they occurred as a festoon of canyons which carried waters of the streams and rivers to the Upper Devonian and Lower Carboniferous seas. The marine deposits of these periods are encountered today on the north-eastern side of the gabbro-d diabase massif, i. e. in the Bardo Mts.

The initial major processes of aggradation in the river valleys transecting the crystalline massif commenced towards the close of the Lower Carboniferous. They down deposits formed after the retreat of the Lower Carboniferous sea from the Central Sudetes. A similar type of deposits also occur within the upper part of the Lower Carboniferous series of the Bardo Mts. and fragments of respective rocks predominate in the conglomerates at the outlet of valleys transversing the gabbros or the diabases. Climatic conditions resulted in the rounding up and levelling of erosional structures and of the intervening steps. Products of the destruction of crystalline rocks accumulated on the valley floors and, in addition to the weathered detritus cover, they also formed slope breccias, conglomerates and finegrained rocks

variegated in colour. In the writer's opinion these products correspond to the transition period from the Lower to the Upper Carboniferous. Among the deposits that accumulated on them were the refractory shales, a product of the further chemical reworking of crystalline rocks. These developed under climatic conditions favourable to the formation of Carboniferous peatbogs. It is supposed that the initial stage of the formation of refractory shales set in during the time previous to the accumulation of quartz conglomerates of the Wałbrzych beds. In agreement with this supposition the writer is inclined to conclude that the sedimentary series lying on the crystalline substratum represents a time interval between the upper part of the Lower Carboniferous and the Westphalian.

THE CONNECTIONS OF THE DISTRICT OF NOWA RUDA WITH THAT OF WAŁBRZYCH

From the above discussions it may be inferred that the oldest Upper Carboniferous deposits occur within areas of the occurrence of the Lower Carboniferous series. Now, the question arises whether the Namurian series accumulated in areas where the Lower Carboniferous deposits do not occur on the surface. The area here concerned is situated between the district of Nowa Ruda and that of Wałbrzych, from Sierpnica to Głuszycza. The Żaclef (Westphalian) beds are present on the surface, contacting with the gneisses of the Sowie Mts. along dislocations. In the south-eastern part the presence is indicated of a fragment of Lower Carboniferous deposits within which fragments of the deeper substratum occur as gabbro. An analysis of the orientation of pebbles in Lower Carboniferous conglomerates in that vicinity has shown that they concentrated along a flat sea beach with the land situated to the south-west (Dziedzic 1964). The overlying Lower Carboniferous conglomerates are covered pennacordantly by the Żaclef beds. These facts suggest that the Wałbrzych beds did not accumulate in the area under consideration. The deposition did not set in until the Westphalian when the area of sedimentation extended very much throughout the Intrasudetic depression. At about the same time the Żaclef deposits began accumulating on the crystalline substratum in the vicinity of Kudowa Zdrój.

The Żaclef beds in the zone between Głuszycza and Sierpnica are developed chiefly as coarsegrained sandstones and finegrained conglomerates. The directions of transport, indicated by the orientation of pebbles in conglomerates of the Żaclef beds on either side of the zone here considered, suggest that this zone was rather avoided by streams carrying elastic

material. In the Lower Permian sedimentation the above zone was also indicated as the ridge of a deeper substratum (Dziedzic 1961b).

The vicinity of Kudowa Zdrój, where the Upper Carboniferous deposits thin out towards the east, seems to be a southern prolongation of the above zone. The data given here suggest that we are dealing with a structure of the deeper substratum stretching submeridionally

and connecting the vicinity of Sierpnica in the north with the Kudowa Zdrój region in the south. This elevation transversal to the Intra-sudetic depression formed a barrier never crossed by the older Upper Carboniferous beds. The eastern margin of this barrier had a bearing on the course of the sedimentary basin of Nowa Ruda giving its western margins a submeridional direction.

UPPER CARBONIFEROUS VOLCANISM

The signs of volcanic activity in the Central Sudetes are known since long ago. The detritus of volcanic rocks of the porphyry type is present in the Lower Carboniferous conglomerates from the vicinity of Wałbrzych. No pebbles of volcanic rocks are, however, encountered in the quartz conglomerates of the Wałbrzych beds. They again make their appearance in the conglomerates of the Biały Kamień beds. Strongly weathered debris of porphyric rocks occur in some conglomerates of the Żacleń beds. They are most abundant, however, in Stephanian rocks from certain regions of the Intra-sudetic depression (Fig. 30).

Out of a number of diverse factors instrumental in the preservation of the detritus of volcanic rocks in the Carboniferous deposits, that of climate and the associated weathering processes are of outstanding significance. The presence of porphyry pebbles in the deposits need not indicate an increase in volcanic activities. These pebbles, as well as other components less resistant to the wearing-off processes may have been introduced into a given sediment owing to more severe climatic conditions in result of the erosion of older volcanites.

It was currently accepted that in the area under consideration volcanism had occurred at the turn of the Westphalian into the Stephanian. To support this view the presence is mentioned of effusive rocks at the boundary of the two stages in the vicinity of Żacleń (CSSR), also the abundance of porphyry rubble in Stephanian deposits of the district of Nowa Ruda. No evidence is, however, available of the existence of surface volcanism within the area under consideration. The absence is noted both of pyroclastic deposits and of volcanic bodies surficial in character. Most of the volcanic rocks, the porphyries foremost are vein-like or sub-volcanic. Since the Permian surface volcanism is widely diffused hence it proved rather difficult to decide whether the volcanites from the Upper Carboniferous series should be assigned to the Carboniferous or to the Permian.

The evidence that may have a bearing on the age-assignment of the Westphalian volcanism results from an analysis of the paleocurrents of transport. The writer's observations in the Wałbrzych basin suggest that, beginning with Westphalian B through the lower Stephanian, the deep subsurface dislocations of the magma gained in strength, resulting in a slow uplifting of the areas now occupied by the volcanic rocks. The uplifting movements involved the area within the porphyry massif of Chełmiec, also that in the vicinity of volcanites forming the eastern border of the basin. These were cryptovolcanic processes registered in the accumulated sediments. This type of volcanism was most likely responsible for the decrease in the effusive activity and the increase in hydrothermal processes. A vice-versa situation existed during the Permian volcanism when surface volcanism was predominant while the hydrothermal phenomena were reduced.

If we recognize the rising of the magma in the subvolcano of Chełmiec as a more or less constant process, i. e. without a major solid phase due to freezing, we can then calculate the time-period needed for the formation of this magmatic body by using the required assumptions. This calculation will be made possible by the Westphalian-Stephanian continuity of sedimentation in the Wałbrzych basin. The formation of the massif of Chełmiec must have spanned approximately speaking over three substages of the Westphalian and at least one substage of the Stephanian. On the numerical data contained in S. Bubnoff's work (1950) concerning the time-duration of the particular substages we shall obtain an average value of 14 million years, i. e. 2/5 of the whole Upper Carboniferous period. Sedimentological materials show that the subsurface dislocations of the magmatic masses strongly influenced the sedimentary processes, hence they do not seem to be the result but the cause of sedimentation. Similar causes of the Westphalian sedimentation may be detected in the district of Nowa Ruda where a short-lasting but sudden oscillation uncovered the porphyries and the gabbro

which supply the clastic material for the accumulation of Stephanian deposits. The occurrence may, therefore, be supposed also in this district, of cryptovolcanic events responsible for disturbances in the Westphalian sedimentation, as has already been suggested by S. Bubnoff (1931). Analogous conditions can also be observed in the vicinity of Żacleń where volcanic rocks occur in the Upper Westphalian.

When analysing the areas occupied by the sedimentary Westphalian series the formation

of this series seems obviously related to magmatic dislocations. For example in areas where the activity of the magma is indicated, the deposits are more strongly differentiated. This is expressed i. al. by the presence of thicker and more numerous coal intercalations than in areas without evidence of magmatism. This may have been connected with stronger subsidence due to the deficit of rock masses in the neighbourhood of the intruding magmatic bodies.

SEDIMENTARY CYCLES

In the present chapter more attention is given to the major sedimentary complexes of the Upper Carboniferous where the size of the clastic grains decreases from bottom to top. These assem-blages, still called sedimentary cycles, on the whole display a regional distribution, though their development is not uniform throughout the area under consideration, hence here and there it is difficult to distinguish some members of the given cycle.

Generally, three sedimentary cycles may be differentiated. The oldest cycle coincides with the Lower Namurian; it begins with the quartz conglomerate of the Wałbrzych beds and reaches to the base of the Biały Kamień beds. Its occurrence is most distinctly marked in the Wałbrzych basin. West of Wałbrzych it cannot be readily distinguished, especially in profiles where the fluvial deposits belonging to various cycles are superimposed without the cooperation of the alluvia from flood plains. Moreover, the grain size increases going westward and this is connected with the diminishing distance from the parent areas.

The second sedimentary cycle is indicated by the conglomerates of the Biały Kamień beds. The deposits belonging to this cycle are very distinct in the Wałbrzych basin. In the district of Nowa Ruda this cycle is considerably reduced. In the north-western part of that area, i. e. west of Wałbrzych the same difficulties are encountered as in the first cycle. Namely in certain profiles the type of conglomerates from the Lower Carboniferous through the Biały Kamień beds is very much the same so that

the delimitation of the particular beds is arbitrary.

The third cycle of sedimentation is indicated in the upper part of the Żacleń beds. The coarse-grained deposits make their appearance in the district of Nowa Ruda, in the vicinity of Gluszyca, partly also in the southern region of the Wałbrzych district. In the district of Nowa Ruda there is a mass occurrence of silicified tree trunks within the coarse-grained deposits. Similar conditions prevail in the vicinity of Hronov on the Czechoslovakian side. In the region of Żacleń, gneiss boulders up to 1 m in diameter are encountered in conglomerates having a similar stratigraphic position.

In interpreting the causes responsible for the formation of sedimentary cycles in the region under consideration, diastrophism has been currently accepted as the principal factor. The writer has come to the conclusion that cyclic sedimentation was governed by exogenic agents [changes in climate, amount and distribution of precipitation, development of plants, etc], in certain periods combined with diastrophism and volcanism. The first cycle here considered took place in result of climatic changes. The formation of both, the second and the third cycles, was associated with certain structural changes. These changes, though extremely slow and of longer duration than the given cycle, suggest the cooperation of diastrophism. Moreover, during the initial stages of the third cycle it is reasonable to suppose the existence of seismic activity accompanied by increasing cryptovolcanic work.

ORIGIN OF THE WAŁBRZYCH BASIN

An attempt will be here made to clear up the causes that led to the formation of the Wałbrzych basin, in the light of the material that has been already discussed. The Wałbrzych basin differs in many respects from the sur-

rounding region. The contrast will be seen when examining the geologic map of that region, but it is also indicated by the process of the Carboniferous sedimentation. A characteristic feature observable in the geologic map is the inter-

section of beds and the distribution of the young Paleozoic rocks of volcanic origin. In what intersection is concerned it may be observed that the older beds of the Upper Carboniferous, to a certain extent those of the Lower Carboniferous, too, are arranged in an arch encompassing the basin from the north, with dips from the margin inwards. The volcanic rocks are distributed in a nearly closed circle girdling the basin from the south and east (Fig. 32). The arrangement of these rocks suggests that the penetration of magma followed some structural lines encircling the oval-shaped depression. No preferred direction has been observed in the case of major dislocations. Within the basin the dislocations have a rather haphazard direction, at the margins they often indicate the borders of the basin.

During the Carboniferous the basin is characterised by great mobility of the substratum, accompanied by optimum sedimentation and volcanism. The sedimentological data reveal that, already during the accumulation of deposits of the younger Culm and the Wałbrzych beds, the area of the basin was a depression in outline resembling its present contours. The depression must have been quite distinctly indicated at the time of the accumulation of the Biały Kamień beds, because the coarsest clastic material was transported in that direction practically from all around. In the Westphalian, near to or along the borders of the depression, subsurface dislocation of the magma took place. The characteristics given above indicate that the Wałbrzych basin formed within an area differing in structural character from the adjoining areas.

After analysing the causes that have led to the formation of this phenomenon, the writer's conclusion is that the Wałbrzych basin occupies a depression of volcanic origin and which bears the character of a subsidence caldera from the end of the Devonian (Dziedzic 1966). The basic Upper Devonian, both effusive and vein rocks, are known from various parts of the Sudetes. In the vicinity of Wałbrzych, deposits from the boundary of the Devonian and the Lower Carboniferous, also the Lower Carboniferous rocks contain numerous large pebbles of the porphyry type. Since in the deposits just mentioned clastic material has persisted originating from the destruction of local rocks, the porphyry detritus comes from the close vicinity, too. This might possibly suggest that volcanic events took place in the Wałbrzych region prior to the Lower Carboniferous.

The formation of the caldera was preceded by the swelling out of the roof above the rising magma reservoir. (Fig. 32, blockdiagram 1). The bulging out of the relief caused by the pressure of the magma (gasses) from below the

surface has been described and accepted in the literature (Williams 1941, Billings 1946, van Bemmelen 1949, Yagi 1953, Kranz W. *vide* Fischer 1964). In the writer's opinion the warping of the area under consideration may be associated with the Upper Devonian transport of the rock material in the direction of the Świebodzice depression. D. Pawlik (1939) and T. Gunia (1962) both point out this possibility.

The formation of the depression took place owing to the collapse or the subsidence of the dome above the magma reservoir. In the opinion of most volcanologists (Stübel A. *vide* Friedlaender 1915/1916, Williams 1941, van Bemmelen 1949, Kuno 1953, Ishikawa et al. 1957, Hansen 1961) a mechanism of this kind preponderates in the formation of major calderas. The presence of a subaerial volcanic structure though rather common, is not a prerequisite for the formation of a caldera, since, under circumstances, subsurface explosions, called cryptovolcanoes (Branca & Fraas 1905) may take place and calderas may be formed above them. Though the origin of the cryptovolcanic type of calderas has not as yet been definitely cleared up, nevertheless depressions viewed as cryptovolcanic are approximately circular, about —14 miles in diameter and they occur in non-volcanic deposits (Billings 1946). The lack or the scarcity of volcanic materials (Steinheim depression, Ashanti caldera, Nördlinger Ries), and comparatively large dimensions have induced certain geologists to assign a meteoritic origin to these forms (Rohleder 1934, Stutzer 1937). Their suggestions did not, however, meet with approval and depressions of this kind are generally regarded as cryptovolcanic. It is not excluded, but rather probable that the Wałbrzych caldera is of a cryptovolcanic origin and that in the mechanism of its formation it approaches to the caldera of the cauldron subsidence type.

During the Upper Carboniferous, a repetition of volcanic activity was registered in the area of the older caldera. The Upper Carboniferous, symsedimentary volcanism (subsequently the Permian) developed along the margins of the depression area, sometimes penetrating into its interior. In the Westphalian the formation commenced of the Chełmiec subvolcano near to the north-western border of the caldera, so that, in result of the rise of magma, the initially uniform basin was modified and broken up into two separate parts (Fig. 32, blockdiagram 4).

During the Permian volcanism, magmatic activities re-occurred in the region Wałbrzych. They are indicated in the eastern margin of the basin while a continuous magmatic belt girdles with an arch its further peripheries. Quite probably, the curved course and the dif-

ferentiation of the surface structure are connected with the southern border of the depression area. Minor veins and oval-shaped volcanic necks are observable in the sedimentary and volcanic rocks of the Permian; they may represent signs of magmatic wedging grouped along the former edges of the caldera. The reconstructed volcanic subsidence cauldron is 13×9.5 km in diameter and does not much

differ from the dimension of major calderas of this type described in the literature. It seems that the crevices formed along the edge of the depression and between the „ruined” blocks of the former caldera dome made way for the invasion of subsequent magma flows, and led to the subsiding and even tectonic desintegration of the terrain.

*Laboratory of Old Structures
of the Institute of Geological Sciences
Polish Academy of Sciences*

and

*Department of General Geology
of the Wrocław University
Wrocław 2, ul. Cybulskiego 30
Wrocław, April 1965*

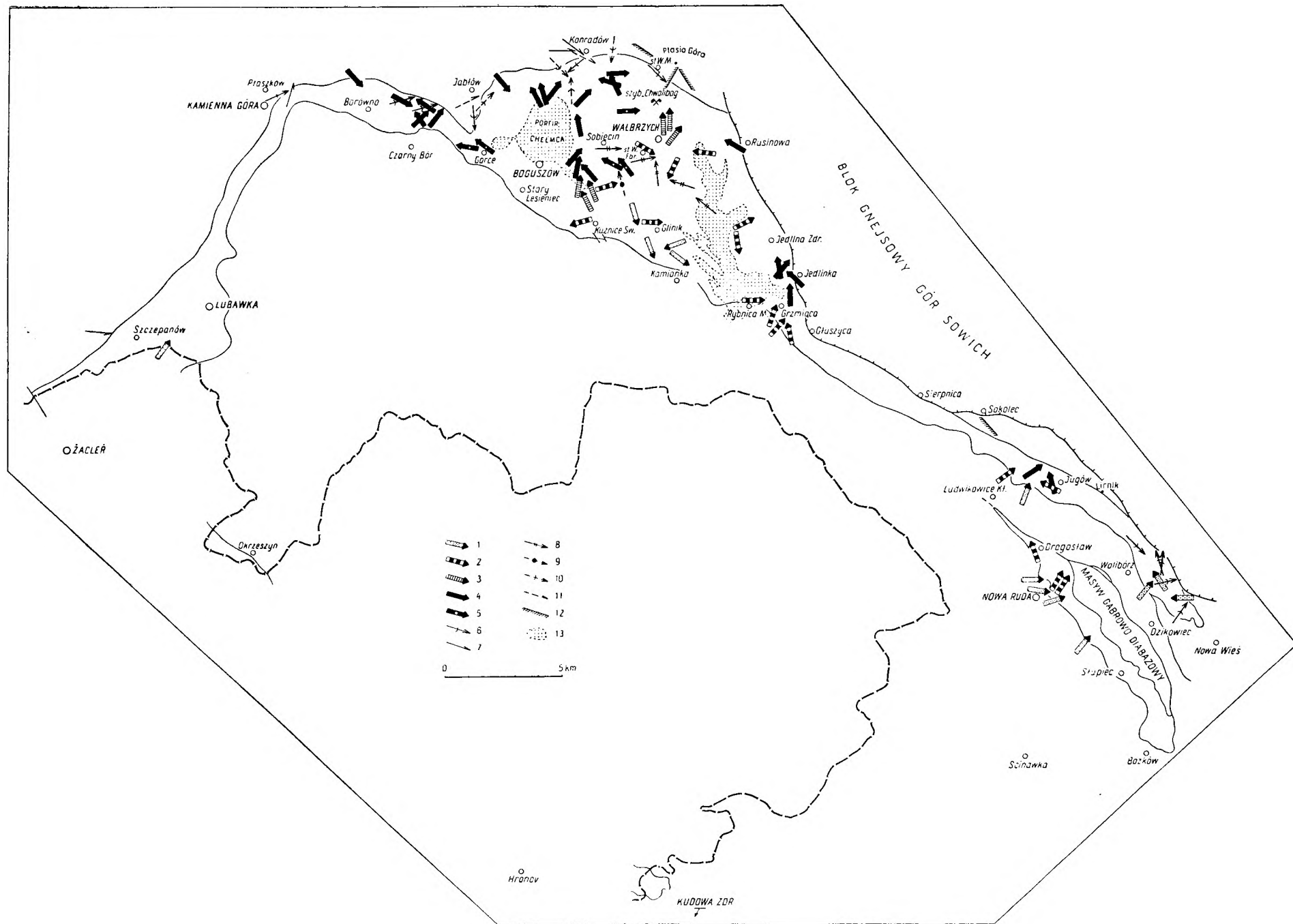


Fig. 31

Kierunki transportu materiału klastycznego w utworach górnokarbońskich i wyższej części karbonu dolnego niecki śródsudeckiej

Kierunki określono na podstawie ułożenia otoczków w zlepięcach następujących warstw: 1 — stefañskich, 2 — żaclerskich w ogólności a w Zagłębiu Wałbrzyskim w wyższej ich części, 3 — niższej części warstw żaclerskich w Zagłębiu Wałbrzyskim, 4 — białokamięńskich, 5 — białokamięńskich w kopalniach wałbrzyskich, 6 — wałbrzyskich, 7 — dolnokarbońskich. Na podstawie skośnego warstwowania w warstwach: 8 — żaclerskich, 9 — białokamięńskich, 10 — wałbrzyskich. Na podstawie hieroglifów prądowych: 11 — w dolnym karbonie. Inne oznaczenia: 12 — kierunek linii brzegowej określony na podstawie ułożenia otoczków w zlepięcach dolnokarbońskich. Zakresowano stroną lądową, 13 — skały wulkanicznego pochodzenia w Zagłębiu Wałbrzyskim

Transport directions of clastic material in Upper Carboniferous deposits and in the upper part of the Lower Carboniferous of the Intrasudetic depression

The directions have been determined on the orientation of pebbles in conglomerates from the following beds: 1 — Stephanian, 2 — Zaclęf (generally and in the upper part of those in the Wałbrzych basin) 3 — lower part of Zaclęf beds in the Wałbrzych basin, 4 — Biały Kamień, 5 — Biały Kamień beds, in the Wałbrzych coal-mines, 6 — Wałbrzych, 7 — Lower Carboniferous. Directions determined on cross bedding in 8 — Zaclęf beds, 9 — Biały Kamień beds, 10 — Wałbrzych beds. Direction established on flow casts: 11 — in the Lower Carboniferous. Other modes of the determination of transport directions: 12 — direction of shore line established on the orientation of pebbles in Lower Carboniferous conglomerates. The in-shore line is stippled. 13 — rocks of volcanic origin in the Wałbrzych basin