

Andrzej Karol TEISSEYRE

CHARAKTERYSTYKA SEDYMENTOLOGICZNA KULMU Z CIECHANOWIC I PALEOGEOGRAFIA NAJNIŻSZEGO KULMU NIECKI ŚRÓDSUDECKIEJ

SPIS TREŚCI

	str.
Streszczenie	237
Wstęp	238
Przegląd dotychczasowych badań	239
Wiek kulmu z Ciechanowic oraz korelacja najstarszych osadów kulmowych niecki śródsudeckiej	242
Cykliczność sedymentacji w kulmie z Ciechanowic	244
Charakterystyka teksturalna kulmu z Ciechanowic	245
Uziarnienie	245
Wysortowanie	245
Obtoczenie i sferyczność	245
Skład mineralny	245
Dojrzałość	252
Kolor	253
Procesy diagenety	253
Charakterystyka strukturalna kulmu z Ciechanowic	256
Uławicenie, warstwowanie i charakter osadów z dolnych członów cyklotemów	256
Uławicenie, warstwowanie i charakter osadów z górnych członów cyklotemów	257
Rozmycia	258
Szczeliny z wysychania	258
Pograży i uskoki prawie syndepozycyjne	259
Pochodzenie materiału detrytycznego kulmu z Ciechanowic	259
Podiagenetyczna historia osadów	261
Uskoki	261
Katakłaza	262
Zagadnienie pochodzenia hematytu	262
Utwory hydrotermalne	263
Paleogeografia najniższego kulmu w niecce śródsudeckiej	264
Wnioski	269
Literatura	270
Summary	273

Streszczenie

Zasadnicza część tej pracy poświęcona jest charakterystyce sedymentologicznej kulmu z Ciechanowic, reprezentującego najniższy dolny karbon północno-zachodniej części niecki śródsudeckiej. W najpełniej-

szym profilu kulum ciechanowicki obejmuje trzy cyklotemy duże, o łącznej miąższości prawie 700 m. Na obszarze na północ od doliny Bobra dolne człony cyklotemów tworzą fanglomeraty, a na południe od

tej rzeki — zlepieńce średnioziarniste z blokami. Osady te były deponowane przez gwałtowne zmywy powodziowe, a w procesie tworzenia się fanglomeratów poważną rolę odegrały także ruchy masowe (spływy rumoszu skalnego, obrywy skalne). Materiał detrytyczny fanglomeratów pochodzi z północy, gdzie był erodowany na skarpie uskoku Domanowa, czynnego w czasie sedymentacji. Zlepieńce średnioziarniste z blokami składają się z materiału dostarczanego z południowego zachodu z łańcucha pra-Rudaw Janowickich, który w okolicy Ciechanowic graniczył z basenem kulmowym za pośrednictwem dyslokacji czynnej w czasie sedymentacji (uskok Ciechanowic).

Górne czony cyklotemów reprezentują osady jeziorzyskowo-fluwialne, wykształcone jako drobnoziarniste zlepieńce, subszarogłazy i mułowce, którym towarzyszą cienkie pokłady węgla.

Badania mikroskopowe wykazały bardzo istotne różnice składu mineralnego subszarogłazów na obszarach na północ i na południe od doliny Bobra. Subszarogłazy, towarzyszące fanglomeratom, składają się niemal wyłącznie z rozkruszonego materiału zielenkowego, są ubogie w kwarc i skalenie, a wzbogacone w chloryty i epidot. Subszarogłazy, towarzyszące zlepieńcom średnioziarnistym, cechują się znacznie większą zawartością kwarcu i skaleni, a wśród okruców skał metastabilnych — dużą ilością fyllitów i gnejsów. Materiał piroklastyczny występuje w drobnych ilościach w obu typach subszarogłazów. Znaczny stopień zdiagenezowania osadów łączy się z silną kompaktacją, a także wynika z częściowej rekryształizacji najdrobniejszego materiału detrytycznego (kwarcu, chlorytów).

Dla gruboklastycznych osadów dolnych członów cyklotemów charakterystyczne są warstwowania równoległe i ubóstwo struktur. W osadach górnych członów cyklotemów oprócz warstwowań równoległych bardzo popularne są warstwowania skośne ripplemar-

kowe. Ze struktur związanych z niestatecznym uwarstwieniem gęstościowym najczęstsze są pograży.

Jednym z celów tej pracy jest próba wykazania, że możliwa jest dość dokładna korelacja osadów dolnego karbonu zachodniej i północnej części niecki śródsudeckiej. Idea ta jest podstawą rozważań paleogeograficznych zawartych w końcowej części pracy. Zdaniem autora kulm z Ciechanowic nie jest najstarszym, odosobnionym utworem dolnego karbonu niecki śródsudeckiej, jak to dotychczas uważano, lecz odpowiada wiekowi kulmowi z Figłowa i z Sądów Górnych w północnej części tej jednostki. Pod względem facjalnym fanglomeraty kulmu z Ciechanowic odpowiadają fanglomeratom kulmu z Figłowa. Osady te wyznaczają północną brzeżną strefę basenu. Natomiast zlepieńce kulmu ciechanowickiego odpowiadają facjalnie zlepieńcom kulmu z Sądów Górnych, wraz z którymi reprezentują bardziej wewnętrzną strefę basenu. Wszystkie te osady są prawdopodobnie wieku górnoturnejskiego (?). Analiza paleogeograficzna wydaje się wskazywać, że w czasie sedymentacji tych ogniw basen śródsudecki mógł przedłużać się ku zachodowi poza obszar niecki śródsudeckiej, jak również, że główny uskok śródsudecki mógł być wówczas czynny. Zasadniczą zmianą paleogeograficzną, polegającą na przerwaniu rozwoju basenu w kierunku zachodnim, dokonała się z początkiem trzeciego cyklotemu kulmu bogaczowickiego (wizen dolny?). Wydaje się, że zmiana ta łączyła się z ogólnym wypiętrzeniem bloku karkonosko-izerskiego.

Z tektoniką pokulmową (głównie późnowarwyscyjską) łączy się spękanie, zuskokowanie i częściowa kataklaza osadów dolnego karbonu. Doprowadzenie wtórnego pigmentu hematytowego, lokalna sylifikacja kulmu oraz powstanie żyłek kwarcowo-albitowych wiąże się zapewne z późnowarwyscyjskim wulkanizmem i działalnością roztworów hydrotermalnych.

WSTĘP

Opracowanie to wchodzi w zakres badań nad sedymentacją i tektoniką dolnego karbonu niecki śródsudeckiej, prowadzonych z ramienia Pracowni Geologii Starych Struktur Zakładu Nauk Geologicznych PAN. Pracę niniejszą wykonałem w latach 1966—1968 pod kierownictwem naukowym prof. dr H. Teisseyre'a.

Zbadany teren obejmuje niewielki obszar wschodniej części arkusza Miedzianka (według cięcia niemieckiego) w okolicy Ciechanowic (fig. 1). Teren ten zasługuje na osobne omówienie z wielu względów. Okolice Ciechanowic są bowiem jedynym obszarem zachodniej części niecki śródsudeckiej, w którym — zdaniem dotychczasowych badaczy — odsłaniają się najstarsze osady kulmowe tej jednostki geologicznej. Dla omawianych w tej pracy osadów dolnego karbonu zaproponowaliśmy wcześniej termin „kulm z Ciechanowic” (A. K. Teisseyre i J. Teisseyre 1969). Wprowadzenie tego terminu uzasadnia fakt, że kulm z Ciechanowic nie łączy się na powierzchni z innymi równoległymi osadami kulmowymi północnej części niecki śródsudeckiej oraz różni się od nich wieloma cechami. Chcąc uniknąć nieporozumień, muszę na samym wstępie sprecyzować zakres pojęcia kulmu z Ciechanowic. Przez termin ten rozumiem najstarsze utwory dinantu okolic Ciecha-

nowic, obejmujące w pełnym profilu trzy cyklotemy duże, których zasięg podaje szkic na figurze 1. Osady odsłaniające się na wschód od mostu kolejowego na Bobrze w Ciechanowicach należą już do młodszego ogniwa dolnego karbonu niecki śródsudeckiej, znanego pod nazwą kulmu ze Starych Bogaczowic.

Dopiero dokładne badanie kulmu z Ciechanowic w połączeniu z wcześniejszymi badaniami, wykonanymi w północnej części niecki śródsudeckiej, umożliwiło zrekonstruowanie paleogeografii basenu sedymentacyjnego podczas górnego turneju (?). Osiągnięte wyniki zmieniają w pewnym stopniu moje wcześniejsze wnioski dotyczące tych zagadnień.

Na samym wstępie muszę jeszcze podkreślić, że termin „fanglomerat” (Lawson 1925) jest używany w tej pracy według definicji i w znaczeniu podanym przez F. J. Pettijohna (1957). Przez fanglomeraty autor ten rozumie wąskie, klinowate w przekroju, miąższe napływy słabo obtoczonego materiału gruboklastycznego, składanego po bardzo krótkim transporcie na przedpolu skarpy (escarpment) lub u czoła lodowca. Charakterystyczną cechą fanglomeratów jest szerokie rozprzestrzenienie wzdłuż biegu warstw i szybkie zanikanie w kierunku upadu. Często powstawanie fanglomeratów uwarunkowane jest

obecnością młodocianej morfologicznie skarpy, jaka tworzy się zwykle na wiszącym skrzydle uskoku, ograniczającego szybko osiadający basen sedymentacyjny. Dobrym przykładem mogą tu być triasowe rowy i półrowy („half graben”) typu Newark w Stanach Zjednoczonych (*vide* Krynine 1941, 1950, Reinemund 1955, Potter Pettijohn 1963), brzeżne facje formacji Torridon w Szkocji (Selley 1965), a z osadów współczesnych rowy południowej Kalifornii (Eckis 1928).

W procesie powstawania fanglomeratów czynnik klimatyczny ma wyraźnie drugorzędne znaczenie (Denny 1967), jakkolwiek może być ściśle sprzężony z podstawowym czynnikiem tektonicznym. Klimat szczególnie sprzyjający tworzeniu się fanglomeratów cechuje się występowaniem na przemian pór suchych i okresów katastrofalnych opadów. Z drugiej strony znane są współczesne fanglomeraty, powstające w klimacie wilgotnym i umiarkowanym. Określenie „fanglomerat” jest terminem opisowym a nie genetycznym, toteż przypisywanie fanglomeratów wyłącznie warunkom sedymentacji pustyniowej jest nieusprawiedliwionym uproszczeniem i polega na nieporozumieniu (w sprawie genezy i znaczenia geologicznego fanglomeratów zob. Denny 1965, 1967, Eckis 1928, Krumbein & Sloss 1963, Lawson 1925, Pettijohn 1957, Rich 1935, Selley 1965, 1968, Twenhofel 1950 i inni).

Pragnę w tym miejscu złożyć gorące wyrazy podziękowania prof. dr Henrykowi Teisseyre'owi za opiekę naukową nad pracą. Prof. dr Stanisławowi Dżułyńskiemu dziękuję za dyskusję szeregu problemów poruszonych w tej pracy i za liczne uwagi, z których korzystałem zarówno podczas opracowań kameralnych, jak i w czasie naszych wspólnych wycieczek terenowych. Dziękuję również wszystkim, z których rady i pomocy korzystałem podczas opracowywania poszczególnych zagadnień: mgr Zbigniewowi Berezowskiemu za informacje o utworach dolnego karbonu okolic Zgorzelca, dr dr Jerzemu Donowi i Marianowi Dumiczowi, z którymi konsultowałem problemy tektoniczne, dr Alfredowi Majerowiczowi za pomoc przy opracowaniu szlifów mikroskopowych, mgr Michałowi Mierzejewskiemu, któremu zawdzięczam dyskusję nad wiekiem i tektoniką granitu Karkonoszy oraz za udostępnienie mi nie opublikowanych jeszcze materiałów, mgr Tadeuszowi Morawskiemu za pomoc i sprawdzenie oznaczeń mikroskopowych oraz dyskusję wieku granitu Karkonoszy jak i przekonsultowanie szeregu problemów petrograficznych, dr Antoniemu Nowakowskiemu, z którego pomocy korzystałem przy opracowaniu mikroskopowym materiału wulkanicznego oraz dr Juliuszowi Teisseyre'owi, któremu zawdzięczam pomoc przy opracowaniu szlifów

mikroskopowych oraz wiele cennych informacji co do pochodzenia materiału detrytycznego kulmu z Ciechanowic.

PRZEGLĄD DOTYCHCZASOWYCH BADAŃ

Najstarsze prace M. Webskiego (1853, 1867, 1869, 1870, 1885) dotyczą głównie problemów złożowych i dziś mają raczej znaczenie historyczne. Podstawowym opracowaniem w języku niemieckim są objaśnienia do mapy geologicznej w skali 1 : 25 000 arkusza Miedzianka (Berg 1912, 1938). G. Berg, podobnie jak E. Zimmermann (1938), wyróżnia w okolicy Ciechanowic „najniższy kulm węglonośny” lub „najniższy kulm ciechanowicki”. Wydzielenia te odpowiadają całości kulmu z Ciechanowic oraz dwu pierwszym cyklotomom kulmu bogaczowickiego według proponowanego przeze mnie podziału. Zdaniem Berga kulm ciechanowicki jest przykryty dyskordantnie przez zlepieniec podstawowy wyższego ogniwa dinantu, a wspomniana dyskordancja ma wynikać nie tyle z niezgodności kątowej, co z ułożenia lub przebiegu warstw. Kulm ciechanowicki tworzą według Berga zlepińce, piaskowce (szarogłazy), łupki i węgle, a wśród wyżejległych zlepieńców podstawowych występuje rzekomo zwietrzelina stokowa kulmu. Skład litologiczny otoczków został scharakteryzowany przez Berga bardzo pobieżnie, bez wzmianki o otoczkach gnejsów. Niemieckie zdjęcie geologiczne okolic Ciechanowic (Berg 1940) jest schematyczne i w wielu miejscach błędne. Utwory kulmu ciechanowickiego nie zostały na nim rozpoziomowane, a zasięg czerwonego zabarwienia osadów został błędnie przedstawiony. Na mapie nie zaznaczono również uskoków, które tak licznie przecinają kulm ciechanowicki i są miejscami odsłonięte. G. Berg wspomina o nich jedynie w objaśnieniach do mapy geologicznej podając, że zapadają one ku północy pod kątem 80°. Uskoki te towarzyszą zdaniem Berga głównemu uskokowi śródsudeckiemu, z którym są równoległe, czyli młodsze od intruzji granitu Karkonoszy.

Osadom kulmu okolic Ciechanowic poświęcone jest nie opublikowane opracowanie H. Zimmera (1927). Luźne wzmianki o tych utworach, rozsiane po różnych pracach niemieckich, nie wnoszą nowych idei i nie będą tu omawiane. Również flora kulmowa, mimo kilku prac autorów niemieckich, nie została do dziś opracowana pod względem stratygraficznym.

Zagadnienia sedymentologiczne zostały szerzej potraktowane dopiero przez S. Radwańskiego (1952). Autor ten wyróżnił w okolicy Ciechanowic brekcję zboczną, przedzieloną wkładką serii ilasto-piaszczystej, zwaną też brekcją piaszczystą. Całość wyróżnionych przez Radwańskiego brekcji odpowiada pod względem

rozprzestrzenienia prawie dokładnie najniższemu kulmowi węglonośnemu Berga.

Granice basenu kulmowego są według Radwańskiego sedymentacyjne. Obniżanie się dna basenu wiąże się według tego autora z załamaniami fleksuralnymi w brzeźnych partiach zbiornika. Zdaniem Radwańskiego kulmowy basen sedymentacyjny miał powstać w łagodnie sfałowanym obszarze, którego nierówności były niwelowane przez gruz zboczowy, gromadzący się w wyniku ruchów masowych u podstawy łagodnie nachylonych wzgórz, osiągając miąższości do 1000 m.

Część brekcji zboczowych cechuje według Radwańskiego spoiwo krzemionkowe, czego jednak nie potwierdziły moje obserwacje mikroskopowe. Niejasne jest również dlaczego S. Radwański nie wymienia w składzie brekcji otoczków gnejsów, które według moich obserwacji są jednym z podstawowych składników zlepieńców kulmu z Ciechanowic. Nie obserwowałem natomiast otoczków mylonitów, wymienionych w cytowanej pracy Radwańskiego. Badania mikroskopowe wykazały również, że w serii ilasto-piaszczystej nie występują skały ilaste. Niezrozumiała jest przeto opinia Rad-

wańskiego co do przewagi wietrzenia chemicznego nad mechanicznym podczas tworzenia się tych osadów.

W sposób niezbyt jasny przedstawiono w cytowanej pracy zagadnienie cykli sedymentacji. Przez cykl sedymentacyjny rozumie S. Radwański sekwencje rozpoczynające się zlepieńcami przechodzącymi ku górze kolejno w piaskowce, łupki i węgle, przypisując takie następstwo warstw rytmice ruchów obniżających dno basenu. Żaden z tych cykli nie został jednak zaznaczony na mapie wykonanej przez Radwańskiego; brak również bliższych danych o miąższości i charakterze cykli. Wobec powyższych wątpliwości nie można rozstrzygnąć czy cykle Radwańskiego są identyczne z cyklotemami skartowanymi przez mnie. Źródłem materiału detrytycznego dopatrywał się Radwański w Górach Kaczawskich, Izerskich i w okrywie granitu Karkonoszy.

Dolny karbon okolic Ciechanowic był ostatnio przedmiotem badań J. Teisseyre'a (1968a). Poczynając od warstw najstarszych autor ten wyróżnił i opisał następujące sekwencje osadowe: brekcje i zlepienie podstawowe, mułowce i szarogłazy oraz zlepienie średnio- i gruboziarniste.

Fig. 1.

Szkic geologiczny okolic Ciechanowic (serie metamorficzne według J. Teisseyre'a 1968 a)

1 — czwartorzęd, 2 — skały żyłowe (górnny karbon): a — ryolity, b — lamprofiry; 3 i 4 — kulm ze Starych Bogaczowic (dolny wizen ?); 3 — zlepienie średnioziarniste z blokami i cienkimi przeławieniami subszarogłazów, 4 — subszarogłazy, mułowce, cienkie pokłady węgla, 5 — 10 — kulm z Ciechanowic (górnny turnej ?); 5 — drobnoziarniste fanglomeraty i zlepienie przeławiczone tilloidami lub subszarogłazami, 6 — średnioziarniste fanglomeraty z blokami i lokalnymi wkładkami subszarogłazów. 7 — drobnoziarniste fanglomeraty i zlepienie, 8 — subszarogłazy, mułowce, cienkie pokłady węgla, 9 — zlepienie średnioziarniste z blokami i cienkimi wkładkami subszarogłazów, 10 — zlepienie drobnoziarniste, subszarogłazy, 11 — brekcje uskokowe i kataklazyty uskoku Ciechanowic, 12 — zieleńce jednostki Dobromierza (zgeneralizowane) (środkowy i górny kambr), 13 i 14 — seria Przybkowic: 13 — zieleńce, 14 — fyllity, 15 i 16 — seria Rudaw Janowickich — Śnieżki: 15 — amfibolity, 16 — łupki łyszczkowe, 17 — seria Leszczyńca — zieleńce i łupki chlorytowe, 18 — uskoki stwierdzone, 19 — uskoki przypuszczalne, 20 — przypuszczalne nasunięcia, 21 — punkty wysokościowe, 22 — granice cyklotemów dużych, 23 — numery cyklotemów. Ważniejsze dyslokacje: A — A przedłużenie uskoku Domanowa, B — B uskok Ciechanowic, C — C nasunięcie wzgórza 511,0 m, D — D hipotetyczne nasunięcie elementu Przybkowic. Mapa w prawym górnym rogu przedstawia lokalizację badanego obszaru w stosunku do jednostek tektonicznych wyższego rzędu: I — kra gnejsowa Gór Sowich (archaik), II — metamorficzna okrywa granitu Karkonoszy (kambro-sylur), III — jednostki kaledońskie Gór Kaczawskich (kambro-sylur), IV — depresja Świebodzie (górnny dewon — najniższy dolny karbon), V — granit Karkonoszy (górnny karbon), VI — niecka śródsudecka: obszar zakropkowany wyznacza wystąpienia dolnego karbonu w niecce śródsudeckiej. VII — blok przedsudecki: Strzałka wskazuje położenie obszaru przedstawionego na szkicu

Geologic sketch-map of the neighbourhood of Ciechanowice (metamorphic series according to J. Teisseyre 1968 a)

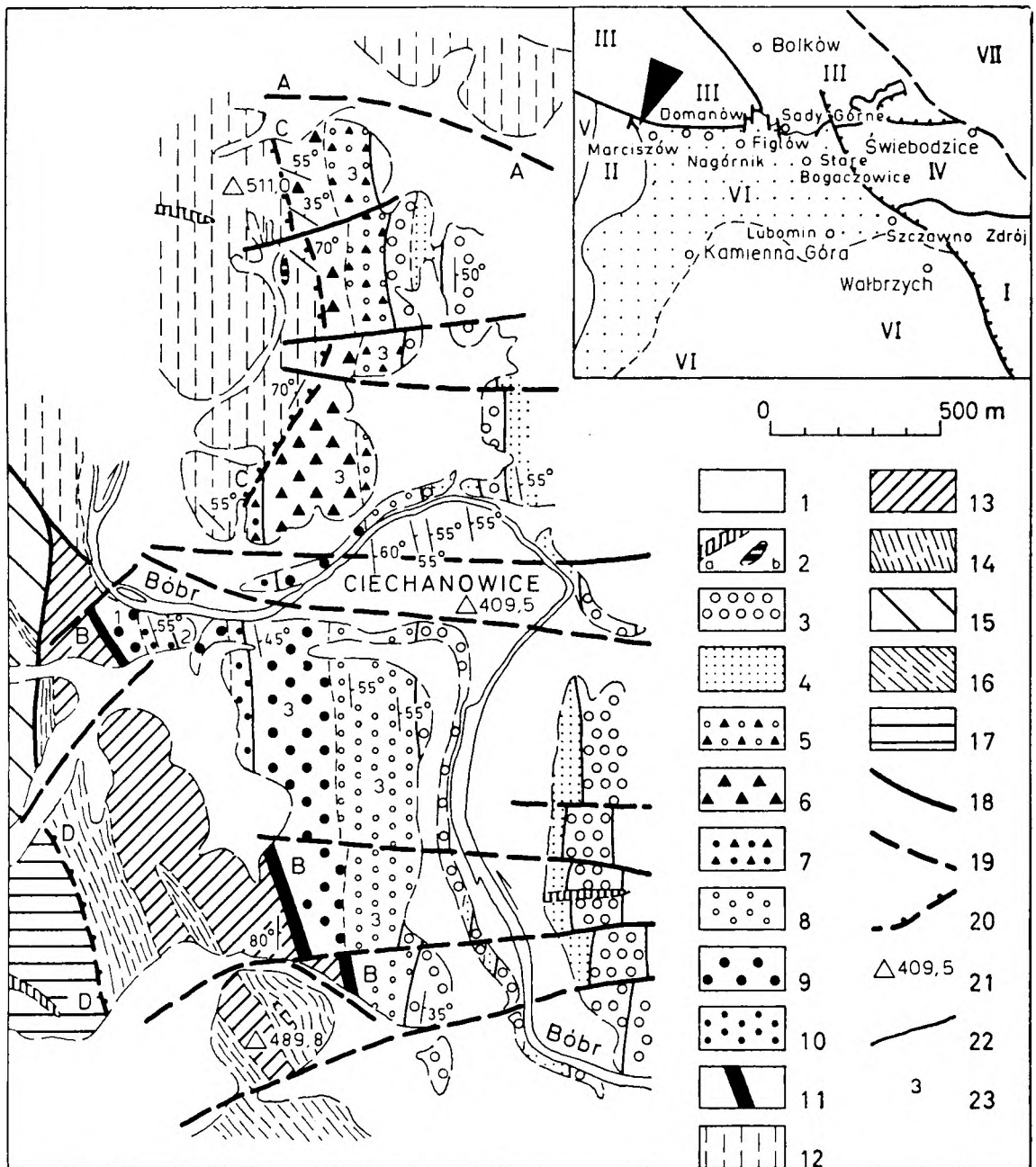
1 — Quaternary, 2 — vein rocks (Upper Carboniferous): a — rhyolite, b — lamprophyre; 3 and 4 — Kulm of Stare Bogaczowice (Lower Visean ?); 3 — boulder-bearing conglomerate with thin subgraywacke intercalations, 4 — subgraywacke, siltstone, thin coal seams; 5 to 10 — Kulm of Ciechanowice (Upper Tournaisian ?); 5 — fine-grained fanglomerate and conglomerate interbedded with tilloid or subgraywacke units, 6 — block-bearing fanglomerate with local subgraywacke units, 7 — fine-grained fanglomerate and conglomerate, 8 — subgraywacke, siltstone, and thin coal seams, 9 — boulder-bearing conglomerate with thin subgraywacke intercalations, 10 — fine-grained conglomerate and subgraywacke, 11 — fault breccia nad cataclasite along the Ciechanowice fault, 12 — greenschist series of the Dobromierz unit (generalized) (Middle and Upper Cambrian), 13 and 14 — series of Przybkowice: 13 — greenschist, 14 — phyllite, 15 and 16 — series of Rudawy Janowickie — Śnieżka: 15 — amphibolite, 16 — mica-schist; 17 — series of Leszczyńca — greenschist and chlorite-schist, 18 — faults observed, 19 — faults presumed, 20 — overthrusts presumed, 21 — height above sea level (in meters), 22 — boundaries of major cyclothems, 23 — numbers of cyclothems. Main dislocations: A — A — prolongation of the Domanów fault, B — B Ciechanowice fault, C — C overthrust of hill 511.0, D — D hypothetical overthrust of the Przybkowice element. Inset shows location of the area studied in relation to the main tectonic units of higher order: I — gneissic block of the Sowie Góry Mts. (Archaic), II — metamorphic mantle of the Karkonosze granite (Cambro-Silurian), III — Caledonian units of the Kaczawa Mts. (Cambro-Silurian), IV — Świebodzie depression (Upper Devonian — the lowest Carboniferous), V — Karkonosze granite (Upper Carboniferous), VI — Intrasudetic Basin: area dotted indicates extent of the Lower Carboniferous formation within the Intrasudetic Basin, VII — fore-Sudetic block. Location of the area mapped in the sketch is shown by arrow

Pierwsze z tych wydzieleni odpowiada całości kulmu z Ciechanowic według mojego ujęcia łącznie z osadami górnego członu trzeciego cyklotemu, które w cytowanej pracy (tab. 2) nie zostały wyróżnione.

Szczególnie interesujące są w omawianej pracy opisy brekcji osadowej, stwierdzonej po raz pierwszy przez J. Teisseyre'a na zboczu niewielkiego wzniesienia położonego na północ od wzgórza 489,8 m. Brekcje te leżą bezpośrednio na zielenicach elementu Przybkowic (op. cit., odsłonięcie nr 157, str. 517—518, fig. 8).

Zdaniem J. Teisseyre'a (1968a) pionowy zasięg brekcji podstawowych jest znacznie mniejszy, niż to wynika z obserwacji S. Radwańskie-

go (1952). Co do genezy brekcji podstawowych J. Teisseyre sądzi, że są to zapewne spetryfikowane rumosze zboczowe, leżące — przynajmniej w niższych partiach — w miejscu swego powstania. Brekcje przechodzą stopniowo w zlepieńce, które są już produktem „sedymentacji stożków napływowych lub osypiskowych ... złożonym przez strugi okresowe na piedmontowych stożkach napływowych” (op. cit., str. 519). Bardzo słuszny jest moim zdaniem wniosek, że „wzrost ku stropowi kulmu ilości materiału transportowanego przez wodę w stosunku do dostarczonego przez ruchy masowe wiązać należy z cofaniem się krawędzi ówczesnych gór” (op. cit., str. 519).



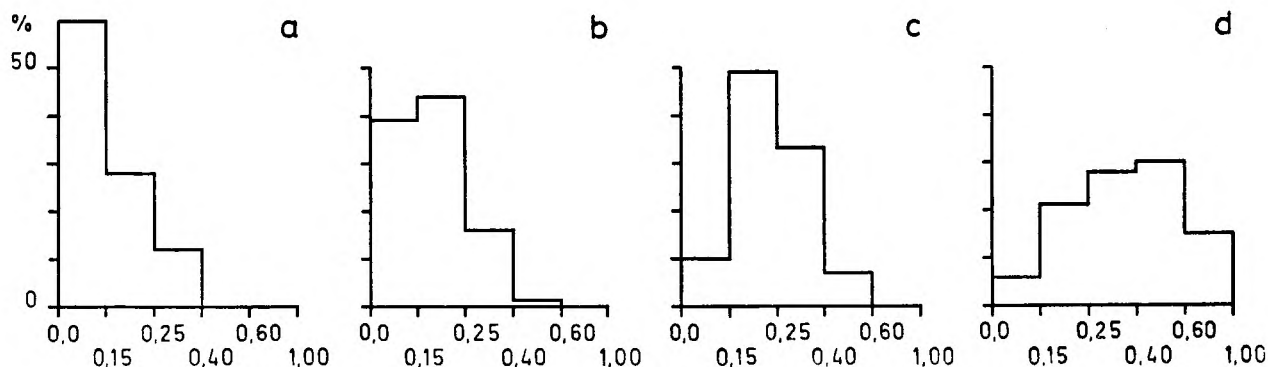


Fig. 2

Histogramy obtoczenia składników fanglomeratów i zlepieńców kulmu z Ciechanowic (frakcja 32—256 mm) *a* — fanglomerat z odsłonięcia 170 m na ENE od wzgórza 511,0 m, cyklotem 3, średni stopień obtoczenia 0,21, *b* i *c* — zlepieniec z odsłonięcia 970 m na W od punktu 409,5, cyklotem 1, średni stopień obtoczenia 0,24 (*b*) i 0,32 (*c*), *d* — zlepieniec z odsłonięcia 620 m na W od punktu 409,5, cyklotem 3, średni stopień obtoczenia 0,50

Histograms of roundness of fanglomerates and conglomerates of the Ciechanowice Kulm (in fraction of 32—256 mm)

a — fanglomerate of the 3rd cyclothem, mean roundness 0.21. Location: 170 m ENE of hill 511.0, *b* — and *c* — conglomerates of the 1st cyclothem, mean roundness 0.24 (*b*) and 0.32 (*c*). Location: 970 m W of point 409.5, *d* — conglomerate of the 3rd cyclothem, mean roundness 0.50. Location: 620 m W of point 409.5

Należy podkreślić, że w wielu miejscach w pobliżu kontaktu metamorfiku z kulmem J. Teisseyre stwierdził wyraźne objawy brekcjonowania i kataklazy skał metamorficznych. Doprowadziło to cytowanego autora do wniosku, „że brekcje osadowe kulmu powstały w sąsiedztwie dużej linii dyslokacyjnej” (*op. cit.*, str. 518). Wniosek ten znalazł potwierdzenie w świetle ostatnich badań, które przeprowadziłem wspólnie z dr J. Teisseyrem (A. K. Teisseyre i J. Teisseyre 1969). W pracy tej staraliśmy się wykazać, że kontakty kulmu z utworami metamorficznymi Gór Kaczawskich i okrywy granitu Karkonoszy są tektoniczne, jakkolwiek przebiegają wzdłuż dyslokacji rozmaitej natury i prawdopodobnie różnego wieku. Najstarszymi z tych dyslokacji są uskoki Domanowa i Ciechanowic założone, a w każdym razie czynne w czasie osadzania się kulmu ciechanowickiego. Uskoki te ograniczały basen kulmowy odpowiednio od północy i od południowego zachodu. Uskokowi Ciechanowic towarzyszy gruba strefa brekcji tektonicznych i kataklazytów (*op. cit.*, fig. 2). Znacznie słabiej rozwinięte procesy brekcjonowania i kataklazy stwierdziliśmy wzdłuż przypuszczalnego nasunięcia wzgórza 511,0 m, które ukształtowało się przypuszczalnie w wyniku tektoniki pokulmowej.

W cytowanej pracy staraliśmy się również wykazać, że w kulmie z Ciechanowic można wyróżnić dwie dobrze zindywidualizowane odmiany facjalne. Pierwsza z nich, reprezentowana przez fanglomeraty, występuje na północ od doliny Bobra w Ciechanowicach, podczas gdy druga ukształcona jako zlepieniec — pojawia

się na południe od tej rzeki. Ostre rozgraniczenie obydwu tych odmian facjalnych wiąże się pocięciem utworów dolnego karbonu przez równoleżnikowe uskoki, biegnące doliną Bobra w Ciechanowicach. Być może uskoki te ciągną się w przedłużeniu uskoku Miedzianka — Ciechanowice, wyróżnionego i opisanego ostatnio przez J. Teisseyre'a (1968a).

WIEK KULMU Z CIECHANOWIC ORAZ KORELACJA NAJSTARSZYCH OSADÓW KULMOWYCH NIECKI ŚRÓDSUDECKIEJ

G. Berg (1912, 1938) i E. Zimmermann (1938) uważali, że najniższy węglonośny kulm ciechanowicki reprezentuje najstarsze osady dinantu niecki śródsudeckiej, gdzie indziej nie wykształcone. Cytowani autorzy nie sprecyzowali bliżej wieku tych osadów. Podobne stanowisko zajął S. Radwański (1952, 1954) zaliczając brekcje zboczowe i piaszczyste okolic Ciechanowic do najstarszych utworów kulmu niecki śródsudeckiej, które wraz z brekcjami Nagórniku miały reprezentować początkowe stadium tworzenia się basenu kulmowego. Kulm z Sadów Górnych jest — zdaniem powyższych autorów — młodszymi od brekcji.

Fakt, że brekcje Nagórniku nie łączą się na powierzchni z brekcjami okolic Ciechanowic tłumaczył S. Radwański ukształtowaniem terenu w momencie sedymentacji tych osadów. Zdaniem cytowanego autora brekcje gromadziły się tylko w zagłębieniach. Z interpretacji takiej nieuchronnie wypływa wniosek, że między Domanowem a Ciechanowicami musiało istnieć

znaczne wzniesienie o wysokości względnej 1 000 m, przykryte dopiero osadami młodszymi od brekcji. Wniosek taki jest sprzeczny z innymi założeniami przyjętymi przez Radwańskiego, w myśl których basen kulmowy powstał w lekko sfalowanym i zdenudowanym terenie. Obserwacje wykonane przeze mnie na obszarze między Ciechanowicami a Domanowem nie wykazały istnienia takiego wzniesienia (*vide* A. K. Teisseyre, tab. 1). Kulm z Figłowa, odpowiadający niższej części brekcji Nagórnik Radwańskiego, nie łączy się na powierzchni z równowiekowymi osadami okolic Ciechanowic z powodu pokulmowej przebudowy uskoku Domanowa. W wyniku tej przebudowy osady znajdujące się na północ od uskoku Domanowa zostały wypiętrzone i rozmyte. Fanglomeraty skrzydła obniżonego na odcinku Domanów — Marciszów, o ile w ogóle się zachowały, są dziś głęboko ukryte w podłożu niecki śródsudeckiej. W konsekwencji między Domanowem a Marciszowem zieleńce jednostki Dobromierza kontaktują dziś za pośrednictwem strefy brekcji tektonicznych ze starszymi poziomami kulmu ze Starych Bogaczowic.

W poprzedniej pracy (A. K. Teisseyre 1968) wykazałem, że kulm z Figłowa jest równowiekowy z kulmem z Sądów Górnych. Można również z dużym prawdopodobieństwem wykazać, że oba powyższe ogniwa odpowiadają wiekowi kulmowi z Ciechanowic, co wynika z następujących obserwacji. W okolicy Marciszowa widzimy, że bezpośrednio młodsze ogniwo kulmu (kulm ze Starych Bogaczowic) wykazuje w cyklotemach 5—12 identyczne wykształcenie na północ i na południe od doliny Bobra. Dotyczy to najdrobniejszych szczegółów, jak: miąższości cyklotemów i ich budowy, składu litologicznego

zlepieńców i subszarogłazów, miąższości i charakteru osadów jeziorzyskowych i wielu innych cech. Nie mamy więc wątpliwości, że osady rozdzielone dziś aluwiami Bobra reprezentują po obu stronach jego doliny te same poziomy stratygraficzne i należą do cyklotemów 5—12 kulmu ze Starych Bogaczowic. Trudniejsza jest korelacja czterech niższych cyklotemów tego ogniwa, a to z powodu przykrycia obszaru na północ od Marciszowa grubym płaszczem utworów plejstoceńskich. Jednak również w odniesieniu do tych cyklotemów uderzające podobieństwo osadów, odsłaniających się między Marciszowem a Ciechanowicami i utworów okolic Domanowa — Nagórnik, nie nasuwa wątpliwości przy korelacji. I tak na obu tych obszarach cyklotemy 1 i 2 zawierają zlepienie złożone z drobniejszych otoczków, a w drugim cyklotemie osady jeziorzyskowe są grubsze niż podścielające je zlepienie. Na obu tych obszarach cyklotem trzeci zaczyna się gruboziarnistymi zlepieniami i w stropie zawiera cienkie i tylko lokalnie zachowane subszarogłazy. Cyklotem czwarty ma w obu obszarach budowę złożoną, obejmując po kilka cyklotemów mniejszych zbudowanych głównie ze zlepieńców średnioziarnistych z blokami, przy bardzo podrzednym udziale subszarogłazów. Do tego można dodać, że zlepienie cyklotemów 1—4 na obu omawianych obszarach wykazują podobny skład litologiczny otoczków. Tak więc korelacja zachodniej części kulmu ze Starych Bogaczowic z odpowiadającymi im osadami północnej części niecki śródsudeckiej jest dobrze udokumentowana materiałem obserwacyjnym. Z powyższego wynika jasno, że najstarsze osady okolic Ciechanowic, leżące poniżej pierwszego cyklotemu kulmu bogaczowickiego, odpowia-

Tabela 1

Obtoczenie i sferyczność ziarn kwarcu i skaleni (frakcja 0,25—0,50 mm) z subszarogłazów kulmu z Ciechanowic
Roundness and sphericity of quartz- and feldspar grains (fraction 0.25—0.50 mm) from subgraywackes of the Kulm of Ciechanowice

	Prowincja Province	Obtoczenie Roundness %					Średnia Mean	Sferyczność Sphericity %					Średnia Mean	Lokalizacja Sample location
		0,15	0,25	0,40	0,60	1,0		0,2	0,4	0,6	0,8	1,0		
Kwarc Quartz	N	92	7	1	—	—	0,16	1	9	36	45	9	0,70	310 m SE 511,0
	N	90	10	—	—	—	0,16	3	7	29	52	9	0,71	365 m SE 511,0
	X _{sw}	99	1	—	—	—	0,15	1	12	28	50	9	0,71	390 m NW 409,5
	X _{sw}	87	12	1	—	—	0,17	1	13	37	42	7	0,68	615 m W 409,5
Skaleni Feldspar	N	87	12	1	—	—	0,16	3	14	31	44	8	0,68	310 m SE 511,0
	N	84	15	1	—	—	0,17	—	8	37	47	8	0,71	365 m SE 511,0
	X _{sw}	84	13	3	—	—	0,17	1	13	40	45	1	0,66	390 m NW 409,5
	X _{sw}	83	15	2	—	—	0,17	2	10	36	47	5	0,69	615 m W 409,5

Uwaga: Wartości odczytane pod mikroskopem.
Attention: Data taken from thin sections.

dają wiekowo kulmowi z Figłowa i kulmowi z Sadów Górnych, które w północnej części niecki śródsudeckiej podścielają kulum bogaczowicki. Należy tu podkreślić, że sedimentacja dinantu w niecce śródsudeckiej była raczej ciągła i nie mamy żadnych dowodów, aby domyślać się luk sedimentacyjnych lub tym bardziej niezgodności kątowych (Radwański 1954), których istnienie niekiedy sugerowano (Berg 1912, 1938, Radwański 1952).

Nawiązując do schematu stratygraficznego zaproponowanego przez H. Żakową (1958, 1963), należy przypisać kulmowi z Ciechanowic wiek przypuszczalnie górnoturnejki (?). Kulum z Ciechanowic nie jest odosobnionym, najstarszym osadem niecki śródsudeckiej, jak to sugerował G. Berg (1912, 1938), lecz jest odpowiednikiem stratygraficznym kulmu z Figłowa i kulmu z Sadów Górnych. Porównując ze sobą wszystkie te wydzielenia, nie dostrzegamy bynajmniej żadnej sprzeczności, której tak obawiali się wcześniejsi autorzy. Odmienne wykształcenie wspomnianych ogniw wynika z rozmaitego usytuowania w basenie sedimentacyjnym i raczej nie ma żadnego znaczenia stratygraficznego. Fanglomeraty kulmu z Ciechanowic osadzały się w bezpośrednim sąsiedztwie uskoku Domanowa, czynnego w czasie sedimentacji kulmu (A. K. Teisseyre i J. Teisseyre 1969). Ta odmiana facjalna kulmu ciechanowickiego odpowiada pod względem składu, wykształcenia i położenia w obrębie basenu sedimentacyjnego kulmowi z Figłowa. Natomiast zlepienie kulumu ciechanowickiego i towarzyszące im osady jeziorzyskowe przypominają wieloma cechami kulum z Sadów Górnych. Oba te osady tworzyły się w bardziej wewnętrznej partii basenu, wykazują wiele podobieństw pod względem strukturalnym i teksturalnym i są wyraźnie cyklicznie sedimentowane.

Jest rzeczą charakterystyczną, że najsilniejszemu rozczłonkowaniu tektonicznemu uległy najstarsze osady kulumowe niecki śródsudeckiej. Pozostaje to niewątpliwie w związku ze stylem tektoniki tego obszaru, raczej biernie deformowanego przez naciski idące od strony sąsiednich jednostek strukturalnych.

CYKLICZNOŚĆ SEDYMENTACJI W KULMIE Z CIECHANOWIC

Cykliczny charakter sedimentacji kulmu ciechanowickiego nie został dostatecznie dobrze podkreślony w dotychczasowej literaturze geologicznej. Cyklotemy okolic Ciechanowic należą do najpiękniejszych i najlepiej wykształconych w niecce śródsudeckiej, może z wyjątkiem niektórych partii kulmu z Lubomina.

Miąszość kulmu z Ciechanowic wynosi w najpełniejszym profilu prawie 700 m. Nie jest to całkowita miąszość tego ogniwa, gdyż jego najstarsze warstwy są albo obcięte dyslokacjami, albo ukryte pod przypuszczalnym nasunięciem wzgórza 511,0 m (fig. 1). Trzy cyklotemy, widoczne dziś na powierzchni, mają następujące średnie miąszości: cyklotem 1 — ok. 120 m, cyklotem 2 — ok. 190 m i cyklotem 3 — 390 m. Podobnie jak w północnej części niecki śródsudeckiej cyklotemy ciechanowickie są dwudzielne. W cyklotemach 1 i 2 dolne człony, zbudowane ze zlepieńców średnioziarnistych z blokami lub z fanglomeratów, są wielokrotnie grubsze od członów górnych. Górne człony tych cyklotemów tworzą drobnoziarniste zlepienie lub fanglomeraty, subszarogłazy i podrzędnie mułowce. W cyklotemie trzecim proporcje te są odwrotne i górny człon cyklotemu jest nieco grubszy od członu dolnego.

Gruboklastyczne osady dolnych członów cyklotemów nie są osadami dolin rzecznych, lecz tworzyły się na stożkach lub na leżących w ich przedłużeniu płaskich powierzchniach napływowych (flood plains). Czynnikiem osadzającym fanglomeraty i zlepienie były głównie kolejno po sobie następujące gwałtowne zmywy powodziowe. Natomiast utwory górnych członów cyklotemów reprezentują osady jeziorzyskowe lub nanosy złożone w płytkich, silnie prądzących wodach, szeroko rozlewających się po dnie basenu. Tę zasadniczą odrębność środowisk sedimentacyjnych należy stale brać pod uwagę przy porównywaniu osadów z dolnych i górnych członów cyklotemów. Różnią się one między sobą nie tylko grubością ziarna, składem mineralnym, wysortowaniem i dojrzałością, lecz także odmiennymi zespołami struktur.

Cyklotemy kulmu ciechanowickiego są szczególnie interesujące z innego jeszcze powodu. Tu bowiem warstwy są nachylone prostopadle do osi basenu kulumowego, dzięki czemu osady trzeciego cyklotemu mogą być śledzone od brzegu do brzegu basenu.

Mimo że wykształcenie osadów zmienia się bardzo wyraźnie w pobliżu brzegów basenu trzeba zaznaczyć, że dolne i górne człony cyklotemów mają charakter stałych i dających się wyraźnie prześledzić poziomów stratygraficznych. Szczególnie muszę tu podkreślić stałość poziomu wyznaczonego przez górny człon trzeciego cyklotemu, co stwierdziłem za pomocą szeregu rowów i wkopów. Osady te nie występują w formie soczewki, co niejednokrotnie uprzednio sugerowano. Powyższe obserwacje mają moim zdaniem zasadnicze znaczenie dla interpretacji cykliczności sedimentacji w całym kulmie niecki śródsudeckiej.

CHARAKTERYSTYKA TEKSTURALNA KULMU Z CIECHANOWIC

UZIARNIENIE

Fanglomeraty odsłaniające się na północ od doliny Bobra (pl. I) są najczęściej średnioziarnistymi psefitami¹. Podrzednie towarzyszą im przewarstwienia subszarogłazów i drobnoziarnistych fanglomeratów. W fanglomeratach tkwią pojedyncze bloki mierzące do kilkudziesięciu centymetrów średnicy, nagromadzone niekiedy w większych ilościach. Drobnoziarniste fanglomeraty występują głównie w górnych członach cyklotemów w towarzystwie subszarogłazów i tilloidów.

Zlepieńce odsłaniające się na południe od doliny Bobra (pl. II) są najczęściej średnioziarniste i z reguły zawierają większą lub mniejszą ilość otoczków w klasie „boulders”, przekraczających niekiedy metr średnicy. W górnych członach cyklotemów subszarogłazy i mułowce dominują ilościowo nad zlepieńcami drobno- i bardzo drobnoziarnistymi (pl. III).

WYSORTOWANIE

Wysortowanie zlepieńców jest słabe, lecz nie może być dokładniej określone z powodu silnego zdiagenezowania osadów. Obserwacje terenowe wskazują, że wiele zlepieńców ma wyraźnie bi- lub polimodalny rozsiew ziarnowy. Zwykle jest to jeszcze lepiej widoczne u fanglomeratów, które są często wyraźnie gorzej wysortowane niż zlepieńce. Niektóre fanglomeraty zawierają znaczną ilość piasku i mułu, co nadaje im charakter tilloidów (pl. VI). Bardzo źle wysortowane tilloidy stwierdziłem we wkopach wykonanych na wschód od wzgórza 511,0 m w osadach górnego członu trzeciego cyklotemu.

Wysortowanie subszarogłazów można w przybliżeniu określić, podając ilość klas Uddeny, w której zamyka się rozsiew ziarnowy (*vide* Pettijohn 1957, str. 284). Ilość klas Uddeny ustaliłem pod mikroskopem, biorąc pod uwagę ziarna kwarcu (tab. 5). Subszarogłazy z dolnego członu cyklotemów są statystycznie biorąc gorzej wysortowane niż subszarogłazy pochodzenia jeziorzyskowego. Pierwsze wykazują rozsiew ziarnowy w granicach 9—12 klas Uddeny, a 80% badanych próbek ma rozsiew w zakresie 9—11 klas, co odpowiada osadom źle wysortowanym. Natomiast 38% subszarogłazów pochodzenia jeziorzyskowego wykazało rozsiew ziarnowy w interwale 6—8 klas Uddeny, co odpowiada psamitom umiarkowanie źle wysortowanym; rozsiewu obejmującego więcej niż 11 klas nie stwierdziłem.

OBTOCZENIE I SFERYCZNOŚĆ

Najslabiej obtoczonymi osadami są fanglomeraty (pl. I, V i VI). We frakcji drobnej obserwuje się zarówno fragmenty obtoczone jak i kanciaste, wymieszane ze sobą w bardzo różnych proporcjach. W klasie średniej bardzo liczne są fragmenty prawie angularne (fig. 2a), a średni stopień obtoczenia waha się w granicach 0,2—0,3.

Zlepieńce są wyraźnie lepiej obtoczone wykazując średni stopień obtoczenia w przedziale 0,3—0,6. Wyjątek stanowią tylko ławice zlepieńców, zawierających znaczną ilość materiału zieleńcowego pochodzącego z najbliższego sąsiedztwa basenu (fig. 2b). W miarę jak wzrasta w zlepieńcach ilość otoczków gnejsów, obtoczenie znacznie poprawia się (fig. 2c). Oba powyższe histogramy pochodzą z tego samego odsłonięcia, lecz z ławic o różnym składzie otoczków, przedstawionym w tabeli 3 (odpowiednio kolumny trzecia i druga od lewej). Im większa jest ilość otoczków pochodzących z południowego zachodu, tym lepsze jest średnie obtoczenie zlepieńców (fig. 2d, por. tab. 3 kolumna czwarta od lewej).

Nie można dokładnie ustalić rozkładu sferyczności i spłaszczenia otoczków, które ze względu na zwięzłość skał nie dają się z nich wydobyć. Obtoczenie i sferyczność ziarn kwarcu i skaleni ustaliłem pod mikroskopem (tab. 1). Okruchów skał metastabilnych nie brałem pod uwagę, gdyż rozwinięte procesy wciskowe i inne odkształcenia kompakcyjne w większym lub mniejszym stopniu zmieniły ich pierwotny kształt i charakter powierzchni.

SKŁAD MINERALNY

Skład litologiczny zlepieńców średnioziarnistych i fanglomeratów badałem w terenie (tab. 2), korygując oznaczenia polowe w płytkach cienkich pod mikroskopem. W uzupełnieniu do tej tabeli należy dodać, że otoczki epiamfibolitów ilościowo znacznie ustępują otoczkom zieleńców. Godny podkreślenia jest również znaczny udział gnejsów, głównie pa-czyńskich.

Skład litologiczny otoczków zmienia się nie tylko między odsłonięciami, lecz również w sąsiadujących ze sobą ławicach w jednym odsłonięciu. Pod względem składu najbardziej jednolite są fanglomeraty, składające się we frakcji średniej niemal wyłącznie z materiału zieleńcowego (tab. 3, kolumna pierwsza od lewej; pl. V i VI). Fanglomeraty są typowym osadem prowincji północnej (*vide* A. K. Teisseyre 1966c, 1968). Zupełnie odmienny skład litologiczny wykazują zlepieńce, odsłaniające się na

¹ Według klasyfikacji, którą przyjąłem wcześniej (A. K. Teisseyre 1968, str. 228).

Tabela 2

Średni skład litologiczny rudytów kulmu z Ciechanowic
(na podstawie 1000 otoczków i fragmentów)
Average lithological composition of rudaceous deposits of the
Kulm of Ciechanowice*

Skąły	% ilości otoczków per cent of pebbles	% objętościowy volume per cent
Zieleńce, metabazalty, spility, meta-diabazy, łupki chlorytowe, podrzędnie epiamfibolity Greenschist, metabasalt, spilite, meta-diabase, chlorite-schist, some epiamphibolite	54,9	48,2
Fyllity — Phyllite	10,0	12,4
Metaryolity i metatrachyty Metarhyolite and metatrachyte	1,0	1,5
Gnejsy — Gneisses	20,0	25,3
Łupki łyszczkowe — Mica-schist	3,0	2,0
Łupki kwarcytowe — Quartz-schist	1,0	0,9
Brękcje, kataklazyty Breccia and cataclasite	1,3	2,5
Różne kwarcyty — Various quartzites	1,0	1,3
Kwarcze żyłowe — Vein quartz	7,8	5,9
	100,0	100,0

* Based on fragments and pebbles. Fraction investigated varies in diameter from 32 to 256 mm.

południe od doliny Bobra, (p. VII, VIII). Udział zieleńców spada w nich bardzo znacznie na korzyść innego materiału metamorficznego, pochodzącego z obszaru położonego dalej na południe od basenu sedymentacyjnego. Ponieważ jednak zieleńce elementu Przybkowic są megaskopowo podobne do zieleńców jednostki Dobromierza, nie można w terenie rozstrzygnąć pochodzenia tego składnika. Ostrożniej zatem będzie sklasyfikować omawiane osady jako utwory prowincji złożonej z przewagą materiału pochodzącego z południowego zachodu, nazywanej dalej prowincją X_{SW} . Skład litologiczny tych zlepieńców podaje tabela 3, kolumny czwarta i piąta od lewej. Wśród osadów pierwszego cyklotemu obserwowałem psefity o składzie pośrednim między typowymi zlepieńcami ciechanowickimi a fanglomeratami. Charakteryzują się one pomieszanym materiałem zawierającym składniki pochodzące z przeciwnych brzegów basenu (tab. 3, kolumny druga i trzecia od lewej). Są to niewątpliwie osady prowincji złożonej, jak się wydaje z przewagą materiału pochodzącego z północy.

Skład mineralny zlepieńców bardzo drobnoziarnistych i subszarogłazów badałem pod mikroskopem (tab. 4 i 5). Charakterystyka petro-

graficzna poszczególnych składników tych skał przedstawia się następująco.

Kwarc ilościowo zawsze ustępuje składnikom nieodpornym. Stopień obtoczenia i charakter wygaszania ziarn kwarcu podane są w tabeli 5. Rodzaj i sposób ułożenia wrostków wskazują, że znakomita większość kwarcu pochodzi z erozji różnych skał metamorficznych. Obserwuje się również ziarna kwarcu żyłowego z niekiedy wyraźnymi strukturami „palisadowymi”. Na szczególną uwagę zasługują ziarna kwarcu pochodzenia wulkanicznego, omówione szczegółowo niżej. Procentowa zawartość kwarcu pozostaje w bardzo wyraźnym związku z pochodzeniem materiału detrytycznego. Najniższą zawartość kwarcu stwierdziłem w subszarogłazach, składających się prawie wyłącznie z rozkruszonego materiału zieleńcowego (tab. 5, analizy 11 i 17, pl. V, VI i IX, fot. 3 i 4). W psamitach, składających się z materiału gnejsowego i fyllitowego, udział kwarcu jest wielokrotnie wyższy (tab. 5, analizy 10, 13—16 i 18—21, pl. VII, VIII i IX, fot. 1 i 2). Okruchów *metalidytów* nie obserwowałem.

Skalenie (pl. IX, fot. 3, pl. X, fot. 5 i 6, pl. XII, fot. 2, pl. XIII, fot. 1, 2 i 4) reprezentowane są przez skałen potasowy i kwaśne plagioklasy. Skałen potasowy występuje najczęściej w formie grubego mikropertytu infiltracyjnego, w większości zapewne mikroklinowego, choć niewyraźne „chmurkowe” kratki mikroklinowe obserwuje się rzadko. Okruchy przerostów mikropegmatytowych występują sporadycznie. Kwaśne plagioklasy reprezentowane są przez albit, albit szachownicowy i oligoklaz. Plagioklasy mogą być zbliżone według prawa albitowego, karlsbadzko-albitowego lub albitowo-peryklinowego. W wielu szlifach obserwowałem bardzo liczne ziarna niezbliżnionych plagioklazów. Niektóre nieoznaczalne plagioklasy są w znacznym stopniu zsercytyzowane. Obserwuje się też plagioklasy zawierające wrostki epidotu, których ułożenie wskazuje na pierwotną pasową budowę tych skałen. Pospolite są ziarna wykazujące zmętniałe, silnie zsercytyzowane jądro i obwódkę klarownego, nie zbliżnionego plagioklazu.

Różnice stosunków ilościowych poszczególnych rodzajów skałen łączy się niewątpliwie z pochodzeniem materiału detrytycznego. Dla subszarogłazów towarzyszących fanglomeratom charakterystyczna jest przewaga klarownego albitu nad lekko niekiedy zsercytyzowanym oligoklazem oraz brak skałen potasowego. Albit tworzy często doskonale zachowane euhedralne kryształy (pl. IX, fot. 3) (kryształoklasty na wtórnym złożu wymyte z tufogenicznych odmian zieleńców serii Gór Ołowianych, w których zostały ostatnio stwierdzone przez J. Teisseyre'a 1968a). Skałen potasowy pojawia się wyłącznie w osadach prowincji X_{SW} . Skałen potasowy, ilościowo zawsze podporządkowany

Tabela 3

Skład litologiczny rudytów kulmu z Ciechanowic (w procentach ilości otoczków)
Lithological composition of rudaceous sediments of the Kulm of Ciechanowice (in per cent of pebbles)

Lokalizacja Location	Fanglomerat Fanglomerate	Zlepieńce Conglomerates			
	170 m ENE 511,0	980 m W 409,5		620 m W 409,5	390 m NW 409,5
Cyklotem Cyclothem	3	1	1	3	3
Zieleńce, metabazalty, spility, metadiabazy, łupki chlorytowe Greenschist, metabasalt, spilite, metadiabase, chlorite-schist	97*	52	72	33	21
Fyllity Phyllite	—	10	25	25	—
Metaryolity i metatrachity Metarhyolite and metatrachyte	—	—	—	5**	—
Różne gnejsy Various gneisses	—	29**	2**	23**	24**
Łupki łuszczkowe Mica-schist	—	—	—	—	18**
Łupki kwarcytowe Quartz-schist	—	—	—	—	6**
Brekcje, kataklazyty Breccia and cataclasite	—	1	—	1	3**
Różne kwarcyty Various quartzites	—	—	—	4**	2**
Kwarce żyłowe Vein quartz	3*	8	1	9	26
	100	100	100	100	100
Wskaźnik dojrzałości mineralogicznej O/NO Index of mineralogical maturity	0,03	0,09	0,02	0,16	0,52
Prowincja sedymentacyjna Sedimentary petrologic province	N	X _N	X _N	X _{SW}	X _{SW}

* Materiał pochodzący wyłącznie z północy.

Material brought exclusively from the north.

** Materiał pochodzący wyłącznie z południowego zachodu.

Material undoubtedly derived from the south-west.

kwaśnym plagioklazom, może pochodzić z gruboziarnistych fyllitów serii Przybkowic (*vide* J. Teisseyre 1968a) bądź też z jakichś nie znanych dziś na powierzchni odmian gnejsów pacyfińskich, czy też z pewnych odmian kataklazytycznych gnejsów kwarcowo-albitowych.

Procentowa zawartość skaleni pozostaje w bardzo wyraźnym związku z pochodzeniem materiału detrytycznego. W osadach, składających się głównie z materiału epimetamorficznego (zlepieńce, drobnoziarniste fyllity, łupki chlorytowe i serycytowe), ilość skaleni jest niewielka i waha się w granicach 5—8% obj. (tab. 5, analizy 14 i 17). Natomiast subszarogłazy towarzyszące zlepieńcom bogatym w gnejsy zawierają często sporo skaleni (do 25% obj., tab. 5), co zaznacza się również bardzo wyraźnie na trójkącie klasyfikacyjnym (fig. 3).

Wśród okruchów skał *metastabilnych* (pl. V—VIII, IX, fot. 1 i 2, pl. X, fot. 1, 2 i 4, pl. XVI, fot. 3 i 4) można stwierdzić występowanie wszystkich odmian skał, znanych z otoczków frakcji średniej. W subszarogłazach i zlepieńcach bardzo drobnoziarnistych występują ponadto okruchy pierwotnie szklistej kwaśnej skały wylewnej, nie występującej w formie otoczków. Okruchy te będą omówione od-

dzielnie. Spośród bardzo rozmaitych odmian skał występujących w formie okruchów, jedynie trzy lub cztery mają większe znaczenie skałotwórcze. Są to zieleńce, metatrachity, drobnoziarniste fyllity i gnejsy. Okruchy tych skał występują w ilości od kilkunastu do sześćdziesięciu kilku procent obj. Fragmenty innych skał występują podrzędnie.

Podobnie jak u skaleni, inwentarz petrograficzny okruchów skał metastabilnych wykazuje od miejsca do miejsca wyraźne zmiany jakościowe i ilościowe, związane niewątpliwie z pochodzeniem. Ogólnie biorąc, można wyróżnić dwa typy subszarogłazów, z których pierwszy charakteryzuje osady prowincji północnej i towarzyszy wyłącznie fanglomeratom (pl. IX, fot. 3 i 4, pl. X, fot. 4 i 6). Drugi typ subszarogłazów towarzyszy zlepieńcom i cechuje osady prowincji X_{SW} (pl. IX, fot. 1 i 2). Istnieją również subszarogłazy o składzie pośrednim. W typie pierwszym (tab. 5, analizy 11, 12 i 17) okruchy skał metastabilnych reprezentowane są niemal wyłącznie przez zieleńce mikroskopowo identyczne z zieleńcami Gór Ołowianych. W podrzędnych ilościach towarzyszą im okruchy fyllitów. W próbkach pobranych z odsłoneń, położonych tuż na północ od kościoła

Tabela 4

Charakterystyka teksturalna zlepieńców bardzo drobnziarnistych kulmu z Ciechanowic (skład mineralny w % obj.)
Textural characteristics of granule conglomerates of the Kulm of Ciechanowice (mineral composition in volume per cent)

Numer analizy Number of analysis	Cyklotem Cyclothem	Szkielet ziarnowy Framework										Spoiwo Cement		Uwagi Notes
		Kwarc Quartz	Metalityt Metalite	Skalenie Feldspars	Skaly metastabilne Metastable rock fragments	Biotyt Biotite	Łyszczyki jasne White micas	Chloryty Chlorites	Detrytyczne tl. i wodor. Fe Detrital Fe-ox. and hydrox.	Epidot Epidote	Kalcyt Calcite	Wtórny hematyt Secondary hematite	Wskaźnik dojrzałości Maturity index	
1	1	14,7	—	0,8	75,5	—	1,3	0,8	0,1	—	—	6,8	0,19	Zlepieniece z dolnego członu cyklotemów Conglomerates from lower part of cyclo- thems
2	2	9,9	—	2,8	84,6	—	1,8	0,9	—	—	—	—	0,11	
3	3	3,1	—	1,8	89,4	—	0,8	3,2	0,2	1,5	—	—	0,03	
4	3	16,3	—	4,2	74,9	—	1,8	2,6	0,2	—	—	—	0,19	
Średnio Average		11,0	—	2,4	81,1	—	1,4	1,9	0,1	0,4	—	1,7		
5	2	5,6	—	0,4	87,0	—	0,5	0,3	0,1	0,3	—	5,8	0,06	Zlepieniece z górnego członu cyklotemów Conglomerates from upper part of cyclothems
6	3	5,6	—	0,6	85,9	—	0,8	0,6	—	—	—	6,5	0,06	
7	3	28,0	—	8,2	56,1	—	1,3	1,0	—	—	5,4	—	0,42	
8	3	27,5	—	12,7	57,4	0,5	1,3	0,5	0,1	—	—	—	0,38	
Średnio Average		16,7	—	5,5	71,6	0,1	1,0	0,6	śl. tr.	śl. tr.	1,4	3,1		

Lokalizacja miejsc pobrania próbek (sample location): 1 — 980 m na W od punktu 409,5; 2 — 760 m W 409,5; 3 — 215 m SE 511,0; 4 — 620 m NW 409,5; 5 — 700 m WNW 409,5; 6 — 365 m NE 489,8; 7 — 390 m NW 409,5; 8 — 340 m SW 409,5.

w Ciechanowicach, obserwowałem pojedyncze okruchy gnejsów paczyńskich. Wskazuje to, że pierwotnie istniało przejście od osadów prowincji północnej do osadów prowincji X_{SW}.

W typie drugim często zaznacza się przewaga okruchów fyllitów (tab. 5, analizy 9, 15, 16 i 18) lub gnejsów paczyńskich (tab. 5, analizy 13, 14 i 20) nad okruchami zieleńców i skał pokrewnych. Szczególnie skoncentrowane mogą być okruchy fyllitów, stanowiące w skrajnych przypadkach do 65% obj. całej skały. Fyllity występujące w okruchach przypominają mikroskopowo fyllity serii Przybkowic (vide J. Teisseyre 1968 a). Gnejsy natomiast odpowiadają w pełni typowi gnejsów paczyńskich (J. Teisseyre 1968 b oraz informacje ustne). Wśród składników drugorzędnych należy wymienić: zieleńce, metadiabazy, odszklone i gruntownie schlorytyzowane szkliska diabazowe, łupki chlorytowe, chlorytowo-aktynolitowe lub chlorytowo-serycytowe, metaryolity (pl. X, fot. 2) i metatrachity, łupki łyszczykowe (z resztkami biotyty i słupkami akcesorycznego szeralitu),

łupki kwarcytowo-łyszczykowe (niekiedy okruszczone częściowo zhematyzowanym magnetytem lub zawierające liczne porfiroblastyczne skały piaszczyste, przypominające niektóre fyllity ordowiku, oraz rzadkie okruchy epimfibolitów. Sporadycznie występują sfeldspatyzowane łupki łyszczykowo-kwarcytowe, przypominające paragnejsy. Jako bardzo rzadki składnik można wymienić drobne okruchy trudnych do określenia skał metamorficznych z granatem. W obu wyróżnionych typach subszarogłazów sporadycznie występują okruchy redeponowanych subszarogłazów drobno- i bardzo drobnziarnistych, a także mułowców kulmowych (pl. XII, fot. 6). Występują one najczęściej w osadach górnych członów cyklotemów.

Biotyt występuje zwykle w niewielkich ilościach i nie we wszystkich próbkach. Wśród minerałów wykazanych w tabelach 4 i 5 jako biotyt można wyróżnić kilka odmian, z których każda wydaje się być odmiennego pochodzenia.

Tabela 5

Charakterystyka teksturalna subszarogazów kulumu z Ciechanowic (skład mineralny w % obj.)
Textural characteristics of subgraywackes of the Kulum of Ciechanowice (mineral composition in volume per cent)

Numer analizy Number of analysis	Cyklothem	Szkielet ziarnowy Framework										Spojwo Cement			Obtroczenie ziarn Roundness of quartz grains %			Wygazanie ziarn kwarcu Extinction of quartz grains %		Uwagi Notes				
		Kwarcz Quartz	Metaliodyt Metaliodite	Skalenie Skalens	Feldspars	Skaly metastabilne Metastable rock fragments	Biotyt Biotite	Kyszczyki jasne White micas	Chloryty Chlorites	Detrytyczne tl. i wodorotl. Fe Fe — oxides and hydrox. (detrital)	Wegiel i piryt Coal and pyrite	Epidot Epidote	Kalcyt Calcite	Witryny hematyt Secondary hematite	Kwarcz Quartz	Ilość klas Udden'a (kwarcz) Number of Udden's classes (quartz)	Wskaźnik dojrzałości mineralogicz. Mineralogical maturity index	Angularne Angular	Subangularne Subangular		Obtoczone Rounded	Jednorodne Sharp	Faliste Wavy	
9	1	15,9	—	7,6	73,0	śl. tr	2,3	0,9	0,3	—	śl. tr	—	—	—	—	0,20	10	0,19	91	9	—	47	53	Subszarogazy z dolnego członu cyklotemów Subgraywackes from lower part of cyclothem
10	2	22,1	—	7,9	66,9	śl. tr	1,4	1,4	0,3	—	śl. tr	—	—	—	—	0,48	11	0,28	72	26	2	35	65	
11	3	6,9	—	5,0	51,7	0,1	2,9	19,2	0,4	—	13,8	—	—	—	—	0,21	9	0,07	98	2	—	53	47	
12	3	11,2	—	7,1	43,8	0,6	11,8	18,1	0,3	—	6,3	—	—	—	—	0,23	12	0,13	93	7	—	49	51	
13	3	25,0	—	20,4	33,7	0,2	7,1	2,9	0,2	—	0,6	—	0,8	9,9	śl. tr	0,30	10	0,39	91	9	—	27	73	
Średnio Average		16,2	—	9,6	53,8	0,2	5,1	8,5	0,3	—	4,1	—	2,1	—	śl. tr	—	8	0,39	95	5	—	61	39	Subszarogazy z górnego członu cyklo- temów Subgraywackes from upper part of cyclothem
14	1	26,8	—	5,4	52,6	śl. tr	10,8	3,7	0,7	—	śl. tr	—	—	—	—	0,16	8	0,39	95	5	—	61	39	
15	3	33,6	—	12,8	23,2	—	13,5	7,0	0,4	—	śl. tr	—	9,5	—	—	0,13	10	0,59	98	2	—	64	36	
16	3	24,6	—	14,9	41,2	3,4	4,9	9,2	0,3	0,1	śl. tr	—	1,4	—	—	0,28	10	0,33	91	9	—	34	66	
17	3	7,6	—	6,5	66,2	3,9	8,5	6,0	1,1	—	śl. tr	—	0,2	—	—	0,32	11	0,08	100	—	—	21	79	
18	3	25,9	—	24,1	41,2	0,1	6,9	1,1	0,7	—	śl. tr	—	—	—	—	0,34	9	0,35	94	6	—	11	89	
19	3	24,8	—	25,2	23,3	1,2	11,1	12,1	0,5	1,8	śl. tr	—	—	—	0,08	7	0,34	100	—	—	48	52		
20	3	20,6	—	16,1	52,4	—	5,7	4,7	0,2	0,3	śl. tr	—	—	—	0,35	10	0,26	92	8	—	24	76		
21	3	38,6	—	19,1	22,4	0,5	7,4	11,2	0,1	0,7	śl. tr	—	—	—	0,13	8	0,63	100	—	—	40	60		
Średnio Average		25,3	—	15,5	40,3	1,1	8,6	6,9	0,5	0,3	śl. tr	—	1,4	—	śl. tr	—	8	0,63	100	—	—	40	60	

Lokalizacja miejsc pobrania próbek (sample location): 9 — 980 m na W od punktu 409,5; 10 — 750 m W 409,5; 11 — 220 m ENE 511,0; 12 — 310 m SE 511,0; 13 — 620 m W 409,5; 14 — 920 m W 409,5; 15 — 365 m NE 489,8; 16 — 495 m ENE 489,8; 17 — 370 m SE 511,0; 18 — 390 m NW 409,5; 19 — 390 m NW 409,5; 20 — 390 m SW 409,5; 21 — 340 m SSW 409,5.

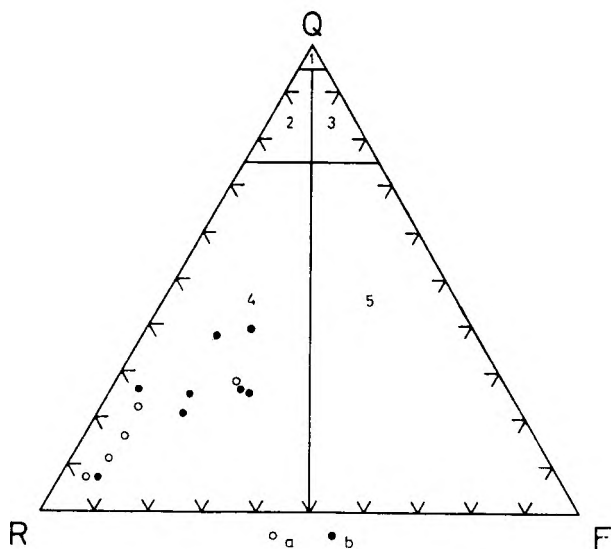


Fig. 3

Projekcje składu mineralnego subszarogłazów kulmu z Ciechanowice na trójkącie odpowiadającym podstawie czworościanu klasyfikacyjnego F. J. Pettijohna (1957) Q — kwarc, F — skalenie, R — okruchy skał metastabilnych, miki i chloryty; 1 — ortokwarcyty, 2 — protokwarcyty, 3 — subarkozy, 4 — subszarogłazy, 5 — arkozy; a — subszarogłazy z dolnego członu cyklotemów, b — subszarogłazy z górnego członu cyklotemów

Mineral composition of subgraywackes of the Kulm of Ciechanowice plotted on the base of Pettijohn's (1957) classification tetrahedron

Q — quartz, F — feldspars, R — metastable rock fragments + micas + chlorites; 1 — orthoquartzite, 2 — protoquartzite, 3 — subarkose, 4 — subgraywacke, 5 — arkose; a — subgraywackes from lower portion of cyclothems, b — subgraywackes from upper portion of cyclothems

1. W subszarogłazach towarzyszących fanglomeratom (tab. 5, analizy 12 i 17) obserwuje się dość liczne blaszki wybitnie pleochroiczne minerału (α — żółtawe, γ — pomarańczowe do pomarańczowobrunatnego), należącego być może do (?) stilpnomelanu (dr J. Teisseyre, informacja ustna). Niewielka ilość biotyty, stwierdzonego w tych osadach, może pochodzić z rozmywania metaandezytów lub metadacytów serii zieleńcowej Gór Ołowianych, które według J. Teisseyre'a (1968 a) zawierają miejscami biotyty.

2. Biotyt występuje w niewielkich lub śladowych ilościach w osadach prowincji X_{SW}. Najświeższe osobniki ujawniają pleochroizm w barwach: α — żółtawe, γ — oliwkowozielone do zielonego lub brunatne. Biotyt ten jest najczęściej w znacznym stopniu wylugowany i przeobrażony, z wydzieleniem trójwartościowego żelaza, skupiającego się w drobnych grudkach tlenków. Podobnie przeobrażony biotyty obserwowałem wielokrotnie w okruchach gnejsów i łupków łyszczkowych. Kiedy indziej biotyty jest poprzerastany muskowitem lub chlorytem. Pospolite są również blaszki więcej lub mniej schlorytyzowanego biotyty.

3. Zupełnie świeży i silnie pleochroiczny biotyty występuje śladowo i jest prawdopodobnie pochodzenia wulkanicznego.

Łyszczyki jasne (pl. XII, fot. 1, 2 i 5) obejmują głównie detrytyczny serycyt i muskowit oraz podrzędnie występujące pseudomorfozy serycytowo wykształconego łyszczyka po skałeniach lub innych glinokrzemianach. Te ostatnie nie były doliczane do udziału skałeni ponieważ wydaje się, że procesy gruntownej serycytyzacji pierwotnego glinokrzemianu zachodziły jeszcze w skałach macierzystych. Blaszki muskowitu przeważają ilościowo nad serycytem tylko w osadach bogatych w okruchy gnejsów i łupków łyszczkowych. Natomiast w subszarogłazach zasobnych w okruchy fyllitów dominującą jasną miką jest zawsze serycyt. Blaszki serycytu ujawniają często intensywne zaburzenia mikrotektoniczne (gufraży). Do jasnych łyszczków doliczałem także niepleochroiczne miki, będące zapewne produktami gruntownego wylugowania biotyty, o czym wydadają się świadczyć obserwowane w nich niekiedy siatki sa-genitowe.

Chloryty (pl. X, fot. 4) stanowią często bardzo ważny składnik detrytyczny, zwłaszcza subszarogłazów (tab. 5, analizy 11, 12, 19 i 21) i mułowców. Dominującym chlorytem jest zwykłe pennin. Inne chloryty (silniejsza dwójłoność, normalne barwy interferencyjne) dają się czasem rozpoznać jako klinochlor; występują one mniej często i nie we wszystkich próbkach. Procentowa zawartość chlorytów pozostaje w bardzo wyraźnym związku z pochodzeniem materiału detrytycznego. Subszarogłazy, zawierające podwyższoną ilość tych minerałów, z reguły towarzyszą fanglomeratom.

Amfibole są ważnym składnikiem niektórych subszarogłazów, choć występują mniej licznie niż chloryty. W przytłaczającej większości są to pręcikowo wykształcone aktynolity z reguły silnie stowarzyszone z penninem. Częstą formą występowania aktynolitu są niewielkie skupienia pręcików, zawarte w blaszkach penninu. Stwarza to poważne trudności w planimetryowaniu szlifów, toteż w tabelach 4 i 5 aktynolit wykazałem w jednej kolumnie razem z chlorytami. Z petrograficznego punktu widzenia jest to niedociągnięcie, nie prowadzące jednak do błędnych wniosków sedimentologicznych. W skałach macierzystych aktynolit jest bowiem najczęściej silnie stowarzyszony z penninem (vide J. Teisseyre 1968a). Aktynolit występuje stosunkowo najliczniej w osadach prowincji X_{SW}, jest natomiast rzadszy w osadach prowincji północnej. Zgadza się to dobrze z wynikami badań J. Teisseyre'a (1968a) wskazujących, że aktynolit jest głównym minerałem wielu zmienionych skał wulkanicznych i żyłowych oraz epiamfibolitów serii Leszczyńca, a także epiamfibolitów serii Przybkowic, pod-

czas gdy zieleńce Gór Ołowianych zawierają znacznie mniej aktynolitu.

Detrytyczne tlenki żelaza są składnikiem dodatkowym, niemniej czasami przekraczającym 1% obj. skały. Będą one omówione niżej wraz z innymi minerałami ciężkimi.

Jeśli nie liczyć biotytu i chlorytów, wśród pozostałych minerałów *ciężkich* dominującym składnikiem jest zwykle epidot stanowiący czasami kilkanaście procent obj. skały (tab. 5, analiza 11). Tak znaczny udział epidotu, występującego niekiedy w agregatach do kilku milimetrów średnicy, jest charakterystyczny jedynie dla osadów prowincji północnej, towarzyszących fanglomeratom (pl. X, fot. 3 i 4). W osadach tych epidotowi towarzyszy zwykle tylko aktynolit, apatyt i niekiedy tytanit, a spośród minerałów nieprzezroczystych leukoksen, hematyt i rzadki ilmenit. W osadach prowincji X_{SW} epidotu jest znacznie mniej, wzrasta natomiast udział apatyty i aktynolitu oraz pojawiają się inne rzadsze minerały, jak: szerlit, bezbarwny cyrkon i tytanit. Spośród pospolitych minerałów nieprzezroczystych występują: magnetyt (zwykle na powierzchni utleniony), hematyt, piryty lub inny podobnie wyglądający siarczek oraz leukoksen, zawierający nieraz resztki ilmenitu.

Minerały ciężkie są zwykle nie obtoczone (cyrkon, amfibol, tytanit) lub wyraźnie połamane w wyniku gwałtownego transportu (turmalin). Nieznaczne obtoczenie wykazuje czasem epidot i apatyt. Wśród minerałów nieprzezroczystych należy podkreślić znaczną niekiedy zawartość wtórnych związków tytanu, wymytych głównie z epiamfibolitów i zieleńców. Minerały takie, jak: magnetyt, piryty i częściowo hematyt pochodzą głównie z charakterystycznych łupków kwarcytowo-łyszczkowych, niekiedy bogato okruszczonych tymi rudami. Z erozji podobnych łupków kwarcytowo-łyszczkowych może pochodzić znaczna część apatyty.

Zwęglona materia roślinna (pl. IX, fot. 5 i 6, pl. XIV) występuje jedynie w osadach pochodzenia jeziorzyskowego (tab. 5). W subszarogłazach zawartość tego składnika rzadko przekracza 1% obj. skały. Zwęglona materia roślinna reprezentowana jest przez rozmaitej wielkości okruszki fuzytu. Materii roślinnej towarzyszy zwykle w drobnych ilościach diagenetyczny piryty, przerastający węglone okruszki lub tworzący w nich drobne wprysnięcia.

Materiał piroklastyczny (pl. XI) występuje w drobnej ilości w wielu, choć nie we wszystkich szlifach. Jest on reprezentowany zarówno przez cząstki zasadnicze, jak i akcesoryczne, według terminologii anglosaskiej (*vide* Moorhouse 1959, Pettijohn 1957, Pirrson 1915, Twenhofel 1950, Wentworth & Williams 1932). Do pierwszych należą przeważające ilościowo okruszki pierwotnie wifrofirowej, a później więcej lub mniej odszklonej lawy kwaśnej; do dru-

gich — krystaloklasty kwarcu, świeżego biotytu i rzadziej kwaśnego plagioklaz (albit, oligoklaz). W szlifie, najbogatszym w okruszki szkliwa, udział tego składnika wynosi 4,3% obj. (tab. 5, analiza 10). Znaczna część materiału wulkanicznego wpada w przedział wielkości 0,25—4 mm średnicy, odpowiadając klasie gruboziarnistego tufu, według C. K. Wentworth i H. Williamsa (1932). Najdrobniejsze fragmenty szkliwa występują w wielu gruboziarnistych mułowcach z górnego członu trzeciego cyklotemu.

Okruszki pierwotnie wifrofirowej lawy zbudowane są głównie z gęstego szkliwa (pl. XI, fot. 1, 2, 5 i 6), brunatnoczerwonego przy jednym nikolu, więcej lub mniej odszklonego i zwykle częściowo schlorytyzowanego. Szkliwo jest często usiane drobnymi grudkami i pyłkami tlenków trójwartościowego żelaza i zawiera liczne krystality. Niektóre partie pierwotnie szklatego tła uległy przekształceniu w mikrofelityczną tkaninę bardzo drobnych ziarenek kwarcu i skaleni. W innych, mniej przekształconych partiach, obserwuje się czasem wyraźnie fluidalną mikrostrukturę, podkreśloną równoległym ułożeniem łuseczek chlorytu, hydromiki i niektórych krystalitów. W takim tle tkwią zazwyczaj pojedyncze i rozproszone mikrofenokryształy biotytu, kwaśnego plagioklaz, kwarcu, a niekiedy również spore słupki apatyty. Biotyt jest często nieco wyługowany, z wydzieleniem przeświecających tlenków żelaza lub też częściowo, a nawet całkowicie schlorytyzowany. W najświeższych osobnikach biotyt ujawnia mocny pleochroizm w barwach α — żółtawe, γ — cynamonowobrunatne lub czerwobrunatne. Zupełnie podobny i z reguły mniej przeobrażony biotyt zamknięty jest w formie wrostków w mikrofenokryształach skaleni i kwarcu. Mikrofenokryształy kwaśnych plagioklazów o pokroju grubotabliczkowym są zwykle nieco przeobrażone z wydzieleniem drobnutkich łuseczek hydromiki. Kwarc, tworzący wyraźnie obtopione mikrofenokryształy, jest usiany drobnymi pyłkami rud lub też jest zupełnie klarowny. Okruszki szkliwa mają z reguły bardzo nieregularne kształty, wynikające z rozwiniętych procesów wciskowych i innych odkształceń kompakcyjnych. Pierwotne kształty okruszków szkliwa („glass shards”) zachowały się niekiedy w mułowcach.

Należy podkreślić, że opisane szkliwa w żadnym przypadku nie mogą być identyfikowane ze zdewitryfikowanymi szkliwami kaledońskich metadiabazów, dość licznymi w niektórych osadach kulmu. Szkliwa diabazowe są z reguły zupełnie odszklone i gruntownie schlorytyzowane. Zawarte w nich mikrofenokryształy pierwotnie zasadowego, listewkowato wykształconego plagioklaz i minerałów ciemnych (pirokseny, amfibole) uległy gruntownemu przeobrażeniu w takie minerały wtórne, jak: albit, kwarc,

chloryt, epidot, tlenki żelaza i tytanu, hydro-
mika i czasami kalcyt. Ponadto szklawa diaba-
zowe cechują się odmiennymi mikrostruktu-
rami.

Oprócz okruchów szklawych materiał piro-
klastyczny jest reprezentowany przez krystalo-
klasty kwarcu (pl. XI, fot. 3 i 4), biotyту
i kwaśnego plagioklastu, jakkolwiek w stosunku
do tego ostatniego minerału rzadko tylko moż-
na wykazać jego piroklastyczne pochodzenie.
Natomiast wyraźnie obtopione fenokryształy
kwarcu z zatokami korozyjnymi, wypełnionymi
mikrofelzytowym tłem lub zdewitryfikowanym
szklawym, występują w śladowych ilościach
w wielu badanych szlifach. Kwarcie te wyga-
szają niekiedy falisto, lecz fakt ten ma raczej
małe znaczenie dla interpretacji pochodzenia
tego składnika. Utwory kulkowe okolic Ciecha-
nowic uległy bowiem bardzo silnym naciskom
tektonicznym, wskutek których pierwotnie jed-
norodnie wygaszające kwarcie nabyły falistego
wygaszania. Jest to szczególnie wyraźne na
przykładzie autigenicznego kwarcu, wypełniają-
cego niekiedy interstycje. W kwarcach pocho-
dzenia wulkanicznego obserwowałem wzrostki
świeżego biotyту o mocnym pleochroizmie (α —
żółtawe, γ — czerwono-brunatne), a także wrostki
kwaśnego plagioklastu. Samodzielne blaszki
biotyту o takim samym pleochroizmie uznałem
również za materiał pochodzenia wulkanicznego.
Biotyту takiego nie stwierdziłem nigdy
w okruchach skał pochodzenia niewątpliwie
epiklastycznego. Natomiast identyczny biotyт
tworzy mikrofenokryształy w okruchach szklawej
skały wylewnej. Należy podkreślić, że opi-
sany wyżej materiał piroklastyczny wykazuje
bardzo wiele podobieństw do materiału piro-
klastycznego, występującego obficie w kulkach
z Sądów Górnych (A. K. Teisseyre 1968, pl. IX,
fot. 1 i 2 oraz A. Nowakowski, A. K. Teisseyre
& H. Teisseyre 1967, pl. II, fot. 1—6).

Mułowce kulmu z Ciechanowic (pl. IX, fot.
5 i 6) składają się z przeważającej mierze
z minerałów blaszkowych, przy czym detry-
tyczne chloryty (głównie pennin) zwykle prze-
ważają ilościowo nad mikami. Udział tych mi-
nerałów może wynosić nawet 70—80% obj.
skały. Spośród mik biotyт jest zawsze składni-
kiem drugorzędym. Pennin bywa stowarzyszony
z resztkami aktynolitu. Ziarna kwarcu i ska-
leni są zwykle wyraźnie podporządkowane ilo-
ściowo minerałom blaszkowym z wyjątkiem
mułowców, składających się głównie z najdrob-
niejszych produktów abrazji gnejsów. Okruchy
skał metastabilnych występują w śladowych
ilościach i ograniczone są tylko do skał naj-
bardziej drobnoziarnistych, z których wymienie
okruchy szklawa. Składnikiem, który może być
nagromadzony w mułowcach w ilości do kilku
procent objętości, są grudki detrytycznych tlen-
ków żelaza i tytanu. Minerale ciężkie mułow-

ców nie różnią się od opisanych z subszaro-
głazów.

Bardzo ważnym składnikiem wielu mułow-
ców jest zwęglona materia roślinna, reprezen-
towana przez różnej wielkości okruchy fuzytu,
a także przez korzonkowate pasemka przecina-
jące skałę w poprzek do laminacji (pl. IX, fot. 5
i 6, pl. XIV). Oprócz mułowców, zawierających
nieliczny i rozproszony detrytus roślinny, ob-
serwuje się pakiety silnie węglistych mułow-
ców, w których udział materii węglowej docho-
dzi do kilkudziesięciu procent objętości skały².

W mułowcach, wykazujących laminację, po-
szczególne laminy mogą bardzo różnić się mię-
dzy sobą pod względem składu mineralnego.
Laminy jasne wykazują często wyraźną prze-
wagę ziarn kwarcu i skaleni nad minerałami
blaszkowymi. Odwrotna proporcja charaktery-
styczna jest dla lamin ciemnych, które oprócz
znacznej przewagi chlorytów i mik mogą być
wzbogacone w drobny detrytus roślinny. Lami-
ny jasne są albo grubsze albo cieńsze od lamin
ciemnych; nie stwierdziłem również wyraźnej
zależności między barwą lamin a grubością
ziarna materiału detrytycznego.

DOJRZAŁOŚĆ

Do najbardziej niedojrzałych psefitów na-
leżą fanglomeraty i towarzyszące im tilloidy.
Teksturalna niedojrzałość tych osadów wyraża
się złym wysortowaniem i bardzo słabym obto-
czeniem większości składników. Wskaźnik doj-
rzałości mineralogicznej O/NO fanglomeratów,
obliczony według wzoru podanego poprzednio
(A. K. Teisseyre 1968, str. 250), waha się od
0,0 do 0,03. Zlepience są osadem bardziej doj-
rzałym od fanglomeratów, a zwłaszcza w sensie
mineralogicznym. Wskaźnik dojrzalszości minera-
logicznej O/NO zlepieńców zmienia się w prze-
dziale od 0,01 do 0,52. Im mniejsze są rozmiary
otoczków i im więcej jest materiału pochodzą-
cego z południowego zachodu, tym większa jest
dojrzalszość mineralogiczna zlepieńców (tab. 3,
kolumny trzecia i piąta od lewej). Najbardziej
dojrzałe zlepience podścielają bezpośrednio osa-
dy górnego członu trzeciego cyklotemu.

Subszarogłazy są pod względem tekstural-
nym osadem niedojrzałym. Ze względu na wy-
sortowanie subszarogłazy pochodzenia jeziorzy-
skowego są bardziej dojrzałe od psamitów
z dolnych członów cyklotemów. Osady krań-
cowo niedojrzałe, charakteryzujące się wystę-
powaniem tła (matrix), towarzyszą jedynie pew-
nym partiom fanglomeratów mających charak-
ter tilloidów. Dojrzalszość mineralogiczna sub-
szarogłazów (tab. 5) została obliczona według

² Zgodnie z propozycją J. M. Schopfa (1966), wę-
glami nazywam skały, które zawierają ponad 70%
obj. materiału węglistego.

wzoru podanego poprzednio (A. K. Teisseyre 1968, str. 251). Subszarogłazy wykazują znaczne zróżnicowanie dojrzałości mineralogicznej w obrębie wyróżnionych prowincji, a także w zależności od środowiska sedymentacyjnego. Subszarogłazy towarzyszące fanglomeratom (prowincja północna) są mineralogicznie najmniej dojrzałe, a wskaźniki ich dojrzałości wpadają w zakres 0,07—0,13. Subszarogłazy prowincji X_{SW} są bardziej dojrzałe i bardziej zmienne ze względu na tę cechę, charakteryzując się wskaźnikami 0,19—0,39. Jeszcze bardziej zmienne pod względem dojrzałości mineralogicznej są subszarogłazy z górnych członów cyklotemów, z wahaniami wskaźników dojrzałości w interwale 0,26—0,63.

KOLOR

Oryginalna barwa fanglomeratów i towarzyszących im subszarogłazów zmienia się od szarozielonej do ciemnozielonej. Zlepnieńce i subszarogłazy, zawierające materiał gnejsowy, są zwykle jaśniej zabarwione, wykazując barwy od szarozielonej do jasnoszaro-zielonawej. Osady impregnowane wtórnym hematytem mają na przełamie wygląd pstry lub plamistowiniowy. Przy intensywnej impregnacji hematytem nawet na świeżych przełamach obserwuje się barwy wiśniowobrunatne lub wiśniowoszare. Skały zabarwione hematytem występują głównie w dolnych członach cyklotemów.

Zlepnieńce i subszarogłazy pochodzenia jeziorzyskowego zachowały najczęściej oryginalne barwy szarozielone, ciemnozielone lub szare. Subszarogłazy, zawierające podwyższoną ilość zwęglonej materii roślinnej, są ciemnoszare. Mułowce są z reguły ciemnoszare z odcieniem ciemnozielonym; w przypadku dużej ilości zwęglonego detrytusu roślinnego, barwa mułowców staje się szaroczarna. Ciemnoszare barwy cechują także konkretne syderytowe i sedymentacyjne syderyty występujące w formie samodzielnych warstw. W pobliżu dyslokacji krusze osady górnych członów cyklotemów mogą być zabarwione hematytem, przy czym szerokość stref zabarwionych może być bardzo różna. Szczególnie silnej impregnacji hematytem uległy osady górnego członu trzeciego cyklotemu w pobliżu uskoku Ciechanowic. W skałach zabarwionych na wiśniowo hematyt pokrywa również powierzchnie szczelin. W utworach wolnych od hematytu szczeliny pokryte są często czarnofioletowymi nalotami tlenków manganu.

PROCESY DIAGENEZY

Diageneza osadów kulmowych jest wynikiem co najmniej dwóch współdziałających ze sobą procesów: zmian kompakcyjnych i częs-

ciowej rekrytalizacji materiału detrytycznego, uzupełnionej niekiedy wytrąceniem spoiwa mineralnego. Procesy kompakcyjne rozpoczęły się współcześnie z sedymentacją i trwały do późnych stadiów diagenety, gdyż na ogół nie zostały zahamowane przez cementację osadów spoiwem mineralnym, niezbyt częstym w kulmie z Ciechanowic. Zmiany kompakcyjne przebiegały w kierunku zagęszczenia upakowania i wyeliminowania porowatości osadu. Zostało to osiągnięte głównie na drodze plastycznych deformacji minerałów blaszkowych i okruchów miękkich skał, jak: szkliw, fyllitów i zieleńców. Minerale blaszkowe są z reguły pogięte (pl. XII, fot. 1, 2 i 5). Okruchy miękkich skał często uległy deformacjom i wtłaczaniu w interstycje między twardszymi ziarnami mineralnymi, z reguły wciskającymi się w miększe składniki (pl. IX, fot. 2, pl. XI, fot. 1, 2, 5 i 6, pl. XII, fot. 3, 4 i 6). Bardzo dobrze rozwinięte procesy wciskowe na granicy okruchów o różnej twardości są niezwykle rozpowszechnione i w każdym szlifie mikroskopowym można obserwować setki tych zjawisk. Procesy te doprowadziły do bardzo silnego zagęszczenia szkieletu ziarnowego, czego miarą może być liczba styków przypadających na jedno ziarno w płaszczyźnie szlif (zob. pl. V, fot. 1, pl. VII, fot. 1 i 2). Średnia ilość styków w subszarogłazach prowincji północnej waha się w przedziale 5,0—6,0, a w subszarogłazach prowincji X_{SW} — w interwale 6,3—6,6 (fig. 4). Wykazane wyżej różnice polegają na różnej zawartości minerałów blaszkowych. Średnia liczba styków wynosząca 5,0 odpowiada subszarogłazom, zawierającym 30,5% obj. minerałów blaszkowych, gdy ilość tych składników spadła do 3,2% obj., średnia liczba styków wzrosła do 6,3 (fig. 4). Tak znaczne zagęszczenie szkieletu ziarnowego subszarogłazów stanie się jasne, gdy zważymy, że miąższość młodszych osadów dolnego karbonu przykrywających kulm ciechanowicki wynosi około 7 km. Duża liczba styków między ziarnami wskazuje również, że procesy kompakcji zachodziły w osadach o porach nie wypełnionych (*vide* Wright 1964).

Procesy kompakcyjne związane z wzajemnymi naciskami „ziarno na ziarno” doprowadziły również do odkształceń dysjunktywnych na mikroskopową skalę, a polegających na pękaniu ziarn kwarcu, skaleni i okruchów twardych skał. Pęknięcia te występują zwykle w formie krótkich, V-kształtnych szczelin, często wygasających we wnętrzu deformowanego ziarna.

Zlepnieńce i subszarogłazy kulmu z Ciechanowic zawierają drobne ilości spoiwa kalcytowego (pl. XIII) tylko w sporadycznych przypadkach (tab. 4 i 5). Kalcyt ten jest z reguły przekrytalizowany i często zbliźniaczony. Procesy metasomatozy kalcytowej są rozwinięte na małą skalę (pl. XIII, X, fot. 5, pl. XV, fot. 6). Źródłem węgla wapnia mogły być nieliczne oto-

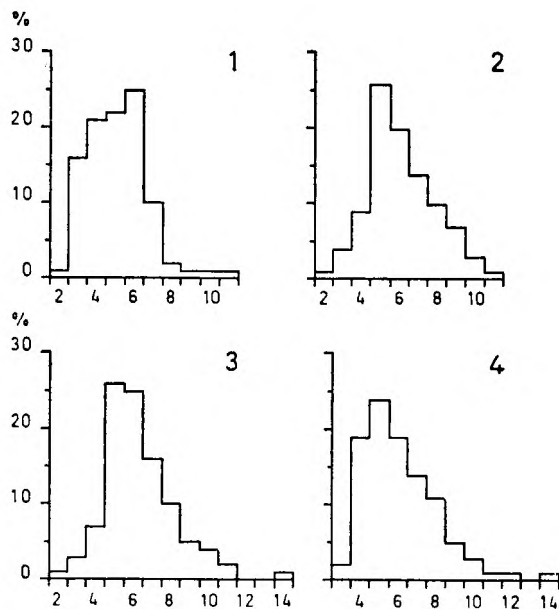


Fig. 4

Histogramy liczby styków przypadających na jedno ziarno w płaszczyźnie szlif, subszarogłazy kulmu z Ciechanowic, frakcja 0,25—0,50 mm

- 1 — subszarogłaz z wkładki w fanglomeratach trzeciego cyklotemu, odsłonięcie 315 m na SE od wzgórza 511,0 m, średnia liczba styków 5,0. Σ minerałów blaszkowych = 30,5%;
 2 — subszarogłaz z osadów jeziorzyskowych trzeciego cyklotemu, odsłonięcie 400 m na ENE od wzgórza 489,8 m, średnia liczba styków 6,0. Σ minerałów blaszkowych = 17,5%;
 3 — subszarogłaz z masy wypełniającej zlepieńca pierwszego cyklotemu, odsłonięcie 970 m na W od punktu 409,5, średnia liczba styków 6,3. Σ minerałów blaszkowych = 3,2%;
 4 — subszarogłaz z osadów jeziorzyskowych trzeciego cyklotemu, odsłonięcie 340 m na SW od punktu 409,5, średnia liczba styków 6,2. Σ minerałów blaszkowych = 19,1%

Histograms of numbers of contacts per grain from subgraywackes of the Ciechanowice Kulm (in fraction of 0.25—0.50 mm)

- 1 — subgraywacke from fanglomerate of the 3rd cyclothem, mean number of contacts per grain 5.0, total flakes (micas + chlorites) 30.5%. Location: 315 m SE of hill 511.0;
 2 — subgraywacke from lacustrine sediments of the 3rd cyclothem, mean number of contacts per grain 6.0, total flakes 17.5%. Location: 400 m ENE of hill 489.8; 3 — subgraywacke from the filling of fanglomerate of the 1st cyclothem, mean number of contacts per grain 6.3, total flakes 3.2%. Location: 970 m W of point 409.5. 4 — subgraywacke from lacustrine sediments of the 3rd cyclothem, mean number of contacts per grain 6.2, total flakes 19.1%. Location: 340 m SW of point 409.5

czaki marmurów, które uległy całkowitemu wewnątrzwarstwowemu rozpuszczeniu i których obecnie nie obserwuje się. Źródłem tej niewielkiej ilości kalcytu mogły być równie dobrze okruchy i otoczaki zielenców, zawierających nierzadko drobne ilości kalcytu. Wyługowany z tych skał kalcyt mógł być następnie skoncentrowany w pewnych partiach skały, zgodnie z ogólną tendencją do koncentracji tego rodzaju łatwo rozpuszczalnych związków, będącą wyrazem diagenetycznej dyferencjacji

(vide Pettijohn 1957). Procesy lokalnej cementacji kalcytem miały zapewne miejsce w późniejszych stadiach diagenety i rozwinęły się w osadach kompakcyjnie zagęszczonych, co częściowo tłumaczy niewielką ilość spoiwa kalcytowego.

W mułowcach górnego członu trzeciego cyklotemu obserwowałem kuliste lub elipsoidalne konkretje syderytowe, o średnicach dochodzących do kilku centymetrów. Są one albo ostro odgraniczone od otaczającego i bezwęglanowego mułowca, albo też łączą się z nim przejściami. Konkretje zbudowane są głównie z syderytu (do 95% obj.), któremu towarzyszą drobne ilości kalcytu i wprysnięcia syngenetycznego pirytu; pozostałą część stanowią normalne, detrytyczne składniki mułowców. Syderyt jest słabo przekryształizowany i występuje zwykle w formie bardzo drobnych ziarenek, z rzadko widocznymi zarysami romboedrow. Niekiedy przy silniejszej rekryształizacji obserwuje się bardzo drobne i niezbyt dobrze rozwinięte kuliste skupienia syderytu o charakterze sferulitów. Syderyt jest zwykle świeży, czasem lekko utleniony, zwłaszcza w zewnętrznych partiach konkretji. W wielu konkretjach obserwowałem wyraźne ślady laminacji pierwotnego mułowca. Konkretje te należy więc uważać za utwory diagenetyczne, związane ze skupianiem się pierwotnie rozproszonego, syngenetycznego syderytu, który skoncentrował się w pewnych partiach skały, zastępując pierwotne składniki detrytyczne. Konkretje syderytowe występują najczęściej w mułowcach towarzyszących węglom.

Znakomita większość osadów kulmu ciechanowickiego jest albo zupełnie pozbawiona spoiwa mineralnego, albo rolę tego składnika odgrywa wtórny hematyt (pl. VIII, XVI), który jako składnik epigenetyczny będzie omówiony niżej. W osadach wolnych od hematytu, co jest szczególnie charakterystyczne dla fanglomeratów i większości utworów jeziorzyskowych, pory uległy całkowitemu zaciśnięciu i wyeliminowaniu głównie przez plastyczne deformacje minerałów blaszkowych. Pewną rolę w petryfikacji fanglomeratów i większości mułowców odegrała przypuszczalnie częściowa rekryształizacja najdrobniejszego materiału detrytycznego, głównie chlorytów i kwarcu (zob. pl. IX, fot. 6). Dokładne prześledzenie tych zjawisk w drobnoziarnistym materiale jest trudne i wymaga specjalnych studiów. Nie ma natomiast wątpliwości, że procesy rekryształizacji, rozpuszczania wewnątrzwarstwowego a także autigeny pewnych składników, zachodziły w osadach górnych członów cyklotemów. Pewną wskazówką, przemawiającą za częściową rekryształizacją pierwotnych składników detrytycznych, jest zlewno-kwarcytowy wygląd masywnych subszarogłazów, występujących wśród utworów jeziorzyskowych trzeciego cyklotemu. Subszarogłazy

głazy te składają się niekiedy głównie z rozkruszonego materiału gnejsowego i osiągają znaczny stopień twardości, nie spotykany u innych osadów. Pod mikroskopem widać w nich częściową rekrystalizację detrytycznego kwarcu, objawiającą się m.in. występowaniem na granicy ziarn delikatnych szwów mikrostylolitowych. Zjawiska te można częściowo odnieść do zmian kompakcyjnych, związanych z procesami wciskowymi, które jak wiadomo uwalniają pewną ilość krzemionki, ulegającej rozpuszczeniu w miejscu największego ciśnienia, czyli wzdłuż styków ziarn. Uruchomiona krzemionka krystalizuje następnie w miejscach najmniejszego ciśnienia, czyli szczególnie w porach. Procesy te zostały ostatnio szczegółowo omówione przez A. Radwańskiego (1965).

Z drugiej strony bardzo prawdopodobne jest, że częściowe rozpuszczanie detrytycznego kwarcu wynikało z działalności kwaśnych wód bagiennych. Również kwaśne roztwory zawierające rozpuszczoną krzemionkę, a wyciskane z ulegających uwęgleniu torfów, mogą powodować sylifyzację podścielających je osadów (w tej sprawie *vide* Huddle & H. Patterson 1961, gdzie podana jest również literatura przedmiotu). W kulmie ciechanowickim procesy te rozwinięte są na małą skalę i wydaje się, że nie doprowadziły do powstania łupków ogniotrwałych, ani czysto kwarcowych piaskowców typu „ganister”. Również duża zawartość nie skaolinizowanych skaleni oraz zachowane okrucy szkliwa wykazują niewielki stopień przeobrażenia subszarogłazów i mułowców przez kwaśne wody bagienne. Wynika to zapewne z niespokojnych warunków sedymentacji, krótkotrwałości środowisk bagiennych i ustawicznego dopływu dużych ilości świeżych wód rzecznych.

Z działalnością kwaśnych wód pochodzenia bagiennego, zawartych w mułowcach i subszarogłazach, łączy się wypełnianie wtórnymi substancjami mineralnymi drobnymi szczelinami tensyjnymi w zwęglonych szczątkach roślinnych (pl. XIV). Zjawiska te są pospolite w drobnoziarnistych subszarogłazach i mułowcach, zawierających podwyższoną ilość detrytus roślinnego. Powstanie wspomnianych szczelin wiąże się niewątpliwie z procesami uwęglania materii roślinnej, prowadzącymi do znacznego zmniejszenia objętości zwęglających się fragmentów. Szczelinki tensyjne występują na granicy zwęglonych szczątków roślinnych z otaczającą skałą jak również wewnątrz fragmentów węgla, często przecinając je na wskroś. Szczelinki te zachowały się dzięki wypełnieniu ich kwarcem i chlorytem lub rzadziej — syderitem. W szczelinach wypełnionych kwarcem i chlorytem często najwcześniej krystalizował chloryt, lecz obserwuje się szczelinki, w których wcześniej krystalizującym minerałem był

kwarc. Chloryt wykazuje cechy optyczne bardzo zbliżone do detrytycznego penninu. Autigeniczny chloryt tworzy albo pojedyncze blaszki układające się „palisadowo” względem ścian szczelin (pl. XIV, fot. 1—3), bądź też wypełnia szczelinki całkowicie (pl. XIV, fot. 4). Towarzyszący mu kwarc układa się w wyraźne struktury „palisadowe”. Mniej często obserwowaliśmy szczelinki wypełnione syderitem. Mineral ten jest słabo przekrystalizowany i występuje w formie bardzo drobnych, nieprawidłowych ziarenek. Kwarc lub syderyt wypełniają niekiedy wnętrza komórek lepiej zachowanych szczątków roślinnych. Minerale, wypełniające wnętrza komórek i szczelinki tensyjne, krystalizowały niewątpliwie z roztworów. Prawdopodobnie równolegle z otwieraniem się szczelin tensyjnych ulegały one wypełnianiu przez skoncentrowane roztwory wodne, wyciskane z diagenezującego się osadu. W zależności od warunków lokalnej równowagi chemicznej z roztworów tych krystalizował chloryt i kwarc lub syderyt. Mimo ograniczonego zasięgu przemian procesy te niewątpliwie przyczyniły się do silnej petryfikacji osadów jeziorzyskowych.

Nie ma natomiast żadnych dowodów, aby przypuszczać, że osady kulmu ciechanowickiego zawierały pierwotnie amorficzną substancję ilastą, która uległaby później skryształizowaniu. Przeciwnie, procesy erozji, transportu i sedymentacji przebiegały wówczas tak szybko, że wietrzenie chemiczne nie mogło się rozwinąć mimo sprzyjających warunków klimatycznych. W każdym razie w osadach brak dowodów istnienia takiego wietrzenia. Można tu dodać, że zdaniem M. Schwarzbacha (1963) nawet powstanie tak specyficznych utworów, jakimi są karbońskie pokłady węgla, mogło być w dużej mierze niezależne od czynnika klimatycznego: „In Europe, however, the Carboniferous coals all originated under rather exceptional conditions in the tectonically mobile foredeeps and intramontane basins of Variscan mountain chains (...) Such conditions are almost unknown at the present time. Because of this tectonic control, formation of the Carboniferous coals was largely independent of climatic factors, or at least of temperature” (op. cit., str. 133).

Warto podkreślić, że opisane wyżej procesy spowodowały wyjątkowo silną petryfikację kulmu z Ciechanowic. Jest ona znacznie dalej posunięta niż w równoległych osadach północnej części niecki śródsudeckiej (*vide* A. K. Teisseyre 1968). Potwierdza się więc od dawna znany fakt, że im stromsze jest tektoniczne wychylenie warstw, tym silniejsza jest petryfikacja osadów (*vide* Pettijohn 1957). Ze względu na stopień diagenety kulmu z Ciechanowic przypomina zlepienie kulmu z Chwaliszowa, co już dawno zauważył G. Berg (1912, 1938).

CHARAKTERYSTYKA STRUKTURALNA KULMU Z CIECHANOWIC

UŁAWICENIE, WARSTWOWANIE I CHARAKTER OSADÓW Z DOLNYCH CZŁONÓW CYKLOTEMÓW

Fanglomeraty, występujące na północ od doliny Bobra, są osadem grubo- lub bardzo grubo uławiconym. Na pozór zupełnie bezładne i masywne (pl. I), wykazują przy uważniejszej obserwacji dość wyraźne i względnie regularne warstwowanie. Miąższość warstw waha się w granicach od kilkunastu centymetrów do kilku metrów. Wewnętrzna tekstura fanglomeratów jest najczęściej bezładna (isotropic fabric). W kilku odsłonięciach obserwowałem warstwy o normalnej strukturze gradacyjnej. Granice stropowe są wówczas ostre, a najwyższe partie warstwy gradacyjnej, zbudowane nierzadko z subszarogłazów, wyraźnie odcinają się od wyżej leżącego fanglomeratu. Warstwy lub ławice o strukturze gradacyjnej odzwierciedlają pojedyncze i zapewne krótkotrwałe³ akty depozycyjne związane ze zmywami powodziowymi o stopniowo zanikającej kompetencji. Niekiedy obserwuje się wśród fanglomeratów cienkie przeławicenia równoległe warstwowanych subszarogłazów, osadzonych również niewątpliwie przez silne prądy wodne. Te cechy jak również słabe choć wyraźne obtoczenie naroży i krawędzi większości składników fanglomeratów wskazują, że osady te są utworem napływowym. Wobec powyższego skłonny jestem nazywać je fanglomeratami, a nie brekcjami zbczowymi. Wyraźne dowody transportu wodnego zaprzeczają wypowiedzianym dawniej poglądom, jakoby owe brekce zbczowe miały powstać wyłącznie w wyniku ruchów masowych, a także wykluczają autochtoniczność omawianych osadów, które niewątpliwie osadzały się w pewnej odległości od erodowanego frontu górskiego, na obszarze o zupełnie innej topografii.

Wnioski wysnute z obserwacji tekstur i struktur fanglomeratów bynajmniej nie wykluczają udziału ruchów masowych w procesie powstawania tych osadów. Jest prawdopodobne, że największe nie obtoczone bloki zielenców dostały się do środowiska sedymentacji fanglomeratów w wyniku obrywów skalnych (screefall). Takie pochodzenie można również przypisać niektórym nagromadzeniom szczególnie ostrokrawędzistego materiału, spotykanym szczególnie w północnej części zbadanego obszaru. Trzeba jednak podkreślić, że materiał do-

starczany do basenu w wyniku obrywów skalnych był ilościowo podporządkowany dostarczanemu przez wody płynące i inne rodzaje transportu masowego. Wśród tych ostatnich bardzo prawdopodobny jest udział gwałtownych spływów rumoszu skalnego typu „rockstream” lub „debris flow”. Wiele fanglomeratów wyglądem przypomina bardzo osady współczesnych spływów rumoszu skalnego (*vide* Lobeck 1939, str. 82—88, Twenhofel 1950, fig. 29 i 31, Ziętara 1968, fot. 4 i 9). Osadami potoków gruzowo-błotnych są gruboławicowe i bardzo niewyraźnie warstwowane lub jednorodne fanglomeraty, odsłonięte we wkopach na wschodnich zboczach wzgórza 511,0 m. Osady te są skrajnie źle wysortowane i składają się z fragmentów zielenców bardzo różnej wielkości, ułożonych bezładnie i często luźno w obitej, drobnosiarnistej masie wypełniającej, zbliżającej się ze względu na znaczną zawartość mułu do typowych szarogłazów. Osady te mają wszelkie cechy tilloidów. Fanglomeraty o takim charakterze występują głównie w wyższej partii trzeciego cyklotemu i wydaje się, że ilość tych osadów wzrasta ku południowi.

Występowanie najgrubszego materiału (obrywy skalne) w północnej części zbadanego obszaru i wzrost ku południowi udziału osadów deponowanych przez potoki gruzowo-błotne i normalne zmywy powodziowe wskazuje, że fanglomeraty osadzały się na piedmontowych stożkach napływowych. Wierzchołki tych stożków znajdowały się u wylotów dolin krótkich strumieni, rozcinających skarpe uskoku Domonowa. W pewnej odległości od skarpy uskokuwej stożki te łączyły się zapewne ze sobą. Ich wspólna podstawa, wyznaczająca zarazem południową granicę piedmontu, towarzyszącego południowym stokom łańcucha prakaczawskiego, mogła osiągać osiową część basenu sedymentacyjnego. Podkreślę przy tym, że takie rozmieszczenie osadów, których ślady można zobaczyć dziś w fanglomeratach kulmu ciechanowickiego, jest typowe i bardzo charakterystyczne dla stożków piedmontowych. R. C. Selley (1968, str. 102) stwierdza w tej sprawie, co następuje: „Processes operating on fanglomerates range from screefall at their apex, through mudflows, to fluvial processes at their distal end”. Podobne wnioski wynikają z badań (również eksperymentalnych) R. LeB Hooke'a (1967, str. 438): “The main channel emerges onto the surface near a midfan point, herein called “the intersection point”. On laboratory fans most deposition above the intersection point is by debris flows that exceed the depth of the incised channel. Fluvial deposition dominates below the intersection point. This depositional relation probably also occurs on natural fans”.

³ Obserwacje współczesnych osadów powodziowych Bijou Creek (Kolorado) wskazują, że warstwy piasku o grubości do 12 stóp i rozprzestrzenieniu poziomym do kilku tysięcy stóp mogą tworzyć się w ciągu zaledwie kilku godzin (McKee, Crosby & Berryhill 1967). Warto tu dodać, że 90—95% piaszczystych osadów powierzchni napływowej Bijou Creek wykazało warstwowanie równoległe (*op. cit.*).

Zlepieńce, występujące na południe od doliny Bobra (pl. II), są osadem grubo lub bardzo grubo uławiconym. Miąższość ławic maleje w kierunku stropu dolnych członów cyklotemów, co szczególnie dobrze można obserwować we wkopie kolejowym na stacji Ciechanowice. Z powodu znacznego stopnia zdiagenezowania zlepieńców, pomiary orientacji otoczek są bardzo utrudnione. Niemniej obserwacje terenowe wydają się wskazywać, że znaczna część zlepieńców nie wykazuje wyraźnie uporządkowanego ułożenia otoczek bądź też ma bezładne tekstury wewnętrzne.

Przeławicenia subszarogłazów są w zlepieńcach zjawiskiem rzadkim. Dość często spotyka się natomiast ławice zlepieńców o normalnej strukturze gradacyjnej, kończące się cienkimi (kilka do kilkunastu centymetrów miąższości) warstwami subszarogłazów. Przymuszczenie duża część ławic zlepieńców miała w momencie osadzenia się takie właśnie struktury gradacyjne. Stropowe warstwy tych ławic, zbudowane z materiału piaszczystego, miały małą szansę zachowania się, gdyż luźne piaski były łatwo rozmywane i erodowane przez silne prądy następnej fali powodziowej. W konsekwencji nowo złożone żwiry osadzały się wprost na „odgrzebanej” spod piasku powierzchni starszych żwirów. Przymuszczenie taki właśnie proces prowadził do tworzenia się grubych, monolitycznych, typowo wielokrotnych ławic zlepieńców, o słabo zaznaczonym warstwowaniu. Subszarogłazy, kończące ławice o warstwowaniu gradacyjnym, są z reguły warstwowane równolegle. Zlepieńce i subszarogłazy są więc w ogromnej przewadze osadami gwałtownych prądów bądź zmywów powodziowych, które przekroczyły drugi punkt krytyczny według G.K. Gilberta (1914). Jedynie takie zmywy mogły dostarczać do basenu ogromne masy żwirów wraz z blokami przekraczającymi metr średnicy. Ubogi, lecz charakterystyczny zespół struktur osadów dolnych członów cyklotemów odpowiada w zupełności strukturalnie utworów, powstających w warunkach określonych przez D.B. Simonsa i E.V. Richardsona (1961) jako „the upper rapid-turbulent flow regime”.

UŁAWICENIE, WARSTWOWANIE I CHARAKTER OSADÓW Z GÓRNYCH CZŁONÓW CYKLOTEMÓW

Osady górnych członów cyklotemów 1 i 2 występują na niewielkim obszarze (fig. 1) i są słabo odsłonięte. Budują je głównie zlepieńce drobno- i bardzo drobnoziarniste oraz subszarogłazy. Mułowce występują podrzędnie. Większa część tych osadów tworzyła się w płytkich, silnie prądujących rozlewiskach wodnych, a tylko podrzędnie w bardziej spokojnych warunkach określanych w tej pracy jako środowisko jeziorzyskowe.

Szczególnie godne uwagi są osady górnego członu trzeciego cyklotemu (pl. III, fot. 1), osiagające w najgrubszym miejscu około 200 m miąższości. Najlepsze odsłonięcia tych osadów znajdują się w przekopie kolejowym na wschód od stacji w Ciechanowicach. Niewielki fragment dziś już bardzo zarośniętego przekopu był ponownie odsłonięty w czasie wykonywania prac elektryfikacyjnych. Mimo niewielkich rozmiarów odsłonięcie to ilustruje dobrze charakter osadów jeziorzyskowych. Profil tego wyrobiska, poczynając od warstw najstarszych, przedstawia się następująco.

Zespół 1. Szaroczarne mułowce i bardzo drobnoziarniste subszarogłazy, jednorodne lub niewyraźnie równolegle laminowane, o oddzielności liściastej lub cienkopłytkowej, krusze, bardzo bogate w drobny, zwęglony detrytus roślinny, a także w większe kawałki skrzypów, paproci i lepidodendronów. Miejskami poprzerastane stigmariami. W środkowej partii występują dwa przeławicenia ciemnoszarych subszarogłazów średnioziarnistych (2–4 cm miąższości) o warstwowaniu skośnym ripplemarkowym, masywnych, twardych, bogatych w drobny, zwęglony detrytus roślinny. Niższa z tych ławiczek wypełnia wyraźnie asymetryczne bruzdy erozyjne o głębokości do kilkunastu centymetrów. Z zespołu tego pochodzi przypuszczalnie płyta subszarogłazu z odlewami szczelin z wysychania (pl. III, fot. 2), znaleziona na hałdzie. Miąższość zespołu 1 50 cm

Ławica 2. Szaroczarny subszarogłaz o warstwowaniu skośnym ripplemarkowym, masywny, twardy, bardzo bogaty w drobny, zwęglony detrytus roślinny 5 cm

Zespół 3. Czarne lub ciemnoszare mułowce i subszarogłazy bardzo drobnoziarniste o oddzielności cienkopłytkowej, krusze 12 cm

Zespół 4. Szarozielonawe subszarogłazy o oddzielności płytkowej, ku stropowi coraz bardziej gruboziarniste, dość twarde, zawierają mało detrytusu roślinnego 40 cm

Ławica 5. Szarozielonawy, zlepieńcowaty subszarogłaz gruboziarnisty, masywny, twardy. Powierzchnia kontaktu z zespołem 4 nierówna, erozyjna. Struktura ławicy zmienna, przechodzi zgodnie z upadem z jednorodnej w frakcjonalną pensymetryczną. Miąższość ławicy 5 9 cm

Ławica 6. Podobnej barwy i twardości subszarogłaz w spągu zlepieńcowaty, w stropie drobnoziarnisty o warstwowaniu frakcjonalnym, jednorodnym normalnym. Powierzchnia kontaktu z ławicą 5 nierówna, erozyjna 11 cm

Zespół 7. Ciemnoszare lub ciemnoszarozielone mułowce i subszarogłazy bardzo drobnoziarniste o oddzielności cienkopłytkowej, krusze, bardzo bogate w drobny, zwęglony detrytus roślinny. Zawiera trzy przeławicenia ciemnoszarego, drobnoziarnistego subszarogłazu (do 2 cm grubości), masywnego, twardego. Powierzchnie stropowe i spągowe tych przeławień są idealnie równe. Miąższość zespołu 7 30 cm

Ławica 8. Szarozielonawy subszarogłaz średnioziarnisty o warstwowaniu skośnym ripplemarkowym, masywny, twardy, w spągu niewielkie rozmoczenia 12 cm

Ławica 9. Szarozielonawy subszarogłaz drobnoziarnisty o oddzielności cienkopłytkowej, kruchy 4 cm

Ławica 10. Szarozielonawy subszarogłaz o warstwowaniu frakcjonalnym pensymetrycznym, masywny, twardy, granica z ławicą 9 nierówna, erozyjna 20 cm

Ławica 11. Podobnej barwy i twardości subszarogłaz w spągu zlepieńcowaty, ku górze drobnoziarnisty o warstwowaniu frakcyjnym, jednokrotnym, normalnym 6 cm

Ławica 12. Szarozielonawy subszarogłaz drobnoziarnisty o oddzielności cienkopłytkowej, kruchy 8 cm

Ławica 13. Szarozielonawy subszarogłaz o warstwowaniu frakcyjnym pensymetrycznym, masywny, twardy, w spągu drobne nierówności erozyjne 5 cm

Ławica 14. Szarozielonawy subszarogłaz, jednorodny, masywny, twardy 4 cm

Ławica 15. Szarozielonawe subszarogłazy bardzo drobnoziarniste i mułowce o warstwowaniu skośnym ripplemarkowym, oddzielność cienkopłytkowa, kruche 11 cm

Ławica 16. Szarozielonawy subszarogłaz w spągu bardzo gruboziarnisty, w stropie drobnoziarnisty o warstwowaniu frakcyjnym, jednokrotnym, normalnym, masywny, twardy. W spągu drobne, płaskodenne rozmycia do 1 cm głębokości 5 cm

Ławica 17. W spągu szarozielonawy zlepieniec bardzo drobnoziarnisty, przechodzący w drobnoziarnisty subszarogłaz, warstwowanie frakcyjne, jednokrotne, normalne, twardy, w spągu lokalne rozmycia 24 cm

Ławica 18. Ciemnoszary subszarogłaz bardzo drobnoziarnisty o warstwowaniu skośnym ripplemarkowym, oddzielność cienkopłytkowa, kruchy, bogaty w drobny, zwęglony detrytus roślinny 7 cm

Osady jeziorzyskowe trzeciego cyklotemu składają się z kilkudziesięciu zespołów ławic, złożonych na przemian ze zlepieńców drobnoziarnistych i subszarogłazów lub mułowców i subszarogłazów, określanymi dalej jako „zespoły gruboziarniste” i „drobnoziarniste”. Przytoczony wyżej profil obejmuje stropową partię jednego z zespołów drobnoziarnistych i spagową część leżącego wyżej zespołu gruboziarnistego. Węgla występują głównie w zespołach drobnoziarnistych (zwykle kilka do kilkunastu centymetrów miąższości). Bogaty inwentarz struktur zespołów drobnoziarnistych wskazuje na względnie spokojną sedymentację z prądów działających w pierwszej (niektóre równoległe laminowane mułowce?) i w drugiej (osady o warstwowaniu skośnym ripplemarkowym) fazie transportu trakcyjnego (*vide* G. K. Gilbert 1914). Część jednorodnych mułowców mogła osadzać się z wód stojących. Zespoły drobnoziarniste tworzyły się w warunkach hydrodynamicznych, określonych przez D. B. Simonsa i E. V. Richardsona (1961) jako „the lower tranquil-turbulent flow regime”. W zespołach gruboziarnistych oprócz warstwowań skośnych ripplemarkowych bardzo częste, a niekiedy przeważające, są warstwowania równoległe. Ze względu na grubość ziarna ławice o warstwowaniu równoległym były zapewne osadzone przez silne prądy trakcyjne, które — według G. K. Gilberta (1914) — przekroczyły drugi punkt krytyczny. W spągu ławic frakcyjnych bardzo często występują płaskie rozmycia, głębsze bruzdy erozyjne są rzadsze. Sądzę, że przynajmniej część ławic frakcyjnych była dzie-

łem prądów zawieszinowych, których obecność w basenach jeziornych nie budzi wątpliwości⁴.

Charakter osadów górnego członu trzeciego cyklotemu zmienia się bardzo wyraźnie w pobliżu brzegów basenu. Naprzemianległość zespołów grubo- i drobnoziarnistych, charakterystyczna dla środkowej partii basenu, zaciera się zwolna w kierunku północnym i południowym. W tych kierunkach wyklinowują się również pokłady węgla. Ku północy i południowi osady jeziorzyskowe przechodzą stopniowo w utwory brzeżnych partii stożków napływowych lub małych delt sypanych przez potoki górskie, a zbudowanych głównie z subszarogłazów, zlepieńców drobno- i bardzo drobnoziarnistych, drobnoziarnistych fanglomeratów i tilloidów.

ROZMYCIA

W dolnych członach cyklotemów porozmywane są zwykle przeławicenia subszarogłazów lub drobnoziarniste osady kończące ławice gradacyjne. Nie obserwowałem bruzd erozyjnych w zlepieńcach ani w fanglomeratach, co może częściowo wynikać ze słabego odsłonięcia terenu. Z drugiej strony od dawna znany jest fakt, że tego rodzaju gruboklastyczne nanosy powodziowe zwykle osadzają się zupełnie zgodnie na starszych napływach. Na stożkach i powierzchniach napływowych złożonych z nie wypełnionych żwirów, zmywy powodziowe raczej nie erodują podłoża (z wyjątkiem kanałów rozprzewadzających), gdyż szybkie wsiąkanie wody w bardzo przepuszczalnym podłożu powoduje nagłe zanikanie siły nośnej prądu i gwałtowną depozycję dużych mas materiału gruboklastycznego (*vide* Eckis 1928, Dal Cin 1967, Hooke 1967 i wielu innych). Drobne, płaskie rozmycia i niewielkie bruzdy erozyjne są natomiast bardzo pospolite w osadach jeziorzyskowych. Zwykle są one wyerodowane w mułowcach lub drobnoziarnistych subszarogłazach i z reguły wypełnione bardziej gruboziarnistym osadem. Najczęściej odnosi się wrażenie, że zostały one wyerodowane i zasypane przez ten sam prąd.

SZCZELINY Z WYSYCHANIA

Odlewy szczelin z wysychania na spągu luźnej płyty średnioziarnistego subszarogłazu znalazłem na hałdzie wyrobiska w przekopie kolejowym na wschód od stacji w Ciechanowicach

⁴ Piękne przykłady osadów prądów zawieszinowych opisał ostatnio z utworów jeziornych formacji Talchir (Indie) I. Banerjee (1966). Niektóre zdjęcia zamieszczone w tej pracy przypominają bardzo pewne partie osadów jeziorzyskowych kulmu ciechanowickiego, a zwłaszcza te, które cechują się rytmiczną naprzemianległością ławic frakcyjnych subszarogłazów i laminowanych lub jednorodnych mułowców.

(pl. III, fot. 2). Szczeliny z wysychania należą do najrzadszych struktur w dolnym karbonie niecki śródsudeckiej, a wspomniana płyta jest pierwszym ich przykładem.

Grubość płyty subszarogłazu wynosi 4—5 cm wraz z przyklejoną do jej spągu kilkumilimetrową warstwą ciemnoszarego mułowca. Najlepiej zachowane wypełnienia szczelin z wysychania ujawniają w przekroju poprzecznym nieco klinowaty, lekko V-kształtny zarys. Można więc przypuszczać, że proces wysychania warstwy mułu nie dobiegł do końca i nie osiągnął jej spągu (*vide* P. Roniewicz 1965). W przekroju poprzecznym widać również charakterystyczne podnoszenie się ku górze brzeżnych partii wieloboków mułowcowych. Sądząc z szerokości piaszczystych wypełnień szczelin, głębokość ich nie przekraczała kilku centymetrów. Układ szczelin jest raczej mało prawidłowy. Daje się zauważyć ponadto, że odlewy najszerszych szczelin (prawa strona fot. 2 na pl. III) są w większości równoległe do grzbietów liniowych ripplemarków prądowych, widocznych na stropie płyty subszarogłazu.

POGRAŻY I USKOKI PRAWIE SYNDEPOZYCYJNE

Drobne pogrąży występują niemal wyłącznie w osadach jeziorzyskowych, a zwłaszcza w rytmicznych sekwencjach zbudowanych z naprzemianległych ławic subszarogłazów i mułowców. Podobne zaburzenia osadu, wywołane niestatecznym uwarstwieniem gęstościowym (*vide* Dżułyński 1966), obserwowałem także pod mikroskopem w laminowanych mułowcach i subszarogłazach bardzo drobnoziarnistych, szczególnie w pobliżu pokładów węgla (pl. IV, fot. 1). Zaburzenia te związane są z grzęźnięciem cięższych, niekiedy piaszczystych lamin jasnych w wyraźnie rozplywających się mulistych laminach ciemnych. Struktury te były lokalnie zaburzane przez rozrastające się podziemne organy roślin, które dały początek leżącym po-

wyżej pokładom węgla. W wielu szlifach obserwowałem, jak w miarę zbliżania się do pokładów węgla zaburzenie pierwotnie regularnej laminacji staje się coraz bardziej intensywne, dając w skrajnych przypadkach zupełnie przemieszany osad, poprzerastany korzonkowatymi pasemkami materii węglowej (pl. IX, fot. 5, pl. XIV, fot. 5). Wzdłuż biegu warstw natężenie tych zaburzeń jest bardzo zmienne. Zupełnie zhomogenizowane mułowce przechodzą w mniej zaburzone odmiany z wyraźnymi śladami pierwotnej laminacji. Zaburzenia osadu związane ze wzrostem roślinności odpowiadają w zupełności procesowi przekształcania osadu w gleby stymariowe (*seat earths*), opisanemu szczegółowo przez J. W. Huddle i S. H. Pattersona (1961).

Bardzo interesującymi strukturami są drobne uskoki prawie syndepozycyjne (*penecontemporaneous faults* R. R. Shrocka 1948), rozwiązane na mikroskopową skalę (pl. IV, fot. 2). Uskoki te mają niewątpliwie charakter pęknięć ścinających i przebiegają pod kątami 30—40° względem nie zaburzonej laminacji. Szczelinki uskoku dają się śledzić na odcinku do kilkunastu milimetrów, po czym obustronnie znikają. Wzdłuż uskoku obserwuje się drobne przesunięcia rzędu kilku milimetrów i wyraźne objawy ciągnięcia lamin. Morfologicznie podobny, lecz znacznie większy uskok — prawie syndepozycyjny — opisałem uprzednio ze zlepieńców kulmu z Lubomina (A. K. Teisseyre 1967, fig. 3). Opisane wyżej uskoki łączą się genetycznie niewątpliwie z zaburzeniami, wynikającymi z niestatecznego uwarstwienia gęstościowego. Dla wyjaśnienia genezy tych uskokuw szczególne znaczenie ma stwierdzenie objawów lokalnego upłynniania się mułowców. Upłynnianie się mulastego osadu prowadzi nie tylko do tworzenia się pogrąży i wyciśnień, lecz może spowodować również powstanie uskokuw ścinających w leżącym powyżej nie upłynnionym osadzie, co zostało wykazane eksperymentalnie przez S. Dżułyńskiego (1965, fot. 3).

POCHODZENIE MATERIAŁU DETRYTYCZNEGO KULMU Z CIECHANOWIC

W utworach dolnych członów cyklotemów proste warstwowania przekątne występują bardzo rzadko, a struktury dachówkowe nie dają się pomierzyć z powodu silnego spektryfikowania osadów. Wobec powyższego ustalenie pochodzenia materiału detrytycznego z konieczności musi oprzeć się na metodach pośrednich, z których najbardziej użyteczną jest mikroskopowe porównanie materiału osadowego ze skałami znanymi dziś z sąsiednich jednostek tektonicznych. Nieocenioną pomocą w tych studiach porównawczych jest szczegółowe opracowanie petrograficzne skał metamorficznych okrywy gra-

nit Karkonoszy i Gór Ołowianych, opublikowane ostatnio przez J. Teisseyre'a (1968a). Wyniki badań porównawczych, przekonsultowane z dr J. Teisseyrem, prowadzą do następujących wniosków.

W fanglomeratach najliczniej występują okruchy laminowanych łupków zieleńcowych (pl. V, VI, X, fot. 4) stanowiących — według J. Teisseyre'a (1968a) — panujący typ skał na obszarze Gór Ołowianych. Z tych właśnie skał mogą pochodzić prawie monomineralne okruchy, zbudowane niemal wyłącznie z epidotu lub chlorytu. Znacznie mniej liczne fragmenty fyl-

litów pochodzą z rozmywania cienkich wkładek fyllitowych towarzyszących zieleńcom Gór Ołowianych. Okruchy, określone mikroskopowo jako kwarcyty z albitem i epidotem, odpowiadają zapewne jasnym laminom fyllitów. Pojedyncze okruchy zmienionych skał migdałowcowych mogą odpowiadać metabazaltom J. Teisseyre'a (1968a). Nie zauważyłem natomiast okruchów metadiabazów z augitem; być może skały te nie były erodowane w dolnym karbonie, kiedy odsłonięte były z pewnością wyższe poziomy strukturalne jednostki Dobromierza. Nie obserwowałem również okruchów wapieni krystalicznych. Te ostatnie jeśli występowały w osadach sporadycznie, mogły ulec całkowitemu wewnątrzwarstwowemu rozpuczeniu.

Wobec powyższego wydaje się nie ulegać wątpliwości, że materiał detrytyczny fanglomeratów pochodzi z erozji serii zieleńcowej Gór Ołowianych (jednostka Dobromierza). Słabe obtoczenie większości składników wskazuje, że materiał ten był erodowany w najbliższym sąsiedztwie basenu, zapewne w tym miejscu, gdzie ciągną się dziś południowe stoki Gór Ołowianych. Wzrost obtoczenia i progresywne rozcieńczenie się materiału zieleńcowego w kierunku południowym, występowanie najgrubszego materiału (obrywy skalne) na północy oraz wzrost ku południowi udziału osadów deponowanych przez potoki gruzowo-błotne i normalne zmywy powodziowe pozwalają przypuszczać, że materiał detrytyczny fanglomeratów był transportowany z północy na południe, a więc od skarpy uskoku Domanowa — czynnego w czasie sedimentacji kulmu (A. K. Teisseyre 1966a, 1968) — ku osi basenu.

Nieco bardziej skomplikowane jest ustalenie pochodzenia materiału detrytycznego zlepieńców, odsłaniających się na południe od doliny Bobra (pl. VII, VIII, fot. 2). Kilka pomiarów prostych warstwowań przekątnych wykazało przepływy w kierunkach 345° , 0° i 30° , co nie ma wprawdzie decydującego znaczenia, lecz stanowi wskazówkę, że materiał detrytyczny omawianych osadów dostarczany był ogólnie biorąc z południa.

Skałami, które ze względu na najsłabsze obtoczenie musiały być erodowane w najbliższym sąsiedztwie basenu są fyllity, metatrachity i duża część zieleńców. Fyllity, występujące w otoczkach i okruchach, są mikroskopowo bardzo podobne do fyllitów serii Przybkowic. W otoczkach występują również gruboziarniste fyllity przypominające raczej paragnejsy (vide J. Teisseyre 1968a). Wśród tak zwanego „materiału zieleńcowego” wyróżniłem kilka odmian mikroskopowo bardzo podobnych lub identycznych z laminowanymi łupkami zieleńcowymi, epiamfibolitami i metatrachitami opisanymi z zieleńców serii Przybkowic przez J. Teisseyre'a (1968a). Wyraźnie lepszy stopień obtoczenia wykazują otoczki gnejsów pacyń-

skich, których obszar macierzysty leży istotnie dalej na południe (vide J. Teisseyre 1968b). Dobre obtoczenie wykazują na ogół otoczki takich skał, jak: łupków chlorytowych i serycytowych, metaryolitów, łupków łyszczkowych i kwarcytowych, amfibolitów i kataklazytów. Metaryolity występujące w otoczkach i okruchach są mikroskopowo identyczne z metaryolitami, opisanymi z serii Leszczyńca przez J. Teisseyre'a (1968a). Wśród otoczek skał, określanych w terenie jako „materiał zieleńcowy”, można wyróżnić odmiany odpowiadające metabazaltom, zieleńcom, a także amfibolitom aktynolitowym, opisanym z serii Leszczyńca przez J. Teisseyre'a (1968a). Dość często obserwowałem otoczki brekcji tektonicznych, składających się najczęściej z rozkruszonego materiału zieleńcowego, spojonego niekiedy obfitą miazgą tektoniczną infiltrowaną hematytem. Nie obserwowałem natomiast otoczek masywnych amfibolitów ani marmurów. Kataklazyty, wyróżnione megaskopowo wśród otoczek, odpowiadają dość dokładnie skałom opisanym z serii Leszczyńca przez J. Teisseyre'a (1968a) jako kataklastyczne gnejsy kwarcowo-albitowe. Najtrudniej jest ustalić pochodzenie niektórych otoczek łupków kwarcytowych i łyszczkowych. Skały te mogą pochodzić z erozji serii Rudaw Janowickich — Śnieżki. Przeciwno takiej interpretacji przemawia brak otoczek i okruchów amfibolitów piroksenowych i biotytowych, które są — według J. Teisseyre'a (1968a) — jednymi z panujących typów skał tej jednostki.

Podsumowując powyższą dyskusję można uznać za bardzo prawdopodobny i wystarczająco uzasadniony pogląd, że znakomita większość materiału detrytycznego zlepieńców kulmu ciechanowickiego pochodzi z erozji różnych skał serii Przybkowic i Leszczyńca. Najsłabiej obtoczone fyllity i część zieleńców były zapewne erodowane na skarpie czynnego wówczas uskoku Ciechanowic (A. K. Teisseyre i J. Teisseyre 1969) i wzdłuż rozcinających ją kanionów rzek górskich. Rzeki te wcinały się w serię Leszczyńca dość daleko ku południowemu zachodowi, tak że materiał wynoszony powodzią z ich środkowego i górnego biegu odbył transport co najmniej na odcinku kilku do kilkunastu kilometrów i jest dość dobrze lub dobrze obtoczony. Jest natomiast wątpliwe, czy w czasie sedimentacji kulmu ciechanowickiego wcinające się doliny górskie dotarły do skał serii Rudaw Janowickich — Śnieżki. Jeśli tak było istotnie przypuszczam, że odsłonięte zostały jedynie najwyższe, zdiaftorezowane partie tej jednostki, według J. Teisseyre'a (1968a), widoczne jeszcze dziś na kontakcie serii Rudaw Janowickich — Śnieżki z serią Leszczyńca.

Osobny problem to pochodzenie materiału wulkanicznego. Występuje on zarówno w osadach prowincji północnej, jak i złożonej i jest

mniej więcej równomiernie reprezentowany w całym profilu stratygraficznym kulmu ciechanowickiego. Materiał wulkaniczny dostawał się do basenu albo wprost z atmosfery bądź też był przynoszony wraz ze zwykłym materiałem epiklastycznym i pochodził z rozmywania świeżych tufów osadzonych na obszarach erodowanych. Nie jest wykluczone, że w grę wchodzi obie powyższe ewentualności. Pierwsza z nich jest o tyle uzasadniona, że współcześnie z sedymentacją kulmu ciechanowickiego istniał w niecce śródsudeckiej wulkanizm powierzchniowy, dostarczający law i tufów zachowanych do dziś w wyższej partii kulmu z Sądów Górnych (A. K. Teisseyre 1966b). Należy tu dodać, że identyczny petrograficznie materiał wulkaniczny jest bardzo ważnym składnikiem subszarogłazów, mułowców i zlepieńców bardzo drobnoziarnistych kulmu z Sądów Górnych. W subszarogłazach tego ogniwa zawartość samych tylko okruczków szkliwa dochodzi do 36% obj. (A. K. Teisseyre 1968). W kulmie z Sądów Górnych materiał wulkaniczny ulega rozcieńczeniu w kierunku zachodnim (Nowakowski, A. K. Teisseyre, H. Teisseyre 1967). Niewielkie ilości materiału wulkanicznego w kulmie ciechanowickim można uważać za końcowe stadium takiego rozcieńczenia. Wówczas źródła materiału piroklastycznego należałoby szukać

na wschód od niecki śródsudeckiej. Dodatkowym czynnikiem wpływającym na rozcieńczenie się materiału piroklastycznego w osadach dolnych członów cyklotemu kulmu ciechanowickiego była zapewne bardzo szybka sedymentacja dużych mas żwirów. Nawet jeśli dochodziło wówczas do tworzenia się warstw czystego tufu, miały one małe szanse zachowania się i zapewne szybko po osadzeniu były rozmywane przez gwałtowne zmywy powodziowe. Bardziej sprzyjające warunki do utworzenia się ławic czystych tufów istniały w okresach zwolnionej i względnie spokojnej sedymentacji jeziorzyskowej. Teoretycznie możliwe jest znalezienie takich tufów wśród osadów jeziorzyskowych trzeciego cyklotemu*. Wymagałoby to przeprowadzenia poważnych prac ziemnych, gdyż osady te są tylko fragmentarycznie odsłonięte. Na korzyść tych przypuszczeń przemawia fakt znalezienia przez mnie ławicy prawie czystego tufu ryolitowego wśród leżących wyżej osadów jeziorzyskowych pierwszego cyklotemu kulmu bogaczowickiego, odsłoniętych w korycie Bobra w Ciechanowicach. Wskazuje to, że wulkanizm dolnokarboński w Sudetach Środkowych zaznaczał się jeszcze na początku dolnego wizuenu (?) (vide Nowakowski i A. K. Teisseyre 1971).

PODIAGENETYCZNA HISTORIA OSADÓW

Zjawiska podiagenetyczne obejmują intensywne spękanie (pl. I i II) i pocięcie uskokami, z czym związana jest lokalna kataklaza osadów, doprowadzenie wtórnego hematytu oraz wypełnienie niektórych szczelin kwarcem i albitem. Z tym ostatnim procesem łączy się lokalna i nieznaczna sylikifikacja kulmu. Nie ma poważniejszych wątpliwości, aby procesom tym przypisać wiek górnokarboński, podobnie jak to czyni J. Teisseyre (1968a) w stosunku do młodszej tektoniki uskokowej i zjawisk hydrotermalnych we wschodniej części okrywy granitu Karkonoszy.

USKOKI

Zespół równoleżnikowych i prawie równoleżnikowych uskoków, przecinających kulm z Ciechanowic, rozwinął się przypuszczalnie z systemu szczelin tensyjnych, utworzonych w warunkach kompresji działającej w kierunku W-E lub WSW-ENE. Niektóre z tych szczelin zostały injektowane późnowaryscyjskimi ryolitami, występującymi w bezpośrednim sąsiedztwie zbadanego obszaru (fig. 1). Ruchy późnowaryscyjskie przypuszczalnie ukształtowały również zachodnią granicę kulmu z Ciechanowic, która jest w całości tektoniczna. Na północ od

doliny Bobra granica ta przebiega wzdłuż przypuszczalnego nasunięcia wzgórza 511,0 m, przy

* Istotnie, już po napisaniu tej pracy, natrafiłem na skałę kaolinitowo-mułkowo-piaszczystą, tworzącą cienkie przewarstwienie w drobnoziarnistych osadach jeziorzyskowych trzeciego cyklotemu. Skała ta ma charakter *pseudomorphosentonsteinu* według klasyfikacji opracowanej przez petrografów niemieckich (w sprawie bliższych szczegółów vide A. K. Teisseyre, Bull. Acad. Pol. Sc., vol. 18, str. 13—19). Fakt występowania *tonsteinu* w Ciechanowicach rzutuje na dwa zagadnienia poruszone w tej pracy. Po pierwsze *tonstein* ten powstał w wyniku przeobrażenia popiołu wulkanicznego (ryolitowego?), potwierdzając tym samym obecność kwaśnego materiału piroklastycznego w kulmie z Ciechanowic. Po drugie — przyjmując głównie wietrzeniową naturę procesów kaolinizacji — chciałbym podkreślić wielką rzadkość tego rodzaju wietrzenia chemicznego, uwarunkowanego nie tylko wyjątkowo sprzyjającym środowiskiem (zapewne lokalne wyniesienia ocienione przed prądami i wystawione przez pewien czas na działanie atmosferyliów), ale także specjalnym rodzajem materiału podlegającego wietrzeniu (popiół wulkaniczny). Pozostają zatem, moim zdaniem, w mocy wypowiedziane w tej pracy zastrzeżenia negujące możliwość istnienia rozwiniętego wietrzenia chemicznego w basenie sedymentacyjnym, a zwłaszcza w obszarach erodowanych. Dodatkowym poparciem tej idei może być fakt, że normalne osady kulkowe (tj. praktycznie pozbawione materiału wulkanicznego) nie ulegają kaolinizacji nawet jeśli istnieją dowody zwolnienia lub chwilowego przerwania sedymentacji.

czym powierzchnia nasunięcia zapada stromo ku zachodowi. Natomiast na północy i na południowym zachodzie kulm graniczy z seriami metamorficznymi wzdłuż znacznie starszych dyslokacji (uskoki Domanowa i Ciechanowic) założonych, a w każdym razie czynnych współcześnie z sedymentacją kulmu (A. K. Teisseyre 1966a, 1968; A. K. Teisseyre i J. Teisseyre 1969). Oba te uskoki zostały odmłodzone przez późniejsze ruchy, głównie młodowaryscyjskie, choć udział ruchów saksońskich nie jest bynajmniej wykluczony (*vide* Schwarzbach 1939, J. Teisseyre, 1966, 1968a). Znaczna grubość brekcji tektonicznych i kataklazytów towarzyszących uskokowi Ciechanowic częściowo wynika niewątpliwie z jego długiej i wielofazowej historii (A. K. Teisseyre i J. Teisseyre 1969). Natomiast brekcje tektoniczne, towarzyszące nasunięciu wzgórza 511,0 m, są bez porównania cieńsze, a procesy kataklazy słabiej rozwinięte, co wydaje się przemawiać za młodszym wiekiem tej dyslokacji. Pokulmowa przebudowa uskoku Domanowa i Ciechanowic spowodowała również zestromienie powierzchni uskokowych i poprzeczanie drobnymi, poprzecznymi dyslokacjami. Być może uskok Domanowa na odcinku Domanów - Świdnik uległ przewaleniu i zmienił się w stromy uskok inwersyjny. Na tym odcinku zieleńce jednostki Dobromierza mogą być nieznacznie nasunięte na zlepienie kulmu ze Starych Bogaczowic (*vide* A. K. Teisseyre 1968, tab. 1).

KATAKLAZA

Z wyżej opisaną tektoniką pokulmową łączy się lokalna kataklaza utworów dolnego karbonu, stwierdzona w wielu szlifach (pl. IX, fot. 4, pl. X, fot. 5, pl. XII, fot. 2, pl. XV, XVI, fot. 2 i 4). Procesy kataklazy są najbardziej zaawansowane w pasie, o szerokości 100—200 m, równoległym do uskoku, wzdłuż których kulm graniczy ze starszymi formacjami. Ku wschodowi kataklaza wydaje się zwolna zanikać, z wyjątkiem sąsiedztwa równoleżnikowych uskoku. Objawy kataklazy są najbardziej wyraźne w zlepieńcach i subszarogłazach. Polegają one na spękaniu ziarn kwarcu, skaleni i okruców twardszych skał, które uległy czasem zdyslokowaniu na mikroskopową skalę. Szczelinki powstałe w wyniku kataklazy bywają wypełnione drobną miazgą mineralną (pl. IX, fot. 4, pl. XV, fot. 2 i 4), co przypomina struktury zaprawy murarskiej (mortar structure). Opisane zaburzenia są zwykle ograniczone do pewnych partii skały, rzadziej obserwuje się je w całym szlifie. Bardziej stałe są drobnutkie szczelinki ścinające (pl. VII, fot. 2, pl. XIII, fot. 1, pl. XV, fot. 5), tnące skałę w odstępach od ułamka milimetra do kilkunastu milimetrów. Szczelinki te są zwykle wypełnione hematytem

lub kalcylem i na ogół są widoczne dopiero pod mikroskopem. Najczęściej wykształcony jest tylko jeden system ciosu ścinającego. Stresy odpowiedzialne za powstanie tych odkształceń były prawdopodobnie dość znaczne. Na karb tych naprężeń można złożyć zaburzenie sieci przestrzennej kwarców, które pierwotnie wygaszały zapewne jednorodnie, a obecnie wykazują faliste znikanie światła. Dotyczy to szczególnie fenokryształów kwarcu z zatokami korozyjnymi, a reprezentujących materiał piroklastyczny. Faliste znikanie światła obserwowałem również u zdyslokowanych skaleni.

ZAGADNIENIE POCHODZENIA HEMATYTU

Z procesami kataklazy łączy się jeszcze jedno, ilościowo najważniejsze zjawisko, polegające na częściowym zdruzgotaniu skał i utworzeniu tak zwanej wtórnej porowatości (secondary pore spaces — Smith 1949). Wtórne pory i większość szczelin zostały następnie wypełnione hematytem (pl. VI, VIII, IX, fot. 4, pl. XII, fot. 3 i 4, pl. XV, XVI, fot. 1—5). Hematyt barwiący skały na wiśniowo występuje w ilości od ułamka do 10% obj. całej skały (tab. 4 i 5). Na temat pochodzenia tego składnika powiedziano dotychczas niewiele. Większość autorów uważała, że hematyt jest pochodzenia wietrzeniowego, a czerwone zabarwienie kulmu ciechanowickiego jest pierwotną cechą osadu. Taka geneza hematytu wydaje się mało prawdopodobna. W klimacie tropikalnym lub subtropikalnym, jaki panował u nas w dolnym karbonie (*vide* Schwarzbach 1963), czerwone zabarwienie gleb i osadów łączy się z wietrzeniem laterytowym. Jednak wietrzenie laterytowe rozwija się na obszarach o łagodnym reliefie, a łańcuchy górskie otaczające basen kulmowy odznaczały się raczej wysokogórską morfologią, co wyklucza tworzenie się laterytów (*vide* de Chérelat 1947). W zgodzie z powyższym w utworach kulmowych niekiedy śródsudeckiej nie stwierdzono jak dotychczas żadnych śladów wietrzenia laterytowego. Dorzucę jeszcze, że częściowe przeobrażenie mało odpornych składników detrytycznych (serycytyzacja skaleni, ługowanie i chlorytyzacja biotyty, chlorytyzacja aktynolitu) zostało odziedziczone po skałach macierzystych (*vide* J. Teisseyre 1968 a) i nie jest związane z dolnokarbońskim wietrzeniem. Powyższe zastrzeżenia pozwalają zakwestionować i odrzucić hipotezę pierwotnego czerwonego zabarwienia kulmu. Istotnie, facje „Red Beds” karbonu Europy zaczęły się nie wcześniej niż w westfalu i stopniowo przesuwały się z północy na południe, w miarę jak w tym samym kierunku przesuwał się pas obfitych deszczów tropikalnych (Schwarzbach 1963).

Wątpliwości co do pierwotnego czerwonego zabarwienia kulmu nasuwają się także w świet-

le obserwacji nad zabarwieniem współczesnych osadów aluwialnych. Bogatą literaturę na ten temat zestawił i przeanalizował ostatnio F. B. Van Houten (1964). Z analizy tej wynika jasno, że nawet w przypadku istnienia na obszarze erodowanym czerwonych zwietrzelin, w aluwialnych nie koniecznie musi przeważać czerwona barwa osadu. Wielokrotnie już wykazano (ostatnio Friend 1966, McManus 1967 i inni), że zabarwienie osadu jest tylko w małym stopniu zależne od barwy materiału wyjściowego. Barwa osadu decyduje się natomiast we wczesnych etapach diagenety i w najogólniejszym ujęciu zależy od potencjału ox/red świeżo złożonego osadu. Powracając do wniosków F. B. Van Houtena (*op. cit.*) podkreślę, że współczesne osady aluwialne wykazują najczęściej barwy żółte lub brunatne. Cienkie powłoczki na powierzchni ziarn zbudowane są raczej ze związków żelaza dwuwartościowego. Nawet silnie zhematyzowane okruchy skał wykazują czerwone barwy najczęściej tylko wewnątrz, podczas gdy zewnętrzna powłoczka jest wolna od pigmentu hematytowego. Również P. F. Friend (1966) podkreśla, że czerwone zabarwienie cyklicznie sedymentowanych aluwialnych osadów dewonu facji Catskill (Appalachy) utworzyło się we wczesnych etapach diagenety i nie jest związane z obecnością czerwonych zwietrzelin na obszarze erodowanym,

Z drugiej strony następujące fakty świadczą za wtórną naturą większości hematytu. Występuje on najliczniej w sąsiedztwie uskoków i szczelin, impregnuje najsilniej osady najbardziej skatakazowane (pl. XVI, fot. 1—4), wyraźnie unika osadów nieprzepuszczalnych, jak mułowców i subszarogłazów bardzo drobnoziarnistych, a także silnie zdiagenezowanych psamitów i psefitów pochodzenia jeziorzyskowego. W tych ostatnich oraz w większości fanglomeratów występowanie hematytu ograniczone jest z reguły do cienkich nalotów na powierzchniach spękania.

Zmianę natężenia impregnacji hematytem w miarę oddalania się od dyslokacji zbadałem dokładnie w pobliżu uskoku Ciechanowic. W bezpośrednim sąsiedztwie tego uskoku występują skały silnie skatakazowane i gruntownie impregnowane hematytem, charakteryzujące się ceglastoczerwonymi barwami, nawet na świeżym przełamie. Na odcinku kilkudziesięciu metrów zabarwienie to staje się plamiste (pl. VIII, XVI, fot. 1—4); na tle szarowiśniowej skały występują owalne lub wydłużone ciemnowiśniowe plamy, mierzące od ułamka milimetra do kilku centymetrów. Plamy te są często ułożone zgodnie z warstwowaniem. Pod mikroskopem widać, że w plamach hematyt impregnuje gruntownie wszystkie minerały blaszkowe, pory oraz ziarna silnie skatakazowanych minerałów. Na zewnątrz plam zawartość hematytu jest znacznie mniejsza. Szczeliny i niektóre powierzch-

nie oddzielności są pokryte nalotami hematytu, wnikającego w głąb skały nieraz na kilka centymetrów. W miarę jak oddalamy się od uskoku plamy znikają, a rozmieszczenie hematytu w skale staje się bardziej równomierne. Z powyższych obserwacji wynika, że drogami doprowadzenia hematytu były szczeliny uskokowe, spękania i niektóre powierzchnie oddzielności. Siedliskiem hematytu stały się skały skatakazowane, w których wtórna porowatość mogła się rozwinąć wówczas, gdy zawartość minerałów blaszkowych była niewielka. W procesach kataklazy minerały takie odgrywają bowiem rolę smaru, nie dopuszczając do powstania wtórnej porowatości. Fakt ten wyjaśnia nieobecność hematytu w większości fanglomeratów. Można dodać, że w zieleńcach kontaktujących wzdłuż uskoków z kulmem również obserwuje się naloty i impregnacje hematytu wzdłuż szczelin i na niektórych powierzchniach oddzielności. W skatakazowanych partiach hematyt tworzy siatkowate impregnacje z ciemnozielonymi oczkami nie zabarwionego zieleńca, a w przypadku silniejszej kataklazy — impregnuje zieleńce gruntownie.

Powyższa dyskusja skłania mnie do wniosku, że większość hematytu występującego w osadach kulmowych została doprowadzona długo po sedymentacji, być może w związku z późnowarwicyjską tektoniką i towarzyszącymi jej procesami wulkanicznymi. Pochodzenie wtórnego hematytu i forma jego doprowadzenia nie są jeszcze zupełnie jasne. Zagadnienia te wymagają kontynuowania badań i zebrania bardziej kompletnego materiału obserwacyjnego. Podkreślę jednak, że problem pierwotnego zabarwienia osadów z dolnych członów cyklotemów jest zagadnieniem bardzo złożonym, delikatnym i trudnym. Jest prawdopodobne, że spora część tych osadów mogła mieć pierwotnie barwy brunatne lub żółte, gdyż warunki jakie panowały na okresowo tylko zalewanych powierzchniach napływowych, znakomicie sprzyjały utlenianiu detrytycznych lub migracyjnych związków żelaza. Jednak doprowadzenie wtórnego hematytu uczyniło te zjawiska mało czytelnymi.

UTWORY HYDROTHERMALNE

W skałce przy moście w Ciechanowicach (pl. XVI, fot. 6) oraz we wkopie usytuowanym 340 m na SSW od punktu 409,5 stwierdziłem żyłki (0,1—0,4 mm grubości) zbudowane z „palisadowego” kwarcu i albitu lekko przyprószonego pyłkami tlenków żelaza. Minerały te są zapewne pochodzenia hydrotermalnego i mogą być współczesne z impregnacją hematytową lub nieco młodsze. W skałce przy moście w Ciechanowicach stwierdziłem ponadto lokalną sylifyzację subszarogłazów, stanowiących masę wypeł-

nijającą zlepieńca, lub tworzących cienkie warstwy w stropie ławic o strukturze gradacyjnej. Doprowadzony do skały kwarc wypełnił część wtórnych porów, a także rozprzestrzenił się

wzdłuż niektórych powierzchni oddzielności. W skałce tej żyłki kwarcowo-albitowe przebiegają wzdłuż szczelin ciosu ścinającego (350/80 — 90° i 230/50°).

PALEOGEOGRAFIA NAJNIŻSZEGO KULMU NIECKI ŚRÓDSUDECKIEJ

Warunki sedymentacji kulmu z Ciechanowic nie odbiegają od środowiska tworzenia się innych utworów najniższego kulmu niecki śródsudeckiej, scharakteryzowanego wcześniej (A. K. Teisseyre 1968). Do rozważań zawartych w tej pracy chciałbym dorzucić tylko kilka uwag dotyczących problemu cykliczności sedymentacji. Spośród wielu hipotez wyjaśniających przyczynę tego zjawiska, jedynie dwie nabrały ostatnio większego znaczenia i uzyskały podbudowę od strony geofizycznej⁵, są to: teoria tektoniczna („tectonic control”) i hipoteza eustatyczna („eustatic control”). Można oczywiście przypuszczać, że pewny wpływ na rozwój cyklotemów kulmowych miały eustatyczne ruchy mórz, związane ze znanymi zlodowaczeniami dolnokarbońskimi Gondwany (vide King 1958, S. E. Hollingworth 1962). Być może taką właśnie naturę miały sugerowane przeze mnie wcześniej ingresje morskie w wizenie środkowym basenu śródsudeckiego (A. K. Teisseyre 1968, str. 280). Eustatyczne ruchy mórz dolnokarbońskich są jednak zagadnieniem mało jeszcze poznany, a stan opracowania stratygrafii tillitów Ameryki Południowej również nie upoważnia do wyciągnięcia dalej idących wniosków. Z dwu wyżej wymienionych hipotez najbardziej prawdopodobną i najlepiej uzasadnioną wydaje się być teoria tektoniczna, znajdująca dobre potwierdzenie nie tylko w spostrzeżeniach sedymentologicznych, lecz również w obserwacjach tektonicznych i stwierdzonych przejawach wulkanizmu powierzchniowego.

Wydaje się bowiem nie ulegać wątpliwości, że najważniejszym czynnikiem kontrolującym bieg wydarzeń w interesującym nas okresie były niewątpliwie procesy diastroficzne, przejawiające się głównie silnymi ruchami pionowymi, a związane z orogenezą⁶ późnobretońską (vide H. Teisseyre 1960, 1964, 1968 a). Ruchy te, wypiętrzając obrzeżające basen łańcuchy górskie, dyktowały szybkość i charakter erozji i transportu, a obniżając dno basenu kontrolowały jego rozwój i przebieg sedymentacji wypełniających go osadów. Periodyczność i zmienne nasilenie tych ruchów wydają się być głów-

nym, jeśli nie jedynym czynnikiem kontrolującym cykliczność sedymentacji. Okresom wzmogonych ruchów pionowych odpowiadają gruboklastyczne osady dolnych członów cyklotemów, reprezentujące etapy wzmogonej aluwiacji. Natomiast okresy względnego spokoju tektonicznego zanotowane są przez drobnoziarniste osady górnych członów cyklotemów, częściowo niewątpliwie pochodzenia jeziorzyskowego. Jednak nawet w tych okresach natężenie erozji i sedymentacji było tak znaczne, że wietrzenie chemiczne nie mogło się rozwinąć mimo sprzyjającego klimatu. O tym, że okresy względnego spokoju tektonicznego mogły trwać znacznie dłużej niż etapy wzmogonego diastrofizmu przekonuje fakt, że osady jeziorzyskowe trzeciego cyklotemu są grubsze od podścielających je zlepieńców. Ponadto istniały okresy, w których materiał detrytyczny docierał do basenu w tak małej ilości, że w centralnych jego obszarach mogło dojść do zabagnienia terenu i utworzenia pokładów węgla.

Rozważając przebieg sedymentacji kulmowej, nie sposób pominąć paleoklimatu. Mimo że był to raczej czynnik o drugorzędym znaczeniu, niemniej działając w wyjątkowych warunkach tektonicznych jakie wówczas panowały, mógł mieć poważny wpływ na przebieg sedymentacji gruboklastycznej, rozwiniętej w niecce śródsudeckiej na wielką skalę. Od dawna znany jest fakt, że tworzeniu się fanglomeratów i grubych żwirów nawałnicowych sprzyjał klimat, cechujący się okresowymi katastrofalnymi opadami. Zdaniem H. i G. Termierów (1963), w karbonie Tetydy panował klimat monsunowy, co najmniej od wizenu po westfal włącznie. M. Schwarzbach (1963, str. 133) charakteryzuje klimat karboński następująco: „The Carboniferous Period, particularly in its middle stages, appears to have been a time of unusually high rainfall (...) The development of the luxuriant land vegetation which gave rise to the peat began, as we have already seen, in the Upper Devonian, and attained a maximum in the Westphalian stage of the Upper Carboniferous (...) The particular characteristic of many of the Carboniferous plants do, in fact, suggest warmth” (...).

Biorąc pod uwagę dominujący wpływ czynnika diastroficznego, podkreślonego jeszcze przez sprzyjający paleoklimat i łącząc go z innym czynnikiem jakim jest pochodzenie materiału detrytycznego, jesteśmy w stanie wy-

⁵ Zagadnień tych nie będę omawiać odsyłając Czytelników do pracy M. P. H. Botta i G. A. L. Johnsona (1967), gdzie znajduje się również zestawienie nowszej literatury przedmiotu.

⁶ Termin orogeneza jest tu używany zgodnie ze znaczeniem podanym przez J. Aubouina (1961).

jaśnić wszystkie wyżej opisane cechy kulmu ciechanowickiego. Kulm z Ciechanowic wykształcony jest w dwóch odmianach facyjnych, reprezentujących dwie różne strefy basenu sedymentacyjnego. Pierwsza z nich, reprezentowana przez fanglomeraty, odpowiada północnej brzeżnej partii basenu, a ściślej mówiąc wyznacza piedmont łańcucha prakaczawskiego. Druga z tych odmian, wykształcona jako zlepieńce, reprezentuje bardziej wewnętrzną strefę basenu i odpowiada równinie napływowej (flood plain), leżącej na przedłużeniu obszarów piedmontowych. Południowa brzeżna strefa basenu jest dziś ukryta w głębokim podłożu niecki śródsudeckiej. Fragmenty zachodniej partii brzeżnej są dziś włączone w strefę brekcji tektonicznych uskoku Ciechanowic. Natomiast stosunkowo łatwo da się zrekonstruować północna strefa brzeżna basenu.

Obserwacje terenowe wydają się potwierdzać pogląd E. Zimmermanna (1922, 1938) — zdaniem którego — przedłużeniem uskoku Domanowa w kierunku zachodnim jest główny uskoku śródsudecki. Ku wschodowi uskoku Domanowa zanika lub może łączy się z powierzchnią nasunięcia rozdzielającego jednostki Dobromierza i Cieszowa. Wydaje się, że uskukowi Domanowa towarzyszyły inne dyslokacje czynne w czasie osadzania się dolnego karbonu. Jedną z tych dyslokacji mógł być uskoku Półwsi (A. K. Teisseyre 1968). Fakt, że uskoku Domanowa był czynny w czasie osadzania się kulmu pozwala sądzić, że ruchy wypiętrzające łańcuch prakaczawski mogły zachodzić również wzdłuż głównego uskoku śródsudeckiego. Nie jest więc wykluczone, że pierwotnie basen kulmowy rozciągał się ku zachodowi poza obszar niecki śródsudeckiej (fig. 5). Północną strefę brzeżną basenu czyli piedmont łańcucha prakaczawskiego, zajmował stosunkowo długi a wąski pas fanglomeratów, przylegających bezpośrednio do skarpy uskoku czynnych w czasie sedymentacji (fig. 6 a—c). Jeśli odejmiemy wpływ późniejszego wychylenia tektonicznego, okaże się, że uskuki te zapadały ku osi basenu pod kątami 45—50°, a więc miały raczej charakter uskoku grawitacyjnych. Fanglomeraty osadzały się zapewne na szeregu stożkach napływowych, których partie osiowe były nachylone pod pewnym kątem ku południowi, ku osi basenu. Przypuszczam, że resztki jednego z większych i wyższych stożków zachowały się między Figłowem a Nagórnikiem. Fanglomeraty tego odcinka nie były zalewane wodami okresowych jeziorzysk i nie wykazują cykliczności sedymentacji. Również w tej okolicy obrywy skalne odegrały dużą rolę w procesie tworzenia się fanglomeratów. Głównym czynnikiem transportu dostarczającym fanglomeraty były wody powodziowe krótkich strumieni, rozcinających skarpy uskoku (fig. 6 a). Wydaje się, że zmywy te dość często przekształcały się w gwałtowne spływy

rumoszu skalnego lub w potoki gruzowo-błotne.

Występowanie w fanglomeratach wyłącznie bardzo słabo obtoczonego, lokalnego materiału zieleńcowego i fyllitowego wskazuje, że skarpy uskoku Domanowa i Półwsi odznaczały się młodocianą morfologią i były początkowo bardzo słabo rozcięte przez liczne a krótkie potoki o dużym gradiencie. Duża miąższość fanglomeratów, przekraczająca w okolicy Figłowa 450 m, przemawia za ustawicznym odmładzaniem skarpy uskoku, co prowadziło do cofania się i coraz silniejszego rozcięcia skarpy. W okolicy Nagórnik skarpa uskoku uległa silnemu rozcięciu pod koniec sedymentacji kulmu z Figłowa (fig. 6 b), jak o tym świadczy coraz lepsze obtoczenie materiału i pojawienie się otoczków fyllitów i litytów pochodzących z erozji jednostki Bolkowa położonej dalej ku północy. Rozcięcie to postępowało dalej podczas sedymentacji wyżej leżącego kulmu bogaczowickiego. Z początkiem sedymentacji trzeciego cyklotemu kulmu ze Starych Bogaczowic rzeki spływające z północy dotarły już do centralnego obszaru jednostki Bolkowa (fig. 6 c), zawierającego marmury. W okolicy Ciechanowic rozcinanie skarpy uskoku trwało znacznie dłużej, co zgadza się z faktem, że zbudowana z zieleńców jednostka Dobromierza ma tu znacznie większą szerokość niż koło Nagórnik. W okolicy Ciechanowic fanglomeraty występują jeszcze w trzech pierwszych cyklotemach kulmu bogaczowickiego świadcząc, że młodociany charakter skarpy uskoku utrzymywał się tu dłużej niż koło Nagórnik (fig. 6 c). Wzdłuż południka Ciechanowic wstecznie erodujące potoki osiągnęły jednostkę Bolkowa nie wcześniej niż z początkiem sedymentacji czwartego cyklotemu kulmu bogaczowickiego.

Południowa granica basenu kulmowego jest dziś w całości ukryta w głębokim podłożu niecki śródsudeckiej. Szereg faktów pozwala jednak przypuszczać, że granica ta miała założenia tektoniczne i przebiegała wzdłuż potężnej linii dyslokacyjnej, założonej jeszcze w dobie ruchów wczesnobretonskich w górnym dewonie. Już wówczas rzeki spływające z masywu południowego dostarczały ogromnych ilości materiału detrytycznego do basenu sedymentacyjnego, którego resztki widoczne są dziś w depresji Świebodziez (vide Pawlik 1939, H. Teisseyre 1956, 1968 b, Gunia 1962, 1968). Później ten sam maszyw południowy dostarczał potężnych ilości materiału klastycznego do basenu kulmowego, a szczególnie podczas sedymentacji środkowej i górnej części kulmu bogaczowickiego (A. K. Teisseyre 1966 c, 1968), w czasie osadzania się kulmu z Lubomina (A. K. Teisseyre 1966 c) i kulmu ze Szczawna (A. K. Teisseyre 1963). Masyw południowy był ustawicznie i silnie wypiętrzany i w wielu okresach przejawiał większą aktywność tektoniczną, niż inne łańcuchy górskie otaczające basen kulmowy

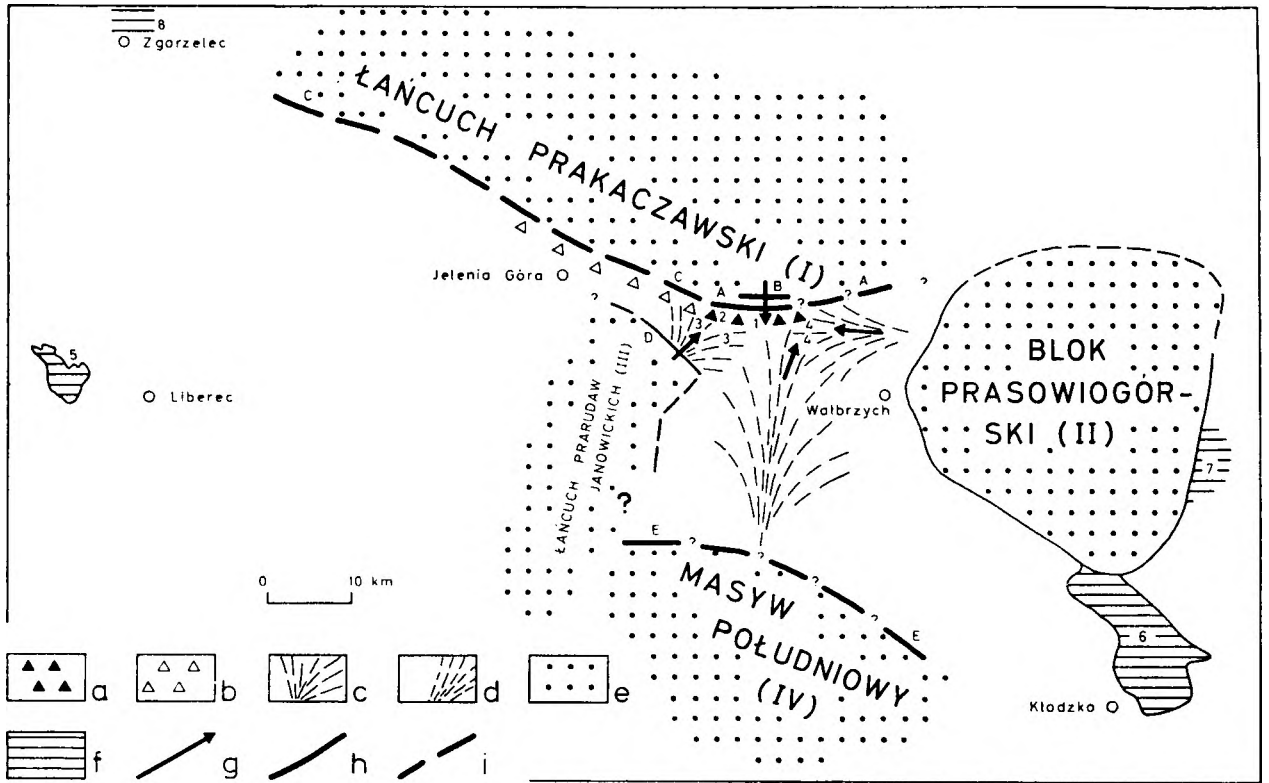


Fig. 5

Rekonstrukcja basenu kulmowego w górnym turneju (?)

a — fanglomeraty towarzyszące północnej tektonicznej granicy basenu: 1 — obszar osadzania się fanglomeratów kulmu z Figłowa, 2 — obszar osadzania się fanglomeratów kulmu z Ciechanowic; *b* — przypuszczalne przedłużenie pasa fanglomeratów w kierunku zachodnim, *c* — zwirowe pokrywy napływowe odsłaniające się na powierzchni; 3 — obszar sedymentacji zlepieńców kulmu z Ciechanowic, 4 — obszar sedymentacji kulmu z Sądów Górnych; *d* — przypuszczalny zasięg pokrywy zwirowej sypanej z masywu południowego, *e* — obszary erodowane, *f* — wystąpienia dolnego karbonu poza obrębem niecki śródsudeckiej; 5 — górny dewon i dolny karbon Gór Jesztedzkich, 6 — dolny karbon struktury bardzkiej, 7 — zmetamorfizowany dolny karbon strefy Niemczy, 8 — dolny karbon na obszarze między Zgorzelcem a Pieńskiem; *g* — główne kierunki transportu materiału detrytycznego, *h* — uskoki czynne w czasie sedymentacji: A — A uskoki Domanowa, B — uskoki Półwieś, D — uskoki Ciechanowic; *i* — uskoki prawdopodobnie czynne w czasie sedymentacji: C — C główny uskoki śródsudecki, E — E — hipotetyczny uskoki południowy

Reconstruction of the Kulm sedimentary basin during the Upper Tournaisian (?) time

a — a belt of fanglomerate which accompanied the northern tectonic border of the basin: 1 — area of sedimentation of fanglomerates of the Figłów Kulm, 2 — area of sedimentation of fanglomerates of the Ciechanowice Kulm; *b* — supposed westward prolongation of the fanglomerate belt, *c* — flood-plain gravels exposed at the present time; 3 — area of sedimentation of conglomerates of the Ciechanowice Kulm, 4 — area of sedimentation of the Kulm of Sady Górne; *d* — supposed extent of gravels flooded by Southern Massif, *e* — eroded areas, *f* — the Lower Carboniferous deposits and metasediments outward the Intrasudetic Basin: 5 — Upper Devonian and Lower Carboniferous metasediments of the Jesztedzkie Góry Mts., 6 — Lower Carboniferous sediments of the Bardo structure, 7 — Lower Carboniferous metasediments within the Niemcza zone, 8 — Lower Carboniferous sediments between Zgorzelec and Pieńsk; *g* — main directions of transport of detrital material (generalized from paleocurrents and provenance analysis), *h* — faults active during sedimentation: A — A Domanów fault, B — Półwieś fault, D — Ciechanowice fault; *i* — faults probably active during sedimentation: C — C Main Intrasudetic Fault, E — E hypothetic southern fault, I — ancient Kaczawa Range, II — ancient Sowie Góry Mts. Block, III — ancient Rudawy Janowickie Range, IV — Southern Massif

(A. K. Teisseyre 1966 c, 1968). Sumaryczny pozytywny ruch pionowy, jaki w czasie tej długiej historii wykonał masyw południowy, może być oceniany na kilka tysięcy metrów. Sądzę, że ruchy o takiej amplitudzie mogły zachodzić jedynie wzdłuż potężnych, długowiecznych dyslokacji. W sprawie takich długowiecznych uskóków H. i G. Termierowie stwierdzają, co następuje (1963, str. 44): „Erosion near faults which

bound horsts produces coarse material which rapidly passes to finer sediments. Accumulations of breccias are known along faults. These indicate a prolonged tectonic activity or repeated renewals of movement at intervals of time which may be in the order of 50 million years”. Sądzę, że uwagi te w pełni odnoszą się również do znanych uskóków ograniczających basen kulmowy.

Północny odcinek zachodniej granicy basenu przebiegał wzdłuż uskoku Ciechanowic, czynnego w czasie sedymentacji kulmu (A. K. Teisseyre i J. Teisseyre 1969). Pas fanglomeratów, wyznaczających piedmont łańcucha pra-Rudaw Janowickich, zachował się bardzo fragmentarycznie. Śladów tych osadów można dostrzec się w grubej strefie brekcji tektonicznych uskoku Ciechanowic, a lepiej zachowane partie widoczne są wśród zlepieńców pierwszego cyklotemu kulmu ciechanowickiego. Jednak nawet te najstarsze osady zawierają, oprócz słabo obtoczonych osadów przypominających fanglomeraty, przeławicenia zlepieńców bogatych w otoczaki gnejsów pacyńskich. Wskazuje to, że skarpa uskoku Ciechanowic, zbudowana z zieleńców i fyllitów serii Przybkowic, uległa szybkiemu rozcięciu. Istotnie, dzisiejsze wychodne skały serii Przybkowic nie przekraczają kilkuset metrów szerokości (vide J. Teisseyre 1968a).

Jest prawdopodobne, że zachodnia granica basenu kulmowego rozwijała się współcześnie z tworzeniem się załomu fleksuralnego w metamorfiku granitu Karkonoszy. Załom ten został podkreślony na granicy z basenem kulmowym systemem długowiecznych dyslokacji grawitacyjnych⁷. Zdaniem J. Teisseyre'a (1968a, str. 537), powstanie załomu fleksuralnego „wiąże się w sposób dość ścisły z intruzją granitu Karkonoszy”. Nie wdając się w dyskusję co do oznaczeń wieku bezwzględne granitu Karkonoszy, chciałbym wskazać na wyniki niektórych najnowszych badań, wyraźnie postarzających granit. Zdaniem M. P. Mierzejewskiego (1971) intruzja granitu Karkonoszy mogła być wielofazowa i rozpoczynać się już w dolnym karbonie. Natomiast według T. Morawskiego (1968 oraz informacje ustne) intruzja granitu Karkonoszy nastąpiła najprawdopodobniej w dolnym turneju współcześnie z ruchami, które sfałdowały depresję Świebodzie i dofałdowały kaledonidy kaczawskie. Dorzucę tu, że kulmowy basen śródsudecki powstał mniej więcej w tym samym momencie, to jest krótko po sfałdowaniu depresji Świebodzie (H. Teisseyre, K. Smulikowski i J. Oberc 1957, H. Teisseyre 1960). W tym samym okresie musiała być założona zachodnia granica basenu kulmowego. Obserwacje sedymentologiczne wskazują, że od tego momentu metamorficzna okrywa granitu Karkonoszy ulegała bardzo silnym ruchom wypiętrzającym, trwającym co najmniej po górny wizen włącznie. Jest mało prawdopodobne, aby ruchy o takiej amplitudzie nie miały wpływu

na kształtowanie się załomu fleksuralnego. Ogólnie biorąc, południkowy kierunek zachodniej granicy basenu jest o tyle zaskakujący, że przebiega prostopadle do walnych i być może bardzo starych linii tektonicznych, ograniczających basen kulmowy od północy i południa (fig. 5). Nie byłoby w tym nic niejasnego gdyby założyć, że kształtowanie się zachodniej granicy basenu, rozwój załomu fleksuralnego i intensywne wypiętrzanie wiszącego skrzydła tej fleksury łączyło się genetycznie z intrudującym powoli granitem Karkonoszy.

Z kolei omówię wewnętrzną strefę basenu, wypełnioną grubymi zespołami zlepieńców i przedzielającymi je osadami jeziorzyskowymi. Odległość tej strefy od uskoku, ograniczających basen sedymentacyjny od północy, wynosiła pierwotnie do kilku kilometrów. Materiał zieleńcowy, dostarczany z północy, docierał do brzeżnych partii strefy wewnętrznej już w formie słabo obtoczonych otoczków. Osady położone dalej ku południowi nie zawierają już materiału pochodzącego z łańcucha prakaczawskiego. Między tymi osadami a pasem fanglomeratów istniała więc strefa osadów prowincji złożonej, dająca się najlepiej odczytać w kulmie z Sądów Górnych (A. K. Teisseyre 1968).

Osady wewnętrznej strefy basenu niewątpliwie łączyły się pierwotnie ze sobą. Dzisiaj występują one oddzielnie w okolicy Sądów Górnych i koło Ciechanowic, na południe od doliny Bobra. Oba te obszary były zasilane z różnych stron (fig. 5). Kulm z Sądów Górnych składa się w przeważającej części z materiału dostarczanego ze wschodu, z bloku prasowigórskiego (A. K. Teisseyre 1968, fig. 32), w którym niszczone była wówczas głównie pokrywa skał osadowych, obejmująca osady górnego dewonu i dolnego turneju. Miąższość niektórych cyklotemów kulmu z Sądów Górnych wzrasta ku zachodowi, a materiał pochodzący ze wschodu ulega rozcieńczeniu w tym samym kierunku, nie przekraczając ku zachodowi południka Nagórnik. Kulm z Sądów Górnych reprezentuje fragment pokrywy aluwialnej, nachylonej pierwotnie pod małymi kątami ku zachodowi (A. K. Teisseyre 1968). Zlepieńce typu ciechanowickiego reprezentują natomiast inną pokrywę aluwialną, zasilaną z łańcucha pra-Rudaw Janowickich, a stanowiącego przypuszczalnie wysunięty ku północy cypel masywu południowego. Materiału detrytycznego do tych zlepieńców dostarczały rzeki płynące prawdopodobnie w kierunku północno-wschodnim (fig. 5). W okolicy Ciechanowic pokrywa aluwialna była zapewne nachylona pod małymi kątami ku północy lub ku północnemu wschodowi. W łańcuchu pra-Rudaw Janowickich intensywnie erodowane były serie metamorficzne jednostek Przybkowic i Leszczyńca.

Zwrócę jeszcze uwagę na przebieg sedymentacji jeziorzyskowej. Najgrubsze, najlepiej wy-

⁷ Wstępne obserwacje, które przeprowadziłem w okolicy Pisarzowic i Leszczyńca wskazują, że przypuszczalnie cała zachodnia granica basenu kulmowego miała charakter tektoniczny i przebiegała wzdłuż systemu uskokuw przecinających się pod dużymi kątami.

kształcone, węglonośne osady jeziorzyskowe występują jak wiadomo tylko w okolicy Ciechanowic. Rozlewiska jeziorzysk, omijając w okolicy Nagórnik stożek zbudowany z fanglomeratów, docierały aż do najdalej na wschód wysuniętych miejsc występowania kulmu z Sądów Górnych. Jednak ku wschodowi zaznacza się wyraźny spadek miąższości osadów jeziorzyskowych (fig. 6c) i zanikanie pokładów węgla. Można stąd wnioskować, że osiowa partia basenu była nachylona ku zachodowi. Względnie spokojna sedimentacja jeziorzyskowa rozwijała się najlepiej w najniższej położonej części tego basenu, przypadającej na okolice Ciechanowic. Rozlewiska jeziorne rozprzestrzeniały się prawdopodobnie z zachodu na wschód. Wyżej zaznaczyłem, że główny uskoku śródsudecki mógł być czynny w czasie sedimentacji górnego turneju (?), w związku z czym basen sedimentacyjny mógł przedłużać się ku zachodowi poza nieckę śródsudecką. Przypuszczenie to jest zgodne z wyżej wypowiedzianymi wnioskami, dotyczącymi rozwoju sedimentacji jeziorzyskowej. W przeciwieństwie do moich wcześniejszych poglądów (A. K. Teisseyre 1968, fig. 32) jestem skłonny przypuszczać, że podczas górnego turneju (?) basen sedimentacyjny mógł na wschodzie kończyć się ślepo, opierając się o silnie elewowany blok prasowigórski (fig. 5). Basen ten otwierał się raczej ku zachodowi łącząc się, być może, ze znacznie większym zbiornikiem dolnokarbońskim, w którym tworzyły się wówczas osady dinantu okolic Zgorzelca (mgr Z. Berezowski, informacja ustna) i utwory kulmu rozpoznane w Górach Jesztedzkich (vide J. Svoboda *et al.*, 1966). W tym kierunku mogło się odbywać odwadnianie basenu sedimentacyjnego, a w okresach sedimentacji gruboklastycznej także odprowadzanie większości najdrobniejszych zawieszin. Podobna sytuacja paleogeograficzna utrzymywała się podczas sedimentacji dwóch pierwszych cyklotemów kulmu ze Starzych Bogaczowic. Osady tych cyklotemów wykazują identyczny rozkład prowincji sedimentacyjnych i identyczny wzrost miąższości osadów jeziorzyskowych ku zachodowi (fig. 6c). Również węgle występują w tych osadach tylko w okolicy Ciechanowic. Temu najstarszemu etapowi rozwoju basenu sedimentacyjnego towarzyszyła działalność wulkaniczna, scharakteryzowana ostatnio szczegółowo wspólnie z dr A. Nowakowskim (A. Nowakowski i A. K. Teisseyre 1970). Zasadnicza zmiana w obrazie paleogeograficznym dokonała się nie na przełomie kulmu z Sądów Górnych i kulmu bogaczowickiego, jak to sugerowałem wcześniej (A. K. Teisseyre 1968), lecz z początkiem sedimentacji trzeciego cyklotemu kulmu bogaczowickiego. Sudety Zachodnie uległy wówczas ogólnemu jak się wydaje podniesieniu. Pierwotne zachodnie pochylenie dna basenu zmieniło się na wschodnie (fig. 6c). Przypuszczalne za-

chodnie przedłużenie basenu uległo zapewne przerwaniu, a nagromadzone w nim osady już wówczas mogły ulec wypiętrzeniu i erozji. Poczynając od trzeciego cyklotemu kulmu bogaczowickiego miąższości osadów jeziorzyskowych wzrastają konsekwentnie ku wschodowi. Na wschodzie północna część bloku prasowigórskiego zapadła się i została prawdopodobnie włączona w obręb basenu sedimentacyjnego (A. K. Teisseyre 1968, fig. 33). Basen rozrastał się w kierunku wschodnim i być może od tego momentu uzyskał ku wschodowi połączenie z innym zbiornikiem kulmowym, w którym osadzały się utwory dolnego karbonu struktury bardzkiej i zmetamorfizowany później dinant strefy Niemczy (vide Dziedzic, Górecka 1965).

Poruszę jeszcze problem, w jakim stosunku pozostaje niecka śródsudecka do basenu kulmowego. Do niedawna utrzymywała się idea sformułowana jeszcze przez E. Zimmermanna (1913, 1922, 1938), w myśl której nieckę śródsudecką utożsamiano z basenem sedimentacyjnym, w którym sedimentacja miała rozwijać się z przerwami od dolnego karbonu po górną kredę włącznie. Moim zdaniem, trudno o bardziej uproszczony pogląd. Niecka śródsudecka jest jednostką tektoniczną, ograniczoną głównie uskokami. Jednostka ta ukształtowała się w wyniku wielofazowej tektoniki, a jej dzisiejsza budowa związana jest w dużej mierze z ruchami saksońskimi. W wyniku tych wieloetapowych ruchów niecka śródsudecka obejmuje dziś wycinki różnych basenów sedimentacyjnych. Osady tych basenów uległy silnemu pocięciu uskoki i nasunięciami, co w połączeniu z erozją trwającą do dziś spowodowało niejednokrotnie znaczne rozczłonkowanie pierwotnie ciągłych poziomów stratygraficznych. W szczególności zasięg basenu kulmowego nie pokrywał się z obszarem niecki śródsudeckiej (H. Teisseyre, K. Smulikowski i A. Jahn 1960, fig. 46, A. K. Teisseyre 1968, fig. 32 i 33). Tylko północna granica niecki śródsudeckiej wylamywała się chwilowo od tej zasady, a mianowicie podczas sedimentacji górnego turneju (?), kiedy to basen sedimentacyjny ograniczony był od północy stromą skarpą uskoku Domanowa. Ale już młodsze ogniwa kulmu, osadzone po zniszczeniu przez erozję skarpy uskokuwej, przekraczały linię uskoku Domanowa i z pewnością leżały przekraczając ku północy (fig. 6c). Grawitacyjny rów zapadliskowy, w którym gromadziły się utwory kulmu, wykazuje kierunek równoleżnikowy i rozwijał się przypuszczalnie w warunkach regionalnej kompresji o tym samym kierunku. Tektonika późnobreitońska kontrastuje więc zasadniczo z tektoniką saksońską, kiedy to regionalny stress kompresyjny działał w kierunku NE-SW i wyladowywał się głównie wzdłuż nasunięć i dyslokacji o kierunku sudeckim (vide K. Augustyniak i A. Grocholski 1968, W. Grocholski 1961, J. Teisseyre 1962,

H. Teisseyre, K. Smulikowski i J. Oberc 1957, H. Teisseyre 1961, 1964 i inni). Zgodnie z powyższym równoleżnikowo ukierunkowana oś

basenu kulmowego przecina się pod dużym kątem z osią niecki śródsudeckiej, wykazującą kierunek NW-SE.

WNIOSKI

Kulm z Ciechanowic nie jest odosobnionym, najstarszym utworem dolnego karbonu niecki śródsudeckiej, lecz odpowiada wiekowi kulmowi z Figłowa i kulmowi z Sądów Górnych. Wszystkie te ogniwa kulmu, prawdopodobnie wieku górnoturnej (?), osadzały się we wspólnym basenie sedymentacyjnym. Basen ten ograniczony był od obszarów erodowanych grawitacyjnymi uskokami, czynnymi w czasie sedymentacji. Pierwotnie ciągła pokrywa osadów uległa rozczłonkowaniu w wyniku ruchów pokulmowych, w związku z czym utwory górnego turneju (?) występują dzisiaj w dwóch izolowanych obszarach: w okolicy Ciechanowic i między Domanowem a Sadami Górnymi.

Kulm z Ciechanowic wykazuje cykliczny charakter sedymentacji i składa się z trzech dużych cyklotemów o łącznej miąższości prawie 700 m. Prawdopodobnie nie znamy najstarszych osadów tego ogniwa, które są obcięte na uskockach. Dolne człony cyklotemów składają się niemal wyłącznie z typowych osadów powodziowych, podczas gdy człony górne reprezentują etapy znacznie wolniejszej i względnie spokojnej sedymentacji jeziorzyskowej i jeziorzyskowo-fluwalnej. Rozwój cyklotemów był kontrolowany głównie przez czynniki diastroficzne ("tectonic control"). Gruboklastyczne osady dolnych członów cyklotemów wykształcone są w dwóch facjach, graniczących ze sobą tektonicznie wzdłuż uskocków biegnących doliną Bobra w Ciechanowicach. Fanglomeraty, złożone głównie z materiału zieleńcowego, odsłaniające się na północ od doliny Bobra, odpowiadają facjalnie kulmowi z Figłowa, wraz z którym wyznaczają północną brzeźną strefę basenu kulmowego, odpowiadającą piedmontowi łańcucha prakaczawskiego. Materiał detrytyczny fanglomeratów pochodził z północy, z niszczonej skarpy czynnego wówczas uskoku Domanowa, na której erodowane były zieleńce jednostki Dobromierza. Polimiktyczne zlepieńce, odsłaniające się na południe od doliny Bobra, reprezentują osady płaskiej powierzchni napływowej, odpowiadającej bardziej wewnętrznej strefie basenu. Pod tym względem zlepieńce kulmu ciechanowickiego stanowią odpowiednik facjalny kulmu z Sądów Górnych. Materiał detrytyczny zlepieńców kulmu ciechanowickiego był dostar-

czany z południowego zachodu z łańcucha pra-Rudaw Janowickich, w którym erodowane były na dużą skalę serie metamorficzne jednostek Przybkowicz i Leszczyńca. Basen sedymentacyjny graniczył z łańcuchem pra-Rudaw Janowickich za pośrednictwem uskoku Ciechanowic założonego, a w każdym razie czynnego w czasie sedymentacji kulmu.

Drobnoklastyczne osady okolic Ciechanowic (drobnoziarniste zlepieńce, subszarogłazy i mułowce z pokładami węgla) reprezentują najgrubsze i najlepiej wykształcone osady jeziorzyskowe górnego turneju (?). W tym okresie oś basenu była nachylona ku zachodowi. Przedłużeniem basenu śródsudeckiego ku zachodowi mógł być hipotetyczny, wąski rów tektoniczny, ograniczony głównym uskokiem śródsudeckim i przedłużeniem uskoku Ciechanowic. To wąskie odgałęzienie basenu śródsudeckiego mogło być zlikwidowane już z początkiem sedymentacji niższej części kulmu bogaczowickiego.

Stopień diagenetyzmu z Ciechanowic jest znacznie większy, niż równoleżnikowych osadów w północnej części niecki śródsudeckiej. Wynika to z częściowej rekryształizacji najdrobniejszych składników detrytycznych (chlorytów, kwarcu), a także z zaawansowanych procesów kompaktacji, spowodowanych ciśnieniem bardzo grubego nadkładu. Tektonika pokulmowa ogranicza się głównie do odkształceń dysjunktywnych (uskoki, spękania) oraz zestromienia warstw zapadających dziś pod kątami 45–60° ku wschodowi. Z odkształceniami dysjunktywnymi związana jest częściowa kataklaza osadów, najwyraźniejsza w pobliżu uskocków na granicy kulmu i serii metamorficznych. Liczne uskoki równoleżnikowe reprezentują przynajmniej częściowo pęknięcia tensyjne, wykorzystane niekiedy przez intruzje ryolitów. Tektonika ta, związana prawdopodobnie z ruchami górnokarbońskimi, poprzedziła intruzje ryolitów oraz działalność roztworów hydrotermalnych, powodujących lokalną sylikację kulmu, a także powstanie żyłek kwarcowo-albitowych. Z tym samym etapem odkształceń, wulkanizmu i mineralizacji łączy się prawdopodobnie doprowadzenie wtórnego hematytu, powodującego wiśniowe zabarwienie wielu osadów kulmowych.

L I T E R A T U R A

- AUBOUIN J., 1961: Propos sur l'orogénèse. — Bull. Trim. Serv. Inf. Géol. B. R. G. M. Juillet 1961, No 52 et Octobre 1961, No 53. Supplément à la Chronique des Mines et de la Recherche Minière, Juillet 1961, No 300 et Octobre 1961, No 302. Paris.
- AUGUSTYNIAK K., GROCHOLSKI A., 1968: Geological structure and outline of the development of the Intra-Sudetic depression. Budowa geologiczna i zarys rozwoju depresji śródsudeckiej. — Inst. Geol. Biul. 227. Warszawa.
- BANERJEE I., 1966: Turbidites in a glacial sequence: a study from the Talchir Formation, Raniganj coalfield, India. — J. Geol., Vol. 74. Chicago.
- BERG G., 1912 (drugie wydanie 1938): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preuss. etc., Blatt Kupferberg, Lief. 193. — Preuss. Geol. L—A. Berlin.
- BERG G., 1940 (drugie wydanie): Geologische Karte, Blatt Kupferberg. Berlin.
- BOTT M. H. P., JOHNSON G. A. L., 1967: The controlling mechanism of Carboniferous cyclic sedimentation. — Quart. Journ. Geol. Soc. London, Vol. 122, No. 488. London.
- de CHÉTELAT E., 1947: La genèse et l'évolution des gisements de nickel de la Nouvelle-Calédonie. — Bull. Soc. Géol. France, 5^e sér., Vol. 17. Paris.
- Dal CIN R., 1967: Le ghaie del Piave. Estratto da „Memorie del Museo Tridentino di Scienze Naturali” Anno XXIX—XXX, 1966—67, Vol. 16, Fasc. 3. Trento.
- DENNY C. S., 1965: Alluvial fans in the Death Valley region, California and Nevada. — U.S. Geol. Surv. Prof. Paper No. 466. Washington.
- DENNY C. S., 1967: Fans and pediments. — Amer. J. Sc., Vol. 265. New Haven.
- DZIEDZIC H., GÓRECKA T., 1965: On the occurrence of metamorphosed Carboniferous rocks in the Niemcza zone (Sudetes). — Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. Sc. géol. et géogr., Vol. 13. Warszawa.
- DZUŁYŃSKI S., 1965: Experiments on clastic wedges. — Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. Sc. géol. et géogr., Vol. 13. Warszawa.
- DZUŁYŃSKI S., 1966: Sedimentary structures resulting from convection-like pattern of motion. O strukturach sedymentacyjnych związanych z niestatecznym uwarstwieniem gęstościowym. — Roczn. Pol. Tow. Geol. Vol. 36. Kraków.
- ECKIS R., 1928: Alluvial fans of the Cucamonga district, southern California. — J. Geol., Vol. 36. Chicago.
- FRIEND P. F., 1966: Clay fractions and colours of some Devonian red beds in the Catskill Mountains, U.S.A. — Quart. Journ. Geol. Soc. London, No. 487, Vol. 122. London.
- GILBERT G. K., 1914: The transportation of debris by running water. — U.S. Geol. Surv. Prof. Paper No. 86. Washington.
- 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. Warszawa.
- GUNIA T., 1962: Fauna otoczków wapieni a zagadnienie wieku zlepieńców z Witoszowa (Dolny Śląsk). The fauna of limestone pebbles and the problem of age of the Witoszów conglomerates (Lower Silesia). — Roczn. Pol. Tow. Geol., vol. 32. Kraków.
- GUNIA T., 1968: Fauna, stratygrafia i warunki sedymentacji górnego dewonu depresji Świebodzic. On the fauna, stratigraphy and conditions of sedimentation of the Upper Devonian in the Świebodzice depression (Middle Sudetes). — Geol. Sudetica, vol. 4. Warszawa.
- HOLLINGWORTH S. E., 1962: The climatic factor in the geological record. — Quart. Journ. Geol. Soc. London, Vol. 118, No. 469. London.
- HOOKE R. LeB., 1967: Processes on arid-region alluvial fans. — J. Geol., Vol. 75. Chicago.
- Van HOUTEN F. B., 1964: Origin of red beds — some unsolved problems. In: „Problems in palaeoclimatology” (Wydawca: Narin A. E. M.). — John Wiley and Sons, Inc. London and New York.
- HUDDLE J. W., PATTERSON S. H., 1961: Origin of Pennsylvanian underclay and related seat rocks. — Bull. Geol. Soc. Amer., Vol. 72. Washington.
- McKEE E. D., CROSBY E. J., BERRYHILL H. L. JR., 1967: Flood deposits, Bijou Creek, Colorado, June 1965. — J. Sed. Petrol., Vol. 37. Menasha.
- KING L. C., 1958: Basic palaeogeography of Gondwanaland during the Late Palaeozoic and Mesozoic eras. — Quart. Journ. Geol. Soc. London, Vol. 114, No. 453. London.
- KRUMBEIN W. C., SLOSS L. L., 1963: Stratigraphy and sedimentation. — W. H. Freeman and Co., San Francisco and London.
- KRYNINE P. D., 1941: Paleogeographic and tectonic significance of arkoses. — Bull. Geol. Soc. Amer., Vol. 52. Washington.
- KRYNINE P. D., 1950: Petrology, stratigraphy, and origin of the Triassic sedimentary rocks of Connecticut. — Bull. Connecticut State Geol. Nat. Hist. Survey No. 73 (Cytuję za J. A. Reine-mundem 1955).
- LAWSON A. C., 1925: The petrographic designation of alluvial fan formations. — Univ. California Publ. Dep. Geol., No. 7. (Cytuję za W. H. Twenhofelem 1950).
- LOBECK A. K., 1939: Geomorphology. An introduction to the study of landscapes. — McGraw — Hill Book Co., Inc. New York and London.
- McMANUS J., 1967: Sedimentology of the Partry Series in the Partry Mountains, Co. Mayo, Eire. — Geol. Mag., Vol. 104. Mimram Books Ltd. Caxton Hill, Ware Road, Hertford, Herts.
- MIERZEJEWSKI M. P., 1971: Tektonika granitu Karkonoszy. — Praca doktorska — maszynopis. Wrocław.
- MOORHOUSE W. W., 1959: The study of rocks in thin sections. — Harper and Row, Publishers, New York and Evanston.
- MORAWSKI T., 1968: Kilka uwag o masywie granitowym Strzegom—Sobótka. — Sprawozdania z posiedzeń naukowych Inst. Geol., Oddział Dolnośląski (referat wygłoszony 19.12.1967). Kwart. geol., nr 12. Warszawa.
- NOWAKOWSKI A., TEISSEYRE A. K., TEISSEYRE H., 1967: An unknown trachyte neck in the Kulm of Chwaliszów (Middle Sudetes). — Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. Sc. géol. et géogr., Vol. 15. Warszawa.
- NOWAKOWSKI A., TEISSEYRE A. K., 1971: Przejawy wulkanizmu dolnokarbońskiego, górnokarbońskiego i trzeciorzędowego w północnej części niecki śródsudeckiej. The Carboniferous and Tertiary volcanism in the northern margin of the Intrasudetic Basin. — Geol. Sudetica, vol. 5. Warszawa.
- PAWLIK D., 1939: Zur Stratigraphie des südlichen Freiburger Oberdevongebietes (Schlesien). — Sonder — Abdruck aus dem Neues Jb. Miner. etc., Beil. — Bd. 81, Abt. B. Stuttgart.
- PETTIJOHN F. J., 1957: Sedimentary rocks. Harper and Brothers, New York.
- PIRSSON L. V., 1915: The microscopical characters of

- volcanic tuffs — a study for students. — Amer. J. Sc., Vol. 40. New Haven — Connecticut.
- POTTER P. E., PETTIJOHN F. J., 1963: Paleocurrents and basin analysis. — Springer-Verlag, Berlin—Göttingen—Heidelberg
- RADWAŃSKI A., 1965: Procesy wciskowe w osadach klastycznych i oolitowych. Pitting processes in clastic and oolitic sediments. — Roczn. Pol. Tow. Geol., vol. 35. Kraków.
- RADWAŃSKI S., 1952: Paleogeografia i sedymentacja kulmu w północnej części niecki śródsudeckiej. Paleogeography and sedimentation of the Culm in the northern part of the Intrasudetic Basin. — Inst. Geol. Bull. 79. Warszawa.
- RADWAŃSKI S., 1954: Budowa geologiczna obszaru kulkowego między Marciszowem, Sadami Górnymi a Witkowem (Dolny Śląsk). The geological structure of the Culm region between Marciszów, Sady Górne and Witków (Lower Silesia). — Inst. Geol. Biul. 90. Warszawa.
- REINEMUND J. A. 1955: Geology of the Deep River coal field, North Carolina. — U. S. Geol. Survey Prof. Paper No. 246. Washington.
- RICH J. L., 1935: Origin and evolution of rock fans and pediments. — Bull. Geol. Soc. Amer., Vol. 46. Washington.
- RONIEWICZ P., 1965: Przyczynę do znajomości szczelin z wysychania. Contribution to mud cracks formation. — Roczn. Pol. Tow. Geol., vol. 35. Kraków.
- SCHOPF J. M., 1966: Definitions of peat and coal and of graphite that terminates the coal series (graphocite). — J. Geol., Vol. 74. Chicago.
- SCHWARZBACH M., 1939: Die Tektonik des Bober—Katzbach—Gebirges. — Jahresb. Sches. Ges. Vaterl. Kultur., 113. Breslau.
- SCHWARZBACH M., 1963: Climates of the Past. — D. Van Nostrand Co., Ltd. London—Princeton—New Jersey—Nowy York—Toronto.
- SELLEY R. C., 1965: Diagnostic characters of fluvial sediments in the Precambrian rocks of Scotland. — J. Sed. Petrol., Vol. 35. Menasha.
- SELLEY R. C., 1968: A classification of paleocurrent models. — J. Geol., Vol. 76. Chicago.
- SHROCK R. R. 1948: Sequence in layered rocks. — McGraw — Hill Book Co., Inc. New York—Toronto—London.
- SIMONS D. B., RICHARDSON E. V., 1961: Forms of bed roughness in alluvial channels. — Am. Soc. Civil. Engineers Proc., Vol. 87, paper 2816.
- SMITH W. O., 1949: Pedological relations of infiltration phenomena. — Trans. Am. Geoph. Union, Vol. 30. Washington.
- SVOBODA et al., 1966: Regional geology of Czechoslovakia. — Part I, The Bohemian Massif. Praha.
- TEISSEYRE A. K., 1963: Budowa geologiczna okolic Lubomina ze szczególnym uwzględnieniem zjawisk sedymentologicznych. — Praca magisterska — maszynopis. Unpublished M. of Science Thesis. Wrocław.
- TEISSEYRE A. K., 1966a: Lower Carboniferous breccias on the northern margin of the Intrasudetic Basin. — Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. Sc. géol. et géogr., Vol. 14. Warszawa.
- TEISSEYRE A. K., 1966b: Dolnokarboński wulkanizm w najniższym kulmie NE części niecki śródsudeckiej. On the Lower Carboniferous volcanism of the Intrasudetic Basin: new data about eruptive and pyroclastic rocks. Acta Geol. Pol., vol. 16. Warszawa.
- TEISSEYRE A. K., 1966c: Kierunki transportu i pochodzenie materiału detrytycznego w kulmie lądowym NE części niecki śródsudeckiej. On the Lower Carboniferous of the Intrasudetic Basin: paleocurrents and the provenance of clastics. — Acta Geol. Pol., vol. 16. Warszawa.
- TEISSEYRE A. K., 1967: Clastic wedges in the Lower Carboniferous of the Intrasudetic Basin. — Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. Sc. géol. et géogr., Vol. 15. Warszawa.
- TEISSEYRE A. K., 1968: Charakterystyka sedymentologiczna najniższego kulmu lądowego w północnej części niecki śródsudeckiej. The Lower Carboniferous of the Intrasudetic Basin: a study in sedimentary petrology and basin analysis. — Geol. Sudetica, vol. 4. Warszawa.
- TEISSEYRE A. K., TEISSEYRE J., 1969: The Ciechanowice fault. — Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. Sc. géol. et géogr. vol. 17 Warszawa.
- TEISSEYRE H., 1956: Sedymentacja górnego dewonu Pogorzały i Witoszowa (Sudety Środkowe). On Upper Devonian sedimentation in Pogorzała and Witoszów (Middle Sudeten, Poland). — Acta Geol. Pol., vol. 6. Warszawa.
- TEISSEYRE H., 1960: Karbon dolny Sudetów Środkowych. The Lower Carboniferous of the Middle Sudeten. Ann. Silesiae, Vol. 1. Wrocław.
- TEISSEYRE H., 1961: The bedrocks between Wrocław and Jelenia Góra in Lower Silesia. In: „Studies on geology of the Sudetic Mountains”. — Zesz. Nauk. Uniw. Wrocław., Ser. B, Nauka o Ziemi V, No. 8. Warszawa—Wrocław.
- TEISSEYRE H., 1964: Uwagi o ewolucji strukturalnej Sudetów. Some remarks on the structural evolution of the Sudetes. — Acta Geol. Pol., vol. 14. Warszawa.
- TEISSEYRE H., 1968a: Serie metamorficzne Sudetów. Uwagi o stratygrafii, następstwie i wieku deformacji oraz metodach badawczych. On the stratigraphy and structural evolution of the metamorphic series in the Sudetes. — Geol. Sudetica, vol. 4. Warszawa.
- TEISSEYRE H., 1968b: Stratigraphy and tectonics of the Świebodzice depression. Stratygrafia i tektonika depresji Świebodzic. — Z badań geologicznych na Dolnym Śląsku, vol. 16. Inst. Geol., Biul. 222. Warszawa.
- TEISSEYRE H., SMULIKOWSKI K., OBERC J., 1957: Regionalna geologia Polski, tom III, zeszyt 1. Sudety. Kraków.
- TEISSEYRE H., SMULIKOWSKI K., JAHN A., 1960: Regionalna geologia Polski, tom III, zeszyt 2. Sudety. Kraków.
- TEISSEYRE J., 1962: Budowa geologiczna elementu Strugi. Structural features and development of the Struga element in the Middle Sudeten. — Acta Geol. Pol., vol. 12. Warszawa.
- TEISSEYRE J., 1966: Perydotyt hornblendowy z Janowic Wielkich (Sudety Zachodnie). Hornblende peridotite of Janowice Wielkie. — Arch. miner., vol. 26. Warszawa.
- TEISSEYRE J., 1968a: Budowa geologiczna wschodniej części okrywy granitu Karkonoszy w okolicy Miedzianki (Sudety Zachodnie). Geological structure of the metamorphic mantle of the Karkonosze granite in Miedzianka region (Western Sudetes). — Geol. Sudetica, vol. 4. Warszawa.
- TEISSEYRE J., 1968b: On the Old-Paleozoic initial volcanism in the West Sudetes. O staropaleozoicznym wulkanizmie inicjalnym w Sudetach Zachodnich. — Acta Geol. Pol., vol. 18. Warszawa.
- TERMIER H., TERMIER G., 1963: Erosion and sedimentation. — D. Van Nostrand Co., Ltd. London—Princeton—New Jersey—New York—Toronto.
- TWENHOFEL W. H., 1950: Principles of sedimentation. — McGraw — Hill Book Co., Inc., New York.
- WEBSKY M., 1853: Über die geognostischen Verhält-

- nisse der Erzlagerstätten von Kupferberg und Rudelstadt in Schlesien. — Z. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 5. Berlin.
- WEBSKY M., 1867: Von dem Vorkommen eines höchst seltenen Silber-Erzes, des Xsanthokon's. — Z. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 19. Berlin.
- WEBSKY M., 1869: Über den Bergbau von Kupferberg und Rudelstadt. — Jahresb. Schles. Ges. Vaterl. Kult., 46. Breslau.
- WEBSKY M., 1870: Die Erzlagerstätten von Kupferberg und Rudelstadt in Schlesien. — Z. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 22. Berlin.
- WEBSKY M., 1885: Über die Silberbrüche von Rudelstadt in Schlesien. — S. B. Ges. Naturforsch. Fr. Berl., Berlin.
- WENTWORTH C. K., WILLIAMS H., 1932: The classification and terminology of the pyroclastic rocks. Rept. Comm. Sedimentation 1930—1932, Nat. Research Council (*vide* F. J. Pettijohn 1957).
- WRIGHT M. D., 1964: Cementation and compaction of the Millstone Grit of the Central Pennines, England. — J. Sed. Petrol., Vol. 34. Menasha.
- ZIĘTARA T., 1968: Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów. Part played by torrential rains and floods on the relief of Beskid Mts. — Prace Geograficzne nr 60. Warszawa.
- ZIMMER H., 1927: Der unterste Kohlenführende Culm von Rudelstadt in Schlesien. — Maszynopis w Bibliotece Instytutu Geologicznego Uniwersytetu Wrocławskiego. Wrocław.
- ZIMMERMANN E., 1913: Aufnahmen im Culm von Blatt Ruhbank und Kupferberg und auf Blatt Bolkenhain. — Jahrb. Preuss. Geol. L.—A., Bd. 31. Berlin.
- ZIMMERMANN E., 1922: Die Gänge und Stöcke von Porphyry im Katzbach- und Waldenburger Gebirge in Schlesien. — Jahrb. Preuss. Geol. L.—A., Bd. 41. Berlin.
- ZIMMERMANN E., 1938: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preuss. etc., Blatt Ruhbank. Lief. 246. Preuss. Geol. L.—A., Berlin.
- ZAKOWA H., 1958: Górny wizen dolnokarbońskiej niecki śródsudeckiej. Upper Visean of the Lower Carboniferous of Intrasudetic Basin. — Kwart. geol. nr 2. Warszawa.
- ZAKOWA H., 1963: Stratygrafia i zasięgi facjalne karbonu dolnego w Sudetach. Stratigraphy and facial extents of the Lower Carboniferous in Sudetes. — Kwart. geol. nr 7. Warszawa.

SEDIMENTOLOGY OF THE KULM OF CIECHANOWICE AND PALAEOGEOGRAPHY OF THE LOWEST KULM OF THE INTRASUDETIC BASIN

Summary

ABSTRACT: The lowest Kulm of the north-western margin of the Intrasudetic Basin (Sudetes, South-Western Poland) i. e. the Ciechanowice Kulm is a nearly 700 meters thick clastic, terrestrial deposit. The sequence involves three major cyclothems. Lower members of the cyclothems are built up of thick conglomerate- or fanglomerate units, whereas finer-grained lacustrine or fluvial deposits formed to terminate any particular cyclothem. Coarse sediments cropping out to the north of the Bóbr River valley are classified as fanglomerates; for those coming into view south of the river the term conglomerate seems to be more suitable. Such a distribution reflects main paleogeographic features of the intramontane Kulm basin. The fanglomerate suite (fanglomerates, tilloids, thin subgraywackes) is thought to have been originated as a fan deposit laid down on relatively small fans, which accompanied the southern slopes of the ancient Kaczawa Range. At times when the fanglomerates were deposited the northern border of the basin trended along an escarpment that developed on the hanging wall of the Domanów fault — an E-W directed long-lived gravitational dislocation. The fanglomerate suite contains almost exclusively greenschist material, which certainly was eroded immediately to the north of the Domanów fault. The parent rocks were those of the greenschist series (Middle and Upper Cambrian) of the Dobromierz unit.

The conglomerate suite, on the other hand, is dominated by boulder-bearing conglomerates interbedded with markedly subordinate subgraywackes. This sediment is supposed to represent an alluvial or

flood plain deposit laid down on the distal end of fans alimented from south-west i. e. by the ancient Rudawy Janowickie Range. To the south-west the Kulm basin was fault-bounded being bordered by the NW-SE directed gravitational dislocation known as the Ciechanowice fault. The conglomerate suite contains various metamorphic material such as phyllite and greenschist (Cambro-Silurian) brought by the Przybkowice series, whereas gneiss, epiamphibolite, chlorite- and actinolite schists, greenschist, metarhyolite, and cataclasite (Cambro-Silurian) were supplied by the Leszczyniec series. Both the series are the higher units of the Cambro-Silurian complex of the Rudawy Janowickie Range. Moreover, the Ciechanowice Kulm contains dilute pyroclastic material, too.

The lacustrine sediments include fine-grained conglomerates, tilloids, subgraywackes, and siltstones and — at the center of the basin — also thin unworkable coal seams. These deposits are nearly the same in character over the whole area studied.

One of my task was to point out that the Kulm of the western portion of the Intrasudetic Basin may be closely correlated with that of the northern margin of the Intrasudetic Basin. The Ciechanowice Kulm does not appear to be the earlier deposit of the Intrasudetic Basin. Despite of the previous workers there is growing evidence that the Ciechanowice Kulm is contemporaneous with the Kulm of Figlów and the Kulm of Sady Górne — the two last members being known from the northern margin of the Intrasudetic Basin. Each of the members in question is probably Upper Tournaisian (?) in age.

INTRODUCTION

In the north-western portion of the Intrasudetic Basin the Lower Carboniferous formation attains a total thickness of up to 7 kilometers. The present paper deals with the lowest member of this sequence termed previously „the Kulm of Ciechanowice” (A. K. Teisseyre and J. Teisseyre 1969). The Kulm of Ciecha-

nowice is nearly 700 meters thick, terrestrial deposit occupying, however, a relatively small area in the vicinity of Ciechanowice (Fig. 1 — see Polish text in page 3). The Kulm strata strike nearly N-S and dip east at angles of 40—60°. Eastwards the Ciechanowice Kulm is overlain by the younger member of the Lower

Carboniferous formation i. e. the Kulm of Stare Bogaczowice (Lower Visean?). Consequently, the Kulm of Ciechanowice is contemporaneous with sediments, which within the northern portion of the Intrasudetic Basin underlie the Stare Bogaczowice Kulm. These deposits are known as the Kulm of Figlów and the Kulm of Sady Górne (comp. A. K. Teisseyre 1968)*.

To the north and west and south-west the Kulm of Ciechanowice borders on various metamorphic series of Cambro-Silurian age. Each of the boundaries is found to be faulted. Three faults that border the Kulm are the following: the Domanów fault, the supposed upthrust of hill 511.0, and the Ciechanowice fault (see Fig. 1 in page 239). The former and the latter seem to be the oldest long-lived dislocations, which at the Lower Carboniferous time bounded the Kulm basin (comp. A. K. Teisseyre 1966a, 1968, and A. K. Teisseyre and J. Teisseyre 1969). However, it is evident that the main period of tectonic activity of these faults fall on the Lower Carboniferous time (simultaneously with the sedimentation of the Kulm). The fault planes, if tilt corrected, dip to the basin at angles of 30—45°. It seems, therefore, that the Kulm basin was bounded by normal or gravitational faults. Both the Ciechanowice- and the Domanów fault underwent rejuvenation owing to the later disturbances, but especially those of the Late Variscan movements. These movements resulted in tilting of fault planes as well as in cutting of fault zones by small transversal dislocations. The post-Kulm rebuilding seems to be accompanied by an continued upwarping of the adjacent metamorphic series and probably caused further plunging of the Intrasudetic Basin. The presumed upthrust of hill 511.0, on the other hand, originated probably owing to the Late Variscan movements. Tectonic breccias along the upthrust are rather thin, cataclastic processes being less evident than we already have seen along the Domanów- and the Ciechanowice fault.

In the most complete profile the Ciechanowice Kulm contains three major cyclothems each of them being bipartite. Lower members of the cyclothems are built up of fanglomerates or boulder-bearing conglomerates. Thin subgraywacke intercalations occur very subordinately. Upper members (fine-grained conglomerates, subgraywackes) of the 1st and 2nd cyclothems are many times thinner than their lower members. The 3rd cyclothem, on the other hand, is dominated by its upper member — a nearly 200 meters thick sequence of fine-grained conglomerates, subgraywackes, silstones, and thin unwarkable coal seams. Lacustrine and fluvial sediments of upper members of the cyclothems are nearly the same in character over the whole area studied. In contrast, deposits of lower members of the cyclothems are represented by the fanglomerate suite (to the north of the Bóbr River valley), whereas to the south of the river the conglomerate suite occurs. At the present time both deposits are sharply separated by nearly E-W trending faults (see Fig. 1 in page 239). Deposits in question vary from one another chiefly in texture as well as in the provenance of clastics. Moreover, each of the suites represents another portion of the sedimentary basin. The fanglomerate suite represents the northern marginal part of the basin or in other words — the piedmont deposit, which adjoins the southern slope of the ancient Kaczawa Range. In tables 1 and 3 as well as in the text-figures this deposit is also called as „sediment of the northern sedimentary province” or indicated with letter N. The conglomerate suite, on the other hand, was laid down on alluvial plain, which existed at distal end of fans surrounding the ancient Rudawy Janowickie Range. Thus the conglomerate suite represents the more internal portion of the basin. In tables 1 and 3 and in the text-figures this sediment is termed also as „deposit of the compound province with the predominance of material derived from south-west” (or indicated with symbol X_{SW}).

PETROLOGIC CHARACTERISTICS OF SEDIMENTS

THE FANGLOMERATE SUITE

Fanglomerates (Pl. I) are thick bedded, dark-green colored rocks. Some beds have a normal fractional structure and terminate with thin

subgraywacke layers. Independent units of subgraywacke, however, are very rare. Stratification — if visible — is as a rule parallel to the principal surface of accumulation. No ripple-marks or dunes have been observed. Fabric of

* According to G. Berg (1912, 1938) the lowest coal-bearing Ciechanowice Kulm was regarded as the oldest sediment of the Intrasudetic Basin. He also believed that the Ciechanowice Kulm developed as the infilling of an „intramontane embayment”. More

recently S. Radwański (1952, 1954) described the Ciechanowice Kulm as talus breccias, which according to him are contemporaneous with so-called „breccia of Nagórnik” (=lower portion of the Kulm of Figlów). Both the writers regarded the Kulm of Sady Górne to be younger than the Kulm of Ciechanowice.

fanglomerate is rather isotropic. Wash-outs seem to be rare structures. The grain size distribution is bi- or polymodal, the sorting is poor to very poor. Sandy- or conglomeratic infilling occurs in various proportions (Pl. V, VI). Some fanglomerates contain too much sand and mud to resemble a tilloid in character. Majority of fanglomerates are nearly angular (see Fig. 2a in page 242). Mean roundness in the size class of 32—256 mm ranges from 0.2 to 0.3. Granule conglomerates and subgraywackes associated with fanglomerates are immature, poorly sorted, and badly rounded deposits (see Tab. 1 in page 243 and Tabs. 4 and 5 in page 248 and 249).

Fanglomerates are composed primarily of blocks and fragments of greenschist (see 1st column in Tab. 3 in page 247; comp. also Tab. 2 in page 246). Chips of phyllite and fragments of vein quartz are second-rate constituents. Granule conglomerates and subgraywackes of the fanglomerate suite are made up mainly of metastable rock fragments among which greenschist fragments (up to 65 volume per cent) distinctly predominate over chips of phyllite (Pl. IX, photos 3 and 4, X, photos 4 and 6). Quartz and feldspars (albite, oligoclase) occur in small quantities (see Tab. 5, anal. No. 11, 12 and 17; Pl. V, VI, IX, photos 3 and 4). Flakes are represented by white micas (chiefly sericite) and chlorites (mainly penninite), whereas biotite as well as stilpnomelane (?) occur subordinately. Penninite is sometimes associated with relics of actinolite. Heavy minerals (except of chlorites and biotite) are dominated by epidote (up to 13.8 volume per cent of the total bulk of the rock, see Tab. 5, anal. No. 11, Pl. X, photos 3 and 4). Another heavies include actinolite, apatite, titanite, leucoxene, hematite, and ilmenite.

Mineral maturity of the fanglomerates calculated on the formula: quartz + metachert + quartzite/ metastable rock fragments i. e. the O/NO index ranges from 0.0 to 0.03. Mineral maturity of subgraywackes calculated on the formula: quartz + metachert + quartzite/ metastable rock fragments + feldspars + micas + chlorites (comp. A. K. Teisseyre 1968 p. 293) varies from 0.07 to 0.13.

THE CONGLOMERATE SUITE

Conglomerates (Pl. II) are thick bedded, cherry-red or light greenish-grey colored rocks. The conglomerates as a rule are boulder-bearing; some of boulders exceed a meter in diameter. The sediments, as compared with the fanglomerates, are more distinctly and regularly stratified. Subgraywacke intercalations occur rarely except of those, which terminate some of the fractional beds. Stratification as a rule is parallel to the principal surface of accumu-

lation; no ripplemarks or dunes have been found. Fabric of the conglomerates could not be easily determined because of strong lithification of the rocks. However, distinct imbricate arrangement of pebbles has been observed exceptionally.

Conglomerates are poorly to moderately sorted sediments, their mechanical composition is bi- or polymodal. Mean roundness of the conglomerates ranges from 0.3 to 0.6 (see Fig. 2c-d in page 242). Some psefites interbedded with the conglomerates are fanglomeratic in character because of their high content of nearly angular fragments (Fig. 2b). Granule conglomerates and subgraywackes of the conglomerate suite are poorly rounded, badly sorted, immature deposits (see Tab. 1 in page 243 and Tabs. 4 and 5 in page 248 and 249).

Lithological composition of the conglomerates is given in Tab. 3 (4th and 5th columns, comp. also Tab. 2 in page 246). Among various rocks found in pebbles those of greenschist, phyllite, gneiss, mica-schist, metaquartzite, and vein quartz are more abundant. The extent to which each participates in building up of the conglomerate varies markedly from bed to bed (comp. 2nd and 3rd columns in Tab. 3 in page 247). Mineral composition of granule conglomerates and subgraywackes of the conglomerate suite is given in Tabs 4 and 5. Subgraywackes which accompany phyllite- or gneiss-rich conglomerates are frequently rich in quartz (Tab. 5 anal. Nos 10, 13—16, and 18—21; Pl. VII, VIII, and IX, photos 1 and 2) as well as in feldspars (up to 25 volume per cent, see Tab. 5 anal. Nos 13, 18, 19, and 21; Fig. 3 in page 250). Feldspars include K-feldspar (mainly microcline microperthite) as well as acid plagioclases (albite, chessboard albite, oligoclase). Metastable rock fragments include primarily chips of phyllite, greenschist, metatrachyte, and fragments of gneiss (up to 65 volume per cent). Fragments of such rocks as metadiabase, diabase glass (completely devitrified, chloritized), chlorite-schist, chlorite-actinolite schist, chlorite-sericite schist, metarhyolite (Pl. X, photo. 2) mica-schist (frequently iron bearing), and epiamphibolite occur less frequently. Fragments of redeposited Kulm subgraywackes and siltstones (Pl. XII, photo. 6) are also occasionally seen. Flakes involve white micas (muscovite, sericite) and chlorites (mainly penninite) and altered biotite. Penninite is frequently associated with relics of actinolite (in Tab. 5 actinolite is given together with chlorites). Heavy minerals (except of biotite and chlorites) include actinolite, apatite, epidote, tourmaline, zircon, titanite, magnetite, hematite, pyrite, leucoxene, and ilmenite. Heavies are frequently sharply angular, occasionally broken. Index of mineralogical maturity of the conglomerates

ranges from 0.01 to 0.52, that of subgraywackes varies from 0.19 to 0.39.

THE LACUSTRINE SEDIMENTS

Lacustrine sediments vary in grain size from fine-grained conglomerates, through subgraywackes, to siltstones. Bedding as a rule is regular (Pl. III), beds rarely exceed two feet in thickness. Stratification may be parallel but ripple-cross stratified units are also common. For upper member of the 3rd cyclothem the most characteristic feature is distinct alternation of "coarse sets" and "fine sets" each of them being several to a score of meters thick. In coarse sets fine-grained conglomerates and subgraywackes markedly dominate over siltstones, whereas fine sets are characterized by the predominance of siltstones and fine- to very fine-grained subgraywackes. The former are usually parallel or fractional stratified, for the latter, on the other hand, ripple cross-stratification or delicate parallel lamination is the most characteristic feature. Fractional beds, in part, are believed to have been deposited by turbidity currents. Sequences dominated by siltstones may be interbedded with thin unworvable coal seams. Another common structures of lacustrine sediments are those of small wash-outs and scour-marks. The latter as rule occur at the bottom of fractional subgraywacke or granule conglomerate. Mud cracks (Pl. III, photo. 2) and small-scale penecontemporaneous faults (Pl. IV, photo. 2) have been found occasionally. Load casts, developed also on microscopic scale, are common "secondary" structures (Pl. IV, photo. 1).

Mineral composition of granule conglomerates and subgraywackes of lacustrine origin is given in Tabs. 4 and 5. Siltstones (Pl. IX, photos 5 and 6) are made up of minute flakes of chlorites (chiefly penninite) and white micas (sericite, muscovite), which constitute up to 70 volume per cent of the whole rock. Grains of quartz and feldspars rarely exceed a half of the framework of siltstone. Some of the siltstones are rich in fine carbonized plant detritus. Moreover, seat earths contain delicate coally streaks, which cut the rock at various angles to the stratification (Pl. IV, photo. 1, IX, photos 5 and 6, XIV).

Granule conglomerates, subgraywackes, and siltstones of the Ciechanowice Kulm contain also scattered pyroclastic material the content of which ranges from traces up to 5 volume per cent. The pyroclastic material include fragments of slightly devitrified and partly altered (chloritization) glass (Pl. XI, photos 1, 2, 5, and 6) as well as crystalloclasts or whole crystals of quartz (Pl. XI, photos 3 and 4) and acid plagioclase (albite, oligoclase) and unalte-

red biotite. Compactional grain-on-grain pressure resulted in a considerable readjustment of shape of glass fragments. Glass shards, however, are preserved occasionally in siltstones.

DIAGENETIC PROCESSES

Considerable compaction which operated upon the sediments caused bending of flakes (Pl. XII, photos 1, 2, and 5) as well as squeezing in of fragments of soft rocks (glass, phyllite) between harder mineral grains. Pitting processes are extremely common (Pl. IX, photo. 2, XI, photos 1, 2, 5, and 6, XII, photos 3, 4, and 6). Consequently, the framework of sediments was considerably condensed, the porosity being practically eliminated (Pl. V, photo. 1, VII, photos 1 and 2). Compaction and continued plastic readjustment in many of subgraywackes rich in flakes (micas, chlorites) may yield a pattern which, as seen under the microscope, consists of deformed, bended and intricately interlocking particles. Average number of contacts per grain in subgraywackes of the northern province ranges from 5.0 to 6.0, whereas in those of the X_{SW} province varies from 6.3 to 6.6. It seems that the differences in the average number of contacts per grain depend upon the content of flakes present in any particular sandstone (see Fig. 4 in page 254).

Calcite-cemented rocks (Pl. XIII) have been found only in two outcrops (see Tabs. 4 and 5). Processes of diagenetic metasomatism caused by calcite are developed on a small scale (Pl. XIII, X, photo. 5, XV, photo. 6). Siltstones, however, may contain numerous siderite concretions (up to 5 cms in diameter). Majority of sediments of the Ciechanowice Kulm are free of mineral cement a part of which may be played by secondary hematite (Pl. VIII, XVI). On the other hand, partial recrystallization of fine detrital components (quartz, chlorites) seems to account for a considerable lithification of many of the lacustrine sediments (see Pl. IX, photo. 6) as well as that of the majority of fanglomerates. In subgraywackes of lacustrine origin delicate microstylitic seams along contacts of detrital grains of quartz are occasionally seen. These may partly be due to pitting processes.

Recrystallization and authigenesis of quartz as well as chlorites seems to be attributed, in part, to acid solutions of peat origin, which certainly operated upon the lacustrine sediments during earlier stages of diagenesis. Changes caused by acid solutions, however, appear to be limited ones. Majority of feldspars as well as glass fragments remained unaltered, no fire clay or ganister originated. Nevertheless, there is no doubt that acid solutions of peat origin are account for the authigenesis of quartz and

chlorite, which grew to fill up minute tensional crevices in carbonized plant fragments (Pl. XIV). These infillings are made up of small prisms of quartz, which alternate with minute flakes of chlorite. Both the prisms and the

flakes are seen to stand at right angles to the walls of crevices. The optical character of the authigenic chlorite is similar to that of the detrital penninite.

PROVENANCE OF DETRITAL MATERIAL

Because of poverty of directional structures the provenance of clastics has been established by means of microscopic examination of sediments in comparison with adjacent metamorphic series. Roundness of pebbles and grains as well as dispersal pattern of any particular component have also been used. Main results acquired on such a combined method may be summarized as follows.

Fanglomerates are composed primarily of blocks and fragments of laminated greenschist, which microscopically is identical with laminated greenschists of the Dobromierz unit in the area to the north of the Domanów fault (see Fig. 1 in page 239). Chips of phyllite and fragments of amygdaloidal metabasalts are additional components. According to J. Teisseyre (1968 a) such rocks form thin intercalations or small bodies within the laminated greenschist. Fanglomerates, if traced from the north to the south, change slowly in texture. The coarsest sharply angular blocks of screefall origin, for example, occur almost exclusively in a close proximity of the Domanów fault. To the south of the fault the grain size diminishes, the roundness becomes better, the fanglomerate/tilloid ratio decreases. It seems to be probable, therefore, that detrital material of the fanglomerate suite was eroded immediately to the north of the Domanów fault, and, after a very short transport, was laid down on alluvial fans whose axial parts dipped to the south.

The most angular material of the conglomerates cropping out to the south of the Bóbr River valley includes phyllite and a majority of greenschist. The rocks are microscopically identical with phyllite and greenschist of the

Przybkowice series (see Fig. 1 i page 239). The phyllite- and greenschist material was probably eroded on the escarpment, which developed along the Ciechanowice fault as well as in canyons of rivers cutting the scarp. Pebbles and boulders of gneiss, as compared with those of phyllite, are evidently better rounded. The parent rock for majority of gneiss pebbles was the gneiss complex, recently described by J. Teisseyre (1968 b) as „the Paczyn gneiss”. This crops out to the south of the Przybkowice series. Moderately- to well rounded are usually pebbles of such rocks as: chlorite-schist, sericite-chlorite schist, chlorite-actinolite schist, metarhyolite, mica-schist, metaquartzite, epi-amphibolite, and cataclasite. The rocks are microscopically similar to or even identical with analogous metamorphic rocks of the Leszczyńiec series, the latter being recently described by J. Teisseyre (1968 a). Rocks classed in the present paper as cataclasite are microscopically similar to the cataclastic quartz-albite gneiss of the series of Leszczyńiec.

The provenance of the pyroclastic material remains still uncertain. Microscopically, the material is similar to the pyroclastic constituents of the Kulm of Sady Górne (comp. A. K. Teisseyre 1968). The Sady Górne Kulm, however, is many times richer in pyroclasts than is the Ciechanowice Kulm. Maximum content of glass fragments in subgraywackes, for example, is 36 and 5 volume per cent, respectively. This westward dilution of the pyroclasts (over a distance of ca. 15 kilometers) suggests that their source area was probably situated to the east of the Intrasudetic Basin.

POST-DIAGENETIC HISTORY OF SEDIMENTS

The majority of faults cutting the Kulm of Ciechanowice trend nearly W — E. These, it is surmised, developed partly from tensional fractures some of which being intruded with the Late Carboniferous rhyolites. Processes of cataclasis (Pl. IX, photo. 4, X, photo. 5, XII, photo. 2, XV, XVI, photos 2 and 4) have been microscopically found over the whole area studied. The strongest cataclasis, however, is

especially characteristic of sediments adjoining the marginal faults. Common are also tiny shearing fractures, which as a rule are filled up with secondary hematite.

The content of secondary hematite within sediments in question ranges from traces up to 10 volume per cent (see Tabs. 4 and 5 in page 248 and 249). The secondary hematite occurs more frequently near faults and fractures. The stron-

gest the cataclasis the higher the content of secondary hematite (Pl. VIII, XVI, photos 1—4). Intensively lithified sediments, on the other hand, are free of secondary hematite (except of surfaces of fractures) as we already have seen in many of the fanglomerates and in the majority of lacustrine sediments. In general, sediments extremely rich in secondary hematite have been observed near marginal faults. Moreover, in the close proximity of E—W direc-

ted faults veinlets of quartz and albite (Pl. XVI, photo. 6) have also been observed. The boulder-bearing conglomerate illustrated in Pl. II is partly but indistinctly silicified. In the writer's opinion the pattern of E—W trending faults as well as the introduction of secondary minerals are genetically connected with the Late Carboniferous movements, which within the Intrasudetic Basin were accompanied by a considerable volcanic activity.

PALEOGEOGRAPHY OF THE LOWEST KULM OF THE INTRASUDETIC BASIN

The Lower Carboniferous of the Intrasudetic Basin is only a portion of a more widespread formation (comp. H. Teisseyre, K. Smulikowski and A. Jahn 1960, Fig. 46 and A. K. Teisseyre 1968, Figs. 32 and 33). The formation is thought to have been originated in an intramontane basin or rift-valley structure (see Fig. 5 in page 266). The unusual thickness of the Kulm sediments (up to 7 kilometers) trapped in the Intrasudetic part of the basin suggests considerable vertical tectonic movements along marginal faults bordering the basin. These faults might have been originated contemporaneously with the Kulm basin i.e. at the beginning of the Upper Tournaisian (?) stage. However, it could not be excluded that they, in part, represent an older Young Caledonian tectonic framework of the Middle Sudetes. The Lower Carboniferous tectonics of the area investigated is believed to be attributed to the Late Bretonian orogenesis (comp. H. Teisseyre 1960, 1964). The strongest vertical movements probably took place during earlier stages of the basin's development that fall on the Upper Tournaisian (?) and Lower Viséan (?) times. In addition, sediments deposited at times in question, contain thin lava flows (A. K. Teisseyre 1966 b, 1968; A. Nowakowski and A. K. Teisseyre 1970).

The Lower Carboniferous cyclothem within the Intrasudetic Basin seem to be tectonically controlled. Periods of the most intensive tectonic activity are thought to have been account for sedimentation of thick gravels or fanglomerates with which lower portions of the cyclothem started. Such coarse materials transported by heavy floods, mudflows or rock streams are capable of being scattered over large segments of the basin's bottom. On the other hand, finer-grained lacustrine or fluvial sedimentation of upper members of the cyclothem is believed to reflect more calm tectonic conditions. Such conditions might have persisted for a long period of time as compared with those of strong tectonic activity.

MARGINAL PORTIONS OF THE KULM SEDIMENTARY BASIN

The most easy to recognize is a sector of the northern border of the basin trending along the Domanów- and Półwieś faults (comp. A. K. Teisseyre 1966 a, 1968). Presumed history of the area is schematically given in Fig. 6. To the east of Sady Górne the Domanów fault probably joined the upthrust separating the Dobromierz- and Cieszów units of the southern trunk of the Kaczawa Mts. To the west of Ciechanowice the Domanów fault merges into the main Intrasudetic fault (E. Zimmermann 1922, 1938). It is possible, therefore, that the main Intrasudetic fault might have been active during the Lower Carboniferous period. Consequently, at the Upper Tournaisian (?) time the Kulm sedimentary basin might have extended west of the Intrasudetic Basin as suggested in Fig. 5 in page 266. Till the lowest Viséan (?) the thickness of lacustrine deposits increases westwards, the axial part of the basin dipped probably in the same direction (Fig. 6). Then, the axial part of the basin was tilted eastwards as a result of the general upwarping of the Western Sudetes. This important paleogeographic change took place evidently after the 2nd cyclothem of the Stare Bogaczowice Kulm was deposited (Fig. 6c). Since that time the most suitable conditions for lacustrine sedimentation existed in the eastern part of the basin.

At the Upper Tournaisian (?) time the escarpments of the Domanów- and Półwieś faults were accompanied by aprons of piedmont fans (Figs. 5 and 6). Fanglomerates of the Kulm of Figlów are thought to have been laid down on a relatively wide and steep fan. This, however, at times of lacustrine sedimentation rose constantly above the lowest portion of the basin's bottom occupied by shallow lakes. No cyclothem, therefore, developed in fanglomerates in question. Axial parts of the piedmont fans dipped probably to the south. The Caledonian metamorphic material carried out from the

ancient Kaczawa Range by short streams was transported over a brief distance. Southwards of the Domanów fault the material becomes better rounded, the grain size diminishes, and, at distal end of fans, gravels derived from the north mix with those supplied by other source areas giving rise to sediments of the compound province. Such sediments are especially well visible within the Kulm of Sady Górne (comp. A. K. Teisseyre 1968, Fig. 32).

In the vicinity of Ciechanowice the western border of the basin trends along the Ciechanowice fault (Fig. 5) (comp. A. K. Teisseyre and J. Teisseyre 1969). Because of considerable post-Kulm rebuilding of the fault the fanglomerates, which accompanied the ancient Rudawy Janowickie Range, are preserved only fragmentary. For example, fanglomerate interbeddings containing almost angular phyllite- and greenschist material have been observed among conglomerates of the 1st cyclothem of the Ciechanowice Kulm. The former are composed primarily of material which was eroded on the escarpment of the Ciechanowice fault, however, loosely scattered pebbles of the Paczyn gneiss which they also contain must have been eroded further to the south. Majority of the fanglomerates seem to be tectonically reworked owing to the post-Kulm movements. These, finally, are incorporated within the thick zone of fault breccias and cataclasites of the Ciechanowice fault (A. K. Teisseyre and J. Teisseyre 1969). The conglomerates, as compared with the fanglomerates, are many times richer in material derived undoubtedly from the Leszczyniec series. The former were laid down at mouths of rivers, which cut across the Przybkowice series, and certainly entrenched upon the metamorphic series of Leszczyniec.

There is growing evidence that the western border of the basin developed simultaneously with the evolution of the flexure in the metamorphic series of the eastern mantle of the Karkonosze granite. Perhaps it is realistic to suppose that the strong upwarping of the ancient Rudawy Janowickie Range might have been genetically connected with initial phases of the intrusion of the Karkonosze granite (the hypothesis has been discussed with mgr M. P. Mierzejewski and mgr T. Morawski).

The southern margin of the basin is, at the present time, deeply buried and covered by thick Late Paleozoic as well as Mesozoic sediments. Nevertheless, it has been established that during the Upper Devonian the southern massif (see Fig. 5) supplied detrital material to the basin a part of which can be seen within the Świebodzice depression (comp. D. Pawlik 1939, H. Teisseyre 1956, 1968 b, T. Gunia 1962, 1968). Afterwards, during the sedimentation of

the Intracrustal Kulm the southern massif was still uplifted and intensively eroded yielding considerable masses of detrital material to the Kulm basin (comp. A. K. Teisseyre 1966 c, 1968). This tendency persisted over a period supposed to be of the order of several tens of millions of years. A total uplift of the southern massif may be calculated for several thousand of meters. It seems, therefore, that the southern border of the Kulm basin was faulted and possibly trended along a long-lived dislocation of higher order called by the present writer „the hypothetical southern fault” (Fig. 5).

THE INTERNAL PORTION OF THE KULM SEDIMENTARY BASIN

At the present time sediments deposited within the more internal portion of the basin crop out in two areas: near Ciechanowice (to the south of the Bóbr River valley), and in the vicinity of Sady Górne (the Kulm of Sady Górne, see Figs 1 and 5). Both sediments are distinctly cyclic in character. Lower members of the cyclothem contain primarily boulder-bearing conglomerates interbedded with thin but local subgraywacke units. The Kulm of Sady Górne is thought to represent a portion of gravelly alluvial plain the paleoslope of which was probably tilted at low angles to the west. The alluvial plain was alimented chiefly by the ancient Sowie Góry block (comp. A. K. Teisseyre 1968, Fig. 32). During the Upper Tournaisian (?) time the ancient Sowie Góry block yielded mainly pebbles and boulders of the Upper Devonian- and Lower Tournaisian sedimentary rocks. The material was transported over a distance of 10—15 kilometers. The upper portion of the Sady Górne Kulm contains two or three thin lava flows some of them being underlain with thin pisolitic tuff (A. K. Teisseyre 1966 b, 1968; A. Nowakowski and A. K. Teisseyre 1970).

The conglomerates of the Kulm of Ciechanowice, on the other hand, were laid down on another alluvial plain that existed at the distal end of fans surrounding the ancient Rudawy Janowickie Range. In the vicinity of Ciechanowice the paleoslope is presumed to be tilted at low angles to the north or north-east. Detrital material of the conglomerates was supplied by the Przybkowice- and Leszczyniec units of the Cambro-Silurian complex of the ancient Rudawy Janowickie Range. Pebbles and boulders, if better rounded, were transported over a distance of at least several kilometers. Lacustrine sediments that terminate the cyclothem are particularly well developed in the vicinity of Ciechanowice (Fig. 6).

ACKNOWLEDGMENTS

The author wishes to thank Professor H. Teisseyre for the guidance during field investigations as well as the preparation of this paper. Thanks are also due to Dr. S. Dżułyński for many discussions and helpful suggestions during the process of this work.

Acknowledgment is gratefully extended to the following for their help in the examination of thin sections as well as many discussions: mgr Z. Berezowski, Dr. J. Don, Dr. M. Dumicz, Dr. A. Majerowicz, mgr M. Mierzejewski, mgr T. Morawski, Dr. A. Nowakowski, and Dr. J. Teisseyre.

Institute of Geology
of the Polish Academy of Sciences
Laboratory of Geology in Wrocław
Wrocław, December 1968

PLANSZA I

PLATE I

Fot. 1 i 2. Fanglomeraty kulmu z Ciechanowic, cyklotem 3, odsłonięcie 150 m na ENE od wzgórza 511,0 m. Skala składa się prawie wyłącznie z okruchów i bloków zieleńca tkwiących w więcej lub mniej obfitym, piaszczysto-zlepieńcowatym wypełnieniu złożonym z rozkruszonego materiału zieleńcowego

Fanglomerates of the Kulm of Ciechanowice, 3rd cyclothem, location 150 m ENE of hill 511.0. The rocks consist almost exclusively of fragments and blocks of greenschist embedded in more or less abundant filling. The filling is sandy or conglomeratic being composed of fine products of erosion of greenschist. Cmpass for scale



Fot. 1



Fot. 2

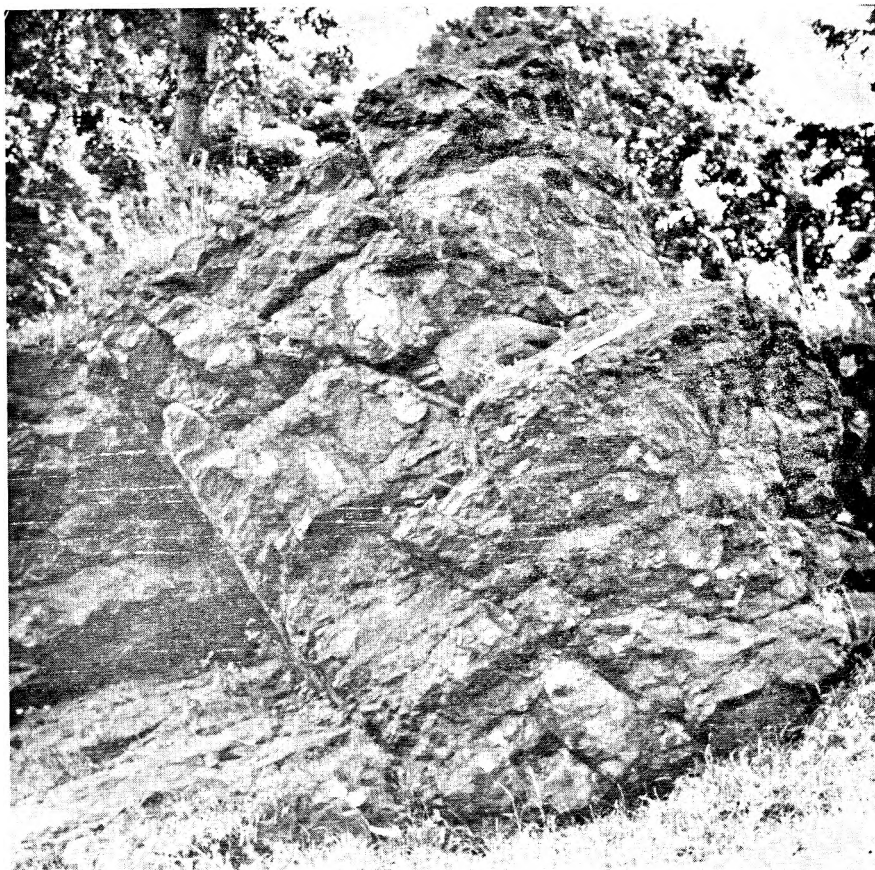
Andrzej Karol TEISSEYRE — Charakterystyka sedimentologiczna kulmu z Ciechanowic i paleogeografia naj-
niższego kulmu niecki śródsudeckiej
Sedimentology of the Kulm of Ciechanowice and paleogeography of the Lowest
Kulm of the Intrasudetic Basin

PLANSZA II

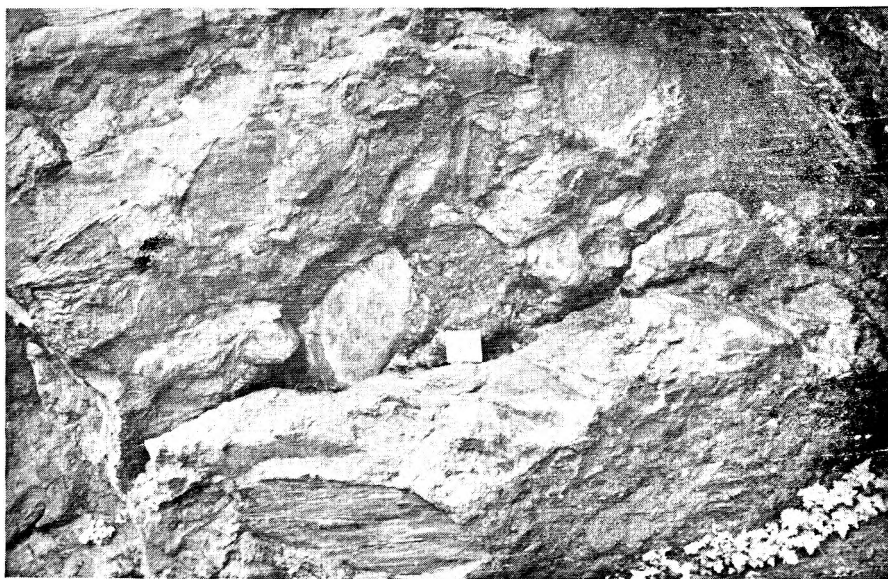
PLATE II

Fot. 1 i 2. Zlepieńce średnioziarniste z blokami. Kulm z Ciechanowice, odsłonięcie 610 m na W od punktu 409,5. Otoczaki i bloki zieleńców, fyllitów, meta-trachitów, metaryolitów, gnejsów, kwarcytów i kwarców żyłowych tkwią w skąpej, zlepieńcowatej masie wypełniającej, przechodzącej w subszarogłaz bogaty w skalenie. Długość młotka 0,5 m

Boulder-bearing conglomerate of the Kulm of Ciechanowice, 3rd cyclothem, location 610 m W of point 409.5. Pebbles, cobbles, and boulders of greenschist, phyllite, metatrachyte, metarhyolite, gneiss, metaquartzite and vein quartz are embedded in scanty conglomeratic filling, passing into feldspar-rich subgraywacke. The hammer is 0.5 m long



Fot. 1



Fot. 2

Andrzej Karol TEISSEYRE — Charakterystyka sedymentologiczna kulmu z Ciechanowic i paleogeografia naj-
niższego kulmu niecki śródsudeckiej
Sedimentology of the Kulm of Ciechanowice and paleogeography of the Lowest
Kulm of the Intrasudetic Basin

PLANSZA III
PLATE III

Fot. 1. Osady jeziorzyskowe kulmu z Ciechanowic, cyklotem 3, odsłonięcie w przekopie kolejowym 500 m na ESE od stacji w Ciechanowicach. Na przemian występują ławice masywnych subszarogłazów o warstwowaniu frakcyjnym, rozdzielone niekiedy cienkimi wkładkami mułowców oraz ławice bardziej drobnoziarnistych subszarogłazów o warstwowaniu skośnym ripple-markowym. W prawym górnym rogu widoczna jest ławica bardzo drobnoziarnistego zlepieńca o warstwowaniu frakcyjnym. Zlepieniec wypełnia niewielkie rozmycia wyerodowane w podścielającym mułowcu

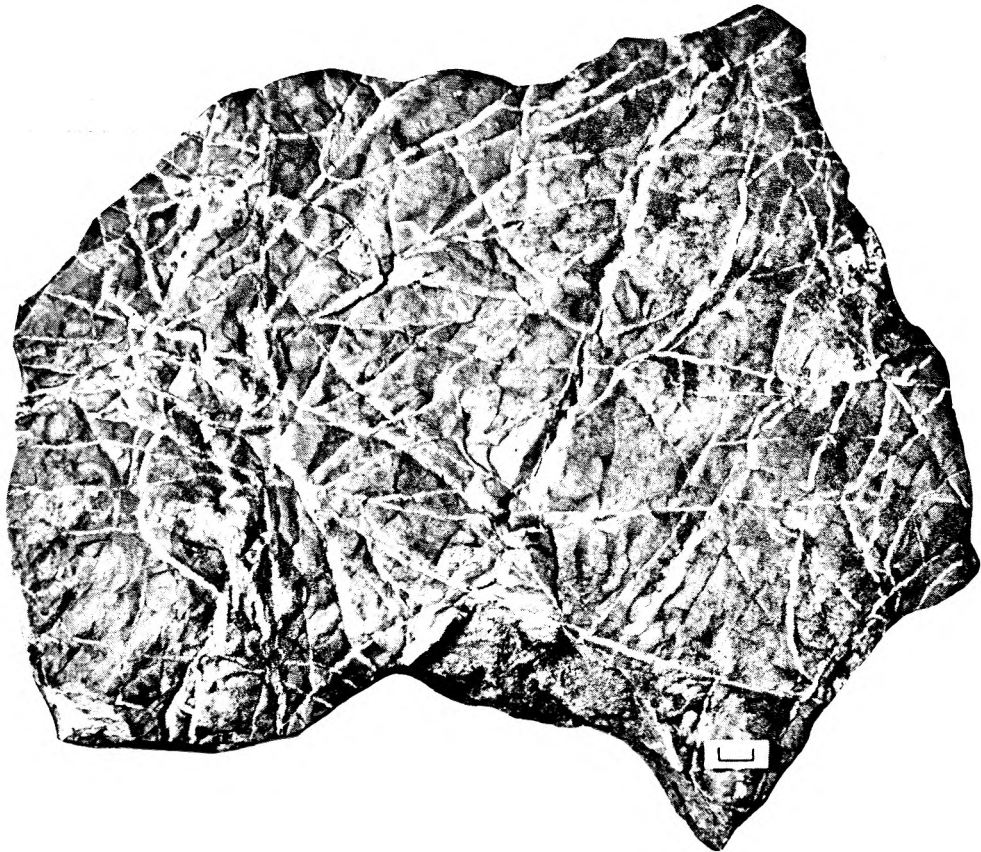
Lacustrine sediments of the 3rd cyclothem of the Ciechanowice Kulm. Outcrop in the rail-road cutting 500 m ESE of the station in Ciechanowice. Thin units of massive fractional subgraywacke, sometimes separated by siltstone intercalations, alternate with finer-grained ripple cross-stratified subgraywackes. Fractional conglomerate (upper right) fills up small erosional structures which have been washed out in the underlying siltstone

Fot. 2. Odlewy szczelin z wysychania zachowane w mułowcu przyklejonym do spągu ławicy subszarogłazu. Cyklotem 3, okaz znaleziony w przekopie kolejowym na wschód od stacji w Ciechanowicach. Kreska ma 1 cm długości

Counterparts of mud cracks preserved in the siltstone clinging to the bottom of the subgraywacke unit. 3rd cyclothem specimen collected in the rail-road cutting east of the station in Ciechanowice. Bar equals 1 cm



Fot. 1



Fot. 2

Andrzej Karol TEISSEYRE — Charakterystyka sedimentologiczna kulmu z Ciechanowic i paleogeografia najniższego kulmu niecki śródsudeckiej
Sedimentology of the Kulm of Ciechanowice and paleogeography of the Lowest Kulm of the Intrasudetic Basin

PLANSZA IV

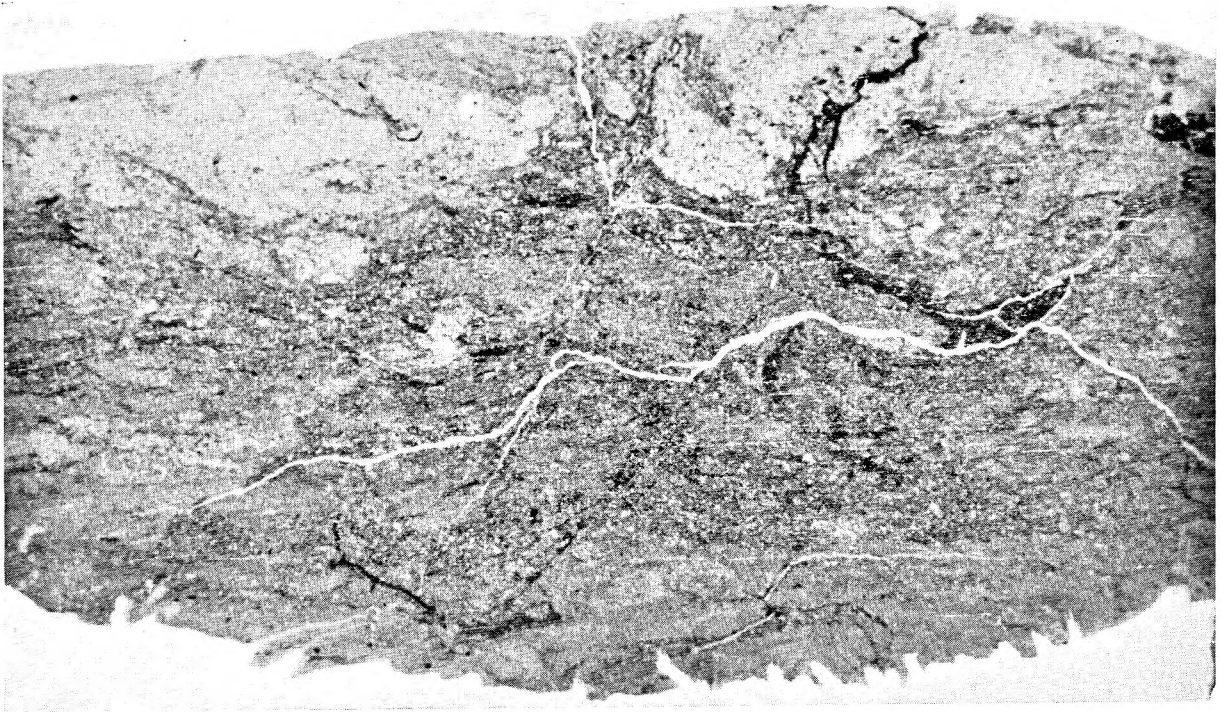
PLATE IV

Fot. 1. Struktura mułowca leżącego kilka centymetrów poniżej pokładu węgla. Widoczne są czarne pasemka materii węglistej przecinające skałę pod różnymi kątami oraz drobny, zwęglony detrytus roślinny. Z odsłonięcia 390 m na NW od punktu 409,5, cyklotem 3. Bez analizatora. Pow. 7,4 ×

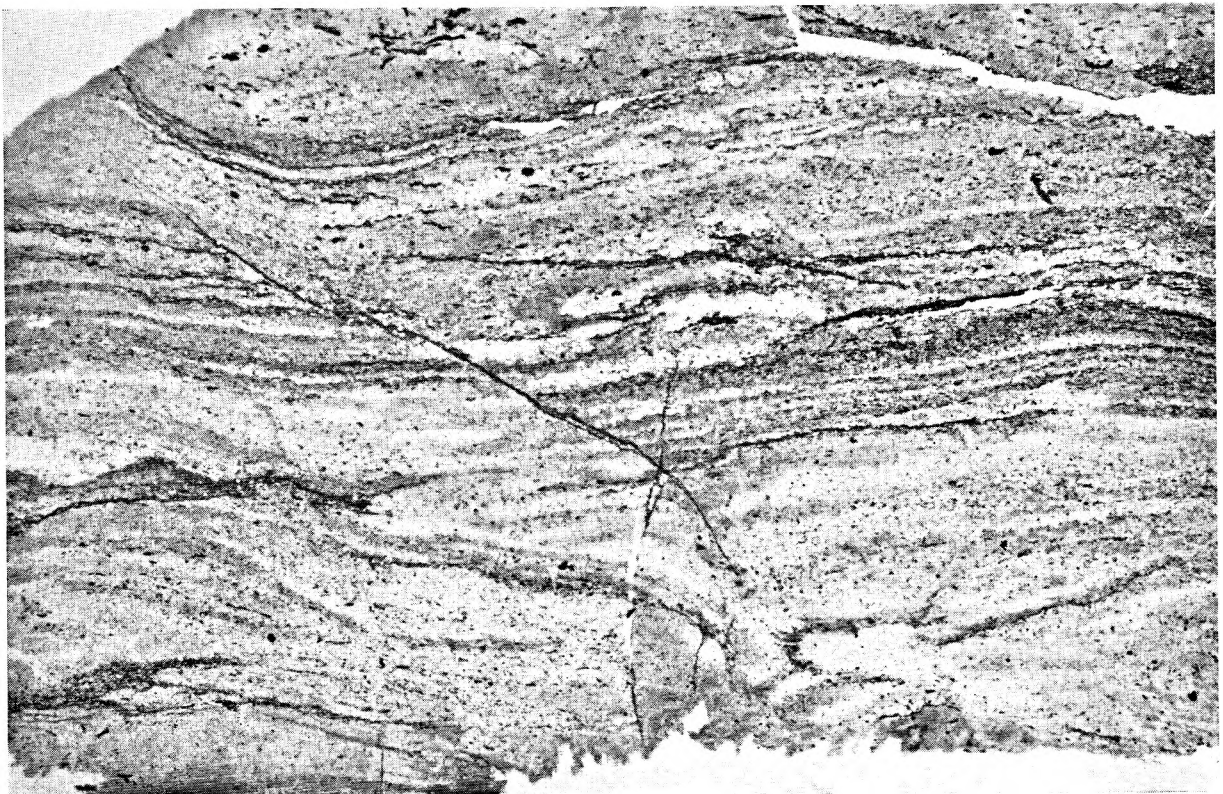
Photomicrograph of the siltstone taken a few cms beneath of a thin coal seam. Root-like streaks of dark carbonaceous matter cut the rock at various angles. Dark-grey color of the rock is due to fine carbonized plant detritus. 3rd cyclothem, location 390 m NW of point 409.5. Without analyser. Magn. 7.4 ×

Fot. 2. Obustronnie wygasający uskoki prawie syndeponiczny w laminowanym mułowcu. Z serii jeziorzyskowej cyklotemu 3, odsłonięcie 550 m na ESE od stacji w Ciechanowicach. Bez analizatora. Pow. 5,7 ×

Photomicrograph of the small penecontemporaneous fault in laminated siltstone. 3rd cyclothem, location 550 m ESE of the station in Ciechanowice. Without analyser Magn. 5.7 ×



Fot. 1



Fot. 2

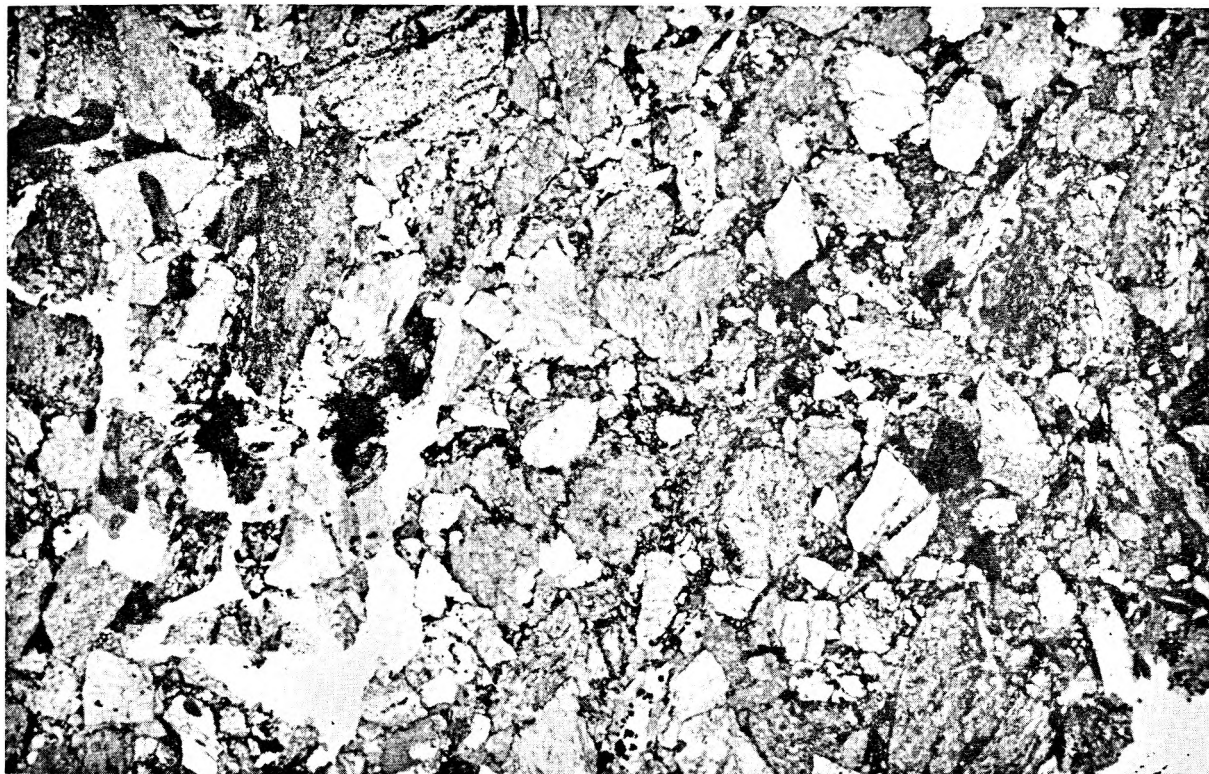
Andrzej Karol TEISSEYRE — Charakterystyka sedimentologiczna kulmu z Ciechanowic i paleogeografia najniższego kulmu niecki śródsudeckiej
Sedimentology of the Kulm of Ciechanowice and paleogeography of the Lowest Kulm of the Intrasudetic Basin

PLANSZA V

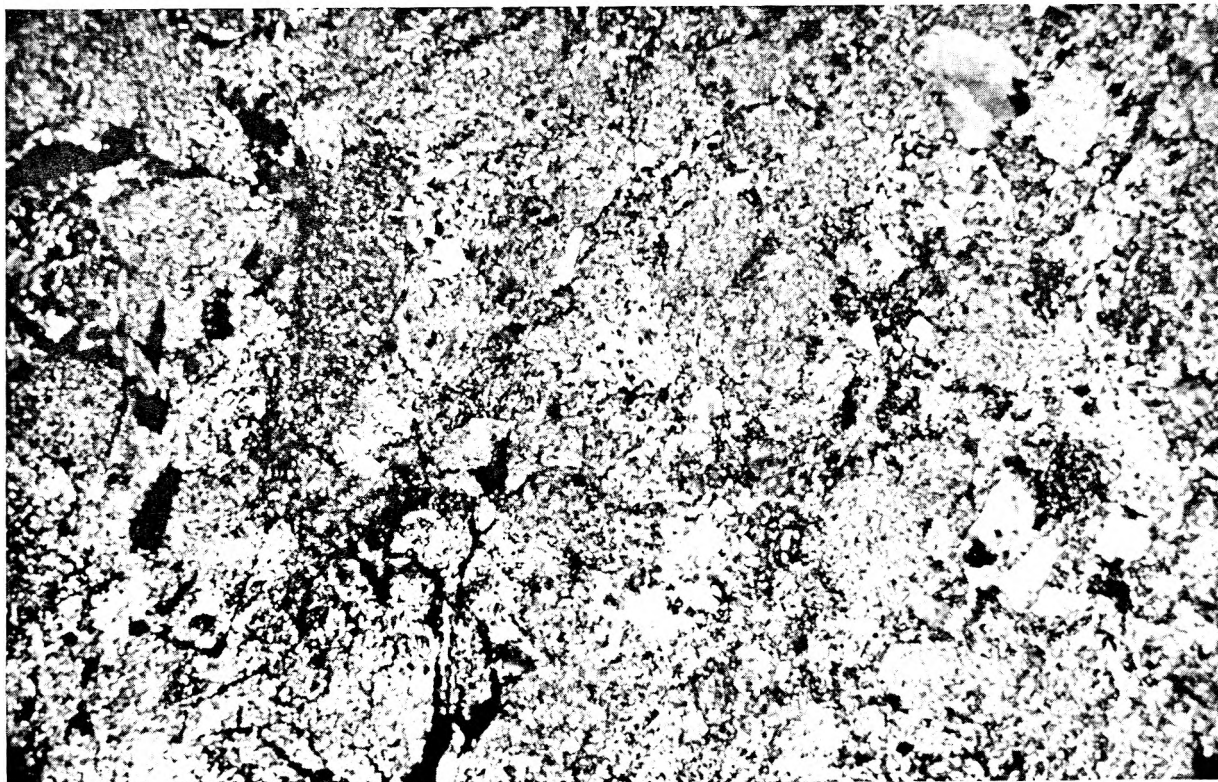
PLATE V

Fot. 1 i 2. Masa wypełniająca fanglomeratu (cyklotem 2, odsłonięcie 700 m na WNW od punktu 409,5, skład zob. tab. 4, analiza 5). Skala zbudowana jest głównie z okruchów zieleńców (do 85% obj.) i niewielkiej ilości kwarcu (5,6% obj.). Wtórny hematyt (5,8% obj.) rozmieszczony jest w skale bardzo nierównomiernie. Fot. 1 bez analizatora, fot. 2 nikiel skrzyżowane. Pow. 6,9 ×

Photomicrographs of filling of the fanglomerate (2nd cyclothem, location 700 m WNW of point 409.5). The rock consists mainly of greenschist fragments (up to 85%) and some quartz (5,6%). Secondary hematite (5,8%) is distributed unequally (for composition see tab. 4 analysis No. 5). Photo 1 — without analyser, photo. 2 — crossed nicols. Magn. 6.9×



Fot. 1



Fot. 2

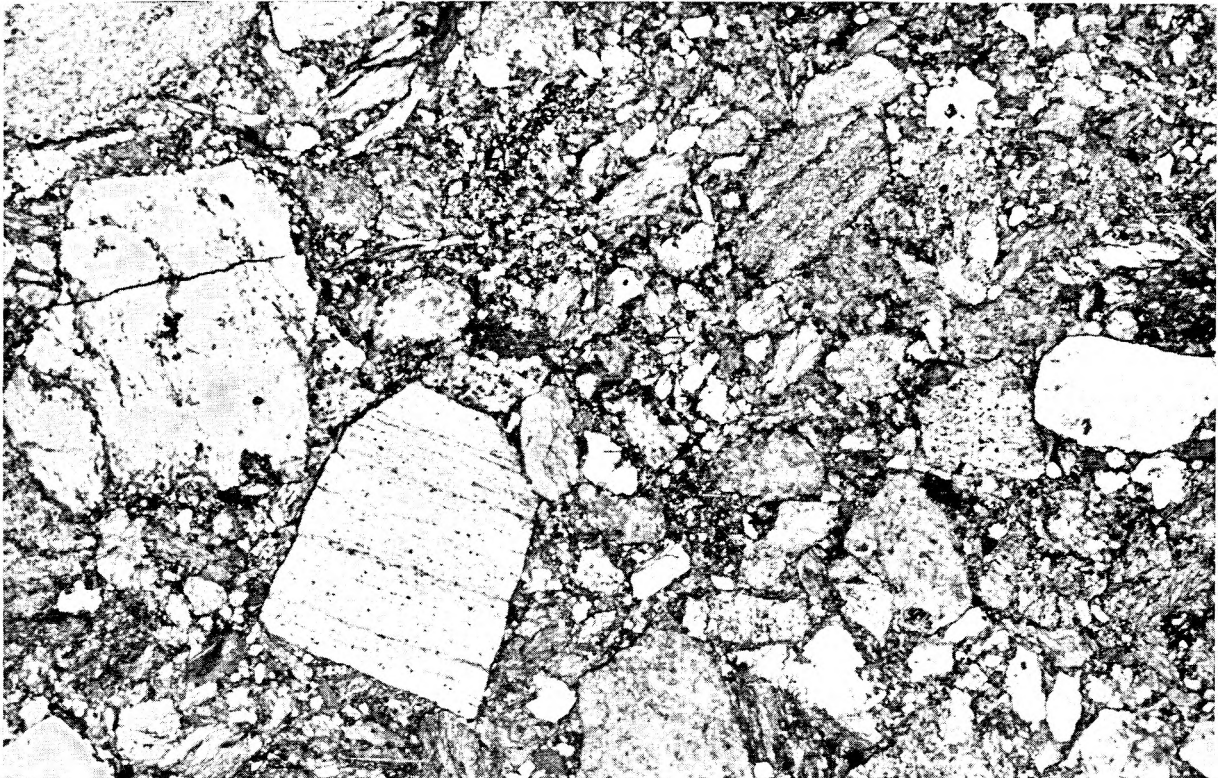
Andrzej Karol TEISSEYRE — Charakterystyka sedymentologiczna kulmu z Ciechanowic i paleogeografia naj-
niższego kulmu niecki śródsudeckiej
Sedimentology of the Kulm of Ciechanowice and paleogeography of the Lowest
Kulm of the Intrasudetic Basin

PLANSZA VI

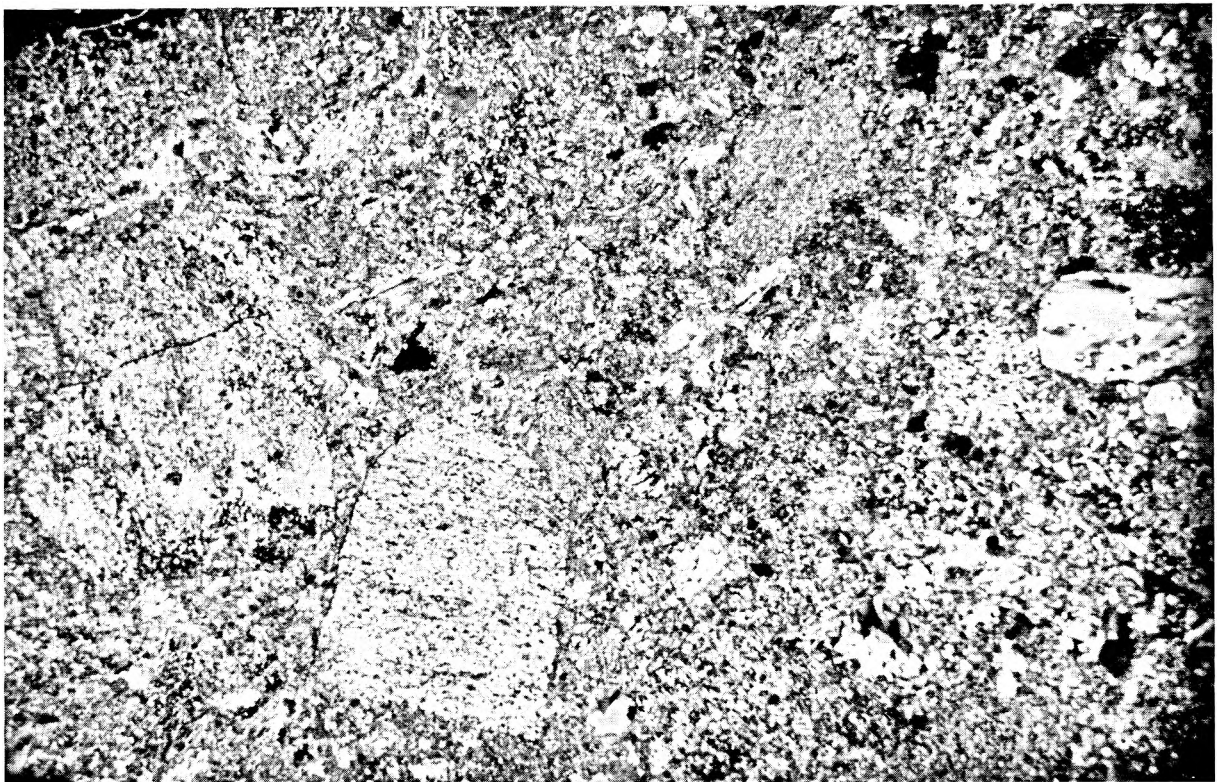
PLATE VI

Fot. 1 i 2. Masa wypełniająca fanglomeratu o charakterze zbliżonym do tilloidu (cyklotem 3, odsłonięcie 370 m na SE od wzgórza 511,0). Skała składa się głównie z okruchów zielenców z podrzędnym udziałem kwarcu, kwaśnych plagioklazów i blaszek chlorytów. Wysortowanie bardzo złe. Cienkie szczelinki wypełnione są wtórnym hematytem. Fot. 1 bez analizatora, fot. 2 nikole skrzyżowane. Pow. 7,4 ×

Photomicrographs of filling of the tilloid-like fanglomerate (3rd cyclothem, location 370 m SE of hill 511.0). The rock is built up mainly of greenschist fragments, some quartz and acid plagioclase and chlorite flakes. Sorting is very poor. Thin fractures are filled up with secondary hematite. Photo. 1 — without analyser, photo. 2 — crossed nicols. Magn. 7.4×



Fot. 1



Fot. 2

Andrzej Karol TEISSEYRE — Charakterystyka sedimentologiczna kulmu z Ciechanowic i paleogeografia najniższego kulmu niecki śródsudeckiej
Sedimentology of the Kulm of Ciechanowice and paleogeography of the Lowest Kulm of the Intrasudetic Basin

PLANSZA VII

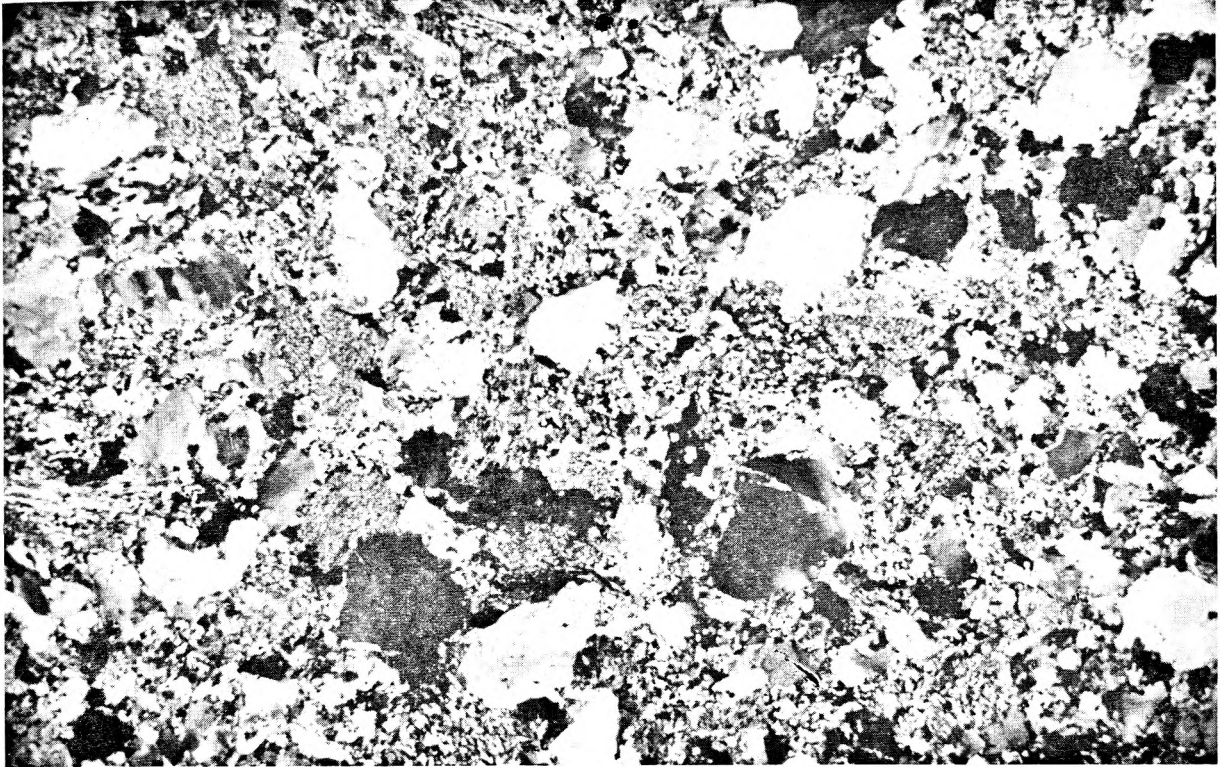
PLATE VII

- Fot. 1. Bardzo drobnoziarnisty zlepianiec (cyklotem 3, odsłonięcie 340 m na SW od punktu 409,5, skład zob. tab. 4, analiza 8). Skała składa się głównie z okruchów zieleńców, fyllitów, metatrachitów i gnejsów paczyńskich (57,4% obj.), kwarcu (27,5% obj.) i skaleni (12,7% obj.). Nikole skrzyżowane. Pow. 5,5 ×

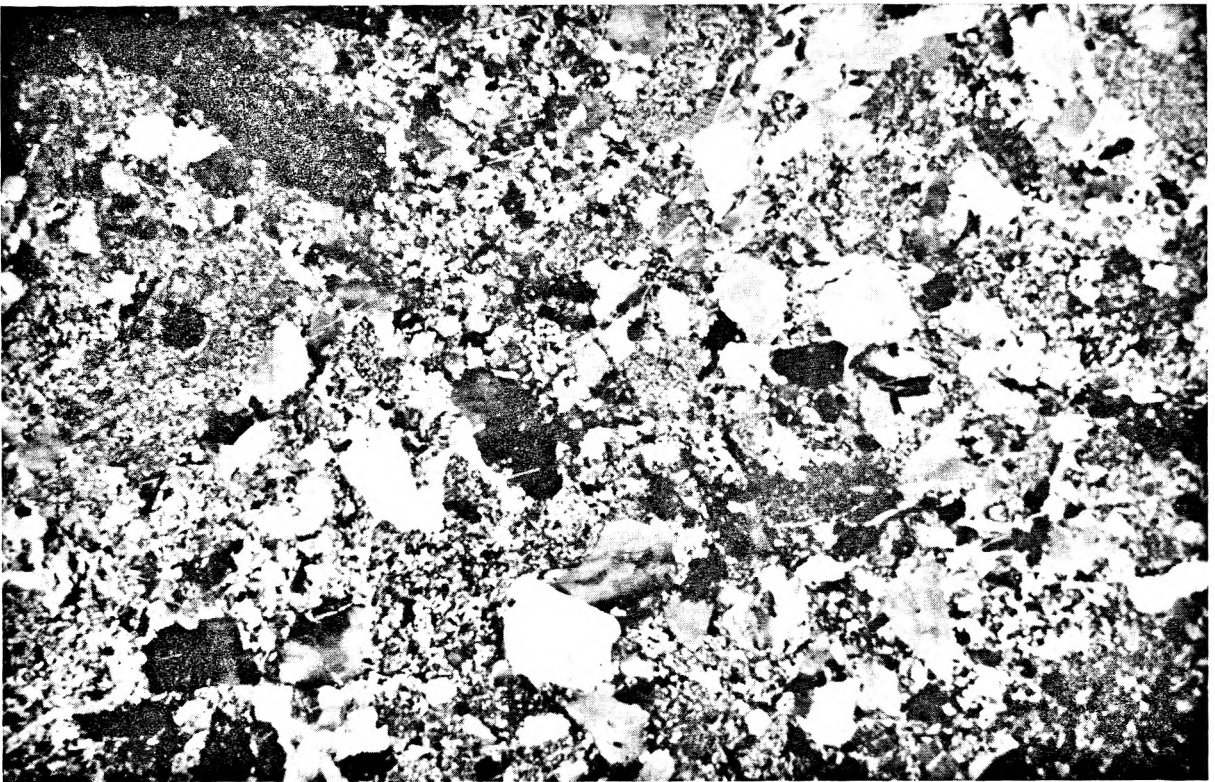
Photomicrograph of granule conglomerate (3rd cyclothem, location 340 m SW of point 409.5, for composition see tab. 4 analysis No. 8). The rock is made up chiefly of fragments of greenschist, phyllite, metatrachyte, Paczyn gneiss (57.4%), quartz (27.5%) and feldspars (12.7%). Crossed nicols. Magn. 5.5 ×

- Fot. 2. Bardzo drobnoziarnisty zlepianiec (cyklotem 3, odsłonięcie 390 m na NW od punktu 409,5, skład zob. tab. 4, analiza 7). Skład mineralny szkieletu ziarnowego tej skały jest zbliżony do zlepieńca przedstawionego na fot. 1. Skąpe spoiwo kalcytowe występuje w ilości około 5% obj. Kalcyt wypełnia też drobne szczelinki ścinające. Nikole skrzyżowane. Pow. 5,7 ×

Photomicrograph of granule conglomerate (3rd cyclothem, location 390 m NW of point 409.5, for composition see tab. 4 analysis No. 7). Mineral composition of the framework of the conglomerate is similar to that illustrated in Photo. 1. The rock is locally calcite-cemented (5% of CaCO_3). Tiny fractures are filled up with calcite. Crossed nicols. Magn. 5.7 ×



Fot. 1



Fot. 2

Andrzej Karol TEISSEYRE — Charakterystyka sedimentologiczna kulmu z Ciechanowic i paleogeografia najniższego kulmu niecki śródsudeckiej
Sedimentology of the Kulm of Ciechanowice and paleogeography of the Lowest Kulm of the Intrasudetic Basin

PLANSZA VIII

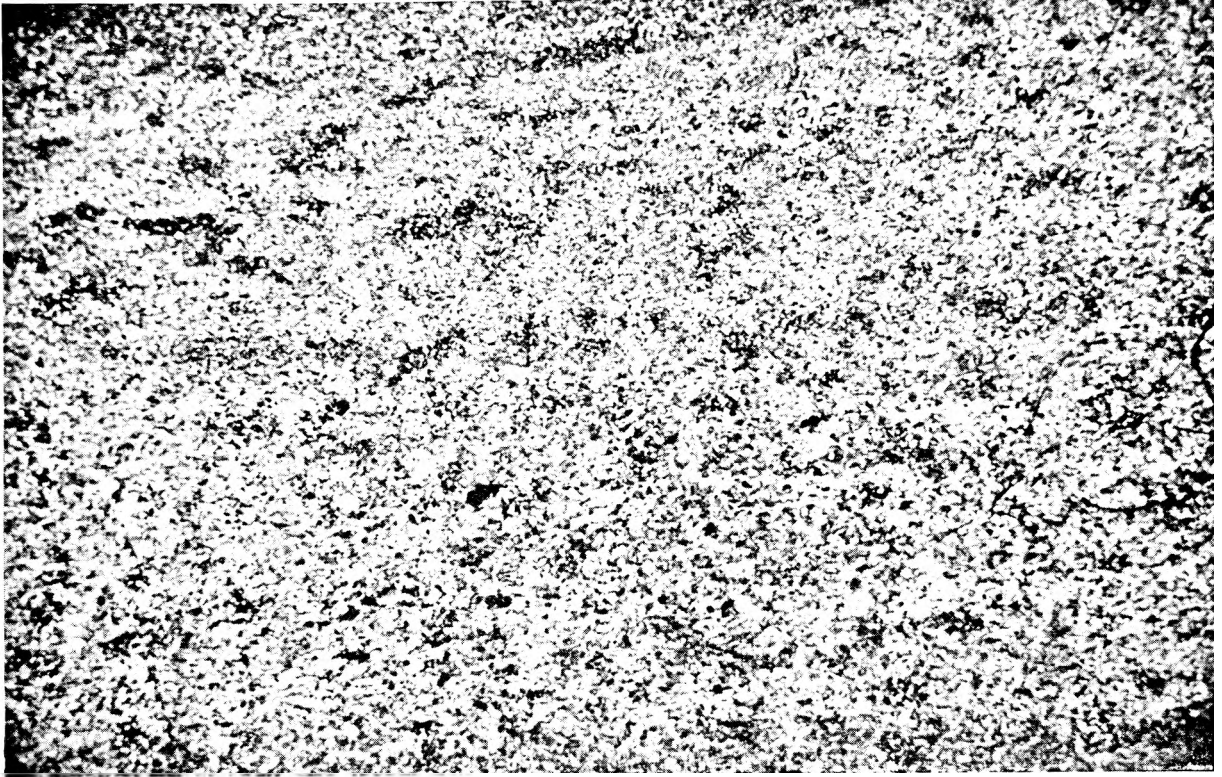
PLATE VIII

Fot. 1. Droбноziarnisty subszarogłaz (cyklotem 3, odsłonięcie 365 m na NE od wzgórza 489,8 skład zob. tab. 5, analiza 15). Skała jest bogata we wtórny hematyt (około 9,5% obj.) skupiający się w plamach i smugach. Nikole skrzyżowane. Pow. 6,0 ×

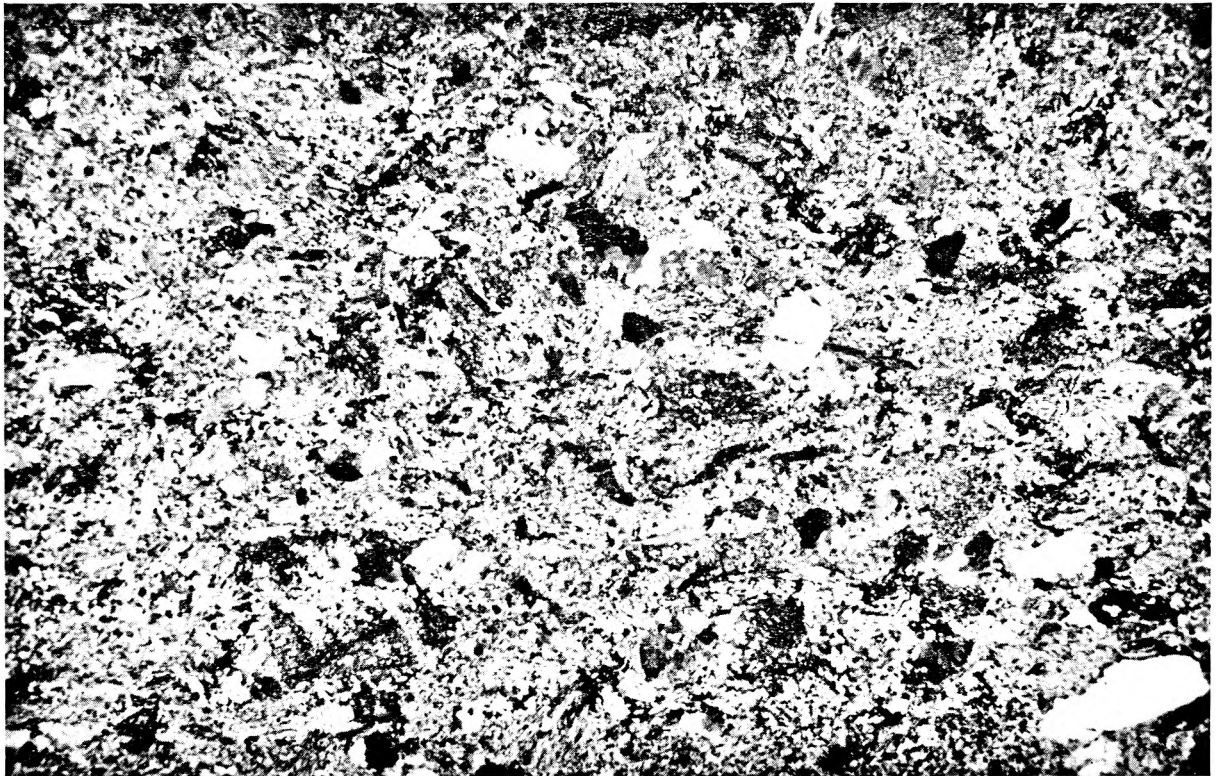
Photomicrograph of fine-grained subgraywacke (3rd cyclothem, location 365 m NE of hill 489.8, for composition see tab. 5 analysis No. 15). The rock is rich in secondary hematite (up to 9.5%) which is concentrated in oval or elongated stains. Crossed nicols. Magn. 6.0 ×

Fot. 2. Zlepieńcowaty subszarogłaz (cyklotem 3, lokalizacja jak wyżej). Skała składa się głównie z okruchów fyllitów, mniej licznych fragmentów zielenców i gnejsów paczyńskich. Kwarce, skalenie, miki i chloryty są składnikami drugorzędowymi. Wtórny hematyt skupia się w nieregularne plamy. Nikole skrzyżowane. Pow. 5,7 ×

Photomicrograph of conglomeratic subgraywacke (3rd cyclothem, location as above). The rock contains chiefly phyllite fragments and less frequent fragments of greenschist and Paczyn gneiss. Quartz, feldspars, micas and chlorites are second-rate constituents. Secondary hematite is concentrated in irregular patches. Crossed nicols. Magn. 5.7 ×



Fot. 1



Fot. 2

Andrzej Karol TEISSEYRE — Charakterystyka sedimentologiczna kulmu z Ciechanowic i paleogeografia najniższego kulmu niecki śródsudeckiej
Sedimentology of the Kulm of Ciechanowice and paleogeography of the Lowest Kulm of the Intrasudetic Basin

PLANSZA IX

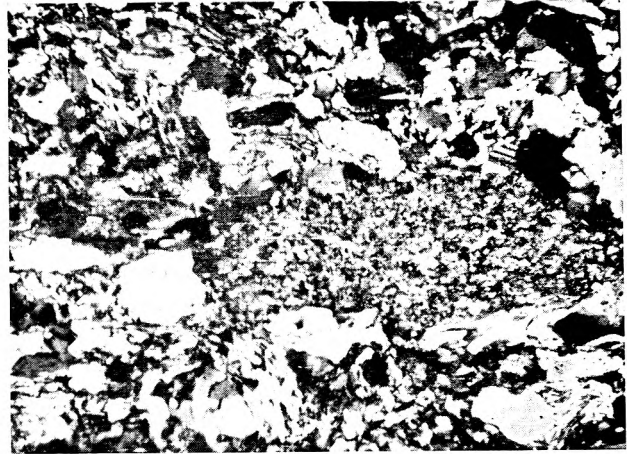
PLATE IX

Subszarogłazy i mułowce kulmu z Ciechanowic Subgraywackes and siltstones of the Kulm of Ciechanowice

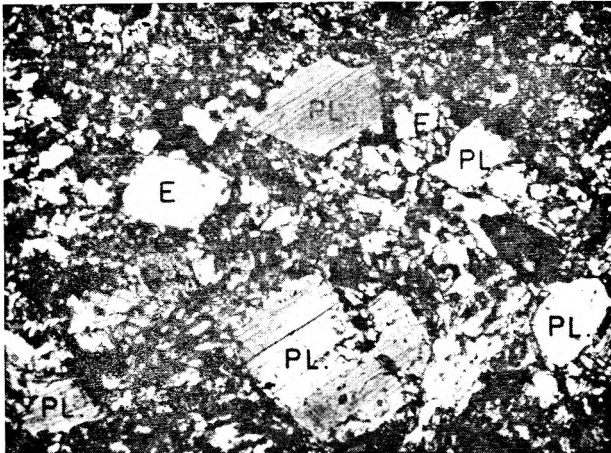
- Fot. 1. Drobnziarnisty subszarogłaz (cyklotem 1, odsłonięcie 920 m na W od punktu 409,5, skład zob. tab. 5, analiza 14). Skała składa się głównie z okruchów fylitów, zielenców i metatrachitów (do 50% obj.), kwarcu (26,8% obj.) i blaszek jasnych łyśczyków (10,8% obj.). Nikole skrzyżowane. Pow. 26 ×
Photomicrograph of fine-grained subgraywacke (1st cyclothem, location 920 m W of point 409.5, for composition see tab. 5, analysis No 14). The rock is built up of fragments and chips of phyllite, greenschist and metatrachyte (up to 50%) and quartz (26.8%) and flakes of white micas (10.8%). Crossed nicols. Magn. 26 ×
- Fot. 2. Średnioziarnisty subszarogłaz (cyklotem 3, odsłonięcie 495 m na ENE od wzgórza 489,8 skład zob. tab. 5, analiza 16). Głównymi składnikami skały są okruchy fylitów (w środku), zielenców i gnejsów paczyńskich (do 40% obj.), kwarc (24,6% obj.), skalenie (14,9% obj.) i blaszki chlorytów (9,2% obj.). Nikole skrzyżowane. Pow. 17 ×
Photomicrograph of medium-grained subgraywacke (3rd cyclothem, location 495 m ENE of hill 489.8, for composition see tab. 5 analysis No. 16). Main constituents of the rock are those of fragments of phyllite (at center), greenschist, and Paczyn gneiss (up to 40%). Another components are quartz grains (24.6%), feldspars (14.9%), and flakes of chlorites (9.2%). Crossed nicols. Magn. 17 ×
- Fot. 3. Drobnziarnisty subszarogłaz z masy wypełniającej fanglomeratu (cyklotem 3, odsłonięcie 220 m na ENE od wzgórza 511,0, skład zob. tab. 5, analiza 11). Skała składa się głównie z okruchów zielenców (do 51,7% obj.), blaszek chlorytów (19,2% obj.), epidotu (E) (13,8% obj.), kwarcu (6,9% obj.) i kwaśnych plagioklazów (PL) (5,0% obj.). Nikole skrzyżowane. Pow. 26 ×
Photomicrograph of fine-grained subgraywacke from filling of fanglomerate (3rd cyclothem, location 220 ENE of hill 511.0, for composition see tab. 5 analysis No. 11). The rock is built up mainly of fragments of greenschist (up to 51.7%) flakes of chlorites (19.2%), grains of epidote (E) (13.8%), quartz (6.9%), and acid plagioclase (PL) (5.0%). Crossed nicols. Magn. 26 ×
- Fot. 4. Bardzo drobnziarnisty fanglomerat o charakterze zbliżonym do tilloidu (cyklotem 3, odsłonięcie 370 m na SE od wzgórza 511,0). Na tle drobnziarnistej masy wypełniającej widoczne są spękane i częściowo skataklażowane ziarna kwarcu i kwaśnego plagioklazu. Nikole skrzyżowane. Pow. 17 ×
Photomicrograph of granule fanglomerate of tilloid character (3rd cyclothem, location 370 m SE of hill 511.0). Crushed and partly cataclased grains of quartz and acid plagioclase are embedded in fine-grained chlorite-plagioclase-epidote-quartz filling. Crossed nicols. Magn. 17 ×
- Fot. 5. Mułowiec zawierający do kilkunastu procent obj. materii węglistej występującej w formie drobnego detrytusu roślinnego i pasemek przecinających skałę pod dużymi kątami do laminacji (cyklotem 3, odsłonięcie 390 m na NW od punktu 409,5). Skała składa się głównie z blaszek i łysek penninu, jasnego łyśczyka (serycyt, muskowitz), ziarn kwarcu i skaleni. Bez analizatora. Pow. 41 ×
Photomicrograph of siltstone containing up to a dozen or so per cent of carbonaceous matter occurring as fine plant detritus. Carbonaceous root-like streaks cross the rock at right angle to the lamination (3rd cyclothem, location 390 m NW of point 409.5). The siltstone is made up mainly of flakes of penninite, white micas (sericite, muscovite), grains of quartz and feldspars. Without analyser. Magn. 41 ×
- Fot. 6. Mułowiec składający się głównie z blaszek i łysek penninu oraz ziarn kwarcu i skaleni (cyklotem 3, odsłonięcie 390 m na SW od punktu 409,5). Pęknięcia widoczne w okruchach zwęglonych szczątków roślinnych są wypełnione kwarcem i chlorytem. Bez analizatora. Pow. 45 ×
Photomicrograph of siltstone containing chiefly flakes of penninite and grains of quartz and feldspars (3rd cyclothem, location 390 m SW of point 409.5). Tiny cracks seen within carbonized fragments of plants are filled up with authigenic quartz and chlorite. Without analyser. Magn. 45 ×



Fot. 1



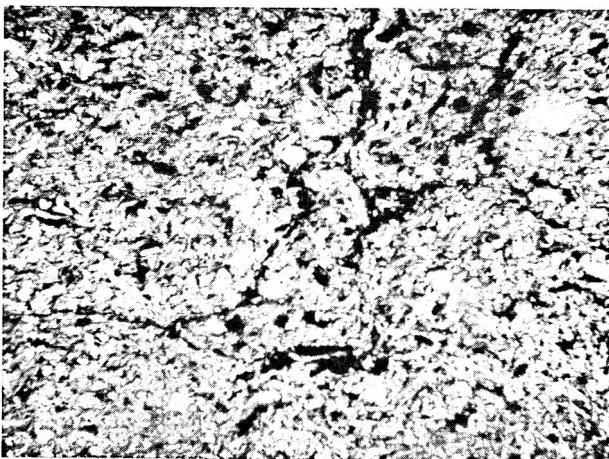
Fot. 2



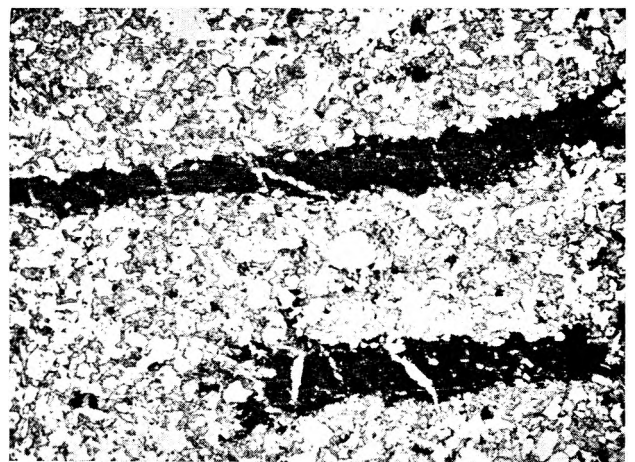
Fot. 3



Fot. 4



Fot. 5



Fot. 6

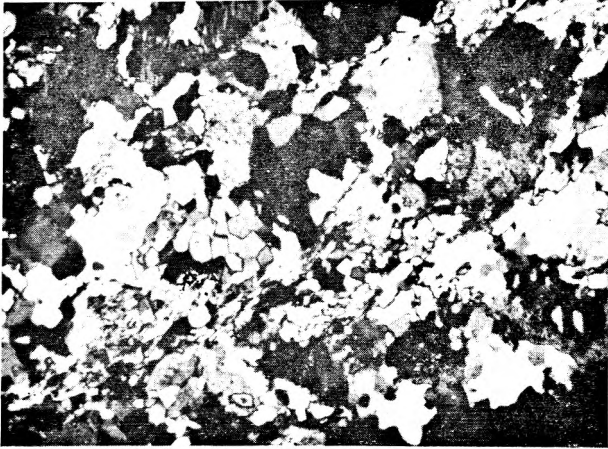
TEISSEYRE — Andrzej Karol Charakterystyka sedimentologiczna kulmu z Ciechanowic i paleogeografia najniższego kulmu niecki śródsudeckiej
Sedimentology of the Kulm of Ciechanowice and paleogeography of the Lowest Kulm of the Intrasudetic Basin

PLANSZA X

PLATE X

Epiklastyczne składniki szkieletu ziarnowego subszarogłazów
Epiclastic components of the framework of subgraywackes

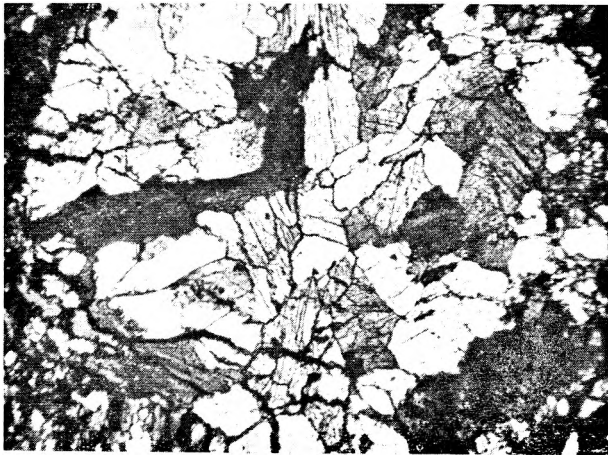
- Fot. 1. Okruch gnejsu w zlepieńcu bardzo drobnodziarnistym przechodzącym w subszarogłaz (cyklotem 1, odsłonięcie 980 m na W od punktu 409,5). Nikole skrzyżowane. Pow. 17 ×
Photomicrograph of a fragment of gneiss in granule conglomerate passing into subgraywacke (1st cyclothem, location 980 m W of point 409.5). Crossed nicols. Magn. 17 ×
- Fot. 2. Okruch metaryolitu w zlepieńcowatym subszarogłazie (cyklotem 2, odsłonięcie 760 m na W od punktu 409,5). Nikole skrzyżowane. Pow. 26 ×
Photomicrograph of a fragment of metarhyolite in conglomeratic subgraywacke (2nd cyclothem, location 760 m W of point 409.5). Crossed nicols. Magn. 26 ×
- Fot. 3. Skupienie ziarn epidotu w subszarogłazie średniodziarnistym (cyklotem 2, odsłonięcie 760 m na W od punktu 409,5). Nikole skrzyżowane. Pow. 45 ×
Photomicrograph of aggregate of epidote in medium-grained subgraywacke (2nd cyclothem, location 760 m W of point 409.5). Crossed nicols. Magn. 45 ×
- Fot. 4. Ziarna epidotu (wysoki relief), okruchy zielenców, blaszki chlorytu i ziarna albitu w subszarogłazie z masy wypełniającej fanglomeratu (cyklotem 3, odsłonięcie 220 m na ENE od wzgórza 511,0). Bez analizatora. Pow. 17 ×
Photomicrograph of subgraywacke from filling of fanglomerate (3rd cyclothem, location 220 m ENE of hill 511.0). Grains of epidote (high relief), fragments of greenschist, flakes of chlorites, and grains of albite are the main constituents. Without analyser. Magn. 17 ×
- Fot. 5. Ziarno kwaśnego plagioklazu ze szczeliną (obwiedziona czarną linią) wypełnioną kalcytem. Cyklotem 3, odsłonięcie 390 m na NW od punktu 409,5. Kalcyt lokalnie koroduje skałę. Nikole skrzyżowane. Pow. 45 ×
Photomicrograph of grain of acid plagioclase (3rd cyclothem, location 390 m W of point 409.5). Small fracture (rimmed) cutting the grain is filled up with calcite which locally replaces the feldspar. Crossed nicols. Magn. 45 ×
- Fot. 6. Ziarno kwaśnego plagioklazu z robaczkowatymi wrostkami penninu w subszarogłazie z masy wypełniającej fanglomeratu (cyklotem 3, odsłonięcie 310 m na SE od wzgórza 511,0). Nikole skrzyżowane. Pow. 45 ×
Photomicrograph of grain of acid plagioclase containing vermicular intergrowths of penninite. Subgraywacke from filling of fanglomerate (3rd cyclothem, location 310 m SE of hill 511.0). Crossed nicols. Magn. 45 ×



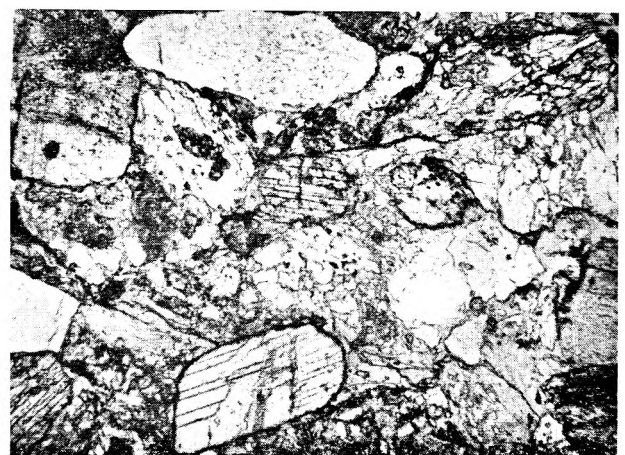
Fot. 1



Fot. 2



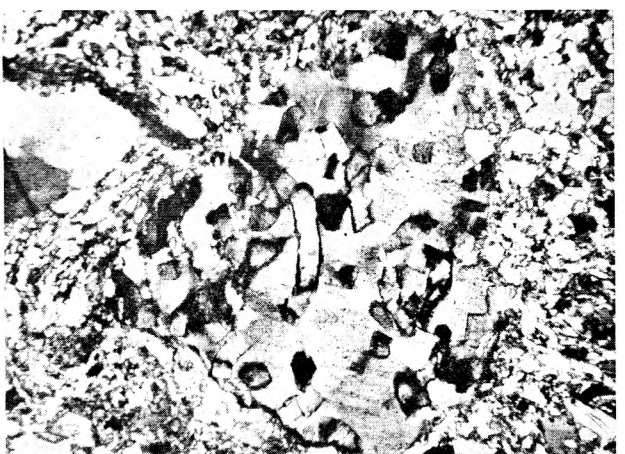
Fot. 3



Fot. 4



Fot. 5



Fot. 6

Andrzej Karol TEISSEYRE — Charakterystyka sedymentologiczna kulmu z Ciechanowic i paleogeografia najniższego kulmu niecki śródsudeckiej
Sedimentology of the Kulm of Ciechanowice and paleogeography of the Lowest Kulm of the Intrasudetic Basin

PLANSZA XI

PLATE XI

Piroklastyczne składniki szkieletu ziarnowego subszarogłazów i zlepieńców
bardzo drobnoziarnistych

Pyroclastic constituents of the framework of subgraywackes and granule
conglomerates

- Fot. 1. Okruch szkliwa w średnioziarnistym subszarogłazie zdeformowany i rozgniatany między ziarnami kwarcu i skalenia (cyklotem 2, odsłonięcie 750 m na W od punktu 409,5). W szkliwie tkwią liczne blaszki hydromiki, częściowo zmienionego biotyту, chlorytu, pojedyncze mikrofenokryształy nieco przeobrażonego kwaśnego plagioklazu oraz drobne, nieprawidłowe ziarenka kwarcu (częściowo wciski?). Z prawej strony widoczny jest mikrofenokryształ nieco przeobrażonego i częściowo schlorytyzowanego biotyту. Bez analizatora. Pow. 71 ×

Photomicrograph of a fragment of altered glass in medium-grained subgraywacke (2nd cyclothem, location 750 m W of point 409.5). The fragment is deformed and squashed between grains of quartz and feldspar. The glass contains minute flakes of hydromica, chlorite, partly altered biotite, loosely scattered microphenocrysts of slightly altered acid plagioclase, and irregular grains of quartz (partly detrital ? pitted into the glass ?). Microphenocryst of partly chloritized biotite at right side of the photo. Without analyser. Magn. 71 ×

- Fot. 2. Jak wyżej. Nikole skrzyżowane

As above. Crossed nicols

- Fot. 3. Skorodowany fenokryształ kwarcu z zatokami wypełnionymi mikrofelzytowym tłem skalnym (lokalizacja jak wyżej). Kwarc zawiera drobne wrostki biotyту i chlorytu. Nikole skrzyżowane. Pow. 26 ×

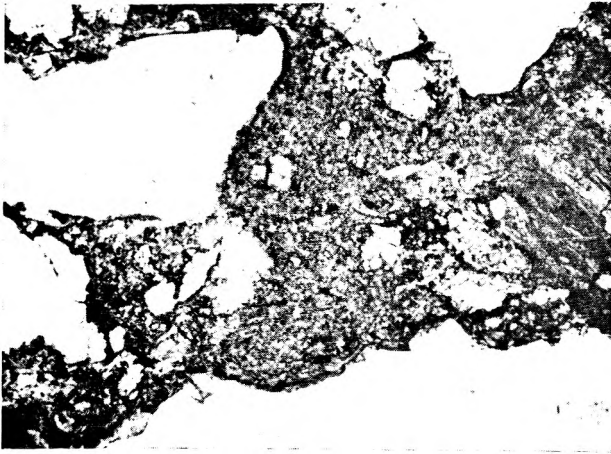
Photomicrograph of corroded phenocryst of quartz with embayments filled up with microphelsitic groundmass (location as above). The quartz contains tiny intergrowths of biotite and chlorite. Crossed nicols. Magn. 26 ×

- Fot. 4. Skorodowany fenokryształ kwarcu. Szkliwo wypełniające zatoki uległo całkowitemu odszkleniu i jest częściowo przekryształizowane (lokalizacja jak wyżej). Nikole skrzyżowane. Pow. 26 ×

Photomicrograph of corroded phenocryst of quartz. Embayments penetrating the quartz contain altered and partly recrystallized glass (location as above). Crossed nicols. Magn. 26 ×

- Fot. 5 i 6. Okruchy dość znacznie odszklonego i częściowo przeobrażonego szkliwa w zlepieńcu bardzo drobnoziarnistym (cyklotem 3, odsłonięcie 340 m na SW od punktu 409,5). Okruchy są w znacznym stopniu porozgniatane i zdeformowane w wyniku kompaktacji, z czym wiążą się bardzo liczne zjawiska wciskowe. W szkliwie tkwią liczne mikrofenokryształy kwaśnego plagioklazu, kwarcu, częściowo przeobrażonego biotyту (chloratyzacja), blaszki hydromiki, chlorytu oraz słupki akcesoryczne apatyту. Bez analizatora. Powiększenie: fot. 5 — 45 ×, fot. 6 — 96 ×

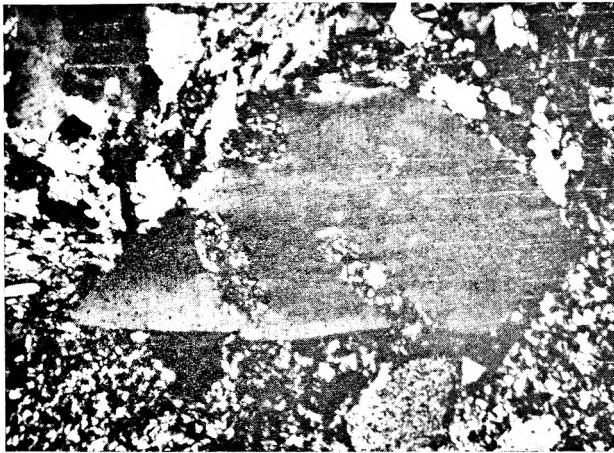
Photomicrograph of much devitrified and partly altered glass fragments in granule conglomerate (3rd cyclothem, location 340 m SW of point 409.5). The compactional grain-on-grain pressure resulted in pitting processes and caused considerable deformation of the original shape of grains. The glass contains numerous microphenocrysts of acid plagioclase, quartz, partly chloritized biotite, minute flakes of hydromica, and chlorite. Small prisms of apatite are accessories. Without analyser. Magn.: Photo. 5 — 45 ×, Photo. 6—96 ×



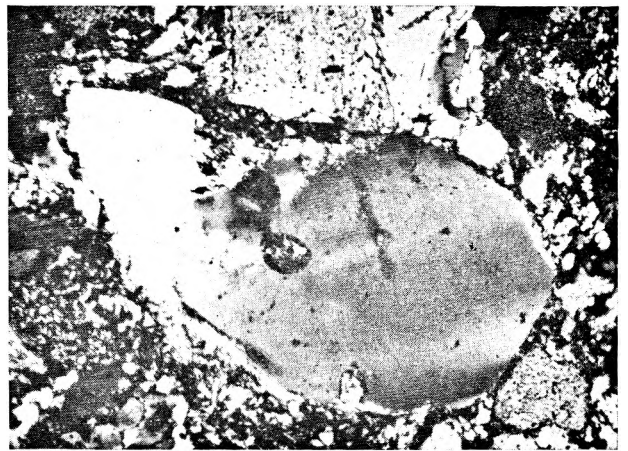
Fot. 1



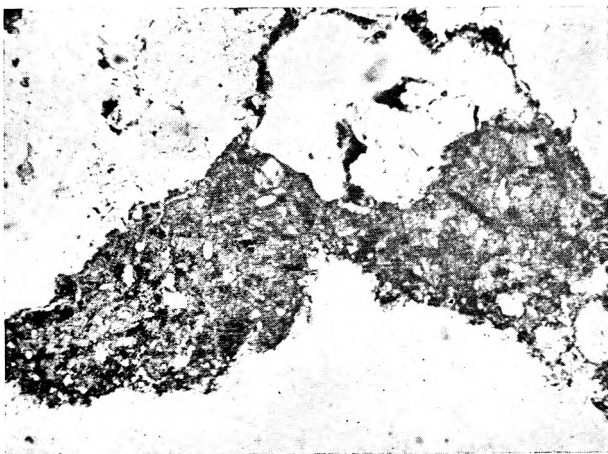
Fot. 2



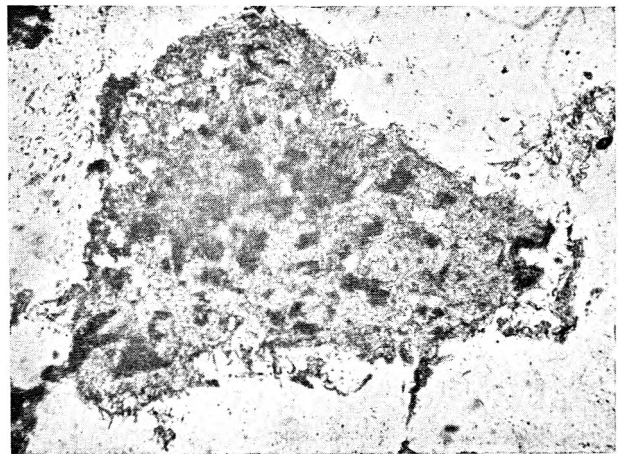
Fot. 3



Fot. 4



Fot. 5



Fot. 6

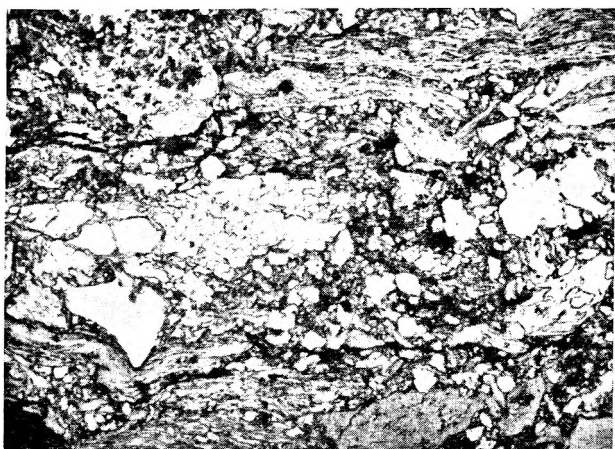
Andrzej Karol TEISSEYRE — Charakterystyka sedimentologiczna kulmu z Ciechanowic i paleogeografia najniższego kulmu niecki śródsudeckiej
Sedimentology of the Kulm of Ciechanowice and paleogeography of the Lowest Kulm of the Intrasudetic Basin

PLANSZA XII

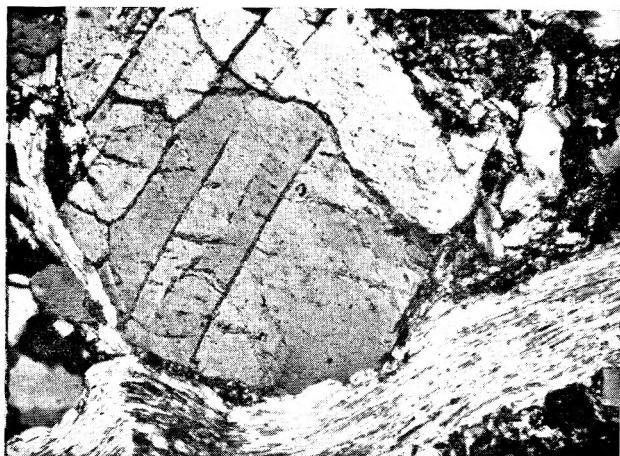
PLATE XII

Zjawiska gięcia minerałów blaszkowych i procesy wciskowe Bending- and pitting processes

- Fot. 1. Gięcie blaszek jasnego łyszczyka (w prawym górnym rogu) związane z procesami wciskowymi. W lewym dolnym rogu ziarno kwarcu wciska się w blaszkę silnie wylugowanego i ulegającego chloryzacji biotyту. Średnioziarnisty subszarogłaz z masy wypełniającej fanglomeratu (cyklotem 3, odsłonięcie 370 m na SE od wzgórza 511,0). Bez analizatora. Pow. 26 ×
Photomicrograph of medium-grained subgraywacke from filling of fanglomerate (3rd cyclothem, location 370 m SE of hill 511.0). Bending of flakes of white mica (upper right) is connected with pitting processes. Quartz grain (lower left) is wedged in to deformed flake of altered biotite. Without analyser. Magn. 26 ×
- Fot. 2. Procesy wciskowe i gięcie blaszki jasnego łyszczyka wzdłuż styku z ziarnem kwarcu i ziarnem lekko skataklazowanego kwaśnego plagioklasu (w środku). Masa wypełniająca fanglomeratu (cyklotem 3, lokalizacja jak wyżej). Nikole skrzyżowane. Pow. 45 ×
Pitting processes and bending of mica flake along the contact with grain of quartz and slightly cataclased acid plagioclase (at center). Filling of fanglomerate, 3rd cyclothem, location as above. Crossed nicols. Magn. 45 ×
- Fot. 3. Ziarno kwarcu (w środku) wciskające się w okruch zieleńca. Bardzo drobnoziarnisty zlepieniec (cyklotem 3, odsłonięcie 360 m na ENE od wzgórza 489,8). Drobne szczelinki wypełnione są wtórnym hematytem. Bez analizatora. Pow. 26 ×
Photomicrograph of granule conglomerate (3rd cyclothem, location 360 m ENE of hill 489.8). Grain of quartz (at center) is squeezed in a fragment of greenschist. Small fractures are filled up with secondary hematite. Without analyser. Magn. 26 ×
- Fot. 4. Ziarno kwarcu (w lewym górnym rogu) wciskające się w okruch drobnoziarnistego fyllicu. Szereg drobniejszych wcisków widać na stykach fyllicu z sąsiednimi minerałami i okruchami. Drobne szczelinki wypełnione są wtórnym hematytem. Bardzo drobnoziarnisty zlepieniec (cyklotem 3, lokalizacja jak wyżej). Bez analizatora. Pow. 26 ×
Photomicrograph of granule conglomerate (3rd cyclothem, location as above). Grain of quartz (upper left) is pitted into a fragment of phyllite. Another pitting processes are seen along the contacts of phyllite with adjacent fragments and grains. Tiny fractures are filled up with secondary hematite. Without analyser. Magn. 26 ×
- Fot. 5. Ziarno kwarcu wciskające się w blaszkę jasnego łyszczyka. Bardzo drobnoziarnisty zlepieniec (cyklotem 2, odsłonięcie 760 m na W od punktu 409,5). Nikole skrzyżowane. Pow. 26 ×
Grain of quartz pitted in flake of white mica. Granule conglomerate. 2nd cyclothem, location 760 m W of point 409.5. Crossed nicols. Magn. 26 ×
- Fot. 6. Procesy wciskowe na styku fragmentu redeponowanego mułowca kulmowego (w środku) z ziarnami kwarcu, skaleni i okruchami skał. Średnioziarnisty subszarogłaz (cyklotem 3, odsłonięcie 390 m na SW od punktu 409,5). Bez analizatora. Pow. 26 ×
Pitting processes along the contact of fragment of redeposited Kulm siltstone (at center) with grains of quartz and feldspars and fragments of metastable rocks. Medium-grained subgraywacke, 3rd cyclothem, location 390 m SW of point 409.5. Without analyser. Magn. 26 ×



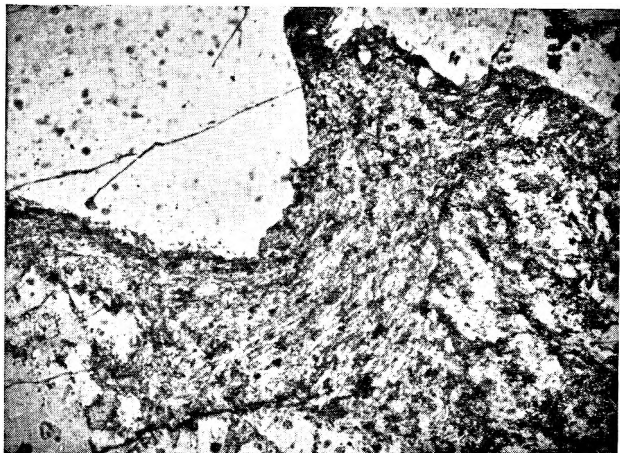
Fot. 1



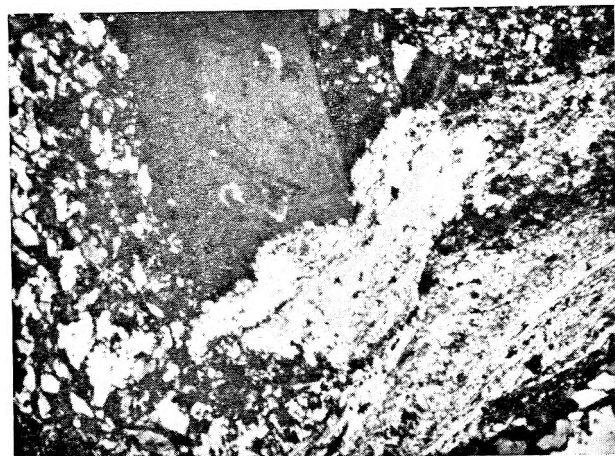
Fot. 2



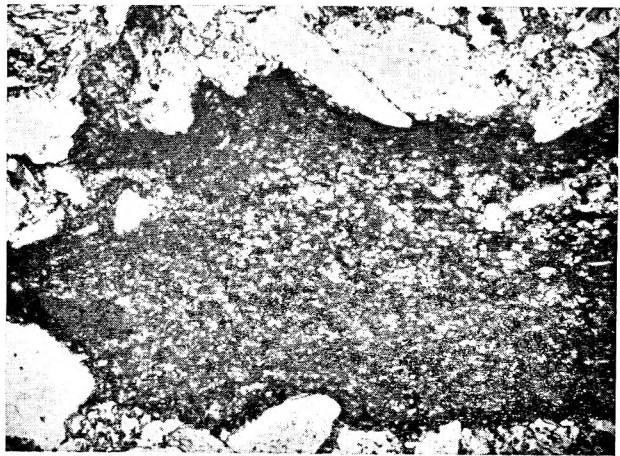
Fot. 3



Fot. 4



Fot. 5



Fot. 6

Andrzej Karol TEISSEYRE — Charakterystyka sedimentologiczna kulmu z Ciechanowic i paleogeografia najniższego kulmu niecki śródsudeckiej
Sedimentology of the Kulm of Ciechanowice and paleogeography of the Lowest Kulm of the Intrasudetic Basin

PLANSZA XIII

PLATE XIII

Spoiwa kalcytowe i procesy kalcytyzacji

Calcite-cemented rocks and processes of diagenetic metasomatism caused by calcite

Fot. 1 i 2. Bardzo drobnoziarnisty zlepianiec o spoiwie kalcytowym (cyklotem 3, odstonięcie 390 m na NW od punktu 409,5). Kalcyt (zblźniaczony) wyraźnie koroduje i wypiera ziarna kwarcu, skaleni i okruchy skał a także wypełnia drobne szczeliny (na fot. 1 obwiedzione czarną linią). Nikole skrzyżowane. Pow. 26 ×

Photomicrographs of calcite-cemented granule conglomerate (3rd cyclothem, location 390 m W of point 409,5). Corrosion and local replacement of detrital quartz, feldspars, and metastable rock fragments by calcite (twinned) is evident. The calcite fills also minute fractures (rimmed in Photo. 1) cutting the rock obliquely to the stratification. Crossed nicols. Magn. 26 ×

Fot. 3. Przekryształizowany, zblźniaczony kalcyt spoiwa wyraźnie koroduje ziarno detrytycznego kwarcu (lokalizacja jak wyżej). Wypełniona kalcytem zatoka skierowana ku dołowi ku wnętrzu ziarna rozwinęła się w wyniku wypierania kwarcu przez kalcyt wzdłuż pęknięcia. Nikole skrzyżowane. Pow. 45 ×

Superficial corrosion of detrital quartz caused by calcite (twinned). Location as above. Calcite-filled embayment which penetrates into the grain of quartz has been developed along a fracture. Crossed nicols. Magn. 45 ×

Fot. 4. Ziarno mikropertytu ulegające kalcytyzacji wzdłuż pęknięć (lokalizacja jak wyżej). Nikole skrzyżowane. Pow. 45 ×

Replacement of micropertthite by calcite along fractures. Location as above. Crossed nicols. Magn. 45 ×

Fot. 5. Dwie generacje autigenicznego kwarcu (kwarc I generacji — czarny, kwarc II generacji — szary) wśród przekryształizowanego i zblźniaczonego spoiwa kalcytowego (białe). Kwarc II generacji narósł na ziarnie detrytycznego kwarcu (Qd — u dołu), wypierając spoiwo kalcytowe. Lokalizacja jak wyżej. Nikole skrzyżowane. Pow. 90 ×

Two generations of authigenic quartz (the first generation — black, the second generation — grey) within a cement of twinned and recrystallized calcite (white). The quartz of second generation grew in the optical continuity with the detrital quartz (Qd — at bottom). Location as above. Crossed nicols. Magn. 90 ×

Fot. 6. Autigeniczny kwarc wśród spoiwa kalcytowego silnie korodującego otaczające składniki detrytyczne (kwarc, okruchy skał, chloryty). Lokalizacja jak wyżej. Nikole skrzyżowane. Pow. 71 ×

Authigenic quartz within a calcite cement. Location as above. Detrital components of the framework (quartz, metastable rock fragments, chlorites) are evidently corroded and partly replaced by calcite. Crossed nicols. Magn. 71 ×



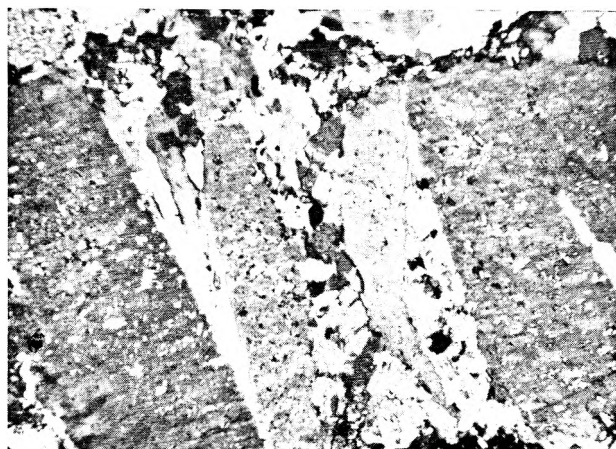
Fot. 1



Fot. 2



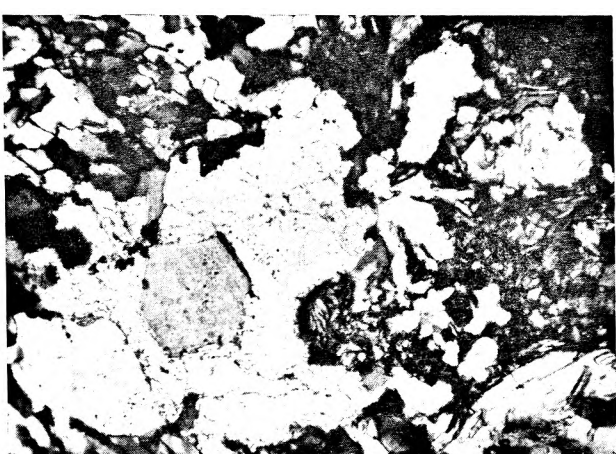
Fot. 3



Fot. 4



Fot. 5



Fot. 6

Andrzej Karol TEISSEYRE — Charakterystyka sedimentologiczna kulmu z Ciechanowic i paleogeografia najniższego kulmu niecki śródsudeckiej
Sedimentology of the Kulm of Ciechanowice and paleogeography of the Lowest Kulm of the Intrasudetic Basin

PLANSZA XIV

PLATE XIV

Minerały autogeniczne towarzyszące zwęglonemu detrytusowi roślinnemu
Authigenic minerals connected with carbonized plant detritus

- Fot. 1—3. Zwęglony szczątek roślinny w bardzo drobnoziarnistym subszarogłazie (cyklotem 3, odsłonięcie 390 m na SW od punktu 409.5). Szczelinki na granicy węgla i subszarogłazu oraz przecinające zwęglone okruchy pod dużymi kątami wypełnione są kwarcem (biały), któremu towarzyszy drobnoblaszkowy chloryt (szary; na fot. 2 wskazany strzałkami). Chloryt wykazuje cechy optyczne zbliżone do penninu. Chloryt najczęściej krystalizował wcześniej niż kwarc. Bez analizatora. Pow.: fot. 1 — 31 ×, fot. 2 i 3 — 80 ×

Photomicrographs of carbonized plant fragment in very fine-grained subgraywacke (3rd cyclothem, location 390 m SW of point 409.5). Minute fractures along the contacts of carbonaceous matter and surrounding subgraywacke as well as those cutting the carbonized plant are filled up with quartz (white) and chlorite (grey; in Photo. 2 indicated by arrows). Both the quartz and the chlorite crystallized from pore solutions and, therefore, are authigenic minerals. The optical character of authigenic chlorite is very similar to detrital penninite present in the subgraywacke. In most cases the earlier crystallized mineral was that of chlorite. Without analyser. Magn.: Photo 1—31 ×, photos 2 and 3—80 ×

- Fot. 4. Zwęglony szczątek roślinny w mułowcu podścielającym pokład węgla (cyklotem 3, lokalizacja jak wyżej). Drobne szczelinki przecinające węgiel oraz szczelinka między węglem a niżej leżącym osadem wypełnione są prawie wyłącznie drobnoblaszkowym chlorytem (szary — powyżej linii kreskowej). Autogeniczny chloryt styka się z blaszkami detrytycznego penninu (P). Blaszki autogenicznego chlorytu ustawiają się prostopadle do ścian szczelin i wykazują odmienną orientację optyczną niż chloryty detrytyczne. Bez analizatora. Pow. 169 ×

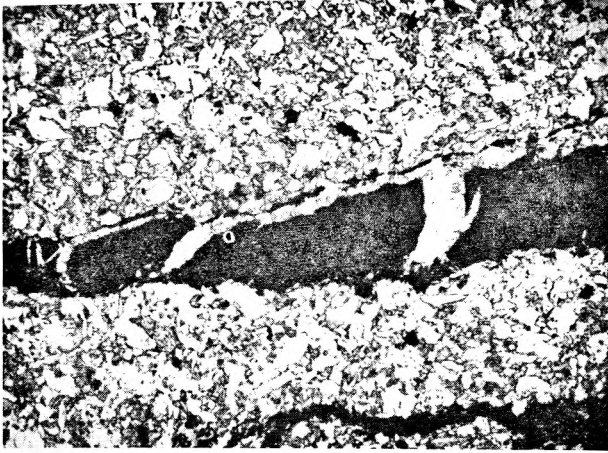
Carbonized fragment of plant in siltstone underlying thin coal seam (3rd cyclothem, location as above). Minute fracture cutting the carbonaceous matter as well as tiny fracture between the coaly fragment and underlying sediment are filled mainly by authigenic chlorite (grey — above the dashed line). The authigenic chlorite is in contact with flakes of detrital penninite (P). Minute flakes of authigenic chlorite are seen to stand at right angles to the walls of fractures. Authigenic chlorite is not in optical continuity with detrital chlorites. Without analyser. Magn. 169 ×

- Fot. 5. Fragment węglistego pasemka przecinającego mułowiec pod dużym kątem do laminacji (cyklotem 3, odsłonięcie 390 m na NW od punktu 409,5). Szczelinki między materią węglową a mułowcem, a także wąska szczelinka widoczna w najgrubszym fragmencie węgla, wypełnione są chlorytem (szary) i kwarcem (biały). Bez analizatora. Pow. 45 ×

Carbonaceous streak crossing the siltstone at right angle to the lamination. 3rd cyclothem, location 390 m NW of point 409.5. Fractures between carbonaceous matter and adjacent siltstone as well as tiny fracture seen within the thickest portion of coaly fragment are filled with authigenic chlorite (grey) and quartz (white). Without analyser. Magn. 45 ×

- Fot. 6. Zwęglony szczątek roślinny w bardzo drobnoziarnistym subszarogłazie (cyklotem 3, odsłonięcie 390 m na SW od punktu 409,5). Materia węglowa impregnowana jest kwarcem (biały) i chlorytem (szary). Bez analizatora. Pow. 71 ×

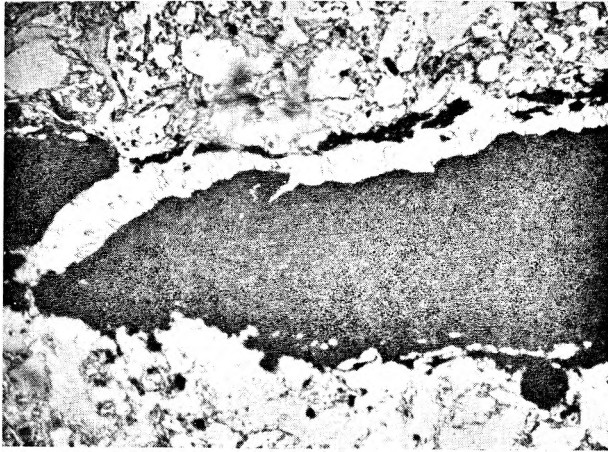
Carbonized fragment of plant in very fine-grained subgraywacke (3rd cyclothem, location 390 m SW of point 409.5). The carbonaceous matter is impregnated with authigenic quartz (white) and chlorite (grey). Without analyser. Magn. 71 ×



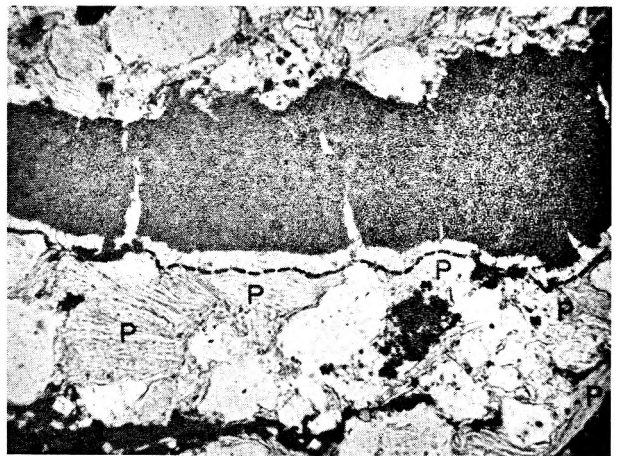
Fot. 1



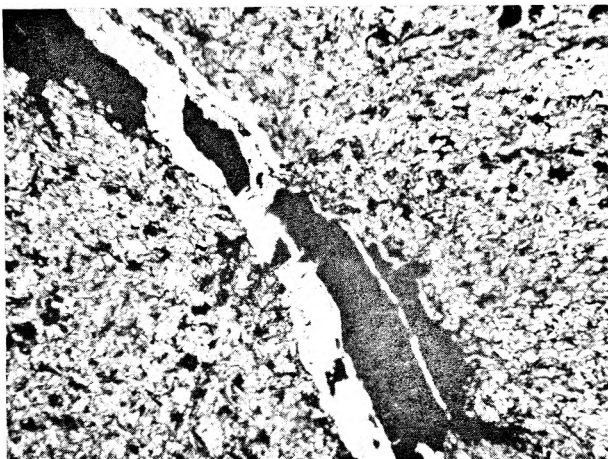
Fot. 2



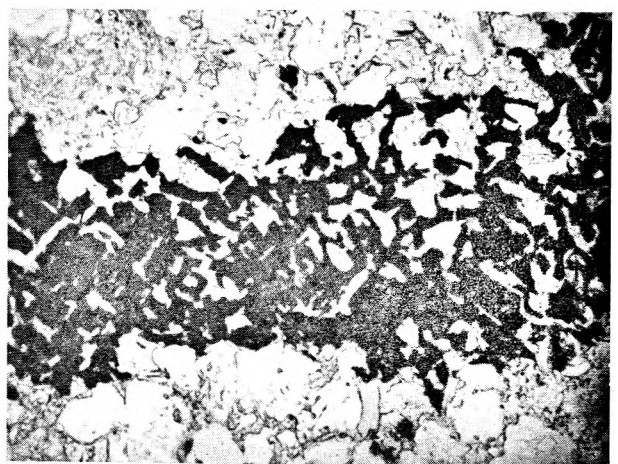
Fot. 3



Fot. 4



Fot. 5



Fot. 6

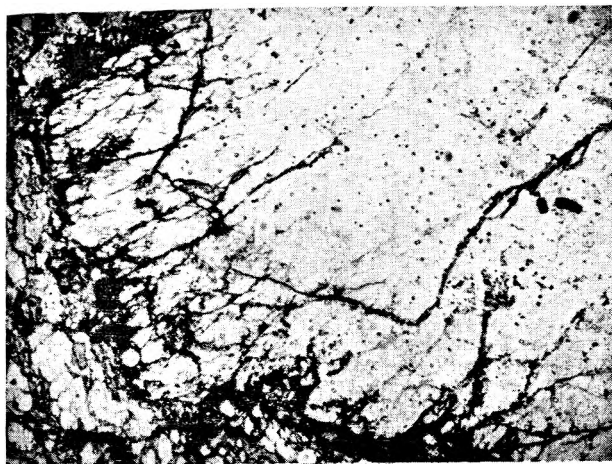
Andrzej Karol TEISSEYRE — Charakterystyka sedimentologiczna kulmu z Ciechanowice i paleogeografia najniższego kulmu niecki śródsudeckiej
Sedimentology of the Kulm of Ciechanowice and paleogeography of the Lowest Kulm of the Intrasudetic Basin

PLANSZA XV

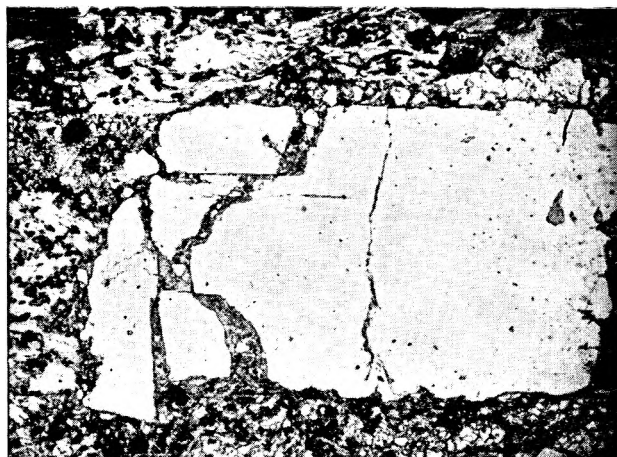
PLATE XV

Procesy kataklazy
Cataclastic processes

- Fot. 1. Częściowa kataklaza kwarcu postępująca od brzegów ziarna. Drobne szczelinki wypełnione są wtórnym hematytem. Drobnziarnisty fanglomerat (cyklotem 2, odsłonięcie 700 m na WNW od punktu 409,5). Bez analizatora. Pow. 26 ×
Photomicrograph of partly cataclased grain of quartz in the filling of fanglomerate (2nd cyclothem, location 700 m WNW of point 409.5). Minute fractures are filled up with secondary hematite. Without analyser. Magn. 26 ×
- Fot. 2. Częściowa kataklaza ziarna kwaśnego plagioklazu. Szczelinki w skaleniu wypełnione są drobnziarnistym chlorytem i okruchami skalenia. Cienka szczelinka przecinająca skałę w środku wypełniona jest wtórnym hematytem. Masa wypełniająca fanglomeratu (cyklotem 3, odsłonięcie 375 m na SE od wzgórza 511,0). Bez analizatora. Pow. 31 ×
Photomicrograph of partly cataclased grain of acid plagioclase in filling of fanglomerate (3rd cyclothem, location 375 m SE of point 511.0). Fractures crossing the feldspar are filled with minute flakes of chlorite as well as small fragments of feldspar. Tiny fracture cutting through the feldspar contains secondary hematite. Without analyser. Magn. 31 ×
- Fot. 3. Pęknięte i częściowo skatakazowane ziarno kwaśnego plagioklazu (w środku). Drobnziarnisty fanglomerat (cyklotem 3, odsłonięcie 370 m na SE od wzgórza 511,0). Nikole skrzyżowane. Pow. 45 ×
Photomicrograph of fractured and partly cataclased grain of acid plagioclase (at center) in the filling of fanglomerate (3rd cyclothem, location 370 m SE of hill 511.0). Crossed nicols. Magn. 45 ×
- Fot. 4. Częściowo skatakazowany okruch złożony z kwarcu i albitu. Szczelinki wypełnione są okruchami kwarcu, albitu i bardzo drobnziarnistym chlorytem. Masa wypełniająca fanglomeratu (cyklotem 3, odsłonięcie 375 m na SE od wzgórza 511,0). Bez analizatora. Pow. 45 ×
Photomicrograph of partly cataclased rock fragment composed of quartz and albite. Filling of fanglomerate, 3rd cyclothem, location 375 m SE of hill 511.0. Fractures are filled up with small fragments and chips of quartz and albite and minute flakes of chlorite. Without analyser. Magn. 45 ×
- Fot. 5. Fragment ziarna kwarcu ulegającego kataklazie w sąsiedztwie systemu drobnych szczelin ścinających. Bardzo drobnziarnisty zlepieniec (cyklotem 3, odsłonięcie 360 m na ENE od wzgórza 489,8). Nikole skrzyżowane. Pow. 45 ×
A part of grain of quartz which underwent cataclasis along small shearing fractures. Granule conglomerate, 3rd cyclothem, location 360 m ENE of hill 489.8. Crossed nicols. Magn. 45 ×
- Fot. 6. Fragment bardzo drobnziarnistego zlepienia o spoiwie kalcytowym (cyklotem, 3, odsłonięcie 400 m na SW od punktu 409,5). Widoczne jest duże ziarno przekształconego i zbliźniczonego kalcytu (C) wyraźnie korodującego otaczające składniki detrytyczne (kwarc — z lewej, plagioklasy (PL), okruchy skał). Wewnątrz kalcytu widoczne są relikty detrytycznego kwarcu (strzałki). Trzy ziarna autogenicznego kwarcu (1, 2 i 3) wykrystalizowały na okruchu łupka kwarcowo-chlorytowego, widocznego w prawym dolnym rogu. Ziarno kalcytu pocięte jest drobnymi szczelinkami wypełnionymi wtórnym hematytem (czarne linie). Nikole skrzyżowane. Pow. 45 ×
Photomicrograph of calcite-cemented granule conglomerate (3rd cyclothem, location 400 m SW of point 409.5). Detrital components (quartz — at left, plagioclases (PL), rock fragments) are corroded and partly replaced by calcite (C). Relics of detrital quartz (arrows) are seen within calcite. Three prisms of authigenic quartz (1, 2, 3) grew on the fragment of quartz-chlorite schist (lower right). The calcite is crossed by numerous tiny fractures filled up with secondary hematite (black lines). Crossed nicols. Magn. 45 ×



Fot. 1



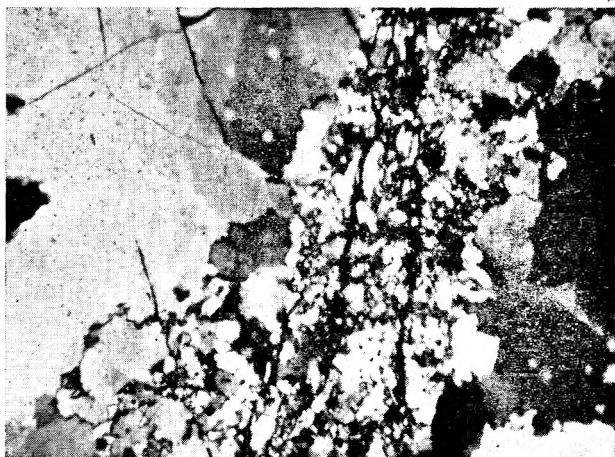
Fot. 2



Fot. 3



Fot. 4



Fot. 5



Fot. 6

Andrzej Karol TEISSEYRE — Charakterystyka sedimentologiczna kulmu z Ciechanowic i paleogeografia najniższego kulmu niecki śródsudeckiej
Sedimentology of the Kulm of Ciechanowice and paleogeography of the Lowest Kulm of the Intrasudetic Basin

PLANSZA XVI

PLATE XVI

Składniki wtórne
Secondary components

Fot. 1—3. Przykłady osadów impregnowanych wtórnym hematytem: fot. 1 — drobnoziarnisty subszarogłaz zawierający 9,5% obj. hematytu skupiającego się w plamy; fot. 2 i 3 — plamisto zabarwiony zlepieniec bardzo drobnoziarnisty (cyklotem 3, odsłonięcie 365 m na NE od wzgórza 489,8). W plamach hematyt wypełnia pory, impregnuje minerały blaszkowe (fot. 1 i 3) lub ziarna skatakłazowanych minerałów (skalenia na fot. 2). Bez analizatora. Pow.: fot. 1 — 26 ×, fot. 2 i 3 — 12 ×

Examples of sediments impregnated with secondary hematite: Photo. 1 — fine-grained subgraywacke containing up to 9.5% of hematite in irregular or elliptic stains; photos 2 and 3 — granule conglomerates spotted with secondary hematite (3rd cyclothem, location 365 m NE of hill 489.8). Stains are portions of the rocks in which hematite fills up pores, impregnates flakes of micas and chlorites (Photos 1 and 3), and grains of cataclased minerals (feldspar, for example, in Photo. 2). Without analyser. Magn.: Photo. 1 — 26 ×, photos 2 and 3 — 12 ×

Fot. 4. Skupienie wtórnego hematytu w częściowo skatakłazowanym zlepieńcu bardzo drobnoziarnistym (cyklotem 1, odsłonięcie 980 m na W od punktu 409,5). Bez analizatora. Pow. 17 ×

Photomicrograph of partly cataclased granule conglomerate (1st cyclothem, location 980 m W of point 409.5) with secondary pores filled up with hematite. Without analyser. Magn. 17 ×

Fot. 5. Drobne szczelinki wypełnione wtórnym hematytem w średnioziarnistym subszarogłazie (cyklotem 3, odsłonięcie 495 m na ENE od w. g. 489,8). Bez analizatora. Pow. 26 ×

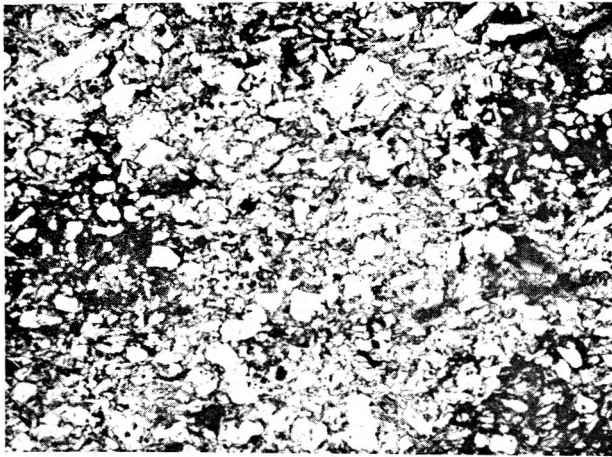
Photomicrograph of medium-grained subgraywacke with small fractures filled up with secondary hematite (3rd cyclothem, location 495 m ENE of hill 489.8). Without analyser. Magn. 26 ×

Fot. 6. Fragment żyłki kwarcowo-albitowej w bardzo drobnoziarnistym subszarogłazie (cyklotem 3, odsłonięcie 620 m na W od punktu 409,5). Nikole skrzyżowane. Pow. 76 ×

Photomicrograph of very fine-grained subgraywacke with veinlet of quartz and albite. 3rd cyclothem, location 620 m W of point 409.5. Crossed nicols. Magn. 76 ×

Wszystkie zdjęcia autora

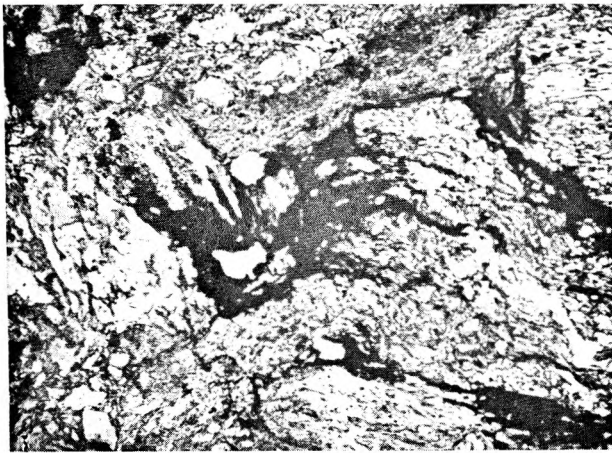
All photographs taken by the author



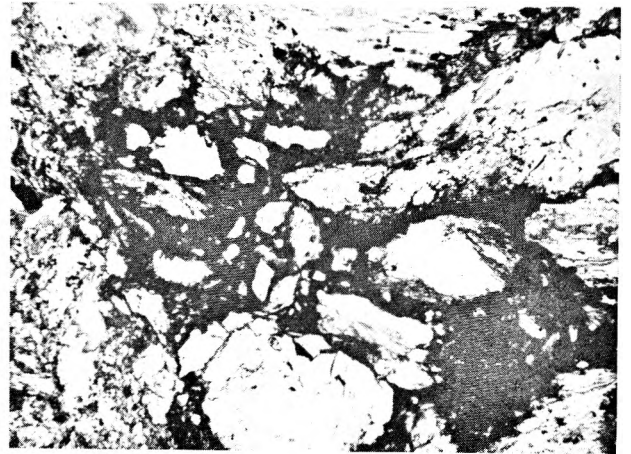
Fot. 1



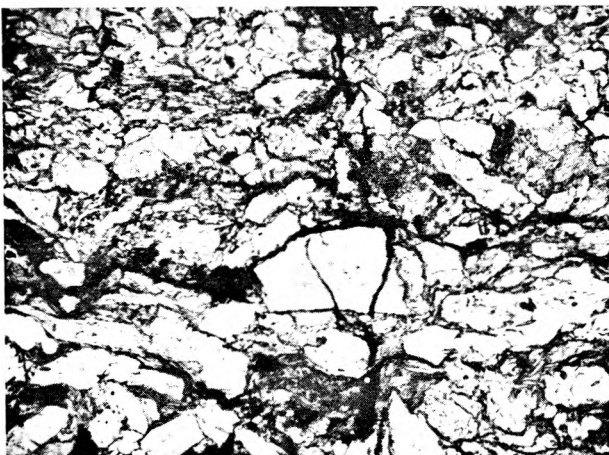
Fot. 2



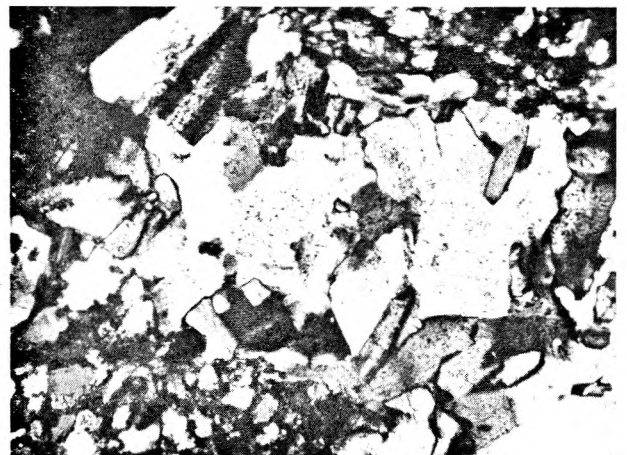
Fot. 3



Fot. 4



Fot. 5



Fot. 6

Andrzej Karol TEISSEYRE — Charakterystyka sedymentologiczna kulmu z Ciechanowic i paleogeografia najniższego kulmu niecki śródsudeckiej
Sedimentology of the Kulm of Ciechanowice and paleogeography of the Lowest Kulm of the Intrasudetic Basin

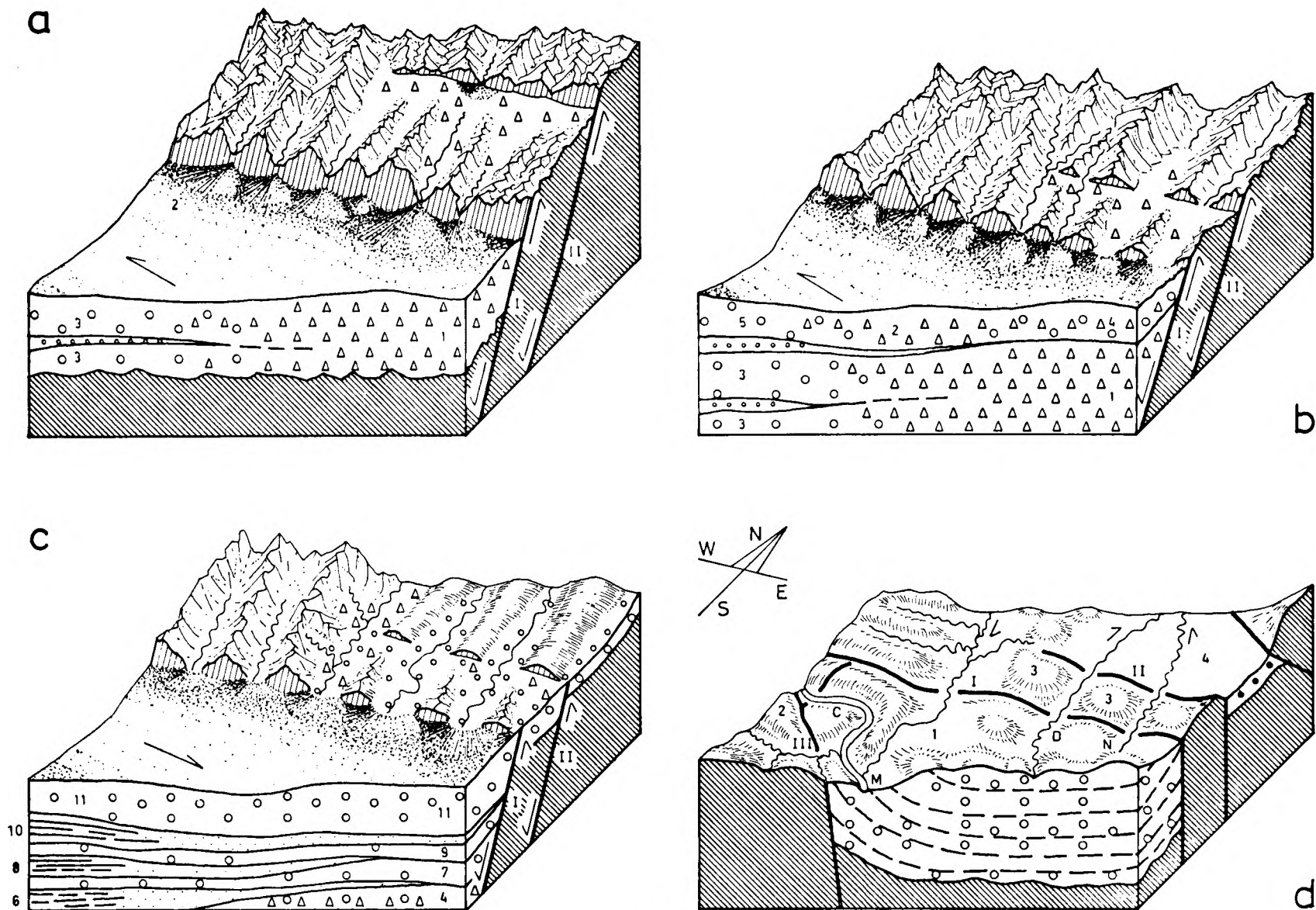


Fig. 6

Rekonstrukcja północnej części basenu kulmowego na obszarze między Nagórnikami a Ciechanowicami

a — niższa część górnego turneju (?). Basen ograniczony jest od północy młodocianymi morfologicznie skarpami uskoku Domanowa (I) i Półwi (II). Wypiętrzanie łańcucha prakaczawskiego jest mniej więcej równomierne na całym obszarze. Erodujące wstecznie i włąębnie potoki nie rozcięły jeszcze serii zieleńcowej jednostki Dobromierza. 1 — fanglomeraty kulmu z Figłowa, 2 — fanglomeraty kulmu z Ciechanowic, 3 — zlepieńce kulmu z Ciechanowic. Strzałka wskazuje pochylenie dna basenu w kierunku zachodnim. b — wyższa część górnego turneju (?). Najsilniejsze ruchy wypiętrzające łańcuch prakaczawski wzdłuż uskoku Domanowa zachodzą w okolicy Ciechanowic. W okolicy Nagórnik skarpę uskoku są już w znacznym stopniu rozcięte przez potoki, które erodując wstecznie i włąębnie dotarły już do kambro-sylurskiej serii jednostki Bolkowa. Doliny wyerodowane w zieleńcach jednostki Dobromierza są wyścielone aluwiami, w których lokalny ostrokrawędzisty materiał miesza się z dobrze obtoczonymi otoczkami dostarczonymi przez rzeki z północy. 4 — warstwy przejściowe od fanglomeratów kulmu z Figłowa do zlepieńców kulmu bogaczowickiego, 5 — zlepieńce najwyższej części kulmu z Ciechanowic. Nadal utrzymuje się zachodnie pochylenie dna basenu. c — niższa część dolnego wizenu (?). W okolicy Ciechanowic skarpa uskoku Domanowa jest nadal odmładzana, dostarczając dużych ilości ostrokrawędzistego materiału zieleńcowego. W okolicy Nagórnik skarpę uskoku są niskie i silnie rozcięte, wschodnia część łańcucha prakaczawskiego zwolna pogrąża się. 6 — osady jeziorzyskowe trzeciego cyklotemu kulmu z Ciechanowic, 7 — zlepieńce pierwszego cyklotemu kulmu ze Starych Bogaczowic, 8 — osady jeziorzyskowe pierwszego cyklotemu kulmu bogaczowickiego, 9 — zlepieńce drugiego cyklotemu kulmu bogaczowickiego, 10 — osady jeziorzyskowe drugiego cyklotemu kulmu bogaczowickiego, 11 — zlepieńce trzeciego cyklotemu kulmu bogaczowickiego. Strzałka wskazuje pochylenie dna basenu ku wschodowi. W osadach jeziorzyskowych zaznaczono schematycznie pokłady węgla. d — sytuacja dzisiejsza; I — uskoku Domanowa, II — uskoku Półwi, III — uskoku Ciechanowic; 1 — niecka śródsudecka, 2 — metamorfik okrywy granitu Karkonoszy, 3 — zrąb Półwi (Góry Kaczawskie), 4 — rów Wierzchosławic; C — Ciechanowice, M — Marciszów, D — Domanów, N — Nagórnik. Puste kółka — kulm niecki śródsudeckiej, pełne kółka — czerwony spągowiec rowu Wierzchosławic

Reconstruction of the northern margin of the Kulm sedimentary basin between Nagórnik and Ciechanowice (much idealized)

a — lower portion of the Upper Tournaisian (?). Morphologically youth escarpments developed along active faults (I — Domanów fault, II — Półwieś fault) bound the basin from the north. The uplift of the ancient Kaczawa Range is approximately uniform on the whole area. The greenschist series of the Dobromierz unit which trends immediately to the north of the fault line is still not cut across by short streams. 1 — fanglomerates of the Kulm of Figłów, 2 — fanglomerates of the Ciechanowice Kulm, 3 — conglomerates of the Ciechanowice Kulm. The westward dip of the axial part of the basin is indicated by the arrow. b — higher portion of the Upper Tournaisian (?). The strongest uplift of the ancient Kaczawa Range takes place in the vicinity of Ciechanowice. In the neighbourhood of Nagórnik the upwarping of the ancient Kaczawa Range slowly disappears. The mountain range becomes more and more mature in relief, the escarpments being lowered and strongly cut up by stream-made erosion. Moreover, the upstream migration of valley heads result in cutting across of the Dobromierz unit. Since the underlying rocks of the Bolków unit become more and more intensively eroded supplying gravels to the fan deposits preserved near Nagórnik. Lower courses of streams deeply entrenched in the greenschist series of the Dobromierz unit have relatively wide valleys which trapped some alluvia. These deposits contain local talus material mixed up with fairly rounded gravels and boulders, 4 — passage beds from fanglomerate of the Figłów Kulm to the conglomerate of the Kulm of Stare Bogaczowice, 5 — conglomerates of the higher portion of the Ciechanowice Kulm. The axial part of the basin dips westwards. c — lower portion of the Lower Viséan (?). In the vicinity of Ciechanowice the fault escarpment is still rejuvenated erosion of which produces coarse and poorly-rounded material deposited immediately to the south of the fault line on piedmont fans. In the vicinity of Nagórnik the marginal faults are less active, the escarpments become low and eroded. Eastern part of the ancient Kaczawa Range is supposed to plunge; its more mature relief submerges slowly under alluvial deposits. 6 — lacustrine sediments of the 3rd cyclothem of the Ciechanowice Kulm, 7 — conglomerates of the 1st cyclothem of the Kulm of Stare Bogaczowice, 8 — lacustrine deposits of the 1st cyclothem of the Stare Bogaczowice Kulm, 9 — conglomerates of the 2nd cyclothem of the Stare Bogaczowice Kulm, 10 — lacustrine sediments of the 2nd cyclothem of the Stare Bogaczowice Kulm, 11 — conglomerates of the 3rd cyclothem of the Stare Bogaczowice Kulm. Since the axial part of the basin dips eastwards. Thin unworkable coal seams within lacustrine sediments are only schematically indicated. d — present-day structure; I — Domanów fault, II — Półwieś fault, III — Ciechanowice fault; 1 — Intrasedimentary Basin, 2 — metamorphic mantle of the Karkonosze granite, 3 — Półwieś horst (Kaczawa Mts.), 4 — Wierzchosławice graben; C — Ciechanowice, M — Marciszów, D — Domanów, N — Nagórnik. Open circles — the Kulm of the Intrasudetic Basin, heavy circles — the Lower Permian of the Wierzchosławice graben