

Marla KRYSOWSKA, Teofila PIŁAT, Wanda WROCHNIAK-STOPKA

Charakterystyka petrograficzno-mineralogiczna utworów najwyższego karbonu w Płazie koło Chrzanowa

WSTĘP

Utwory najwyższego karbonu we wschodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego są od dawna przedmiotem badań wielu geologów. Rozwój poglądów na ich historię zestawil w swoich pracach S. Siedlecki (1951, 1952, 1953, 1954). W wyniku najnowszych badań uznał on, że na utworach westfalskich leży niezgodnie arkoza kwaczalska, którą wraz z częścią piaskowców karniowickich, zaliczył do środkowego stefanu.

Dotychczasowe trudności w rozwiązywaniu problematyki utworów najwyższego karbonu i najniższego permu we wschodniej części obszaru górnośląskiego wynikały głównie stąd, że utwory te pochodzenia terrygenicznego wykazują dużą nieregularność w rozprzestrzenieniu i nie odsłaniają się nigdzie w kompletnym profilu stratygraficznym.

Profil w Płazie koło Chrzanowa jest pierwszym profilem, który udostępnił kontakt utworów warstw libiaskich z arkozą kwaczalską i umożliwił obserwacje dwustumetrowej serii omawianych osadów. Znaczenie zatem profilu w Płazie jest duże. Profil ten stanowi poważną podstawę do poznania utworów najwyższego karbonu we wschodniej części Zagłębia Górnośląskiego.

Celem niniejszego opracowania jest podanie charakterystyki mineralogiczno-petrograficznej tego profilu jako podstawy wniosków sedimentologiczno-stratygraficznych.

Analizy płytek cienkich ze skał klastycznych wykonała W. Wrochniak-Stopka w Pracowni Petrograficznej Biura Dokumentacji Geologicznej. Minerale ciężkie opracowała M. Kryowska w Pracowni Petrograficznej Górnośląskiej Stacji Terenowej I. G. Badania nad spoiwem mineralnym przeprowadziła T. Piłat w Pracowni Petrograficznej Górnośląskiej Stacji Terenowej I. G.

Mgr S. Alexandrowiczowi dziękujemy za życzliwe uwagi i dyskusję wyników.

OPIS PROFILU WIERCENIA W PŁAZIE

Głębokość w m	Rodzaj skały
0,0÷2,0	— Piasek żółtoszary, pylasty
2,0÷8,0	— Wapień szarokremowy; nieco marglisty
8,0÷45,0	— Piaskowiec zlepieńcowaty, brunatnokremowy, bardzo słabo zwięzły, średnioziarnisty, miejscami gruboziarnisty. W serii tej na głębokości 40—45 m występuje wkładka zlepieńca o okruchach dochodzących do 4 cm średnicy
45,0÷70,2	— Piaskowiec średnio- i gruboziarnisty, barwy kremowoszarej z odcieniem rdzawym, słabo zwięzły
70,2÷81,0	— Piaskowiec jak wyżej, warstwowany materiałem ilastym, barwy brunatnoczerwonej i jasnokremowej. W piaskowcach widoczne są otoczaki kwarcu, lidyty, kwarcytu, gnejsu
81,0÷82,5	— Piaskowiec zlepieńcowaty, słabo zwięzły, szarobrunatny
82,5÷94,0	— Zlepienieć słabo zwięzły o barwie szarobrunatnej do rdzawej. Obserwuje się tu otoczaki ilaste o średnicy 4—15 cm barwy czerwonej i kremowej, a także otoczaki kwarcu
94,0÷99,0	— Piaskowiec gruboziarnisty, jasnokremowy, ku spagowi przechodzący w rdzawy, słabo zwięzły, zawierający otoczaki kwarcu oraz otoczaki ilaste o barwie czerwonej i jasnokremowej
99,0÷100,0	— Iłowiec brunatnowiśniowy, miejscami jasnokremowy, silnie zdiagenezowany, ku spagowi laminowany materiałem piaszczystym
100,0÷111,2	— Piaskowiec gruboziarnisty, kremowy, ku spagowi przechodzący w brunatny, z kilkucentymetrowymi wkładkami ilastymi, barwy wiśniowoczerwonej i jasnopopielatej. Pojedyncze otoczaki kwarcu dochodzą do 3 cm średnicy
111,2÷113,5	— Piaskowiec drobnoziarnisty, jasnokremowy, zwarty, z wtrąceniami ilastymi barwy wiśniowej
113,5÷118,5	— Piaskowiec zlepieńcowaty barwy brunatnożółtej, kruchy z małymi otoczkami kwarcu
118,5÷120,5	— Piaskowiec drobnoziarnisty, łupkowy, barwy pstrej z 50 cm wkładką ilowca silnie zwietrzałego
120,5÷130,5	— Piaskowiec gruboziarnisty, jasnożółty, słabo zwięzły z otoczkami różowych piaskowców drobnoziarnistych
130,5÷135,3	— Iłowiec silnie zapiaszczony, w górnej części gruzłowaty, barwy czerwoniwiśniowej
135,3÷139,0	— Piaskowiec drobnoziarnisty, łupkowy, kruchy, o barwie szarowiśniowej z wkładką ilowca wiśniowego (50 cm). Na przełomie widoczne małe konkretje pirytowe
139,0÷143,6	— Piaskowiec zlepieńcowaty barwy szarobrunatnej z wiśniowokremowymi wkładkami ilastymi. W piaskowcu tym widoczne są większe otoczaki kwarcu oraz różowych piaskowców
143,6÷148,0	— Piaskowiec drobnoziarnisty, szarozielony z mika, przechodzący w mułowiec pstry

- 148,0÷162,5 — Zlepieniec szarozielony z 1,5 cm otoczkami kwarcytów, lidytu i piaskowców
- 162,5÷167,5 — Iłowiec czerwono-brunatno-wiśniowy, miejscami silnie zlustrowany, plastyczny, z wkładkami zlepieńca szarozielonego
- 167,5÷212,4 — Piaskowiec drobnoziarnisty, szarozielony, zwięzły, z dużą ilością łyszczyków, miejscami przewarstwiony piaskowcem zlepieńcowatym
- 212,4÷227,1 — Piaskowiec drobno- i średnioziarnisty, silnie zażelazony, czerwobrunatny, lokalnie widoczne gniazdowe nagromadzenia hematytu. Liczne blaszki biotyту i muskowitu
- 227,1÷230,0 — Iłowiec pstry lekko piaszczysty, zwięzły, z dużą ilością muskowitu
- 230,0÷236,1 — Piaskowiec drobnoziarnisty, rdzawoczerwony, z wtrąceniami materiału ilastego
- 236,1÷238,8 — Iłowiec plamisty o barwie jasnozielonoczerwonej
- 238,8÷250,0 — Piaskowiec drobnoziarnisty, barwy szaroczerwonej i szarozielonej z nieregularnymi wtrąceniami materiału ilastego, silnie zażelazony. Ku spągowi przechodzi w piaskowiec średnio- i gruboziarnisty
- 250,0÷254,0 — Piaskowiec gruboziarnisty, pylasty, brunatnowiśniowy, z dużą ilością biotyту i muskowitu z kilkoma przewarstwieniami materiału ilastego. Ku dołowi przechodzi w piaskowiec czerwobrunatny, gruboziarnisty z wkładką piaskowca średnioziarnistego (10 cm), jasnożółtego o spoiwie kwarcowym.

Poniżej występują piaskowce, zlepieńce i łowce, typu wyżej opisanych, reprezentujące najwyższe ogniwo warstw libiańskich.

CHARAKTERYSTYKA SKAŁ NA PODSTAWIE PŁYTEK CIENKICH

Jak wynika z opisu makroskopowego, w profilu w Płazie napotkano skały klastyczne w postaci zlepieńców lub piaskowców przewarstwione często pelitycznym materiałem ilastym. Występują też utwory określone jako mułowce, wykazujące strukturę aleurytową i stanowią na ogół przejście od pelitowych skał ilastych do psamitowych i psefitowych.

Badania mikroskopowe płytek cienkich dotyczą głównie zlepieńców, piaskowców i mułowców.

W wyniku tych badań należy stwierdzić, że utwory najwyższego karbonu w Płazie przedstawiają materiał dość jednolity zarówno pod względem składu mineralnego, jak i budowy.

Wyraźnie zarysowuje się zmienność zwięzłości materiału dostrzegalna już zresztą makroskopowo, a zależna od charakteru i ilości spoiwa. Skały występujące na głębokościach 45 do około 190 m z małymi wyjątkami są słabo zwięzłe. Spowodowane to jest bądź to małą ilością substancji zlepiającej, bądź też jej nierównomiernym rozłożeniem w skale, tak że część ziarn mineralnych tkwi niemal luźno w skale powodując jej kruchość i rozsypliwłość.

Na głębokości około 190 m zauważyć można pewną zmianę zabarwienia skał. W części stropowej barwa skał piaszczystych jest na ogół

jasnoszara, kremowa, nierzadko czerwonawa. Wkładki o innym zabarwieniu spotyka się raczej rzadko. Poniżej 190 m dominującą barwą piaskowców jest szara z odcieniem zielonawym. Wkładki ilaste występujące w tej partii również tracą czerwonawe zabarwienie na rzecz ciemnoszarego lub zielonawego.

Zupełnie ogólnie można powiedzieć, że poniżej wspomnianej głębokości występują skały bardziej drobnoziarniste. Bardziej wnikliwe badania mikroskopowe pozwalają stwierdzić dalsze różnice.

W szlifach wykonanych ze skał występujących niżej głębokości 190 m stwierdzono po raz pierwszy wśród minerałów akcesorycznych granaty występujące dość licznie w postaci kilku okruchów w każdym szlifie. Poza tym zaobserwowano zmianę charakteru lepiszcza piaskowców. W wyższych partiach osadów lepiszcze jest bardziej skąpe, na ogół kaolinowe, bogate w wodorotlenki żelaza. Spoiwo to występuje w postaci agregatów, zbudowanych z bardzo drobnych pelitycznych osobników, o niskiej dwójłomności, przypominających niekiedy masę izotropową. Liczne rdzawe plamy i zacieki wodorotlenków żelaza zaciemniają jeszcze bardziej obraz mikroskopowy.

Na takim tle lepiszcza spotyka się niewielkie ilości materiału o cechach optycznych illitu lub hydromiki. Są to łusczkowate osobniki o silnej dwójłomności, wykazujące barwy interferencyjne II, a nawet III rzędu. Na uwagę zasługuje fakt, że osobniki te nie wchodzi w skład najdrobniejszej frakcji, lecz tworzą łuski o wyraźnie dających się wyróżnić zarysach w polu widzenia mikroskopu, gdy tymczasem substancja kaolinowa tworzy zwarty agregat osobników tak drobnych, że nawet przy bardzo dużych powiększeniach nie można dostrzec konturów poszczególnych ziarn.

Fakt ten jest charakterystyczny, gdyż na ogół w skałach ilastych frakcję najdrobniejszą stanowią hydromiki, a kaolinit występuje w większych osobnikach. Nasuwa się więc wniosek, że wysoko dwójłomne łuski hydromiki zaobserwowane w stropowej partii skał profilu powstały jako produkt przeobrażenia muskowitu. Sytuacja ta ulega zmianie w skałach występujących poniżej 190 m. Występują tu skały bardziej bogate w lepiszcze, które tworzy głównie bardzo drobnoziarnisty materiał illitowy. Poniżej 190 m obserwuje się również wzrost zawartości skaleni.

W profilu z Płazy skały piaskowcowe występują w wyraźnej przewadze nad bardziej drobnoziarnistym sedymentem, dlatego też omówimy je na pierwszym miejscu. Zasadniczy, jakościowy skład mineralny piaskowców nie ulega zmianie. Przedstawia się następująco:

Kwarc, chalcedon, skalenie: ortoklaz, mikroklin, pertyty, łyszczki, minerały akcesoryczne: cyrkon, apatyt, turmalin, granat, tlenki żelaza, piryt, minerały węglanowe, okruchy skał oraz spoiwo.

W poszczególnych typach piaskowców zachodzą jedynie różnice w stosunkach ilościowych między poszczególnymi składnikami mineralnymi oraz różnice w składzie granulometrycznym.

K w a r c jest minerałem dominującym we wszystkich niemal płytach cienkich. Zależnie od struktury skały, tworzy on ziarna różnej wielkości, słabo na ogół obtoczone lub ostrokrawędziste. Niekiedy spotyka się ziarna jednostronnie obtoczone, robiące wrażenie fragmentów rozbitego, większego ziarna o wysokim stopniu obtoczenia. Ziarna kwarcu wykazują przeważnie faliste wygaszanie. Około 30% ziarn wykazuje wy-

gaszanie proste. Niemal wszystkie ziarna wykazują małe rozmieszczone bezładnie submikroskopowe wrostki.

Oprócz opisywanych ziarn kwarcu detrytycznego obserwuje się również kwarc o charakterze wtórnym, autigenicznym. Nie tworzy on regularnych ziarn, lecz nieregularnie powyginane i poszarpane skupienia, a najczęściej występuje w formie żyłek różnej grubości, przecinających ziarna skaleni, kwarcu detrytycznego lub innych minerałów.

Chalcedon występuje w przeważnej części płytek cienkich tworząc albo mikrokrystaliczne agregaty, albo też wykazujące strukturę włóknistą. Niekiedy wykazują promieniste ułożenie włókien, tworząc agregaty sferolityczne.

Skalenie. Na uwagę zasługuje fakt, że występujące wśród opisywanych serii skalnych skalenie należą wyłącznie do grupy skaleni potasowych. Ilość ich dość wyraźnie wzrasta w partii spagowej profilu, poniżej 190 m głębokości. Na wszystkich preparatach stwierdzono ortoklaz. Niekiedy spotyka się także mikroklin z zachowaną wyraźnie kratką. Ziarna skaleni nie wykazują na ogół świeżych powierzchni, lecz są pokryte produktami przeobrażeń, a mianowicie wysoko dwójłomnymi łuskami serycytu lub kaolinitem. Oprócz skaleni potasowych spotyka się nieliczne osobniki o strukturze pertytowej. Ze względu na sposób wykształcenia przerostów pertytowych, tworzących regularnie ułożone, cienkie żyłki albitowe w skaleniu potasowym, należy przypuszczać, że opisane tu struktury należą do pertytów właściwych, powstałych przez odmieszanie.

Skalenie potasowe tworzą też przerosty pismowe z kwarcem.

Kwarc tworzy w osobnikach skalenia liczne, oddzielne wrostki o dość zróżnicowanych, najczęściej jednak trójkątnych kształtach. Charakterystyczny jest fakt, że niemal wszystkie drobne wrostki kwarcowe, nie połączone z sobą, wykazują jednakową orientację optyczną.

Łyszczyki są dość obficie reprezentowane w skałach opisywanej serii. Występuje tu zarówno mika jasna, jak i biotyt. Poza tym występuje chloryt, wtórny, powstały wskutek przeobrażenia biotyту.

Muskowit występuje ogólnie biorąc mniej obficie, jednak dość wyraźnie zaznacza się spadek jego ilości w skałach, występujących poniżej 190 m głębokości, gdzie równocześnie wzrasta zawartość biotyту i chlorytu. Muskowit występuje albo w postaci większych blaszek, albo też w formie drobnoluseczkowej jako serycyt. Ta ostatnia forma występowania muskowitu jest częstsza.

Biotyt tworzy na ogół wydłużone, postrzępione blaszki różnej wielkości, wykazujące pleochroizm w barwach od żółtej do ciemnobrunatnej. W dużej ilości, zwłaszcza w głębszych partiach profilu, występuje chloryt. Mineral ten jest wtórny i powstał wskutek procesu chlorytyzacji. Jej przebieg możemy zaobserwować w szlifach mikroskopowych, często bowiem zdarza się, że blaszka biotyту została tylko częściowo zmieniona w chloryt, częściowo zaś zachowała cechy biotyту. W procesie chlorytyzacji nadmiar żelaza wydziela się w postaci tlenków żelaza grupujących się w sąsiedztwie blaszek chlorytowych. Nadmiar tytanu wydzielanego przy chlorytyzacji występuje w postaci licznych, cieniutkich igiełek rutylu, ułożonych zgodnie z pseudoheksagonalnymi kierunkami krystalograficznymi biotyту. Igiełki te przecinają się pod kątem 60° tworząc tzw. siatkę sagenitową.

Oprócz chlorytyzacji obserwuje się proces bauerytyzacji powodujący odbarwienie blaszek biotyту. Blaszki te odznaczają się niską dwójłomnością.

Z grupy minerałów akcesorycznych zaobserwowano drobne, niekiedy o zarysach idiomorficznych osobniki cyrkonu, występujące jako odrębne ziarna lub w postaci wrostków w kwarcu i biotycie. Występowanie cyrkonu jest rozłożone mniej więcej równomiernie w całym profilu.

Turmalin stwierdzono w kilku płytkach cienkich, na różnych głębokościach profilu. Są to większe lub mniejsze fragmenty słupków o wyraźnym pleochroizmie w barwach żółtawozielonych i niebieskofioletowych, zmiennych plamście. Powyższe cechy pozwalają stwierdzić, że jest to skoryl (turmalin żelazowy).

Apatyt występuje w postaci drobnych, cienkich pręcików, tworzących wrostki w innych minerałach, głównie w biotycie.

Granaty — zaobserwowano jedynie w płytkach cienkich wykonanych ze skał pochodzących z głębszych partii profilu — poniżej 190 m. Są to ziarna bezbarwne, dość dobrze obtoczone, o średnicach wahających się w granicach 100—300 mikronów.

Tlenki żelaza. W najwyższej partii profilu występuje dość licznie limonit, tworząc razem z substancją ilastą spoiwo skał piaskowcowych. W niższej partii skał limonit występuje mniej licznie, poza tym zauważono różnej wielkości skupienia magnetytu, częściowo zlimonityzowane. Drobne grudki magnetytu występują poza tym w sąsiedztwie blaszek chlorytu. Powstały one wskutek wydzielania się nadmiaru żelaza w procesie chlorytyzacji.

Piryт występuje w niedużej ilości szlifów w postaci nieregularnych skupień. Charakter jego występowania świadczy o epigenetycznym pochodzeniu tego minerału. Niekiedy ilość jego jest tak duża, że tworzy on lepiszczce materiału detrytycznego skał piaskowcowych.

Węglańy. Minerale węglanowe występują bądź to w formie pojedynczych, dobrze wykształconych osobników krystalicznych, o pokroju romboedrycznym, bądź też tworzą nieregularne skupienia zbudowane z substancji zbitej, kryptokrystalicznej. Materiał węglanowy nie jest regularnie rozmieszczony w całym profilu. W partii stropowej występuje w mniejszej ilości, na ogół w postaci pojedynczych romboedrów lub drobnych skupień kryptokrystalicznych. Bardziej obficie pojawia się na głębokości około 130 m do około 190 m, następnie znów ilość jego maleje. W tej serii jeszcze kilka razy obserwuje się wzmożone występowanie, jednak tylko na krótkich, kilkumetrowych odcinkach profilu.

Występowanie węglanów w postaci romboedrów, brak polisyntetycznych zbliźniaczeń oraz bardzo duża zawartość żelaza zaznaczająca się rdzawym zabarwieniem pozwala przypuszczać, że jest to węglan żelazisty, prawdopodobnie syderyt. Ze sposobu występowania syderytu można wnioskować, że jest to minerał epigenetyczny. Nieregularne skupienia kryptokrystaliczne zajmują bowiem wolne przestrzenie pomiędzy zianami, a także wciskają się w postaci żyłek w drobne nawet szczeliny w poszczególnych ziarnach mineralnych. Rdzawe limonityczne obwódki na części skupień syderytowych sugerują proces ponownej limonityzacji wskutek wietrzenia.

Okruchy skał. W profilu warstw lubiaskich i nadkładu z Płazy okruchy skał występują dość często. Częściowo są to ziarna osiagające średnice kilku a nawet kilkunastu lub dwudziestu cm. Te warstwy opisano w profilu makroskopowym. W badaniach mikroskopowych zostały wzięte pod uwagę tylko te, których średnice nie przekraczają 1 cm, w związku z czym nie zajmują całego pola widzenia mikroskopu. Wśród okruchów skalnych przeważają osobniki monomineralne, kwarcowe, występujące w postaci kwarcytów oraz rzadziej łupków kwarcytowych. Poza tym stwierdzono łupki kwarcowo-serycytowe, łupki chlorytowe, a także łupki ilasto-piaszczyste. Wszystkie okruchy wykazują na ogół słaby stopień obtoczenia.

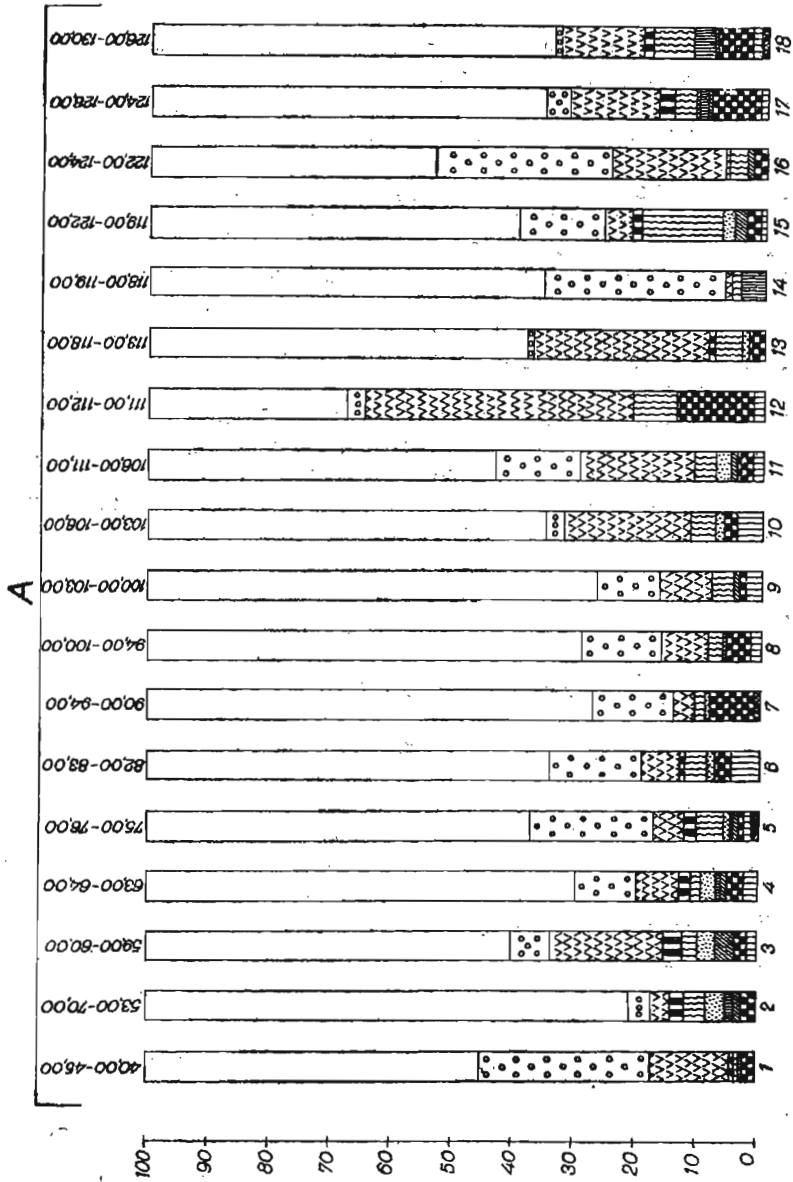
Spoivo. W zbadanych piaskowcach można wyróżnić kilka rodzajów spoiwa, opierając jego podział na składzie mineralnym, a zatem: węglanowe, żelaziste, krzemionkowe, kaolinitowe i illitowe. Bardzo często spotykane jest spoiwo mieszane, złożone z dwu lub więcej wymienionych składników.

Według podziału Szwiecowa należy stwierdzić, że przeważa w zbadanych skałach spoiwo o charakterze masy wypełniającej, gdyż najczęściej zbudowana jest ona z minerałów ilastych. Spoiwo to nie może być traktowane jako właściwe, gdyż nie zostało strącone chemicznie, lecz utworzone ze składników, które dostały się do zbiornika sedymentacyjnego w stanie stałym. Jak już wspomniano na wstępie, charakter spoiwa nie jest jednokowy i na głębokości 190 m zaznacza się bardzo wyraźna zmiana podstawowego składnika spoiwa ilastego z kaolinitu na illit.

Cechy skały	Powyżej 190 m	Poniżej 190 m
Struktura	raczej gruboziarnista	raczej drobno- i średnioziarnista
Barwa skał	jasna, kremowoczerwonawa	ciemna, zielonoszara
Zwięzłość skał	mała	większa
Występowanie skaleni	mniej liczne	bardziej liczne
Występowanie mik	większe osobniki	więcej biotyту i chlorytu
Występowanie mik	ogólnie mniej liczny muskowitz drobnouseczkowy; serycyt wtórny	
Występowanie granatów	nie zaobserwowano	dość liczne
Charakter spoiwa ilastego	głównie kaolinit	głównie illit

Pewną zmianę w charakterze spoiwa zauważa się, jak już wspomniano, jeszcze wcześniej, na głębokości około 130 m, gdzie mamy silnie zaakcentowany udział materiału węglanowego. Ten rodzaj spoiwa strąconego z rozтворów chemicznych możemy zaliczyć do grupy spoiwa właściwego. Materiał węglanowy powstał prawdopodobnie później, wskutek procesu karbonatyzacji pierwotnego spoiwa żelazistego.

Jak wynika z zestawionych danych, charakter skał oraz ich skład mineralny jest w całym profilu mało urozmaicony. Niemniej pewne różnice w składzie mineralnym pozwalają rozdzielić badaną serię na dwie części na głębokości około 190 m. Dla przejrzystości pracy, zróżnicowanie to zostanie przedstawione w powyższym zestawieniu.



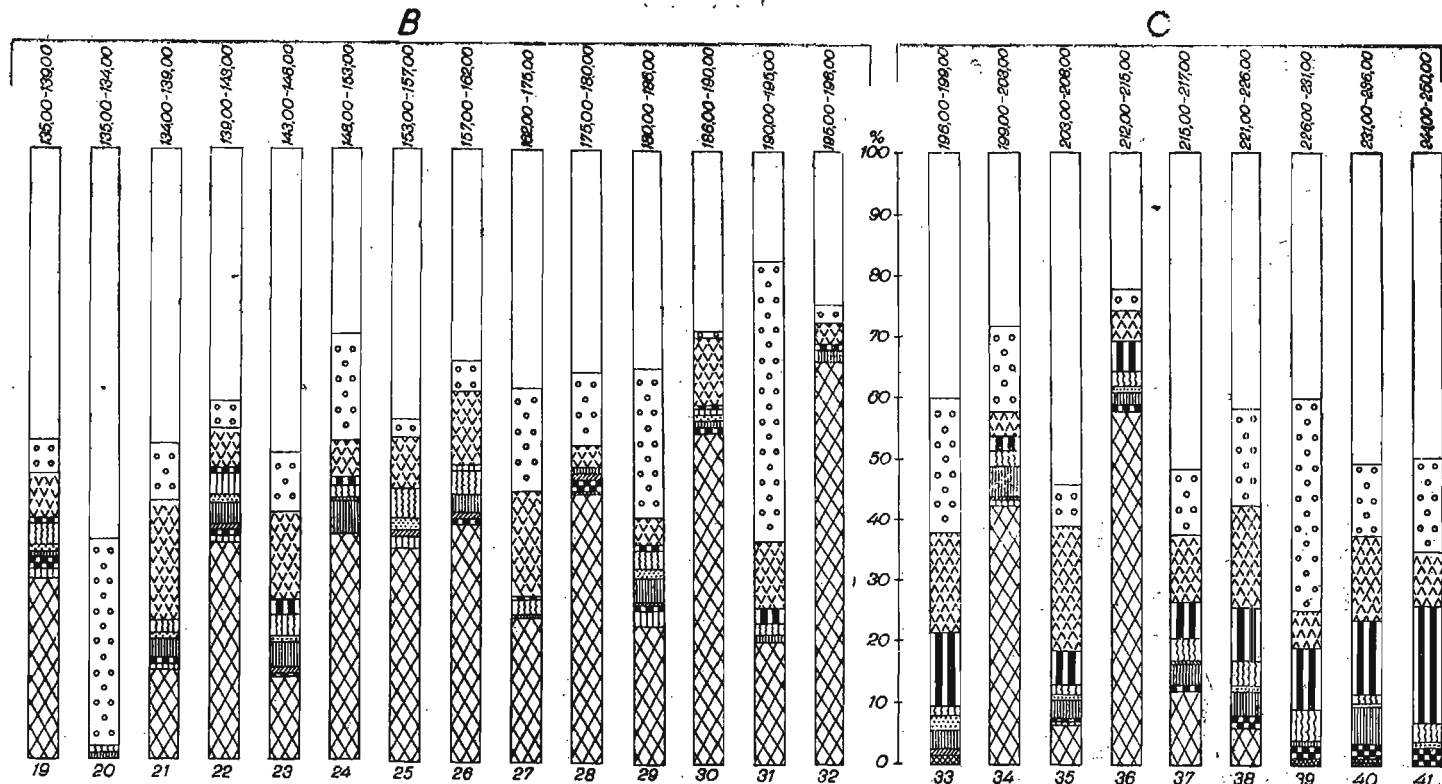


Fig. 1. Diagramy procentowej zawartości minerałów ciężkich w utworach górnokarbońskich profilu z Plaza

Diagrams of per cent content of the heavy minerals in the Upper Carboniferous sediments of the vertical section at Plaza

1 — minerały nieprzezroczyste, 2 — łuszczyki, 3 — cyrkon, 4 — granat, 5 — turmalin, 6 — staurolit, 7 — apatyt, 8 — cyjanit, 9 — rutyl, 10 — epidot, 11 — syderyt, 12 — anataz, 13 — andaluzyt
 1 — opaque minerals, 2 — micas, 3 — zircon, 4 — garnet, 5 — tourmaline, 6 — staurolite, 7 — apatite, 8 — cyanite, 9 — rutile, 10 — epidote, 11 — siderite, 12 — anatase, 13 — andalusite

Cyfry przy diagramach oznaczają głębokości pobranych próbek
 Numbers given in diagram indicate depths at which samples were taken

Należy zauważyć, że pewne mniej wyraźne różnice zaznaczają się również na głębokości około 130 m. Powyżej obserwuje się jeszcze większy ubytek skaleni i mik oraz niewielki wzrost ziarn kwarcu. Poza tym w części stropowej występowanie węglanów jest raczej skąpe.

Z powyższego materiału wynika, że jakkolwiek jakościowy skład mineralny jest niemal w całym profilu identyczny, to występują pewne zmiany stosunków ilościowych pomiędzy poszczególnymi składnikami mineralnymi, które pozwalają na wyróżnienie wyżej opisanych serii.

MINERAŁY CIĘŻKIE

Analizę minerałów ciężkich utworów górnokarbońskich profilu w Piażcie wykonano na podstawie badań 41 próbek pobranych punktowo z uwzględnieniem zmian litologicznych na odcinku około 250 m.

Badaniami objęto głównie utwory piaskowcowe. Materiał zwięzły rozkruszono mechanicznie. Minerale ciężkie wydzielono jedynie w formie z frakcji poniżej 0,5 mm.

Procentową zawartość poszczególnych składników w zespole minerałów ciężkich ustalono przez przeliczenie 300 ziarn w każdym preparacie. Wyniki wyrażone w procentach zestawiono graficznie (fig. 1) w postaci diagramów słupkowych.

Opracowanie minerałów ciężkich ma na celu stworzenie pewnych przesłanek wskazujących zarówno na źródło pochodzenia materiału detrytycznego, jak i na zmiany warunków sedymentacyjnych omawianych osadów. Dane te mogą z kolei stworzyć pewne wytyczne przy opracowaniu stratygraficznym. Między innymi na tej też zasadzie podjęto próbę oddzielenia w profilu z Piaży utworów warstw libiąskich od arkozy kwaczalskiej.

OPIS ZESPOŁÓW MINERAŁÓW CIĘŻKICH

W wyniku przeprowadzonych badań okazało się, że w profilu osadów górnokarbońskich w Piażcie występują trzy różniące się między sobą zespoły minerałów ciężkich. Można powiedzieć, że zespół z dolnej i górnej części profilu zasadniczo różnią się między sobą, natomiast zespół ze środkowej partii profilu ma cechy przejściowe wykazując większe podobieństwo do zespołu z górnej części profilu. Różnice między tymi zespołami polegają głównie na zmianie stosunków ilościowych między poszczególnymi składnikami, w mniejszym stopniu na różnym składzie mineralnym.

Zespół minerałów ciężkich występujący w górnym odcinku profilu do głębokości około 130 m (fig. 1, 1—18) składa się z takich minerałów, jak cyrkon, rutyl, staurolit, turmalin, biotyt i chloryt. Miejscami występuje także w podrzędnych ilościach granat, epidot, apatyt, cyjanit oraz zupełnie sporadycznie andaluzyt i anataz. Cyrkon, rutyl, turmalin i staurolit, aczkolwiek występują w ilościach zmiennych, odgrywają w tym zespole rolę dominującą.

Zespół środkowej części profilu (fig. 1, 19—32), występujący na odcinku 130—190 m, składa się w przeważającej części z biotyту, chlorytu i cyrkonu. W mniejszych ilościach występuje turmalin, staurolit, apatyt, cyjanit, rutyl, epidot. W porównaniu z zespołami górnej części profilu zaznacza się tu spadek ilości rutilu, który występuje zaledwie w kilku

punktach, w ilościach zupełnie podrzędnych. Daje się również zaobserwować częstsze występowanie apatyty. W zespole tym około 50—80% stanowi węglan żelazowy. Węglan ten został uznany za epigenetyczny i jako taki w rozważaniach naszych będzie pominięty. Uwzględniono go jedynie w diagramach, w celu zachowania właściwego obrazu stosunków ilościowych zespołów frakcji ciężkiej.

Zespół minerałów ciężkich w osadach najniższej części profilu, a więc poniżej około 190 m, charakteryzuje się obecnością granatu, cyrkonu, turmalinu i łyszczyków. W mniejszych ilościach występuje apatyt, rutyl i staurolit (fig. 1, 33—41).

Zespół ten odznacza się stałym i wyraźnym występowaniem granatów, których ilość w miarę posuwania się ku dołowi tej serii wzrasta. W porównaniu z poprzednimi zespołami oprócz granatu podkreślić należy wzrost ilości apatyty, przy równoczesnym spadku zawartości staurolitu. Także procent zawartości cyrkonu maleje na korzyść granatu. Obecność węgla żelazowego obserwuje się głównie w górnej części tej serii.

Wyżej opisane zespoły składają się z gatunków bardzo odpornych, jak cyrkon, turmalin, granat, rutyl oraz mniej odpornych, jak apatyt i andaluzyt. Stopień obtoczenia poszczególnych minerałów pozwala przypuszczać, że jest to materiał kilkakrotnie przerobiony, który przeszedł długą drogę transportu. Występowanie minerałów bardzo odpornych obok mało odpornych, a także ziarn cyrkonu dobrze obtoczonych obok idiomorficznych, może wskazywać na różne źródła pochodzenia materiału.

OPIS MIKROSKOPOWY POSZCZEGÓLNYCH MINERAŁÓW FRAKCJI CIĘŻKIEJ

Cyrkon. Występuje w postaci ziarn obtoczonych, okrągłych lub eliptycznie wydłużonych. W mniejszym stopniu występują cyrkonie wykształcone idiomorficznie, najczęściej o pokroju krótko pryzmatycznym. Te ostatnie szczególnie licznie pojawiają się w dolnej części profilu. Niektóre z nich wykazują daleko posunięty proces zniszczenia oraz budowę pasową. Najczęściej są bezbarwne, szare lub bladeżółte. Stosunek ziarn obtoczonych do nieobtoczonych wynosi 2 : 1.

Granat. Tworzy ziarna nieregularne, ostrokrawędziste lub słabo obtoczone, bezbarwne, a niekiedy także różowo zabarwione.

Turmalin. Pojawia się w postaci ułamek słupek mniej lub bardziej obtoczonych. Barwa na ogół różna. Pleochroizm w barwach najczęściej od jasnożółtej do zielonooliwkowej lub ciemnobrunatnej. Bardzo rzadko występują turmaliny o pleochroizmie od barwy jasnoniebieskiej do czarnej. Ogólnie można je uważać za turmaliny żelazowe.

Staurolit. Występuje w postaci ziarn na ogół słabo obtoczonych, z wyraźną łupliwością. Barwa najczęściej żółta ze słabym pleochroizmem. Mineral ten pojawia się znacznie częściej w górnej partii profilu.

Apatyt. Występuje w postaci ziaren okrągłych, doskonale obtoczonych, rzadziej w postaci ułamek słupek. Ziarna te są bezbarwne lub blade niebieskie. Często na ich powierzchni można zaobserwować bardzo drobne inkluzje obcych minerałów.

Cyjanit pojawia się na ogół dość rzadko, ze słabo zaznaczoną łupliwością, o barwie blade niebieskiej.

Rutyl. Wśród rutylu można wyróżnić trzy rodzaje ziarn: Rutyl ciemnoczerwony, żółtobrunatny oraz rutyl ciemnobrunatny, słabo przeświecający, prawie czarny, zwany nigrynem. Ziarna rutylu są dość dobrze obtoczone w postaci wydłużonych słupek lub posiadają kształty sercowate jako pozostałość po zblźniaczeniach kolankowych.

Epidot. Tworzy ziarna albo bezbarwne, albo zielonawooliwkowe ze słabym pleochroizmem. Ziarna te wykazują wyraźną łupliwość i słaby stopień obtoczenia. Powierzchnie ich są często zwietrzałe i pokryte szarym nalotem. Na podstawie własności optycznych można je zaliczyć do epidotów zwyczajnych, chociaż niektóre z nich wykazują własności zbliżone do członu zoizytowego.

Anataz. Pojawia się zupełnie sporadycznie jako bezbarwne, tabliczkowate, zwykle zblźnionzone piramidki, a niekiedy także piramidki o zwietrzałych powierzchniach.

Andaluzyt. Rzadkie jego ziarna są dobrze obtoczone, bezbarwne, o słabym pleochroizmie w barwach od bezbarwnej do bladoróżowej. Na powierzchni ziarn często dają się zauważyć drobne wzrostki tlenków żelaza.

Węglan żelazisty. Występuje bardzo obficie w środkowej części omawianego profilu w ilości ponad 50% frakcji ciężkiej. Tworzy ostrokrawędziste romboedry z wyraźną łupliwością.

Jest bladożółty, żółty lub żółtobrunatny. Wykazuje bardzo wysokie barwy interferencyjne. Prawdopodobnie jest to syderyt pochodzenia epigenetycznego.

Łyszczyki. Wśród łyszczyków przewagę mają biotyt i chloryt. Muskowit występuje zupełnie sporadycznie. Biotyt i chloryt tworzą nieregularne, postrzępione blaszki, często usiane wzrostkami tlenków żelaza. Na wielu okazach obserwować można przechodzenie biotytu w chloryt. Nierzadki jest także proces bauerytyzacji. Stan zachowania łyszczyków jest na ogół dość dobry.

Minerały nieprzeźroczyste. Około 30—80% frakcji ciężkiej zajmują minerały nieprzeźroczyste. Między innymi występują tu piryt, magnetyt i hematyt.

CZEŚĆ PORÓWNAWCZA

Minerały ciężkie w osadach górnokarbońskich były analizowane po raz pierwszy przez A. Niewiastina (1927) i dotyczyły głównie piaskowców warstw rudzkich z obszaru niecki bytomskiej.

W ostatnich latach szczegółowe opracowanie minerałów ciężkich w utworach arkozy kwaczalskiej podali M. Turnau-Morawska i K. Łydka (1954).

Opracowanie minerałów ciężkich z osadów warstw libiąskich, arkozy kwaczalskiej i piaskowców karniowickich zawdzięczamy K. Łydcie (1955).

Ponadto analizy materiałów ciężkich z warstw libiąskich i łaziskich nawierconych w Spytkowicach, Jaworznie i Chełmku, a także w osadach górnego namuru w okolicach Porąbki koło Mysłowic wykonała M. Kryszowska w latach 1955—1959.

Próba powiązania zespołów minerałów ciężkich występujących w profilu osadów karbońskich w Płazie z wynikami badań wyżej wymienionych autorów przedstawia się następująco:

Zespół minerałów ciężkich obecny w najniższej części profilu można określić jako „górnokarboński“ z charakterystycznym, dominującym udziałem granatów, analogiczny do opisanego z innych osadów górnokarbońskich (vide M. Kryowska, 1959). Ten „górnokarboński“ zespół minerałów ciężkich skłania do powiązania najniższej części profilu w Płazie z warstwami libiąskimi. W warstwach libiąskich K. Łydka (1959) kilkakrotnie wskazuje na masowe występowanie granatów (około 40% osadu), tłumacząc to szybkością sedymentacją materiału pochodzącego z erozji trzonów prakarpackich. Należy podkreślić, że zespół „górnokarboński“ w swoim górnym zasięgu kończy się na stropie warstw libiąskich. Z badań M. Turnau-Morawskiej i K. Łydki (1954) wynika, że w zespołach minerałów ciężkich wyżej leżącej arkozy kwaczalskiej zaznaczają się wyraźne zmiany, polegające głównie na zanikaniu granatów. Według tychże autorów, zjawisko to należy wiązać z „dojrzewającą morfologią terenu i powolną sedymentacją osadów“.

W związku ze zmianami ilościowymi składu mineralnego frakcji ciężkiej, a szczególnie ze znacznym spadkiem ilości granatów w środkowej części profilu w Płazie, nasuwa się przypuszczenie, że osady tej części profilu mogłyby odpowiadać arkozie kwaczalskiej.

Zespół minerałów ciężkich najwyższej części profilu wykazuje duże podobieństwo z jednej strony — do zespołów z „piaskowców karniowickich“, cytowanych przez K. Łydkę (1959), z drugiej strony — do zespołów arkozy kwaczalskiej z środkowej części tego profilu.

SKŁAD SPOIWA NA PODSTAWIE PRZEPROWADZONYCH BADAŃ TERMICZNYCH

W celu określenia składu mineralnego spoiwa przeprowadzono 50 oznaczeń przy pomocy analizy termicznej. Do analizy zostały wzięte skały piaskowcowe, zlepieńcowate, ilowce oraz mułowce. Tok postępowania był następujący: po rozdrobnieniu skały odsiano frakcję o średnicy 0,075 mm.

Skały mułowcowe i ilowce bezpośrednio ucierane były w moździerzu agatowym. Wydzielony materiał ze skał okruchowych i pelitycznych umieszczono w tygielku i poddano badaniom na aparaturze termicznej różnicowej. Wyniki badań w postaci krzywych termicznych zostały zestawione na figurze nr 1. Cyfry oznaczają głębokości pobranych prób.

Interpretację przeprowadzono na danych zaczerpniętych z prac: R. Grimm (1944), F. Czuchrow (1955), Berg (1944), J. Głogoczowski (1951), S. Basińska-Pampuchowa (1957), L. Stoch (1953).

Przeprowadzone badania wykazały, że pod względem składu spoiwa postępując w profilu od góry ku dołowi można wydzielić następujące serie:

Od głębokości 45,0 m (fig. 2, termogram 1) występuje spoiwo wylączanie kaolinitowe. Wskazują na to dwie reakcje charakterystyczne dla tego minerału, tj. przy temperaturze 580°C reakcja endotermiczna oraz w temperaturze 960°C reakcja egzotermiczna.

Od głębokości 45,0÷118,0 m (fig 2, termogramy 2—9) obok kaolinitu jako głównego składnika występują składniki poboczne — tlenki żelaza, dające reakcję egzotermiczną w temperaturze do 350°C oraz części organiczne w reakcji egzotermicznej do 450°C. W środkowej części tej serii,

¹ Ze względu na podobny przebieg i charakter krzywych termicznych, z ogólnie przeanalizowanych 50 próbek zostały wybrane krzywe najbardziej charakterystyczne.

na głębokości około 98,0–99,0 m (fig. 2, termogram 6) zaznacza się serycyt przy 850°C w reakcji endotermicznej.

Od głębokości 118,0–124,0 m (fig. 2, termogram 10) w skład spoiwa wchodzi kaolinit, tlenki żelaza oraz ubocznie węglan wapnia dający reakcję endotermiczną w temperaturze 930°C (termogramy 10, 11).

Od głębokości 124,0–167,0 m (termogram 11) w dalszym ciągu głównym składnikiem jest kaolinit, tlenki żelaza.

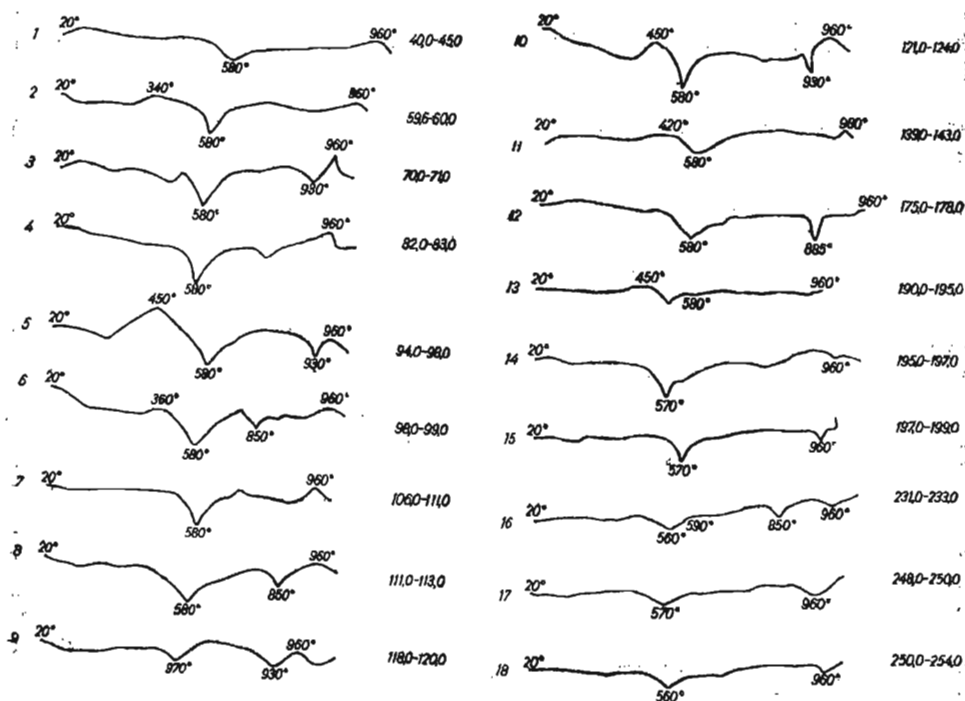


Fig. 2. Niektóre termogramy zbadanych utworów stropowej części karbonu górnego z profilu Płaza

Some thermograms of investigated sediments, from the top strata of the Upper Carboniferous of the vertical section at Płaza

Cyfry przy termogramach oznaczają głębokości pobranych próbek

Numbers given with thermograms indicates depths at which samples were taken

Od głębokości 167,0–190,0 m charakter i skład mineralny spoiwa ulega zasadniczej zmianie. Na pierwszych metrach główną masą jest kaolinit, ale już z domieszkami illitu, znikoma zawartość tlenków manganu oraz niewielka ilość syderytu.

W granicach 180,0–190,0 m w dalszym ciągu następuje wzrost składnika illitowego na niekorzyść kaolinitu, który staje się pobocznym. Na charakter illitowy spoiwa wskazują dwie reakcje endotermiczne przy temperaturze 560°C do 570°C i 960°C.

Od głębokości 190,0–254,0 m spoiwo mineralne charakteryzuje zdecydowana przewaga illitu oraz nieznaczne domieszki kwarcu w reakcji

endotermicznej zachodzącej przy temperaturze 590°C (termogramy 11, 16). Syderyt i kaolinit grają rolę podrzędną.

Wyżej wymienione serie wyróżniono na podstawie zarówno głównych jak i pobocznych składników spoiwa.

Ogólna interpretacja krzywych różnicowych wskazuje, że w całości zespołu termogramów można wydzielić dwie zasadnicze grupy. W pierwszej z nich, właściwej dla górnej części profilu, dominującą rolę odgrywa kaolinit, natomiast w drugiej występującej w dolnej części profilu, poniżej około 190,0 m, podstawowym składnikiem jest illit. Obecność illitu w osadach wskazuje, że tworzyły się one w niskich temperaturach wskutek hydrolizy przy odpływie dużej ilości wody.

Według K. Smulikowskiego (1955) illit jest pośrednim i niedokończonym produktem wietrzenia skałeni i innych glinokrzemianów w warunkach niedostatecznej kwasowości. Kaolinit natomiast jest końcowym produktem wietrzenia materiałów illitowych — powstaje w środowisku bardziej kwaśnym przy wietrzeniu skał na lądzie.

W świetle przytoczonych faktów, jak również wniosków S. Siedleckiego (1951, 1958) wydaje się, że osady niższej części profilu tworzyły się na lądzie w zalewiskach i rozlewających się rzekach w umiarkowanych warunkach klimatycznych.

Osady wyższej części profilu, powyżej około 190,0 m powstawały w warunkach także lądowych, ale o intensywniejszym przebiegu procesów wietrzeniowych. Środowisko musiało być bardziej kwaśne, a klimat znacznie cieplejszy, suchy z okresowymi opadami.

WNIOSKI

Wyniki badań płytek cienkich, minerałów ciężkich oraz składu mineralnego frakcji pelitycznej wykazały zgodnie, że w osadach profilu Płazy można wydzielić dwie serie, których granicę ustalono na głębokości około 190 m.

Górną serię charakteryzują osady o strukturze bardziej gruboziarnistej, barwy jasnoszarej, kremowej lub czerwonawej, słabo zwięzłe. Są to przeważnie piaskowce grubo- i średnioziarniste oraz zlepieńce zbudowane z kwarcu, nielicznych dużych osobników skałeni potasowych, małej ilości łyśczyków, okruchów skał krzemionkowych oraz minerałów akcesorycznych. Na powierzchniach ziarn skałeni zwraca uwagę daleko posunięty proces kaolinizacji. Zespół minerałów ciężkich składa się tu głównie z biotytu, chlorytu i cyrkonu. W stropowej części tej serii, powyżej 130 m obserwuje się wyraźne wzbogacenie frakcji ciężkiej w gatunki najbardziej trwałe, jak cyrkon, rutil, staurolit i turmalin, przy równoczesnym spadku ilości minerałów mało odpornych, jak skałenie i miki. Spoiwo ilaste skał na tym odcinku zbudowane jest przeważnie z kaolinitu.

W dolnej serii profilu występują skały na ogół drobnoziarniste, o barwie szarej lub zielonawej, bardziej zwięzłe. W skałach tych oprócz kwarcu dużą rolę odgrywają skałenie potasowe, występujące tu w postaci drobnych ziarn. Procesy przeobrażeniowe widoczne na powierzchniach skałeni prowadzą do powstania serycytu oraz w znacznie mniejszym stopniu — kaolinitu. Poza tym obserwuje się wzrost zawartości biotytu i chlorytu. Minerale ciężkie stanowią zespół charakteryzujący się obecnością dużej

ilości granatów. W mniejszym stopniu występują: cyrkon, turmalin, łyszczyki, staurolit, rutyl. Spoiwo ilaste stanowią głównie minerały z grupy illitu.

W wyniku przytoczonych faktów, zgodnie z podziałem stratygraficznym S. Siedleckiego (1958), można przyjąć, że w Płazie na utworach warstw libiąskich, występujących w dolnej części profilu (poniżej głębokości około 190 m) znajduje się seria arkozy kwaczalskiej miąższości około 190 m, zbudowana z jednego i tego samego materiału. Jedynie w górnej części tej arkozy (do głębokości około 130 m) zmiana stosunków ilościowych pomiędzy poszczególnymi składnikami, a także ich stopień zachowania pozwalają wnioskować o wtórnym przerobieniu tych osadów. Równocześnie utwory najwyższej części profilu wykazują pod względem składu mineralnego, a przede wszystkim pod względem składu frakcji ciężkiej, podobieństwo do „piaskowców karniowickich“, których petrografię opisał K. Lydka (1955).

S. Siedlecki (1951) początkowo uważał piaskowce karniowickie za utwór powstały w wyniku erozji górnokarbońskich piaskowców z grzbietu dębnickiego. Wiekowo zaliczył je do górnego stefanu. Później S. Siedlecki (1956) część piaskowców karniowickich włączył do westfalu, a pozostałą część połączył ostatnio z arkozą kwaczalską (S. Siedlecki, 1958).

Za wyeliminowaniem pojęcia piaskowców karniowickich wypowiada się także A. Skórska (1959). Opisując kontakt martwicy karniowickiej z niżej leżącymi piaskowcami w Karniowicach, stwierdza, że bezpośrednio starszym utworem od martwicy karniowickiej jest arkoza kwaczalska.

Piaskowce najwyższej części profilu w Płazie prawdopodobnie odpowiadają „piaskowcom karniowickim“, które K. Lydka (1955) w wyniku swoich badań uznał za powstałe z przeróbki piaskowców „typu arkozy kwaczalskiej“.

Wydaje się, że reprezentują one także arkozę kwaczalską, jednak przerobioną i przemytą, analogiczną do tej, którą opisuje A. Skórska (1959). W wyniku procesów przeróbki uległa zniszczeniu znaczna część skaleni jako minerałów mało odpornych, a równocześnie nastąpiło wzbogacenie w minerały najbardziej trwałe, jak cyrkon, rutyl, turmalin, staurolit.

Profil osadów górnokarbońskich w Płazie może być jeszcze jednym dowodem, że część piaskowców noszących dotychczas miano karniowickich stanowią osady przerobionej i przemytej arkozy kwaczalskiej.

Stacja Górnośląska I. G.

Nadesłano dnia 11 października 1959 r.

PIŚMIENICTWO

BASIŃSKA-PAMPUCHOWA S. (1957) — Aparatura do termicznej analizy różnicowej i możliwości jej budowy w kraju. *Przeł. geol.*, 5, nr 4, p. 173—178. Warszawa.

БЕРТ Л. Г., НИКОЛАЕВ А. В. (1944) — Термография. Москва—Ленинград.

ЧУХРОВ Ф. В. (1955) — Коллоиды в земной коре, стр. 514—576. Москва.

- GŁOGOCZOWSKI J. (1951) — Uproszczona analiza termiczna ilów. Nafta, 7, nr 10, p. 261—264. Kraków.
- GRIMM R. E., ROWLAND R. A. (1944) — Differential thermal analysis of clays and shales, a control, and prospecting method. Urbana.
- KRYSOWSKA M. (1955) — Sprawozdanie z badań nad minerałami ciężkimi w utworach karbońskich obszaru górnośląskiego. Arch. Inst. Geol. Maszynopis. Warszawa.
- KRYSOWSKA M. (1959) — Zespoły minerałów ciężkich w utworach karbońskich z Bolesławia koło Olkusza. Kwart. geol., 3, nr 4, p. 857—868. Warszawa.
- LYDKA K. (1955) — Studia petrograficzne nad permokarbonem krakowskim. Biul. Inst. Geol., 97, p. 134—141. Warszawa.
- NIEWIESTIN A. (1928) — Badania geologiczną warstw nadredenowych niecki bytomskiej. Roczn. Pol. Tow. Geol., (1927), 4, p. 135—163. Kraków.
- SIEDLECKI S. (1951) — Utwory stefañskie i permskie we wschodniej części Polskiego Zagłębia Węglowego. Acta geol. pol., 2, p. 300—344. Warszawa.
- SIEDLECKI S. (1951) — Problemy stratygrafii najwyższego karbonu i najniższego permu w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym. Kwart. geol., 3, nr 3, p. 544—550. Warszawa.
- SKÓRSKA A. (1959) — Przyczynek do stratygrafii i sedimentologii martwicy karniowickiej. Kwart. geol., 3, nr 2, p. 267—274. Warszawa.
- SMULIKOWSKI K. (1955) — Minerale skałotwórcze. Wyd. Geol., p. 136—159. Warszawa.
- STOCH L. (1953) — Termiczna analiza różnicowa. Prz. geol., 1, nr 9, p. 416—420. Warszawa.
- TURNAU-MORAWSKA M. (1954) — Studia petrograficzne nad arkozą kwaczalską. Roczn. Pol. Tow. Geol., 22, p. 473—490. Kraków.

Мария КРЫСОВСКА, Теофиля ПИЛАТ, Ванда ВРОХНЯК-СТОПКА

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБРАЗОВАНИЙ ВЕРХНЕГО КАРБОНА В ПЛАЗЕ ОКОЛО ХШАНОВА (КРАКОВСКИЙ РАЙОН)

Резюме

Профиль отложений самого верхнего карбона в Плазе около Хшанова является первым профилем вскрывающим в восточной части Верхне-Силезского бассейна контакт между либёнжскими слоями и квачальским аркозом и дал возможность исследовать серию этих осадков мощностью около 200 м.

Микроскопический анализ шлифов показал, что в минеральном составе рассматриваемых образований повторяется почти тот же сам комплекс минералов, встречаемых в разных количественных взаимоотношениях. Комплекс составляют: кварц, хальцедон, ортоклаз, микроклин, пертит, слюда, пирит, окиси железа, карбонаты, акцессорные минералы, обломки пород и цемент.

Анализ шлифов, исследования тяжелых минералов и состава цемента доказали, что в исследуемых образованиях можно выделить три серии. Границы между ними установлены на глубине около 130 и 190 м. Первая из этих границ

отмечается менее четко; породы залегающие выше глубины 130 м отличаются большим содержанием кварца, а меньшим — малоустойчивых минералов таких, как биотит и хлорит. Цемент состоит из каолинита.

Граница установленная на глубине около 190 м основывается на различиях структуры, окраски, связности, содержания шпатов, слюды, гранатов и характера глинистого цемента. Осадки залегающие выше упомянутой глубины содержат комплекс тяжелых минералов состоящий главным образом из биотита, хлорита и циркона. В составе цементирующего вещества в дальнейшем преобладает каолинит.

Осадки залегающие ниже 190 м отличаются обильным содержанием гранатов и иллитовым цементом. Наличие иллита в осадках указывает на то, что осадки образовались в низкой температуре при наплыве большого количества воды. По К. Смуликовскому (1956) иллит является косвенным продуктом выветривания алюмосиликатов в условиях недостаточной кислотности. Каолинит же является конечным продуктом выветривания иллитовых материалов — образуется в среде более кислотной.

В связи с изложенными исследованиями, также как и с выводами С. Седлецкого (1951, 1958) можно предполагать, что осадки залегающие ниже \pm 190 м принадлежит к либёнжским слоям и образовались в материковых озерах в умеренном климате.

Осадки рассматриваемого профиля залегающие выше 190 м представлены квачальским аркозом, перемытым и переотложенным в своей верхней части. И они образовались в континентальных условиях, но при более интенсивном протекании процессов выветривания. Среда была вероятно более кислотная, а климат более теплый, сухой с периодическими осадками.

Maria KRYSOwsKA, Teofila PiŁAT, Wanda WROCHNIAK-STOPKA

**MINERALOGICAL — PETROGRAPHICAL CHARACTERISTIC
OF THE SEDIMENTS OF THE HIGHEST CARBONIFEROUS AT PLAZA
NEAR CHRZANÓW (CRACOW REGION)**

Summary

The vertical section of the sediments of the highest Carboniferous at Plaza near Chrzanów is the first profile which, in the eastern part of the Upper Silesian Coal Basin, made accessible the contact between the Libiąż beds and the Kwaczała arkose, and made possible the observation of about 200 m. of the series of these sediments.

The microscopic analyses of thin sections disclosed that, in the mineral composition of the discussed sediments, there repeats itself an almost identical assemblage of minerals in varying quantitative proportions. This assemblage consists of: quartz, chalcedony, orthoclase, microcline, perthite, micas, pyrite, iron oxides, carbonates, accessory minerals, rock fragments, and cement.

The analyses of these thin sections, the investigation of the heavy minerals and of the components of the cementing mass have shown that, in the investigated

sediments, three series may be distinguished. The boundaries between these series have been drawn at 130 m. and 190 m. The former boundary is less distinct: the rocks occurring above depth of 130 m. are featured by a higher content of quartz and a lesser content of feebly resistant minerals like feldspars and micas. Of heavy minerals there chiefly appear: zirkon, rutile, staurolite, tourmaline, biotite and chlorite. Kaolinite is here the rock cement.

The boundary established at the depth of 190 m. is based on differentiation of texture, colour, compactness, content of feldspars, micas and garnets, and on the character of the argillaceous cement. The sediments extending above the 190 m. depth contain a group of heavy minerals consisting chiefly of biotite, chlorite and zirkon. In the composition of the cement, kaolinite continues to predominate.

The sediments below depth 190 m. are characterized by an ample occurrence of garnets and by an illite cement. The presence of illite in these sediments is proof of their having been produced at low temperatures, with the simultaneous afflux of large quantities of water. According to K. Smulikowski (1956), illite is an intermediate product of weathering of aluminosilicates in conditions of inadequate acidity. On the other hand, kaolinite is the final product of weathering of illite materials and is produced in a more acid environment.

In view of the above reported investigations, as well as the conclusions voiced by S. Siedlecki (1951, 1958), it seems probable that the sediments extending below the 190 m. depth belong to the Libiąż beds and that they were formed in continental lacustrine conditions during a moderate climate.

The sediments above the 190 m. depth of the discussed section represent the Kwaczała arkose which, in its upper part, is transformed and washed out. These sediments were formed in continental conditions too, but under more intensive processes of weathering. The environment must have been more acid, and the climate considerably warmer and dry, yet with periodical precipitations.