

UKD 552.52:549.623.91].08:553.96:552.313.8(438–191.2 kop. „Bełchatów”+438+4–191)

Marian WAGNER

Ilaste skały kaolinitowe (paratonsteiny) ze złoża węgla brunatnego Bełchatów

W serii węglowej kopalni węgla brunatnego Bełchatów stwierdzono poziomy skał zasobnych w kaolinit, o typie genetycznym tonsteinów. Określono skład mineralny tych skał, identyfikując wiele elementów materiału piroklastycznego. Dokonano korelacji najmłodszych poziomów skał kaolinitowych z poziomem tufitowym w złożach rejonu Konina oraz z horyzontem tufitu bocheńskiego, który jest szeroko rozprzestrzeniony w utworach mioceńskich i badeńskich środkowej Europy.

WSTĘP

W nazewnictwie geologicznym międzynarodowy termin tonstein (niem. *Ton* – ił, *Stein* – kamień) oznacza związłą, twardą i nieplastyczną w wodzie skałę ilastą zasobną w kaolinit, która występuje w postaci warstwowych przelawień w pokładach węgla kamiennego lub w skałach im towarzyszących. W Polsce skały tego rodzaju nazywane były również iłowcami krystalicznymi (J. Kuhl, K. Kruszewska, 1965; A. Bolewski, M. Turnau-Morawska, 1963). Cechą tonsteinów jest duże lateralne rozprzestrzenienie o powierzchniach setek kilometrów kwadratowych (I.A. Williamson, 1961).

Geneza tych skał nie jest obecnie jednoznacznie ustalona. Większość badaczy uważa tonsteiny za utwory tufogeniczne, w których materiał piroklastyczny uległ kaolinityzacji w kwaśnym środowisku sedimentacji torfu (E. Stach, 1950; D. Hallbauer, 1960; T.C. Loughman, 1962; W. Heflik, I. Lipiarski, 1973; M. Dopita, J. Kralik, 1977). Inni wysuwają koncepcję osadowego pochodzenia tonsteinów, w których kaolinit powstawałby drogą wietrzenia glinokrzemianów z granitoidów (I.A. Williamson, 1967; K. Burger, 1956) lub wytworzył się w sposób biochemiczny w okresie formowania się gleb (L.R. Moore, 1964). Wielu badaczy uważa jednak, że zasadniczą część tonsteinów zawiera kaolinit powstały zarówno w procesie kaolinityzacji niektórych składników popiołów wulkanicznych, jak również na

drodze krystalizacji z roztworów (m. in. A. Schuller, 1956; J. Kuhl, K. Kruszewska, 1965), choć w ostatnich latach kwestionuje się tę tezę (P.W. Zaricki, 1983). Dowodem na powstawanie tonsteinów przez przeobrażenie pyłów wulkanicznych są relikty szkliska wulkanicznego, sanidynu oraz występowanie form morfologicznych kwarcu powszechnie uważanych za element piroklastyczny. Na osadowe (na drodze krystalizacji) pochodzenie kaolinitu w tonsteinach wskazują tzw. inkrustacje roślinne, tj. niesprasowane fragmenty tkanek roślin impregnowane kaolinitem z domieszką opalu lub chalcedonu.

Tonsteiny znane są głównie z paleozoicznych formacji węgla kamiennego, w których spośród innych odmian skał wyróżnia je jasna barwa, duża zwięzłość, brak rozpadu w wodzie nawet po wielodniowym moczeniu oraz brak plastyczności składników ilastych. Cechy te wyraźnie różnią je od innych odmian skał tufogenicznych, tj. bentonitów i metabentonitów oraz mułowców tufitowych (ang. *tufaceous mudstones*), które mniej lub bardziej pęcznią w wodzie ze względu na zawartość illitu i montmorillonitu.

W trzeciorzędowych formacjach węgla brunatnego znane są również skały ilaste zasobne w kaolinit o typie genetycznym tonsteinów, które tworzą rozległe przewarstwienia w pokładach węgla lub występują w najbliższym jego otoczeniu. Opisano je z nadreńskiego zagłębia węgla brunatnego jako *Kaolin-Kohlentonstein* (H. Pietzner i in., 1962), ze złoża węgla Kalimantan w Indonezji jako tonsteiny (R.K. Harrison i in., 1983), z alaskańskiego złoża Kenai Peninsula (D. Triplehorn, 1983) oraz ze złoża węgla Bełchatów (pojedyncza warstwa w stropowej części serii węglonośnej – L. Kasza i in., 1982). Jest kwestią dyskusyjną, czy słuszne jest nazywanie tonsteinami słabo zwięzłych i rozpadających się w wodzie skał kaolinitowych znanych z formacji węgla brunatnego, które wprawdzie występują w warunkach geologicznych podobnych do warunków występowania tonsteinów paleozoicznych, mają zbliżony skład mineralny, lecz różnią się wymienionymi cechami fizycznymi, które są uważane przez wielu badaczy za cechy diagnostyczne skał odmiany tonsteinów. Wydaje się, że dla tej odmiany skał trafniejsza jest nazwa paratonstein, ponieważ przedrostek para (grec.) – tuż, obok, w znaczeniu: przypominający, niedorozwinięty, wskazuje na zaczątkową formę odmiany skały, która zostanie przekształcona w typowy tonstein w procesach kata- i metagenезы.

W ostatnim czasie w złożu kopalni węgla brunatnego Bełchatów odsłonięto robotami górniczymi 4 rozległe poziomy paratonsteinów. W niniejszym artykule przedstawiono szczegółową charakterystkę litologiczno-petrologiczną tych skał oraz wyniki próby korelacji tych poziomów ze znanymi horyzontami skał tufogenicznych ze złoża w Koninie (M. Wagner, 1981) oraz w zapadlisku przedkarpacim.

POZYCJA GEOLOGICZNA PARATONSTEINÓW W ZŁOŻU BEŁCHATÓW

W złożu kopalni odkrywkowej węgla brunatnego Bełchatów stwierdzono dotychczas 4 poziomy skał ilastych zasobnych w kaolinit (paratonsteinów). Pierwszy, najmłodszy poziom (I) występuje wśród skał ilasto-piaszczystych nadkładu węgla do kilku metrów nad pokładem oznaczonym w kopalni jako wiązka A (fig. 1). Poziom ten wykształcony jest w postaci ciągłej warstwy o grubości 10–18 cm. Został on wstępnie scharakteryzowany przez L. Kaszę i in. (1982).

Drugi poziom paratonsteinów (II) występuje w części przystropowej wiązki A. Granice między tą skałą a węglem są ostre, doskonale widoczne dzięki jasnemu odcieniowi. Grubość warstwy paratonsteinu wynosi 10–15, lokalnie 30 cm.

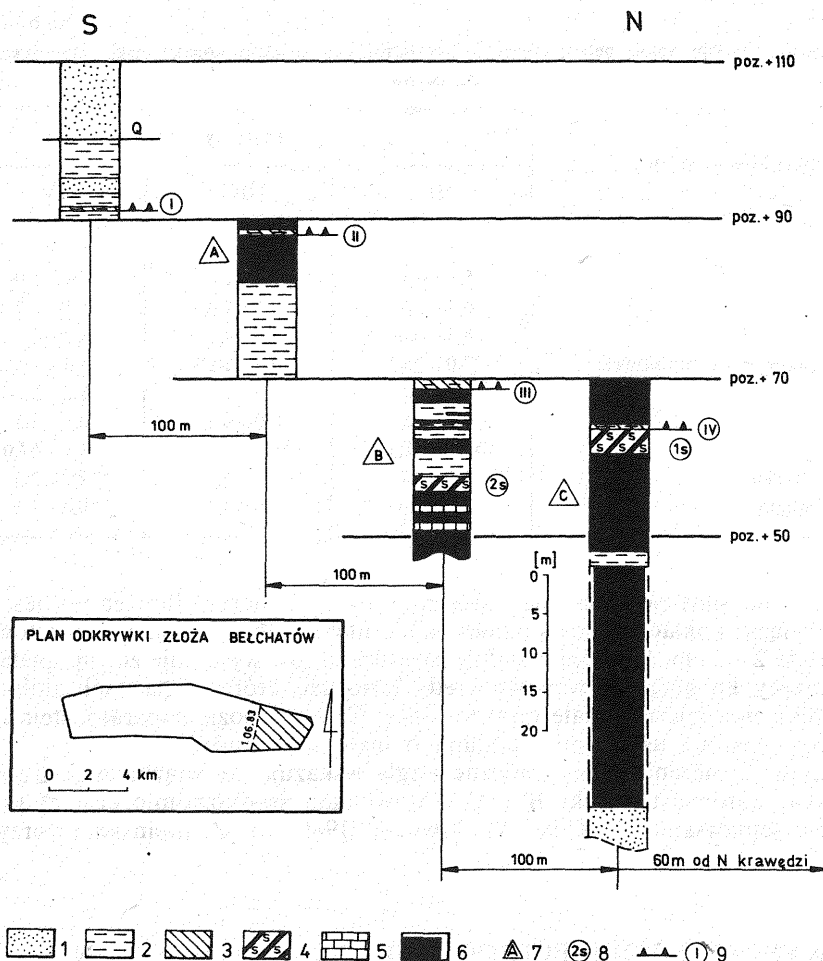


Fig. 1. Syntetyczny profil litologiczny trzeciorzędowej serii węglowej odsłoniętej robotami górniczymi odkrywkowymi do dnia 1.06. 1983 r. w złożu Bełchatów oraz profil przewidywany poniżej poziomu eksploatacyjnego +50 m n.p.m.

Synthetic lithological profile of Tertiary coal series exposed by open-strip mining in the Bełchatów area till 1 June, 1983, and the expected profile below the exploitation level +50 m a.s.l.

1 - piaski; 2 - ropy; 3 - paratonsteiny; 4 - ropy sapropelowe; 5 - kreda jeziorna; 6 - węgiel brunatny; 7 - wiązki pokładów węgla według dokumentacji złoża; 8 - poziomy ropy sapropelowych; 9 - poziomy paratonsteinów

1 - sands; 2 - clays; 3 - paratonsteins; 4 - sapropel clays; 5 - lacustrine chalk; 6 - brown coal; 7 - coal seam groups according to mining data; 8 - sapropel clay horizons; 9 - paratonstein horizons

Trzeci poziom paratonsteinów (III) stwierdzono w stropie ławicy węgla, która w kierunku południowym złoża przechodzi w ropy węglisty. Poziom ten tworzy ciągłą warstwę o grubości 5–10 cm o granicach stropowej i spągowej ostro zaznaczających się w odniesieniu do otaczających ropy lub węgla.

Czwarty poziom paratonsteinów (IV) zlokalizowany jest w stropie dolnego ropywca sapropelowego (1s), który w kopalni nazywany jest ropywcem kostkowym

Tabela 1

Zestawienie wyników analiz petrograficznych paratonsteinów ze złoza kopalni węgla brunatnego
Bełchatów

Składnik mineralny	Poziomy		
	II	III	IV
Kwarc	5,1–5,4	1,9–2,0	0,9–1,0
Skalenie	6,7–6,9	2,3–2,4	1,5–2,2
Szkliwo	4,5–5,5	4,4–4,7	6,2–6,7
Kaolinit (agregaty kolumnowe)	27,0–28,5	18,4–20,6	17,1–18,6
Biotyt	0,3–0,5	0,0–1,2	1,6–3,3
Chloryty	0,3–1,0	0,0–0,3	0,9–1,2
Tłło skalne	49,6–51,3	63,8–65,2	65,1–67,0
Minerały ciężkie	2,5–2,7	2,4–2,9	2,1–2,5
Materiał węglowy	3,3–3,4	0,6–3,5	0,6–1,6

ze względu na silne potrząskanie i zlustrowanie tektoniczne. Howiec ten jest elementem wiązki pokładów węgla oznaczonych literą C. Poziom skał kaolinitowych ma grubość 2–5 cm. Powyżej warstwy paratonsteinów występuje żółtopopielaty ił przechodzący ku górze w warstwę kredy jeziornej, która w partiach zailonych przypomina litologicznie skałę typu tonstein. Czwarty poziom paratonsteinu jest zaburzony wieloma uskokami i fałdami o małej amplitudzie.

Wstępne oznaczenia stratygraficzne węgla wskazują, że wiązka A jest górno-miocenińska, natomiast wiązki B i C odpowiadają środkowomiocenińskiej grupie pokładów ścinawskich (E. Ciuk, M. Piwocki, 1980; M. Ziemińska-Tworzydło, 1966).

WYKSZTAŁCENIE PETROGRAFICZNE PARATONSTEINÓW

Cechą znaną, która wyróżnia paratonsteiny z Bełchatowa ze skał otoczenia, jest jasnobezowa barwa oraz odmienny zestaw struktur i tekstur sedimentacyjnych. Struktura tych skał jest generalnie związana z prostym, frakcyjnym uwarstwieniem; w spągu skały te mają strukturę aleurytowo-pasmitową, która ku stropowi przechodzi w sposób ciągły w strukturę aleurytowo-pelitową, a następnie w pelitową. Zmiana struktury jest najwyraźniejsza w młodszych (I i II) poziomach badanych skał. Partie aleurytowo-pasmitowe paratonsteinów mają strukturę bezładną, natomiast części z przewagą struktury pelitowej charakteryzują się horyzontalną laminacją, podkreśloną i wyraźniej ujawnioną kierunkowym ułożeniem drobnego detrytus węgłowego.

Wśród składników ziarnistych megaskopowo wyróżniają się przezroczyste ziarna szkliwa wulkanicznego i kwarcu, agregaty kaolinitowe o specyficznym jedwabistym połysku oraz złotawego koloru blaszki zwietrzałego biotyty.

Paratonsteiny ze złoza Bełchatów są kruche, umiarkowanie spoiste o słabo zaznaczonej podzielności kostkowej i muszlowym przelamie. W wodzie rozmakają, choć niektóre ich partie ulegają rozładowaniu dopiero wskutek mieszania. Dominu-

jącym składnikiem ziarnistym badanych skał jest kaolinit, podrzędnymi natomiast skalenie, szkliwo krzemianowe, chloryty, kwarc, biotyt oraz minerały ciężkie takie jak: cyrkon, apatyt i związki żelaza (tab. 1). Składniki te tkwią w słabo anizotropowym spoiwie typu podstawowego zbudowanym z minerałów ilastych, z zaznaczającą się przewagą kaolinitu, oraz przypuszczalnie ze szkliwa krzemionkowego.

Kaolinit występuje w kilku formach morfologicznych. Dominuje kaolinit gruboklastyczny, wykształcony w postaci kolumnowych agregatów o średnicy 0,03–0,2 mm. Agregaty te przyjmują formę spiral lub pokrój robakowaty i snopkowy. Duża ich część zachowuje fragmentarycznie pokrój ziarnisty (izometryczny), co jest wskaźnikiem powstania kolumnowych agregatów kaolinitu drogą przeobrażenia w fazie stałej skaleni i biotyty. Potwierdzają to gęste skupienia pyłu utlenionych związków żelaza lub drobne skupienia syderytu, które koncentrują się przeważnie przy zachowanych krawędziach łupliwości pseudomorfoz.

Drugą formą występowania kaolinitu są agregaty typu cementacyjnego. Mają one przeważnie kształt owalny z wyraźnie wykształconym centrycznie położonym jądrem, które stanowi pęcherzyk powietrza, ułamek szkliwa lub kwarcu. W przypadku impregnacji szczątków roślinnych oraz przypuszczalnie w obrębie spoiwa, agregaty tego typu nie mają określonego kształtu morfologicznego. Kaolinit jest tu optycznie jednorodny, prawie izotropowy, wykazuje często strefowe wykształcenie w postaci współśrodkowych pierścieni. Impregnacje pozostałości tkanek roślinnych kaolinitem nie mają jakichkolwiek śladów zdeformowania, co jest – zdaniem wielu badaczy – dowodem krystalizacji kaolinitu z roztworów jonowych.

Kaolinit jest również dominującym składnikiem tła skalnego. Jest on drobno-kryształiczny, tworzy często skupienia o wykształceniu sferolitowym. Ta forma zwykle zawiera gęsto ułożone wrostki kryształów apatyty.

Występowanie kaolinitu jako głównego składnika mineralnego paratonsteinów potwierdzają intensywne refleksy rentgenowskie na dyfraktogramach, które prawie całkowicie znikają po wyprażeniu próbek w temperaturze około 550°C, wskutek dehydroksylacji tego minerału (fig. 2 i 3). Analiza dyfraktogramów wskazuje jednak, że kaolinit z badanych poziomów różni się pod względem strukturalnym. Kaolinit z paratonsteinów poziomu młodszego (II) jest dość dobrze skryształizowany (uporządkowany strukturalnie), o czym świadczy większa intensywność refleksu pochodzącego od ściany $1\bar{1}0$ (0,434 nm) niż od ściany 020 (0,445 nm). Wskazuje to na występowanie tzw. kaolinitu *Tc*, ponieważ wskaźnik uporządkowania struktury tego minerału, obliczony dodatkowo według propozycji L. Stocha (1974), wynosi 0,88. Również analiza refleksów w zakresie 0,26–0,150 nm wskazuje na wiele ugięć dalszego rzędu i potwierdza tę diagnozę. Podobna jest charakterystyka strukturalna kaolinitu wyodrębnionego z najmłodszego (I) poziomu paratonsteinów (L. Kasza i in., 1982). Kaolinit z poziomów starszych (III i IV) jest strukturalnie słabo uporządkowany. Wskazuje na to obliczony z dyfraktogramów wskaźnik uporządkowania, który wynosi około 1,4, co jest typowe dla tzw. kaolinitu *D* (L. Stoch, 1974). Również brak linii dyfrakcyjnych o odległościach międzypłaszczyznowych 0,252, 0,223, 0,198 nm oraz poszerzenie linii o wartościach około 0,256, 0,229 i 0,167 nm świadczą dodatkowo o jego słabym wykształceniu strukturalnym (fig. 3).

Podobne wnioski wynikają z badań derywatograficznych (fig. 4). Silny pik endotermiczny dehydroksylacji kaolinitu w temperaturze około 580–600°C jest wyraźnie asymetryczny w przypadku próbek paratonsteinów z obydwóch poziomów starszych, co jest oznaką słabego uporządkowania strukturalnego tego minerału. Symetryczny kształt tego pików w przypadku skały kaolinowej z poziomu II wskazuje na dokładniejsze uporządkowanie struktury fizyczno-chemicznej.

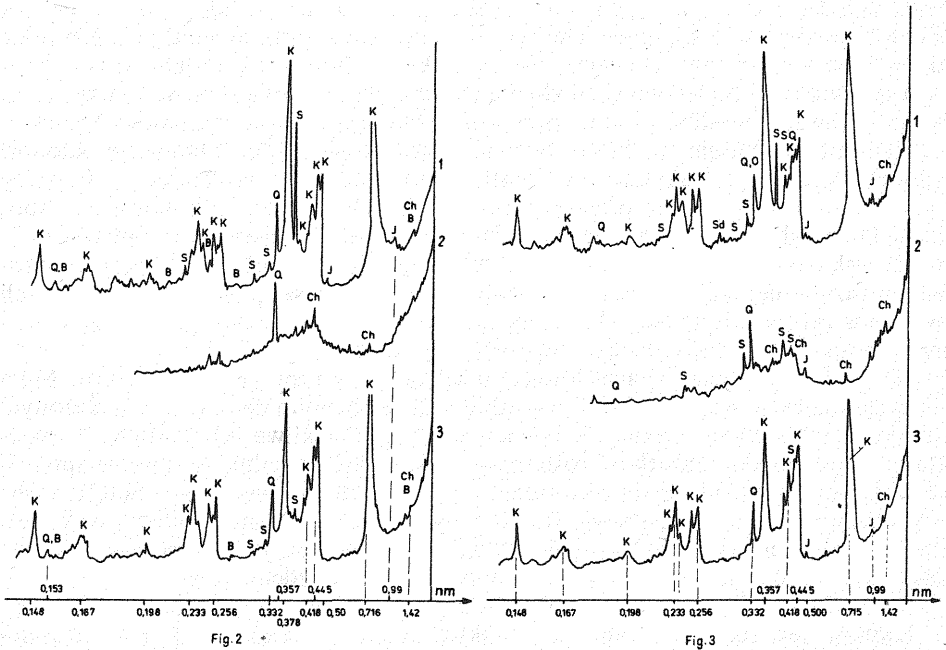


Fig. 2. Dyfraktogramy próbek paratonsteinów poziomu II ze złoża węgla brunatnego Bełchatów

Diffractograms of paratonstein samples from the level II in the Bełchatów brown coal mine

1 – próbka surowa; 2 – próbka prażona; 3 – frakcja <0,01 mm; K – kaolinit; Ch – chloryt; S – sanidyn; Q – kwarc; B – biotyt

1 – raw sample; 2 – fired sample; 3 – <0.01 mm fraction; K – kaolinite; Ch – chlorite; S – sanidine; Q – quartz; B – biotite

Fig. 3. Dyfraktogramy próbek paratonsteinów z poziomu III i IV ze złoża węgla brunatnego Bełchatów

Diffractograms of paratonstein samples from the levels III and IV in the Bełchatów brown coal mine

1 – poziom IV, próbka surowa; 2 – poziom IV, próbka prażona; 3 – poziom III, próbka surowa; I – illit; O – ortoklaz; Sd – syderyt; pozostałe objaśnienia jak na fig. 2

1 – level IV, raw sample; 2 – level IV, fired sample; 3 – level III, raw sample; I – illite; O – orthoclase; Sd – siderite; other explanations as in Fig. 2

Ponieważ w poziomach młodszych (I i II) silnie przeważa kaolinit drobnokrystaliczny, natomiast w starszych (III i IV) grubokrystaliczny, wykształcony w postaci agregatów kolumnowych, kryształy tego minerału krystalizujące z roztworów jonowych charakteryzują się znacznie lepszym uporządkowaniem struktury fizyczno-chemicznej niż kryształy powstające na drodze degradacji glinokrzemianów w fazie stałej.

Wyodrębnione z badanych paratonsteinów ziarna o średnicach mniejszych od 0,1 i 0,01 mm mają obrazy dyfraktograficzne i derywatograficzne zbliżone do obrazów próbek surowych, co świadczy o dominacji kaolinitu we wszystkich frakcjach badanych skał.

W paratonsteinach z Bełchatowa skalenie są reprezentowane przez pojedyncze ziarna sanidynu i ortoklazu. W poziomach młodszych są one liczniejsze (tab. 1), lecz mają mniejsze średnice ziarn, co jest związane z ich drobnoziarnistym wykształceniem.

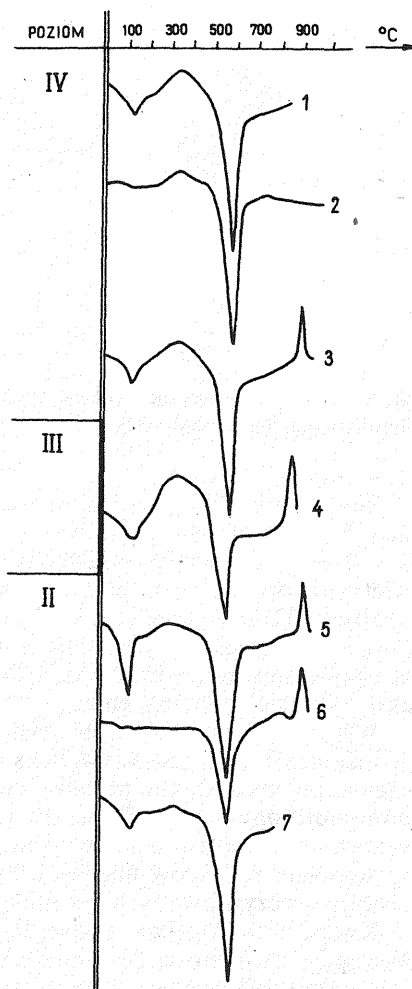


Fig. 4. Zestawienie krzywych termicznych DTA próbek paratonsteinów ze złoża węgla brunatnego Belchatów

Comparison of DTA curves for paratonstein samples from the Belchatów brown coal deposit

1, 4, 5 – próbki surowe; 2, 7 – frakcja $\leq 0,01$ mm; 3, 6 – frakcja 0,01–0,1 mm

1, 4, 5 – raw samples; 2, 7 – ≤ 0.01 mm fraction; 3, 6 – 0.01–0.1 mm fraction

Pokrój ziarn skaleni jest izometryczny lub automorficzny. Skalenie najczęściej są silnie zwietrzałe (kaolinityzacja). W miejscach o małym stopniu zwietrzenia ujawniają ujemny charakter optyczny, mały kąt osi optycznych (około $10-15^\circ$) i ujemny relief.

Śpośród skaleni wyraźnie widoczny na dyfraktogramach jest sanidyn (fig. 2 i 3). Refleksy ortoklazu są słabsze i wyraźniejsze w próbkach paratonsteinów poziomów starszych (fig. 3). Stopień triklinytyzacji mierzony rozszczepieniem najwyraźniejszych refleksów około $0,378$ nm wynosi 0, co jest typowe dla sanidynu wysokotemperaturowego. Również badania stanu strukturalnego tych składników metodą 3 refleksów (T.L. Wright, 1968) wskazują na występowanie wysokotemperaturowego sanidynu.

Chloryty zidentyfikowano jako większe pseudoheksagonalne blaszki oraz w postaci drobnodetrytycznej. Mają one zabarwienie oliwkowe i słaby pleochroizm. Silne refleksy na dyfraktogramach próbek prażonych w odległościach około $1,40$, $0,715$, $0,475$ nm i in. wskazują na modyfikacje strukturalne chlorytów trioktaedrycznych, oznaczonych jako faza Ib (fig. 2 i 3).

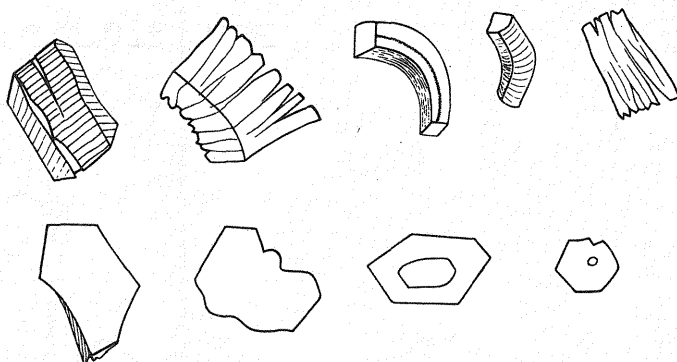


Fig. 5. Formy morfologiczne i pokroje grubokrystalicznego kaolinitu
Morphological forms and outlines of coarse-crystalline kaolinite

Biotyt tworzy krótkie i spęcznione blaszki silnie dotknięte procesem kaolinityzacji. Rzadko obserwuje się blaszki biotytu prawie całkowicie pokryte agregatami illitu, który jest stopniowo zastępowany przez kaolinit. Biotyt w mniejszym stopniu zwietrzały oprócz swoistej formy morfologicznej zachował jasnozielonkawe lub żółtozielonkawe zabarwienie oraz słaby pleochroizm. Odległości międzyplaszczynowe zwietrzałego biotytu zarejestrowane na dyfraktogramach (fig. 2 i 3) wskazują na zaawansowane zwietrzanie, które według G. Walkera (1950) można określić jako 3 stopień przeobrażenia.

Wśród innych minerałów ilastych badanych paratonsteinów wyróżniają się nieduże ilości illitu (główny refleks około 0,99 nm, który nie zmienia swojego położenia po wyprażeniu próbek) oraz minerałów mieszanopaketowych illitowo-montmorillonitowych. Minerale te tworzą drobne skupienia o wykształceniu pierzastym w prawie izotropowym tle skalnym, a na dyfraktogramach ujawniają się zespołem refleksów między 1,00 i 2,42 nm. Po wyprażeniu próbek odległości międzyplaszczynowe tych faz mineralnych zmniejszają się.

Kwarc jest zupełnie podrzędnym składnikiem mineralnym badanych skał. Występuje zarówno w postaci ziarn automorficznych, jak również detrytycznych o pokroju igielkowatym, sierpowatym i trójkątnym (fig. 6). Są to typowe kształty morfologiczne uważane za elementy pochodzenia pirogenicznego.

Charakterystycznym składnikiem paratonsteinów z Bełchatowa jest szkliwo krzemianowe. Występuje ono w postaci ziarn o pokroju kropłowatym, elipsoidalnym lub ułankowym (fig. 6). Jest ono głównym składnikiem tła skalnego, wyróżnia się również ilościowo wśród składników ziarnistych. Tworzy niekiedy obwódki wokół skaleni, kwarcu lub agregatów kaolinitowych. W przeważającej ilości przypadków współczynnik załamania światła szkliva jest mniejszy od 1,54 (szkliwo typu kwaśnego), lecz niektóre ziarna o większych średnicach, wyraźnie chropowate na powierzchniach, wykazują dodatni relief w stosunku do balsamu kanadyjskiego. Wyrażna przewaga szkliva typu kwaśnego wskazuje na wulkanizm kwaśny (ryolitowy?) jako na źródło materiału piroklastycznego. Większe okruchy szkliva są pokryte agregatami łuseczek minerałów ilastych o cechach illitu.

Wśród minerałów ciężkich wyróżniono prawidłowe kryształki cyrkonu, apatyty i rzadko pirytu.

Częstym składnikiem badanych paratonsteinów są uwęglone szczątki roślinne, które stanowią przeważnie fragmenty korzonków, gałązek drzew i niekiedy liści.

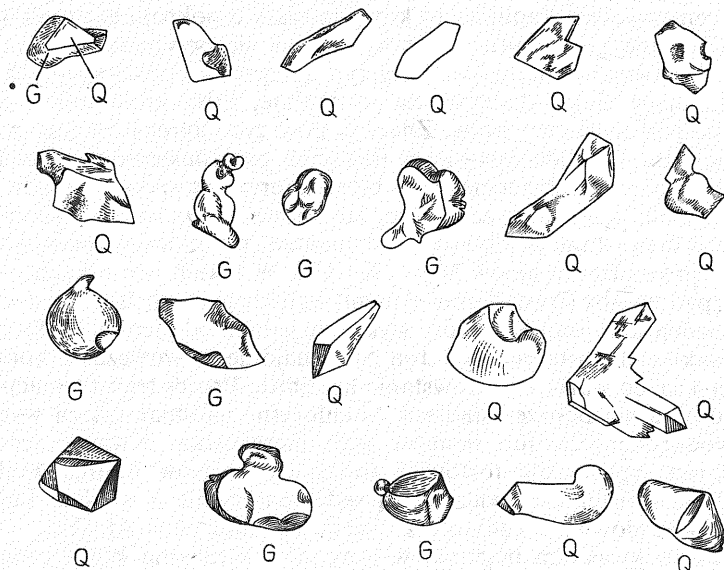


Fig. 6. Formy morfologiczne kwarcu (Q) i szkliva krzemianowego (G) z paratonsteinów rejonu Bełchatowa

Morphological forms of quartz (Q) and silica glass (G) from paratonsteins from the Bełchatów area

Zbudowane są one z tekstynitu, a niekiedy z tekstoulminitu i kutynitu. Szczątki te impregnowane są kaolinitem, a nierzadko ich powierzchnie pokrywa cienka obwódka opalu lub chalcedonu (szkliva). Nie wykazują one deformacji, polegających na sprasowaniu, co jest dowodem, że impregnacja ich odbyła się przed diagenazą. Jest to również przesłanka wskazująca na autogeniczne pochodzenie kaolinitu.

UWAGI O GENEZIE

Skład mineralny paratonsteinów ze złoża węgla brunatnego Bełchatów wskazuje na tufogeniczne pochodzenie. Elementami piroklastycznymi są tu: szklivo wulkaniczne, sanidyn, biotyt oraz pirogeniczny kwarc, natomiast produktami wtórnego przeobrażenia tych składników mineralnych – głównie kaolinit, illit, fazy mieszanopakietowe illitowo-montmorillonitowe, apatyt oraz chloryty. Skały te zawierają również domieszkę materiału terygenicznego w postaci kwarcu, ortoklazu oraz materiału węglowego, którego łączna zawartość nie przekracza jednak 10% objętości skał.

Kaolinit – zasadniczy składnik paratonsteinów – jest wtórnym minerałem powstałym w procesie degradacji glinokrzemianów, tj. skaleni, biotytu i częściowo szkliva wulkanicznego. Agregaty kolumnowe tego minerału powstają zarówno w wyniku rekrytalizacji koloidalnej masy żeli glinokrzemianowych przy udziale substancji węglistej, jak i w fazie stałej w wyniku transformacji struktury fizyczno-chemicznej glinokrzemianów. Dla agregatów tego typu charakterystyczne jest równoległe ułożenie blaszek, które są jednorodne zarówno pod względem kształtu, jak i średnic.

Agregaty cementacyjne kaolinitu to konglomeraty o pokroju elipsoidalnym lub kulistym, zbudowane z kaolinitu powstałego – jak się przypuszcza – na drodze krystalizacji z roztworów jonowych. Inny typ agregatów cementacyjnych tworzy kaolinit występujący w tle skalnym. Są to drobne, submikroskopowe domeny, rozpadające się pod wpływem wody. Znaczna ilość tych agregatów jest przyczyną dominacji kaolinitu w najdrobniejszych frakcjach paratonsteinów z Bełchatowa.

Rozpatrując szereg transformacyjny biotyту oraz zjawiska rozpadu więzby krystalicznej skaleni nietrudno zauważyć, że typowe dla powstania kaolinitu jest kwaśne, dobrze drenowane środowisko sedymentacyjne, którego specyfika polega na szybkim odprowadzeniu jonów Mg^{2+} , K^+ i in. W takich warunkach jon H_3O^+ powoduje rozpad więzby krystalicznej skaleni, wchodząc w ich strukturę w miejsce podobnego rozmiarami jonu K^+ , który wykazuje jednak odmienne, bo kierunkowe działanie ładunku elektrostatycznego. Jon Al^{3+} znajduje się wówczas w koordynacji 6 (pH poniżej 4,5), co warunkuje powstanie kaolinitu. Proces transformacji biotyту w kaolinit odbywa się poprzez stadium Al-chlorytu; nadmiar żelaza wytrąca się w postaci wodorotlenków lub tlenków tego pierwiastka. Kwaśne środowisko sedymentacji jest typowe dla torfowisk (obecność kwasów humusowych), stąd skały ilaste typu tonsteinów związane są sedymentacyjnie z węglem kopalnym; są one zbudowane głównie z kaolinitu z obecnością chlorytów Al-Fe.

W środowisku kwaśnym bogatym w jony Al^{3+} z lokalną koncentracją Ca^{2+} lub Si^{4+} (rozpuszczające się szkliwo) mogą powstawać fazy mieszanopaketowe wermikulitowo-montmorillonitowe, montmorillonit lub fazy illitowo-montmorillonitowe (L. Stoch, 1974). Nieduże ilości montmorillonitu oraz faz mieszanopaketowych stwierdzono w badanych skałach.

Obserwacje litologiczne i oznaczenia petrograficzne wskazują jednoznacznie, że pozycja geologiczna, charakter litologiczny oraz skład mineralny wkładek skał zasobnych w kaolinit ze złoża węgla brunatnego Bełchatów są identyczne jak w paleozoicznych skałach typu tonsteinów. Utwory te różni jedynie stopień lityfikacji, który jest znacznie większy w tonsteinach towarzyszących węglowi kamiennemu i którego wyrazem jest większa twardość i zwartość oraz brak rozmakalności skał w wodzie. Z petrologicznego punktu widzenia skały zasobne w kaolinit ze złoża węgla brunatnego Bełchatów są więc paratonsteinami, czyli formą zaczątkową typowych tonsteinów.

Klasyfikując paratonsteiny wspólnie z tonsteinami w podobnych grupach genetycznych, można uznać według A. Bouroza (1962), że skały z Bełchatowa są tzw. strato-paratonsteinami β , natomiast według A. Schullera (1951) paratonsteinami typu krystalicznego.

PORÓWNANIE Z INNYMI OBSZARAMI ROZPRZESTRZENIENIA UTWORÓW PIROKLASTYCZNYCH W TRZECIORZĘDZIE

W ostatnich latach poczyniono wiele obserwacji nad rozprzestrzenieniem trzeciorzędowych utworów piroklastycznych na przedpolu Karpat, południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich oraz na Nizu Polskim. Określono występowanie rozległego poziomu tufitów w zapadlisku przedkarpackim w obrębie środkowobadańskich ilów spiralisowych lub warstw chodenickich (S.W. Alexandrowicz, M. Pawlikowski, 1980). Poziom ten nazywany bocheńskim jest znany z polskiej części zapadliska z rejonu Kędzierzyna, Bochni, Wieliczki, Chmielnika oraz Mielca, Biłgoraja i Przemysła. Ponadto stwierdzono go w miocেনskich utworach zachodniej

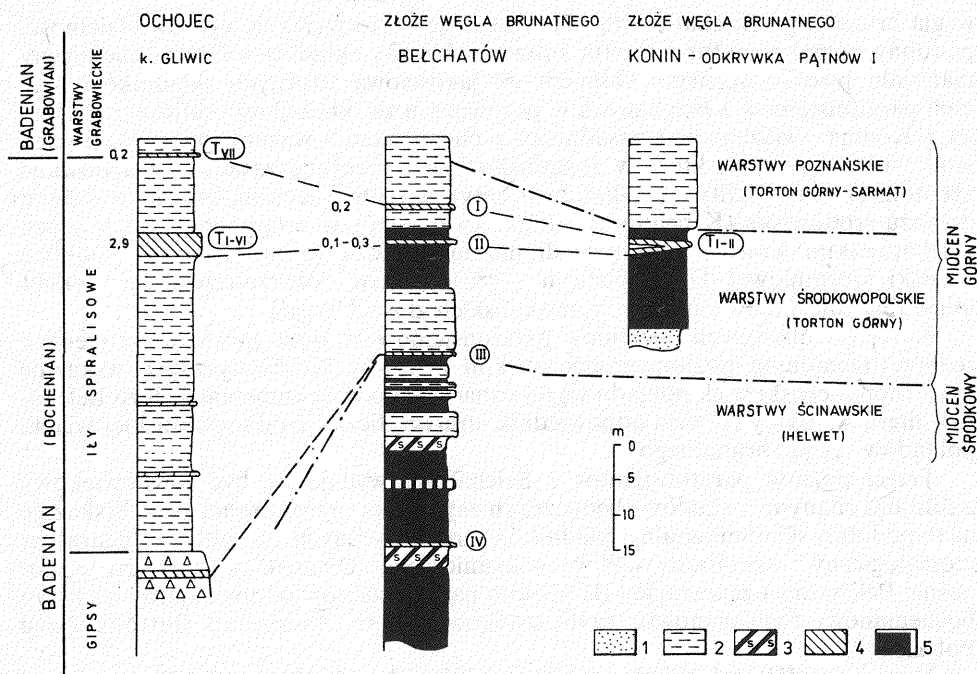


Fig. 7. Schemat korelacyjny badeniańskiego (bocheńskiego) poziomu utworów tufitowych zapadliska przedkarpackiego oraz górnomioceniowego (tortonńskiego) poziomu utworów piroklastycznych z rejonu Belchatowa i Konina

Correlation scheme of Badenian (Bochenian) horizon of tuffite rocks in the Carpathian Foredeep and Late Miocene (Tortonian) horizon of pyroclastic rocks in the Belchatów and Konin region

1 - piaski; 2 - iły; 3 - iły sapropelowe; 4 - utwory pochodzenia piroklastycznego; 5 - węgiel brunatny; T_{1-VI} , T_{1-VII} - poziomy tufogeniczne w zapadlisku przedkarpackim w rejonie Ochojca; T_{1-II} - poziomy tufogeniczne z rejonu Konina odpowiadające tufitom przedkarpackim

1 - sands; 2 - clays; 3 - sapropel clays; 4 - rocks of pyroclastic origin; 5 - brown coal; T_{1-VI} , T_{1-VII} - tuffogenic horizons from the Ochojec area in the Carpathian Foredeep; T_{1-II} - tuffogenic horizons from the Konin area, corresponding to tuffites from the Carpathian Foredeep

i północno-zachodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego w rejonie Rybnika, Rudy Śląskiej i Gliwic. Poziom tych samych tufitów występuje w podobnej sytuacji litostratygraficznej na przedpolu Karpat Wschodnich i Południowych w Rumunii i na Ukrainie, na Rusi Zakarpackiej oraz we wschodniej Słowacji (*l.c.*). Utwory piroklastyczne górnej części miocenu znane są również z centralnej części Niżu Polskiego. Stwierdzono je w rejonie Konina i Lubstowa (M. Wagner, 1981) w przystropowej części środkowopolskiej wiązki pokładów węgla brunatnego, której wiek określono na niższą część górnego tortonu w przypadku dwudzielnego podziału tego okresu (S. Dyjor, A. Sadowska, 1977). Jednocześnie wskazano, że możliwe jest występowanie tego poziomu na większym obszarze, a szczególnie na południe od Konina, ponieważ źródłami materiału piroklastycznego był przypuszczalnie wulkanizm ujawniający się w Karpatach. Potwierdzeniem tej sugestii jest obecność skał zawierających materiał piroklastyczny w rejonie Belchatowa.

Odpowiednikiem stratygraficznym poziomu bocheńskiego tufitów zapadliska przedkarpackiego jest - jak się wydaje - poziom I i II paratonsteinów w złożu

węgla brunatnego Bełchatów (fig. 7). Wskazuje na to wyraźna jego dwudzielność, podobny zespół struktur i tekstur oraz przybliżony skład mineralny i chemiczny materiału piroklastycznego. Odmienność jakościowa wtórnych składników ilastych paratonsteinów z Bełchatowa w porównaniu ze składnikami tufitów zapadliska i Konina związana jest zasadniczo z chemizmem i warunkami sedymentacji środowiska depozycji, które w zapadlisku było generalnie zasadowe (zachowane zbentonityzowane tufity i lokalnie bentonity), w rejonie Konina kwaśne o słabym drenażu środowiska (K-bentonity i łupki kwarcowe tzw. wetzsteiny), zaś w złożu bełchatowskim kwaśne z silnym drenażem podłoża (paratonsteiny). Podobne wnioski sformułował D. Triplehorn (1983) badając rozprzestrzenienie i skład mineralny tonsteinów i tufitów w alaskańskich złożach węgla.

Korelacja młodszych poziomów paratonsteinów ze złoża Bełchatów z szeroko rozprzestrzenionym poziomem bocheńskim utworów piroklastycznych wskazuje na górnomiocenijski wiek pokładu węgla oznaczonego w dokumentacji złoża Bełchatów literą A. Byłby to więc odpowiednik stratygraficzny środkowopolskiej wiązki pokładów węgla brunatnego.

Trzeci poziom paratonsteinów z Bełchatowa wydaje się być równowiekowy z tufitami znanymi z osadów chemicznych zapadliska przedkarpackiego. Wskazuje na to podobny skład mineralny składników piroklastycznych oraz zbliżony charakter morfologiczny i chemiczny szkliwa wulkanicznego. Odcinek profilu serii węglonośnej Bełchatowa zawierający III poziom paratonsteinów odpowiadałby wiekowi bochenianowi (wielicianowi), czyli środkowej części badenianu (tortonu Niżu Polskiego?).

Najstarszy (IV) poziom skał ilastych zasobnych w kaolinit z Bełchatowa różni się od poziomów młodszych cechami strukturalnymi, które znajdują odbicie w modyfikacji składu mineralnego materiału piroklastycznego (brak większej ilości biotyty, skaleni, szkliwa). Różnice te mogą być interpretowane jako wynik zmiany chemizmu wulkanizmu, który był źródłem materiału piroklastycznego, lub odmiennych warunków sedymentacji tego materiału. Czwarto poziom paratonsteinów skorelowano wstępnie ze znanymi poziomami tufitów z warstw skawińskich zapadliska przedkarpackiego. W takim ujęciu co najmniej dolna część moravianu byłaby odpowiednikiem środkowego miocenu na Niżu, co pozostaje w zgodzie z oznaczeniem wieku wiązki pokładów C przez M. Ziemińską-Tworzydło (1966). Problem ten wymaga dalszych szczegółowych badań, lecz wydaje się obecnie, że dolna część wiązki C odpowiada karpatischenowi, a więc należy już do dolnego miocenu.

Instytut Surowców Energetycznych
Akademii Górniczo-Hutniczej
Kraków, al. Mickiewicza 30

Nadesłano dnia 28 października 1983 r.

PIŚMIENNICTWO

- ALEXANDROWICZ S.W., PAWLIKOWSKI M. (1980) – Policykliczny poziom tufitowy w miocenie okolic Gliwic. *Kwart. Geol.*, **24**, p. 663–667, nr 3.
- BOLEWSKI A., TURNAU-MORAWSKA M. (1963) – Petrografia. Wyd. Geol. Warszawa.
- BOUROZ A. (1962) – Sur la pluralité d'origine des tonstein. *Ann. Soc. Geol.*, **82**, p. 77–94.
- BURGER K. (1956) – Mikropetrographische Beobachtungen der Graupen und Kristall-tonsteine

- in Kohlenflozen. Chem. d. Erde, **18**, p. 65–68, nr 1/2.
- CIUK E., PIWOCKI M. (1980) – Geologia trzeciorzędu w rowie Kleszczowa i jego otoczeniu. Przew. 52 Zjazdu Pol. Tow. Geol., p. 56–70.
- DOPITA M., KRALIK J. (1977) – Uhelne Tonsteiny v OKR. CSAV. Praha.
- DYJOR S., SADOWSKA A. (1977) – Problem wieku i korelacja górnomiocenijskich pokładów węgla brunatnych w Polsce zachodniej. Geol. Sudet., **12**, p. 121–133, nr 1.
- HALLBAUER D. (1960) – Über das Vorkommen von Sanidin in einen Tonstein des Ruhrkarbons. Neues. Jb. Miner. 3, p. 112–119, nr 52–57.
- HARRISON R.K., ADDISON R., LAND D.H., YOUNG B.R. (1983) – A comparison of Tonstein from the Tertiary coal measures of Kalimantan (Indonesie) with carboniferous Tonsteins on the United Kingdom. Vol. X Congr. Inter. Estratigr. Geol. Carbonif. Madrid.
- HEFLIK W., LIPIARSKI I. (1973) – „Tonsztajn” ze złoża węgla kamiennego „Ślupiec” w Zagłębiu Sudeckim. Roczn. Pol. Tow. Geol., **43**, p. 73–82, z. 1.
- KASZA L., GOTOWAŁA R., LORENC S. (1982) – O możliwości wykorzystania tonsteinu dla korelacji poziomów węglowych w KWB Bełchatów. Prz. Geol., **30**, p. 191–192, nr 4.
- KUHL J., KRUSZEWSKA K. (1965) – Łupki ogniotwale (iłowce krystaliczne) z warstw łazkich w Śląsko-Krakowskim Zagłębiu Węglowym jako horyzonty przewodnie przy paralelizacji pokładów węgla. Acta Geol. Pol., **15**, p. 1–29, nr 1.
- LOUGHMAN T.C. (1962) – Some Tonstein-like rocks from South Wales, Australia. Neues Jb. Miner. Abh., **99/M**, p. 321–324, nr 1.
- MOORE L.R. (1964) – The microbiology, mineralogy and genesis of a tonstein. Proc. Yorks. Geol. Soc., p. 235–285, nr 34.
- PIETZNER H., TEICHMÜLLER M., TEICHMÜLLER R. (1962) – Ein Kaolin-Kohlenton „stein” in Rhenischen Braunkohlen-revier. Forch. Geol. Rheindl. Westf., p. 56–61, nr 6.
- SCHULLER A. (1951) – Petrographie, Chemismus und Fazies der Tonsteine des Saargebiets. Berlin.
- SCHULLER A. (1956) – Über die Kaolinsierung von Feldspat und Glimmer bei der Bildung von Tonsteinen. Chem. d. Erde, **18**, p. 330–334, nr 1/2.
- STACH E. (1950) – Vulkanische Aschenregen über dem Steinkohlen moor. Glickauf, Jahrg., **86**, p. 95–118, nr 3/4.
- STOCH L. (1974) – Minerale ilaste. PWN. Warszawa.
- TRIPLEHORN D. (1983) – Cinerites and Tonsteins from the Kenai Peninsula, Alaska. Vol. X Congr. Inter. Estratigr. Geol. Carbonif. Madrid.
- WAGNER M. (1981) – Tufit z pokładu węgla brunatnego odkrywki Pątnów koło Konina. Kwart. Geol., **25**, p. 111–120, nr 1.
- WALKER G. (1950) – Trioctahedral minerals in the soil-clays of north-east Scotland. Miner. Mag., **29**, p. 615.
- WILLIAMSON I.A. (1961) – Tonsteins: a possible aid to coalfield correlation. Miner. Mag., **104**, p. 9–14.
- WILLIAMSON I.A. (1967) – Interseam rocks. In: Coal Mining Geology. Oxford Univ. Press. New York–Toronto.
- WRIGHT T.L. (1968) – X-ray and optical study of alkali feldspar. Amer. Miner., **41**, p. 811–821.
- ZARICKI P.W. (1983) – Critical estimation of some hypotheses of the origin of Kaolin-Kohlentonstein. Vol. X Congr. Inter. Estratigr. Geol. Carbonif. Madrid.
- ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M. (1966) – Stratygrafia osadów trzeciorzędowych w złożu Bełchatów na podstawie analizy spорово-пыльковой. Kwart. Geol., **10**, p. 1117–1118, nr 4.

Мариан ВАГНЕР

ГЛИНИСТЫЕ КАОЛИНИТОВЫЕ ПОРОДЫ (ПАРАТОНШТЕЙНЫ) ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БУРОГО УГЛЯ БЕЛХАТУВ

Резюме

В угольной серии месторождения бурого угля Белхатов залегает 4 глинистых горизонта, относимых к генетическому типу тонштейнов, насыщенного каолинитом. Два младших горизонта (I, II) залегают в пределах верхнемиоценовой пачки пластов бурого угля А, а два остальных покоятся между пачками пластов угля В и С, предположительно среднемиоценового возраста (фиг. 1). Каолиновые породы образуют ассоциации пластов толщиной от 0,05 до 0,3 м значительной протяженности.

Породы этих горизонтов характеризуются слабой плотностью, чем и отличаются от типичных тонштейнов, залегающих в месторождениях каменного угля. Этим определяется название их паратонштейнами.

Минеральный состав всех паратонштейнов в Белхатове одинаков. Их существенным компонентом является каолинит и вулканическое стекло, второстепенными компонентами являются полевые шпаты (санидин и ортоклаз), биотит, хлориты, циркон, апатит и глинистые минералы — иллит с прослойками иллит—монтмориллонитового типа (фиг. 2 и 3). Характерным компонентом этих пород является также угольный материал в виде фрагментов стеблей, листьев и корешков высших растений, состоящих из текстинита, ульминита и кутинита.

Каолинит залегает в виде столбчатых и цементационных глинистых агрегатов (фиг. 5). Кроме того он является материалом, насыщающим фрагменты сохранившихся растительных тканей. Каолинит является вторичным минералом, образовавшимся в процессе деградации некоторых алюмосиликатов: полевых шпатов, биотита и вероятно отчасти вулканического стекла. Побочным продуктом таких преобразований являются хлориты.

Вулканическое стекло является основным компонентом фона паратонштейнов. Кроме того оно является зернистым компонентом, морфология которого говорит о его воздушном переносе (фиг. 6). Низкий коэффициент преломления света ($<1,54$) свидетельствует о происхождении стекла из кислого магмового очага.

Минеральный состав паратонштейнов Белхатова позволяет судить о их образовании как результате преобразования материала пирокластического и детритического (туффитового) происхождения. Этот материал осаждался в кислой хорошо дренированной среде ($pH < 7$) с локальной концентрацией ионов Al^{3+} , Si^{3+} и Ca^{2+} .

Сделана попытка корреляции горизонтов паратонштейнов Белхатова с широко распространенными горизонтами туффитов и бентонитов миоцена. По минеральному составу пирогенного материала, химизму вулканического стекла, его морфологического-гранулометрическим свойствам и по типу вторичного преобразования этих компонентов сделан вывод о том, что два младших горизонта паратонштейнов Белхатова можно коррелировать с широко распространенным в Центральной Европе горизонтом туффитов, изученных главным образом в Предкарпатском прогибе в Польше, в Румынии, Чехословакии и Советском Союзе в спирализовых глинах.

Такой горизонт залегает также в районе Конина (средний тортон), в южном предгорье Свентокшиских гор и в части Верхнесилезского угольного бассейна (фиг. 7).

Третий горизонт (III) паратонштейнов Белхатова может быть аналогом туффита в химических отложениях бадениана в Предкарпатском прогибе, а самый древний (IV) горизонт коррелируется с туффитовым горизонтом барановских или клодницких слоев Предкарпатского прогиба.

Marian WAGNER

CLAY KAOLINITE (PARATONSTEIN) ROCKS FROM THE BELCHATÓW BROWN COAL DEPOSIT

Summary

Four horizons of clay rocks of the genetic type of kaolinite-rich tonsteins are present in coal series of the Belchatów brown coal deposit. The youngest two of the horizons (I and II) have been found in Upper Miocene group of brown coal seams (A) and the two others—among rocks of the coal seam group B and C which are supposed to be of the Middle Miocene age (Fig. 1). Kaolinite rocks form layer-like concentrations 0.05 to 0.3 m in thickness and marked lateral extent.

Rocks of the above mentioned horizons are weakly coherent. This feature differs them from typical tonsteins from black coal deposits and it justifies the use of term paratonsteins for them.

The Belchatów paratonsteins appear similar in composition. The major components include kaolinite and volcanic glass, and the subordinate ones — feldspars (sanidine and orthoclase), biotite, chlorites, zircon, apatite and clay minerals: illite and intergrowths of the illite-montmorillonite type (Figs. 2 and 3). The other characteristic component of these rocks is coal matter — fragments of stems, leaves and roots of higher plants, built of textinite, ulminite and cutinite.

Kaolinite occurs in the form of columnar and cementating clay aggregates (Fig. 5). Moreover, it impregnates the preserved fragments of plant tissue. It is a secondary mineral, formed in result of processes of degradation of some aluminosilicates such as feldspars, biotite and presumably a part of volcanic glass. Chlorites represent by-products of these processes.

Volcanic glass is the major component of groundmass in paratonsteins. It is also present in the form of grains, morphological outline of which indicates airborne transport (Fig. 6). Low (below 1.54) coefficient of light refraction suggests origin of the glass from acid igneous source.

Mineral composition shows that paratonsteins from Belchatów originated in result of alteration of material of pyroclastic origin and detrital (tuffite) one. The material was sedimenting in acid environment (pH below 7), with local concentration of ions Al^{3+} , Si^{3+} and Ca^{2+} , and well-drained.

Attempt was made to correlate paratonstein horizons from Belchatów and widely distributed tuffite and bentonite horizons dated at the Miocene. Taking into account mineral composition of pyrogenic material, chemistry and morphological-granulometric characteristics of volcanic glass, and the type of secondary alterations of these components it is concluded that the two youngest paratonstein horizons from Belchatów may be correlated with tuffite horizon widely distributed in central Europe and best known from the Badenian (Bochenian) Spiralis Clays in the Carpathian Foredeep in Poland, Romania, Czechoslovakia and the USSR. The horizon of these rocks is also known from the Konin area (Middle Tortonian), southern foreland of the Góry Świętokrzyskie Mts and a part of the Upper Silesian Coal Basin (Fig. 7).

The third paratonstein horizon (III) from Belchatów seems to represent an equivalent of tuffite known from chemical sediments of the Badenian in the Carpathian Foredeep, and the fourth, the oldest (IV) appears correlable with tuffite horizons from the Baranów or Kłodnice Beds in the foredeep.