

Wiesław HEFLIK

## Petrografia szkliwa wulkanicznego z ilów bentonitowych z miejscowości Ciecierze koło Chmielnika

Z końcem r. 1957, w ramach prac geologicznych prowadzonych w okolicach Chmielnika przez Instytut Naftowy i Główne Laboratorium Przemysłu Naftowego w Krakowie, miałem możliwość zaznajomienia się w terenie z bentonitami i towarzyszącymi im utworami tufogenicznymi. Utwory tufogeniczne, występujące w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich w obrębie utworów miocenijskich, mają szczególnie ważne znaczenie nie tylko z powodu swoistego charakteru petrograficznego, ale także ze względu na interesujący problem niewątpliwiej działalności wulkanicznej w górnym miocenie.

Duża ilość materiału piroklastycznego w utworach miocenijskich południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich wskazuje na bliskie im występowanie centrów erupcyjnych w okresie górnego miocenu. Wobec ogólnego zjawiska wygasania centrów erupcyjnych w tzw. zewnętrznych Karpatach w trzeciorzędzie (K. Birkenmajer i T. Wieser, 1956; W. Parachoniak, 1957) należy ich szukać w Karpatach wewnętrznych, gdzie na okres ten przypada właśnie ożywiona działalność wulkaniczna.

Pierwszą wzmiankę o występowaniu utworów tufogenicznych w okolicach Chmielnika podaje J. Czarnocki (1958). Ich obecność potwierdzają również S. Alexandrowicz i W. Parachoniak (1956). Nie podają oni jednak bliższych danych dotyczących wieku tych utworów (nie jest jasne czy należą one do dolnego, czy też górnego tortonu).

Próbki do badań petrograficznych pobrano w grudniu r. 1957 z szybków 2, 3 i 4 (ich profile litologiczne znajdują się w dziale dokumentacji Geologicznej Głównego Laboratorium Przemysłu Naftowego w Krakowie). Prace laboratoryjne i petrograficzne wykonano w r. 1958 w Zakładzie Geochemii Instytutu Naftowego oraz w Zakładzie Mineralogii i Petrografii U.J. w Krakowie. Za cenne wskazówki podczas wykonywania pracy składam serdeczne podziękowanie Prof. Dr A. Gawłowi i Prof. Dr Inż. M. Budkiewiczowi.

### OPIS WYSTĘPOWANIA ILÓW BENTONITOWYCH

Il bentonitowy w okolicach Chmielnika znajduje się na dość dużym obszarze przy nieznacznej zmienności litologicznej.

Na podstawie obserwacji makroskopowych, dokonanych w terenie podczas wykonywania szurfów przez pracowników Głównego Laboratorium Przemysłu Naftowego w Krakowie, ustalono następujący profil litologiczny iłów bentonitowych w miejscowości Ciecierz.

a. Nakład o miąższości od 0,5 do 2 m wykształcony jako ily popielatoszare przechodzące ku górze w żółtorzawę, silnie piaszczyste i słabo spoiście.

b. Poniżej nakładu występuje ił ciemnoszary, bardziej spoiisty, z wyraźnie zaznaczoną podzielnością na cienkie warstewki. Na powierzchniach warstewek występuje znaczna ilość pirytu o wielkości ziarn dochodzącej do 3 mm średnicy. Ỉ ten, w związku z silną spoiścią i niedużą zawartością wody, jest mało plastyczny. Miąższość jego wynosi 4 m.

c. Niżej występuje ił ciemniejszy, silnie skonsolidowany, jeszcze w mniejszym stopniu plastyczny. W występowaniu jego zaznacza się wyraźna rytmika sedy-

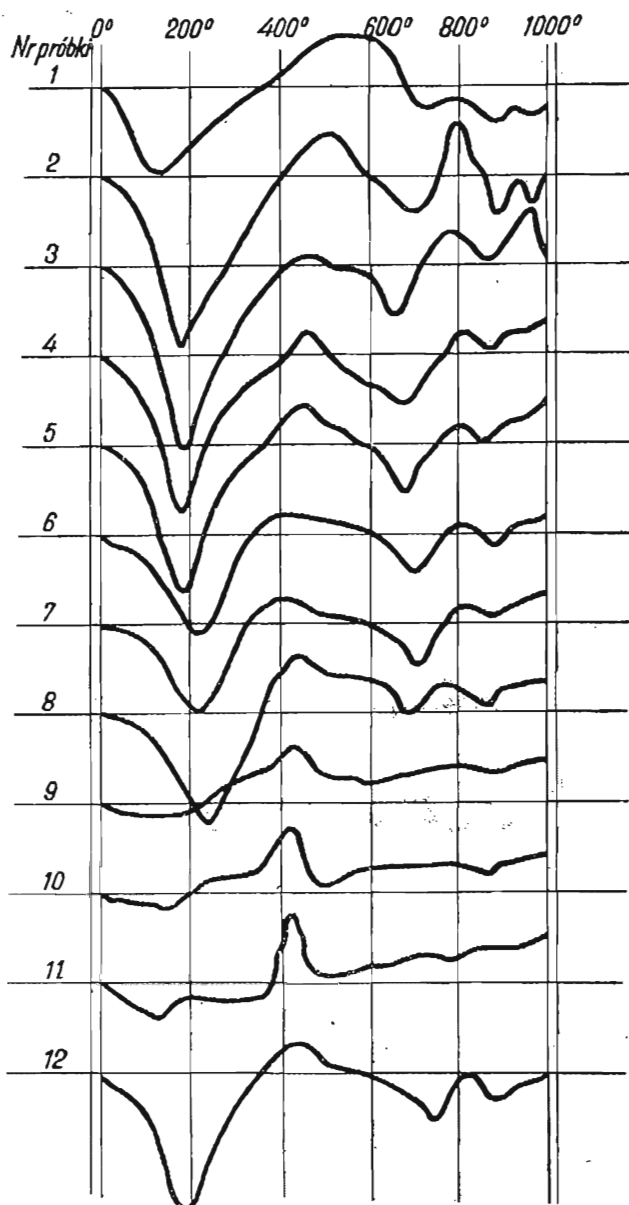


Fig. 1. Krzywe termicznoróżnicowe iłów bentonitowych z miejscowości Ciecierz koło Chmielnika

Differential thermal curves for bentonite clays from Ciecierz near Chmielnik

mentacyjna. Jest ona podkreślona występowaniem naprzemianległych warstewek ciemnych oddzielających grubsze warstewki jaśniejsze. Grubość warstewek waha się w granicach 0,2÷0,5 cm. W większych i nie-

regularnych od siebie odległościach występują także warstewki do 2 cm miąższości, o innym składzie mineralnym. W warstewkach tych, na tle jasnoszarej masy ilastej, są bardzo drobne ziarenka o wyraźnym połysku szklistym stanowiące 70% całej masy skalnej i minerały barwy czarnej, o silnym połysku, wykształcone w postaci delikatnych i bardzo drobnych zaokrąglonych blaszek.

d. W niektórych miejscach do tak wykształconych warstewek przylegają cienkie wkładki zbudowane z brudnobiałej substancji ilastej charakteryzujące się niską plastycznością i silną chłonnością wody. Analiza termiczno-różnicowa (fig. 1, nr 8) substancji wchodzącej w skład tej wkładki wskazuje na montmorylonit. Ilość warstewek montmorylonitowych zwiększa się w partii spagowej, a grubość ich dochodzi do 0,5 cm. Miąższość warstwy o powyżej podanym wykształceniu wynosi około 5 m.

e. Poniżej występuje około 1,5 m ciemnoszarego iłu, w obrębie którego, na głębokości 10 m, występuje pierwsza wkładka bentonitu miąższości 10 do 15 cm. Barwa jej jest na ogół biała, jedynie w partiach środkowych, ze względu na zachowaną szczątkową postać niektórych minerałów femicznych, jest ciemna, a nawet przechodzi w czarną. Na płaszczyznach, odsłaniających się dzięki doskonałej łupliwości, obserwuje się żółtobrunatne, silnie zwietrzałe, i tabliczkowate, czarne, mniej zwietrzałe minerały. Poniżej ciemnoszarego iłu, w odległości około 0,5 m występuje druga wkładka bentonitu barwy żółtordzawej. Ma ona podobnie jak pierwsza wkładka bentonitu strukturę łupkową. Występujące natomiast szczątki minerałów są bardziej zwietrzałe. Obecność dwóch wkładek bentonitowych nie jest charakterystyczna dla całego obszaru Chmielnika. W niektórych miejscach występuje tylko jedna wkładka. Ma ona jednak wówczas inny charakter. Barwa jej jest brudnobiała, a pod względem składu mineralnego jest jednolita, tworząc charakterystyczny pelit. Nie występuje wtedy również zjawisko łupkowatości. Silnie natomiast chłonie wodę i pęcznieje, rozpadając się na pelit. Badania termiczno-różnicowe, podobnie jak w poprzednio opisywanym przypadku, dowodzą obecności montmorylonitu (fig. 1, nr 12). W spagu całego zespołu ilów bentonitowych występuje wapnisty zlepek muszlowy należący do osadu powstałego w innych warunkach.

## CHARAKTERYSTYKA TERMICZNO-RÓŻNICOWA OPISYWANYCH BENTONITÓW

Badania termiczno-różnicowe bentonitów z obszaru Chmielnika wykonano w Zakładzie Geochemii Instytutu Naftowego w Krakowie, posługując się aparaturą konstrukcji J. J. Głogoczowskiego. Szybkość ogrzewania wynosiła 10,6°/min., a masa badanych próbek około 4 g. Przy interpretacji brano pod uwagę wyniki badań: A. Gawła, 1928; J. Głogoczowskiego, 1951; 1958.

Krzywa nr 1. Analizę wykonano z próbki pobranej z najciemniejszej wkładki iłu bentonitowego. Charakter krzywej wskazuje na występowanie w próbce minerałów ilastych z grupy montmorylonitu, o czym świadczy głęboki efekt endotermiczny w temperaturze 130°C oraz dwa mniejsze efekty endotermiczne, jeden — w temperaturze około

20°C i drugi — w temperaturze 890°C. Wysoki efekt egzotermiczny / temperaturze 500 do 600°C świadczy o dużej domieszce substancji rganicznej.

Krzywa nr 2. Jest to obraz zmian termicznych zachodzących w próbce pobranej z cienkiej wkładki zbudowanej z pyłu minerałów przezroczystych oraz minerałów w formie blaszek barwy czarnej. Duży efekt endotermiczny w temperaturze 180°C oraz mniejszy, w temperaturze 700°C i 890°C, jest charakterystyczny dla montmorylonitu. Znaczny efekt egzotermiczny w temperaturze 800°C odpowiada punktowi, w którym prawdopodobnie zachodzi przemiana bezpostaciowego szkliva wulkanicznego stanowiącego znaczną domieszkę w próbce.

Krzywa nr 3 wykazuje zmiany termiczne tej samej substancji, co krzywa nr 2. Różnica polega na tym, że próbka pobrana została w innym miejscu. Wychylenia endo- i egzotermiczne wskazują na obecność montmorylonitu. Mniejszy efekt egzotermiczny w temperaturze 800°C dowodzi, że ilość szkliva wulkanicznego jest znacznie mniejsza niż w próbce poprzedniej.

Krzywa nr 4 i 5. Analizę wykonano z dwu różnych okazów tej samej wkładki bentonitowej barwy brudnobiałej, która lokalnie zastępuje pierwszą i drugą wkładkę bentonitu. Charakterystyczne punkty termiczne przy jednej i drugiej krzywej są identyczne i odpowiadają czystemu montmorylonitowi.

Krzywa nr 6 obrazuje charakter termiczny próbki pobranej z pierwszej wkładki bentonitu o barwie białej. Wszystkie wychylenia wskazują, że wkładka ta, podobnie jak w przypadkach poprzednio opisywanych, zbudowana jest z montmorylonitu.

Krzywa nr 7 jest identyczna z poprzednią krzywą, mimo że wykonano analizę z drugiej wkładki bentonitowej, mającej barwę rdzawo-żółtą.

Krzywa nr 8 odpowiada montmorylonitowi, który występował w formie cienkich wkładek leżących w serii ponad iłami z pierwszą i drugą wkładką bentonitową.

Krzywa nr 9 przedstawia wynik badania termiczno-różnicowego zbentonityzowanego szkliva wulkanicznego po reakcji z jednonormalnym HCl.

Krzywa nr 10 daje obraz przemian termiczno-różnicowych tej samej substancji, co krzywa nr 9 po reakcji z 0,1 n HCl. Zaznacza się tutaj, podobnie jak przy krzywej nr 9, efekt egzotermiczny w temperaturze 440°C.

Krzywa nr 11 jest dalszym ciągiem charakterystyki zbentonityzowanego szkliva po reakcji z wodą. Efekt egzotermiczny w temperaturze 440°C jest tutaj najwyraźniej zaznaczony.

We wszystkich trzech przypadkach odpowiada on przemianie termicznej, jaka zachodzi w tej temperaturze przy obecności pirytu.

Krzywa nr 12 została sporządzona na podstawie analizy bentonitu o barwie brunatnobiałej, który występuje w lokalnym następstwie poprzednio opisywanych pierwszej i drugiej wkładki bentonitowej. Wszystkie wychylenia wskazują na obecność najczystszej odmiany montmorylonitu.

Zwrócono uwagę na własności chłonne montmorylonitu w badanych bentonitach, a zwłaszcza na wymianę jonową w tych bentonitach. Tabela 1 przedstawia stopień wymiany jonowej, jaka zachodzi w montmorylonicie pod wpływem reakcji z  $\text{CaCl}_2$  i  $\text{NH}_4\text{Cl}$ .

Tabela 1

**Wymiana jonowa w montmorylonicie  
w procentach**

| Składniki montmorylonitu | Reakcja z $\text{CaCl}_2$ | Reakcja z $\text{NH}_4\text{Cl}$ |
|--------------------------|---------------------------|----------------------------------|
| $\text{K}_2\text{O}$     | 0,18                      | 0,17                             |
| $\text{Na}_2\text{O}$    | 2,10                      | 0,32                             |

Z tabeli 1 wynika, że znajdujący się w roztworze wapń może łatwo wyprowadzać ze struktury montmorylonitu sól. Nie obserwuje się natomiast wymiany jonowej między wapniem a potasem w montmorylonitach lub zachodzi ona w bardzo nieznacznym stopniu. Podobnie, lecz z mniejszym skutkiem, zachodzi reakcja wymiany jonowej względem sodu i potasu pod wpływem reakcji chlorku amonowego. Wapń uwolniony ze szkliva podczas jego wietrzenia, przechodząc do roztworu, działa na towarzyszące montmorylonity podstawiając w nich sól.

## SZKLIWO WULKANICZNE

Próbkę szkliva wulkanicznego do badań mikroskopowych i chemicznych uzyskano z pierwszej wkładki bentonitowej. W tym celu próbkę skały (wagi 2 kg) poddano analizie szlamowej. Metodą sedymentacyjną odszlamowano pylastą substancję montmorylonitową, a z pozostałości wynoszącej 8 g, posługując się cieniutką igłą, przy użyciu mikroskopu polaryzacyjnego, wydzielono 3 g szkliva. Długotrwały i żmudny sposób oddzielania pod mikroskopem zastosowano w celu uzyskania materiału możliwie najślabiej zwietrzałego. Preparaty proszkowe do badań mikroskopowych sporządzono z dodatkowo wyizolowanego materiału tej samej wkładki bentonitowej, w którym, oprócz czystych i słabo zwietrzałych, zawarte były także fragmenty szkliva silnie zwietrzałe oraz inne minerały.

### OPIS MIKROSKOPOWY

Obraz mikroskopowy szkliva i towarzyszących mu minerałów jest dość zróżnicowany. Przede wszystkim obserwuje się ziarna o różnym zabarwieniu i różnej wielkości. Przeważają jednak osobniki o barwie ciemnej z odcieniami brunatnoszarymi. Stosunek ilościowy ziarn szklisto-przezroczystych do ciemnych wynosi 1:4. Pod względem wielkości ziarn przeważają ziarna mniejsze i reprezentują szklivo z charakterystycznym połyskiem szklistym. W występowaniu ich można stwierdzić

formy obsydianowe i pumeksowe. Nie udało się natomiast zauważyć form globulastych opisywanych przez M. Kamińskiego (1932; 1935; 1936), W. Parachoniaka (1948; 1956); J. Tokarskiego (1939), S. Kreutzta, M. Jurka (1932) i innych.

Formy obsydianowe wykazują nie tylko charakterystyczne spękania, lecz także są mniejsze od form pumeksowych. Odnaczają się zawartością znacznej ilości mikrokrystalitów występujących w postaci przerośniętych. Mikrokrystality pomiędzy skrzyżowanymi nikolami wykazują żywe barwy interferencyjne i wyższe współczynniki załamania światła niż balsam kanadyjski. Bardzo często ziarna w całości wykazują wyższy współczynnik załamania światła, a nawet pozorną anizotropię, mimo że w znacznym stopniu są poprzerastane mikrokrystalitami. Okruchy pozbawione mikrokrystalitów zachowują się całkowicie izotropowo. Zjawiska te nie występują przy osobnikach obsydianowych zdewitryfikowanych, gdzie zarówno charakter szkliva, jak i forma obsydianowa są dosyć trudne do zidentyfikowania.

Fragmenty szkliva typu pumeksowego mają, poza wydłużonymi kształtami, bardzo delikatne, prawie równoległe spękania, które rozciągają się zgodnie z wydłużeniem okruchów. Fragmenty te są przeważnie mocno postrzępione i występują bardzo często w postaci wąskich listewek. W świetle przechodzącym przy jednym nikolu, poszczególne ziarna szkliva typu pumeksowego wykazują barwę szarą i mniejszy współczynnik załamania światła niż balsam kanadyjski. Pomiedzy skrzyżowanymi nikolami zachowują się całkowicie izotropowo. Bardzo często występują zrosty formy obsydianowej z pumeksową, przy czym granica zrostu nie zaznacza się w sposób ostry.

W sporządzonych preparatach, oprócz opisanego szkliva, które w nieznanym stopniu uległo zwietrzeniu, występuje znaczna ilość składników barwy ciemnej. Mają one ujemny współczynnik załamania światła i nieznacznie ujemny relief. Kształty tych ziarn, w przeciwieństwie do ziarn szkliva niezwięzłego, są bardziej zaokrąglone (choć są również postrzępione).

Ziarna nie są zabarwione jednakowo na całej powierzchni. U większości spotyka się jasne obwódki, które, w przeciwieństwie do partii środkowych ziarna, są lekko anizotropowe. Wykazują one większy współczynnik załamania światła niż masa wypełniająca środek ziarna. Poza tym partia brzeżna wykazuje nieznaczną anizotropię. Ciemnobrunatna barwa i wyraźna izotropia skupień, tkwiących wewnątrz poszczególnych ziarn, dowodzi występowania minerałów żelazistych.

Skupienia minerałów żelazistych pochodzą ze zwietrzenia szkliva. Dowodem tego są jasne obwódki, które wskutek niewielkich zmian fizyczno-chemicznych zachowują się w pewnym stopniu anizotropowo. Takie wykształcenie minerałów dowodzi występowania fragmentów szkliva z narosłymi na ich powierzchni zwięzłymi minerałami femicznymi. O tym, jaki był pierwotny charakter minerałów femicznych, zrosniętych ze szklivem, można przypuszczać na podstawie badań termiczno-różnicowych. Krzywe (fig. 1, nr 9, 10, 11) i ich punkty egzotermiczne w temperaturze 420°C wykazują obecność pirytu. Piryty mógł się wydzielić likwacyjnie z magmy glinokrzemianowej i wykryty podczas wybuchu masy piroklastycznej. Piryty mógł powstać również w późniejszym pro-

cesie hipergenicznym. W tym przypadku jakieś inne minerały żelaziste musiały ulec rozkładowi, a uwolnione żelazo reagowałoby z siarkowodem fazy gazowej. W obydwu przypadkach dużą rolę odgrywały warunki fizyczno-chemiczne. Odmieszanie likwacyjne mogło zajść pod wpływem gwałtownych zmian termicznych w momencie zetknięcia się magmy z atmosferą. Proces powstania pirytu mógł natomiast przebiegać w środowisku basenu sedymentacyjnego. Powstały piryt okazał się jednak postacią nietrwałą. Potwierdzają to obserwacje mikroskopowe, które wykazują, zamiast pirytu, większe wtórne skupienia bezpostaciowych rud żelaznych. Z analizy zaś termiczno-różnicowej wynika, że w skupieniach tych występują szczątki niezupełnie zniszczonej struktury pirytovej. Obecność pirytu w osadzie tufogenicznym wskazuje na redukcyjny charakter osadów. Redukcyjności środowiska sprzyjały mało przepuszczalne i silnie plastyczne ily.

Obserwacją mikroskopową objęto, oprócz szkliwa, również kwarce, skalenie, biotyty, chloryty i apatyty.

Kwarce reprezentowane są najliczniej. Odznaczają się na ogół większymi wymiarami niż fragmenty szkliwa. Są to przeważnie formy wydłużone i ostrokrawędziste. Obtoczenie w ogóle się tu nie zaznacza. Niektóre ziarna występują w formie igiełkowej. Powierzchnie ziarn są lekko spękane, przy czym spękania tworzą system jednokierunkowy zgodny z wydłużeniem. Kwarce o takim wykształceniu są pochodzenia piroklastycznego.

Skalenie mają mniejsze wymiary niż kwarce i wykazują obtoczenie. Niektóre z nich mają kształty zaokrąglone, co dowodzi ich uczestnictwa w transporcie. Na skaleniach występujących w postaci listewek o szarych barwach interferencyjnych stwierdzono zbliżniczenia według prawa albitowego. Pomierzone kąty ściemnienia światła na przekrojach prostopadłych do (010) i (001) wynoszą  $27^\circ$  i  $31^\circ$ . Pierwsze odpowiadają plagioklazom o zawartości 47% *An*, drugie plagioklazom o zawartości 58% *An*. Niektóre skalenie uległy w znacznym stopniu serycytyzacji.

Biotyty występują dość licznie w postaci wydłużonych i mocno postrzępionych blaszek.

Chloryty spotykane są w bardzo małej ilości. Barwa ich jest zielonawoszara. Mają one wyższe od balsamu współczynniki załamania światła.

Apatyty występują bardzo rzadko i wykształcone są w postaci heksagonalnych słupków. Barwa ich jest szara, a krawędzie piramidek — nadgrzyzione.

## ANALIZA CHEMICZNA SZKLIWA WULKANICZNEGO BENTONITÓW Z MIEJSCOWOŚCI CIECIERZE KOŁO CHMIELNIKA

Analizę chemiczną wykonałem w r. 1958 w Zakładzie Geochemii Instytutu Naftowego w Krakowie według zasad stosowanych przez Zakład Mineralogii i Petrografii U.J.

Zdolność przechodzenia poszczególnych składników szkliwa do roztworu określono w wyniku reakcji szkliwa z  $H_2O$ , 0,1 n HCl i jednokrotnym HCl (tab. 3).

Porównanie chemizmu szkliva wulkanicznego z miejscowości Ciecierz koło Chmielnika z chemizmem dotychczas analizowanych materiałów tufogenicznych okresu trzeciorzędowego Polski południowej nie daje podstawy do wysunięcia jakichkolwiek wniosków. Analizowane dotychczas materiały tufogeniczne nie stanowiły całkowicie czystej frakcji szkliva, z powodu trudności uzyskania takiej. Analizy przeprowadzono

Analiza chemiczna szkliva wulkanicznego z bentonitów

Tabela 2

| Składniki                      | % wagowe | Stosunki molekularne |
|--------------------------------|----------|----------------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 60,04    | 9957                 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15,06    | 1476                 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,09     | 11                   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,17     | 12                   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4,02     | 251                  |
| FeO                            | 3,07     | 425                  |
| MnO                            | 0,86     | 121                  |
| MgO                            | 3,98     | 987                  |
| CaO                            | 4,16     | 742                  |
| K <sub>2</sub> O               | 2,03     | 215                  |
| Na <sub>2</sub> O              | 1,86     | 300                  |
| +H <sub>2</sub> O              | 5,08     | 2820                 |
| Razem                          | 100,42   | 17317                |

zazwyczaj z bentonitów lub ze szkliva bardziej zmontmorylonityzowanego. Charakterystyczne jest to, że szklivo wulkaniczne z bentonitów koło Chmielnika wykazuje znaczną zawartość Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, CaO i MgO przy dość dużej zawartości SiO<sub>2</sub> i Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Zawiera ono również dużo alka-

Zdolność przechodzenia szkliva do roztworu

Tabela 3

| Składniki                      | W reakcji szkliva z H <sub>2</sub> O w % wag. | W reakcji szkliva 0,1 n HCl w % wag. | W reakcji szkliva z 1 n HCl w % wag. |
|--------------------------------|---|--------------------------------------|--------------------------------------|
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,52  | 0,79                                 | 0,94                                 |
| CaO                            | 0,48  | 0,59                                 | 0,61                                 |
| K <sub>2</sub> O               | 0,20  | 0,25                                 | 0,35                                 |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,42  | 0,42                                 | 0,48                                 |

liów K<sub>2</sub>O i Na<sub>2</sub>O. Ilość wody konstytucyjnej, charakterystycznej dla szkliv wulkanicznych, jest tutaj także znaczna. Przeprowadzona reakcja szkliva wulkanicznego na zdolność przechodzenia do roztworu poszczególnych składników w obecności H<sub>2</sub>O, 0,1 n HCl i 1 n HCl dowodzi, że żelazo i wapń wylugowane są w największym stopniu, sód zaś w najmniejszym, a najmniej potas. Taka kolejność wylugowania jest zgodna z następstwem wietrzenia poszczególnych minerałów, w których skład wchodzi wymienione pierwiastki.



## GENEZA BENTONITU

Bentonit z obszaru Chmielnika należy do skał osadowych i powstał w procesie wietrzenia materiałów tufogenicznych. Duża miąższość ilów bentonitowych świadczy o intensywnym transporcie materiału tufogenicznego do basenu sedymentacyjnego. Proces bentonityzacji zachodził powoli, a przedmiotem jego było między innymi szkliwo wulkaniczne. Charakter morfologiczny poszczególnych fragmentów szkliwa dowodzi, że droga transportu musiała być stosunkowo bardzo krótka. Nie wyklucza się również przy tym transportu powietrznego, na co wskazuje zwłaszcza szkliwo występujące w postaci form ostro zakończonych. W podobnie ostrych kształtach występuje również kwarc pochodzenia piroklastycznego. Inne minerały, jak skalenie czy chloryty, nie mogą być w tym przypadku brane pod uwagę, tym bardziej, że wykazują pewien stopień obtoczenia.

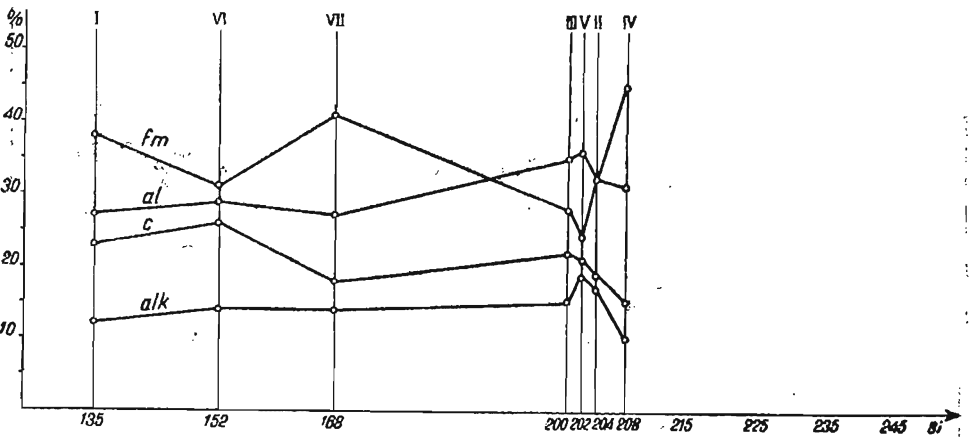


Fig. 2. Wykres dyferencyjny wg T. Niggiego dla skał andezytowych

Differential diagram, according to T. Niggli, for andesite rocks

I — andezyto — bazalt, ZSRR, II — andezyt augitowy, ZSRR, III — andezyt, ZSRR, IV — szkliwo wulkaniczne z Chmielnika, V — andezyt amfibolowy (Bryjarka pod Szczawnicą), VI — andezyt amfibolowo-augitowy (wzgórze Wzár pod Ozorsztynem), VII — porfiryrt augitowy, ZSRR;

$fm = FeO + MgO + MnO + NiO$  (stos. mol.);  $al = Al_2O_3 + Cr_2O_3$  (stos. mol.);  
 $c = CaO + BaO + SrO$  (stos. mol.);  $alk = K_2O + Na_2O + Li_2O$  (stos. mol.)

I — andesito-basalt, USSR, II — augite andesite, USSR, III — andesite, USSR, IV — volcanic glass from Chmielnik, V — amphibole andesite (Bryjarka near Szczawnica), VI — amphibole-augite andesite (Wzár mountain near Ozorsztyn), VII — augite porphyry, USSR;

$fm = FeO + MgO + MnO + NiO$  (mol. prop.);  $al = Al_2O_3 + Cr_2O_3$  (mol. prop.);  
 $c = CaO + BaO + SrO$  (mol. prop.);  $alk = K_2O + Na_2O + Li_2O$  (mol. prop.)

Regularne ułożenie wkładek bentonitowych na znacznej przestrzeni świadczy o spokojnych warunkach sedymentacji. Diagenaza i działające później procesy geochemiczne również odbywać się musiały bardzo powoli. Dowodem tego są słabe przeobrażenia takich minerałów, jak skalenie, chloryty, a nawet piryt, który wykazuje swoistą strukturę.

Powstawanie bentonitu, przy nieodłącznym działaniu procesu montorylonityzacji, zachodzić musiało w środowisku lekko alkalicznym.

Charakter alkaliczny w osadzie potwierdza zwiększona zawartość alkaliów (K, Na), a także zdolność uwalniania tych właśnie składników alkalicznych od szkliwa, którą doświadczalnie stwierdzono działając kwasem solnym (tab. 3). Intensywniejsze utlenienie pierwszej wkładki bentonitowej niż drugiej (niższej) dowodzi istnienia dwóch poziomów utlenienia. Jeżeli uwzględni się starszy wiek niższej wkładki bentonitowej, to w tych samych warunkach utleniających powinna ona być rzeczywiście słabiej utleniona, zwłaszcza gdy przyjmie się, że proces utlenienia postępował w kierunku pionowym od stropu do spągu. Pierwsza wkładka bentonitowa mogła wtedy stanowić zapórę, przez którą przedostawały się roztwory utleniające lub z wielkim trudem docierały do drugiej wkładki bentonitowej.

Tabela 4

## Parametry Nigglego

| Nazwa skały                                      | <i>si</i> | <i>al</i> | <i>fm</i> | <i>c</i> | <i>alk</i> | <i>k</i> | <i>mg</i> |
|--|-----------|-----------|-----------|----------|------------|----------|-----------|
| Andezyto-bazalt                                  | 135       | 27        | 38        | 32       | 12         | 0,2      | 0,5       |
| Andezyt augitowy                                 | 204       | 32        | 32        | 19       | 17         | 0,4      | 0,5       |
| Andezyt  | 200       | 35        | 28        | 22       | 15         | 0,2      | 0,5       |
| Szklivo wulkaniczne z Chmielnika                 | 208       | 31        | 44        | 15       | 10         | 0,4      | 0,5       |
| Andezyt amfibolowy Bryjarka pod Szczawnicą       | 202       | 36        | 24        | 21       | 19         | 0,2      | 0,4       |
| Andezyt amfibolowo-augitowy Wżar pod Czorsztynem | 152       | 29        | 31        | 26       | 14         | 0,2      | 0,4       |
| Porfiryt augitowy                                | 168       | 27        | 41        | 18       | 14         | 0,4      | 0,7       |

$$si = \frac{SiO_2 \cdot al \text{ (stos. mol.)}}{Al_2O_3 \text{ (stos. mol.)}}; al = Al_2O_3 + Cr_2O_3 \text{ (stos. mol.)};$$

$$fm = FeO + MgO + MnO + NiO \text{ (stos. mol.)}; c = CaO + BaO + SrO \text{ (stos. mol.)};$$

$$alk = K_2O + Na_2O + Li_2O \text{ (stos. mol.)}; k = \frac{K_2O \text{ (stos. mol.)}}{K_2O + Na_2O + Li_2O \text{ (stos. mol.)}}$$

$$mg = \frac{MgO \text{ (stos. mol.)}}{MgO + FeO + MnO \text{ (stos. mol.)}}$$

$$c + al + fm + alk = 100$$

Jeżeli chodzi o charakter chemiczny szkliwa podlegającego procesowi montmorylonityzacji, to z analizy chemicznej wynika, że odpowiada on chemizmowi magmy andezytowej (fig. 2). Nie jest natomiast pewne, czy cały materiał, który uległ procesowi bentonityzacji, odpowiada tej samej magmie andezytowej. Mogło również zachodzić zjawisko mieszania się materiału autigenicznego z alloogenicznym przy jednoczesnym lub w różnych czasach działających procesach montmorylonityzacji.

## WNIOSKI KOŃCOWE

Tufity z obszaru Chmielnika odznaczają się dość dużą zawartością szkliviwa wulkanicznego. Występują w nim zarówno formy obsydianowe, jak i pumeksowe. Zwiększona zawartość żelaza, magnezu, wapnia oraz stosunkowo nieduża zawartość glinki w szkliwie skłania do przyjęcia, że magma dostarczająca materiału piroklastycznego odpowiada pod względem chemicznym magmie andezytowej, a nie dacytowej, jak dotychczas przyjmowano.

Andezytowy charakter materiału piroklastycznego w osadzie tufitowym jest dowodem, że centrum było niedaleko miejsca, w którym następowała sedymentacja.

Zjawisko współzależności chemicznego charakteru materiału tufogenicznego od miejsca erupcji opisywał S. Kreutz i M. Jurek (1932). W pracy swej nad chemizmem pyłu wulkanicznego wykazali oni możliwość obliczenia odległości centrów erupcyjnych od miejsca sedymentacji. Chemizm szkliviwa wulkanicznego z miejscowości Ciecierze koło Chmielnika skłania do przyjęcia występowania centrów erupcyjnych w tzw. Karpatach wewnętrznych. Potwierdza to również wykres dyferencyjny T. Niggliego (tab. 4, fig. 2), w którym zestawienie chemizmu andezytów pienińskich z chemizmem szkliviwa wulkanicznego z miejscowości Ciecierze koło Chmielnika wykazuje prawdopodobieństwo wspólnego pochodzenia obu typów skał.

Katedra Surowców Mineralnych A.G.-H.

i Instytut Naftowy

Nadesłano 7 marca 1959 r.

## PIŚMIENNICTWO

- ALEXANDROWICZ S., PARACHONIAK W. (1956) — Tufity miocenne w okolicach Pińczowa nad Nidą. *Acta geol. pol.*, 6, nr 3, p. 301—325. Warszawa.
- BIRKENMAJER K., WIESER T. (1956) — Tufity w warstwach pstrych osłony pienińskiego pasa skałkowego. *Acta geol. pol.*, 6, nr 1, p. 1—11. Warszawa.
- CZARNOCKI J. (1958) — Surowce mineralne w Górach Świętokrzyskich. *Pr. Inst. Geol.*, 5, nr 3. Wyd. pośmiertne. Warszawa.
- GAWĘŁ A. (1928) — Über die chemisch — mineralogische Zusammensetzung roter und grüner eoazäner Schiefertone der Ostkarpathen. *Bull. intern. Acad. Pol. Sc., et Lett.*, p. 523—537. Cracovie.
- GŁOGOCZOWSKI J. J. (1951) — Uproszczona analiza termiczno-różnicowa iłów. *Nafta*, 7, nr 10, p. 261—264. Warszawa.
- GŁOGOCZOWSKI J. J. (1958) — Niektóre własności bentonitów i iłów bentonitowych z Chmielnika. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 22, nr 1—4, za rok 1957, p. 195—220. Kraków.
- KAMIENSKI M. (1932) — Elementy składowe tufów wulkanicznych w Berestowcu. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 8, p. 273—311. Kraków.

- AMIENSKI M. (1935) — Kilka uwag o bentonitach w Polsce. Arch. min., 11, p. 113—121. Warszawa.
- AMIENSKI M. (1936) — O tufach wulkanicznych Przedgórze Karpat. Arch. min., 12, p. 16—51. Warszawa.
- KREUTZ S., JUREK M. (1932) — Pył wulkaniczny opadły w kwietniu 1932 r. w Buenos Aires. Roczn. Pol. Tow. Geol., 17, nr 1, p. 310—330. Kraków.
- PARACHONIAK W. (1948) — Tortonńska facja tufitowa między Bochnią a Tarnowem. Acta geol. pol., 4, nr 1, p. 62—92. Warszawa.
- PARACHONIAK W. (1957) — Petrografia tufitów z antykliny Bóbrki w Karpatach Jasielskich. Acta geol. pol., 7, nr 2, p. 209—214. Warszawa.
- TOKARSKI J. (1939) — Aus der Petrographie der tuffogenen Elemente der subkarpatischen Salzformation in Polen. Bull. intern. Acad. Pol. Sc. et Lett., p. 83—100. Cracovie.

---

Wiesław HEFLIK

**PETROGRAPHY OF VOLCANIC GLASS IN BENTONITE CLAYS  
FROM CIECIERZE NEAR CHMIELNIK  
(SOUTHWARD FROM THE ŚWIĘTY KRZYŻ MTS.)**

**Summary**

Within the scope of geological studies carried out in the area of Chmielnik by the Petroleum Institute and the Main Laboratory of the Oil Industry at Cracow, the author collected in 1957, for purposes of petrographical investigation, samples of bentonite clays.

These bentonites belong to tuffogenic deposits; their sedimentation took place in the Tortonian (S. Alexandrowicz, W. Parachoniak, 1956).

In this exposure we may distinguish two bentonite intercalations, extending in a complex of dark-grey bentonite clays of about 15 m. thickness, one of white, the other of yellow colour. By differential thermal investigations the author established the fact that these beds correspond to montmorillonite (Fig. 1).

The volcanic glass isolated from this clay consists of globular and obsidian forms; as to its chemical composition it contains a fairly large amount of FeO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO and MgO, with a marked content of SiO<sub>2</sub> and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (see Polish text, Table 2).

The bentonite from the Chmielnik area was produced by weathering of tuffogenic material. The chemical character of the magma corresponds to that of andesite magma (see Polish text, Fig. 1).