

Andrzej MICHALIK, Tadeusz WIESER

Tufity we fliszu podhalańskim

WSTĘP

W czasie prac kartograficznych dotyczących fliszu podhalańskiego wykonywanych w 1957 i 1958 r. na obszarze między Cichem a Białym Dunajcem natrafiono w szeregu miejscach na tufity. Prace te wykonano z ramienia Karpackiej Stacji Terenowej I. G.

Występowanie tufitów wśród warstw fliszu podhalańskiego wieku eoceńskiego jest dotychczas nienotowane i dlatego zajęto się nimi szczegółowiej.

W piśmiennictwie o osadach piroklastycznych wieku eoceńskiego znajdujemy wzmiankę w pracy M. Kuthana (1948). Wspomina on o przejawach wulkanicznych wieku bartońskiego na obszarze gór Matra. L. Majzon (1943) opisuje występowanie tufów wśród pstrych łupków trochaminoidowych we wsi Kopasznewo (węgierskie: *Gernyes*) na Zakarpaciu. E. J. Wulczyn, J. O. Kulczycki (1958) zaliczają łupki trochaminoidowe L. Majzona do pstręgo fliszu górnoeoceńskiego, który przykrywa piaskowce z fauną *Nummulites laevigatus* (B r u g i).

Wymienieni autorzy podają również że w czasie wiercenia we wsi Daniłówka znaleziono cienkie wkładki tufitowe w pстрыm fliszu górnoeoceńskim (swita bajłowska).

W polskim piśmiennictwie tufity wieku eoceńskiego (iprez lub dolny lutet) opisano z wierceń wykonanych na obszarze struktury Bóbrki w Karpatach Jasielskich przez A. Tokarskiego (1957) i W. Parachoniaka (1957).

O dolnoeoceńskich tufach wspomina też M. Książkiewicz (1954) w pracy o kredzie i jurze Bachowic.

O skałach wylewnych występujących jako składnik w piaskowcach fliszu podhalańskiego znajdujemy wzmiankę w pracy S. Kreutzta (1928).

ROZMIESZCZENIE I OPIS ODSŁONIEŃ

W wyniku prac kartograficznych na obszarze między potokiem Ciche na zachodzie, a rzeką Biały Dunajec na wschodzie, stwierdzono 17 odsłoneń, w których występują tufity. Rozmieszczenie ich przedstawiono na załączonej mapce (fig. 1). Występują one wśród warstw chochołowskich

dolnych lub dolnej części warstw chochołowskich górnych, według stratygrafii przyjętej przez J. Gołąba (rękopis).

Dla pełniejszego usytuowania pozycji stratygraficznej występowania tufitów, przedstawie wykształcenie litologiczne warstw, wśród których występują te skały, tym bardziej, że podział stratygraficzny (przyjęty tymczasowo przez J. Gołąba), nie jest jeszcze ściśle sprecyzowany. Jako cechę litologiczną warstw chochołowskich dolnych można uważać wykształcenie łupków. Barwa ich jest niebieskoszara, a tylko niekiedy w strefie wietrzenia przyjmuje barwę zielonoszarą. Zawierają one znaczną domieszkę węglanu wapnia. Najważniejszą jednak ich cechą jest kulista łupliwość podczas wietrzenia. W stropowej części tych warstw pojawia się znaczniejsza ilość płytowych piaskowców. W tych właśnie łupkach znajduje się większa część opisywanych odsłoneń z tufitami. Pojedyncze tylko odsłoneńca tufitów są wśród dolnej części warstw chochołowskich górnych wykształconych jako łupki zielonoszare, płytkowo pękające.

Tufity występują w kilku poziomach a ich najlepsze odkrywki spotykamy w potoku płynącym z Zębu (Ligasówki) na Nowe Bystre.

W potoku tym, w kompleksie warstw chochołowskich dolnych o miąższości 70 m, odsłania się 5 ławic tufitu oraz jedna ławica bentonitu.

Najniższa ławica zbentonitizowanych tufitów (odkrywka 12, fig. 1) występuje niemal w poziomie potoku Bystry, wśród ciemnoniebieskoszarych łupków pękających płytkowo i będących najniższym poziomem (z przejściowej serii do warstw zakopiańskich). Warstewka zbentonitizowanego tufitu (odkrywka 13) miąższości około 1 cm leży zgodnie wśród warstw łupków o biegu 120 SW/4°.

Tufity te nie wykazują wyraźnych ostrych powierzchni odcinających je od łupków i raczej przechodzą w łupki zarówno w stropie, jak i w spągu.

Kilka metrów powyżej, wśród łupków niebieskoszarych kulistopękających, jest warstwa zbentonitizowanego tufitu o grubości 20 cm (odkrywka 14) zielonawoszarego — na zwietrzałej powierzchni, a popielatoszarego — na świeżej powierzchni przełamu. Szczególną cechą tej ławicy jest kulista oddzielność bentonitów (tabl. I, fig. 3), a poszczególne „kule” mają obwódki zielonawoszare. Odznaczają się one wybitną nasiąkliwością wody.

Warstwa ta nie ma również ostro odcinającej się powierzchni zarówno w stropie, jak i w spągu; wprost przeciwnie zaznacza się wyraźnie przejście do otaczających łupków. Powyżej, w obrębie łupków, pojawiają się trzykrotnie powtarzające się gruboławicowe piaskowce z detrytusem roślinnym.

Wśród łupków mamy tutaj warstewkę zbentonitizowanego tufitu o grubości 2 cm. Jedyne spągowa jej część (o miąższości 1 cm) jest biała, pozostała natomiast jest już zmieszana z iłem. Powyżej trzeciej w tym profilu warstewki tufitu występuje ławica mułowca z pięknie wykształconą strukturą spływową.

Powyżej dolina potoku rozszerza się, na zboczach zaś doliny są widoczne osuwiska. W prawym zboczu doliny, 20 cm ponad zwierciadłem wody w strumieniu, jest czwarta ławica (30 cm miąższości) błękitnawozielonego zbentonitizowanego tufitu (odkrywka 15). Na powierzchni wietrzenia widać, że składa się on z bardziej zwiezłych okruchów tkwiących w tym samym materiale tufitowym.

Ten sposób pokruszenia materiału skalnego spotyka się wszędzie w masach, które zostały wyruszone z pierwotnego położenia wskutek powstania osuwiska.

Piątą wreszcie warstewkę tufitową (odkrywka 16) o miąższości dwu centymetrów napotyka się kilka metrów wyżej. Tkwi ona wśród warstw, które uległy nieznacznemu zaburzeniu tektonicznemu, powodującemu powstanie płaskiego siodła.

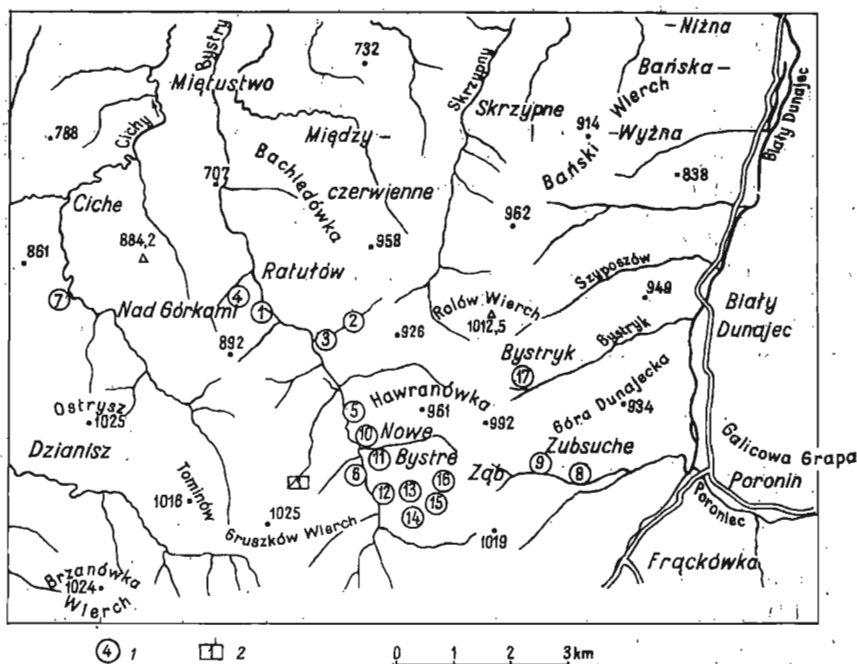


Fig. 1. Mapa rozmieszczenia miejsc występowania tufitów

Map showing localities of tuffite occurrence

1 — Lokalizacja odkrywek z tufitami (numeracja, na którą powołano się w tekście), 2 — Miejsce występowania detrytycznego wapienia nummullitowego

1 — location of outcrops of tuffite (numbers refer to exposures mentioned in text), 2 — locality of appearance of detrital nummulite limestone

Najniższe stratygraficzne położenie tufitów można stwierdzić w potoku Bystry we wsi Nowe Bystre, którego wyżej opisany potok jest dopływem.

W dużej odkrywce (odkrywce 6) widzimy wśród zielonawych i niebieskawych łupków 2 cm warstewkę tufitu, również zbehtonizowanego (tabl. II, fig. 5).

W następnym na północ prawobocznym dopływie Bystrego są także odkrywki tufitów. Wskutek znacznego zaburzenia tektonicznego, tufity odsłaniają się tuż przy cieku wodnym w postaci siodła przegiętego ku SE (odkrywka 11).

Dopiero powyżej w tym potoku natrafiamy prawdopodobnie na tę samą warstewkę tufitową wśród niezaburzonych warstw. Warstewka tu-

fitowa odsłania się w potoku na długości około 200 m. Miąższość jej wynosi początkowo 4÷6 cm, w górnym zaś biegu potoku zwiększa swą grubość do 10 cm. Spąg tej warstewki jest ostro zaznaczony (tabl. I, fig. 4), a tylko w stropie zaznacza się przejście między łupkami a zbentonitizowanym tufitem.

W tym samym potoku niedaleko jego ujścia do potoku Bystrego, wśród sfałdowanych łupków dolnych warstw chochołowskich, występuje centymetrowej miąższości warstewka białego plastycznego iłu (odkrywka 10) będącego bentonitem.

Dalej ku północy w potoku Bystry spotykamy odkrywkę, w podciętym zboczach tarasu o wysokości około 5 m. Skalny cokół tego tarasu stanowią niebiesko-szare łupki dolnych warstw chochołowskich z piaskowcami płytowymi, nachylone 50 SE 17°. Tufity występują tu w dwucentymetrowej miąższości smużkach, mimo to swą wyraźną białą barwą odcinają się one od otaczających je łupków (odkrywka 5).

W małym prawobocznym potoczku, płynącym z Bachledówki do Bystrego, w Ratułowie natrafiamy znowu na odkrywki tufitów.

Wśród strefy bardzo silnie tektonicznie zaburzonej występują trzy cieniutkie warstewki białego iłu (zbentonitizowanego tufitu); (odkrywka 3).

W dolnym biegu tego potoku również w podobnie zaburzonej strefie, wśród dolnych warstw chochołowskich, natrafiamy na warstewki zbentonitizowanych tufitów. Miąższość tych warstewek wynosi 1÷2 cm.

W lewym zboczach w potoku Bystry w Ratułowie, wśród spokojnie leżących dolnych warstw chochołowskich o biegu 105 SW 10°, występuje warstewka tufitu (3 cm grubości), będąca przedmiotem szczegółowszych badań.

Najdalej na północ stwierdzono obecność tufitu w bocznym potoczku z grzbietu nad Górkami (odkrywka 4) do Ratułowa wśród łupków warstw chochołowskich górnych i piaskowców płytowych. Miąższość warstewki zbentonitizowanego tufitu wynosi tu około 0,5 cm. Mimo nieznacznej miąższości i sfałdowań warstw, odznacza się ona dużą stałością.

Najdalej na zachód w małym potoczku z Cichego na przełęcz między Ostryszem a Kotelnicą (wzgórze 861 m n.p.m.) stwierdzono występowanie tufitów zbentonitizowanych w nieznacznym stopniu, lecz bardzo tektonicznie sprasowanych.

Na wschód od Ratułowa stwierdzono odkrywki tufitów w potoku Rafaczańskim i Bustryk, płynących od miejscowości Zęb do rzeki Białej Dunajec. Powyżej rozwidlenia potoku Rafaczańskiego wśród spągowej części dolnych warstw chochołowskich jest 1 cm warstewka tufitu (odkrywka 8). Warstewka ta zasługuje na szczególną uwagę, gdyż widać na niej w sposób bardzo wyraźny warstwowanie frakcyjne. Warstewka (około 2 mm miąższości) składa się z piasku wulkanicznego o wielkości okruchów do 0,5 mm. Ku stropowi warstewka ta przechodzi w tufit w nieznacznym stopniu zbentonitizowany.

W następnej odkrywce 9 zielonoszare łupki i piaskowce płytowe są sfałdowane razem z warstewką tufitu (4 cm grubości). Część tych fałdów i tufitu widoczna jest na figurze 6 (tabl. II). W obrębie tufitu występują parumilimetrowe smużki zielonawoszarego iłu.

Pozycja stratygraficzna opisanych skał piroklastycznych jest określona, gdyż w piaskowcach tych warstw, wśród których występują, zo-

stała odnaleziona fauna otwornicowa wskazująca według F. Biedy na górny eocen (J. Gołąb).

W czasie prac kartograficznych udało się również odnaleźć w ławicy piaskowca smugę wapienia detrytycznego z fauną numulitową. Występuje ona, jak to zaznaczono na mapce (fig. 1), nieco wyżej (stratygraficznie) ponad tufitami. Na podstawie przeglądu przedstawionych okazów, F. Bieda stwierdził podobieństwo znalezionej fauny do poprzednio opisanej.

Tym samym wiek górno-eoceński został potwierdzony. Za łaskawe przejrzanie okazów autorzy składają prof. dr F. Biedzie gorące podziękowanie.

ANALIZA PETROGRAFICZNA TUFITU

Analizie petrograficznej poddano próbkę pobraną z odkrywki 1 w Ratułowie. Skała ta jest stosunkowo najmniej zmieniona.

Tufit z Ratułowa jest skałą miękką, przechodzącą nawet w luźną, barwy popielatej. Z wyglądu przypomina on raczej skałę piaskowcową. Widoczne makroskopowo liczne bezbarwne ziarna piasku silnie połyskują od równych powierzchni (płaszczyzn łupliwości), co pozwala stwierdzić, że nie jest to piasek kwarcowy, lecz skaleniowy. W wodzie okruchy tufitu silnie pęcznieją i rozpadają się na piasek i pelit.

Obraz mikroskopowy tufitu umożliwia łatwe wykrycie innego ważnego składnika detrytycznego, jakim są okruchy ciasta skalnego. Na tle dominującego (80%) bazalnego spoiwa ilastego są widoczne ziarna skaleni (4,5%), pojedyncze ziarna kwarcu (0,5%) oraz bardzo pospolite (15%), ilościowo ponad trzykrotnie przewyższające skalenie, fragmenty ciasta skalnego. Średnica okruchów wszystkich składników detrytycznych jest jednakowa, niezależnie od ich składu i waha się w granicach 0,1–0,35 mm, średnio 0,2 mm. Spoiwo składa się w dużej przewadze z minerałów ilastych z nieznaną tylko domieszką drobnego pyłu skaleniowego i kwarcowego, dalej kalcytu, piryty i innych minerałów „ciężkich“. Kalcyt, podobnie jak i piryt, są niewątpliwie pochodzenia diagenetycznego. Metasomatyzują one nie tylko składniki spoiwa, ale także okruchy grubszych frakcji, a zwłaszcza ciasta skalnego. Obecność tych może być dowodem na niski E_h i niezbyt wysokie pH środowiska ilastego. Minerale ilaste należą do montmorylonitu. Własności optyczne montmorylonitu, jak: $n_\gamma = 1,515 \div 1,520$ i $n_\gamma - n_\alpha = 0,022$, dowodzą, iż jest to odmiana zasobna w glin, z zawartością Fe^{3+} nie wyższą od 5% sumy pierwiastków trójwartościowych metali. Łuski montmorylonitu są bezbarwne, bądź też niekiedy wykazują absorpcję i niewyraźny pleochroizm o odcieniach barwy zielonej (dla γ i β — oliwkowozielona i żółtawozielona (i żółtej) dla α). Ta barwna odmiana montmorylonitu częściej występuje jako produkt przeobrażeniaowy szkliva w okruchach ciasta skalnego. Średnica łusek montmorylonitu sięga 0,02 mm, średnio 0,005 mm. Subparalelne ułożenie łusek daje zjawisko spontanicznego rozjaśnienia i ściemniania przy nikolach skrzyżowanych (tzw. tekstura orientowana).

Fragmenty ciasta skalnego mają najczęściej budowę felzytową. Spotyka się jednak dość często i okruchy ciasta bogatego w mikrolity plagioklazę o budowie przypominającej trachitową lub pilotaksytową oraz rzadkie okruchy ciasta o strukturze mikrogranitowej i mikropeikilitowej. Prze-

obrażeniu w montmorylonit, kalcyt oraz piryt ulegają wszystkie wymienione odmiany, a zwłaszcza w bogate w zdewitryfikowane szkliwo. Stopień przeobrażeń jest jednak stosunkowo niewielki.

Obecność masy wiążącej piasek wulkaniczny, zbudowanej z montmorylonitu, sugeruje przypuszczenie o współwystępowaniu z piaskiem wulkanicznym drobniejszej frakcji piroklastycznej w postaci pyłu i popiołu wulkanicznego, głównie szklatego, który uległ kompletnej montmorylonityzacji. Przemawiają za tym spotykane tu i ówdzie w spoiwie mikroskopijne ułamki kryształów i ciasta o średnicy nawet niższej od 0,01 mm. Brak cech właściwych dla tufoidów jest znamieny. Odpada również możliwość transportu wodnego z ładu, wobec braku jakichkolwiek śladów obróbki mechanicznej. Tak więc jedyną możliwą do przyjęcia hipotezą jest opad materiałów piroklastycznych z chmury erupcyjnej. Potwierdza to obecność powierzchni korozyjnych w plagioklazach i stosunkowo regularna miąższość wkładki tufitowej oraz jej dość szerokie rozprzestrzenienie.

Struktura tufitów może być określona jako krystalolitoklastyczna. Tekstura spoiwa jest bazalna, orientowana i powłokowa.

Dla celów korelacyjnych wykonane zostały obserwacje nad fizjografią skaleni i minerałów „ciężkich“. Skalenie reprezentuje wyłącznie andezytowy plagioklaz. Mineral ten charakteryzuje pokrój grubotabliczkowy według (010) i grubosłupkowy według a, przy dość kompletnym rozwoju ścian krystalograficznych. Odtworzenie pierwotnej postaci kryształów z ich okruchów ułatwia często notowana budowa pasowa. Następstwo pasów jest normalne, tj. zgodne ze spadkiem krzywej kotektycznej. Oscylacje zawartości substancji *An* nie przekraczają 7%. Bliżej części obwodowej, najuboższej w *An* (37 ÷ 38%), znajduje się jeden lub dwa pasy bogate w *An* (45 ÷ 47,5%). Jądro ziarn zawiera natomiast od 40 ÷ 42% *An*. Powierzchnie korozyjne są obserwowane w wewnętrznych partiach ziarn. Plagioklaz bywa niezbliniaczony, częściej jednak obserwuje się bliźniaki złożone i proste. Polisyntetyczne i kompleksowe są rzadsze. Bliźniaki złożone należą do triady albitowej, rzadziej manebachskiej. Niekiedy spotyka się je w pełnym wykształceniu. Stosunkowo pospolite są bliźniaki esterelskie (ala A). Wrostki w skaleniach należą głównie do szkliwa i mikrolitów (apatytu). Stopień zachowania doskonały, jak w tzw. mikrotynie. Z procesów przeobrażeniowych wymienić należy przede wszystkim kalcytyzację, zresztą słabo zaawansowaną.

Drugi z minerałów frakcji psamitowej, tj. kwarc jest częściowo wulkanicznego (z wrostkami szkliwa) częściowo pochodzenia terygenicznego (granulacja).

Obok plagioklazu i kwarcu spotyka się sporadycznie wśród tzw. lekkiej frakcji tylko hydrobiotyt, glaukonit i liczniejszy hydrochloryt. Wśród stosunkowo licznej frakcji ciężkiej najczęściej widzimy minerały rudne, apatyt, cyrkon itd. (patrz tabl. 1). Minerały rudne są reprezentowane przez hematyt, piryt, magnetyt i ilmenit.

Hematyt ma z reguły pokrój tabliczkowy, dzięki silnemu rozwojowi ścian dwuścianu podstawowego. Postacie często euhedralne lub subhedralne. Średnica ziarn 0,1 ÷ 0,2 mm.

Piryt jest widoczny jako kostkowe kryształy z charakterystycznym zryśwowaniem i spiszowo żółtą barwą.

Magnetyt jest najrzadszy i krystalograficznie najgorzej wykształcony spośród minerałów rudnych.

Apatyt ma dość zmienny habitus ziarn od postaci beczułkowatych do prętowych, stąd też jego stosunek wydłużenia waha się od 1 : 13 do prawie 1 : 1. Przeważa stosunek 1 : 2 ÷ 3. Wśród ścian krystalograficznych zanotowano obecność, obok dominującego słupa I rodzaju $\langle 10\bar{1}0 \rangle$ i podwójnej piramidy $\langle 10\bar{1}1 \rangle$, nadto ściany a $\langle 1\bar{1}20 \rangle$, s $\langle 11\bar{2}1 \rangle$ u $\langle 21\bar{3}1 \rangle$ a także dwuścianu podstawowego $\langle 0001 \rangle$ u kryształów o pokroju beczułkowym. Ściany terminalne są zwykle słabo zaznaczone wskutek korozji; u jednego z osobników prętowych zauważono ścianę tępej piramidy r 1012 i być może $\langle 1013 \rangle$, lub inną już wycinalną o zbliżonym symbolu. Wrostki są niezbyt liczne i należą do gazów, cieczy, mikrolitów i typowego szklawa. Zauważono również, jak w brunatnym apatytcie, pojedyncze ziarna pełne wrostków szklawa lub szlaki i minerałów rudnych, które nadają im ciemnoszarą lub szarobrunatną absorpcję z ledwie dostrzegalnym pleochroizmem. Powierzchnia niektórych ziarn jest pokryta drobnymi, punktowymi figurami wytrawionymi i błonką związków żelaza. Długość słupków apatyty nie przekracza 0,28 mm, średnio wynosi 0,2 mm. Odmiana żółtobrunatnego apatyty przejawia wyraźny pleochroizm: ω — brunatnawożółty, ϵ — pomarańczowobrunatny.

Cyrkon jest około 2,5 razy mniej liczny od apatyty. Pokrój jego jest zawsze słupkowy a habitus właściwy — cyrkonowy, rzadko hiacyntowy. Ten ostatni, sądząc z mechanicznej obróbki (stępienia) naroży, jest przypuszczalnie związany z terygenicznym cyrkonem. Stosunek elongacji ziarn wynosi 1 : 2,5 ÷ 4, średnio 1 : 3. Ze ścian największą częstotliwość mają (110) i (111) ; są też kombinacje (110) , (100) , (111) i (311) . Barwa cyrkonu jest niekiedy żółtawobrunatna, zwykle jednak cyrkon jest bezbarwny. Z inkluzji szczególnie pospolite są wrostki brunatnawego szklawa we wnętrzu ziarn, związane z szybkim, szkieletowym wzrostem osobników cyrkonu w lawie. Maksymalna długość ziarn — 0,25 mm, średnia — 0,2 mm.

Rutyl tworzy grubosłupkowe ziarna subhedralne lub częściej anhedralne. Barwa jego jest dość rozmaita: od najczęstszej miodowożółtej (ω) i brunatnożółtej (ϵ) do zielonożółtej i czerwobrunatnej. Długość słupków do 0,18 mm.

Epidot, również słupkowy, subhedralny i anhedralny.

Anataz, zwykle anhedralny, izometryczny, do grubosłupkowego. Wśród ścian rozpoznano: (110) , (111) i (001) , przy czym (111) wydaje się być najsilniej rozwinięta.

Granat ma postać albo anhedralnych ziarn, albo kryształów szkieletowych, z dobrze zachowanymi ścianami granatoedru. Absorpcja różowawa, bądź brunatna z czerwonym odcieniem.

Sylimanit występuje jako pilśniowo-włókniste skupienia, bladokożółtobrunatno zabarwione hydrogetytem.

Stosunki ilościowe minerałów „ciężkich“ dla dwóch próbek z Ratułowa przedstawia poniższe zestawienie:

hematyt	82,7	43,9
piryt	7,3	48,1
magnetyt	2,3	1,5
ilmenit	2,2	2,0
apatyt	3,0	2,6

cyrkon	1,3	1,0
rutyl	0,3	0,1
epidot	0,3	0,3
anataz	0,3	0,4
granat	0,2	0,1
sylimanit	0,1	—

Z wymienionych minerałów hematyt, magnetyt, ilmenit, apatyt i częściowo cyrkon należy zaliczyć do składników pochodzenia wulkanicznego. Piryt jest diagenetyczny, rutyl zaś, epidot, anataz, granat i sylimanit są pochodzenia terygenicznego.

CHARAKTERYSTYKA ZMIENIONYCH TUFITÓW

Oprócz tufitu, którego analizę przedstawiono wyżej, najliczniej występują na omawianym obszarze tufity uległe znacznym przemianom chemicznym. Stopień zaawansowania tych przemian jest z reguły bardzo wysoki, tak że tufity te przedstawiają już czyste bentonity.

Wykonanie na kilku próbkach z różnych miejsc różnicowa analiza termiczna pozwala na szybkie określenie rodzaju minerałów składających się na bentonit. Prześledzenie kształtu krzywych termicznych (fig. 2), a w szczególności położenia maksimów wychyleń, daje podstawę nie tylko do określenia głównego minerału ilastego jako montmorylonitu, lecz również do stwierdzenia obecności różnego rodzaju zaadsorbowanych kationów.

Porównanie krzywych wykazuje podwójne maksimum reakcji endotermicznej dla wody „wśródwarstwowej“ w zakresie temperatur 100÷240°C. Niewielkie maksimum w zakresie 220÷240°C należy interpretować obecnością zaadsorbowanych kationów Ca lub Mg. Kształt krzywej 3 wskazuje ponadto, że badana próbka jest mieszaną skałą bentonitową, złożoną obok montmorylonitu również i z minerału o strukturze kaolinitowej (maksimum przy temperaturze około 600°C).

Skład chemiczny bentonitu z okolicy wsi Nowe Bystre (odkrywka 15, krzywa termiczna 1) przedstawia niżej zamieszczony rozbiór chemiczny i wyliczony na jego podstawie wzór strukturalny minerału ilastego po odjęciu węglanu wapnia.

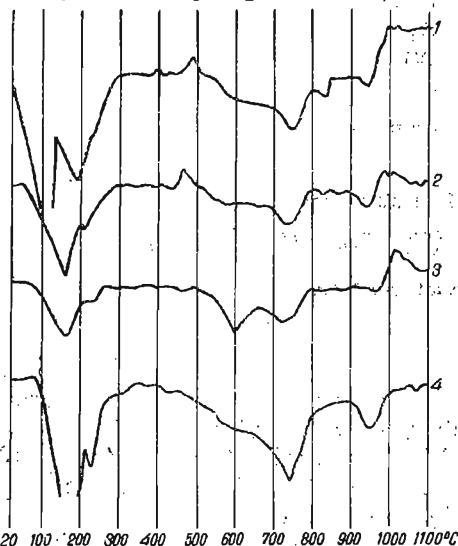


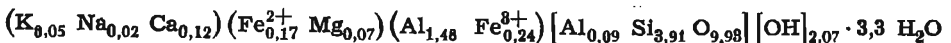
Fig. 2. Krzywe różnicowej analizy termicznej skał bentonitowych z odkrywek: nr 15 (krzywa nr 1), nr 14 (2), nr 10 (3) w Nowem Bystrem i nr 17 (4) w Białym Dunajcu

Curves of differential thermal analysis of the bentonitic rocks from outcrop: No. 15 (curve 1), No. 14 (curve 2), No. 10 (curve 3) at Nowe Bystre, and from No. 17 (curve 4) at Biały Dunajec

Tabela 1

Składniki w procentach wagowych	Ilorazy molekularne	
SiO ₂	49,06	0,8169
TiO ₂	0,60	0,0075
Al ₂ O ₃	16,68	0,1634
Fe ₂ O ₃	3,99	0,0250
FeO	2,50	0,0348
MgO	0,56	0,0139
CaO	3,49	0,0622
Na ₂ O	0,10	0,0016
K ₂ O	0,49	0,0052
H ₂ O ⁺	7,78	0,4319
H ₂ O ⁻	12,45	0,6911
CO ₂	1,62	0,0368
Suma	99,30	

Wzór strukturalny:



Analtyk: I. Gucwa

WNIOSKI I PORÓWNANIA

Występowanie skał tufogenicznych we fliszu podhalańskim cechuje stosunkowo regularna grubość warstw na dużej przestrzeni. Obecność kilku (6÷7) wkładek tych skał w około stumetrowym kompleksie warstw chochołowskich dolnych dowodzi, iż paroksyzm wulkaniczny powtarzał się w pewnych odstępach czasu.

Zaobserwowane wewnątrz kryształów skaleni powierzchnie korozyjne świadczą o pochodzeniu materiału piroklastycznego z wybuchów subaearycznych. Do tego samego wniosku prowadzi fakt występowania wyłącznie ostrokrawędzistych okruchów kryształów i ciasta skalnego.

Powstanie wkładek skał tufogenicznych jako produktu opadu z chmury erupcyjnej tłumaczy regularność tych wkładek oraz spokojne warunki sedymentacji w basenie fliszowym.

Jakkolwiek obecność w znacznej ilości pirytu oraz typ procesu przeobrażeniowego (montmorylonityzacja) genetycznie wiąże się ze stadium diagenety, to jednak w pewnym stopniu odzwierciedlają one stosunkowo niskie E_h i niezbyt wysokie pH środowiska sedymentacyjnego.

Stosunkowo małe rozmiary okruchów, obfitość pyłu wulkanicznego (głównego składnika bentonitów) i brak minerałów ciemnych są dowodem, że centrum erupcji znajdowało się w znacznej odległości od miejsca sedymentacji. W wyniku selekcji grawitacyjnej materiału piroklastycznego, trudne staje się określenie chemizmu magmy macierzystej. Jedynie tylko na podstawie składu chemicznego fenokryształów plagioklaz (37÷47,5%)

An), rodzaju mikrolitów i cech strukturalnych ułamków ciasta skalnego można przypuszczać o jej riodacytowym lub dacytowym typie petrograficznym.

Najbliżej położonym punktem występowania materiałów tufogenicznych wśród osadów eoceńskich są okolice Żywca (T. Wieser, K. Żytko, 1959). Różnice petrograficzne względem tamtejszych skał tufogenicznych są wyraźne; polegają one na odmiennym wykształceniu strukturalnym, składzie i budowie plagioklastu oraz morfologii apatyty i cyrkonu.

Opisane przez A. Tokarskiego i W. Parachoniaka (1957) tufity z Karpat Jasielskich (ze struktury Bóbrki) mają wiele cech wspólnych z tufitami fliszu podhalańskiego. Szczególne podobieństwo da się zauważyć w składzie chemicznym plagioklastu, w którym średnia zawartość substancji *An* wynosi około 42%. Obfitość biotytów w tufitach jasielskich, a brak ich w tufitach z Ratułowa, może być wynikiem jedynie wysortowania przy transporcie powietrznym.

Zmiany diagenetyczne obu tufitów są podobne i polegają na bentonityzacji. Jednak pozycja stratygraficzna tufitów jest odmienna i odpowiada górnemu eocenowi.

Paralelizacja podhalańskich skał tufogenicznych z tufitami dolnoeoceńskimi, wzmiankowanymi przez M. Książkiewicza (1954) z Bachowic, górnoeoceńskimi przez L. Majzona (1943), tudzież E. Wulczyna i J. Kulczyckiego (1958), jest niemożliwa, z powodu braku opisów petrograficznych.

Karpacka Stacja Terenowa I. G.
Nadesłano dnia 17 października 1958 r.

PIŚMIENNICTWO

- BIRKENMAJER K. i WIESER T. (1956) — Tufity w warstwach pstrych osłony pienińskiego pasa skałkowego. *Acta geol. pol.*, 6, nr 1, p. 1—14. Warszawa.
- GOLĄB J. (1947) — Flisz Podhala na zachód od Białego Dunajca. (Rękopis), p. 1—78. Arch. Karp. Stacji Inst. Geol. Kraków.
- KSIĄŻKIEWICZ M. (1954) — Jura i kreda Bachowic. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 24, nr 3, p. 121—405. Kraków.
- KUTHAN M. (1948) — Undačný vulkanizmus karpatského orogenu a vulkanologické štúdia v sev. časti Prešovských Hor. *Pr. Stát. Geol. Úst.*, nr 17, p. 87—145. Bratislava.
- KREUTZ S. (1928) — Skała wylewna jako składnik piaskowca fliszowego z Kozinca pod Tatrami. *Spraw. Pol. Akad. Umiej.*, nr 7, p. 11. Kraków.
- MAJZON L. (1943) — Beiträge zur Kenntnis einiger Flyschschichten des Karpatenvorlandes mit Rücksicht auf die Globotruncanen. *Mitt. ung. geol. Anst.*, 37, nr 1, p. 78—168. Budapest.
- PARACHONIAK W. (1957) — Petrografia tufitów z Karpat Jasielskich. *Acta geol. pol.*, 7, nr 2, p. 209—214. Warszawa.
- TOKARSKI A. (1957) — Tufity w przekrojach Karpat Jasielskich. *Acta geol. pol.*, 7, nr 2, p. 187—206. Warszawa.

- WIESER T., ŻYTKO K. (1959) — О występowaniu tufoidów w warstwach podmagurskich okolic Żywca. *Kwart. geol.*, 3, nr 2, p. 366—377. Warszawa.
- БУЛЬЧИН Е. И., КУЛЬЧИЦКИЙ (1958) — Нові знахідки туфів у крейдяних і третинних відкладів Східних Карпат. *Доп. А. Н. У. Р. С. Р.*, № 4, стр. 411—413. Київ.

Andrzej MICHALIK, Tadeusz WIESER

TUFFITES IN THE PODHALE FLYSCH (WESTERN CARPATHIANS)

Summary

During mapping on the Podhale Flysch, in the area west of the Biały Dunajec river, the authors discovered tuffogenic rocks. These are exposed in the lower Chochołów beds the age of which has been established, on the basis of their nummulite fauna, to be Middle Eocene. The lower Chochołów beds in which these tuffogenic rocks appear, are developed in the forme of bluish-grey calcareous shales, breaking spherically during alteration. In these shales, platy sandstones occur.

The interlayers of tuffogenic rocks are repeated 6 to 7 times within the complex of the lower Chochołów beds which has a thickness of about 100 m. The thickness of the interlayers is from 1 to 30 cm. each.

The petrographically described rocks represent tuffites in different stages of montmorillonitization. Most frequently, however, they already are true bentonites. To the least altered should be assigned the tuffite from Ratułów, showing a crystal-lithoclastic texture. This is a soft rock, even passing into a loose rock. Its colour is ash grey, resembling sandstone. Alongside of basal argillaceous cement which prevails in 80%, the main components of this tuffite are fragments of effusive rocks (15%), plagioclase crystals (4.5%) and grains of quartz sand (0.5%).

The diameter of all detrital components varies between 0.1 and 0.35 mm. (average 0.2 mm.).

The cement consists of montmorillonite, with an admixture of calcite, pyrite, etc.

The fragments of effusive rocks, mainly of rock groundmass, show mostly a felsitic fabric. The feldspars are represented exclusively by plagioclase, with 37—47.5% *An*. This mineral reveals a distinct zonal structure, with normal sequence of zones, and likewise the presence of corrosion surfaces. Among the types of twinning, Esterel twins (ala A) are relatively common.

Of processes of alteration, calcitization occurs most frequently. The second mineral of the psammite fraction, quartz, is partly of volcanic (glass inclusions), partly of terrigenous origin.

The fraction of heavy minerals in the Ratułów tuffites consists of pyrite, hematite from magnetite, ilmenite, apatite, zirkon, rutile, epidote, anatase, garnet and sillimanite. From the enumerated minerals pyrite is of diagenetic, — apatite, zirkon and the metal ores of volcanic origin.

The tuffogenic rocks in the Podhale Flysch are characterized by their relatively even thickness of beds, extending over a large area.

The occurrence of several (6 to 7) interlayers on a height of about 100 m. of the lower Chochołów beds is evidence of a periodically repeated volcanic paroxysm.

The 'corrosive surfaces observed within the tiny feldspar crystals are evidence of the origin of the pyroclastic material from subaeric eruptions. To the same conclusion leads the fact that exclusively angular fragments of crystals and groundmass are being found.

The formation of the interlayers of tuffogenic rocks as a product of eruption clouds is proven by the regularity of these interlayers and by the tranquil conditions of sedimentation observed in this Flysch basin.

Although the presence of pyrite in great quantity, and the type of alteration process (montmorillonitization) are genetically connected with the stage of diagenesis, still these features illustrate, to some extent, the relatively low E_h and the moderately high pH index of the sedimentary environment.

The relatively small dimensions of the fragments, the abundance of volcanic dust (the main bentonite component) and the absence of femic minerals show a wide distance of the center of eruption from the area of sedimentation. Owing to the gravitational selection of the pyroclastic material, it is difficult to determine chemical data on the original magma. It is only on the basis of the chemical composition of the plagioclase phenocrysts (37—45.5% An), of the kind of microlites and of the textural features of the groundmass fragments that we may guess at the magma's ryodacitic or dacitic petrographic type.

The region of Zywiec is the nearest locality where tuffogenic material amidst the Eocene sediments appears (T. Wieser and K. Żytko, 1959). Their petrographic differences compared with the tuffogenic rocks of that region are very distinct; they consist of a differing structural development, composition and shape of the plagioclase, and of the morphology of apatite and zircon.

The tuffites from the Jasło Carpathians (from the Bóbrka structure), described by A. Tokarski and W. Parachoniak (1957), disclose many common traits with the tuffites from the Podhale Flysch. A particular similarity may be seen in the chemical composition of the plagioclase where the average content of An substance is about 42%. The presence of biotite in the Jasło tuffites and its absence in the Ratułów tuffites might have been caused by segregation during eolian transportation.

Impossible is a parallelization of the Podhale tuffiogenic rocks with the Lower Eocene tuffites mentioned by M. Książkiewicz (1954) from Bachowice, and with the Upper Eocene tuffites, described by L. Majzon (1943), and by E. Wulczyn and J. Kulczycki (1956), due to the lack of petrographic descriptions.

TABLICA I

- Fig. 3.** Warstwa tufitu 20 cm miąższości, o charakterystycznym kulistym wietrzeniu. Tufity są zbentonizowane; zarówno w strople, jak i w spągu przechodzą w ily
Tuffite bed of 20 cm. thickness, with characteristic sphaerical weathering. These tuffites are bentonized; both at top and bottom they pass into clays
- Fig. 4.** Warstewka tufitu miąższości około 8 cm posiada wyraźną, powierzchnię spągową, w strople natomiast przechodzi ona w łupki
Tuffite thin bed of about 8 cm. thickness, showing distinctly a surface at the bottom while gradually passing into shales at the top



Fig. 3

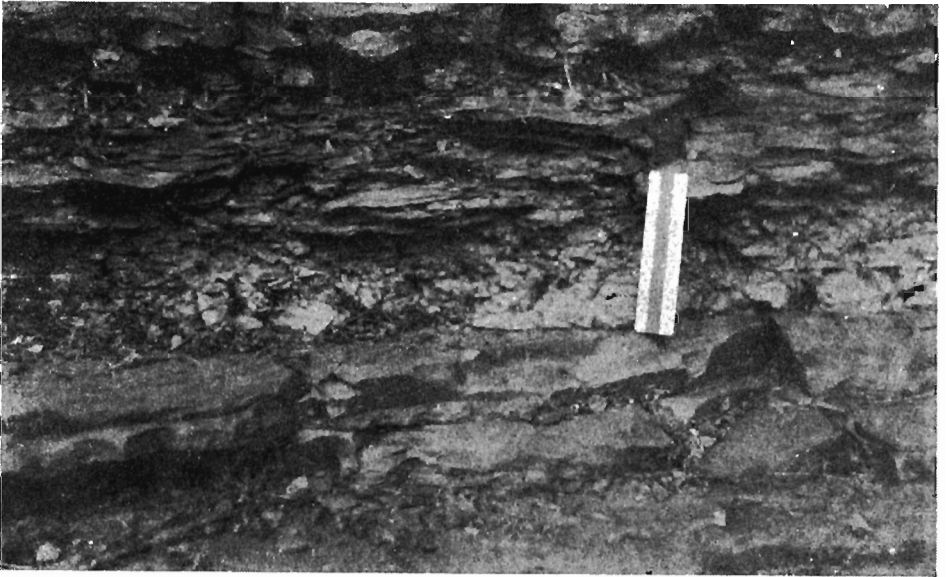


Fig. 4

TABLICA II

Fig. 5. Odkrywka (nr 6) w potoku Bystry. Dwucentymetrowej miąższości, warstewka tufitu swą białą barwą wyraźnie zaznacza się wśród łupków
Outcroup (No. 6) in Bystry creek. This tuffite bed of 2 cm. thickness shows distinctly amidst the shales, owing to its white colour

Fig. 6. Outcroup (No. 9) in Rafaczański creek. Amidst the folded beds there is clearly visible the white tuffite bed of about 3 cm. thickness
Odkrywka (nr 9) w potoku Rafaczańskim, wśród połałdowanych warstw wi-
dać wyraźnie zaznaczającą około 3 cm miąższą białą warstewką tufitu

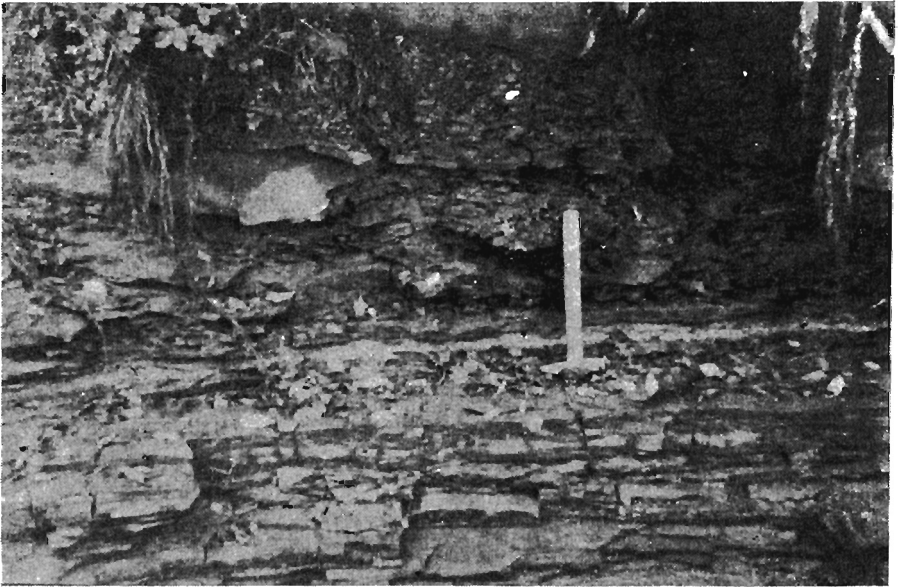


Fig. 5

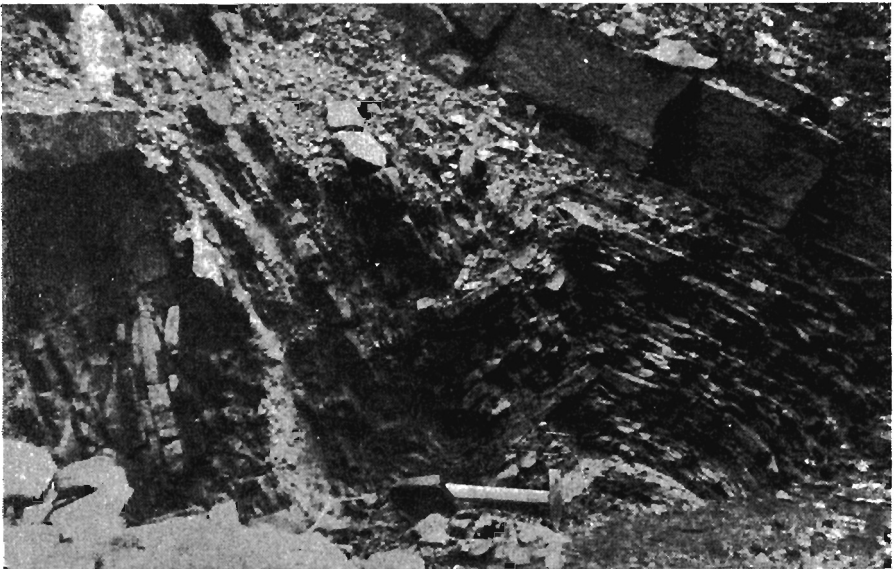


Fig. 6