

Tufity biotytowe w eocenie otworu Biały Dunajec PAN-1 na Podhalu

Beata Kępińska*, Maciej Pawlikowski**, Jan Nagel*

Opisano serię piroklastyczną zawierającą sześć wkładek tufitów ze spągowej części paleogenu podhalańskiego w otworze wiertniczym Biały Dunajec PAN-1. Seria ta znajduje się na głębokości 2056–2089 m, poniżej typowych warstw szaflarskich dolnych, a powyżej zlepieńców węglanowych eocenu środkowego. Wiek serii z tufitami został określony jako najwyższy eocen (priabon). Badania mineralogiczno-petrograficzne i rentgenograficzne wskazują, że tufity są zbliżone charakterem do skał klasy dacytu lub andezytu. Materiał piroklastyczny jest w różnym stopniu przeobrażony. Tufity zawierają także zmienną domieszkę kalcytu mającego charakter syngenetyczny, który częściowo jest przekryształizowany w kalcyt średniokrystaliczny. Tufity są prawdopodobnie efektem działalności jednego, niezbyt odległego centrum magmowego. Ich pozycja stratygraficzna i skład mineralny są zbliżone do tufitów opisanych przez Głazka i in. (1998) z doliny Suchej Wody. W regionalnym ujęciu, seria ta odpowiada przypuszczalnie tufitowemu poziomowi tzw. piaskowca biotytowego z Małej Niziny Węgierskiej.

Słowa kluczowe: tufity, paleogen, niecka podhalańska, Karpaty wewnętrzne

Beata Kępińska, Maciej Pawlikowski & Jan Nagel — **Biotitic tuffites in the Eocene from the well Biały Dunajec PAN-1 (Podhale region, southern Poland).** Prz. Geol., 48: 1045–1052.

Summary: The pyroclastic series containing six tuffitic intercalations from the bottom part of the Podhale Palaeogene recognized in the well Biały Dunajec PAN-1 was described. The series is situated at the depths of 2056–2089 m, below typical Flysch Lower Szaflary Beds and above the Middle Eocene carbonate conglomerates. The age of the series with tuffites was defined as the uppermost Eocene (Priabonian). Mineralogical-petrographical investigations and X-ray analyses indicate that pyroclastic material found in tuffites is of character similar to rocks of dacite or andesite class. Pyroclastic material is altered. Additionally, tuffites contain admixture of syngenetic calcite partially recrystallized up to medium crystalline size. Tuffites were probably deposited as a result of activity of one, localized not very far, magmatic center. Stratigraphic position of tuffites as well as mineral composition may suggest their similarity to tuffites described by Głazek et al. (1998) from the Sucha Woda valley. From the regional point of view, the described series with tuffites may correspond to the tuffitic level of the so-called biotite sandstone known from the Little Hungarian Plain.

Key words: tuffites, Palaeogene, Podhale Basin, Inner Carpathians

Najwcześniejsze doniesienia o tufitach w utworach karpackich pochodzą z pracy Świdzińskiego (1938), a następnie Majzona (1943), Kuthana (1948) i Wiesera (1959). Intensywny rozwój badań i publikacji o tej tematyce przypadł na lata 1970–1990. Jak donosi literatura, w różnych partiach profili odkrywano w Karpatach kolejne poziomy tufitowe. Działalność wulkaniczna w Karpatach została odnotowana jako 31 poziomów tufitowych (Wieser [W:] Van Couvering i in., 1981; Wieser, 1985). Są to następujące poziomy: 1–7 — tufity wieku kredowego; 8–11 — schyłek mastrychtu-wczesny eocen; 12–24 — schyłek eocenu-oligocen oraz 25–31 — późny oligocen-miocen.

Wyniki najnowszych badań w tym zakresie zawiera artykuł Głazka i in. (1998), dotyczący znalezienia nowego horyzontu tufitowego w paleogenie podhalańskim. Przedstawia on również syntezę aktualnego stanu wiedzy na temat tufitów wieku paleogeńskiego w Karpatach Zachodnich, w tym także w paleogenie podhalańskim (Karpaty wewnętrzne), podając obszerną literaturę przedmiotu. Przykładowo zatem można wspomnieć, że w ubiegłych latach tufity we fliszu podhalańskim były przedmiotem prac m.in. Michalika i Wiesera (1959), Wiesera (1973, 1981, 1985), Roniewicz i Westwalewicz-Mogilskiej (1974) oraz Westwalewicz-Mogilskiej (1986). W obrębie fliszu

podhalańskiego poszczególni badacze wyróżniali od kilku do kilkunastu poziomów tufitowych (do 14, a nawet 23). Tufity z fliszu podhalańskiego reprezentują poziomy o numerach 12–14 według podziału przyjętego dla całych Karpat.

W wymienionym artykule Głazek i in. (1998) opisali nowy poziom tufitowy w paleogenie podhalańskim, który znajduje się wśród zlepieńców górnego eocenu w dolinie Suchej Wody przy północnym brzegu Tatr. Jest to tufit o stosunkowo dużej miąższości (około 70 cm), mocno zben-tonityzowany. Obserwuje się w nim pseudomorfozy, kwarc i ślady plagioklazów. Jest to, jak dotychczas, najstarszy poziom tufitowy znaleziony w południowym skrzydle paleogenu podhalańskiego. Jego wiek przyjęto na 40 ± 2 MA, a skład uznano za zbliżony do tufitów ze stanowiska Polany (płaszczowina magurska), gdzie odkryto dwie wkładki datowane na $41,7 \pm 1,7$ MA i $39,8 \pm 1,6$ MA (Sikora & Wieser, 1959; Michalik & Wieser, 1959; Van Couvering i in., 1981). Tufit ze stanowiska w Suchej Wodzie znajduje się przypuszczalnie w pozycji miąższego (1–5 m) poziomu tufitowego, tzw. piaskowca biotytowego, z Małej Niziny Węgierskiej (Varga i in., 1975; Kovac i in., 1993), którego wiek określono na górny eocen (dolny priabon). Ma on ważne znaczenie dla korelacji transgresywnej serii eocenu tatrzańskiego z sekwencjami transgresywnymi i fliszowymi w innych rejonach Karpat (Głazek i in., 1998). Trzeba też podkreślić, że jego obecność pełni istotną rolę dla korelacji samego paleogenu podhalańskiego, w tym zwłaszcza eocenu węglanowego i najstarszych ogniw fliszu, które cechują się zmienną i wyraźnie zróżnicowaną litologią w części południowej i północnej Podhala. W tym zakresie pomocne będą też z pewnością zawarte w tym artykule

* Laboratorium Geotermalne, Instytut Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN, ul. Wybickiego 7, 30–950 Kraków

** Laboratorium Hydromineralogiczne, Instytut Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN, ul. Wybickiego 7, 30–950 Kraków

kolejne nowe dane o występowaniu tufitów w najniższej części profilu paleogenu podhalańskiego, tym razem stwierdzonych w północnej części niecki podhalańskiej, w rejonie Białego Dunajca. Znajdują się one w zbliżonej pozycji stratygraficznej do tufitu z Suchej Wody.

Położenie i profil otworu Biały Dunajec PAN-1

Otwór Biały Dunajec PAN-1, w którym stwierdzono opisane w niniejszym artykule tufity, został wykonany w latach 1989–1990 (Sokołowski i in., 1987). Od końca 1990 r. pracuje on jako otwór chłonny w systemie eksploatacji ciepła geotermalnego Bańska IG-1 — Biały Dunajec PAN-1 w Laboratorium Geotermalnym IGSMiE PAN. Podczas głębienia otworu, pobrano szereg rdzeni wiertniczych, które dostarczyły nowych informacji o wglębnej budowie Podhala, a także stanowią materiał dla wielu dalszych prac. Do takich należą m.in. wykonane ostatnio badania tufitów z najniższego fragmentu fliszu podhalańskiego. Przeprowadzono je w ramach realizacji grantu badawczego 9T12B00116 finansowanego przez Komitet Badań Naukowych, dotyczącego warunków geologiczno-geotermalnych w rejonie otworu Biały Dunajec PAN-1.

Wymieniony otwór znajduje się w północnym skrzydle niecki podhalańskiej (ryc. 1). W tym fragmencie niecki, profil fliszu (Watycha, 1959; Mastella, 1975; Małecka, 1974; Małecka, 1982) reprezentowany jest przez warstwy zakopiańskie (eocen górny–oligocen), poniżej których znajdują się warstwy szaflarskie (eocen górny). Warstwy szaflarskie wyklinowują się sedymentacyjnie, nie dochodząc do południowego brzegu omawianej struktury. W skrzydle północnym budują one natomiast strefę wystąpień przy kontakcie z pienińskim pasem skałkowym, przy czym ich najstarsze fragmenty nie są znane z odsłoneń powierzchniowych (zrzućenie w głąb w strefie tektonicznego kontaktu z pasem skałkowym). Najniższy fragment tych warstw został poznany dzięki otworom wiertniczym wykonanym w Poroninie, Chochołowie, Białym Dunajcu i Bańskiej. Poniżej fliszu zalega seria eocenu węglanowego — numulitowego (eocen środkowy–górny) o zmiennej miąższości. W rejonie otworu Biały Dunajec PAN-1 w bezpośrednim podłożu formacji paleogeńskich znajduje się jednostka typu regłowej dolnej (kriżniańskiej), zbudowana z wapieni i dolomitów triasu środkowego (Jaromin i in., 1992).

Skrócony profil geologiczny otworu Biały Dunajec PAN-1 przedstawia się następująco (Jaromin i in., 1992; wydzielenia we fliszu wg Kępińskiej, 1997; ryc. 2):

0–5 m — żwiry i gliny (czwartorzęd);

5–2113 m — flisz podhalański (eocen górny–oligocen):

5–96 m — warstwy zakopiańskie górne,

96–1076 m — warstwy zakopiańskie dolne,

1076–1755 m — warstwy szaflarskie górne,

1755–1930 m — warstwy szaflarskie środkowe,

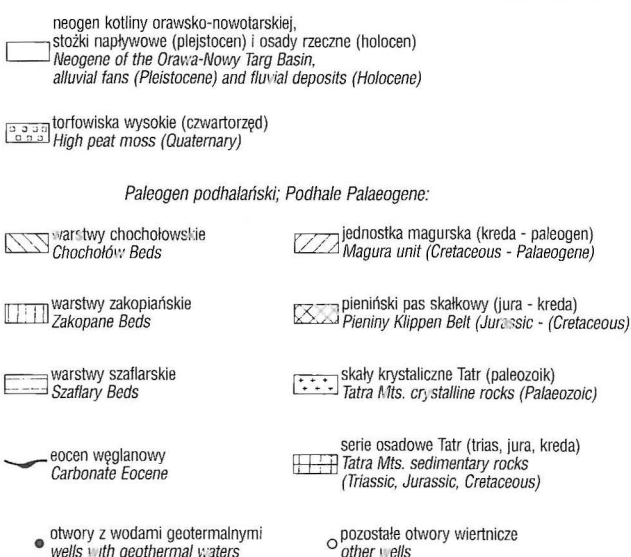
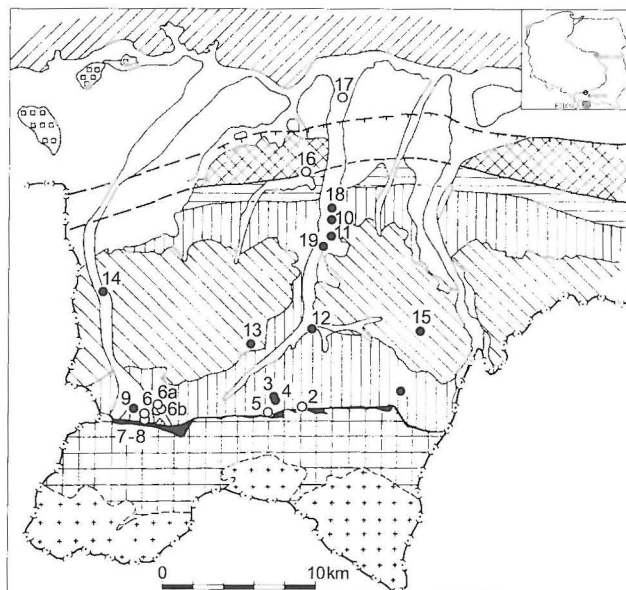
1930–2113 m — warstwy szaflarskie dolne: w wyższej części profilu (1930–2040 m) znajdują się piaskowce średnio- i gruboziarniste, zlepieńcowate, z wkładkami czarnoszarych łupków i mułowców. W niższej części (2056–2089 m) zalega seria zawierająca opisane w artykule tufity (jej litologię podano w następnym rozdziale);

2113–2125 m — eocen węglanowy (eocen środkowy–górny): zlepieńce węglanowe;

2125–3294 m — jednostka regłowa dolna typu kriżniańskiej (trias środkowy):

2125–2337 m — wapień i dolomity,

2337–2394 m — wapień marglisty i wapień.



Ryc. 1. Położenie otworu Biały Dunajec PAN-1 w obszarze niecki podhalańskiej (uproszczona geologia na podstawie Małeckiej, 1982). Nazwy otworów zaznaczono numerami: 1 — Zazadnia IG-1, 2 — Jaszczurówka, 3 — Zakopane IG-1, 4 — Zakopane-2, 5 — Skoczniia IG-1, 6 — Hruby Regiel, 6a — Hruby Regiel-2, 6b — Hruby Regiel-3, 7 — Staników Żleb S-1, 8 — Staników Żleb S-2, 9 — Siwa Woda IG-1, 10 — Bańska IG-1, 11 — Biały Dunajec PAN-1, 12 — Poronin PAN-1, 13 — Furmanowa PIG-1, 14 — Chochołów PIG-1, 15 — Bukowina Tatrzańska PIG-1, 16 — Biały Dunajec PGP-2, 17 — Bańska PGP-1, 18 — Maruszyna PIG-1, 19 — Nowy Targ PIG-1

Fig. 1. Location of the well Biały Dunajec PAN-1 within the Podhale Basin (simplified geology after Małecka, 1982). Names of wells marked by numbers (see above, the Polish explanation)

Litologia i wiek serii z tufitami

Ławice tufitów związane są z zalegającą na głębokości 2040–2113 m serią o dużej zmienności litologicznej, wyraźnie różniącą się od znajdujących się wyżej w profilu turbidytowych piaskowców i mułowców warstw szaflarskich dolnych. Stąd też, na podstawie obserwacji makroskopowych rdzeni i próbek okrucowych, została ona określona wstępnie jako „przejściowa” między fliszem podhalańskim

i zlepieńcami węglanowymi eocenu środkowego (Kępińska, 1997). Seria ta zbudowana jest w przewadze z jasnoszarych i szarzielonych mułowców i iłowców, miejscami wapienistych, laminowanych materiałem piaszczystym. Przeławicają je drobnoziarniste, szare piaskowce laminowane równoległe, niekiedy frakcjonalnie uziarnione, wkładki margli i wapieni oraz węglanowych zlepieńców (ryc. 2). Niektóre ławice mułowców i piaskowców zawierają zielone płyty i toczące minerałów z grupy glaukonitu i illitu/smektytu (identyfikacja na podstawie badań Rtg). Opisowana seria znajduje się w pozycji margli globigerynowych, wydzielanych ponad eocenem numulitowym, a powstałych w warunkach hemipelagicznych (Olszewska & Wieczorek, 1998).

Charakterystyczna dla opisywanej serii jest obecność skał określonych wstępnie podczas obserwacji makroskopowych jako szare, szarzielone lub szarobrazowe mułowce i piaskowce laminowane równoległe drobnymi, brązowymi łuszczkami biotytu. Stwierdzono je w czterech rdzeniach wiertniczych, pochodzących z przedziału głębokości 2056–2089 m. Łącznie, w wymienionych rdzeniach, na odcinku około 33 m stwierdzono sześć wkładek takich skał (ryc. 2). Przeprowadzone badania mikroskopowe i rentgenograficzne wykazały, że zawierają one materiał piroklastyczny i są tuffitami. Wiek opisywanej serii został określony jako najwyższy eocen — priabon. W szczególności oznaczenia zespołu otwornic z głębokości 2060,3 m wskazują na najwyższy eocen (Gonera [W:] Jaromin i in., 1992), a oznaczenia kokkolitów z głębokości 2059,3 m kwalifikują ten fragment jako eocen górny — priabon (poziom nannoplanktonowy 19 NP; Dudziak [W:] Jaromin i in., 1992).

Badania mineralogiczno-petrograficzne tuffitów — materiał oraz metody badań

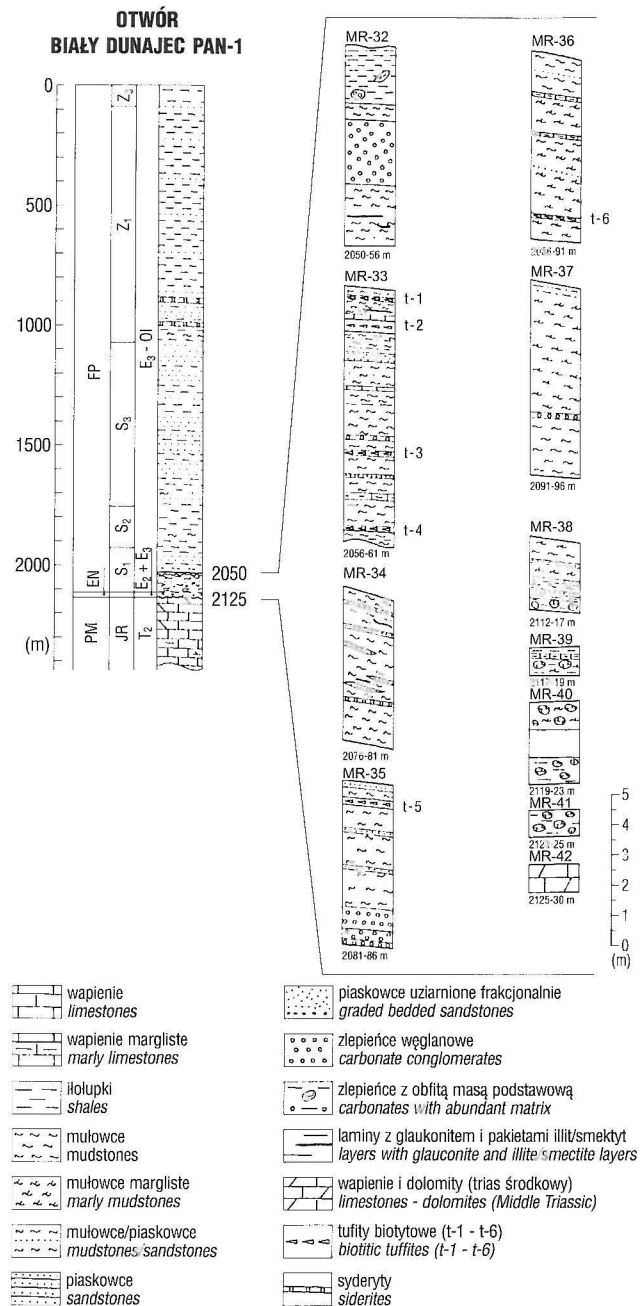
W obrębie serii określonej jako przejściowa między eocenem węglanowym i fliszem (głębokość 2040–2113 m) wkładki tuffitów stwierdzono na następujących głębokościach (ryc. 2):

- tuffit-1: głębokość 2056,10–2056,20 m,
- tuffit-2: głębokość 2056,60–2056,90 m,
- tuffit-3: głębokość 2058,70–2058,71 m,
- tuffit-4: głębokość 2060,10–2060,20 m,
- tuffit-5: głębokość 2081,40–2081,50 m,
- tuffit-6: głębokość 2089,00–2089,30 m.

Do badań wybrano sześć ławic. Tuffity opróbowane zostały od położonego najwyżej w omawianej serii tuffitu t-1 do najniższego t-6. Najwyższy tuffit t-1 analizowano szczegółowo, opróbowując jego warstwę od stropu ku spągowi. Z próbek wykonano orientowane szlify mikroskopowe w taki sposób, że płaszczyzna szlify była prostopadła do spągu i stropu warstwy.

Badania mikroskopowe skoncentrowano na oznaczeniach składu mineralnego skał. W szlifach wykonano klasyczne punktowe analizy planimetryczne z wykorzystaniem stolika integracyjnego Eltinor. W każdym z wytypowanych horyzontów tuffitowych zliczano po około 500 ziaren. Obliczono średnią zawartość minerałów. Otrzymane wyniki przeliczono na procenty. Poza wspomnianymi analizami wykonano obserwacje ziaren poszczególnych składników tuffitów, zwracając szczególną uwagę na procesy przeobrażeniowe.

Dyfraktometryczne badania rentgenowskie miały charakter jakościowy i półilościowy. Przeprowadzono je



Ryc. 2. Otwór Biały Dunajec PAN-1: profil geologiczny i litologia rdzeni wiertniczych ze spągowej części fragmentu paleogenu podhalańskiego zawierającego tuffity. FP — flisz podhalański: s₁ — warstwy szaflarskie dolne, s₂ — warstwy szaflarskie środkowe, s₃ — warstwy szaflarskie górne, z₁ — warstwy zakopiańskie dolne, z₃ — warstwy zakopiańskie górne; EN — eocen numulitowy; M — podłoże mezozoiczne: JR — jednostka regłowa krzyżniańska

Fig. 2. Biały Dunajec PAN-1 well: geological profile and lithology of drill cores taken from the bottom part of the Podhale Palaeogene containing tuffites. FP — Podhale Flysch: s₁ — Lower Szaflary Beds, s₂ — Middle Szaflary Beds, s₃ — Upper Szaflary Beds, z₁ — Lower Zakopane Beds, z₃ — Upper Zakopane Beds; EN — Numulitic Eocene; M — Mesozoic basement: JR — Lower Krzyżna Unit

metodą proszkową Debye'a-Sherrea. Rentgenogramy zarejestrowano przy zastosowaniu dyfraktometru rentgenowskiego Philips X'Pert, stosując następujące parametry: promieniowanie Cu_{Kα}, refleksyjny monochromator grafitowy, napięcie lampy 35 kV, prąd lampy 30 mA. Otrzymane z rentgenogramów wartości odległości międzypłaszczyz-

nowych wykorzystano do identyfikacji faz mineralnych wchodzących w skład badanych próbek, na podstawie danych zawartych w katalogu ICDD (*International Centre for Diffraction Data*) i programu komputerowego XRAYAN.

Wyniki

Charakterystyka petrograficzna tufitów. Tufit t-1: głębokość 2056,1–2056,2 m. W obserwacjach makroskopowych wykonanych na pobocznicach rdzenia skała niemal zupełnie nie wyróżnia się między towarzyszącymi osadami. Przypomina ona zwięzły, ciemnoszary mułowiec z odcieniem zielonkawym. Dopiero odbicie fragmentu skały i uzyskanie powierzchni laminacji ujawnia ich brązową barwę, wynikającą z obecności blaszek biotytu. Taki wygląd tufitów powoduje, że w obserwacjach setek metrów rdzeni wiertniczych mogą one zostać niezauważone.

Badania mikroskopowe dowodzą, że poszczególne partie (horyzonty) tufitu różnią się dosyć znacznie składem mineralnym i uziarnieniem. Zawartość oznaczonych składników w analizowanych horyzontach oraz obliczone wartości średnie zestawiono w tab. 1. Wahają się one w następujących granicach (ryc. 3): szkliwo typu pumekсового — 42–60%; kwarc — 4,8–10,3%; skalenie potasowe — 20–30%; plagioklasy — 0,8–5,8%; biotyt — 3,5–15,2%.

Analizy wskazują także, że tufit nie powstał w akcie jednorazowej depozycji. Spagowa partia tufitu bogatsza jest w skalenie potasowe, kwarc i plagioklasy. Obecne są także pojedyncze, drobne minerały kruszcowe oraz ciężkie. Nieco wyżej pojawia się blaszkowy biotyt (ryc. 4). Jeszcze wyżej zwiększa się ilość szkliwa (ryc. 5). W próbce 2, pod stropem tufitu ponownie pojawiają się ziarna minerałów cięższych, takich jak skalenie i kwarc. Zmniejsza się ilość szkliwa.

Opisana sekwencja może wskazywać, że sedimentacja dolnej i górnej partii tufitu odbyła się w dwóch niezbyt oddalonych czasowo od siebie etapach. Z drugiej strony trudno wykluczyć, czy opisana sytuacja nie jest skutkiem dwu kolejnych erupcji wulkanicznych lub efektem rozwarstwienia mineralogicznego i ziarnowego jednej chmury pyłów wulkanicznych.

Oznaczenia składu ziarnowego (tab. 2) wskazują, że uziarnienie tufitu zmienia się od spagu ku stropowi, z małym

Tab. 1. Skład mineralny poszczególnych partii tufitu t-1 (1 — strop, 6 — spąg)

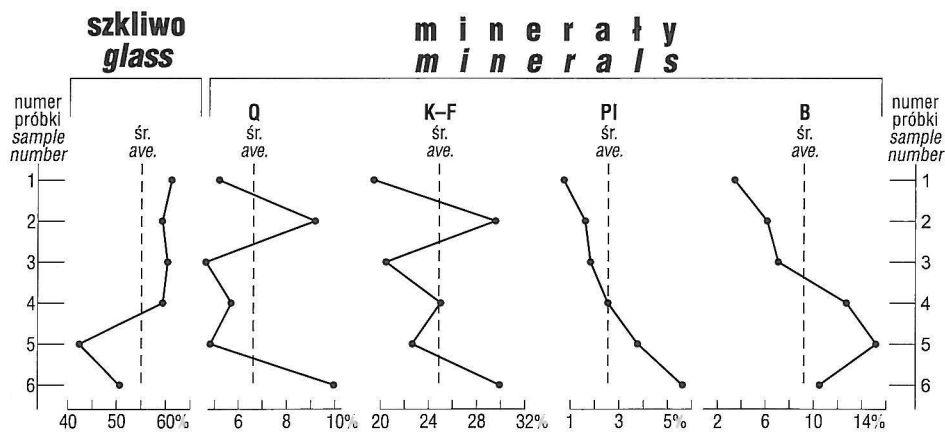
| Składnik | Numer próbki, tufit t-1 | | | | | | Wartość średnia |
|-------------------|-------------------------|------|------|------|------|------|-----------------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | |
| Szkliwo | 60,6 | 59,7 | 60,5 | 58,7 | 42,6 | 50,8 | 54,4 |
| Kwarc | 5,3 | 9,2 | 4,3 | 5,6 | 4,8 | 10,3 | 6,5 |
| Skalenie potasowe | 29,8 | 22,4 | 25,8 | 20,0 | 29,8 | 19,8 | 24,6 |
| Plagioklasy | 0,8 | 1,7 | 1,9 | 2,4 | 3,6 | 5,8 | 2,7 |
| Biotyt | 3,5 | 6,0 | 6,9 | 12,4 | 15,2 | 10,5 | 9,0 |
| Minerały ciężkie | — | — | — | 0,1 | 0,1 | 0,2 | 0,1 |
| Węglany | — | 1,0 | 0,6 | 0,8 | 3,9 | 2,6 | 1,5 |

Tab. 2. Skład ziarnowy poszczególnych partii tufitu t-1 (1 — strop, 6 — spąg)

| Średnica ziaren [mm] | Numer próbki | | | | | |
|----------------------|--------------|------|------|------|------|------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| 0–50 | 6,5 | — | 18,3 | 19,8 | 1,6 | — |
| 50–100 | 9,2 | 3,3 | 23,3 | 28,3 | 4,7 | 2,0 |
| 100–200 | 10,3 | 24,1 | 30,7 | 22,1 | 18,8 | 12,6 |
| 200–500 | 43,3 | 37,7 | 20,7 | 17,3 | 37,8 | 19,8 |
| 500–1000 | 30,7 | 23,6 | 7,0 | 12,5 | 24,5 | 48,9 |
| >1000 | — | 11,3 | — | — | 12,6 | 16,6 |

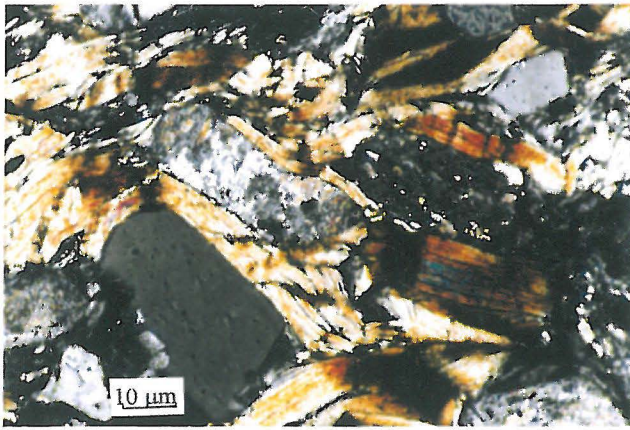
Tab. 3. Skład mineralny tufitów t-2–t-6 z otworu Biały Dunajec PAN-1

| Składnik | Numer ławicy tufitu | | | | | |
|------------------------|---------------------|------|------|------|------|------|
| | t-2 | t-3 | t-4a | t-4b | t-5 | t-6 |
| Szkliwo | 20,3 | 12,7 | 15,6 | 11,5 | 30,2 | 7,2 |
| Kwarc | 17,8 | 9,4 | 10,6 | 9,1 | 26,3 | 18,0 |
| Skalenie potasowe | 8,6 | 7,7 | 8,0 | 4,8 | 7,7 | 3,6 |
| Plagioklasy | 26,3 | 15,0 | 13,3 | 10,1 | 13,1 | 5,4 |
| Okruchy skał osadowych | — | — | — | — | — | 1,8 |
| Biotyt | 21,8 | 10,0 | 7,3 | 10,0 | 15,5 | 11,1 |
| Muskowit | — | — | 0,6 | — | 0,3 | 2,3 |
| Minerały ciężkie | 0,2 | 0,1 | 0,1 | — | — | 0,1 |
| Kalcyt | 5,0 | 44,0 | 44,5 | 45,8 | 6,9 | 50,5 |
| Siarczki | — | 1,1 | — | 8,7 | — | — |



Ryc. 3. Zawartość oznaczonych składników mineralnych w tuficie t-1 z otworu Biały Dunajec PAN-1 (% objętościowe): Q — kwarc, K-F — skalenie potasowe, Pl — plagioklasy, B — biotyt, śr — średnia zawartość składnika

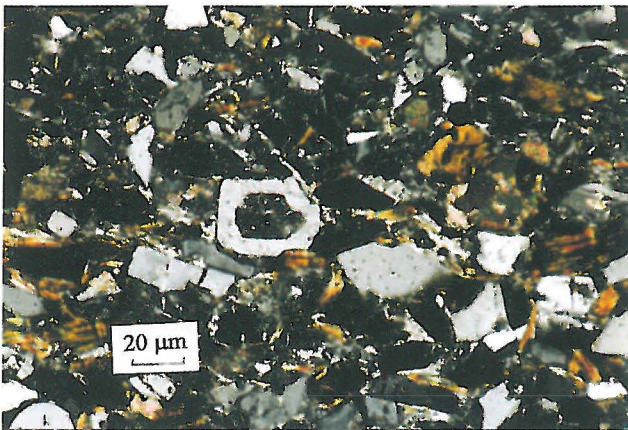
Fig. 3. Content of determined mineral components in tuffite t-1 from the well Biały Dunajec PAN-1 (volumetric %): Q — quartz, K-F — potassium feldspars, Pl — plagioclase, B — biotite, ave. — average content of a component



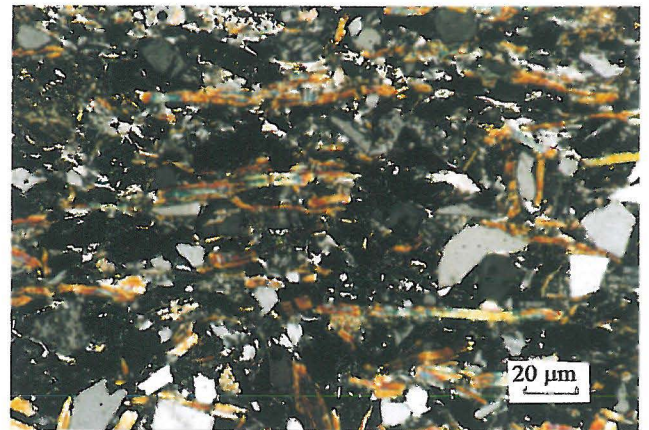
Ryc. 4. Strefa tufitu wzbogacona w biotyt, któremu towarzyszą ziarna skaleni potasowych i szkliwa. Tufit t-1. Polaroidy X
 Fig. 4. Part of tuffite enriched in biotite accompanied by grains of alkali-feldspars and glass. Tuffite t-1. Polarizers X



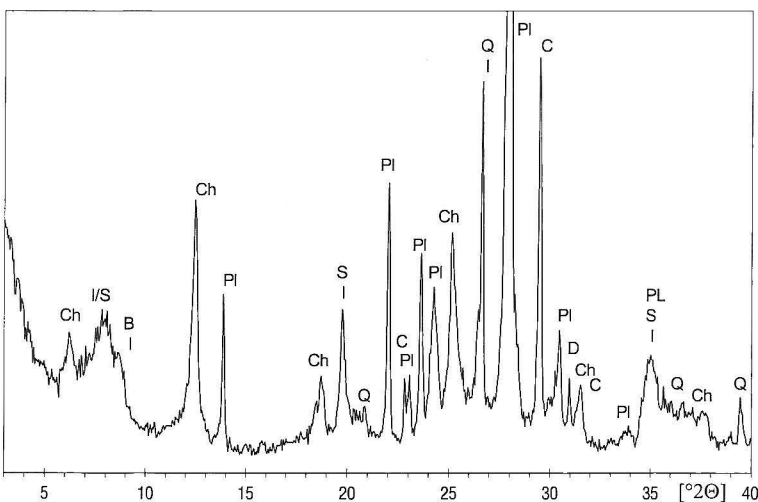
Ryc. 5. Ziarna skaleni potasowych i szkliwa pumeksowe w środkowej części tufitu. Tufit t-1. Polaroidy X
 Fig. 5. Grains of potassium feldspars and pumice glass in the middle part of tuffite. Tuffite t-1. Polarizers X



Ryc. 6. Ogólny obraz mikroskopowy tufitu t-2. Strefa wzbogacona we wtórne minerały kruszcowe. Polaroidy X
 Fig. 6. General microscopic view of thin section from tuffite t-2. Part enriched in secondary ore minerals. Polarizers X



Ryc. 7. Ogólny obraz mikroskopowy tufitu t-4. Polaroidy X
 Fig. 7. General microscopic view of thin section from tuffite t-4. Polarizers X

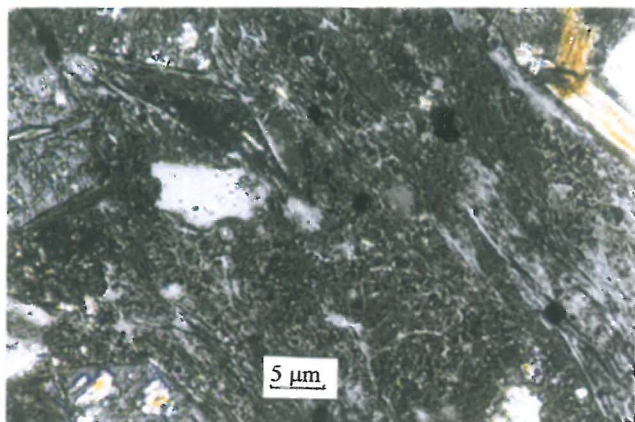


Ryc. 8. Rentgenogram surowej próbki tufitu t-4. Promieniowanie $Cu_{K\alpha}$. B — biotyt, Ch — chloryt-Fe, C — kalcyt, D — dolomit, I/S — illit/smektyt, PI — plagioklaz (albit), S — smektyt, Q — kwarc
 Fig. 8. X-ray diffractogram of raw tuffite sample t-4. $Cu_{K\alpha}$ radiation. B — biotite, Ch — chlorite-Fe, C — calcite, D — dolomite, I/S — illite/smectite, PI — plagioclase (albite), S — smectite, Q — quartz

wahnięciem ku ziarnom grubszym w partii przystopowej. W spągu dominują ziarna grubsze, natomiast w stopie drobniejsze. Obecność dosyć dużej ilości ziarn o średnicy ponad 0,5 mm, nawet do 50% (próbka 6) sugeruje, że dystans transportu eolicznego nie był zbyt duży.

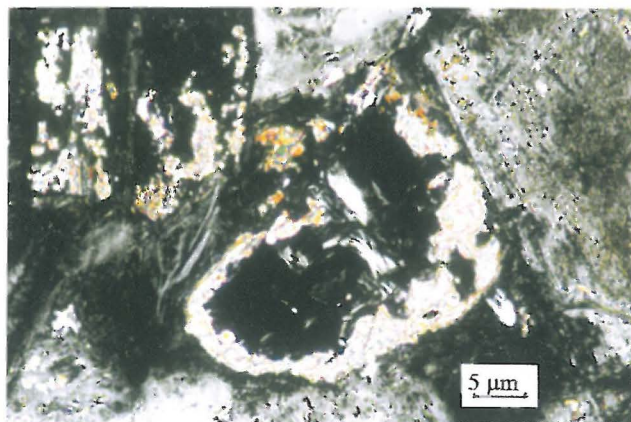
Tufit t-2: głębokość 2056,6–2056,9 m. Tufit ten zawiera znaczną ilość biotytu oraz mniej szkliwa, przy równocześnie pojawiającej się domieszce minerałów węglanowych (tab. 3). Stopień przeobrażenia składników piroklastycznych, w tym zwłaszcza szkliwa i skaleni jest zbliżony do obserwowanego w tuficie t-1. Niekiedy obserwuje się pseudomorfozy ilaste po wymienionych składnikach. Biotyt jest także lekko przeobrażony. Dodatkowo w skale obserwuje się niewielkie koncentracje ziarn wtórnych minerałów kruszcowych (tab. 3, ryc. 6).

Tufit t-3: głębokość 2058,70–2058,71 m. W tuficie tym około 44% objęściowych stanowi kalcyt mikrytowy lub sparytowy o charakterze najprawdopodobniej syngenetycznym z samym materiałem piroklastycznym. Materiał pirokla-



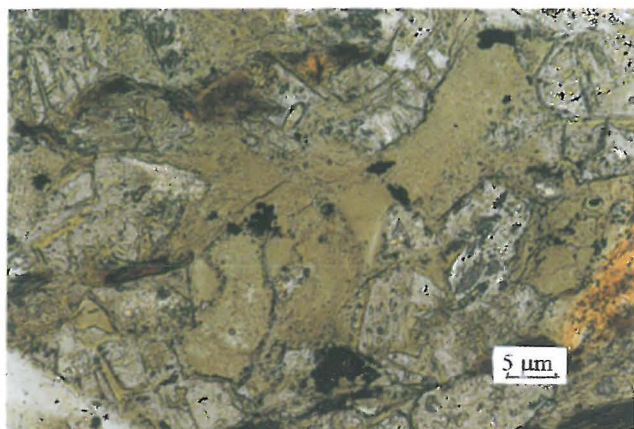
Ryc. 9. Szkliwo typu pumekowego z rozwijającym się procesem dewitryfikacji, przejawiającym się wydzieleniami szarych minerałów ilastych. Tuffit t-1. Polaroidy częściowo X

Fig. 9. Pumice-type glass with developing devitrification process expressed by disengagement of grey clay minerals. Tuffite t-1. Polarizers partly X



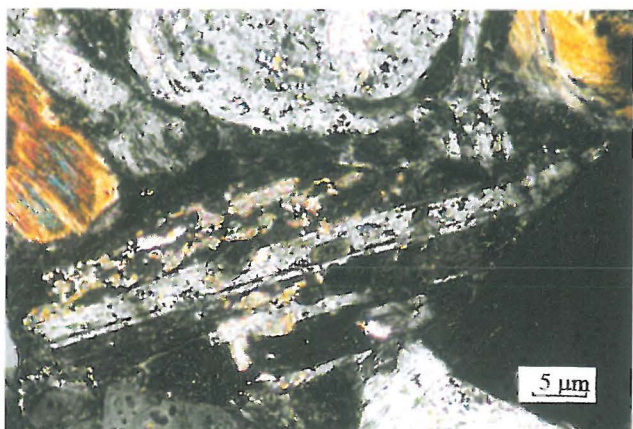
Ryc. 10. Zastępowanie w brzeżnych partiach ziarna szkliwa obsydianowego przez kalcyt. Tuffit t-1. Polaroidy X

Fig. 10. Peripheral parts of obsidian glass grains replaced by calcite. Tuffite t-1. Polarizers X



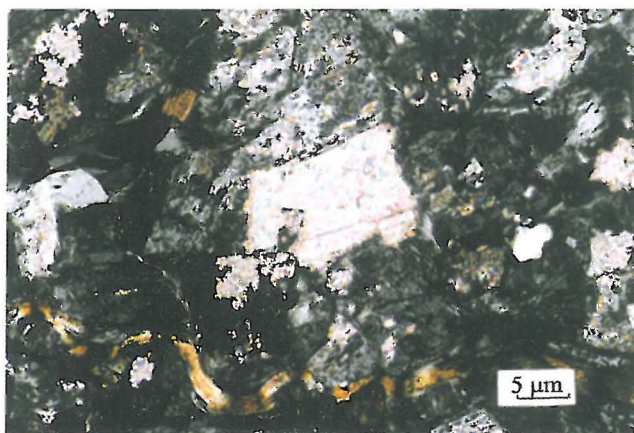
Ryc. 11. Brązowa izotropowa i bezpostaciowa krzemionka cementująca wtórnie tuffit. Tuffit t-1. Polaroidy X

Fig. 11. Tuffite secondary cemented by brown isotropic and amorphous silica. Tuffite t-1. Polarizers X



Ryc. 12. Kryształ plagioklazu z rozwijającym się procesem serycytyzacji widocznym jako kolorowe mikrołuseczki serycytu. Tuffit t-1. Polaroidy X

Fig. 12. Crystal of plagioclase affected by sericitization process visible as colourfull sericite microscscales. Tuffite t-1. Polarizers X



Ryc. 13. Kryształ wtórnego kalcytu powstały z roztworów penetrujących tuffit. Tuffit t-1. Polaroidy X

Fig. 13. Secondary calcite crystal deposited from solutions penetrating tuffite. Tuffite t-1. Polarizers X

styczny stanowi ogólnie połowę składników skały. Szkliwo i skalenie są zmienione.

Tuffit t-4: głębokość 2060,1–2060,2 m. Z tuffitu tego pobrano dwie próbki do badań: z części stropowej — ozna-

czoną jako t-4a, oraz z części spągowej oznaczoną jako t-4b. Analizy planimetryczne wykazują, że także w tym tuficie kalcyt stanowi około 45% objętościowych skały. Spągowa i stropowa część różnią się nieznacznie składem mineralnym, także w zakresie minerałów pochodzenia piroklastycznego. W partii spągowej znajduje się nieco więcej biotyту. Obecne są także minerały kruszcowe, z których część ma pokrój ziarn typowych dla piryту. W stropie natomiast (próbka t-4a), w nieco większej ilości występuje szkliwo, kwarc piroklastyczny i skalenie (tab. 3). Ogólny obraz mikroskopowy tuffitu t-4 przedstawia ryc. 7. Wyniki badań rentgenograficznych potwierdziły analizy mikroskopowe i dostarczyły dokładniejszych informacji, m.in. co do charakteru minerałów ilastych. Przykładowo, ryc. 8 przedstawia rentgenogram próbki pochodzącej ze stropu ławicy t-4. Fazą dominującą w tej próbce są plagioklasy, faza ilasta zawiera grupę minerałów mieszanopakietowych illit/smektyt, fazami towarzyszącymi są chloryt-Fe, kwarc, kalcyt, dolomit oraz zwietrzały biotyt.

Tuffit t-5: głębokość 2081,4–2081,5 m. Tuffit ten jest zasobny w materiał piroklastyczny, natomiast domieszka węglanów wynosi około 7% objętościowych. Materiał piroklastyczny ma charakter zbliżony do materiału stwier-

dzanego w pozostałych ławicach tufitów. Podobny jest także do obserwowanych w pozostałych próbkach stopień przeobrażenia szkliwa i skaleni (tab. 3).

Tufit t-6: głębokość 2089,0–2089,3 m. Jest to najniższy położony tufit w całej serii opisywanych skał. Materiał piroklastyczny stanowi w nim nieco mniej niż 50% objętościowych oznaczonych składników (tab. 3). Dominuje kalcyt, z którego część mikrytowo-sparytowa ma najprawdopodobniej charakter syngenetyczny z tufitem. Część kalcytu ma najprawdopodobniej charakter wtórny. Reprezentują go grubsze kryształy powstałe prawdopodobnie z rekrytalizacji pierwotnego materiału węglanowego.

Skała zawiera domieszkę ziaren kwarcu detrytycznego, który w przeciwieństwie do ostrokrawędzistego kwarcu pirogenicznego ma ziarna obtoczone. W tuficie tym obserwowano także pojedyncze okruchy metamulców.

Procesy wtórne w tufitach. Badania mikroskopowe pozwoliły zaobserwować w tufitach wiele interesujących procesów wtórnych. Można wyróżnić wśród nich: rekrytalizację i bentonitację szkliwa, sylikację osadu, serycytację skaleni, wietrzenie biotyty, wtórną kalcyfikację, utlenianie biotyty oraz zjawiska tektoniczne.

Rozwój rekrytalizacji i bentonitacji szkliwa obserwuje się w dwóch kierunkach. Jednym z nich jest powstawanie wtórnych minerałów ilastych, drugim zastępowanie szkliwa przez węglany. W tym ostatnim przypadku na rekrytalizację szkliwa nakłada się dodatkowo jego karbonatyzacja (ryc. 9 i 10).

Sylikacja osadu obserwowana jest jako obecność bezpostaciowej krzemionki typu opalu oraz krystobalitu (obecność tego ostatniego wykazały badania rentgenowskie). Krzemionka wypełnia przestrzenie między ziarnami materiału piroklastycznego (ryc. 11). Została ona uwolniona ze szkliwa, w trakcie jego przebudowy. Być może część krzemionki pochodzi także z przebudowujących się skaleni lub została doprowadzona do tufitów z zewnątrz, np. dzięki roztworom hydrotermalnym.

Zjawisko serycytacji skaleni obejmuje zarówno skalenie potasowe, jak i plagioklasy (ryc. 12). Przejawia się obecnością mikrołuseczek hydromik zarówno na powierzchni, jak i we wnętrzu kryształów. Proces ten rozwija się wzdłuż płaszczyzn łupliwości lub — w przypadku plagioklazów — wzdłuż płaszczyzn zbliźniczeń typu albitowego.

Kalcyfikacja jest procesem wyraźnie związanym z migracją wtórnych roztworów, prawdopodobnie hydrotermalnych, zawierających rozpuszczone węglany. Kalcyfikacją objęte są głównie przestrzenie międzyziarnowe, choć obserwowano także przebudowujące się ziarna szkliwa objęte kalcyfikacją (ryc. 13). Nie można także wykluczyć, że przynajmniej częściowo kalcyfikacją objęte są skalenie.

Zjawisko utleniania i chlorytacji biotyty jest dobrze widoczne zwłaszcza w blaszkach przeciętych prostopadle do kierunku najlepszej łupliwości. Obserwuje się w nich osłabienie pleochroizmu oraz drobne wydzielenia wtórnych tlenków żelaza, koncentrujących się w szczelinach łupliwości tego minerału. Jak wykazały analizy rentgenowskie, biotyt objęty jest także, w różnym stopniu rozwiniętym, procesem chlorytacji. W obserwacjach mikroskopowych zjawisko to manifestuje się bardzo słabo jako delikatna zmiana pleochroizmu blaszek biotyty. Obserwowane

jest ono na dyfraktogramach jako przerosty chlorytowe w biotycie, dające poszerzone piki w przedziale d_{hkl} pomiędzy 9,9 a 15,3 Å.

Zjawiska tektoniczne są widoczne głównie w formie pęknięć i żyłek tnących tufity i otaczające je skały. Układ warstw w pobliżu tych pęknięć sugeruje przesunięcia wzdłuż płaszczyzn szczelin. Są to przeważnie przesunięcia o wielkości rzędu 0,X do X,0 mm. Równocześnie maksymalna grubość żyłek wypełniających szczeliny nie przekracza 2 mm. Przebiegają one przestrzeniami międzyziarnowymi, rzadziej przecinają ziarna piroklastyczne. Żyłki są wypełnione wtórnym kalcytem, niekiedy siarczami.

Podsumowanie i dyskusja

Badane tufity stanowią serię osadów piroklastycznych. Skład mineralny i charakter petrograficzny materiału piroklastycznego w poszczególnych tufitach oscyluje w pewnych granicach. Wydaje się jednak, że materiał piroklastyczny pochodzi z jednego centrum erupcyjnego.

Dane stratygraficzne wskazują, że tufity są wieku górnoeocenicznego (najwyższy eocen — priabon). Na podstawie wykonanych badań mineralogiczno-petrograficznych można stwierdzić, że ich skład mineralny jest pochodną wulkanizmu o magmatyzmie typu dacytowego lub andezytowego.

Obok szkliwa dominują plagioklasy i skalenie potasowe (do 30%), którym towarzyszą znacznie większe, choć zmienne ilości biotyty oraz kwarcu. Brak jest w tuficie amfiboli i piroksenów. Sądząc jednak z uziarnienia badanego materiału piroklastycznego, minerały te — ze względu na duży ciężar właściwy — mogły „nie dolecieć” do miejsca, w którym tufity odkryto. Podsumowując można stwierdzić, że tufity mają skład zbliżony do tufitów dacytowych lub andezytowych.

Wahania składu mineralnego w obrębie jednej wkładki tufitowej mogą być znaczne i obejmują wszystkie analizowane składniki. Dotyczy to nie tylko odchylenia zawartości minerałów w jednej próbce w stosunku do innych próbek, lecz także w stosunku do obliczonej wartości średniej. Oznacza to, że jedna analiza petrograficzna tufitu nie odzwierciedla składu mineralnego osadu. Nie pozwala ona także prześledzić zmiany tego składu, a zatem poprawnie rekonstruować zmiany warunków sedymentacji.

Pozycja stratygraficzna badanych tufitów (eocen górny — priabon) odpowiada prawdopodobnie tufitowi z Suchej Wody opisanemu przez Głazka i in. (1998), chociaż ostateczne potwierdzenie tej tezy wymagałoby określenia ich wieku bezwzględne.

Bez wątplenia można jednak uznać, że przybył jeszcze jeden ważny horyzont korelacyjny o regionalnym zasięgu w paleogenie podhalańskim, potwierdzony zarówno w jego części południowej (Sucha Woda), jak i północnej (Biały Dunajec). Został on zapewne przewiercony także w innych otworach na Podhalu, jednakże nie pobrano rdzeni z zawierających go fragmentów profili (Chochołów, Biały Dunajec, Bańska). W rejonie Suchej Wody znajduje się on wśród zlepieńców eocenu węglanowego (poniżej margli globigerynowych), podczas gdy w Białym Dunajcu — już powyżej zlepieńców, w obrębie utworów bardziej głębokowodnych w pozycji odpowiadającej wymienionym mar-

glom. W przypadku, gdy jest to ten sam poziom tufitowy, to jego obecność dostarcza kolejnego, bezpośredniego dowodu na diachroniczność facji paleogenu podhalańskiego i wyraźne zróżnicowanie warunków sedymentacji w basenie podhalańskim w trakcie postępującej transgresji górnoeoceńskiej. Podczas gdy w północnej części basen ulegał pogłębianiu i następowała zmiana sedymentacji na bardziej głębokowodną, w południowej, przytatrzańskiej jego części trwała jeszcze sedymentacja w warunkach płytkowodnych (zlepieńce węglanowe). W ślad za tym — również sedymentacja margli globigerynowych rozpoczęła się wcześniej w północnej niż w południowej części basenu, na co wskazują też badania mikrofaunistyczne (Olszewska & Wieczorek, 1998). Przedstawione fakty dostarczają ponadto istotnej przesłanki na potwierdzenie wniosków wypływających z korelacji paleogenu podhalańskiego w otworach wiertniczych, że fliszowa facja warstw szaflarskich zazębia się z węglanową facją eocenu tatrzańskieg (numulitowego) i że są one, przynajmniej w pewnym fragmencie ich profilu, równowiekowe (Kepińska, 1997). Jest to zatem kolejny argument, wskazujący że sedymentacja warstw szaflarskich rozpoczęła się wcześniej niż warstw zakopiańskich, a warstw szaflarskich nie należy traktować za północny, przypieniński facjalny odpowiednik warstw zakopiańskich dolnych, jak to czynili niektórzy autorzy (np. Watycha, 1959; Westwalewicz-Mogilska, 1986).

W szerszym aspekcie, w ślad za Głazkiem i in. (1998) można przyjąć, że zarówno pozycja stratygraficzna, jak i charakter petrograficzny całej serii zawierającej tufity w otworze Biały Dunajec PAN-1 w przedziale głębokości 2057–2089 m, odpowiada przypuszczalnie górnoeocenskému seriom wulkanicznym i tufitowemu poziomowi tzw. piaskowca biotytowego z terenu Niziny Węgierskiej (Varga i in., 1975; Kovac i in., 1993).

Badania mineralogiczne i petrograficzne, których wyniki zawiera artykuł, zostały wykonane w ramach realizacji grantu badawczego 9T12B00116 finansowanego przez Komitet Badań Naukowych.

Autorzy artykułu dziękują mgr. Adamowi Gawłowi za przeprowadzenie badań Rtg, wnikliwą analizę i dyskusję wyników. Słowa wdzięczności kierujemy do prof. Jerzego Głazka za życzliwą recenzję, dyskusję oraz uzupełnienie przedwojennej literatury dotyczącej tufitów karpackich. Dziękujemy także anonimowemu Recenzentowi za uwagi z zakresu petrografii opisanej serii.

Literatura

- GŁAZEK J., PRZYBYCIN A., SOCHACZEWSKI A. 1998 — Tufit wśród zlepieńców górnoeocęskich Tatr i jego znaczenie stratygraficzne. *Prz. Geol.*, 46: 622–630.
- JAROMIN A., JAMRYCH J., KARDASIŃSKA J., KĘPIŃSKA B., NAGEL J., WIECZOREK J. 1992 — Dokumentacja geosynoptyczna otworu geotermalnego Biały Dunajec PAN-1. *Seria Geosynoptyka i Geotermia*, 2. Wyd. CPPGSMiE PAN: 5–121.
- KĘPIŃSKA B. 1997 — Model geologiczno-geotermalny niecki podhalańskiej. *Studia, Rozprawy, Monografie*. Wyd. CPPGSMiE PAN Kraków, 48: 5–11.
- KOVAC M., MICHALIK J., PLASIENKA D. & MATO L. 1993 — Alpinsky vyvoj Zapadnych Karpat. *Vyd. Prirrodovecka Fakulta Masarykovy Univ.*, Brno: 1–96.
- KUTHAN M. 1948 — Undacny vulkanizmus karpatskeho orogenu a vulkanologicke studia v severnej casti Presovskych Hor. *Pr. Stat. Geol. Ust.*, 17: 87–145.
- MAJZON L. 1943 — Beiträge zur Kenntnis einiger Flyschschichten des Karpaten-vorlandes mit Rücksicht auf die Globotruncanen. *Mitt. Ung. Geol. Anst.*, 37, 1: 78–168.
- MAŁECKA D. 1974 — Analiza związków hydraulicznych wód podziemnych środkowego Podhala na tle budowy geologicznej regionu. *Cz. I: Jednostki morfologiczne i litologiczno-strukturalne środkowego Podhala*. *Biul. Geol. Uniw. Warszawskiego*, 15: 117–150.
- MAŁECKA D. 1982 — Mapa geologiczna Podhala i obszarów przyległych. *Skala 1 : 10 000*. Wyd. Geol. Warszawa.
- MASTELLA L. 1975 — Tektonika fliszu we wschodniej części Podhala. *Rocznik Pol. Tow. Geol.*, 45: 362–392.
- MICHALIK A. & WIESER T. 1959 — Tufity we fliszu podhalańskim. *Kwart. Geol.*, 3: 378–389.
- OLSZEWSKA B.W., WIECZOREK J. 1998 — The Palaeogene of the Podhale Basin (Polish Inner Carpathian) — micropaleontological perspective. *Prz. Geol.*, 46: 721–728.
- RONIEWICZ P. & WESTWALEWICZ-MOGILSKA E. 1974 — Tuffites in the Podhale Flysch (Western Carpathians). *Bull. Acad. Pol. Sc., Ser. Sc. Terre*, 22: 37–43.
- SIKORA W., WIESER T. 1959 — The occurrence of bentonite in variegated shales of Magura Nappe. *Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Sc. Chim. Geol. Geograph.*, 7: 491–496.
- SOKOŁOWSKI J., DOKTÓR S., GÓRECKI W., GRANICZNY M., MYŚKO A., JAWOR E., KARNKOWSKI P., NEY R., NOWOTARSKI CZ., POPRAWA D., SŁUSZKIEWICZ D., WYSOPAL Z. 1987 — Projekt badań geologicznych określających zasoby i warunki eksploatacji surowców energetycznych w niecce podhalańskiej. *Kraków-Warszawa*. Arch. IGSMiE PAN. Kraków.
- ŚWIDZIŃSKI H. 1938 — Kilka spostrzeżeń geologicznych z okolic Seletyna (Bukowina). *Spraw. PIG*, 9, 2: 207–234.
- VAN COUVERING J.A., AUBRY M.-P., BERGGREN W.W., BUJAK J.P., NAESER C.W. & WIESER T. 1981 — The Terminal Eocene event and the Polish Connection. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 36: 321–362.
- VARGA G., CSILLAGNE-TEPLANSZKY E. & FELEGYHAZI Z. 1975 — Geology of the Tatra Mountains. *Ann. Inst. Geol. Publ. Hungarici*, 57: 1–575.
- WATYCHA L. 1959 — Uwagi o geologii fliszu podhalańskiego we wschodniej części Podhala. *Prz. Geol.*, 8: 153–162.
- WESTWALEWICZ-MOGILSKA E. 1986 — Nowe spojrzenie na genezę osadów fliszu podhalańskiego. *Prz. Geol.*, 34: 690–698.
- WIESER T. 1973 — Charakterystyka petrograficzna fliszu podhalańskiego w otworze Zakopane IG-1. *Biul. Inst. Geol.*, 265: 135–156.
- WIESER T. 1985 — The Teschinite Formation and other evidences of magmatic activity in the Polish Flysch Carpathians and their geotectonic and stratigraphic significance. 12-th Cong. Carpatho-Balkan Geol. Ass. Cracow, Poland 1985. *Guide to excursion 1*: 23–36.