

UTWORY TUFONOŚNE ANTYKLINY ZBRZAŃSKIEJ (GÓRY ŚWIĘTOKRZYSKIE)

UKD 552.313.8+552.52'54:549.1:551.734.4:551.243:551.21(438.243 Zbrza)

W wielu publikacjach (8, 11, 14, 18, 23–26, 29), dotyczących litostratygrafii formacji dewonu Gór Świętokrzyskich nie poruszano dotychczas zagadnienia występowania tufitów (bentonitów) oraz dolomitów i wapieni tufonośnych, mimo iż posiadane przez autora dane świadczą o szerokim ich zasięgu, szczególnie w obrębie dewonu środkowego. W wymienionej formacji stwierdzono jedynie pojedyncze wystąpienia bentonitów, związanych z utworami „eiflu”¹ (9, 32). Na uwagę w tym względzie zasługują również opracowania, w których opisano warstewki tufitów, bentonitów i glinek bentonitowych z pogranicza famenu i turneju (4, 18, 33). Na obszarze Gór Świętokrzyskich stwierdzono występowanie utworów tufonośnych również w osadach kambru, ordowiku, syluru, dewonu dolnego, karbonu, permu, triasu i trzeciorzędu (2, 4–7, 10, 12–15, 17–19, 30–33).

Niniejszy artykuł stanowi wstępną ocenę, dotyczącą: występowania, składu mineralno-petrograficznego i chemicznego oraz genezy utworów tufonośnych, zaobserwowanych wśród dolomitów „eiflu” antykliny zbrzańskiej. Należy podkreślić, iż występowanie tufitów (bentonitów), dolomitów i wapieni tufonośnych oraz zlepieńców śródformacyjnych dolomitowo- lub wapienno-tufitowych stwierdzono w wielu odległych od siebie punktach dewonu środkowego Gór Świętokrzyskich (20–22 i in.). Ze względu jednak na stosunkowo najlepsze ich rozpoznanie w rejonie Zbrza i Kawczyn, zrezygnowano z szerszego obszaru ujęcia omawianego zagadnienia. Badania mineralogiczno-petrograficzne, wykonane w ramach prac dokumentacyjnych, objęły kilka, wybranych losowo, otworów wiertniczych (ryc. 1). Na szczególną uwagę zasługuje profil otworu IV-1, gdzie dodatkowo zanotowano, dotychczas nie spotykana w profilach formacji węglanowej Gór Świętokrzyskich, ponad 8 m warstwę dolomitu ankerytowego, partiami silnie tufonośnego.

ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ
BADANEGO OBSZARU

Antyklina zbrzańska stanowi najdalej wysunięty w kierunku SW element strukturalny Gór Świętokrzyskich, utworzony w wyniku wspólnego przeładowania utworów

mezozoiku i paleozoiku, w trakcie orogenezy alpejskiej (kierunek NW–SE). W rejonie Zbrza i Kawczyn, w jądrze antykliny odsłania się paleozoik, stanowiący warwiscyjski element strukturalny, reprezentowany przez kambr, ordowik, sylur i dewon. Badane utwory „eiflu” wykształcone są na przedmiotowym obszarze w postaci dolomitów „pierwotnych”², przeważnie krypto-, partiami drobno- i średniokrystalicznych, sporadycznie z relikta- mi bioklastów (otwornic) i onkoidów (?), o zabarwieniu szarym, niekiedy zielonawym, wiśniowym lub żółtawym. Opisane dolomity są przeważnie mocno spękane, przy czym spękania wypełnione są kalcytem, dolomitom, uwodnionymi tlenkami i wodorotlenkami żelaza, hematytem, barytem itp. Dolomity ujawniają również rozwiniętą stylolityzację, przy czym wyróżnić można stylolity agregatowe, horyzontalne oraz typu szwów (aggregate, horizontal, sutured types wg Parka i Schota – 28). Odcinkami notuje się obecność zlepieńców śródformacyjnych, brekcji diagenetycznych i tektonicznych. Dolomity charakteryzują się zróżnicowaną zwięzłością, w znacznym stopniu uzależnioną od zawartego w nich materiału piroklastycznego. W partiach tych dolomity ujawniają niekiedy posuniętą degradację struktury (dedolomityzację). W obrębie opisanych dolomitów występują wkładki i przerosty tufitów, sporadycznie bentonitów – grubości średnio od 1 mm do 10 cm, ułożone poziomo, często jednak znacznie zaburzone.

BADANIA MINERALOGICZNO-PETROGRAFICZNE
UTWORÓW TUFONOŚNYCH

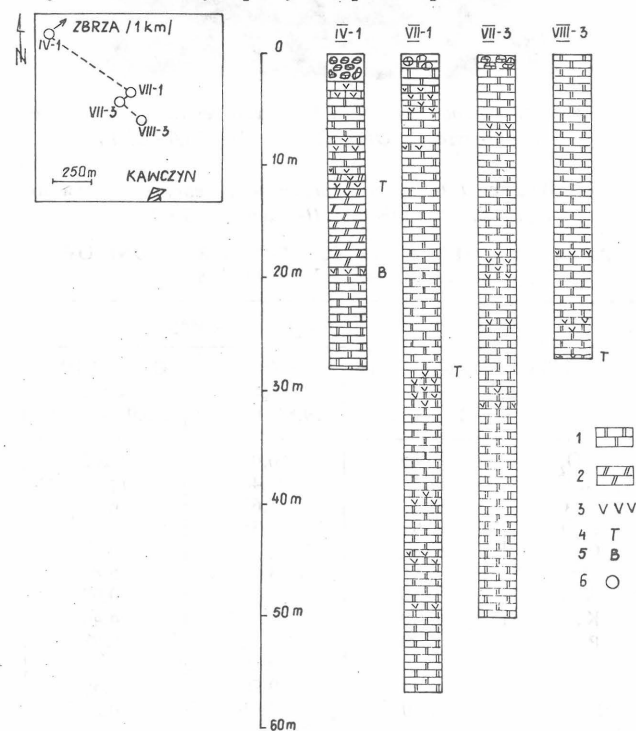
Badaniami mikroskopowymi (płytki cienkie, preparaty proskowe) objęto kilkadziesiąt próbek tufitów, bentonitów i dolomitów tufonośnych. Dodatkowo wykonano analizy: rentgenowską fazową (5 próbek), termiczną (5 próbek) oraz chemiczną pełną (3 próbki). We wszystkich badanych otworach wiertniczych tufity i bentonity (ryc. 4, 5) występują w postaci skał słabozwężliwych o barwie popielatoszarej, wiśniowoszarej, rdzawej, zielonawoszarej oraz

¹ W znaczeniu litostratygraficznym kompleksy 1 i 2 wg podziału M. Narkiewicza i I. Olkiewicz-Paprockiej (24).

² Dolomity „eiflu” w Górach Świętokrzyskich jedynie w przybliżeniu odpowiadają dolomitom eo-telogenetycznym w klasyfikacji Choquette-Praya (3), ze względu na sprzężone działanie wielu syn- i postsedymentacyjnych procesów, o różnej genezie. W takim też ujęciu autor traktuje genezę tych dolomitów, odmiennie niż czynią to J. Czermiński (8) i M. Narkiewicz (23–25).

niebieskawoszarej (tufity ankerytowe). Bentonity wykazują dodatkowo złupkowacenie. Zarówno tufity, jak również bentonity mają strukturę wito- lub krystalowitro-klastyczną, natomiast odmiany przejściowe (dolomity i ankeryty tufonośne) również strukturę krypto- i drobno-kryształiczną, związaną z dolomitową matriks. Wszystkie odmiany ujawniają teksturę bezładną. Tło skalne stanowi szkliwo wulkaniczne ze zróżnicowaną domieszką kwarcu piroklastycznego, minerałów ilastych, minerałów nieprzezroczystych i ciężkich, sporadycznie skaleni. Szkliwo wulkaniczne jest barwy oliwkowobrunatnej o różnym stopniu przeobrażenia. W przypadku zaawansowanego procesu degradacji, rejestruje się ilastą matriks z pojedynczymi ostrokrawędzistymi fragmentami szkliwa wulkanicznego. Obecność pseudomorfoz kwarcu autogenicznego po siarczanach, często z wrostkami anhydrytu (ryc. 10), należy prawdopodobnie wiązać z tufitami. Źródło SiO₂ stanowić mogło w takim ujęciu szkliwo wulkaniczne, ewentualnie skaleni.

Kwarc piroklastyczny tworzy przeważnie ostrokrawędziste ziarna o prostym, falistym, niekiedy mozaikowym wygaszeniu światła. U większości z nich stwierdzono inkluzje stopu krzemianowego, stanowiące przedmiot obecnych badań. Minerale ilaste (ryc. 2) reprezentowane są przez występujące w zróżnicowanych proporcjach ilościowych: montmorillonity ($d = 2,57 \text{ \AA}$, $12-18 \text{ \AA}$), minerały mieszanopakietowe typu montmorillonit/illit ($d = 22-29 \text{ \AA}$), illity i/lub lyszczyki jasne, sporadycznie ciemne ($d = 9,8 \text{ \AA}$) oraz zeolity ($d = 3,18 \text{ \AA}$, $6,1-8,04 \text{ \AA}$). W jednej z próbek (otwór VII-1, głęb. 39,10-39,15 m) stwierdzono dodatkowo niewielkie ilości kaolinitu ($d = 3,56 \text{ \AA}$, $7,08 \text{ \AA}$). Fakt ten potwierdzają badania mikroskopowe (ryc. 11). Kaolinit tworzy obok mikrowkładek tufitowych, pojedyncze drobnołuseczkowe skupienia agregatowe ϕ do 1 mm, występujące w drobnokrystalicznym, częściowo zdedolomityzowanym tle, pociętym żyłkami kalcytu bezzelazawego. Przyczynę częściowej kaolinityzacji tufitu należy upatrywać prawdopodobnie w meta-

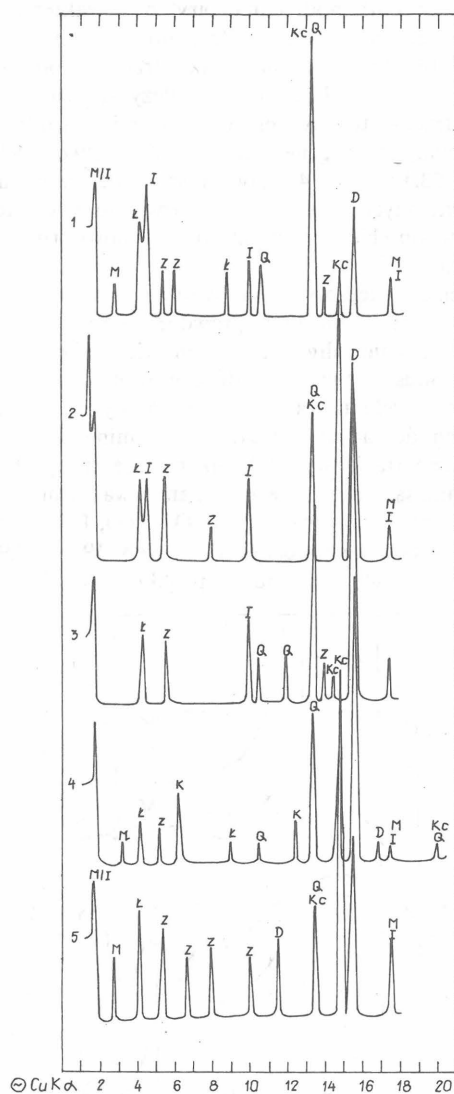


Ryc. 1. Mapa lokalizacji otworów wraz z ich profilami.

Fig. 1. Location sketch map with borehole section.

somatycznym oddziaływaniu roztworów niskotermalnych, w danym przypadku prowadzących przypuszczalnie również do degradacji dolomitu.

Obecność mikrowkładek kaolinitu stwierdzono również w dolomicie tufonośnym z otworów: Komorniki 11/2 (głęb. 62,4-62,5 m), Szczecno 1 (głęb. 140,9-141,0 m), Szczecno 2 (głęb. 95,7-95,8 m). Tworzą one, podobnie jak w otworze VII-1, drobnołuseczkowe skupienia agregatowe, przechodzące partiami w montmorillonitowo-illitowo-szklisty „cement”, spajający kryształy dolomitu. Należy podkreślić, iż skupienia tego minerału są często utożsamiane z chalcedonem o mikrostrukturze mozaikowo-pseudogranularnej. Obecność we wszystkich próbkach mieszanopakietowej grupy M/I można wiązać z sorpcją potasu z wody morskiej oraz niewątpliwie z procesami



Ryc. 2. Dyfraktogramy rentgenowskie naturalnych próbek skalnych (wyk. B. Bodek, C. Harańczyk, 1984).

1 - otwór IV-1 głęb. 11,0-11,2 m, 2 - głęb. 12,15-12,20 m, 3 - głęb. 13,3-13,5 m, 4 - otwór VII-1 głęb. 39,10-39,15 m, 5 - otwór VIII-3 głęb. 23,0-23,1.

Fig. 2. X-ray diffraction patterns of natural rocks (after B. Bodek, C. Harańczyk, 1984).

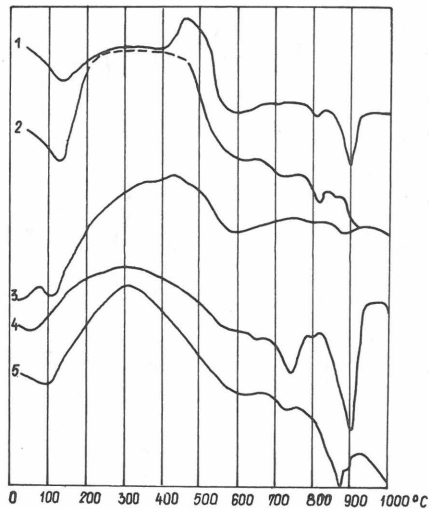
1 - borehole IV-1 depth 11,0-11,2 m, 2 - depth 12,15-12,20 m, 3 - depth 13,3-13,5 m, 4 - borehole VII-1 depth 39,10-39,15 m, 5 - borehole VIII-3 depth 23,0-23,1 m.

neomorfizmu o różnej genezie, zachodzącymi w środowisku sedymentacyjnym i diagenetycznym.

Analiza termiczna (ryc. 3) potwierdziła wyniki analizy rentgenowskiej. Stwierdzono występowanie 3 efektów endotermicznych, wywołanych obecnością minerałów ilastych, w przedziałach: 100–200°C (dehydratacja montmorillonitoidów oraz illitu), 550–650°C (dehydratacja i dehydroksylacja illitu i mieszanych pakietów typu M/I) i 700°C (dehydroksylacja montmorillonitu). Efektem tym towarzyszy ubytek masy rzędu 10% (18% – otwór IV-1, głęb. 13,3–13,5 m). Efekty endotermiczne w zakresie 750–900°C związane są z dysocjacją węglanów.

Minerały nieprzezroczyste reprezentowane są głównie przez uwodnione tlenki i wodorotlenki żelaza o zawartości dochodzącej do 32% objętości skały (otwór VIII-1, głęb. 28,4–28,5 m), podrzędnie piryt o charakterze konkrecyjno-sekrecyjnym, odpowiednio do 4% (otwór IV-1, głęb. 10,7–18,8 m). Tak duże koncentracje uwodnionych tlenków i wodorotlenków żelaza należy tłumaczyć procesami wietrzenia tufitów, przebiegającymi w środowisku sedymentacyjnym i diagenetycznym. Tufit z otworu VIII-3, głęb. 23,0–23,1 m (ryc. 4) ujawnia obecność pierwotnych, nie przeobrażonych reliktyw o zabarwieniu seledynowozielonym, w obrębie „zwietrzałego” wiśniowobrunatnego tła skalnego.

W ilościach akcesorycznych występują minerały ciężkie – cyrkon, turmalin oraz prawdopodobnie ksenotym i monacyt. Skalenie (oligoklaz?), stanowiące przypuszczalnie jeden z podstawowych składników tufitów, nie zachowały się ze względu na wpływ rozmaitych procesów, sprzyjających degradacji struktury tych minerałów. Analizy chemiczne (tab.) wykazały, iż badane tufity (bentonity) związane są genetycznie ze skałami kwaśnymi. Świadczy o tym sumaryczna zawartość CaO, MgO, FeO i Fe₂O₃, szczególnie w bentonicie (otwór IV-1, głęb. 19,8–19,9 m), która wynosi 11,28%. Pozostałe 2 próbki zawierają znacz-



Ryc. 3. Krzywe termiczne naturalnych próbek skalnych (wyk. B. Boćek, C. Harańczyk, 1984).

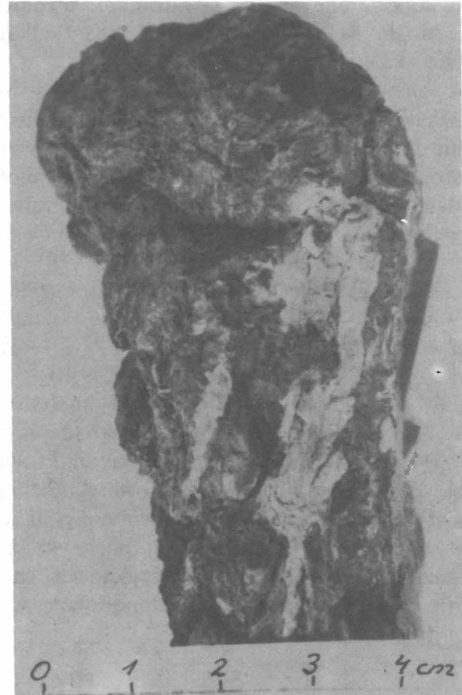
1 – otwór IV-1 głęb. 12,15–12,20 m, 2 – głęb. 13,3–13,5 m, 3 – głęb. 19,8–19,9 m, 4 – otwór VII-1 głęb. 39,10–39,15 m, 5 – otwór VIII-3 głęb. 23,0–23,1 m.

Fig. 3. DTA curves of natural rocks (after B. Boćek, C. Harańczyk, 1984).

1 – borehole IV-1 depth 12,15–12,20 m, 2 – depth 13,3–13,5 m, 3 – depth 19,8–19,9 m, 4 – borehole VII-1 depth 39,1–39,15 m, 5 – borehole VIII-3 depth 23,0–23,1 m.

ne domieszki kalcytu i dolomitu. Zwraca uwagę duża zawartość potasu, zwłaszcza w bentonicie. Należy jednak odnosić się krytycznie do tak powszechnie stosowanej interpretacji wyników analiz chemicznych tufitów, bowiem trzeba uwzględnić, iż materiał piroklastyczny w danym przypadku mógł pochodzić z erupcji różnych wulkanów, charakteryzujących się odmiennym składem petrograficznym magmy macierzystej.

Otrzymany więc wynik może reprezentować pewną średnią ogniów kwaśnych i zasadowych. Przedstawioną kwestię powinny rozstrzygnąć badania inkluzji obecnych w kwarcu piroklastycznym. Trzeba również wziąć pod uwagę fakt oddziaływania na utwory tufonośne różnych procesów na etapie diagenety, prowadzących do znacznej zmiany ich składu chemicznego i mineralnego. Odmiany petrograficzne przejściowe charakteryzują się zmienną pro-



Ryc. 4. Tufit przeobrażony z zachowanymi reliktywami pierwotnymi (biały-jasnoszary). Otwór VIII-3 głęb. 23,0–23,1 m.

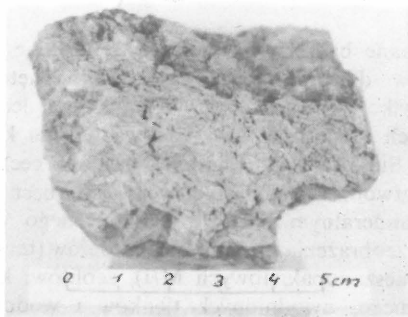
Fig. 4. Weathered tuffite with preserved primary relicts (white-light gray). Borehole VIII-3 depth 23,0–23,1 m.

ANALIZY CHEMICZNE TUFITÓW I BENTONITÓW (wyk. W. Jaros, J. Kafel, 1984)

Składniki	Zawartość w % wag.		
	Otwór IV-1 głęb. 12,15–12,20 m	Otwór IV-1 głęb. 19,8–19,9 m	Otwór VIII-3 głęb. 23,0–23,1 m
SiO ₂	36,85	60,00	45,02
Al ₂ O ₃	11,15	11,40	11,16
Fe ₂ O ₃	4,27	5,62	6,60
FeO	0,93	0,54	0,61
CaO	13,66	1,29	5,97
MgO	8,61	3,83	5,89
Na ₂ O	0,10	0,11	0,08
K ₂ O	4,70	6,10	4,40
P ₂ O ₅	0,09	0,12	0,08
MnO	0,06	0,05	0,04
TiO ₂	0,60	0,70	0,50
SO ₃	0,10	0,23	0,22
Straty pra- żenia	16,93	7,72	14,82
Suma	98,05	97,71	95,39

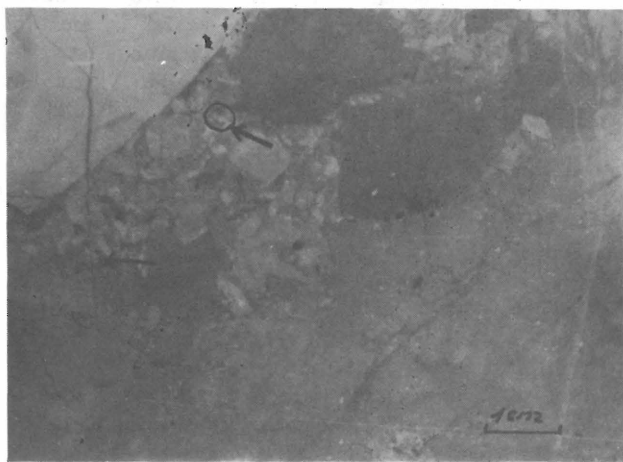
porcją dolomitu w stosunku do tufitu. W tufitach dolomitowych kryształ dolomitu (ankerytu), najczęściej o pokroju sub- lub euhedralnym „flotują” w szklisto-ilastej matriks, natomiast w przypadku dolomitów tufonośnych obserwuje się przeważnie obecność pojedynczych wkładek i wtrąceń w obrębie tła dolomitowego (ryc. 6). W pierwszej z dwóch opisanych odmian doszło, niekiedy w wyniku rozwoju procesów neomorfizmu, do tak znacznego wzrostu kryształów dolomitu, iż substancja szklisto-ilasta zachowała się jedynie w przestrzeniach międzyziarnowych, spełniając rolę swoistego cementu. Przykładem takiego „zamrożonego” tufitu dolomitowego jest próbka z otworu Komorniki 11/2 (głęb. 62,4–62,5 m), przypominająca megaskopowo zwięzły dolomit „cukrowaty”.

Odmianą pozycję zajmuje wspomniany we wstępie odcinek dolomitu ankerytowego (otwór IV-1, głęb. 10,7–18,8 m), w którym to zachowana wkładka tufitowa (głęb. 12,10–12,15 m) zawiera „flotujące” euhedrony ankerytu, niekiedy o wyraźnej mikrostrukturze pasowej oraz z reliktowymi jądrami dolomitu beżelazawego (ryc. 9). W odcinku 12,75–12,80 m występuje typowa brekcja diagenetyczna dolomitowo-ankerytowa, złożona z okruszków dolomitu beżelazawego barwy beżowo-jasnoszarej, tkwiących w seledynowoszarej masie ankerytowej. Przedstawione fakty świadczą o tym, iż na etapie diagenetyzacji (dopływu Fe^{2+}) dolomitu beżelazawego. Proces ten zachodził wzdłuż spękań w dolomicie i doprowadził jednocześnie do powstania agregatów i żyłko-



Ryc. 5. Bentonit z widocznym złupkowaniem. Otwór IV-1 głęb. 19,8–19,9 m.

Fig. 5. Bentonite with schistous structure. Borehole IV-1 depth 19,8–19,9 m.



Ryc. 7. Zlepienie śródformacyjny z mikrowkłódkami i wtrąceniami tufitu (strzałki) w obrębie neosparytowego spoiwa dolomitowego. Otwór VIII-3 głęb. 24,0–24,2 m.

Fig. 7. Intraformational conglomerate with microinserts and intercalations of tuffite (arrows) within neodolomite cement. Borehole VIII-3 depth 24,0–24,2 m.

wych skupień pirytu o charakterze konkretyjno-sekrecyjnym (ryc. 8). Należy raczej wykluczyć wpływ roztworów hydrotermalnych, ze względu na krypto- i bardzo drobno-kryształiczną strukturę ankerytu.

Powyższy wniosek zdają się potwierdzać oznaczenia składu izotopowego tlenu we wspomnianej brekcji diagenetycznej (20). Otrzymane wartości $\delta^{18}O_{PDB} = -3,39 \pm$



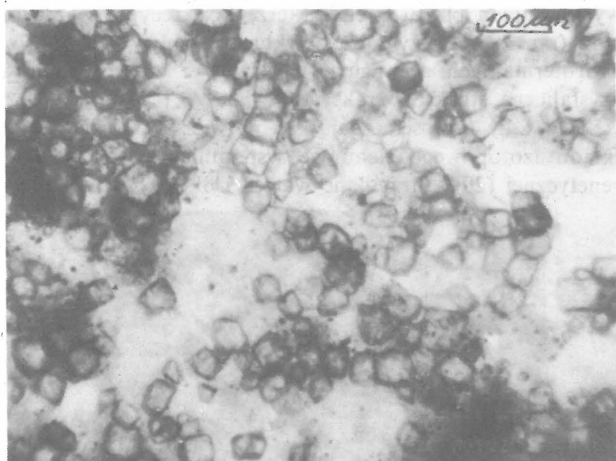
Ryc. 6. Dolomit z wtrąceniami i wkładkami tufitu. Otwór VII-1 głęb. 28,4–28,5 m.

Fig. 6. Dolomite with intercalations and inserts of tuffite. Borehole VII-1 depth 28,4–28,5 m.



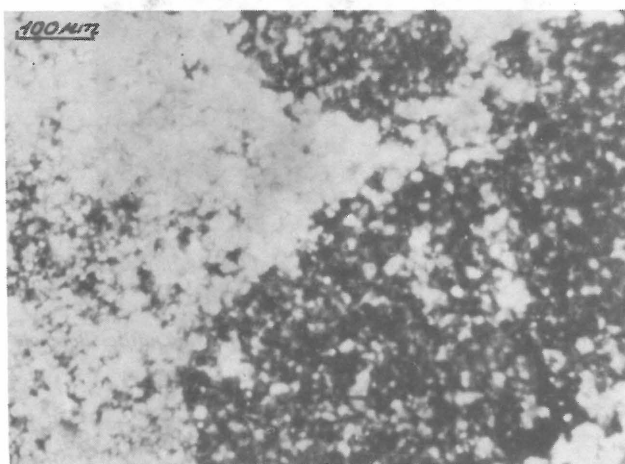
Ryc. 8. Dolomit ankerytowy z wkładkami tufitowymi (strzałki), spękany. Widoczne zróżnicowanie przebiegu procesu ankeryzacji. Zachowane relikty dolomitu „pierwotnego” (jasnoszary). Otwór IV-1 głęb. 14,9–15,0 m.

Fig. 8. Ankeritic dolomite with tuffite inserts (arrows), fractured. Differentiation of ankerization is visible. Preserved relicts of "primary" dolomite (light gray). Borehole IV-1 depth 14,9–15,0 m.



Ryc. 9. Eu i subhedralne kryształy ankretytu „flotujące” w szklisto-ilastej matriks. 1 nikol. Otwór IV-1 głęb. 12,15–12,20 m.

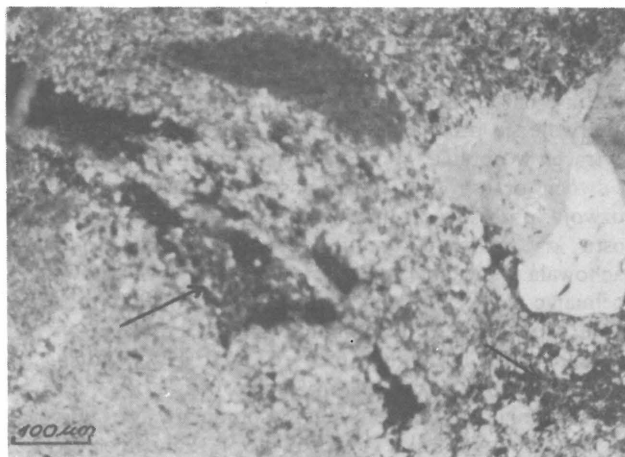
Fig. 9. Eu and subhedral crystals of ankerite "floating" in glass-clayey matrix. 1 nicol. Borehole IV-1 depth 12,15–12,20 m.



Ryc. 11. Kaolinit (ciemnoszary) w obrębie neodolosparytu (jasnoszary). Nikole skrzyżowane. Otwór VII-1 głęb. 39,10–39,15 m.

Fig. 11. Kaolinite (dark gray) within neodolosparyte (light gray). Crossed nicols. Borehole VII-1 depth 39,10–39,15 m.

$\pm 0,05\%$ są niższe w porównaniu z kalcytem hydrotermalnym ($-9,48 \pm 0,05\%$). Nie wyjaśniona pozostaje kwestia braku ankerytów o tak dużej miąższości w innych punktach występowania dewonu środkowego w Górach Świętokrzyskich. Nie należy wykluczyć, iż obok opadów popiołu wulkanicznego, pochodzącego z wybuchów odległych wulkanów lądowych, mogło dojść dodatkowo do nagromadzenia się produktów erupcji podmorskich, charakteryzujących się odmiennym składem mineralnym i chemicznym oraz jednocześnie ograniczonym zasięgiem występowania. Materiał piroklastyczny stwierdzono również w spoiwie neodolosparytowym zlepieńców śródformacyjnych (ryc. 7, 10). Obecność kwarcu piroklastycznego i szkliwa wulkanicznego zanotowano również w okruchach innych zlepieńców tego samego typu (otwór VIII-1, głęb. 42,4–42,6 m). Interesujący jest fakt występowania materiału piroklastycznego w obrębie niektórych mikrostylolitów tektonicznych, żyłek kalcytowych oraz spękań (otwór VII-1, głęb. 39,10–39,15 m), co świadczy o tym, iż obecność tufitów prowadziła niekiedy do powstania określonych mikrostruktur tektonicznych.



Ryc. 10. Zlepienieć śródformacyjny z mikrowkładkami i wtrąceniami tufitu (strzałki) w obrębie neosparytowego spoiwa dolomitowego. Widoczna pseudomorfoza kwarcu autigenicznego po siarczanach z zachowanymi wrostkami anhydrytu. Nikole skrzyżowane. Otwór VII-3 głęb. 14,80–14,85 m.

Fig. 10. Intraformational conglomerate with tuffite microinserts and intercalations (arrows) within neodolosparyte cement. Sulfate pseudomorph of quartz with anhydrite inclusions is visible. Crossed nicols. Borehole VII-3 depth 14,80–14,85 m.

ZAKOŃCZENIE

Wykonane badania ujawniły występowanie skał tufonośnych w dewonie środkowym Gór Świętokrzyskich i to nie tylko w rejonie Zbrzy i Kawczyzna, lecz również w okolicach Komornik koło Łagowa, Górna koło Kielc, Szczecna, Sukowa i in. Charakterystyczną cechą wymienionych utworów piroklastycznych jest obecność w ich składzie mineralnym szkliwa wulkanicznego o różnym stopniu przeobrażenia, montmorillonitoidów (montmorillonitów + mieszanopakietowych M/I), zeolitów, kwarcu piroklastycznego, uwodnionych tlenków i wodorotlenków żelaza oraz niekiedy kaolinitu. Zawartość materiału piroklastycznego w dolomitach często decyduje o słabszej ich zwięzłości. Uzyskane wyniki rzucają nowe światło na rolę materiału piroklastycznego w trakcie procesów diagenetycznych zachodzących w dolomitach dewonu środkowego Gór Świętokrzyskich. Autor uważa, iż niektóre struktury diagenetyczne, opisywane w literaturze omawianego regionu jako smugi ilaste rezydualne (flasers lub solution stringers), jak również rozmaitego typu wkładki i przerosty „margli dolomitycznych” lub „skał ilastych”, mogą stanowić tufity lub dolomity tufonośne. Obecność materiału piroklastycznego predysponowała też powstanie wielu stylolitów i spękań tektonicznych różnego typu. Stwierdzono dość prawdopodobny związek genetyczny między tufitami i dolomitami ankerytowymi, przy czym nie wyklucza się dodatkowego nałożenia się procesów związanych z ekshalacjami wulkanów podmorskich. Ze względu na zjawisko szerokiego rozprzestrzeniania w powietrzu pyłów wulkanicznych po kolejnych erupcjach wulkanów lądowych, można przypuszczać, iż w wyniku szczegółowych badań mikrolitofacjalnych będzie można wykorzystać tufity (bentonity) jako poziomy korelacyjne. Ponieważ wszystkie badane otwory wiertnicze na przedmiotowym obszarze zakończono na głębokości od 28 do 55 m, dlatego też wobec braku pełnego profilu „eiflu”, autor zrezygnował z przeprowadzenia analizy korelacyjnej poziomów tufitowych.

Konkludując, fakt powszechnego występowania skał piroklastycznych w dewonie środkowym Gór Świętokrzyskich, a zwłaszcza w utworach „eiflu”, zmusza do reinterpretacji profilów dewonu oraz uwzględnienia nowego czynnika przy rozpatrywaniu procesów diagenetycznych, zachodzących w obrębie kompleksów skał węglanowych, w tym również i samej dolomityzacji.

Autor składa podziękowanie doc. dr hab. Czesławowi Harańczukowi oraz dr Andrzejowi Kozłowskiemu za cenne rady i wskazówki w trakcie zbierania materiałów do niniejszego artykułu.

LITERATURA

1. Bathurst R.G.C. – Carbonate sediments and their diagenesis. *Developments in Sedimentology* 1975 vol. 12.
2. Chlebowski R. – Studium petrograficzne skał tufogenicznych starszego paleozoiku Gór Świętokrzyskich. *Arch. Mineral.* 1978 t. XXXIV z. 1.
3. Choquette P.W., Pray L.C. – Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 1970 vol. 54.
4. Czarnocki J. – Przegląd stratygrafii famenu i karbonu dolnego (kulmu) w zachodniej i środkowej części Gór Świętokrzyskich. *Pos. Nauk. PIG.* 1928 nr 21.
5. Czarnocki J. – Stratygrafia warstw granicznych między dewonem i karbonem w okolicy Kowali. *Pos. Nauk. PIG.* 1933 nr 35.
6. Czarnocki J. – Przegląd stratygrafii i paleografii dewonu dolnego Gór Świętokrzyskich. *Spraw. PIG.* 1937 nr 8 z. 4.
7. Czarnocki J. – Sprawozdanie z badań terenowych wykonanych w Górach Świętokrzyskich w roku 1938. *Biul. PIG.* 1939 nr 15.
8. Czerwiński J. – Rozwój litologiczny serii węglanowej dewonu południowej części Gór Świętokrzyskich. *Pr. Inst. Geol.* 1960 t. XXX cz. II.
9. Czerwiński J., Ryka W. – Bentonit w dolomitach eiflu w Jurkowicach koło Klimontowa. *Kwart. Geol.* 1962 nr 1.
10. Fijałkowska E., Fijałkowski J. – Bentonity w utworach miocenu południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Biul. Inst. Geol.* 1966 nr 194.
11. Filonowicz P. – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski. *Arkusz Morawica.* Wyd. Geol. 1968.
12. Heflik W. – Petrografia szkliwa wulkanicznego z ilów bentonitowych w miejscowości Ciecierze koło Chmielnika. *Kwart. Geol.* 1959 nr 4.
13. Kardymowicz I. – Tufit z Barczy koło Zagnańska. *Ibidem* 1966 nr 3.
14. Kowalczewski Z. – Pozycja geologiczno-strukturalna magmatyzmu świętokrzyskiego w świetle wyników ostatnich badań geologicznych. *Biul. Inst. Geol.* 1974 nr 275.
15. Kozłowski A. – Melt inclusions in pyroclastic quartz from the Carboniferous deposits of the Holy Cross Mts, and the problem of magmatic corrosion. *Acta Geol. Pol.* 1981 vol. 31 no. 3–4.
16. Książkiewicz M., Samsonowicz J. – *Zarys geologii Polski.* Wyd. Geol. 1953.
17. Langier-Kuźniarowa A. – Bentonity mioceńskie z wierceń okolic Szydłowa (woj. kieleckie). *Biul. Inst. Geol.* 1967 nr 207.
18. Małkowski S. – O przejawach wulkanizmu w dziejach geologicznych Gór Świętokrzyskich. *Acta Geol. Pol.* 1954 t. 4 nr 1.
19. Migaszewski Z., Kwapisz B. – Dokumentacja geologiczna w kat. C₂ złoza trzeciorzędowych ilów bentonitowych „Łaziska” (praca nie publ.). *Arch. Przeds. Geol. w Kielcach* 1971.
20. Migaszewski Z. – Charakterystyka mineralogiczno-petrograficzna dolomitów i tufitów obszaru Zbrza–Kawczyn (praca nie publ.). *Ibidem* 1984.
21. Migaszewski Z. – Charakterystyka petrograficzna skał pobranych w kamieniołomie „Józefka” koło Górna (praca nie publ.). *Ibidem*.
22. Migaszewski Z. – Charakterystyka petrograficzna wytypowanych próbek z obszaru Suków–Babie (praca nie publ.). *Ibidem* 1985.
23. Narkiewicz M., Olkiewicz-Paprocka I., et al. – Stratygrafia i problematyka geologiczno-surowcowa dewonu wschodniej części Gór Świętokrzyskich. *Przew. 53 Zjazdu Pol. Tow. Geol. Wyd. Geol.* 1981.
24. Narkiewicz M., Olkiewicz-Paprocka I. – Stratygrafia dewońskich utworów węglanowych wschodniej części Gór Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.* 1983 nr 2.
25. Narkiewicz M. – Charakterystyka petrograficzna dolomitów dewonu z profilu otworu Kowala 1 (praca nie publ.). *Arch. Inst. Geol.* 1984.
26. Pajchłowa M. – Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne, z. 5 – Dewon. *Wyd. Geol.* 1959.
27. Parachoniak W., Środoń J. – The formation of kaolinite, montmorillonite and mixed – layer montmorillonite – illites during alteration of Carboniferous tuff (The Upper Silesian Coal Basin). *Min. Pol.* 1973 vol. 4.
28. Park W., Schot E.H. – Stylolitization in carbonate rocks, [in:] Muller., Friedman G.M., ed. – Recent developments in carbonate sedimentology in Central Europe. Springer–Verlag 1968.
29. Rubinowski Z. et al. – Dokumentacja wyników badań rdzeni z otworu Kowala 1 (praca nie publ.). *Arch. Inst. Geol. Kielce* 1983.
30. Ryka W., Tomczyk H. – Bentonity w osadach staropaleozoicznych Gór Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.* 1959 nr 3.
31. Ryka W., Żakowa H. – Skały tufogeniczne turnaju z Bolechowic. *Ibidem* 1964 nr 4.
32. Tarnowska M. – Badania litologii i mineralizacji utworów emsu i eiflu w SW części regionu kieleckiego (praca nie publ.). *Arch. Inst. Geol. Kielce* 1972.
33. Żakowa H., Pawłowska J. – Karbon synkliny miedzianogórskiej. *Biul. Inst. Geol.* 1966 nr 195.

SUMMARY

The paper deals with problem of cooccurrence of tuffites, bentonites and tuffite-bearing dolomites within the “Eifelian” lithostratigraphic unit in the Zbrza Anticline (SW part of the Holy Cross Mts). The issue has not been raised as yet in many scientific publications on stratigraphy of the Devonian in the Holy Cross Mts, although pyroclastic material coming from eruptions of unspecified volcanoes seems to have been widely spread. The main feature of the rocks mentioned above is presence in their

mineralogical composition such constituents as volcanic glass, pyroclastic quartz and montmorillonites (mixed layer montmorillonite-illites M/I), apart from illites, zeolithes, light/dark micas and occasionally kaolinites. Transitional petrographic members are composed additionally of "floating" sub- and euhedral dolomite crystals.

Dolomite rocks forming this stratigraphic unit often embrace microinserts and intercalations of tuffite as well as admixtures of pyroclastic quartz. It has been assumed that the presence of tuffite was likely to affect the origin of ankerite during diagenetic phase (borehole IV-1). Other diagenetic processes such as formation of stylolites or solution stringers (flasers) might have been partially stimulated by occurrence of the tuffite in question. Further studies should be continued in the aspect of chemical and mineralogical composition, genesis, source of pyroclastic material and possible correlation of tuffite and bentonite horizons alike. Nonetheless, the displayed results force to new interpretation of the Middle Devonian in the area of the Holy Cross Mts from the point of view of lithology, diagenetic processes including dolomitization.

Translated by the author

РЕЗЮМЕ

В статье рассматривается вопрос одновременного распространения туффитов, бентонитов и доломитов с туффитами в литостратиграфической единице „эй-

фея” в антиклинали Збжи (ЮЗ часть Свентокшиских гор). Этот вопрос не был до сих пор рассматриван в многих научных работах посвящённых стратиграфии Свентокшиских гор, хотя пирокластический материал с неидентифицированных до сих пор вулканов кажется быть широко распространённым в этих осадках. Главным свойством этих пород является присутствие в их минеральном составе вулканического стекла, пирокластического кварца и монтмориллонитов, кроме иллитов, цеолитов, светлых (тёмных) слюд и иногда каолинитов. Промежуточные петрографические звена характеризуются также присутствием „жидких” суб- и эвгедральных кристаллов доломита.

Доломитические породы составляющие эту стратиграфическую единицу, часто содержат микровкладыши и прослойки туффитов, а также примеси пирокластического кварца. Полагается, что присутствие туффита может вызвать образование анкерита во время диагенеза (скважина IV-1). Другие диagenетические процессы, такие как образование стилалитов, или глинистые остаточные полосы могли быть вызваны частично присутствием этих туффитов. Дальнейшие исследования химического и минералогического состава, происхождения и источника пирокластического материала, а также возможной корреляции горизонтов туффита и бентонита, кажутся необходимыми. Однако полученные результаты указывают на необходимость изменения интерпретации среднего девона Свентокшиских гор с точки зрения литологии и диагенеза вместе с доломитизацией.