

Marjan Kamiński.

Elementy składowe tufów wulkanicznych w Berestowcu.

Les éléments composants des tufs volcaniques de Berestowiec.

W r. 1927 zarząd kamieniołomów bazaltu w Berestowcu wykonał na dnie kopalni studnię celem odprowadzenia wody. Studnia ta odsłoniła u spągu bazaltów skałę warstwowaną, ilastą, barwy ciemno-czerwonej, miejscami na powierzchni zielonej. Na podstawie studjów, wykonanych w Instytucie Mineralogji i Petrografji Uniwersytetu J. K. we Lwowie, zdołano skałę tę zdefiniować jako tuf wulkaniczny, ściśle związany z wyżej ległymi słupami bazaltowemi, a świadczący o sypkiej fazie wulkanów berestowieckich. Rezultatem tych badań była moja notatka¹⁾ w r. 1927, w której scharakteryzowałem ogólnie wygląd powyższych tufów berestowieckich. Skała ta „składa się, obok drobnej ilości ostrokrawędzistych skaleni i piroksenów, w głównej mierze ze szkliwa, które zostało przeobrażone na zielonkawą, lub zielono-brunatną masę, będącą być może odpowiednikiem palagonitu. Ponadto w skład tej skały wchodzi jakaś ilasta substancja“. Niektóre partie tufów wykazały istnienie odmiany zlepieńcowej, złożonej z bryłek ciemnej skały migdałowcowej, z których mniejsze są dokładnie otoczone, większe posiadają formy nieregularne.

W r. 1928 prof. Tokarski²⁾, opisując w podręczniku petrografji bazalty wołyńskie, podaje opis znalezionych tufów berestowieckich, który nie odbiega w zasadzie od wyżej podanej charakterystyki. Autor ten stwierdza również, iż skała ta składa się

¹⁾ Tufy wulkaniczne w Berestowcu, Kosmos T. 52, Lwów 1927.

²⁾ Petrografja, Lwów 1928.

„z ostrokrawędzistych okruchów skaleni, zwiertzałego piroksenu oraz substancji ziemistej, bliżej nie dającej się określić. Jedynym składnikiem bazaltu, jaki się w tym tufie zjawia w pierwotnej formie, jest substancja chlorytowa, barwy zielonej lub żółtej, okazyująca budowę agregatywną w formie identycznej z litą, właściwą skałą bazaltową“.

Stwierdzenie istnienia tufów wulkanicznych u spągu bazaltów w Berestowcu rzuciło nowe światło na genezę wylewnych skał Wołynia, będąc ważnym argumentem przeciwstawiającym się koncepcji o lakkolitowej formie bazaltów wołyńskich, przyjętej przez Morozewicza¹⁾, Małkowskiego²⁾, Cz. Kuźniara³⁾.

Małkowski⁴⁾, który otrzymał wiadomość o odkryciu spągu bazaltów w Berestowcu od Dra A. Mazurka, zajął się również ich scharakteryzowaniem. Autor ten stwierdził, że bazalt spoczywa na skałach warstwowych typu psammitowego, barwy ciemno-wiśniowej, wśród których występują warstewki ilaste, mające niekiedy i barwę zielonawą. Małkowski wyraził przypuszczenie, że opisany utwór psammitowy przechodzi ku dołowi w zlepieniec. Przypuszczenie to oparł na podstawie znajdujących na hałdzie brył zlepieńca. Według tego autora mikroskopowo zauważyć można w opisywanych skałach nieprzeźroczyste okruchy, przeniknięte wodzianami żelaza, ziarna kwarcu o faliście znikaniu światła oraz skalenie. Pozatem zostały znalezione: cyrkon, granat, turmalin, amfibol, piroksen, epidot i t. d.

Wśród otoczków zlepieńca zdołał Małkowski wyróżnić kilka odmian skał wulkanicznych. Jeden z nich o teksturze gąbczastej, drobnoziarnistej, w składzie chemicznym wykazał znaczną przewagę potasu nad sodem i wapniem wobec zawartości około 60% SiO₂. Wedle tego autora otoczek składem chemicznym odpowiada trachitom. Należy jednak zaznaczyć, iż w powyższej notatce nie została podana szczegółowa analiza chemiczna. W składzie mineralnym został stwierdzony sanidyn, wykształcony w formie drobnych listewek.

We wniosku końcowym Małkowski stwierdził, że nie

¹⁾ Posiedzenia Państw. Instytutu Geologicznego Nr. 1, Warszawa 1921.

²⁾ Posiedzenia Państw. Instytutu Geologicznego Nr. 5, Warszawa 1923. i Sprawozdania Państw. Inst. Geolog. Warszawa 1926.

³⁾ Sprawozdania Państw. Inst. Geolog., Warszawa 1922.

⁴⁾ Nowe spostrzeżenia nad występowaniem bazaltów berestowieckich. Posiedzenia Państw. Inst. Geolog. Nr. 19—20, Warszawa 1928.

dało się udokumentować faktu, że mamy do czynienia z tufem wulkanicznym. Przypuszcza natomiast, że skały, występujące pod bazaltami są produktem rozkładu skał wulkanicznych.

W r. 1929 prof. Tokarski¹⁾ przedstawił wyniki swych badań chemicznych i mikroskopowych nad kilkoma otoczkami, występującymi w odmianie zlepieńcowej tufów berestowieckich. Według tego autora odznaczają się one teksturą gąbczastą, względnie migdałowcową. Ich barwa jest szara z odcieniem popielatym lub niebieskawym. Obrazy mikroskopowe są dość monotonne. „Wśród składników mineralnych przeważają jasne, prawie wyłącznie reprezentowane przez skałęń potasowy. Wśród ciemnych minerałów widać wyraźnie jedynie magnetyt, ilmenit oraz inne tlenki żelaza. Przy użyciu silnego powiększenia można zauważyć drobne mikrolity o silnej dwójłomności i załamaniu światła, należące prawdopodobnie do piroksenu“.

Prof. Tokarski najwięcej uwagi poświęcił skaleniowi. Stwierdził, iż występuje on najczęściej w dwóch generacjach. Pierwszą z nich tworzą prakryształy różnej wielkości o przekroju przeważnie listewkowym lub tabliczkowym. Spółczynniki załamania światła skaleni są mniejsze niż balsamu. Charakter optyczny odjemny. Kąt osi optycznych bardzo mały, spada niekiedy do zera. Znikanie światła na ścianie (010) $\alpha = 3^\circ - 12^\circ$. Powyższe cechy świadczą o obecności w skale sanidynu.

W cieście skalnem występuje również sanidyn, lecz tworzy zazwyczaj drobne, źle wykształcone kryształy.

Według prof. Tokarskiego struktura opisywanych skał jest podobna do bazaltów berestowieckich, a tekstura przypomina niekiedy ofitową lub intersertalną.

W analizie chemicznej uderza przede wszystkim wysoka pozycja potasu ($K_2O - 10.87\%$), przy małym procencie sodu ($Na_2O - 0.75\%$) i wapnia ($CaO - 1.97\%$).

W projekcji Osanna-Beckego analizowana skała leży w polu skał czysto-alkalicznych, odpowiadając alkalicznym trachitom. Ze względu na dominującą rolę sanidynu w opisywanych otoczkach, prof. Tokarski określił je jako sanidynit typu berestowieckiego, stwierdzając równocześnie, iż skały tego typu według naszych dotychczasowych wiadomości są bardzo rzadkie, a na ziemiach polskich zupełnie nieznanne. Najbardziej zbliżoną skałą jest jedy-

¹⁾ O sanidynie w Berestowcu na Wołyniu, Kosmos T. 53, Lwów 1929.

nie trachit z Los Cerillos, odbiegający jednakże od sanidynitów berestowieckich składem mineralnym¹⁾. W r. 1929²⁾ przy opisie bazaltów wołyńskich podałem kilka nowych danych, dotyczących występowania tufów berestowieckich, załączając analizę chemiczną ich odmiany pelitowej. Zostało tutaj jeszcze raz podkreślone znaczenie odkrycia tufów wulkanicznych, jako wskaźnika geologicznego, najlepiej świadczącego, że bazalty należą do serii produktów wulkanicznych, nie zaś do lakkolitu.

W tym samym roku Małkowski³⁾ przedstawił komunikat o znalezieniu przez ks. T. Czabana pod Mydkiem (Mickiem) kawałka miedzi. Przeprowadzone przez Małkowskiego badania na miejscu wykazały fakt istnienia i tutaj tufów wulkanicznych, występujących bezpośrednio pod pokrywą bazaltową. Utwory te, zależnie od struktury, autor jednakże nadal określa jako psammity, psefity i pelity.

W Mydtku wykonano szereg sztucznych odsłoneń oraz głębokie wiercenie, mające na celu zbadanie praktycznej wartości występowania miedzi. Stosunki geologiczne obszaru występowania bazaltów zostały w dużej mierze wyjaśnione dzięki powyższym robotom. Przedstawił je Małkowski w r. 1930⁴⁾ na posiedzeniach Państw. Instytutu Geologicznego, a w r. 1931⁵⁾ opublikował ostateczne rezultaty.

Pomijając kwestję użyteczności miedzi, która wychodzi poza ramy mojej pracy, należy stwierdzić, iż poziom miedzionośny w uroczysku „Miedziszcze“ obok Mydzka występuje w dolnej części bazaltów, mających charakter druzgotowy. Pod poziomem miedzionośnym występują tufy wulkaniczne (według

¹⁾ Opis sanidynitu berestowieckiego znajduje się również w pracy prof. Tokarskiego p. t. Beiträge zur Petrographie des Stucz- und Horyń-Gebietes in Polen. (Mineralog. und Petrograph. Mitteilungen. B. 40. Heft 1/2. 1929).

²⁾ Bazalty wołyńskie, Kosmos T. 54, Lwów 1929.

³⁾ O odkryciu złoża miedzi rodzimej w Mydtku na Wołyniu. Posiedzenia Państw. Inst. Geologicznego, Nr. 24, Warszawa 1929.

⁴⁾ Sprawozdanie z robót terenowych w r. 1930. Posiedzenia P. I. Geolog. Nr. 28, Warszawa 1930.

⁵⁾ „O złożu miedzi rodzimej w Wielkim Mydtku na Wołyniu“ i „O budowie przedpola masywu krystalicznego Wołyńsko-Ukraińskiego na Wołyniu“. Sprawozdania Państw. Inst. Geolog. T. VI, Zesz. 4, Warszawa 1931.

Małkowskiego, serja warstwowanych skał psammitowo-pelitowych) o miąższości ponad 118 m.

Profil skał przebitych wierceniem na „Miedziszczu“¹⁾ zestawiony przez Małkowskiego przedstawia się następująco:

Gleba z rumoszem bazaltowym i krzemieniami . . .	0'00—0'40	m
Bazalt (część pokrywy bazaltowej o teksturze masywnej, w górnej części pokruszona, spodem całkowita)	0'40—2'40	„
Druzgot bazaltowy (bazalt gąbczasty, poziom miedzionośny)	2'40—2'75	„
Serja skał barwy czerwonej, warstwowanych, psammitowo-pelitowych z wkładkami drobnoziarnistych zlepieńców	2'75—121'00	„
Piaski lub słabo zcementowane piaskowce arkowe barwy szaro-żółtej	121'00 — 125'48	„

Zaznaczyć należy, iż spąg bazaltów wołyńskich został odsłonięty poza Berestowcem i Mydzkiem jeszcze w kilku innych punktach dorzecza Horynia. Małkowski stwierdził w Janowej Dolinie (Złażne) występowanie pod pokrywą bazaltową czerwonych łupków, przypominających tufy w Berestowcu i Mydsku. W najbardziej na północ wysuniętym punkcie występowania bazaltów wołyńskich, w Dołhem Polu, dzięki sztucznym odkrywkom, stwierdzono również istnienie tufów wulkanicznych.

Wynika z tego, iż tufy nie są odosobnione w Berestowcu, lecz że ich rozprzestrzenienie jest daleko większe. Występują one wszędzie tam, gdzie odsłania się pokrywa bazaltowa.

Tufy wulkaniczne w Berestowcu są zróżnicowane pod względem strukturalnym. Zależnie od wielkości elementów składowych możemy wśród nich wyróżnić trzy odmiany: pelitową, psammitową i psefitową (zlepieńcową).

Poznane one zostały dzięki kilku studniom, wykonanym na obszarze kamieniołomów oraz dzięki wierceniu, przeprowadzonemu z inicjatywy prof. Tokarskiego, z ramienia „Towarzystwa Eksploatacji Kamieniołomów“ przez firmę wiertniczą inż. F. Sękowskiego we Lwowie.

¹⁾ Wiercenie zostało założone w punkcie, mającym wysokość 174'5 m n. p. m.

Brak odpowiednich funduszków nie pozwolił na wykonanie głębszego wiercenia. W głębokości 20 m. wstrzymano roboty wiertnicze, nie przebijając kompleksu tufów wulkanicznych.

Profil utworów skalnych, przebitych wierceniem w Berestowcu, przedstawia się następująco:

tuf pelitowy barwy ciemno-wiśniowej	0'00— 4'00 m.
„ pelitowy barwy jasno-wiśniowej z nalotem zielonym	4'00— 5'50 „
„ pelitowy barwy ciemno-wiśniowej, zmieszany z zielonawą odmianą tufu psammitowego . .	5'50— 6'00 „
„ psammitowy barwy zielonawej	6'00— 8'50 „
„ psammitowy barwy zielonawej z wkładkami czerwonych pelitów	8'50— 9'00 „
„ psammitowy barwy zielonawej	9'00—14'50 „
„ psammitowy barwy zielonawej (gruboziarnisty)	14'50— 15'50 „
„ pelitowy barwy wiśniowej z wkładkami drobnoziarnistej odmiany psammitowej	15'50—16'00 „
„ psammitowy barwy zielonawo-czerwonej . .	16'00—20'00 „

W powyższem zestawieniu, jak widzimy, występuje jedynie odmiana psammitowa i pelitowa. Uderza brak odmiany zlepieńcowej, która została poznana w płytkich studniach. Na tej podstawie możemy wnioskować, iż tworzy ona jedynie nieregularne skupienia wśród innych odmian tufu, występując niemal bezpośrednio pod pokrywą bazaltową.

Szczegółowych profilów studni nie zdołano ustalić ze względu na ciągły dopływ wody w czasie wykonywania ziemnych robót. Wykorzystano jedynie materiał leżący na hałdzie, wśród którego przeważał tuf zlepieńcowy. Głębokość wykopanych studzien wynosiła od 2 do 4 m.

W dotychczasowej literaturze¹⁾ niejednokrotnie zwracano uwagę na różnice, jakie się zaznaczają wśród elementów składowych tufów wulkanicznych w Berestowcu. Praca ta ma na celu ich ściśle scharakteryzowanie. Niewątpliwie stosunkowo duże rozmiary składników tufu zlepieńcowego pozwalają na specjalne opracowanie, to przecież i wśród pozostałych odmian możemy ustalić pewne charakterystyczne cechy.

¹⁾ 1. c. (Tokarski, Małkowski, Kamiński).

Składniki odmiany zlepieńcowej.

Za podstawę do badań tufów zlepieńcowych wzięto kilka brył, wydobytych ze studni w głównym kamieniołomie w Berestowcu. Wśród tufów zlepieńcowych uderzają nas przede wszystkim duże różnice w wielkości składników. Występują bryły o średnicy 15 cm, niekiedy znów ich rozmiary spadają do średnicy poniżej 0.50 mm. Drobne okruchy są z reguły otoczone, większe posiadają formy ostrokrawędziste, lub częściowo otoczone.

Elementy składowe odmiany zlepieńcowej należą z reguły do skał wulkanicznych. Wśród składników osadowych znaleziono jedynie kilka okruchów krzemieni, barwy czarnej lub brunatnej.

W wyglądzie makroskopowym uderzają nas dwa zasadnicze typy skał wulkanicznych, różniące się między sobą zabarwieniem. Pierwszy typ skały posiada barwę ciemno- lub jasno-szarą, drugi typ odznacza się barwą brunatną (rdzawą). Jest rzeczą uderzającą, iż drugi typ skał występuje jedynie w drobnych okruchach, zawsze dokładnie otoczonych. Mimo specjalnych poszukiwań nie zdołano go odnaleźć wśród większych elementów. Typ skały o zabarwieniu szarem występuje we wszystkich możliwych rozmiarach, tworząc pełną skalę od dużych brył do bardzo drobnych okruchów.

Mikroskopowo możemy potwierdzić istnienie dwóch typów skalnych, różniących się między sobą przede wszystkim strukturą. Zdołano ponadto wydzielić pod względem strukturalnym trzeci typ, wprawdzie słabo reprezentowany, to jednak charakterystyczny.

Wśród powyższych typów zaznaczają się pewne różnice, które będę się starał podkreślić przy szczegółowym opisie poszczególnych otoczków.

Część szczegółowa.

Otoczak Nr. 1.

Makroskopowo skała ta ma wygląd bazaltu. Jest ciemnoszara, prawie czarna. Tekstura skały jest gąbczasta, względnie migdałowcowa.

Mikroskopowo stwierdzić możemy strukturę intersertalną. W składzie mineralnym wysuwają się na plan pierwszy skalenie, tlenki żelaza i szkliwo. Wśród skaleni możemy obserwować zarówno plagioklasy jak i skalenie potasowe. Te ostatnie występują w skale stosunkowo w nieznacznej ilości.

Plagjoklazy tworzą listewki, polisyntetycznie zbliżnione wedle prawa albitowego, rzadziej wedle prawa periklinowego i karlsbadzkiego. Niektóre większe listewki wykazują budowę pasową, jest ona jednakże naogół słaba i niewyraźna. Wielkość plagjoklazów jest zmienna. Mamy przejścia od okruchów bardzo drobnych, submikroskopowych rozmiarów do listewek dużych, z których największy wykazał 1 mm długości.

Pomiar znikania światła wykonany na trzech okruchach, w przekroju prostopadłym do P i M wykazał wartość od 22 do 24°, co odpowiada $Ab_{64}An_{36}$ — $Ab_{61}An_{39}$.

Plagjoklazy należą więc do ogniwa kwarsowego andezynu.

Skalenie potasowe naogół zrostów bliźniaczych nie posiadają. Tu i ówdzie możemy zauważyć zrosty karlsbadzkie. Ze względu na zbyt drobne okruchy skaleni potasowych, nie można było oznaczyć kąta osi optycznych. Jest on jednak mały, z czego możemy wnosić, iż mamy tutaj do czynienia z sanidynem.

Tlenki żelaza występują w skale licznie, będąc nierównomiernie rozrzucone w szlifie. Są one wykształcone pod postacią idjomorfowych, zupełnie świeżych kryształów, bądź jako nieregularne okruchy.

Trzecim głównym składnikiem jest jasno-brunatna masa, reagująca na światło spolaryzowane. Niekiedy jest ona mętna i nieprzeźroczysta z powodu nagromadzenia się drobnych mikrolitów, wśród których przeważają magnetyt i ilmenit.

Masę powyższą możemy zdefiniować jako z dewitryfikowane (odszklone) szkliwo.

W skale tej możemy ponadto obserwować pseudomorfozy po dużych osobnikach skaleni, wypełnione wtórnie kwarcem.

W ilościowym składzie mineralnym najważniejszą rolę odgrywają skalenie, których ilość wynosi tutaj 68·35%. Szkliwo wulkaniczne występuje w ilości 23·21% tlenki żelaza w ilości 8·44% obj.

Analiza chemiczna.

	% wag.	stos. mol. × 1000	Normatywny skład mineralny.
SiO ₂	63·39	1056	
Al ₂ O ₃	14·15	139	%
Fe ₂ O ₃	5·51	34	kw 31·56
FeO	2·32	32	or 14·46

Do przeniesienia 85·37

	% wag.	stos. mol. $\times 1000$	Normatywny skład mineralny. %
Z przeniesienia	85·37		
MnO	0·62	9	
MgO	0·72	18	ab 17·29
CaO	4·91	88	an 21·96
Na ₂ O	2·06	33	kor 0·10
K ₂ O	2·46	26	hy (MgSiO ₃) 1·80
+ H ₂ O	0·76	42	mt 3·94
— H ₂ O	0·40	22	ilm 3·65
TiO ₂	1·89	24	hem 2·72
P ₂ O ₅	0·47	3	ap 1·01
CO ₂	—		woda 1·16
Suma	99·66		

Parametry magmowe:

(I)II. (3)4. 3". 3.

Nr. 2.

Barwa skały jest szara, a tekstura masywna, zbita.

W mikroskopie widzimy, iż ogólny wygląd szlifu przypomina nam skałę, oznaczoną, jako Nr. 1.

W składzie mineralnym zaznaczają się i tutaj skalenie oraz tlenki żelaza. Listewki skaleni są jednakże mniejsze. Ich przeciętna długość wynosi 0·10 mm. Skalenie należą bądź do plągjoklazów, bądź do skaleni potasowych (sanidynów). Sanidyny jednakże w skale tej występują w większej ilości, odpowiadając w ilościowym składzie mineralnym mniej więcej plągjoklazom.

Zaznacza się tutaj również nieco większa ilość tlenków żelaza (10·05% obj.). Tworzą one bądź idjomorfowe ziarna, bądź są rozrzucone w szlifie pod postacią bardzo delikatnego pyłu.

Analiza chemiczna.

	% wag.	stos. mol. $\times 1000$	Normatywny skład mineralny. %
SiO ₂	55·07	918	kw 2·46
Al ₂ O ₃	15·42	151	or 34·47
Fe ₂ O ₃	8·38	52	ab 35·63
FeO	1·81	25	an 5·84
MnO	0·59	8	
MgO	1·09	27	di { CaSiO ₃ 3·13 MgSiO ₃ 2·70

Do przeniesienia 82·36

	% wag.	stos. mol. × 1000	Normatywny skład mineralny.	
				%
Z przeniesienia	82·36		wo	0·12
CaO	3·60	64	mt	4·18
Na ₂ O	4·22	68	ilm	2·28
K ₂ O	5·86	62	hem	5·34
+ H ₂ O	1·42	79	ap	1·01
— H ₂ O	1·08	60	kc	0·60
TiO ₂	1·20	15	woda	2·50
P ₂ O ₅	0·35	3		
CO ₂	0·24	6		
Suma	100·33		Parametry magmowe:	
			II. 5. (1) 2. 3.	

Nr. 3. W wyglądzie makroskopowym skała ta, wśród otoczków barwy szarej, przedstawia typ najjaśniejszy. Stoi to w związku z małą stosunkowo ilością tlenków żelaza. Nie tworzą one tutaj większych okruchów, jakie śledziliśmy w uprzednio opisywanych skałach, a występują jedynie razem ze szkliwem. To ostatnie jest jakby przetkane pyłem magnetytowym. Struktura skały jest intersertalna.

Wśród skaleni przeważają sanidyny. Odznaczają się one plamistą strukturą, co pozostaje w związku z nierównomiernym rozmieszczeniem drobin albitowych. Na cechę tę zwrócił uwagę prof. Tokarski¹⁾, opisując sanidyn z otoczków sanidynitowych w Berestowcu.

Ich charakter optyczny jest odjemny. Kąt osi optycznych jest bardzo mały, $2V = 4-6^\circ$. Kąt znikania światła na ścianie M (010) $x:a = 5-7^\circ$.

Plagjoklazy występują obok skaleni potasowych, lecz są słabiej reprezentowane. Należą one do kwaśnego andezynu.

Przeciętna wielkość listewek skaleni wynosi $0\cdot10\text{ mm} \times 0\cdot03\text{ mm}$. Niekiedy występują większe osobniki o średnich rozmiarach $0\cdot50\text{ mm} \times 0\cdot10\text{ mm}$.

Z minerałów wtórnych w skale Nr. 3 występuje ponadto chloryt. Ilość jego jest jednak ograniczona do kilku luk widocznych w szlifie mikroskopowym.

¹⁾ J. Tokarski. O sanidynie w Berestowcu na Wołyniu. Kosmos, T. 53. Lwów 1929.

Analiza chemiczna.

	% wag.	stos. mol. × 1000	Normatywny skład mineralny. %
SiO ₂	51·86	864	or. 29·47
Al ₂ O ₃	19·99	196	ab. 20·96
Fe ₂ O ₃	4·41	28	an 25·85
FeO	0·66	9	ne 2·84
MnO	0·20	3	di { CaSiO ₃ 2·67 MgSiO ₃ 2·30
MgO	0·90	23	
CaO	10·17	182	wo 6·38
Na ₂ O	3·11	50	mt 0·46
K ₂ O	5·01	53	ilm 1·52
+ H ₂ O	0·41	23	hem 4·16
— H ₂ O	2·10	117	kc 1·10
TiO ₂	0·76	10	woda 2·51
P ₂ O ₅	0·05	—	
CO ₂	0·46	11	
Suma	100·09		Parametry magmowe: "II. 5. 3. 3.

Nr. 4.

Otoczak ten ogólnym wyglądem najbardziej zbliża się do skały Nr. 3. Struktura skały jest intersertalna. Wśród skaleni przeważają skaleni potasowe.

Cechą charakterystyczną dla tej skały jest występowanie oliwinu, względnie pseudomorfoz po oliwinie. Minerale ten ogranicza się jednak zaledwie do kilku bardzo drobnych ziarn, widocznych w szlifie.

Analiza chemiczna.

	% wag.	stos. mol. × 1000	Normatywny skład mineralny. %
SiO ₂	50·11	835	kw 6·42
Al ₂ O ₃	15·20	149	or 31·69
Fe ₂ O ₃	11·16	70	ab 15·20
FeO	2·61	36	an 17·51
MnO	0·20	3	di { CaSiO ₃ 1·28 MgSiO ₃ 1·10
MgO	2·98	75	
CaO	4·61	82	hy (MgSiO ₃) 6·40

Do przeniesienia 86·87

	% wag.	stos. mol. × 1000	Normatywny skład mineralny.	
			%	
Z przeniesienia	86·87			
Na ₂ O	1·79	29	mt	4·41
K ₂ O	5·39	57	ilm	3·04
+ H ₂ O	1·95	108	hem	8·16
— H ₂ O	2·20	122	ap	0·34
TiO ₂	1·60	20	kc	0·50
P ₂ O ₅	0·14	1	woda	4·15
CO ₂	0·21	5		
<hr/> Suma	<hr/> 100·15		Pametry magmowe: II. "5. "3. 2".	

Nr. 5.

W skale tej należy podkreślić dominującą rolę sanidynu wśród skaleni oraz występowanie pseudomorfoz po oliwinie.

Zaznaczają się tutaj jednak pewne swoiste cechy skały. Wśród dotychczas nienotowanych minerałów wtórnych należy wymienić kalcyt. Pozatem w skale tej występuje substancja krystaliczna, wypełniona mniej lub więcej obcemi elementami, jak skalenie, kwarc i t. d. Stwierdzono ponad wszelką wątpliwość (zwrócił na to uwagę prof. Tokarski), iż jest to substancja fosforytowa. (Tabl. II. Fot. 3 i 4). Występuje ona niekiedy w towarzystwie chlorytu, niekiedy znów razem z agregatowym kwarcem. Fosforyty są barwy jasno-brunatnej lub szarej, niekiedy barwy ciemno-brunatnej z powodu zanieczyszczenia wodorotlenkami żelaza. Są one, jak wspomniałem, w całości krystaliczne. Odmiany bezpostaciowej wśród fosforytów, mimo usilnych poszukiwań, nie zdołano odnaleźć.

Występowanie substancji fosforytowej w skale Nr. 5 zostało potwierdzone przy pomocy analizy chemicznej, która wykazała ilość P₂O₅ = 2·41%.

Problemem występowania fosforytów w opisywanych otoczkach, a przede wszystkim ich wartością jako wskaźnika geologicznego, zajmę się w osobnym rozdziale. Tutaj jedynie stwierdzę, iż nie są one w naszych otoczkach rzadkością. Są one ściśle związane ze skałami barwy szarej, o strukturze intersertalnej. Wśród szlifów, którymi dysponowałem w pracy, zdołano wielokrotnie wyróżnić substancję fosforytową.

Analiza chemiczna.

	% wag.	stos. mol. × 1000	Normatywny skład mineralny. %	
SiO ₂	47·22	787	kw	6·54
Al ₂ O ₃	13·20	129	or	32·25
Fe ₂ O ₃	10·63	66	ab	11·00
FeO	2·72	38	an	13·90
MnO	0·24	3	di	{ MgSiO ₃ 2·60 CaSiO ₃ 3·02
MgO	3·02	76		
CaO	7·86	140	hy(MgSiO ₃)	5·00
Na ₂ O	1·31	21	mt	5·57
K ₂ O	5·41	58	ilm	2·58
+ H ₂ O	2·19	122	hem	6·72
— H ₂ O	2·15	119	ap	5·71
TiO ₂	1·37	17	kc	1·30
P ₂ O ₅	2·41	17	woda	4·34
CO ₂	0·57	13	Parametry magmowe :	
Suma	100·30		II". (4) 5. (2) 3. 2.	

Nr. 6.

Barwa skały jest ciemno-szara o odcieniu brunatnym. Tekstura skały jest gąbczasta, względnie migdałowcowa.

Od opisywanych skał różni się tem, iż zaznacza się tutaj większa ilość chlorytu oraz pseudomorfoz po oliwinie, wypełnionych serpentynem. Również tlenki żelaza i szkliwo występują w większej ilości.

Wśród skaleni przeważają sanidyny o analogicznych cechach, które poprzednio zostały podane. Plagjoklasy są stosunkowo nielicznie reprezentowane i należą z reguły do andezynu.

Stosunki ilościowe minerałów, obliczone metodą Rosiwala, przedstawiają się następująco: skalenie 26·42%, tlenki żelaza i szkliwo 51·24%, chloryt 11·18%, oliwin 4·58% i substancja fosforytowa 6·58%.

Podobnie do skały Nr. 5. zdołano i tutaj stwierdzić chemicznie większą ilość kwasu fosforowego (2·06%), która żadną miarą nie może być związana w pierwotny, magmowy apatyt. Potwierdzają to w zupełności badania mikroskopowe.

Analiza chemiczna.

	% wag.	stos. mol. × 1000	Normatywny skład mineralny.	
				%
SiO ₂	44·79	747	kw	7·80
Al ₂ O ₃	17·20	169	or	27·24
Fe ₂ O ₃	8·69	54	ab	12·58
FeO	2·68	37	an	11·12
MnO	0·26	4	kor	5·71
MgO	3·97	99	hy (MgSiO ₃)	9·90
CaO	5·31	95	mt	3·02
Na ₂ O	1·49	24	ilm	4·26
K ₂ O	4·62	49	hem	6·56
+ H ₂ O	3·32	184	ap	5·04
— H ₂ O	3·04	169	kc	1·00
TiO ₂	2·26	28	woda	6·36
P ₂ O ₅	2·06	15		
CO ₂	0·43	10		
Suma	100·12		Parametry magmowe:	
			II. (4)5. 2(3). 2''.	

Nr. 7.

Skąła ta jest barwy jasno-brunatnej. Ujawnia ona wybitnie strukturę porfirową. Wśród prakryształów uwydatniają się przede wszystkim skalenie. Występują tutaj zarówno plagioklasy, jak i skalenie alkaliczne.

Plagioklasy odznaczają się zrostami bliźniaczemi wedle prawa albitowego, periklinowego i karlsbadzkiego. Wykazują one naogół budowę pasową. Kąt znikania światła w przekroju prostopadłym do a (P i M) wynosi w jądrze 24°, na obwódce 19°, co odpowiada Ab₆₁ An₃₉ i Ab₆₇ An₃₃. Plagioklaz należy więc do ogniwa kwaśnego andezynu. Nielicznie występują plagioklasy (zwłaszcza mniejsze prakryształy), które wykazują kąt znikania światła w przekroju prostopadłym do P i M nieco mniejszy, a mianowicie 15°, co odpowiada przejściu od zasadowego oligoklazu do kwaśnego andezynu.

Sanidyny odznaczają się odjemnym charakterem optycznym. Kąt osi optycznych bardzo mały, niekiedy spada do zera. Kąt znikania światła na ścianie M (010), $x:a = 7^\circ$. Zrostów bliźniaczych sanidyny nie wykazują. Tworzą one prakryształy różnej wielkości o pokroju listewkowym lub tabliczkowym. Niekiedy są one zresorbowane.

Prócz powyższych skaleni występują w skale odmiany, z reguły zresorbowane, jednakże posiadające ogólny pokrój rombowy. Charakteryzują się one bardzo delikatnymi prążkami, zbliżnionymi wedle prawa albitowego i periklinowego, skutkiem czego przypominają nam mikrokliny. Ich współczynniki załamania światła mniej więcej odpowiadają balsamowi kanadyjskiemu. Charakter optyczny tych skaleni jest odjemny. Przy pomocy stolika uniwersalnego oznaczono kąt osi optycznych $2V = 58-60^\circ$. Płaszczyzna osi optycznych jest prostopadła do ściany (010). Dwusieczna α jest nachylona do ściany (010) pod kątem $3^\circ 30'$.

Kąty znikania światła w pasie symetrycznym, w przekroju bliskim β ($\alpha:010$) wynoszą około $2^\circ 30'$, w przekroju bliskim α ($\beta:010$) około 12° .

Na podstawie tych cech możemy powyższe skalenie określić jako anortoklazy. (Tabl. II. Fot. 1).

Od dotychczas poznanych anortoklazów różnią się one stosunkowo dużym kątem osi optycznych.

Wśród prakryształów występuje ponadto akcesorycznie kwarciec.

Chloryt znajdujemy bądź w szczelinach skały, bądź w formie pseudomorfoz po skaleniach, zwłaszcza plagjoklazach. (Tabl. I., Fot. 6.). Kalcyt wypełnia również szczelinki i wolne luki w skale.

Ciasto skalne przedstawia nam masę brunatną. Niekiedy uwydatnia się tutaj struktura implikacyjna, polegająca na występowaniu drobnych okruchów skalenia potasowego, najprawdopodobniej sanidynu i kwarcu w formie zrostów granofirowych. (Tabl. II, Fot. 2).

Obliczony metodą planimetryczną stosunek skalenia do kwarcu wykazał, iż pierwszy minerał występuje w ilości 73.08% obj., drugi — w ilości 26.92% . Wartości te odpowiadają mieszaninie eutektycznej tych dwóch minerałów, która obliczona z szeregu analiz chemicznych kwaśnych skał magmowych, jak granitów i porfirów kwarcowych, wykazała stały stosunek 74% ortoklazu i 26% kwarcu ¹⁾.

W cieście skalnem występują niekiedy mikrolity tlenków żelaza oraz bliżej nieokreślonych minerałów femicznych, które prawdopodobnie należy zaliczyć do piroksenów.

W skałach typu porfirowego, w przeciwieństwie do odmian o strukturze intersertalnej, uderza brak konkrety fosforytowych.

¹⁾ H. E. Becke — W. Eitel. Grundlagen der physikalisch-chemischen Petrographie. Berlin 1923, str. 227. (O Mügge, N. J. f. Miner. Beil. Band. 16. 1903).

Otoczaki skał o strukturze porfirowej są licznie reprezentowane wśród elementów składowych odmiany zlepieńcowej tufów berestowieckich. Występują one jednak w formie drobnych okruchów, nieprzekraczających wielkości grochu. Nastęrczały się trudności w uzyskaniu odpowiedniego materiału do analizy chemicznej. W rezultacie wzięto kilkadziesiąt drobnych okruchów, które uprzednio badano, czy istotnie jednemu typowi skały odpowiadają. Uzyskano w ten sposób średnią, z której wykonano analizę chemiczną.

Analiza chemiczna.

	% wag.	stos. mol. × 1000	Normatywny skład mineralny.
SiO ₂	49·08	818	kw 8·34
Al ₂ O ₃	14·96	147	or 39·48
Fe ₂ O ₃	17·07	107	ab 16·77
FeO	0·84	12	an 4·17
MnO	ślad		kor 2·96
MgO	1·22	31	hy (MgSiO ₃) 3·10
CaO	1·37	25	mt 0·23
Na ₂ O	2·01	32	ilm 1·67
K ₂ O	6·70	71	hem 16·96
+ H ₂ O	3·64	202	kc 1·00
— H ₂ O	1·98	110	woda 5·62
TiO ₂	0·88	11	
P ₂ O ₅	0·05		Parametry magmowe:
CO ₂	0·44	10	II. (4)5. (1)2. 2.
<hr/> Suma 100·24			

Nr. 8.

Skała jest barwy ciemno-brunatnej, rdzawej. W szlifie obserwujemy czarną masę, nie reagującą na światło spolaryzowane, wśród której wyróżnia się jedynie substancja chlorytowa. Możemy ponadto zauważyć w szlifie partję, która odznacza się strukturą felzytową. W tej części szlifów występują licznie mikrolity minerałów jasnych, wykształconych w formie listewek, najprawdopodobniej należących do skaleni.

Cała skała przepojona jest wodorotlenkami żelaza, co w znacznej mierze utrudnia przeprowadzenie ściślejszych obserwacji mikroskopowych.

Ogólny wygląd skały zdaje się przemawiać za wnioskiem, iż mamy tutaj do czynienia ze szkliwem, silnie przeobrażonym.

Analiza chemiczna.

	% wag.	stos. mol. × 1000	Normatywny skład mineralny.
SiO ₂	38·27	638	kw 10·50
Al ₂ O ₃	13·02	128	or 18·35
Fe ₂ O ₃	30·58	191	ab 9·96
FeO	1·93	27	an 13·62
MnO	ślad		kor 2·75
MgO	2·13	53	hy (MgSiO ₃) 5·30
CaO	3·50	63	mt 0·23
Na ₂ O	1·15	19	ilm 3·95
K ₂ O	3·14	33	ap 0·34
+ H ₂ O	2·54	141	hem 30·40
— H ₂ O	1·19	66	kc 1·10
TiO ₂	2·04	26	woda 3·73
P ₂ O ₅	0·10	1	
CO ₂	0·46	11	Parametry magmowe:
Suma	100·05		"III. 4. 3. 2(3).

Nr. 9.

Barwa skały jest ciemno-szara. Tekstura zbita, masywna.

Mikroskopowo możemy skałę tę określić jako szkliwo barwy ciemno-szarej, przetkane tlenkami żelaza. Odznacza się ona teksturą potokową. Szkliwo to reaguje na światło spolaryzowane, dlatego musimy je uważać za zdewitryfikowane. Niekiedy wśród masy szklistej występują większe prakryształy skaleni oraz akcesorycznie apatyt.

Wśród otoczków znaleziono zaledwie jeden okruch, który należał do tego typu skały. Brak większej ilości materiału był powodem, iż skała powyższa nie mogła być zanalizowana.

Część ogólna.

Szczegółowe badania skał wykazały pewne charakterystyczne różnicowanie strukturalne wśród opisywanych elementów składowych odmiany zlepieńcowej tufów berestowieckich.

Możemy wydzielić trzy zasadnicze typy skał:

1. Skały o strukturze intersertalnej. (Tabl. I. Fot. 1—3). Wyglądem przypominają one bazyalty. Szczegółowo zostały one opisane pod Nr. 1—6. W ich składzie mineralnym uwydatniają się przede wszystkim skalenie, należące bądź do plagioklazów (andezynów), bądź do sanidynów. Z innych minerałów wyróżniają się tlenki żelaza oraz szkliwo, zazwyczaj zdewitryfikowane. Z minerałów wtórnych występuje chloryt i kalcyt.

Cechą charakterystyczną większości skał tego typu jest występowanie kongrecyj fosforytowych, jako obcego elementu.

Różnice między poszczególnymi skałami tej grupy zaznaczają się przede wszystkim w wielkości ziarn poszczególnych minerałów, wreszcie w ilościowym stosunku między nimi.

Dalsze różnice polegają na występowaniu oliwinu, względnie pseudomorfoz po oliwinie, wypełnionych wtórnie serpentynem. W związku z tem możemy podzielić pierwszą grupę skał na odmianę oliwinową i bezoliwinową. Możemy jednak uchwycić pewne stopniowanie istniejące między temi odmianami. W skałach Nr. 4 i 5 oliwiny występują jedynie akcesorycznie, w skale Nr. 6 ilość oliwinu wynosi już 4·58% obj.

Wymienione odmiany innemi własnościami nie różnią się od siebie. Ich struktura oraz pozostały skład mineralny wykazują te same cechy mikroskopowe.

2. Skały o strukturze porfirowej. (Tabl. I. Fot. 4). Skały te odznaczają się podwójną fazą krystalizacji magmy. Szczegółowo zostały one opisane przy omawianiu skały Nr. 7.

W składzie mineralnym i tutaj występują plagioklasy (andezyny), sanidyny, tlenki żelaza oraz chloryt. Z innych minerałów, nieznanych w pierwszym typie skał, zasługuje na uwagę anortoklaz oraz akcesoryczny kwarc.

Jest rzeczą uderzającą, iż skały o strukturze porfirowej nie mają kongrecyj fosforytowych, tak licznie spotykanych w skałach o strukturze intersertalnej.

3. Skały o strukturze wicrofirowej. (Tabl. I. Fot. 5). Odznaczają się one teksturą potokową. Są one przetkane tlenkami żelaza, niekiedy w takim stopniu, iż ogólne tło skały jest ciemne. I tutaj zaznacza się podwójna faza krystalizacji magmy. Wśród

prakryształów występują skalenie oraz akcesorycznie apatyt. Ciasto skalne przedstawia się jako szkliwo zdewitryfikowane.

Do trzeciego typu skał należy opisany otoczek Nr. 9 oraz najprawdopodobniej otoczek Nr. 8. Ten ostatni jest w wysokim stopniu przepojony wodorotlenkami żelaza, co w znacznej mierze utrudnia obserwację mikroskopową.

W skałach o strukturze wicrofirowej nie zauważono również konkrecyj fosforytowych.

Analiza mikroskopowa wszystkich skał pozwala nam ustalić przede wszystkim pierwszą zasadę, iż ich skład mineralny jest bardzo podobny. Zaznaczają się jedynie drobne różnice. W skałach o strukturze intersertalnej występuje niekiedy oliwin, w skałach o strukturze porfirowej zaznacza się akcesoryczne występowanie kwarcu.

Na podstawie badań mikroskopowych możemy wyprowadzić wniosek, iż wszystkie otoczki z tufów berestowieckich (odmiany zlepieńcowej) należą do tego samego szeregu skalnego, a różnice odnoszą się jedynie do wykształcenia strukturalnego, co stoi w związku z mniej lub więcej powolnym krzepnięciem magmy oraz do drobnych różnic w składzie mineralnym, spowodowanym dyferencjacją magmową.

Do ściślejszych wyników możemy dojść na podstawie analiz chemicznych. W części szczegółowej zostały podane przy opisie poszczególnych skał analizy chemiczne oraz normatywny skład mineralny, obliczony metodą C. I. P. W.

Zwróćmy uwagę najpierw na normatywny skład mineralny. Pomijając wysoką wartość dla apatytu w skałach, w których mikroskopowo obserwujemy substancję fosforytową, uderza nas w normatywnym składzie mineralnym pozycja hematytu, która n. p. w skale Nr. 7. wynosi 16·96%, a w skale Nr. 8. — 30·40%. Te duże wartości pozwalają nam sądzić, iż hematyt nie powstał na miejscu z przeobrażenia magnetytu, lecz był on z zewnątrz wtórnie infiltrowany. Dokumentem na to może być poniekąd fakt, iż nie tylko otoczki, lecz cały kompleks tufów przepojony jest wodorotlenkami żelaza, które w normatywnym składzie mineralnym ukrywają się pod pozycją hematytu i wody. Nie można sobie wyobrazić, by ta duża ilość wodorotlenków mogła powstać jedynie z przeobrażenia magnetytu i ilmenitu, zawartego w otoczkach.

Tezę o infiltracji żelaza z zewnątrz możemy również do

pewnego stopnia uzasadnić brakiem jakiegoś stałego stosunku między magnetytem i ilmenitem z jednej, a hematytem z drugiej strony. Ze wzrostem ilości hematytu w składzie normatywnym niezawsze zaznacza się ubytek magnetytu i ilmenitu.

W rezultacie musiano odpowiednią ilość żelaza trójwartościowego wyeliminować z analiz chemicznych. Za podstawę wzięto hematyt z normy amerykańskiej i jemu odpowiadającą ilość Fe_2O_3 odliczono w analizach chemicznych.

Równocześnie z żelazem trójwartościowym odliczono CaO , odpowiadające kalcytowi oraz wodę. W skałach, w których występuje substancja fosforytowa, odliczono również P_2O_5 .

Nie mając ustalonego kryterjum dla określenia ilości kwasu fosforowego, związanego w pierwotny, magmowy apatyt, przyjęto za podstawę do obliczeń średnią wartość P_2O_5 , uzyskaną z przeliczenia pozostałych analiz.

Analizy chemiczne przeliczone w wyżej wspomniany sposób zostały przedstawione w załączonej tabeli. Uwzględniono tutaj również analizę chemiczną sanidynitu, wykonaną przez prof. Tokarskiego. Dla uzyskania jednolitego obrazu została ona w analogiczny sposób przeliczona. Wyeliminowano z niej hematyt, kalcyt oraz piryty, który w sanidynicie został stwierdzony.

Analizy chemiczne okazują pewną charakterystyczną zmienność. Uderzają nas przede wszystkim różnice w pozycjach wapnia, sodu i potasu. Pozostaje to w związku ze zmienną ilością plagioklazów i skałeni potasowych. Odbiega zwłaszcza sanidynit z niezwykle wysoką pozycją potasu (K_2O —11·90%) i niską sodu (Na_2O —0·82%). Świadczy to o dużym nagromadzeniu w skale skałeni potasowego, co podkreślił prof. Tokarski w opisach mikroskopowych.

Dużym wahaniom podlega również glinka oraz żelazo, zarówno trój-, jak i dwuwartościowe, wreszcie magnezja. Niestąla pozycja magnezji uzależniona jest zmienną ilością chlorytu, co także możemy mikroskopowo potwierdzić.

Przechodząc do wniosków, które możemy wyprowadzić na podstawie analiz chemicznych, nadmienię, iż będę się posługiwał, dla ułatwienia dyskusji, ogólnie przyjętymi metodami, a więc projekcją Beckego, wykresem Niggliego oraz parametrami amerykańskimi. Wartości projekcyjne i parametry zostały obliczone na podstawie odpowiednio przeliczonych analiz chemicznych, z których wyeliminowano hematyt, kalcyt i apatyt (fosforyt).

Tabela analiz chemicznych ¹⁾.

	Nr. 1.	Nr. 2.	Nr. 3.	Nr. 4.	Nr. 5.	Nr. 6.	Nr. 7.	Nr. 8.	sani- dynit.
p r o c e n t y w a g o w e									
SiO ₂	66·24	60·02	56·12	57·34	57·03	54·77	63·98	59·04	62·79
Al ₂ O ₃	14·79	16·81	21·63	17·39	15·94	21·03	19·50	20·09	17·75
Fe ₂ O ₃	2·84	3·14	0·35	3·48	4·64	2·54	0·21	0·25	1·40
FeO	2·42	1·97	0·71	2·99	3·28	3·27	1·10	2·98	1·44
MnO	0·65	0·64	0·22	0·23	0·29	0·32	—	—	0·30
MgO	0·75	1·19	0·97	3·41	3·65	4·85	1·59	3·29	0·93
CaO	5·13	3·55	10·33	4·95	5·15	2·74	1·06	4·44	1·04
Na ₂ O	2·15	4·60	3·37	2·05	1·59	1·83	2·62	1·77	0·82
K ₂ O	2·57	6·39	5·42	6·17	6·53	5·65	8·73	4·84	11·90
TiO ₂	1·97	1·31	0·82	1·83	1·66	2·76	1·15	3·15	1·25
P ₂ O ₅	0·49	0·38	0·06	0·16	0·24	0·24	0·06	0·15	0·38
s t o s u n k i m o l e k u l a r n e × 1000.									
SiO ₂	1104	1000	935	956	951	913	1066	984	1047
Al ₂ O ₃	145	165	212	171	156	206	191	197	174
Fe ₂ O ₃	18	20	2	22	29	16	1	2	9
FeO	34	27	9	42	46	45	15	41	20
MnO	9	9	3	3	4	5	—	—	4
MgO	19	30	24	85	91	121	40	82	23
CaO	92	63	185	88	92	49	19	79	19
Na ₂ O	35	74	54	33	26	30	42	29	13
K ₂ O	27	68	58	66	70	60	93	52	127
TiO ₂	25	16	10	23	21	34	14	39	15
P ₂ O ₅	4	3	—	1	2	2	—	1	3

¹⁾ Po odliczeniu hematytu, kalcytu, fosforytów i wody, analizy prze-
liczone na 100.

Tabela wartości projekcyjnych Beckego.

	SiO ₂ % mol.	a ₀	c ₀	f ₀	f ₀ -c ₀
Nr. 1.	73·21	4·8	3·2	2·0	— 1·2
Nr. 2.	67·93	7·5	0·6	1·9	+ 1·3
Nr. 3.	62·67	5·8	2·6	1·6	— 1·0
Nr. 4.	64·20	5·4	2·0	2·6	+ 0·6
Nr. 5.	63·99	5·1	1·6	3·3	+ 1·7
Nr. 6.	61·69	5·4	1·5	3·1	+ 1·6
Nr. 7.	71·98	8·5	0·6	0·9	+ 0·3
Nr. 8.	65·38	5·3	2·6	2·1	— 0·5
Sanidynit (S)	72·16	8·4	0·6	1·0	+ 0·4

Niektóre z tych skał odznaczają się nadmiarem glinki przy przeliczaniu na wartości Beckego. Poniżej zestawiam wartości tych skał, zmodyfikowane w tym kierunku, iż nadmiar glinki został dodany do A₀ (alkaliów).

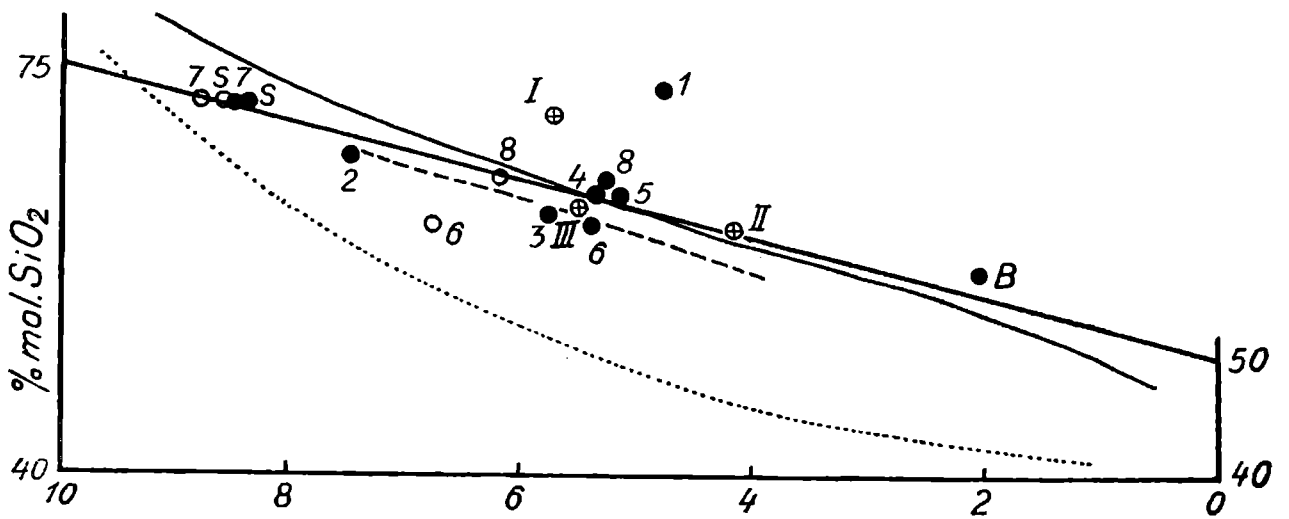
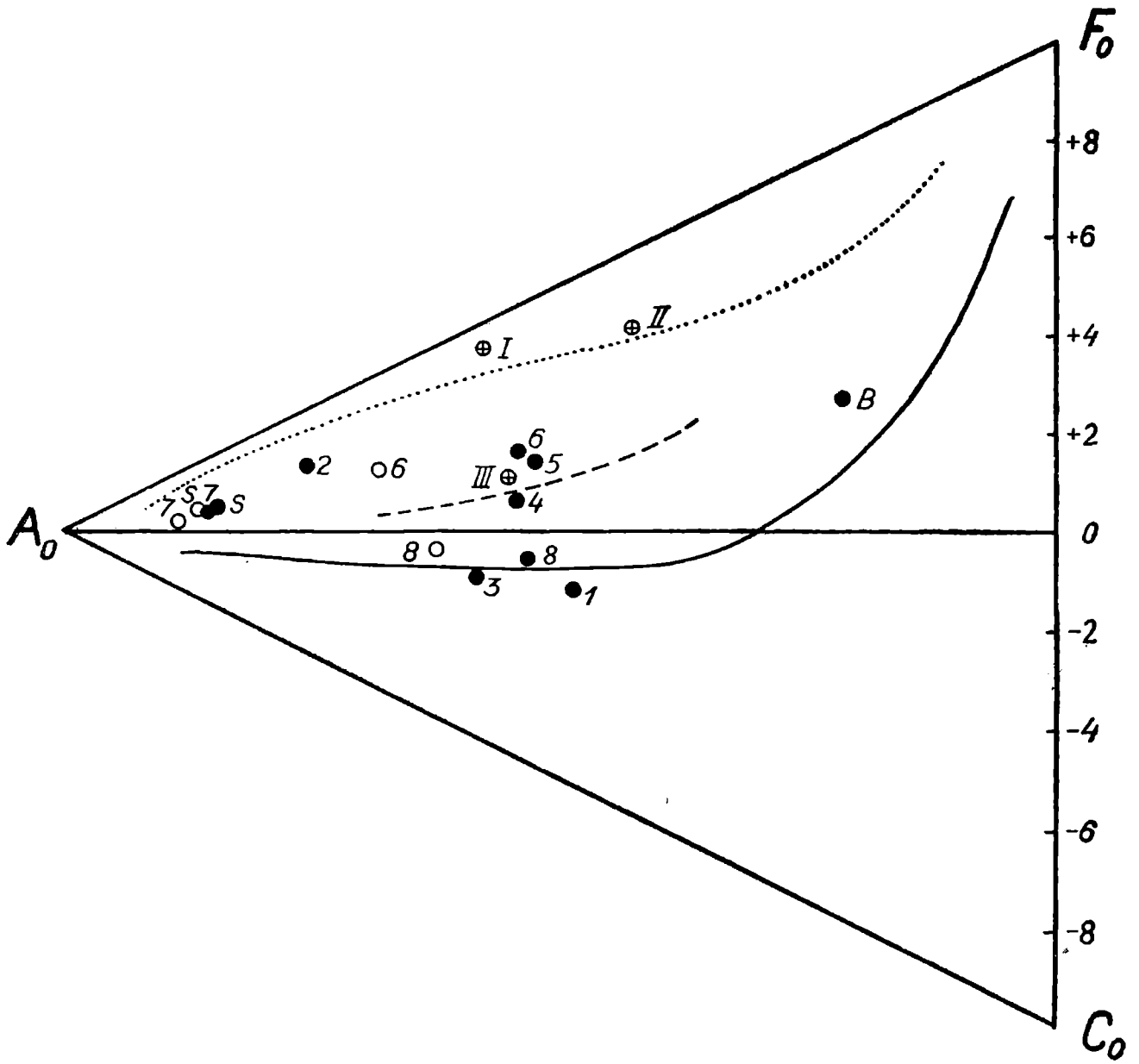
	a' ₀	c' ₀	f' ₀	f' ₀ -c' ₀
Nr. 6.	6·8	1·0	2·2	+ 1·2
Nr. 7.	8·8	0·5	0·7	+ 0·2
Nr. 8.	6·2	2·1	1·7	— 0·4
Sanidynit (S)	8·6	0·5	0·9	+ 0·4

Wykres I. przedstawia nam trójkąt Beckego, w którym pełnemi kółkami zaznaczono skały, w których nadmiar glinki przy przeliczaniu na wartości projekcyjne nie został uwzględniony. Kółkami pustemi oznaczono skały, w których nadmiar glinki został dodany do A₀.

W trójkącie Beckego wykreślono ponadto krzywe, odpowiadające w przybliżeniu trzem głównym szeregom skał magmowych. Szereg alkaliczno-wapienny (pacyficzny) reprezentuje nam linja ciągła, szereg alkaliczny (atlantycki) — linja kropkowana, a wreszcie szereg monzonitowy wyznacza nam linja przerywana.

W trójkącie Beckego punkty rozrzucone są bezładnie. Możemy jednak uchwycić pewne charakterystyczne cechy, wskazujące na zróżnicowanie się magmy. Skały Nr. 1, 3, 8 odpowiadają szeregowi alkaliczno-wapiennemu, skały Nr. 4, 5, 6 — szeregowi monzonitowemu i wreszcie pozostałe t. j. Nr. 2, 7 i sanidynit (S) zdradzają tendencję w kierunku szeregu alkalicznego.

Jeśli przyjmiemy zasadę, iż opisywane otoczaki należy odnieść do jednej erupcji magmowej, a względnie do kilku faz erupcyj-



nych, następujących w krótkim czasie po sobie, za czem przemawiają obserwacje mikroskopowe, to w trójkącie Beckego odczytamy niezwykle ciekawą cechę, iż skały te łączą w sobie właściwości wszystkich trzech szeregów magmowych, pacyficznego, atlantyckiego i monzonitowego.

Dolna część wykresu I., w której wyznaczone są procenty molekularne SiO_2 , wykazuje podobne właściwości. I tutaj widzimy zróżnicowanie punktów, bynajmniej nieodpowiadających jednemu szeregowi. Skały występują zarówno poniżej linii nasycenia krzemionki, jak i powyżej. Najcharakterystyczniej punkty układają się na linii szeregu monzonitowego, wskazując na przejściowy charakter skał między szeregiem pacyficznym i atlantyckim.

Dla porównania wyznaczono w trójkącie Beckego punkty projekcyjne dla bazaltu z Berestowca (B). Otoczaki z tufów w porównaniu z bazaltem przesunięte są znacznie w kierunku wierzchołka A_0 , świadcząc o dużych różnicach między górną, a bliżej nieznaną dolną pokrywą magmową dorzecza Horynia.

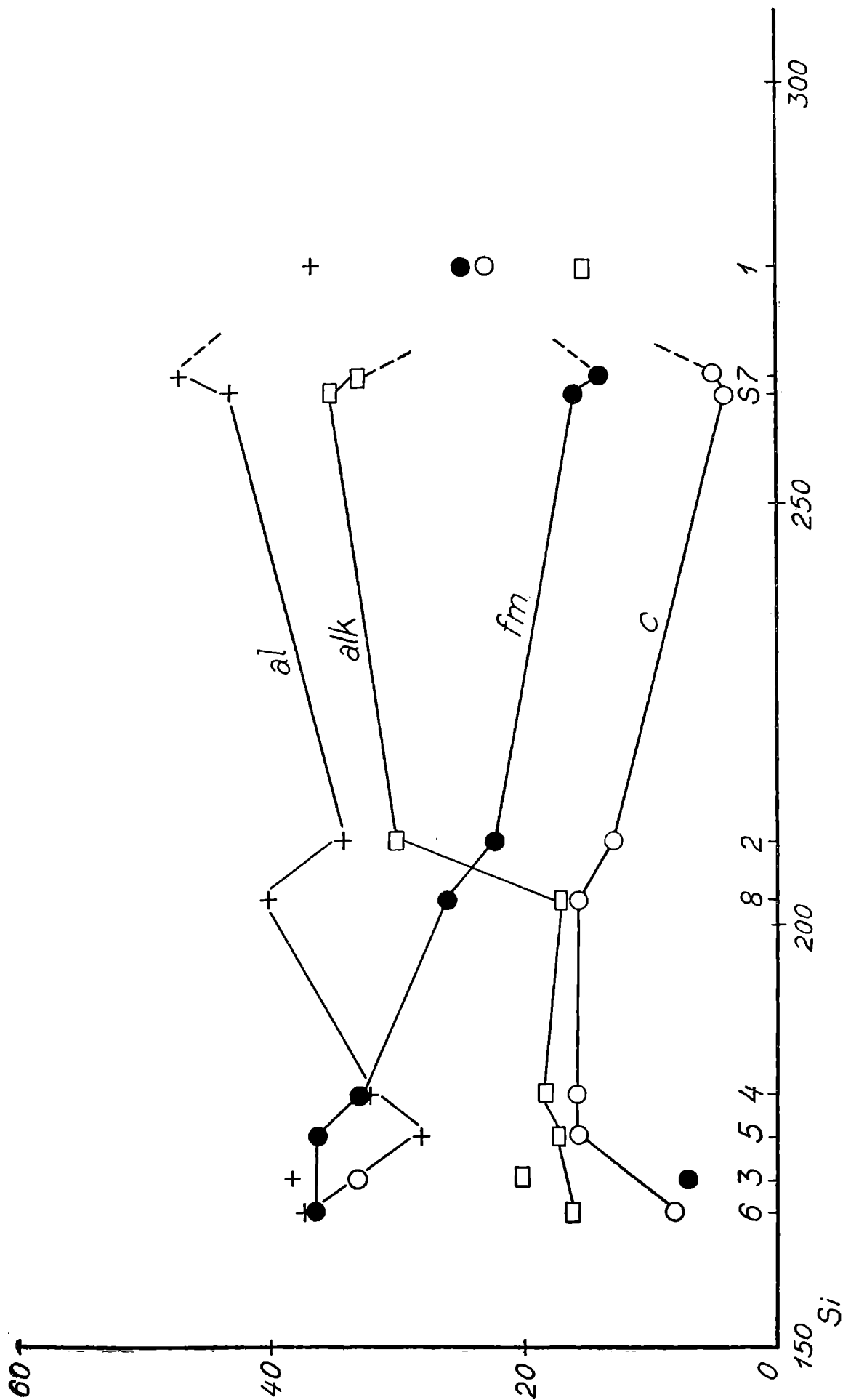
Tabela wartości projekcyjnych Niggliego.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Qz
Nr. 1.	278	36·52	24·69	23·17	15·62	0·44	0·19	0·94	+ 115·5
Nr. 2.	210	34·66	22·27	13·24	29·83	0·48	0·28	0·44	— 9·3
Nr. 3.	170	38·61	7·29	33·70	20·40	0·52	0·60	4·63	— 11·6
Nr. 4.	180	32·14	32·71	16·54	18·61	0·67	0·49	0·51	+ 5·6
Nr. 5.	175	28·73	36·65	16·94	17·68	0·73	0·46	0·46	+ 4·3
Nr. 6.	166	37·59	37·04	8·94	16·43	0·67	0·60	0·24	+ 0·3
Nr. 7.	265	47·51	14·18	4·73	33·58	0·69	0·70	0·33	+ 30·7
Nr. 8.	203	40·70	26·24	16·32	16·74	0·64	0·65	0·62	+ 36·0
Sanidynit (S)	263	43·72	16·33	4·77	35·18	0·91	0·35	0·28	+ 22·3

Wykres II. skonstruowany jest na zasadach Niggliego. I tutaj zaznacza się ciekawie zróżnicowanie magmy odnośnie do czterech głównych grup tlenków. Przebieg linii, powstałych z połączenia wartości dla al, fm, c i alk naogół przebiega zgodnie z odpowiednimi linjami szeregu potasowego (shonkinity-granosienity-rapakiwity), wydzielonego przez Niggliego¹⁾.

Izofalja, t. j. punkt przecięcia się linii al i fm znajduje się

¹⁾ P. Niggli. Gesteins- und Mineralprovinzen, Berlin 1923.



Wykres II.

przy wartości $si = 180$. Odpowiada to również potasowemu kierunkowi różnicowania się magmy.

Na podstawie powyższych cech możemy stwierdzić, iż otoczaki nasze należą do szeregu potasowego. Odstępstwa wykazują jedynie skały Nr. 1 i 3. Skała Nr. 1 odpowiada szeregowi alkaliczno-wapiennemu, natomiast skała Nr. 3 wychodzi poza obręb dotychczas wydzielonych przez Niggliego typów magmowych. Powoduje to przede wszystkim bardzo niska wartość dla fm oraz wysoka dla c .

Skały Nr. 1 i 3 jako odbiegające od szeregu potasowego należy traktować odrębnie. Nie zostały one objęte w wykresie linjami, zaznaczono jedynie ich wartości projekcyjne. Być może, iż tworzą one bliżej nieznanne „odgałęzienia“, świadczące o specjalnym charakterze dyferencjacji magmy. Dotyczy to zwłaszcza skały Nr. 3, która jednak swą wysoką wartością dla k przemawia za zaliczeniem jej do szeregu potasowego.

Porównując otoczaki z Berestowca z odpowiednimi magmami Niggliego, możemy je scharakteryzować w sposób następujący:

Skała	magma	szereg	uwaga
Nr. 1.	granodiorytowa	alkal-wap.	mniejsze alk, większe c
Nr. 2.	monzonitsienitowa	potas.	
Nr. 3.	„		
Nr. 4.	normalnosienitowa	„	mniejsze alk
Nr. 5.	lamprosienitowa	„	większe c
Nr. 6.	normalnosienitowe	„	większe al , fm , mniejsze alk
Nr. 7.	granosienitowa	„	większe k
Nr. 8.	monzonitsienitowa	„	mniejsze alk
Sanidynit	granosienitowa	„	duże k

O zróżnicowaniu magmy świadczą również parametry amerykańskie (C. I. P. W.), które zostały załączone w osobnym zestawieniu wraz z normatywnym składem mineralnym przeliczonym z analiz chemicznych. Dużym wahaniom ulegają parametry, wskazujące na stosunek wapna do alkaliów oraz potasu do sodu. Pierwsze parametry ($sal: fm$) naogół są zgodne.

W normatywnym składzie mineralnym zasługuje na uwagę pozycja kwarcu. Naogół wszystkie skały odznaczają się występowaniem normatywnego kwarcu, dochodzącego w skale Nr. 1 do

Normatywny skład mineralny.

	Nr. 1.	Nr. 2.	Nr. 3.	Nr. 4.	Nr. 5.	Nr. 6.	Nr. 7.	Nr. 8.	Sani- dynit
kw	33·18	2·46	—	7·20	8·28	9·96	10·68	15·84	9·84
or	15·01	37·81	32·25	36·70	38·92	33·36	51·71	28·91	70·61
ab	18·34	38·77	22·01	17·29	13·62	15·72	22·01	15·20	6·81
an	22·24	6·39	27·80	20·02	16·68	11·95	5·28	21·13	2·78
ne	—	—	3·41	—	—	—	—	—	—
kor	0·31	—	—	—	—	7·45	3·77	4·08	2·45
di { CaSiO ₃ MgSiS ₈	—	3·48	2·78	1·51	3·02	—	—	—	—
	—	3·00	2·40	1·30	2·60	—	—	—	—
hy { MgSiO ₃	1·90	—	—	7·20	6·50	12·10	4·00	8·20	2·30
wo	—	0·12	7·08	—	—	—	—	—	—
mt	4·18	4·64	0·46	5·10	6·73	3·71	0·23	0·46	2·09
ilm	3·80	2·43	1·52	3·50	3·19	5·17	2·13	5·93	2·28
ap	1·34	1·01	—	0·34	0·67	0·67	—	0·46	1·01
Parametry (C.I.P.W.)	1(0). (3) 4. 3. 3".	0 II. 5. (1) 2. 3.	0 II. 5. 3. 3.	II. "5. 3. 2".	II. (4) 5. (2) 3. 2.	II. (4) 5. 2'. 2".	I'. (4) 5. 1 (2). 2	0 II. 4'. 3. 2 (3).	I'. (4) 5. 1". 1".

33·18%. Jedynie skała Nr. 3 kwarcu normatywnego nie posiada. Obliczono natomiast w tej skale nefelin w ilości 3·41%. Ta cecha świadczy również o specjalnym zróżnicowaniu skały Nr. 3.

U w a g i k o ń c o w e.

Badania petrograficzne nad otoczkami skał magmowych, występującymi w odmianie zlepieńcowej tufów wulkanicznych w Berestowcu dowodzą, iż mimo różnic w ich wykształceniu strukturalnym, możemy je uważać za pochodne tej samej magmy. Dowodu na to dostarcza nam między innymi jednolity skład mineralny.

Ciekawą rzeczą w składzie mineralnym jest brak poza tlenkami żelaza i niekiedy oliwinem, ciemnych minerałów, a przede wszystkim piroksenów. Należałoby się zastanowić, czy pierwotnie nie występowały one w skałach i czy dzięki procesowi wietrzenia i przeobrażenia nie uległy one zniszczeniu? Odpowiedź negatywną dają nam obrazy mikroskopowe, stwierdzając, iż skały na ogół są świeże i nieprzeobrażone. Brak jakichkolwiek szczątków po piroksenach lub choćby pseudomorfoz dowodzą, że piroksen w skałach powyższych nie został wykształcony. Brak większych ilości magnezji w analizach chemicznych, co uwydatnia się dobrze w normatywnym składzie mineralnym przez pozycje di i hy, również przeczy zasadzie o pierwotnym istnieniu piroksenów.

Wartości projekcyjne, obliczone z analiz chemicznych stwierdzają, iż opisywane otoczki pochodzą z magmy odznaczającej się dużą zdolnością do dyferencjacji magmowej. Przeważają skały szeregu potasowego, jednakże nie brak skał alkaliczno-wapiennych. I to jest cechą charakterystyczną dla tych skał.

Łączenie w pewnych prowincjach magmowych właściwości kilku szeregów nie jest zjawiskiem powszechnem. Znamy jednak prowincje, które odznaczają się takim zróżnicowaniem. W ostatnich latach Smulikowski stwierdził takie zjawisko na ziemiach polskich, a mianowicie w obrębie cieszyńców¹⁾. Autor ten pisze, iż „podobnie jak z trójkąta Beckego, tak i z wykresu Niggliego wynika niezwykła cecha prowincji podbeskidzkiej, polegająca na łączeniu w sobie właściwości dyferencjacji alkalicznej ze sposobem różnicowania się alkaliczno-wapiennym“.

¹⁾ K. Smulikowski. Materiały do znajomości skał magmowych Śląska Cieszyńskiego. Archiwum Twa Naukowego we Lwowie. Dział III, T. V, Zeszyt 1, 1929.

Z podobnem łączeniem właściwości kilku szeregów skał magmowych mamy do czynienia i w Berestowcu. Cecha ta jeszcze dobitniej wystąpi, jeśli uwzględnimy bazalt z górnej pokrywy magmowej, który z punktu widzenia regionalnego należy do tej samej prowincji magmowej.

Należałoby się wreszcie zastanowić nad odpowiednimi nazwami dla opisywanych skał.

W dotychczasowej literaturze kwestja nazw była poruszana. Małkowski¹⁾ stwierdził, iż jeden z badanych otoczków składem chemicznym odpowiada trachitom. Prof. Tokarski²⁾ odmianę, w której przeważa sanidyn, nazwał sanidynitem typu berestowieckiego. Autor ten przeprowadził analogje ze znanymi, podobnymi skałami. W zbiorze analiz Osanna i Washingtona sanidynit odpowiada niektórym trachitom, wulsynitom, fonolitom i keratofirom. W projekcji Osanna-Beckego skała ta odbiega znacznie od bazaltów i leży w polu alkalicznych trachitów.

Dzięki tym badaniom został ogólnie scharakteryzowany typ skał występujących w tufach berestowieckich.

Otoczaki, których analizy chemiczne i mikroskopowe zostały wyżej podane, wykazują pewne różnice, które uwidaczniają się nawet przy porównywaniu amerykańskich parametrów magmowych.

Parametry te możemy wziąć za podstawę do gatunkowego określenia skał, biorąc pod uwagę klasyfikację, przeprowadzoną przez Lacroix.

W schemacie Lacroix skały Nr. 2. i 7. odpowiadają trachitom, skały Nr. 3. 4. 5. 6. 8. — latytom, wreszcie skałę Nr. 1., ze względu na parametr drugi (kwarc: skalenie) możemy określić jako latyt kwarcowy.

Składniki odmiany pelitowej i psammitowej.

Charakterystykę elementów składowych odmiany pelitowej i psammitowej tufów wulkanicznych w Berestowcu (Tabl. II, Fot. 5 i 6), możemy podać na podstawie próbek uzyskanych z wiercenia. We wstępie został podany opis makroskopowy tych skał, tutaj uwzględnimy opisy mikroskopowe, ograniczając się do tych

¹⁾ Małkowski. Nowe spostrzeżenia nad występowaniem bazaltów berestowieckich. Pos. P. I. Geol. Nr. 19—20. 1928. str. 12.

²⁾ Tokarski. O sanidynie w Berestowcu na Wołyniu. Kosmos T. 53. Z. IV. Lwów 1929.

próbek (głębokość podana w metrach), które wykazują pewne szczególne cechy.

2 m.

Tuf ten przepojony jest w dużym stopniu wodorotlenkami żelaza. Na plan pierwszy wybijają się okruchy skał wulkanicznych, o strukturze intersertalnej, przypominające wyglądem otoczaki występujące wśród odmiany zlepieńcowej.

Łicznie występują pozatem okruchy, zazwyczaj o formach zaokrąglonych, nieprzeźroczyste, przeniknięte limonitem w takim stopniu, iż nie możemy je bliżej określić. Prawdopodobnie mamy tutaj do czynienia z elementami skał wulkanicznych, zasmarowanymi wtórnie wodorotlenkami żelaza.

Wśród elementów obcych, allogenicznych, występują ziarna kwarcu, o falistym znikaniu światła, skalenie (plagjoklasy i mikroklin), epidot i rzadziej piroksen. Są one naogół ostrokrawędziste, niekiedy tylko wykazując mniej lub więcej formy otoczone. Ilość obcych elementów wynosi 5·20% obj.

Przeciętna wielkość wszystkich okruchów wynosi 0·10 mm.

4 m.

Tutaj zaznacza się w tufie wybitnie uwarstwienie. Ciemne, brunatne okruchy, przeniknięte limonitem, układają się smugami, przyczem ich rozmieszczenie jest nieregularne. Okruchy te, zwykle otoczone i wydłużone w kierunku uwarstwienia, tkwią w jasnożółtej lub szarej masie, reagującej na światło spolaryzowane. Masa ta posiada teksturę potokową. Najprawdopodobniej mamy tutaj do czynienia ze zdewitryfikowaniem szkliwem.

Ilość obcych minerałów jest mniejsza, wynosi 1·80% obj. I tutaj występują kwarcy, skalenie oraz akcesorycznie epidot.

Z minerałów wtórnych występuje jedynie chloryt.

5·5 m.

Próbka ta nie różni się od tufu z drugiego metra. Ilość obcych minerałów jest jedynie mniejsza, wynosi 1·6%. Wielkość okruchów wynosi 0·10 mm.

7·5 m.

Tuf ten składa się z mniej lub więcej otoczonych ziarn jasno-brunatnej, oliwkowej substancji, słabo-dwójłomnej, niekiedy przetkanej tlenkami żelaza. Substancja ta ma wygląd zmienionego szkliwa. Pozatem występują większe okruchy skał wulkanicznych,

o strukturze intersertalnej, niekiedy otoczone obwódką substancji szklistej.

Z minerałów wtórnych występują kalcyt i chloryt. Minerale allogeniczne znajdują się w znikomej ilości, nieprzekraczającej 0·5% obj.

Od tufów opisanych różnią się przede wszystkim nieco większymi okruchami (średnica 0·28 mm) oraz małą ilością rdzawego barwika limonitowego.

10 m.

Szklivo barwy oliwkowej tworzy otoczone okruchy lub też spoiwo, łączące duże okruchy skał, przetkanych tlenkami żelaza wśród których niekiedy tylko możemy obserwować pierwotną strukturę skały wulkanicznej.

Obce elementy ograniczają się w szlifie do kilku obserwowanych, nieregularnych ziarn kwarcu oraz skaleni (przeważnie oligoklazu). Z wtórnych minerałów występuje liczniej chloryt, rzadziej kalcyt.

Przeciętna średnica okruchów wynosi 0·55 mm, dochodząc czasami do 1 mm.

16 m.

Tuf ten, podobnie jak w drugim metrze, jest w dużym stopniu przepojony wodorotlenkami żelaza. Wielkość ziarn wynosi 0·10 mm. Ilość obcych minerałów wynosi 2·4% obj. Wśród skaleni uderza duża ilość mikroklinu. Z minerałów wtórnych występuje kalcyt.

18 m.

Tutaj przeważa znów szklivo barwy jasno-brunatnej, oliwkowej. Tworzy ono zazwyczaj otoczone okruchy. Z innych elementów składowych należy wymienić otoczone ziarna skał wulkanicznych. Łączy je spoiwo przeźroczyste, bezbarwne, nieregularnie spękane, naogół izotropowe. Niekiedy uwydatnia się słaba dwójłomność. Spółczynniki załamania światła są niższe od balsamu kanadyjskiego. Ciężar właściwy obliczony przy pomocy ciężkich cieczy wykazał wartość 2·1 — 2·2. Spoiwo to należy zaliczyć do opalu. Anomalje optyczne zostały prawdopodobnie wywołane napęciami wynikłymi przez zsychnięcie się substancji opalowej.

Na podstawie powyższych obserwacji możemy ustalić skład odmiany pelitowej i psammitowej tufów berestowieckich. W prze-

ważnej mierze są one złożone ze zmienionego szkliwa barwy szarej lub jasno-brunatnej, oliwkowej oraz z okruchów skał wulkanicznych o strukturze intersertalnej, często przetkanych tlenkami żelaza lub zasmarowanych limonitem.

Z wtórnych minerałów występuje kalcyt i chloryt. W partjach głębszych pojawia się ponadto opal, tworzący spoiwo skalne. Wśród minerałów allogenicznych przeważają kwarcy, skalenie, rzadziej epidot i piroksen.

Obserwacje nasze dokonane na próbkach, otrzymanych z wiercenia wykazały, iż ilość obcych minerałów zmienia się w zależności od struktury tufów. W odmianie pelitowej ich ilość dochodzi do 5·2% obj., podczas gdy w odmianie psammitowej obce elementy nie przekraczają 0·5% obj.

Małkowski opisując tufy berestowieckie zaznaczył, iż zawartość składników obcych, o cechach charakterystycznych dla minerałów, pochodzących z sąsiedniego masywu krystalicznego, ukraińsko-wołyńskiego, przekracza niekiedy 20% ogólnej masy. Wśród szlifów, którymi dysponowałem, znachodziły się istotnie odmiany tufów, które wykazywały większe nagromadzenia obcych składników dochodzące nawet do 25% obj. ogólnej masy. Tufy takie były brane z płytkich studzien wykopanych w głównym kamieniołomie. Małkowski niewątpliwie z tym samym materiałem miał do czynienia. Możemy więc słusznie wnioskować, iż tufy występujące w partjach stropowych, odznaczające się dużą ilością allogenicznych elementów, były przez wodę energiczniej przerabiane.

O genezie tufów wulkanicznych w Berestowcu.

Małkowski¹⁾ opisując osady, występujące pod pokrywą bazaltową w Berestowcu, użył dla ich określenia nazw ogólnych „psammit, psefit i pelit“, stwierdzając, że nie dało się udokumentować faktu, że istotnie mamy do czynienia z tufem wulkanicznym. Autor ten skłonny jest raczej przypuszczać, iż osady te przedstawiają materiał, powstały z rozmycia starszych pokryw magmowych.

Należy stwierdzić, iż jeśli nie można z całą ścisłością określić osadów, występujących pod bazaltami, jako tufy wulkaniczne,

¹⁾ l. c.

świadczące o sypkiej fazie wulkanów, tak z drugiej strony nie mamy argumentów dla przyjęcia tezy Małkowskiego.

Należałoby się zastanowić przede wszystkim nad tem czy nazwa „tufu“ dla tych skał jest słuszną. Pojęciu „tuf wulkaniczny“ odpowiadają nietylko utwory powstałe dzięki sypkiej fazie wulkanów, lecz również materiały powstałe z rozkładu skał, pochodzących z poprzednich wybuchów, dalej z rozmycia stożka wulkanicznego, wreszcie z rozbicia ścian krateru. W ten sposób interpretuje tufy wulkaniczne np. Holmes¹⁾. Autor ten stwierdza dalej, iż niejednokrotnie nastroczają się trudności przy określeniu genezy materiału, z którego złożone są tufy. Ta nieznamość genezy elementów składowych nie może być jednak przeszkodą dla użycia nazwy „tufu“.

Podobnie przedstawia się sprawa i w Berestowcu. Jeślibyśmy nawet nie mogli ściśle zdefiniować materiału, z jakiego zbudowane są utwory, zalegające pod pokrywą bazaltową, to jednak biorąc pod uwagę fakt, iż należy on w przeważającej ilości do elementów wulkanicznych, można je było określić jako „tufy wulkaniczne“.

Nazwy wprowadzone przez Małkowskiego (psefit, psammit, pelit) są ogólne i mogą się jedynie odnosić do struktury skały. Nie określają nam jednak one bliżej typu skał. W poprzednich rozdziałach, omawiających tufy wulkaniczne w Berestowcu, chcąc nawiązać do sposobu rozumowania Małkowskiego, stosowałem nazwy „odmiana psefitowa, psammitowa i pelitowa“, ale jedynie dla podkreślenia różnic strukturalnych, które zaznaczają się w obrębie tufów berestowieckich, przede wszystkim w wielkości ich elementów składowych.

Na podstawie badań mikroskopowych, wykonanych nad odmianami drobnoziarnistymi tufów berestowieckich, możemy stwierdzić, iż ich geneza wiąże się w znacznej mierze z sypką fazą wulkaniczną, która miała miejsce przed erupcją bazaltową. Do wniosku tego dochodzimy przede wszystkim na podstawie dużej ilości szkliwa, występującego w tych tufach, dochodzącego niekiedy do 70% obj. ogólnej masy.

Z drugiej strony za wnioskiem tym przemawiają do pewnego stopnia analizy chemiczne, wykonane z drobnoziarnistych tufów (odmiany pelitowej i psamitowej).

¹⁾ Arthur Holmes. Petrographic Methods and Calculations. London 1921, str. 367—371.

Pierwsza analiza została opublikowana w r. 1929¹⁾. Materiał poddany wówczas analizie chemicznej wzięty był bezpośrednio z pod pokrywy bazaltowej, a więc z pierwszego metra bieżącego tufów. Dla przeprowadzenia porównania wykonałem jeszcze dwie analizy, a mianowicie z materiału, uzyskanego z wyżej opisanego wiercenia w Berestowcu. Zanalizowano próbkę z 10 i 16 metra. Obecnie więc dysponujemy trzema analizami chemicznymi. Przedstawiają się one następująco:

	Nr. I. (m. 1)		Nr. II. (m. 10)		Nr. III. (m. 16)	
	% wag.	st. mol. × 1000	% wag.	st. mol. × 1000	% wag.	st. mol. × 1000
SiO ₂	48·18	803	43·17	720	43·58	726
Al ₂ O ₃	15·42	151	14·31	140	16·43	161
Fe ₂ O ₃	12·03	75	11·56	72	11·53	72
FeO	1·67	23	2·68	37	1·80	25
MnO	0·15	2	0·19	3	0·10	1
MgO	2·94	74	6·05	151	3·23	81
CaO	0·12	2	2·16	39	4·81	86
Na ₂ O	śląd		0·44	7	0·21	3
K ₂ O	3·78	40	3·84	41	4·93	52
+ H ₂ O	{ 13·80	{ 767	6·36	353	5·26	292
- H ₂ O			6·32	351	5·10	283
TiO ₂	1·39	17	1·98	25	1·77	22
P ₂ O ₅	0·03		0·30	2	śląd	
CO ₂	śląd		0·79	18	1·50	34
Suma . .	99·51		100·15		100·25	

Normatywny skład mineralny.

	Nr. I.	Nr. II.	Nr. III.
kw	29·10	15·06	12·66
or	22·24	22·80	28·91
ab	—	3·67	1·57
an	0·56	4·17	14·46
kor	11·12	7·85	5·51
hy(MgSiO ₃)	7·40	15·10	8·10
mt	1·86	3·48	0·93
ilm	2·58	3·80	3·34
hem	10·72	9·12	10·88

¹⁾ Marjan Kamiński, Bazalty wołyńskie. Kosmos, T. 54, Lwów, 1929, str. 687.

	Nr. I.	Nr. II.	Nr. III.
kc	—	1·80	3·40
ap	—	0·67	—
woda	13·80	12·68	10·36

Podobnie jak w opisywanych otoczkach z odmiany zlepieńcowej, tak i tutaj uderza nas w normatywnym składzie mineralnym duża ilość hematytu. Dla przeprowadzenia analogji zostały analizy chemiczne tufów przeliczone w wyżej podany sposób, a więc wyeliminowano z analiz ilość żelaza trójwartościowego, odpowiadającą hematytowi, ilość CaO związaną w kalcyt i wreszcie wodę.

Analizy w ten sposób przeliczone przedstawiają się następująco:

	Nr. I.	Nr. II.	Nr. III.
SiO ₂	64·27	56·41	58·42
Al ₂ O ₃	20·57	18·69	22·03
Fe ₂ O ₃	1·71	3·14	0·86
FeO	2·23	3·50	2·41
MnO	0·20	0·25	0·13
MgO	3·92	7·90	4·33
CaO	0·16	1·54	2·56
Na ₂ O	śląd	0·57	0·28
K ₂ O	5·04	5·02	6·61
TiO ₂	1·86	2·59	2·37
P ₂ O ₅	0·04	0·39	śląd
Suma	100·00	100·00	100·00

W powyższych analizach zwróćmy uwagę przedewszystkiem na pozycje glinki. Naogół odpowiadają one odpowiednim pozycjom otoczków odmiany zlepieńcowej. Pozycje te mogą nam do pewnego stopnia wytłumaczyć genezę tufów. Gdyby istotnie skały te powstały z przerobienia starszych pokryw magmowych, pozycje glinki musiałyby ulec zmianie. W tym przypadku zaznaczyłby się ich wzrost. Jeśli tego zjawiska nie obserwujemy, musimy tufy wulkaniczne w Berestowcu interpretować jako osady, odpowiadające w dużej mierze popiołom wulkanicznym, a więc sypkiej fazie wulkanów.

Porównując analizy chemiczne tufów z analizami opisywanych otoczków, widzimy ich duże podobieństwo. Chcąc przeprowadzić

analogię między temi skałami, przeliczono analizy chemiczne tufów na wartości Beckego.

	Nr. I.	Nr. II.	Nr. III.
a_0	5·7	4·2	5·5
c_0	0·2	0·9	1·7
f_0	4·1	4·9	2·8
SiO ₂ % mol.	71·61	61·88	63·37

Wartości te umieszczone w trójkącie Beckego przedstawiają nam punkty rozrzucone w projekcji. Tuf Nr. III (z 16 metra) odpowiada największemu skupieniu otoczków odmiany zlepieńcowej. Tuf Nr. I. (z 1 m) przesunięty jest znacznie w kierunku linii $A_0—F_0$. W analizie chemicznej tego tufu zaznacza się jednak duży ubytek wapna, co musimy związać z procesem wietrzenia. Gdybyśmy uwzględnili tę stratę w wartościach Beckego, wtedy punkt projekcyjny przesunąłby się ku wierzchołkowi C_0 , wpadając zarazem w pole największego nagromadzenia punktów, charakteryzujących otoczki odmiany zlepieńcowej. Tuf Nr. II (z 10 metra) podobnie zbliża się ku linii $A_0—F_0$. Tłumaczymy to również ubytkiem wapna. Z drugiej jednak strony punkt ten przesunięty jest ku F_0 , zajmując pośrednie położenie między otoczkami trachitowymi a bazaltem z górnej pokrywy magmowej. Przesunięcie to zostało spowodowane dużym nagromadzeniem magnezji w skale.

Na podstawie powyższych danych możemy tufy Nr. I. i III. uważać za ściśle związane z otoczkami odmiany zlepieńcowej, zwłaszcza pod względem ich składu chemicznego. Przedstawiają nam one niejako średnią tych otoczków, powstałą przez mechaniczne zmieszanie.

Tuf Nr. II. zajmujący położenie pośrednie między bazaltem a trachitami, możemy wytłumaczyć nieco zmienionym materiałem, jaki osadzał się w tym czasie. Mogą tutaj wchodzić w grę elementy bazaltowe, za czem poniekąd przemawia duża ilość magnezji, bądź też elementy, nieznanne wśród większych otoczków.

Na podstawie analiz chemicznych tufów możemy jeszcze wyprowadzić kierunki wietrzenia tych skał. Znamiennymi są pozycje wapnia. Wzrasta ono z głębokością tufu. W tym samym kierunku zaznacza się wzrost sodu, jeśli uwzględnimy analizy Nr. I i III. Świadczy to o bardziej intensywnym wietrzeniu, jakiemu ulegały skały w partjach stropowych. Możemy to tłumaczyć silniejszym

przerabianiem tufów przez wodę, z czem łączy się większa ilość allogenicznych minerałów, znajdujących bezpośrednio pod pokrywą bazaltową.

O geologicznym wieku erupcji wulkanicznych w Berestowcu.

Obserwacje mikroskopowe oraz wyniki analizy chemicznej niektórych otoczków, znajdujących w odmianie zlepieńcowej tufów, wykazały niezbicie fakt istnienia w ich obrębie konkrecyj fosforytowych. Nie są one jednakże cechą wszystkich otoczków. Znajdują się jedynie w skałach o strukturze intersertalnej, natomiast brak ich w skałach porfirowych i wicrofirowych. To zróżnicowanie w występowaniu konkrecyj fosforytowych, polegające na ograniczeniu do jednego typu skał, nie możemy wytłumaczyć w sposób ścisły. Być może czas erupcji odegrał tutaj decydującą rolę.

Konkrecje fosforytowe, jak zaznaczono w części opisowej, są dwójłomne. Odmian izotropowych nie zdołano wyszukać. Zwykle zawierają one domieszki innych minerałów, zazwyczaj kwarcu, plagjoklazów, mikroklinu oraz zwiertzałego glaukonitu, o barwach jasno- i ciemno-brunatnych. Porównanie konkrecyj fosforytowych z Berestowca ze znanymi fosforytami ze Smordwy oraz Stójła¹⁾ (S. W. od Ostroga) pozwala na przeprowadzenie pewnej analogii między nimi. Okazy fosforytów ze Smordwy i Stójła są jedynie bardziej zanieczyszczone obcymi elementami, w których również kwarciec, plagjoklasy, mikrokliny, glaukonit i t. d. odgrywają dominującą rolę.

Wiek fosforytów z podanych miejscowości jest cenomański. Możemy więc i konkrecje fosforytowe Berestowca określić jako należące do tego samego okresu geologicznego.

Znalezienie wspomnianych konkrecyj może nam w sposób klasyczny dopomóc do określenia geologicznego wieku erupcji magmowych dorzecza Horynia. Sprawa wieku tych erupcji nie jest dotychczas ściśle ustalona. Tyszeckij²⁾ stwierdził, że należy je odnieść do epoki przedtrzeciorzędowej, Karpińskij³⁾

¹⁾ Okazy fosforytów ze Stójła otrzymałem od p. Doc. Samsonowicza, za co Mu uprzejmie dziękuję.

²⁾ Kijewskija Uniwersitetskija Izwiestija. 1862.

³⁾ Nauczno-istoriczeskij sbornik, izdannyj Gornym Institutom. Petersburg 1873.

uznał je za przedkredowe. Pfaffius¹⁾ na podstawie występowania w stropie bazaltów kredy opowiedział się również za przedtrzeciorzędowym wiekiem erupcyj magmowych w Berestowcu.

W r. 1921²⁾ Morozewicz zwrócił uwagę na występowanie w stropie bazaltów skały wapienno-kredowej, wykazującej ślady metamorfizmu kontaktowego. W następstwie tej obserwacji uznał Małkowski³⁾ bazalty wołyńskie za młodsze od występującej w ich stropie kredy, które w formie lakkolitu zastygły pod pokrywą osadów kredowych. Cz. Kuźniar⁴⁾ podzielił to zdanie, uważając czas erupcyj wiekowo zgodny z ruchami górotwórczemi, które poprzedziły transgresję paleogeńską.

Spostrzeżenia prof. Tokarskiego i moje (l. c.) doprowadziły do ustalenia faktu, iż bazalty wołyńskie zastygły nie w formie lakkolitu, lecz jako normalna, powierzchniowa erupcja wulkaniczna, która miała miejsce przed osadzeniem się utworów kredowych.

W r. 1928 Małkowski⁵⁾ przyjął powyższą tezę o wieku bazaltów wołyńskich, stwierdzając, iż kreda transgreduje na bazaltach. Podobnie ustosunkowuje się Mazurek. Autor ten zajął się ponadto ściśłem określeniem wapieni i zlepieńców, leżących między bazaltem a utworami turońskimi. W r. 1929 Mazurek⁶⁾ określił je jako alb, jednak w rok później zmienił zdanie i na podstawie szczegółowych studjów porównawczych wyraził pogląd, iż osady te należy zaliczyć do cenomanu dolnego⁷⁾. Stosunkowo największa ilość gatunków fauny kopalnej Berestowca i Złaznego odpowiada skamielinom cenomanu dolnego, występu-

1) Opis tak zwanego „Anamezytu Wołyńskiego“, znajdującego się koło miasta Równego w gub. Wołyńskiej. Pamiętnik Fizjograficzny, T. VI, Warszawa 1886.

2) Posiedzenia P. Inst. Geolog. Nr. 1. str. 7. Warszawa 1921.

3) Posiedzenia P. I. Geolog. Nr. 5. Warszawa 1922 i Sprawozdania P. I. G. 1926.

4) Sprawozdania P. I. Geolog. str. 531, 1920—1922.

5) Nowe spostrzeżenia nad występowaniem bazaltów berestowieckich. Posiedzenia P. I. Geol. Nr. 19—20. Warszawa 1928, str. 13.

6) Transgresja albu na bazalcie w Berestowcu. Pos. P. I. Geolog. Nr. 24, Warszawa 1929.

7) Transgresja kredy na bazaltach w Berestowcu i Janowej Dolinie na Wołyniu. Sprawozdania P. I. Geol. T. VI. Warszawa 1930.

jącego na Podolu (Nieżwiska), opisanym przez Weignera¹⁾ i Bujalskiego²⁾.

Tak więc na podstawie badań geologiczno-paleontologicznych osady spoczywające bezpośrednio nad bazaltami zostały wiekowo ściśle ustalone.

Z drugiej strony konkrety fosforytowe, występujące w opisywanych otoczkach skał magmowych, których czas tworzenia się był niewątpliwie starszy od erupcji magmowych w Berestowcu, odpowiada również cenomanowi.

Na podstawie tych danych możemy czas erupcji wulkanicznych, zarówno fazy sypkiej jak i ciekłej (bazalty) odnieść do dolnego cenomanu, do okresu, który trwał bezpośrednio po osadzeniu się formacji fosforytonośnej.

Praca powyższa została wykonana w Instytucie Mineralogji i Petrografji Uniwersytetu J. K. we Lwowie. Kierownikowi tego instytutu, Panu Profesorowi J. Tokarskiemu serdecznie dziękuję za wielką pomoc, jakiej mi nie szczędził w toku moich badań.

Résumé.

L'auteur se propose de déterminer le caractère pétrographique des fragments de roches, qui composent les tufs volcaniques, apparaissant sous la nappe basaltique de Berestowiec en Volhynie.

Il s'occupe spécialement de la variété conglomératique des tufs, considérant surtout la grandeur de éléments composants.

Parmi ces fragments on trouve presque exclusivement des roches magmatiques. Les roches sédimentaires se rencontrent très rarement et uniquement sous forme de silex noirs ou bruns.

Les roches magmatiques diffèrent par leur structure. On distingue les roches à structure intersertale, porphyrique et vitreuse. Toutes ont une composition minéralogique à peu près pareille. Nous y trouvons des plagioclases (andésines), des feldspaths potassiques caractérisés par un petit angle d'axes optiques, c'est donc la sanidine, ensuite des oxydes de fer (magnétite et ilménite) et une pâte vitreuse. Parmi les minéraux secondaires

¹⁾ Studja nad cenomanem podolskim. Rozpr. Wydz. mat.-przyr. Ak. Um. w Krakowie T. 49. Ser. B. 1909.

²⁾ Dolny cenoman w Nieżwiskach i okolicy. Kosmos, T. 36. Lwów 1911.

on trouve la chlorite et la calcite. Dans les roches à structure intersertale on rencontre quelquefois l'olivine ou plutôt ses pseudomorphoses, remplies de serpentine. Dans la variété porphyrique on trouve à côté des feldspaths nommés plus haut des minéraux toujours résorbés, mais démontrant en général des formes à peu près rhombiques. Ils sont maclés selon la loi de l'albite et de la pericline ressemblant ainsi à la microcline. Leur indice de réfraction est à peu près égal à celui du baume de Canada. Leur caractère optique est négatif. $2V = 58^\circ - 60^\circ$. On a constaté que les feldspaths de ce caractère doivent être définis comme anorthoclases.

Les différences parmi les fragments des roches consistent surtout dans la variabilité de la composition minéralogique, de ce qui résultent les grandes différences en composition chimique.

L'auteur a exécuté 8 analyses chimiques des fragments du tuf conglomératique. Il disposait en outre de l'analyse du sanidine, exécutée par prof. J. Tokarski. La composition minéralogique virtuelle, calculée de ces analyses, est remarquable à cause des grandes valeurs de la hématite, atteignant par exemple dans la roche No. 8. le nombre de 30·40%. D'aussi grandes quantités de hématite ne peuvent pas résulter du changement des oxydes de fer primitifs, mais ils doivent être infiltrés du dehors. En conséquence, on a éliminé des analyses chimiques la quantité de Fe_2O_3 correspondante à l'hématite virtuelle ensuite celle de CaO liée en calcite, et enfin l'eau. Les résultats des analyses chimiques, transformés de cette manière, furent ensuite calculés en valeurs de Becke, Niggli et paramètres américains. Considérant les valeurs ainsi obtenues, nous constatons, que la plupart des roches appartiennent à la classe potassique, mais il n'en manque pas des roches pacifiques. Cette combinaison des traits caractéristiques pour toutes les deux séries des roches, c'est la particularité la plus essentielle pour la province magmatique de Berestowiec.

En comparaison du basalte, roche de la nappe magmatique supérieure, les fragments des tufs occupent une position toute différente; dans le triangle de Becke ces roches s'éloignent du basalte vers le sommet A_0 .

Conformément à la classification de Lacroix, les roches décrites peuvent être définies comme latites et trachytes. La sanidine, analysée par prof. Tokarski, présente leur variété extrême, contenant uniquement la sanidine.

L'auteur a fait aussi des recherches pétrographiques sur les composants de la variété psammitique et pélitique des tufs volcaniques de Berestowiec. Ces roches pouvaient être examinées en détail grâce à le perçage exécuté dans la carrière principale. Elles sont composées de la pâte vitreuse, en général transformée et récrystallisée, et des fragments arrondis des roches à structure intersertale, décrites à propos de la variété conglomératique des tufs. Parmi les minéraux allogéniques, on y trouve des grains du quartz, des feldspaths, plus rarement de l'épidote et de la pyroxène. Leur quantité ne dépasse pas 5% en volume. Parmi les minéraux secondaires on trouve la chlorite, la calcite et dans les couches plus profondes des tufs, aussi l'opale qui forme le ciment de la roche.

Les analyses chimiques des tufs ont démontré, qu'elles ne diffèrent pas beaucoup de celles des fragments, pris de la variété conglomératique. Ceci est conforme à la thèse de la stricte relation des tufs pélitiques et psammitiques d'un côté, et des fragments des conglomérats de l'autre. Les tufs présentent une moyenne des fragments, résultant d'une association mécanique.

Les différences analytiques consistent uniquement dans une diminution de calcium et de soude dans les tufs, en comparaison de ceux des fragments, ce qui nous donne une indication relative au procès de la décomposition des roches, composant les tufs conglomératiques. Cette décomposition devait être plus intense dans les couches supérieures du complex des tufs. On le voit dans les différences analytiques des tufs, provenant du premier et du seizième mètre.

Les résultats des recherches de l'auteur contredisent à la conception de Małkowski, qui regarde les tufs volcaniques de Berestowiec, comme roche secondairement déposée, provenant du lavage de la nappe volcanique plus ancienne. D'après l'avis de l'auteur, on les doit considérer comme formations, provenant de la phase friable des volcans, ou autrement dit, comme cendres volcaniques. Cependant il est aussi possible, qu'on trouve parmi les tufs des formations qui résultent du lavage du cratère, ou bien des roches plus anciennes, ce qui ne peut cependant toujours être strictement démontré. La thèse de l'auteur semble probable à cause de la grande quantité de pâte vitreuse et d'une assez petite quantité de Al_2O_3 dans l'analyse chimique. La quantité d'alumine correspond à celle des roches magmatiques, ce qui prouve, que les tufs fûrent très peu remaniés par l'eau.

Dans les fragments de la variété conglomératique des tufs, on trouve des concrétions phosphatiques qui, examinées sous le microscope, ressemblent aux phosphates infracénomaniens de Volhynie. En rendant compte du fait, que les sédiments crétacés calcaïques, se trouvant sur le basalte, appartiennent aussi au Cénomaniens — l'auteur suppose, que le temps de l'éruption volcanique, de la phase friable (tufs), ainsi que de la phase liquide (basalte), doit être rapporté au cénomaniens inférieur, c'est à dire à la période qui succéda directement la sédimentation de la formation phosphatifiée.

Voilà ajouté aux texte polonais le dessin de Niggli et la projection de Becke. Dans la projection de Becke, les fragments des roches de la variété conglomératique des tufs sont marqués de petits cercles noircis ou vides. Les derniers se rapportent aux roches, dans lesquelles l'excès d'oxide d'alumine fut ajouté à A_0 . Les variétés pelitiques et psammitiques des tufs sont marquées de petits cercles avec une croix au milieu.

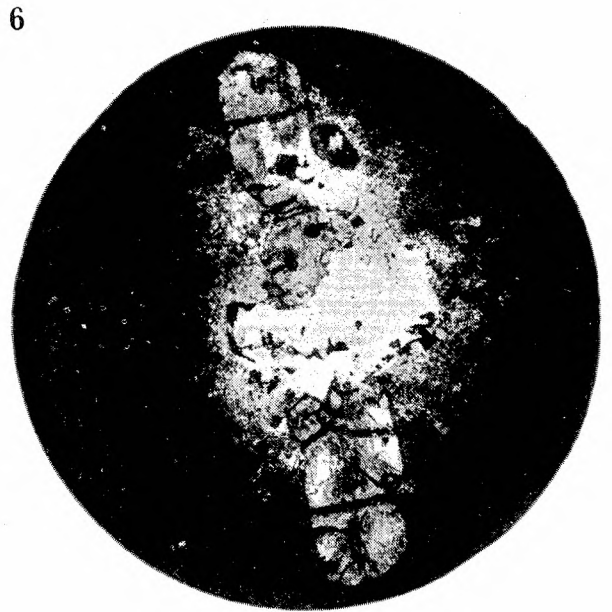
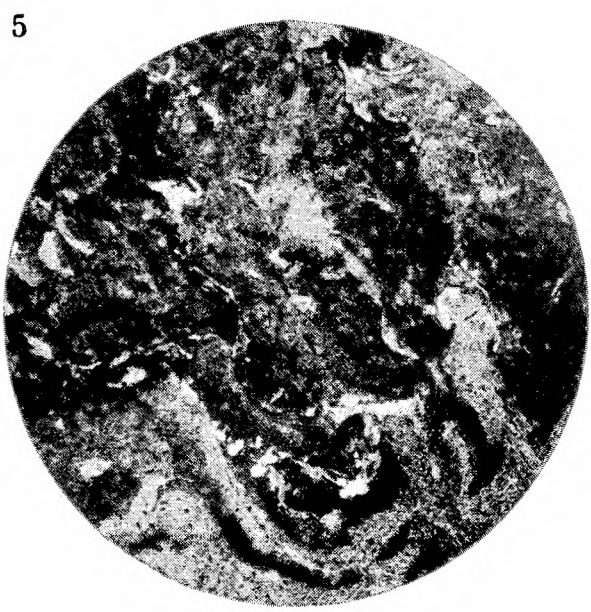
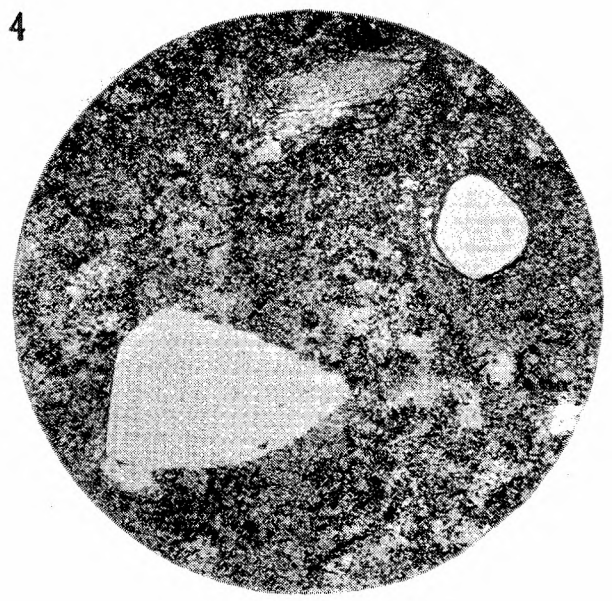
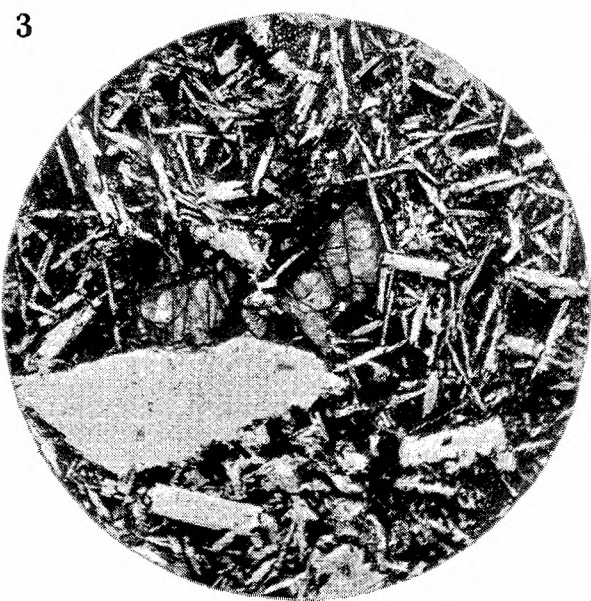
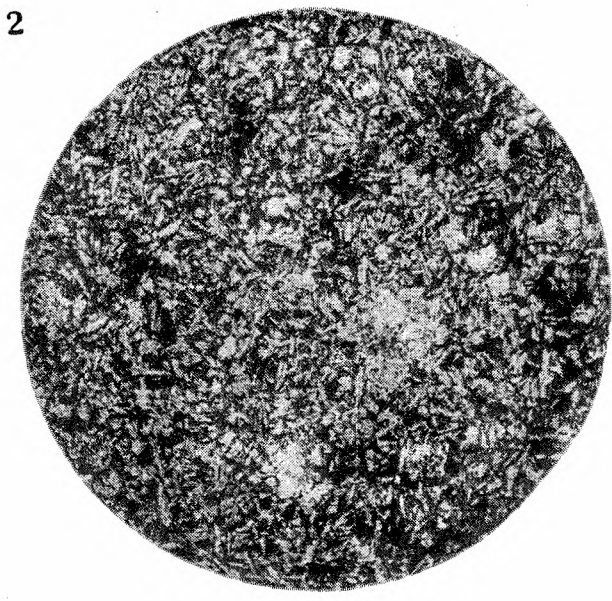
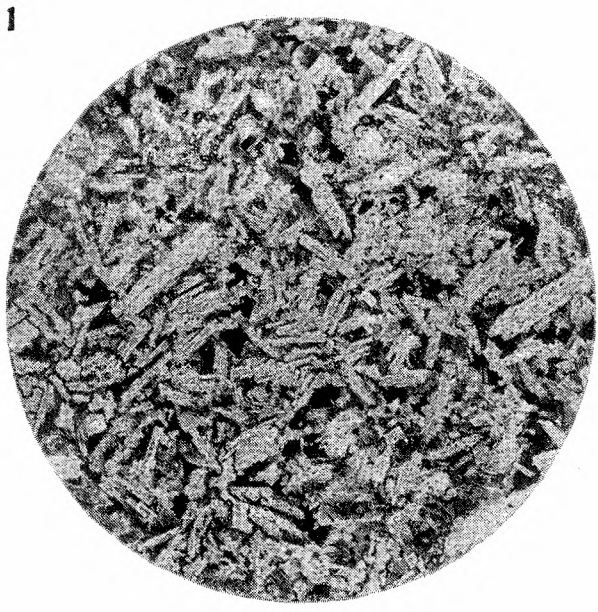
OBJAŚNIENIE TABLIC.

TABLICA I.

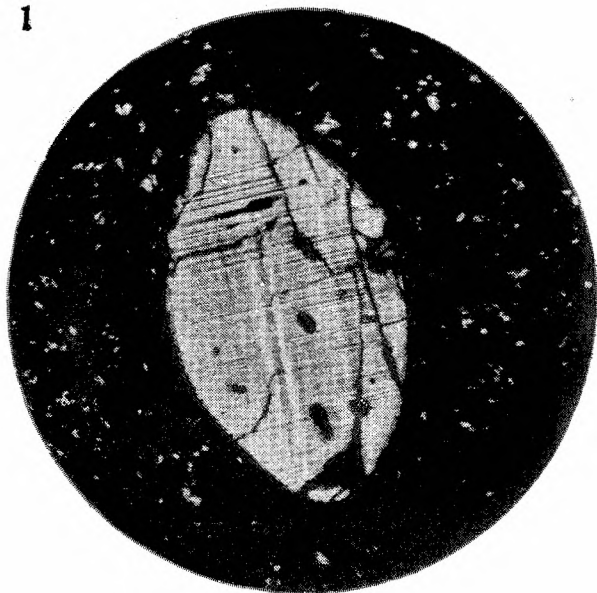
- Fot. 1 i 2. Skały o strukturze intersertalnej. (Światło zwykłe).
Fot. 3. Skała o strukturze intersertalnej. (Widoczne pseudomorfozy po oliwinie). (Światło zwykłe).
Fot. 4. Skała o strukturze porfirowej. (Światło zwykłe).
Fot. 5. Skała o strukturze wtrofirowej. (Światło zwykłe).
Fot. 6. Pseudomorfozy po skaleniu, wypełnione chlorytem. (w skale o str. porfirowej). (Światło zwykłe).

TABLICA II.

- Fot. 1. Anortoklaz w skale o str. porfirowej. (Światło spolaryzowane).
Fot. 2. Zrosty granofirowe w skale o str. porfirowej. (Światło spolaryzowane).
Fot. 3. Konkrecja fosforytowa w skale o str. intersertalnej. (Światło zwykłe).
Fot. 4. Konkrecja fosforytowa w skale o str. intersertalnej. (Światło spolaryzowane).
Fot. 5. Odmiana pelitowa tufu. (Światło zwykłe).
Fot. 6. Odmiana psammitowa tufu. (Światło zwykłe).



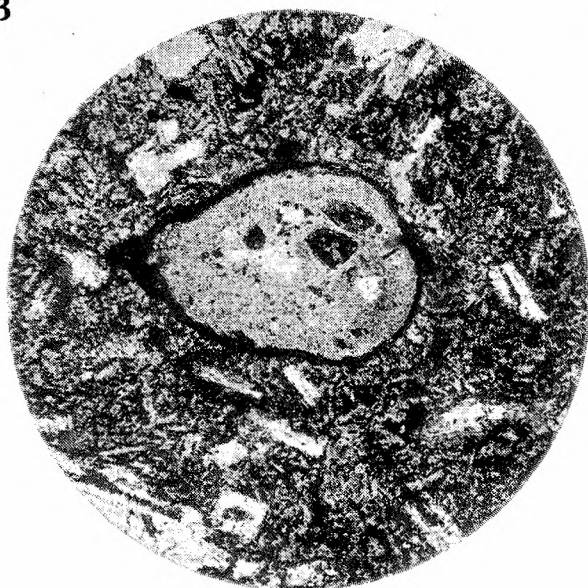
1



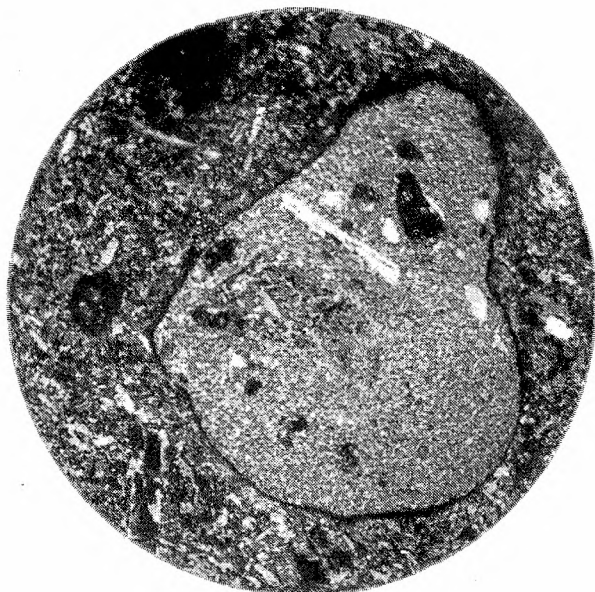
2



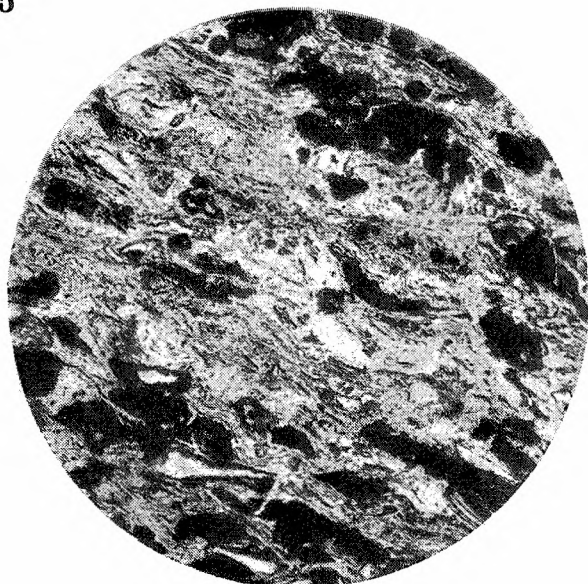
3



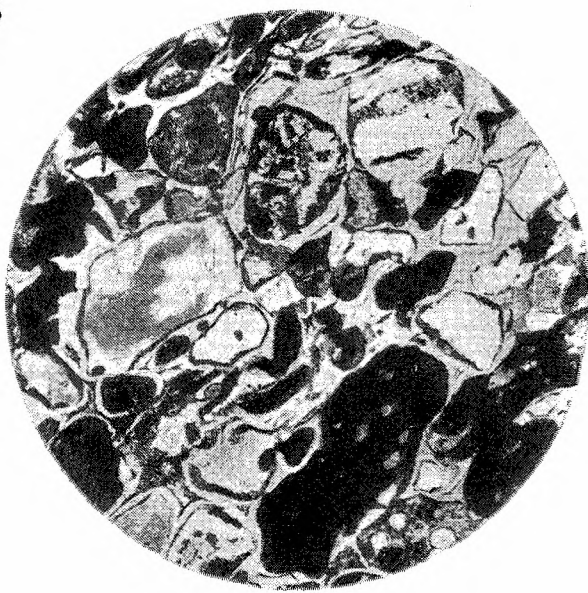
4



5



6



EXPLICATION DES PLANCHES.

PLANCHE I.

- 1—2. Les roches à structure intersertale. (Lum. nat.).
3. La roche à structure intersertale. Les pseudomorphoses d'olivine. (Lum. nat.).
4. La roche à structure porphyrique. (Lum. nat.).
5. La roche à structure vitreuse. (Lum. nat.).
6. Les pseudomorphoses de plagioclase.

PLANCHE II.

1. Anorthoclase dans la roche à structure porphyrique. (Nicols croisés).
 2. Structure granophyrique. (Nicols croisés).
 3. La concrétion phosphatique dans une roche à structure intersertale. (Lum. nat.).
 4. La concrétion phosphatique dans une roche à structure intersertale. (Nicols croisés).
 5. La variété pélitique de tuf. (Lum. nat.).
 6. La variété psammitique de tuf. (Lum. nat.).
-