

Pamięci Profesor Marii Kołaczkowskiej

Irena KARDYMOWICZ

Studia petrograficzne wulkanitów z Wisznic k. Włodawy

Otwór wiertniczy Wisznice IG 1 stanowi pierwszy punkt odkrycia przejawów wulkanizmu zasadowego na wschodzie Polski. Wulkanity spoczywają tu bezpośrednio na utworach eokambryjskich, a przykryte są osadami jury środkowej i górnej. Badania optyczne i oznaczenia chemiczne wskazują, że są to bazalty o charakterze melanokratycznym i należą do najstarszych skał wulkanicznych tego obszaru. Wulkanity wisznickie wykazują znaczną analogię z wulkanitami Białorusi i zachodniego przedpola masywu ukraińskiego, co pozwala sądzić, że skały z Wisznic stanowią fragment formacji trappowej rozwiniętej na tych obszarach.

WSTĘP

Przejawy zasadowego wulkanizmu we wschodniej części Nizy Polskiego po raz pierwszy odkryto w 1958 r. W otworze wiertniczym Wisznice IG 1 koło Włodawy stwierdzono na stosunkowo niewielkiej głębokości (375,3–416,2 m) serię skał wulkanicznych miąższości około 41 m. Otwór usytuowany został w południowo-wschodniej części wyniesienia Sławatycz, gdzie podłoże krystaliczne znajduje się na głębokości 275 m p.p.m. Wyniesienie Sławatycz ma charakter zrębu obramowanego dyslokacjami związanymi z pionowymi ruchami platformy krystalicznej i otwór Wisznice IG 1 usytuowano w pobliżu uskoku, gdyż w otworze wiertniczym Kapłonosi IG 1, odległym od Wisznic 17 km na S, podłoże nawiercono na głębokości 1719,5 m (fig. 1).

PROFIL OTWORU

Pokrywę skał wulkanicznych w otworze Wisznice IG 1 stanowią twory jurajskie ($J_{2,3}$), w których spągu spoczywają piaszczysto-zlepieńcowate skały prekambryjskie wykazujące znamiona przeobrażeń termicznych. Piaszczysto-wulkaniczne twory wisznickie wprowadzono do krajowej stratygrafii jako „serię wisznicką” (J. Znosko, 1961) lub serię sławatycką (K. Lenzion, 1962).

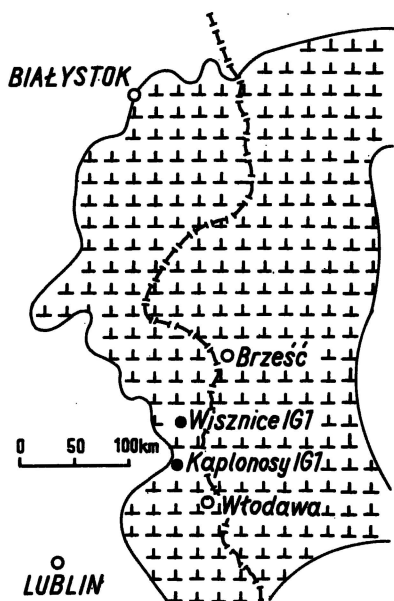


Fig. 1. Schematyczna mapa rozmieszczenia opisywanych otworów wiertniczych z wulkanitami (kółka czarne) na tle zasięgu serii wisznickiej

Sketch location map of the described boreholes recording volcanic rocks (black circles) and the extent of the Wisznice Series

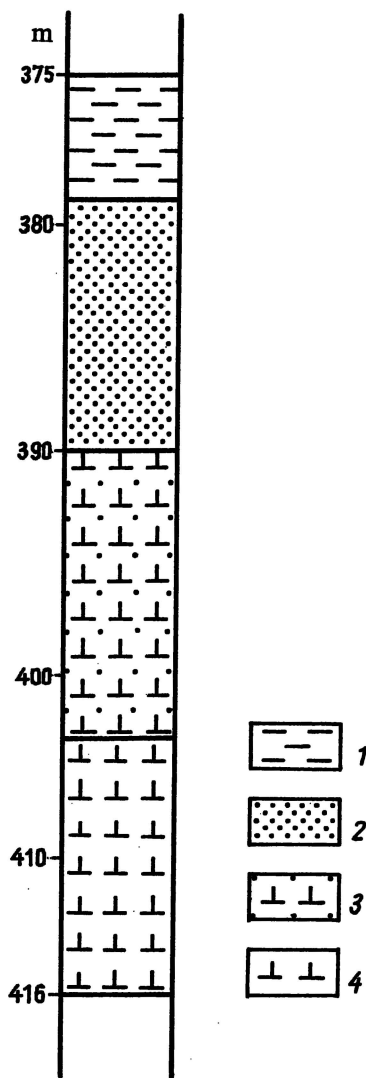


Fig. 2. Profil skał wulkanicznych z otworu wiertniczego Wisznice IG 1

The sequence of volcanic rocks from the borehole Wisznice IG 1

1 – tufity; 2 – tufy; 3 – brekcja erupcyjna, aglomeraty, lava żuźłowa; 4 – bazalty

1 – tuffites; 2 – tuffs; 3 – eruptive breccias, agglomerates, aphyro-lithic lava; 4 – basalts

Fig. 2.

Wulkanity z Wisznice stanowią niewielki tylko fragment pierwotnie uformowanego tu zespołu. W porównaniu do nawierconych w Miednoej – 106,4 m miąższości – mają miąższość ponad połowę mniejszą, zaś w stosunku do odkrytych w Kaplonosach (366 m) 1/9 tej wartości.

Dokładniejsze rozpozniowanie wulkanitów z Wisznice nasuwało pewne trudności z powodu małego uzysku rdzenia (np. na odcinku 383,2–390,5 m) i silnego spękania (390,5–403,3 m), a także słabej spójności (w górnej części rdzenia). Wyodróżniono tu (fig. 2): tufity (375,3–379,2 m), tufy (379,2–390,5 m), brekcję eruptywną i aglomeraty (390,5–403,6 m) oraz bazalt (403,6–416,2 m) jako skałę litą.

T u f i t występujący pod osadami jurajskimi ma barwę zmienną od jasnoszarej poprzez różową do zielonej, z różowymi cętkami w dolnej części, z HCl nie burzy się, jest tłusty w dotyku, nie wykazuje segregacji ani co do wielkości składników, ani ich ułożenia kierunkowego. Zbudowany jest głównie z materiału pelitowego (tab. 1), którego jednym ze składników jest kaolin, odpowiadający kaolinowi z Sedlec w Czechach (fig. 3).

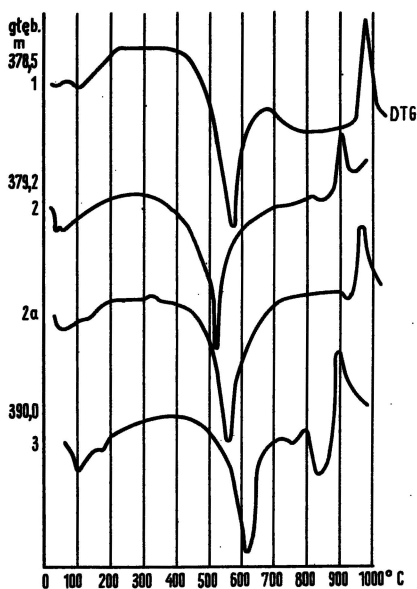


Fig. 3. Krzywe termiczne składników pelitowych skał wulkanogenicznych z otworu wiertniczego Wisznice IG 1

Thermic curves of pelitic components of volcanic rocks from the borehole Wisznice IG 1

Kaolinit: 1–2 – frakcja najdrobniejsza (poniżej 0,06 mm): 1 – głęb. 378,5 m, 2 – głęb. 379,2 m; 2a – frakcja grubsza (1–0,25 mm), głęb. 379,2 m; 3 – frakcja drobna (0,25–0,06 mm), głęb. 390,0 m

Kaolinite: 1–2 – the finest fraction (below 0.06 mm): 1 – depth 378.5 m, 2 – depth 379.2 m; 2a – coarser fraction (1–0.25 mm), depth 379.2 m; 3 – fine fraction (0.25–0.06 mm), depth 390.0 m

Materiał psamitowy waha się w granicach 5–28% wag. i składa się z kwarcu, skaleni, pirytu, magnetytu, lyszczyków i okruchów zdewitryfikowanego szkliwa, a także fragmentów silnie skaolinizowanych skał, o strukturze porfirowej i trachitowej.

Kwarc (do 0,3 mm) ukazuje się w formach bipiramidalnych, w płaskich matowych ziarnach, najczęściej ostrokanciastych, o powierzchni gładkiej, a także w skupieniach. Skalenie są liczniejsze niż kwarc; występują w ziarnach nieforemnych i tabliczkach (0,2–0,4 mm), są silnie skaolinizowane.

Okruchy młodszych skał kwaśnych (porfirów, ortofirów?) wskazują na obecność w pobliżu Wisznice wulkanizmu o charakterze kwaśnym.

T u f (379,2–390,5 m) ma intensywnie brunatną barwę z odcieniem fioletowym lub czerwonym, teksturę zbitą, jest tłusty w dotyku, dwukrotnie zdradza słabo widoczne uwarstwienie (381,8 m i 390,5 m); niektóre partie tufu burzą się z 10%

Tabela 1

**Skład mechaniczny i zawartość żelaza w piroklastytach z Wisznic
(w % wag.)**

Skala	Głębokość w metrach	Pelit poniżej 0,06 mm	Psamit 1–0,06 mm	Fe ₂ O ₃ frakcja pelitowa
Tufit	375,3	90	10	—
Tufit	375,6	95	5	—
Tufit	376,0	92	8	—
Tufit	377,5	72	28	—
Tufit	378,5	80	20	—
Tuf z aglomeratu	379,2	85	15	—
Tuf z aglomeratu	379,5	93	7	—
Tuf z aglomeratu	380,0	93	7	17,01
Tuf z aglomeratu	380,7	90	10	—
Tuf	381,8	93	7	13,97
Tuf	383,0	95	5	—
Tuf	384,2	88	12	14,77
Tuf analizowany	385,8	—	—	18,12
Tuf	388,2	67	33	—
Tuf	390,0	90	10	—

HCl. Składa się z materiału pelitowego (83–95%), w którego skład wchodzi kaolinit, chloryty, hematyt. Materiał piaskowcowy tufu stanowi niewielki procent (5–12%) i tylko na głęb. 388,2 m dochodzi do 33% (tab. 1). Są to okruchy bazaltu, białych i różowych skaleni, kwarcu, seladonitu, chlorytów, łuszczyków, pirytu, kalcytu, hematytu, szkliwa pumekowego (tabl. III, fig. 11), okruchów lawy pęcherzykowej i tabliczek schlorytyzowanego oliwinu. W dolnej partii tufu znaleziono fragmenty brekcji eruptywnej. Skład chemiczny tufu przedstawiono w tab. 2.

Skały podścielające tuf (390,5–403,6 m) mają charakter brekcji eruptywnej scementowanej tufem odpowiadającym opisanemu wyżej. Występuje tu bazalt zielony o teksturze migdałowej i bazalt barwy brunatno-czerwonej. Rozmiary odłamków bazaltu są znacznie zróżnicowane — od 25 cm do drobnych: jedne wykazują ślady obróbki mechanicznej, inne są ostrokrawędziste. Niekiedy ukazuje się bazalt o teksturze grochowcowej, a spoiwo tufowe impregnuje kalcyt w postaci gniazd (średnicy 2–3 cm) i drobnych żyłek. Sporadycznie znajdowane są fragmenty bazaltu z lawą. Mimo cementacji tufem okruchy bazaltów są tak silnie spojone, że można było uzyskać fragmenty rdzenia długości 80 cm.

Badania mikroskopowe wykazały, że obok bazaltu występują tu okruchy skały o charakterze tufobazaltu (tabl. I, fig. 6). Np. na głębokości 394,5 m występuje bazalt brunatny o różowym odcieniu, wraz z okruchami wiśniowo-czerwonej masy cementującej. Bazalt ma strukturę porfirowo-pęcherzykową do intersertalnej, zawiera oliwin, piroksen, szkliwo, magnetyt, chloryt?. W bazalcie znaleziono także okruch o charakterze tufu. Próbkę z głęb. 396,9 m ma charakter lawy sznurowej pęcherzykowej z odławkami bazaltu zielonego (tabl. I, fig. 7). Z głęb. 400,1 m pobrano próbkę zielonego bazaltu do badań chemicznych i szczegółowej charakterystyki mikroskopowej (tab. 2).

Tabela 2

Skład chemiczny bazaltów i tufów z Wisznic IG 1 i porównywanych skał z obszaru Związku Radzieckiego (w % wag.)

Składnik	Numery próbek							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	43,80	45,66	44,89	46,28	47,90	45,68	44,31	43,17
TiO ₂	0,67	0,63	0,24	1,55	1,45	2,36	1,36	1,98
Al ₂ O ₃	16,04	14,26	13,98	14,22	14,18	15,86	13,23	14,31
Fe ₂ O ₃	4,66	6,95	5,68	6,97	4,84	17,14	7,47	11,56
FeO	2,73	3,45	4,20	7,97	7,32	0,82	3,59	2,68
MnO	0,13	0,10	0,16	0,40	0,16	0,15	0,27	0,19
MgO	17,04	11,11	8,80	6,26	7,82	4,91	7,60	6,05
CaO	1,23	10,44	10,55	8,40	10,85	1,25	4,48	2,16
Na ₂ O	0,95	1,27	3,27	2,73	2,05	0,25	6,20	0,44
K ₂ O	0,09	0,00	1,14	1,06	0,39	4,84	0,50	3,84
H ₂ O ⁺	8,77	3,21	4,52	1,46	1,37	3,01	4,79	6,36
H ₂ O ⁻	4,70	3,50	2,44	1,86	1,48	4,63	4,62	6,32
P ₂ O ₅	nie oznaczono		0,07	0,42	—	0,05	0,15	0,30
CO ₂	nie oznaczono		—	0,21	—	—	1,35	0,79
S	—	—	0,03	0,03	—	—	0,08	—
	100,81	100,58	100,07	99,82	99,81	100,95	99,74	100,15

Objaśnienia: 1 – bazalt zielony, Wisznice IG 1, głęb. 400,1 m, anal. I. Kardymowicz; 2 – bazalt czarny, Wisznice IG 1, głęb. 409,7 m, anal. I. Kardymowicz; 3 – bazalt, Kaplonosy IG 1, głęb. 1736,5 m, anal. A. Chabło; 4 – bazalt z Ratna, N. Sawczenko (1968); 5 – bazalt z Mutwicy, Ł. Biernadska (1968); 6 – tuf z Wisznic, anal. I. Kardymowicz; 7 – tuf z Ratna, N.A. Sawczenko (1968); 8 – tuf z Berestowca, S. Małkowski (1951).

Bazalt z głęb. 403,6–416,2 m jest ciemnoszary do czarnego, o strukturze zmiennej, spękany (408,2–409,8 m) i zlustrwany (415,8 m), zdradza podzielność łupkowatą. Powierzchnie jego spękań pokryte są wadem. Na głęb. 408,3 m na powierzchni spękań znaleziono drobne kryształki chlorofeitu (I. Kardymowicz, 1976). Makroskopowo widoczne są wprysnięcia siarczków. Do analizy pobrano próbkę tego bazaltu z głęb. 409,7 m oraz liczne próbki do badań mikroskopowych.

STUDIA MIKROSKOPOWE

Na podstawie badań makro- i mikroskopowych wyróżniono bazalt zielony, czarny i brunatno-czerwony.

Bazalt z głęb. 400,1 m. Makroskopowo ma barwę zieloną z białymi i różowymi cętkami, poprzecinany jest w różnych kierunkach drobnymi żyłkami kalcytu. W spoiwie – od afanitowego do drobnokrystalicznego – występują prakryształoliwinu wypełnione zielonkawą masą o słabej dwójłomności (chloryty?), na

obwodzie których skupiają się tlenki żelaza; niektóre oliwiny są całkowicie żółta-wo-brunatne. Skała jest silnie schlorityzowana i usiana drobnymi kryształkami magnetytu. Pęcherze pogazowe o średnicy 0,22–0,74 mm wypełnia masa izotropowa lub słabo dwójtomna. Skalenie są nieliczne i silnie przeobrażone. Z pomiarów planimetrycznych wynika, że główną masę stanowi spoiwo – 62,6%, pęcherze pogazowe 30,1%, prakryształy oliwinu 7,4%. Wyniki analizy chemicznej opisanego bazaltu i jego petrochemiczny charakter podano dalej.

B a z a l t czarny ma teksturę migdałowcową, która ku dołowi rdzenia powoli zanika, na kontakcie zaś z piaskowcami arkozowymi wykazuje strukturę zbitą z nielicznymi drobnymi pęcherzami. Pęcherze o średnicy 0,5–0,2 cm wypełnia masa zielona, rzadziej różowa. Z pomiarów planimetrycznych wynika, że na głęb. 405,6 m spoiwo stanowi 60,4%, pęcherze – 37,7%, oliwin – 3,9%, niżej zaś (409,7 m) spoiwo stanowi 82,3%, pęcherze 6,1%, oliwin 11,1%.

Na kontakcie z piaskowcami arkozowymi bazalt ma barwę prawie czarną z różowymi cętkami iddingsytu; wykazuje teksturę zbitą, strukturę mikrokrystaliczną do afanitowej, w wyższych partiach – intersertalną. Jako prakryształy zanotowano: skalenie, augit diopsydowy i oliwin oraz grudki szkliwa, chloryty, iddingsyt, tlenki i siarczki żelaza, kalcyt, seladonit? i składniki pylaste. W pęcherzykach pogazowych obecny jest kalcyt, chalcedon, tlenki żelaza i zeolity (tabl. II, fig. 9).

Oliwin występuje w dwóch generacjach: w prakryształach i w spoiwie; im dalej od spągu tym ilość prakryształów w bazalcie jest większa. Zawartość oliwinu w próbkach bazaltu z różnej głębokości jest na ogół różna, lecz nie przekracza 20%. Największe kryształy oliwinu wzdłuż osi *Z* osiągają wielkość do 0,6 mm, są silnie rozłożone, a w jego formach szkieletowych występują chloryty i tlenki żelaza (tabl. IV, fig. 12), w szczelinkach spękań zaś ukazuje się iddingsyt i hematyt.

Piroksen również występuje w dwóch generacjach. Najczęściej jednak w prakryształach w postaci izometrycznych ziarn o średnicy 0,18–0,26 mm lub rzadziej – w formach słupkowych; kryształy świeże z charakterystyczną łupliwością i pleochroizmem są jednak rzadko notowane. Zanikanie światła $Z : \gamma = 33-42^\circ$, pleochroizm zbliża się do augitu diopsydowego. Większość kryształów piroksenu jest rozłożona, wypełnia je masa pelitowa, kalcyt i związki żelaza. W bazalcie szklistym piroksenu nie zanotowano.

Plagioklaz, tabliczkowaty i żerdkowaty (0,20–0,13 mm) zbliżniaczony według prawa albitowego i karlowarskiego, jest skalcytyzowany, spelityzowany i wykazuje budowę pasową; zawartość anortytu od 40 do 52%. M. Juskowiakowa (1971) znalazła skalenie o zawartości do 90% An.

Chloryt i minerały chlorytopodobne (tabl. V, fig. 14) występują wewnątrz prakryształów oraz w spoiwie bazaltu w postaci nieforemnej masy, niekiedy spękanej, drobnowłóknistej, barwy bladezielonej i zmiennej dwójtomności (0,009–0,011).

Składnik szklisty, najczęściej zdewitryfikowany, występuje w nieforemnych grudkach. W lepiej zachowanym stanie ma barwę brunatną, rzadko – zielonkawą; w jego zmętniałych ziarnach występują tlenki żelaza oraz bliżej nieoznaczalne mikrolity.

Spoiwo skalne ukazuje się w zmiennej ilości i w różnym stopniu przekrystalizowania od mikro- do kryptokrystalicznego. Dają się w nim wyróżnić listewkowate skalenie, żerdkowane pirokseny, szkielety oliwinu, chloryty, tlenki żelaza, ilmenit, kalcyt. W okazach bazaltu o strukturze intersertalnej składniki te są znacznie lepiej zachowane.

W bazalcie porowatym występują pęcherze pogażowe o zmiennej formie i różnej wielkości. Ich najpospolitszym składnikiem są chloryty i kalcyt, poza tym notowane są tlenki żelaza i zeolity; ścianki pęcherzy często wyściela chalcedon.

Oliwin notowany jest w dwu generacjach – w prakryształach i w spoiwie. Ilość pierwszych nie przekracza 20%; największe osobniki posiadają 0,6 mm i na ogół są silnie rozłożone. Szkieletowe formy oliwinu wypełnia chloryt i tlenki żelaza, w szczelinach spękań zanotowano iddingsyt i hematyt.

Piroksen również ukazuje się w dwu generacjach: w prakryształach ma formy izometrycznych ziarn o średnicy 0,18–0,26 mm, rzadko notowany jest w formie słupkowej. Kalcyt, związki żelaza i masa pelitowa wypełniają rozłożone prakryształy. Rzadko notowane są pirokseny świeże z charakterystyczną łupliwością i pleochroicznymi barwami; znikanie światła $Z : \gamma = 33-42^\circ$; optycznie są dodatnie.

Szklivo barwy zmiennej (brunatnej, żółtawo- lub zielonkawoszarej) wykazuje niezły stan zachowania, lecz zdarza się szklivo mętne lub nieprzezroczyste, wskutek obecności związków żelaza i bliżej nieoznaczalnych mikrolitów.

Chloryt występuje w różnej postaci. Głównie jako masa bladozielona, prawie bezbarwna, izotropowa o współczynniku załamania mniejszym niż balsamu kanadyjskiego; ma słabo zaznaczone spękania i wyglądem upodabnia się do żelu. Rzadziej notowano chloryt włóknisty o wyraźnym pleochroizmie (zielonym i żółtawozielonym), współczynniku załamania wyższym od balsamu kanadyjskiego i dwój-łomności zbliżonej do tejże w piroksenie.

Chloryt stanowi główny składnik bazaltu mikrokrystalicznego, występując niekiedy w formie żyłek i mikrożyłek. Spoiwo bazaltu jest zmienne, zależne od stopnia przekryształizowania: w okazach na kontakcie ze skałami podłoża spoiwo jest mikro- lub skrytokrystaliczne, barwy słabo zielonkawej. W próbkach o strukturze dolerytowej jest silnie skalcytyzowane i schlorytyzowane; najlepiej zachowane jest w bazalcie o strukturze intersertalnej. W skład spoiwa wchodzi: listewkowate skalenie, żerdkowate pirokseny, szkielety oliwinowe, szklivo, chloryty, kalcyt, tlenki żelaza.

Migdały o ściankach pokrytych chalcedonem zawierają chloryty, kalcyt, kwarc, zeolity i tlenki żelaza.

PROCESY PRZEOBRAŻEŃ WULKANITÓW WISZNICKICH

Wulkanity wisznickie po uformowaniu się ulegały procesom denudacji i wietrzenia, które powodowały ich spękania, kruszenie się i rozmywanie oraz sortowanie okruchów według wielkości. Proces ten w pewnym okresie zachodził w środowisku kwaśnym ($\text{pH} > 7$) w warunkach przybrzeżnych, odpowiadających powstawaniu kaolinitu i nagromadzeniu żelaza, którego wysoką zawartość wykazują tufit i tuf (tab. 1). Nie jest znana pierwotna miąższość wulkanitów ani ich wykształcenie – na głęb. 379 m, a niekiedy niżej (390 m) napotkano fragmenty składnika żuźlowego i lawy. W każdym bądź razie materiał nawiercony jest skromny, zwłaszcza w odniesieniu do wiercenia w najbliższych Kaplonosach (M. Juskowiakowa, 1971) oraz w osadzie Miednaja na północno-wschodnim odcinku wyniesienia Sławatycz (N.A. Sawczenko, 1968).

Bazalty wisznickie już po uformowaniu się ulegały przeobrażeniom – na styku z osadowymi skałami wendu, w strefach zaburzeń tektonicznych, w miejscach spękań, jak i własnej szczelinowości powstającej podczas konsolidacji skały, a także zagęszczonej porowatości, szczególnie w ich górnej partii.

Zmiana pierwotnego składu mineralnego bazaltu zachodziła na drodze autometamorficznych procesów bezpośrednio po krystalizacji, w wyniku oddziaływania wstępujących roztworów hydrotermalnych. Na przeobrażenia te najbardziej podatne były bazalty o teksturze migdałowcowej, ulegające zarówno procesom autometamorficznym, jak i hydrotermalnym. Bazalty o teksturze masywnej (głęb. 406–416,2 m) były bardziej odporne.

Do najpospolitszych procesów przeobrażeń bazaltów wisznickich należy chlorytyzacja, która w bazalcie zielonym obejmuje wszystkie jego składniki. Chloryty ukazują się w migdałach, w szczelinach spękań, w poszczególnych minerałach; chemicznie bazalt wzbogaca się w MgO i wodę kosztem spadku zawartości CaO i FeO (tab. 2). Nasilenie procesu chlorytyzacji zmniejsza się w bazalcie czarnym (409,7 m), co zaznacza się niewielkim tylko spadkiem zawartości żelaza. Proces kalcytyzacji notowany jest w skaleniach i spoiwie bazaltów; ukazuje się on w pęcherzach pogazowych, w przecinających skałę żyłkach kalcytowych i na powierzchniach spękań skały. Proces osiarczowania obejmuje całość skał bazaltowych, makroskopowo widoczny jest w czarnym bazalcie, gdzie siarczki ukazują się w niewielkich skupieniach lub w pojedynczych ziarnach.

Pelityzacja i kaolinizacja notowane są przeważnie w skaleniach i piroksenach; proces dewitryfikacji – w szkliwie. Oliwiny przeobrażają się na iddingsyt, chloryty, związki żelaza.

Zmiany bazaltów spowodowane wtórnymi ich przeobrażeniami znajdują potwierdzenie w składzie chemicznym tych skał (tab. 2).

PETROCHEMICZNY CHARAKTER WULKANITÓW

Do oznaczeń chemicznych wybrano dwie próbki bazaltu, jedną tufu i jedną chlorofeitu. Analizę wykonano metodą klasyczną dla glinokrzemianów, której wyniki zestawiono w tab. 2.

Tabela 3

Skład mineralny (normatywny) wulkanitów z Wisznice
(w % wag.)

Składniki (minerały)	Numery próbek		
	1	2	3
Kwarc	1,04	8,40	15,90
Ortoklaz	0,00	0,56	28,40
Albit	11,00	7,87	1,57
Anortyt	32,81	5,84	5,56
Korund	0,00	12,34	8,37
Diopsyd	40,54	46,03	12,10
Hematyt	7,04	4,64	12,48
Ilmenit	1,22	1,37	5,92
Apatyt	0,00	0,00	0,34
Sal:fem	0,90	0,67	1,90

1 – bazalt czarny (głęb. 409,7 m), 2 – bazalt zielony (głęb. 400,1 m),
3 – tuf czerwono-brunatny (głęb. 385,0 m)

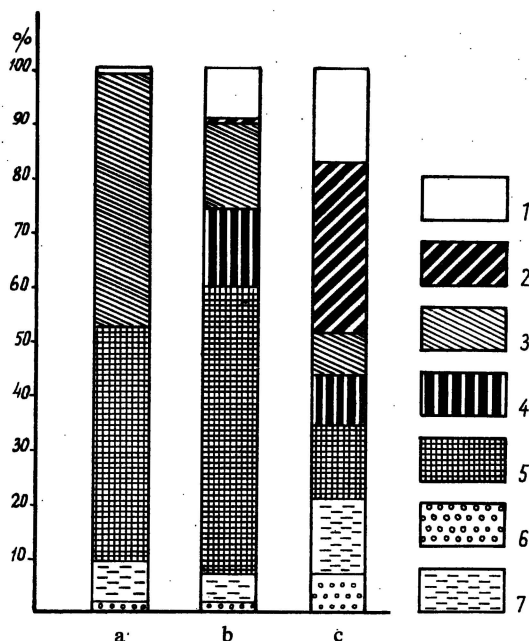


Fig. 4. Skład mineralny (normatywny) bazaltów (a, b) i tufów (c) z Wisznice
 Mineral (normative) composition of basalts (a, b) and tuffs (c) from Wisznice

1 – kwarc; 2 – ortoklaz; 3 – plagioklaz; 4 – korund; 5 – diopsyd; 6 – ilmenit; 7 – hematyt
 1 – quartz; 2 – orthoclase; 3 – plagioclase; 4 – corundum; 5 – diopside; 6 – ilmenite; 7 – hematite

Pokrewieństwo obu skał wyraża się w jednakowej zawartości tytanu (W.A. Kutolin, 1969).

Różnice chemizmu wyjaśnia stan zachowania każdej z odmian bazaltu, co ilustruje skład mineralny (normatywny) każdej z nich (tab. 3; fig. 4), podkreślony obecnością minerałów korundu i kwarcu w zielonym bazalcie oraz różnicą stosunku minerałów salicycznych do femicznych. W tab. 4 zamieszczono stosunki charakterystycznych dla nich tlenków, które dla bazaltów platformowych mają wynosić:

Tabela 4
 Wartości charakterystyczne chemizmu wulkanitów z Wisznice
 i skał ze Związku Radzieckiego

Miejscowość	Skała i głębokość w m	Stosunek wartości molekularnych w %		
		FeO	MgO	CaO
Wisznice IG 1	bazalt (409,7)	23,6	46,0	30,4
Wisznice IG 1	bazalt (400,1)	17,9	78,1	4,0
Wisznice IG 1	tuf (385,0)	61,2	33,1	5,7
Ratno (Białoruś)	bazalt	32,3	33,4	34,3
Ratno (Białoruś)	tuf	34,7	45,9	19,4
Mutwica (Wołyń)	bazalt	30,0	35,0	35,0
wg Daly'ego	średnia bazaltu	34,0	32,0	34,0

FeO:MgO:CaO, jak 1:1:1 (według Daly'ego). W bazalcie czarnym zbliżają się one do tych wartości, lecz wybitnie zróżnicowane są w zielonym (co pokrywa się z jego zaangażowanym stanem przeobrażeń). Wyniki oznaczeń spektralnych obu odmian bazaltu (tab. 5) nie wykazują różnicy składu pierwiastków rzadkich, lecz bazalt czarny ma nieco wyższą zawartość miedzi i ołowiu. Dokładniejsze oznaczenia tych wartości podaje W. Szczepanowski (1977).

Cechą charakterystyczną składu chemicznego tufu z Wisznice (tab. 2) jest wysoka zawartość żelaza, wzrost zawartości potasu i TiO_2 (2,36%) przy typowej dla tufów bazaltowych ilości MgO. Z oznaczeń termicznych wynika (fig. 3), że jednym ze składników tufu jest kaolinit, którego kształt krzywej termicznej 1, 2, 2a odpowiada kaolinowi z Sedlec (Czechy).

Tabela 5

Wyniki analizy spektralnej wulkanitów z Wisznice
(w % wag.)

Nr próbki	Cu	Pb	Zn	Ni	Co	Cr
1	~ 0,01	0,00	< 0,01	~ 0,01	~ 0,01	~ 0,01
2	< 0,005	< 0,00	< 0,01	~ 0,01	~ 0,01	~ 0,01

1-2 - jak w tab. 2.

Charakterystycznym minerałem przeobrażeń hydrotermalnych jest chlorofeit (I. Kardymowicz, 1976), którego próbkę pobrano ze spekań bazaltu czarnego (408,3 m). Jest to minerał barwy zielonkawoczarnej, drobnokrystaliczny, złożony z puszystych agregatów o promienisto-włóknistym ułożeniu i jedwabistym połysku. Przy dotyku łatwo rozpada się na drobne grudki; ogrzany wydziela dużo wody, po wyprażeniu staje się żółtawobrunatny i magnetyczny. Jego ciężar właściwy wynosi 2,29 G/cm³; współczynnik załamania światła 1,549-1,577 (oznaczony został w cieczach immersyjnych). Skład chemiczny chlorofeitu przedstawia tab. 6.

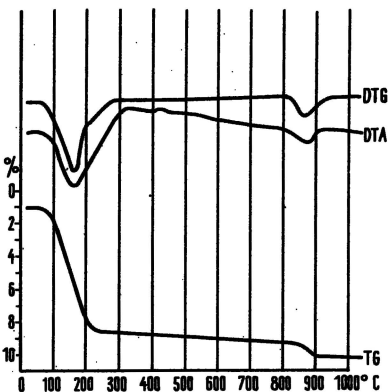


Fig. 5. Krzywe termiczne chlorofeitu z bazaltu z otworu wiertniczego Wisznice IG 1
Thermic curves of chlorophaeite from basalt from the borehole Wisznice IG 1

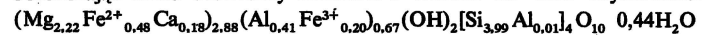
Badania rentgenometryczne wykazały, że największą intensywność mają linie: 4,52; 3,02; 1,545. Analizę termiczną wykonaną w Instytucie Geologicznym przedstawia fig. 5. Z danych piśmiennictwa geologicznego wynika, że badany minerał odpowiada chlorofeitowi z bazaltów Wołynia (W.P. Szaszkińska, 1956) i zbliża się do saponitu żelazistego z Markovic (I. Kardymowicz, 1976). Chlorofeit jest pochodzenia hydrotermalnego.

Tabela 6

Skład chemiczny chlorofeitu występującego w bazalcie wisznickim

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	CO ₂	Suma	RO:SiO ₂	R ₂ O ₃ :SiO ₂
46,12	0,80	4,17	4,00	6,56	—	17,20	2,19	0,08	0,39	5,07	12,90	—	0,30	99,78	0,72	0,09

Przeliczając skład chemiczny minerału z Wisznice na wzór krystalochemiczny (12 tlenów) uzyskujemy:



KORELACJA WULKANITÓW WISZNICKICH Z WULKANITAMI INNYCH OBSZARÓW

Spośród utworów wulkanicznych nawierconych we wschodniej części Polski skały z Wisznic wykazują największe powiązanie z serią wulkaniczną z otworu Kaplonosy IG 1, nawierconą na głęb. 1718–1773,1 m (M. Juskowiakowa, 1971). Są to utwory odpowiadające sobie wiekowo – stanowią odmianę najstarszą. Ich bazalty należą do melanokratycznych, których tworzywem była magma juwenilna pochodząca ze wspólnego ogniska. Skały te wykazują typowo platformowy charakter (W.A. Kutolin, 1969) i wywołały przeobrażenia termiczne leżących niżej osadów prekambryjskich. Bazalty krystalizowały blisko powierzchni (porowata tekstura, obecność składnika szklistego) i ulegały odpowiadającym sobie przeobrażeniom hydrotermalnym. Ich skład mineralny i chemiczny, podobnie jak i stosunki charakterystycznych tlenków ($\text{FeO}:\text{MgO}:\text{CaO} = 1:1:1$), odpowiadają bazaltom melanokratycznym. W obu otworach bazalty wykazują podwyższoną zawartość miedzi. Z badań geochemicznych W. Szczepanowskiego (1977) wynika, że spośród czterech odmian bazaltów wyróżnionych na Niżu Polskim w skład najstarszej odmiany wchodzi tylko bazalt z Wisznic IG 1 i Kaplonosów IG 1. W obu tych otworach wulkanity wykazują pulsacyjny charakter magmy.

Poza obszarem Polski wulkanity wisznickie odpowiadają wulkanitom obszaru Białorusi i wulkanitom zachodniego przedpola masywu ukraińskiego (S. Małkowski, 1951, 1971), zaliczanym przez geologów radzieckich do formacji trappów¹. W formacji tej wyróżnia się trzy facje: efuzywną – bazalty i tufy, intruzywną – diabazy, garbo-diabazy oraz brekcji eruptywnej – związanej z wulkanizmem typu centralnego.

Formacja trappów występuje na obu wymienionych jednostkach tektonicznych Związku Radzieckiego. Pierwsza, zwana obniżeniem Prypeci, rozpoczyna się na zachodzie od granicy Polski i przedłużając się 200 km w kierunku wschodnim dochodzi do tektonicznej granicy masywu krystalicznego. Obejmuje ona następujące wyniesienia podłoża krystalicznego: Sławatycze – Chotisław – Ratno – Chotieszów.

Na wyniesieniu Sławatycz obecność wulkanitów poza Wisznicami stwierdzono w osadzie Miednaja, gdzie pod osłoną kredy piszącej nawiercono wulkanity na głęb. 264,0–370,4 m (bez ich przebicia), przy czym facja brekcji eruptywnej o szczególnie interesującym składzie petrograficznym występuje tu na głęb. 257,1–259,2 m (lawa, tufy, odłamki różowego aplitu, granitu i uległego spilityzacji bazaltu). Prawdopodobnie materiał ten pochodzi z komina jednego z odkrytych tu wulkanów typu centralnego – diatremy (N.A. Sawczenko, 1968).

Na wyniesieniu Ratna wulkanity nawiercono na głęb. 142,0–310,1 m (tufy, bazalty, gabro-diabazy o wieku 560 mln) oraz na futorze Bor (nieco na północny zachód od Ratna) na głęb. 256 m. Wulkanity z futoru Bor mają około 288 m miąższości i reprezentują trzy facje formacji trappowej. Obecność tu brekcji eruptywnej i tufobrekcji wskazuje na czynności wulkanu typu centralnego, zbliżonego do diatremy kimberlitów diamentonośnych (B.J. Wołownik, 1968).

Charakter wulkanizmu w Wisznicach zbliżony jest do odkrytego w Miednaja i na futorze Bor, z tą różnicą, że wulkanity z Wisznic ulegały długo trwającemu niszczeniu (rozmywaniu, przetransportowaniu, wietrzeniu itp.) i brak jest pewności

¹ Trapp – ze szwedzkiego schodki, stopnie – w związku z płytkową łupkowatością skał zasadowych. W piśmiennictwie radzieckim formacja trappowa ma znaczenie litostratygraficzne.

czy stwierdzona w nich facja brekcji eruptywnej jest pierwotna, czy też pochodzi z rozmywanego w pobliżu komina wulkanicznego typu centralnego. Zwraca uwagę fakt pewnej analogii w usytuowaniu wierceń Wisznice IG 1 i na futorze Bor. Zarówno jedno, jak i drugie znajduje się w pobliżu karbońskiego rozłamu platformy krystalicznej.

W tab. 2. zamieszczono skład chemiczny bazaltu z Ratna, który w stosunku do wisznickiego nie wykazuje większego zróżnicowania tlenków SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 . Uboższy jest natomiast w wapń, magnez i wodę, bogatszy w alkalia, żelazo dwuwartościowe i tytan. Różnice te wiążą się z różnym stanem zachowania bazaltu; bazalt z Ratna jest znacznie lepiej zachowany.

Jeżeli chodzi o skład chemiczny obu tufów, największa różnica ujawnia się w zawartości Fe_2O_3 (ponad dwukrotnie wyższa w tufie z Wisznic, przy zaniżonej ilości MgO i CaO). Porównywane tufy różnią się również stosunkiem zawartości alkaliów – w wisznickim K_2O dominuje nad Na_2O , w tufie z Ratna stosunek ten jest odwrotny. Przewaga TiO_2 w tufie z Wisznic w stosunku do tegoż tlenku w tufie z Ratna wiąże się z wyższą zawartością żelaza w pierwszym (17,96%) w odniesieniu do ilości tego tlenku w tufie z Ratna (11,06%).

Powiązanie wulkanitów wisznickich z wulkanitami z osady Miednaja i Ratna wyraża się ponadto w miedziowym okruszczeniu tych skał (A.E. Biriulew, 1968).

Drugi obszar występowania formacji trappowej to zachodnie przedpole krystalicznego masywu ukraińskiego (o kierunku NNW – SSE) obejmujące obszar około 300 km² (W.A. Kłuszyn, 1968). Występuje tu głównie facja efuzywna. Od dawna znane są na tym obszarze i od dawna eksploatowane bazalty i tufy Nadhorynia. Notowane są także w szczelinach spękań, jak np. żyła bazaltu 4-metrowej grubości w Żdziłowie na Puhaczu, żyła bazaltu 2-metrowej grubości we wsi Prom k. Hubkowa n. Słuczą oraz w Jabłońcu, odległym o kilkadziesiąt kilometrów na wschód od Hubkowa. S. Małkowski (1971) żyły te zaliczył do metabazaltu.

Seria efuzywna z Wisznic wykazuje znaczne pokrewieństwo z wulkanitami nawierconymi w potoku Mutwica k. Mydzka Wielkiego. Według S. Małkowskiego (1951) bazalt z Mutwicy stanowi najstarszą generację tych skał, czyli bazaltów melanokratycznych, związanych bezpośrednio z ogniskiem magmowym. Opinię taką podziela E. Łazarenko i B. J. Wołownik (1969), J. Wojciechowski (1971), L.G. Biernadska (1968) i inni badacze tego obszaru.

Skład chemiczny bazaltu z Mutwicy (tab. 2) w stosunku do tegoż z Wisznic różni się nieco wyższą zawartością SiO_2 , FeO i alkaliów, wykazuje spadek Fe_2O_3 , MgO i wody. Wyraźna różnica zaznacza się w zawartości TiO_2 , która w bazalcie mutwickim jest dwukrotnie wyższa. Różnice chemizmu obu bazaltów prawdopodobnie wiążą się z różnym stanem przeobrażenia tych skał. Na podstawie chemizmu tych skał można sądzić, że bazalt z Mutwicy jest lepiej zachowany (żelazo dwuwartościowe, mniej MgO i stosunkowo niska zawartość wody).

Z danych przedstawionych w tab. 4 wynika, że stosunki charakterystycznych dla nich tlenków zbliżają się do 1:1:1 (bazalty platformowe wg Daly'ego).

Historia rozwoju obu porównywanych skał jest podobna. Powstały one w warunkach przypowierzchniowych (porowata tekstura, pęcherze pogazowe), ulegały procesom wtórnych przeobrażeń hydrotermalnych (chlorofeit w bazalcie wisznickim, delessyt w mutwickim), mają zbliżony skład mineralny (oliwin, szklivo zdewitryfikowane i in.). Jednakowe były również procesy ich późniejszych przeobrażeń, z których chlorytyzacja należy do panujących. Cechą wspólną bazaltów z Wisznic i Mutwicy jest ponadto okruszczenie miedzią, przy czym w Mutwicy miedź występuje w stanie wolnym (S. Małkowski, 1951; J. Wojciechowski, 1971).

Przechodząc do porównywania tufów (tab. 2) stwierdza się, że tufy z Wisznic odpowiadają tufom z Berestowca, zwłaszcza zawartością nagromadzonego TiO_2 , któremu towarzyszy w obu skałach wysoka zawartość żelaza, oraz nagromadzeniem MgO i K_2O , przy zaniżonej zawartości sodu.

Wulkanity wisznickie, mimo dużej odległości od wulkanitów z obszaru Związku Radzieckiego (obniżenie Prypeci i obszar Nadhorynia) należą do utworów magmy bazaltowej juwenilnej, za czym przemawia facja efuzywna tych skał i ich przynależność do tej samej formacji trappowej.

Warto tu wspomnieć badania uczonych włoskich, przeprowadzone za pomocą sputnika satelitarnego, które wykazały, że czynne wulkany Włoch — Wezuwiusz, Stromboli i Etna — czerpią materiał efuzywny ze wspólnego ogniska magmowego (H. Kamiński, 1976).

WULKANITY Z WISZNIC JAKO OBIEKT PRZYSZŁYCH BADAŃ GEOLOGICZNO-POSZUKIWAWCZYCH

Znaczne pokrewieństwo wulkanitów wisznickich z wulkanitami Białorusi i Wołynia przemawia za ich przynależnością do tej samej formacji trappowej, która występuje w zachodniej części masywu ukraińskiego. Poszukiwania prowadzone przez dłuższy czas przez geologów radzieckich wykazały, że w przeszło 20 punktach tego obszaru występują drobne kryształki diamentu w asocjacji z piropem (granat magnezowy), który jest ich stałym towarzyszem, przy czym pirop wykazuje cechy odpowiadające piropowi facji diamentonośnej (kimberlitowej). Interesujący jest fakt, że drobne kryształki diamentu znaleziono poza tym w zwierzelinie bazaltów Janowej Doliny (na Wołyniu). Na podstawie własnych doświadczeń i znajomości diamentonośnych obszarów wschodniej Syberii radzieccy geolodzy przeprowadzili poszukiwania piropu w skałach klastycznych, poczynając od kambru do luźnych osadów współczesnych aluwiów (głównie w dolinach rzecznych Horynia, Słuczy, Styru, Prypeci i górnych dopływów Bohu). Okazało się, że w osadach doliny Bohu występuje podwyższona koncentracja piropu (26–64 znaki — A.P. Bobryjewicz i in., 1968, p. 144–163).

Doświadczenie wykazało, że o wyborze miejsca poszukiwań geologicznych decydują następujące czynniki: a — obecność facji brekcji eruptywnej typu kimberlitowego (diatremy), której można spodziewać się w pobliżu szczelin głębokich rozłamów platformy krystalicznej lub na skrzyżowaniu tych szczelin²; b — obszar poszukiwań ma stanowić teren równoległy do kierunku maksymalnego rozwoju przejawów wulkanizmu trappowego; c — kolektorem piropu są skały klasyczne od kambru do luźnych osadów dolin rzecznych.

Należy zaznaczyć, że dla piropu Wołynia charakterystyczną barwą jest kolor czerwony z odcieniem pomarańczowym; zasadniczo zaś — barwy pomarańczoworóżowe i pomarańczowoczerwone. Jego skład chemiczny odpowiada piropowi z kimberlitów Jakucji, współczynnik załamania zmienny 1,737–1,755, ściślej 1,739–1,744 (A.P. Bobryjewicz i in., 1968).

Według W.O. Różyckiego (1961) przejawy wulkanizmu typu kimberlitowego mają występować również na obszarze Czechosłowacji, NRD i Polski. Istotnie,

² Formacja trappowa zajmuje centralne części, zapadliska platformy krystalicznej, przy czym kimberlity lokują się na peryferii pól lawowych, magma kimberlitowa występuje na większej głębokości niż trappowa (A.P. Bobryjewicz, 1969, p. 208).

w Czechosłowacji zarejestrowano 7 stanowisk kominów typu kimberlitowego, a warto przypomnieć, że w kraju tym pirop jest eksploatowany jako kamień ozdobny pod nazwą „czeskiego granatu” (M. Kołaczkowska, 1961).

Co się tyczy wulkanitów wisznickich, przypomnieć warto opinię B. Arenia (1964, p. 79) o znaczeniu perspektywicznym obszaru Wisznic. Autor ten pisze, że „...Na wyniesieniu Sławatycz głębokość podłoża krystalicznego jest znacznie mniejsza i tam zbadanie drobnych nierówności podłoża krystalicznego będzie o wiele łatwiejsze, niż na wyniesieniu mazursko-suwańskim. W każdym bądź razie wklęsłe formy podłoża i skały wypełniające te zagłębienia winny stanowić przedmiot intensywnych badań geologiczno-poszukiwawczych”.

pozytywne wyniki badań poszukiwawczych na obszarze Białorusi i Wołynia sugerują możliwość obecności w Wisznicach i ich otoczeniu utworów diamentonoinnych. Brekcję eruptywną stwierdzono w Miednaja (Białoruś), gdzie odkryto również komin wulkaniczny typu centralnego (N.A. Sańczenko, 1968); facja ta występuje także i na wyniesieniu Ratna, gdzie znajduje się komin typu kimberlitowego (B.J. Wołownik, 1968). Wulkanity nawiercone na wyniesieniu Sławatycz i Ratna uważane są (A.E. Biriulew, 1968) za miedzionośne (Cu = 0,03–0,003% wag.); utwory efuzywne Wisznic również zawierają miedź (0,01–0,005% wag.). Badania W. Szczepanowskiego (1977) wykazały w bazalcie z Wisznic wyższą zawartość miedzi.

Sławatyczne stanowią najbardziej na zachód wysunięte wyniesienie podłoża krystalicznego, uważane przez geologów radzieckich za jeden z perspektywicznych obszarów pod względem możliwości znalezienia tu metali kolorowych, pierwiastków rzadkich, a niewykluczone, że i diamentów. W warunkach stałej denudacji tego wyniesienia – od karbonu do kredy pisażącej – do Wisznic mogły docierać skały eksplozywne z osady Miednaja. O tym, na jak wielką odległość może wędrować materiał wulkaniczny, świadczy fakt, że bardzo drobne popioły z wybuchu Wezuwiusza (1906 r.) znajdowane były w wodach Morza Bałtyckiego (M. Książkiewicz, 1968).

Warto odnotować, że w 1978 r. w otworze wiertniczym w obniżeniu Prypeci (na głęb. 3074–3078 m) znaleziono kryształ diamentu o wymiarze 0,10 × 0,15 mm w zbrekcjowanym dolomicie dewońskim (96,4% dolomitu i 3,6% gliniasto-mikowego agregatu). Obecność w dolomitach minerałów tak wrażliwych na procesy wtórnych przeobrażeń, jak piroksen oraz wyraźnie zaznaczone w diamencie ściany ośmiościanu i sześcianu wskazują na jego górnodewoński wiek i niedaleki transport. Znalezienie diamentu daje podstawę do wniosku, że w górnym dewonie w obniżeniu Prypeci miały miejsce przejawy wulkanizmu o charakterze eksplozywnym (S.J. Rybałko i in., 1978).

Petrograficzne powiązanie bazaltu wisznickiego z bazaltem Mutwicy, gdzie po raz pierwszy stwierdzono występowanie miedzi rodzimej (S. Małkowski, 1951), sugeruje, być może, o perspektywicznym znaczeniu obszaru Wisznic.

PODSUMOWANIE I WNIOSKI

Wyniki badań petrograficznych wulkanitów z Wisznic doprowadziły do następujących wniosków:

1. Skały wisznickie uformowały się bezpośrednio na platformie krystalicznej, powodując termiczne przeobrażenie piaszczysto-zlepieńcowych skał prekambryjskich.

2. Wulkanity nawiercone w Wisznicach stanowią najniższy fragment pokrywy wulkanicznej, której górna część pod wpływem wietrzenia mogła ulec zniszczeniu.

3. Wulkanity wisznickie złożone są z bazaltu przykrytego tufem.
4. Porowata struktura bazaltu i obecność w nim szkliwa przemawiają za krystalizacją w warunkach blisko powierzchni.
5. Melanokratyczny charakter bazaltu wisznickiego wskazuje, że formował się on z magmy bazaltowej niezdyferencjowanej (juwenilnej), pochodzącej z głęboko położonego ogniska magmy.
6. Bazalt po wykrystalizowaniu podlegał oddziaływaniu roztworów hydrotermalnych powodujących wtórne jego przeobrażenia — chlorytyzację, zeolityzację, kalcytyzację, hydratację, dewitryfikację szkliwa i in.
7. Po skonsolidowaniu się bazaltu ruchy tektoniczne obszaru spowodowały jego zaburzenia mechaniczne — spękania i złustrowania powierzchni, na których wykrystalizował kalcyt, chlorofeit, kwarc i drobne ilości siarczków.
8. Procesy zaburzeń mechanicznych utworowały drogę mechanicznemu i chemicznemu wietrzeniu wulkanitów i towarzyszących im tufów; zachodził proces hydratacji, oksydacji, kaolinizacji i in.
9. Melanokratyczny bazalt z Wisznic reprezentuje wiekowo najstarszy człon wulkanizmu wendyjskiego na platformie prekambryjskiej.
10. Wulkanity wisznickie wykazują obecność miedzi.
11. Wymienione wyżej cechy wulkanitów wisznickich w zestawieniu z wulkanitami nawierconymi w znanych punktach na Niziu Polskim wskazują, że wulkanity z Wisznic są najbardziej zbliżone do wulkanitów z otworu Kaplonosy IG 1, zwłaszcza do ich dolnego odcinka (głęb. 1720—1773 m).
12. Różnice w składzie chemicznym bazaltów z Wisznic IG 1 i Kaplonosów IG 1 spowodowane są głównie różnym stanem wtórnych przeobrażeń bazaltu z każdego wiercenia.
13. W obu bazaltach występuje oliwin i składnik szklisty.
14. Wulkanity z obu otworów należą do formacji trappowej i w obu występuje facja efuzywna i facja brekcji eruptywnej.
15. Porównywane wulkanity różnią się miejscem występowania i miąższością (Wisznic na wyniesieniu 278 m p.p.m., miąższość ± 12 m; Kaplonosy na obniżeniu 1718 m p.p.m., miąższość ± 52 m).
16. Wulkanity wisznickie odpowiadają wulkanitom nawierconym w Miednoju na wyniesieniu Sławatycz i wulkanitom z futuru Bor na wyniesieniu Ratna.
17. W odniesieniu do wulkanitów zachodniego przedpola masywu ukraińskiego bazalt z Wisznic petrograficznie i wiekowo odpowiada melanokratycznemu bazaltowi z dolnego potoku Mutwicy k. Mydzka Wielkiego.
18. Na uwagę zasługuje problem ewentualnej perspektywiczności wulkanitów z Wisznic ze względu na możliwości znalezienia w nich diamentów i miedzi. Na obszarze Białorusi (Miednaja i Bor), podobnie jak w Wisznicach nawiercono fację brekcji eruptywnej, przy czym w dwu pierwszych miejscowościach odkryto ponadto wulkany typu kimberlitowego, zapowiadające obecność diamentów, na co wskazuje pirop (znajdowany w osadach klastycznych dorzecza Horynia, Słuczy i południowych dopływów Bohu), który jest stałym towarzyszem diamentu. Poza tym osadę Miednaja uznano za obszar perspektywiczny dla poszukiwania miedzi.

*

Poczuwam się do miłego obowiązku złożyć podziękowania Koleżankom z Biblioteki Muzeum Ziemi za dostarczenie niezbędnego piśmiennictwa geologicznego.

Dziękuję Panu Profesorowi A. Łaszkiwiczowi za krytyczny przegląd rękopisu.

PIŚMIENICTWO

- AREN B. (1964) — Geologia węglna wschodniej Polski na przekroju Fasty—Tyszowce. Kwart. Geol., 8, p. 77—89, nr 1. Warszawa.
- JUSKOWIAKOWA M. (1971) — Bazalty wschodniej Polski. Biul. Inst. Geol., 245, p. 173—251. Warszawa.
- KAMIENSKI H. (1976) — Remote sensing of geothermic activities of the volcanoes Aetna, Stromboli and Vesuv by means of infra-red nocea-vhrr-satelite data. Atti 16 Conv. int. tech. sci. spaz, Roma 1976, p. 441—455. Roma.
- KARDYMOWICZ I. (1960) — Opis petrograficzny piroklastytów i wulkanitów z wiercenia oporowego Wisznice. Arch. Inst. Geol. Warszawa.
- KARDYMOWICZ I. (1967) — Intruzje mniejsze Gór Świętokrzyskich. Biul. Inst. Geol., 197, p. 329—410. Warszawa.
- KARDYMOWICZ I. (1971) — Rozwój badań geologicznych krystaliniku Wołynia w pracach Stanisława Małkowskiego z lat 1922—1939. Pr. Muzeum Ziemi, 17, p. 67—102. Warszawa.
- KARDYMOWICZ I. (1976) — Chlorofeit (saponit żelazisty) z Wisznice koło Włodawy. Kwart. Geol., 20, p. 11—20, nr 1. Warszawa.
- KOŁACZKOWSKA M. (1961) — Kamienie i klejnoty. PWN. Warszawa.
- KSIĄŻKIEWICZ M. (1968) — Geologia dynamiczna. Wyd. Geol. Warszawa.
- LENDZION K. (1962) — Paleozoik na anteklizie Sławatycz w świetle nowych wierceń. Kwart. Geol., 6, p. 513—525, nr 4. Warszawa.
- MAŁKOWSKI S. (1951) — O przejawach wulkanizmu między masywem Wołyńsko-Ukraińskim i Walem Kujawsko-Pomorskim. Acta Geol. Pol., 2, p. 491—594, z. 4. Warszawa.
- MAŁKOWSKI S. (1971) — Skały okolic Klesowa. Pr. Muzeum Ziemi, 17, p. 15—64. Warszawa.
- SZCZEPANOWSKI W. (1977) — Geochemia bazaltów serii wisznickiej wschodniej Polski. Biul. Inst. Geol., 298, p. 141—208. Warszawa.
- WOJCIECHOWSKI J. (1971) — Rozwój badań bazaltów w dorzeczu Horynia. Pr. Muzeum Ziemi, 17, p. 105—146. Warszawa.
- ZNOSKO J. (1961) — W sprawie pozycji stratygraficznej eokambryjskich sparagmitów i niektórych młodoprekambryjskich formacji. Kwart. Geol., 5, p. 737—774, nr 4. Warszawa.
- ZNOSKO J. (1965) — Problem kaledonidów i granicy platformy prekambryjskiej w Polsce. Biul. Inst. Geol., 188, p. 5—72. Warszawa.
- БЕРНАДСКАЯ Л.Г. (1968) — Петрография пород трапповой формации западного склона Украинского щита. В кн.: Рифейский вулканизм и металлоносность западной части Украинского щита. Киев.
- БИРЮЛЕВ А.Е. (1968) — О меденности эффузивов Западной Волыни. В: Рифейский вулканизм и металлоносность западной части Украинского щита. Киев.
- БОБРИЕВИЧ А.П. (1969) — Общие вопросы петрологии кимреолитов. В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии, I. Киев.
- БОБРИЕВИЧ А.П., СМЕРНОВ Г.И., ТАРАСЮК О.Н. (1968) — К вопросу алмазности Воłyно-Подоліи. В кн.: Рифейский вулканизм и металлоносность западной части Украинского щита. Киев.
- ВОЛОВНИК Б.Я. (1968) — О перспективах алмазности Волыни. Геол. Сбор. Львов. Геол. О-ва Львов. Государ. Унив., 2, стр. 94—100. Львов.
- КЛУШИН В.И. (1968) — Структура Припятского вала и западного склона Украинского щита по данным геофизических исследований. В кн.: Рифейский вулканизм и металлоносность западной части Украинского щита. Киев.
- КУТОЛИН В.А. (1969) — Петрохимические особенности базальтов разных формации. В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии, I. стр. 235—246. Москва.
- ЛАЗАРЕНКО Э.К., ВОЛОВНИК Б.Я. (1969) — Нові дані про будову вулканогенної товщі волинської серії західної окраїни Руської платформи. Геол. Журн., I, стр. 11—21.
- РИБАЛКО С.І., ТКАЧУК Л.Г., ЛАХНЮК В.М., КИРИКИЛИЦЯ С.І., ТАРАСЮК О.М., НА-

- ГАЛЬОВА Н.Б., КВАСНИЦЯ В.М., ЧАШКА О.І., КОЗАЧОК О.О. (1978) — Перша знахідка кристалу алмаза в девонських відкладах Припятського прогину. Доп. АН УРСР, сер. Б, № 9, стр. 792—795. Наукова Думка. Київ.
- РУЖИЦКИЙ В.О. (1961) — Про алмази та перспективи розшукув кимберлітів на Україні. Геол. Журн. УССР, 21, стр. 24—35. Київ.
- САВЧЕНКО Н.А. (1968) — Геологическая структура и этапы вулканизма Припятского вала. В кн.: Рифейский вулканизм и металлоносность западной части Украинского щита. Киев.
- САВЧЕНКО Н.А. (1969) — Этапы развития вулканических явлений в Припятском вале и западном склоне Украинского щита. Изв. АН СССР, сер. геол., 7, стр. 18—23. Москва.
- ШАШКИНА В.П. (1956) — О хлорофите из базальтов Волыни. Минер. Сбор. Львов. Геол. О-ва, 10, стр. 346—352. Львов.

Ирена КАРДЫМОВИЧ

ПЕТРОГРАФИЯ ВУЛКАНИТОВ В ВИШНИЦАХ ОКОЛО ВЛОДАВЫ

Резюме

Признаки основного вулканизма на востоке Польской низменности впервые были обнаружены в скважине Вишнице ИГ1 на глубине 375,3—416,5 м под юрскими породами. Вулканогенные породы залегают на песчано-конгломератовых термически преобразённых докембрийский отложениях (фиг. 1, 2).

Залегающие под юрой туффиты (375,3—379,2) состоят из пелитовых образований (таб. 1), одним из компонентов которых является каолинит (фиг. 3). В песчаной фракции туффитов присутствуют полевые шпаты, бипирамидальный кварц, вулканическое стекло, слюды, пирит и обломки сильно видоизменённых пород типа порфиров и ортофира.

Туф (379,2—390,5 м) отличается плотной текстурой и слегка намеченной повторяющейся слоистостью. В основном он сложен мелкозернистым материалом с преобладанием каолинита, кроме того в его состав входят хлориты, селадонит, кварц, вулканическое стекло, оливин и мелкие обломки пузырьчатой лавы. В нижней части разреза отмечаются мелкие фрагменты вулканической брекчии, пористого зелёного базальта и шлаковой лавы. Химический состав туфа, его минеральный состав (нормативный) и соотношения характерных окислов показаны на таб 2—5.

На глубине 390,5—403,6 м залегают агломераты, вулканические брекчии, крепко сцементированные туфом и шлаковым материалом, здесь выделяется пористый базальт зелёного цвета и базальт серокоричневой окраски; и форма и размеры базальта очень разнообразны. Зелёный базальт состоит из оливина, диоксидового авгита, полевого шпата, вулканического стекла, магнетита и многочисленных хлоритов; порода в целом сильно преобразована.

На глубине 403,6—416,5 м появляется чёрный базальт с изменчивой текстурой, в верхах пористый, а на границе с осадочной толщей плотный и мелкозернистый. Минеральный его состав такой же как зелёного базальта, но лучшей сохранности, содержание оливина колеблется от 3,9 до 11,1% объёма, количество пузырьков, оставшихся от газа 6,1—37,7%, цемент — 60,4—82,3%, хлорита меньше, чем в зелёном базальте. Химический и минеральный (нормативный) состав, характерные величины и данные спектрального анализа приведены в таблицах 2, 3, 4 и 6.

Хлорофит, покрывающий поверхность трещин в чёрном базальте (глуб. 408,3 м), мелкозернистый, удельный вес его 2,29 Г/см³, а коэффициент светопреломления изменчивый (1,549—1,577). Рентгенографические измерения выявили наибольшую интенсивность линий 4,52; 3,02;

1,545. Вишницкий хлорофит гидротермального происхождения и соответствует хлорофиту базальтов Волыни и близок к сапониту Марковиц (Чехословакия).

Вулканыты из скважины Вишнице ИГ 1, по сравнению с вулканытами из других скважин на Польской низменности, соответствуют только вулканытам из скв. Каплонысы ИГ 1 (глуб. 1720—1773 м). Меланокристаллические базальты выкристаллизовались из ювенильной магмы; по окончании процесса формирования подвергались воздействию гидротермальных растворов. Они по возрасту являются самым старым звеном эффузивной фации. По геохимическим критериям базальты из рассматриваемых скважин были отнесены к самой древней разновидности (В. Щепановски, 1977). В обеих скважинах имеются две фации — эффузивная и вулканической брекчии.

Вишницкие вулканыты по химическому составу соответствуют вулканытам Белоруссии (скв. Медная на СВ поднятия Славатыч и Бор на поднятии Ратна), с той только разницей, что в этих скважинах кроме эффузивной фации и вулканической брекчии выступает интрузивная фация (габбро, габбробазальты) и вулканический нект типа диатремы, чего нет в Вишницах.

Вишницкий базальт, по сравнению с вулканытами Волыни, соответствует самому древнему меланокристаллическому базальту из потока Мутвица около Велького Мыдзка, а туф соответствует туфу Берестовца (таб. 2). Вулканогенные породы Вишниц являются аналогом трапповой формации, описанной советскими геологами на западе Волынского-Украинского массива и Припятского вала.

Irena KARDYMOWICZ

PETROGRAPHIC STUDIES OF VOLCANIC ROCKS FROM WISZNICE NEAR WŁODAWA

Summary

The presence of basic volcanism in eastern part of the Polish Lowlands has been found for the first time in the borehole Wisznice IG 1. In that borehole, volcanic rocks overlaying thermally changed sandy-conglomeratic Precambrian rocks were recorded beneath the Jurassic at the depth from 375.3 to 416.5 m (Figs. 1, 2).

Tuffites underlying the Jurassic (375.3—379.2 m) are mainly built of pelitic deposits (Table 1) with kaolinite (Fig. 3) as one of components. Sandy fraction of tuffites comprises feldspars, dipyrmidal quartz, glass, mica, pyrite, and fragments of strongly altered rocks of the porphyry and orthofelsite character.

Tuff (379.2—390.5 m) displays compact texture and in several places, slightly marked bedding. It mainly consists of fine-grained material. Kaolinite predominates here but chlorites, celadonite, quartz, volcanic glass, olivine, and fine fragments of blister lava are also present. Small fragments of eruptive breccia, porous green-coloured basalt as well as slaggy breccia were found in lower part of the tuff. Tables 2—5 show chemical and mineral (normative) composition of the tuff, ratios of characteristic oxides as well as the results of spectral analyses.

In depth interval 390.0—403.6 m, there were found agglomerates, and eruptive breccias strongly cemented with tuff and slaggy material. Porous, green coloured basalt and brown-black basalt were recorded. They strongly vary in both shape and size. Green basalt consists of olivine, diopside, augite, feldspars, glass, magnetite and large group of chlorites and it is strongly altered.

Black basalt, occurring at the depth from 403.6 to 416.5 m, is varying in texture. It is porous in the upper part and compact and fine-grained at the contact with underlying sedimentary rocks. Mineral components are the same as in green basalt but better preserved. The content of olivine ranges from 3.9 to 11.1 volume per cent, post-gas voids — from 6.1 to 37.7%, and cement (in-

terstices) — from 60.4 to 82.3%, and the amount of chlorite is lower than in green basalt. Tables 2, 3, 4, 6 show the chemical and mineral (normative) composition, characteristic values and the results of spectral analyses.

Chlorophaeite occurring at surfaces of fractures in black basalt (depth 408.3 m) is fine-crystalline, with bulk density equal 2.29 G/cm³, and variable refraction coefficient (1.549–1.577). X-ray measurements showed that the most intense lines include 4.52, 3.02 and 1.545. Chlorophaeite from Wisznice corresponds to that of Volhyn basalts, being also close to saponite from Markowice in Czechoslovakia. It is of hydrothermal origin (Fig. 6, Table 6).

The comparison of volcanic rocks from the borehole Wisznice IG 1 with those known from other boreholes in the Polish Lowlands showed that the former correspond only to those from the borehole Kaplonosy IG 1 (depth 1720–1773 m), also resting on the Precambrian crystalline platform. Basalts are melanocratic; they have crystallized from juvenile magma and after that they were subjected to hydrothermal processes. They represent the oldest member of effusive facies. The results of geochemical studies of basalts from these boreholes (H. Szczepanowski, 1977) made possible to assign them to the oldest variety. In both boreholes two facies occur — effusive and eruptive.

Volcanic rocks from Wisznice correspond to those from Byelorussia (boreholes Miednoj in NE part of the Sławatycze elevation and Bor in the Ratno elevation) in chemistry but in the latter area the two facies are accompanied by the intrusive one (gabbro, gabbro-diabases) and volcanic vent is of the diatreme type, not known from the Wisznice area.

In comparison with volcanic rocks from Volhyn, Wisznice basalt corresponds to the oldest melanocratic basalt from the Mutwica stream near Wielkie Mydzko whereas tuff appears to be related to that from Berestowice (Table 2). Volcanic rocks from Wisznice belong to the trap formation described by Soviet geologists from western part of the Volhynian–Ukrainian Massif and the Prypet' Swell.

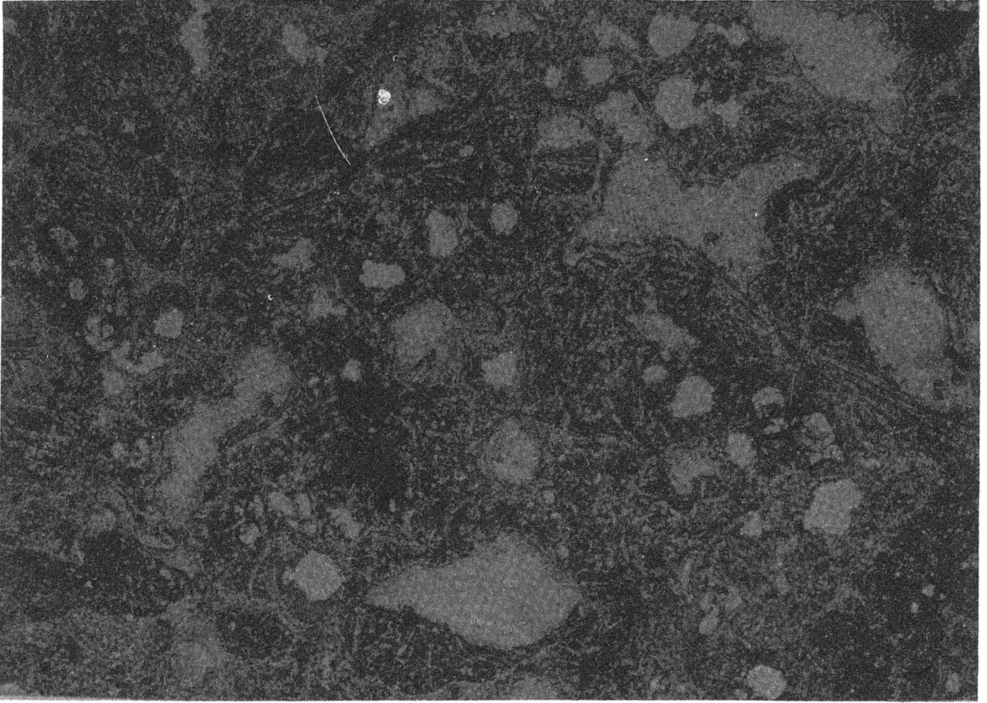


Fig. 6



Fig. 7

TABLICA I

Fig. 6. Lawa gąbczasta (tufolawa) silnie zmieniona; chlorytopodobne minerały wypełniają pęcherze pogażowe. Wisznice IG 1, głęb. 397,4 m; nikole równoległe, pow. 15 ×

Blister (tuffolava) lava, strongly altered; chlorophaeite-like minerals infilling post-gas voids. Borehole Wisznice IG 1, depth 397.4 m; parallel nicols, × 15

Fig. 7. Lawa gąbczasta „mikrosnurowa” z okruchami bazaltu, bogata w tlenki żelaza. Wisznice IG 1, głęb. 403,6 m; nikole równoległe, pow. 10 ×

„Micro-pahoehoe” blister lava with basalt fragments and enriched in iron oxides. Borehole Wisznice IG 1, depth 403.6 m; parallel nicols, × 10

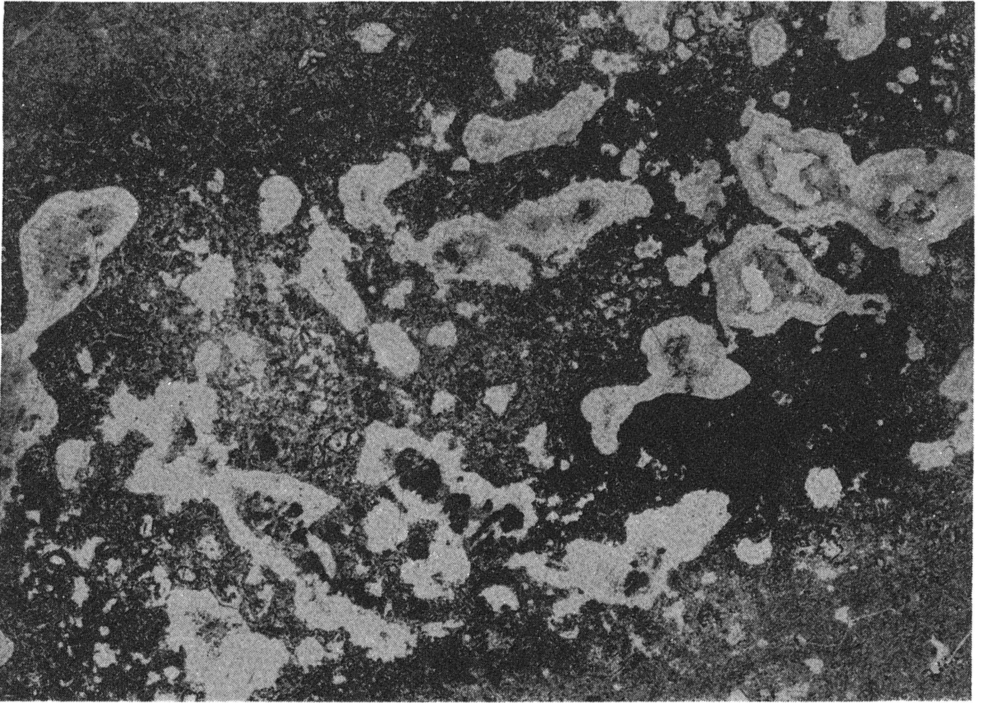


Fig. 8

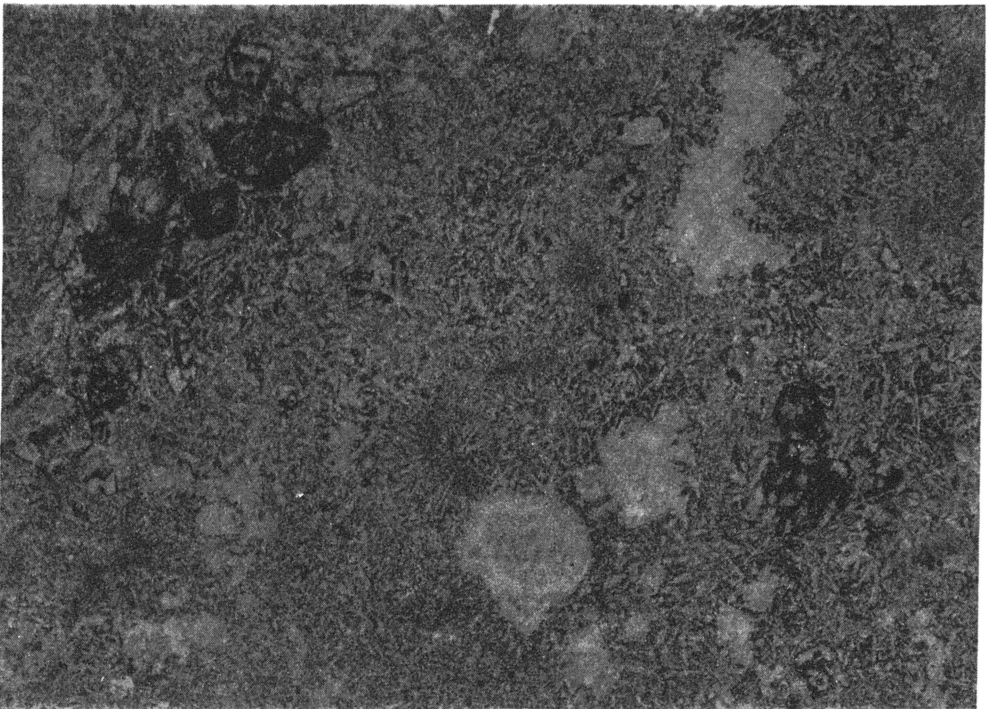


Fig. 9

TABLICA II

Fig. 8. Fragment lawy gąbczastej w zielonym bazalcie migdałowcowym. Wisznice IG 1, głęb. 399,9 m; nikole równoległe, pow. 9,5 ×

Blister lava fragment in green amygdaloid basalt. Borehole Wisznice IG 1, depth 399.9 m; parallel nicols, × 9.5

Fig. 9. Bazalt migdałowcowy czarny, z prakryształami silnie zmienionego oliwinu i strukturze sferolityczno-intersertalnej. Wisznice IG 1, głęb. 415,0 m; nikole równoległe, pow. 13 ×

Black amygdaloid with spherulitic-intersertal texture and strongly altered olivine crystals. Borehole Wisznice IG 1, depth 415.0 m; parallel nicols, × 13



Fig. 10

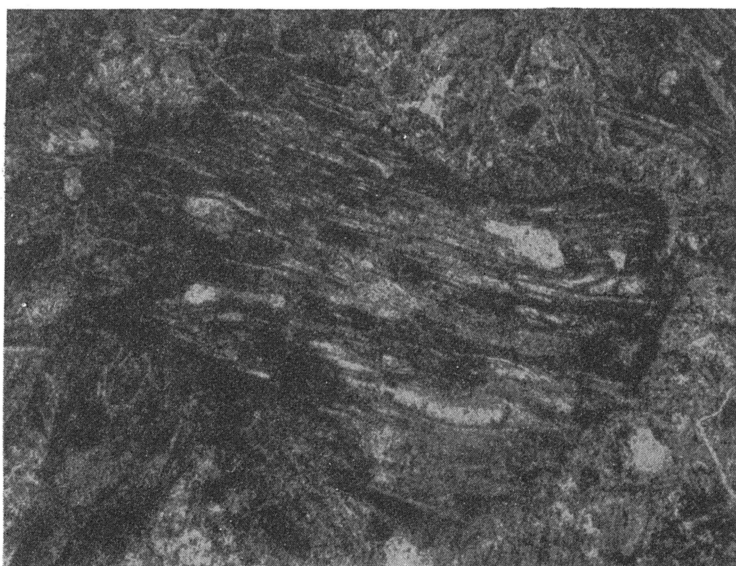


Fig. 11

TABLICA III

Fig. 10. Tuf popiołowy czerwony z aglomeratów, z okruchami szkliwa (białe) i ciemnymi kuleczkami bogatymi w związki żelaza. Wisznice IG 1, głęb. 395,0 m; nikole równoległe, pow. 155 ×

Red ash tuff from agglomerates, with glass fragments (white) and dark spherules rich in iron compounds. Borehole Wisznice IG 1, depth 395.0 m; parallel nicols, × 155

Fig. 11. Okruch szkliwa obsydianowego z tufu czerwono-brunatnego. Wisznice IG 1, głęb. 381,8 m; nikole równoległe, pow. 260 ×

Fragment of obsidian glass from red-brown tuff. Borehole Wisznice IG 1, depth 381.8 m; parallel nicols, × 260

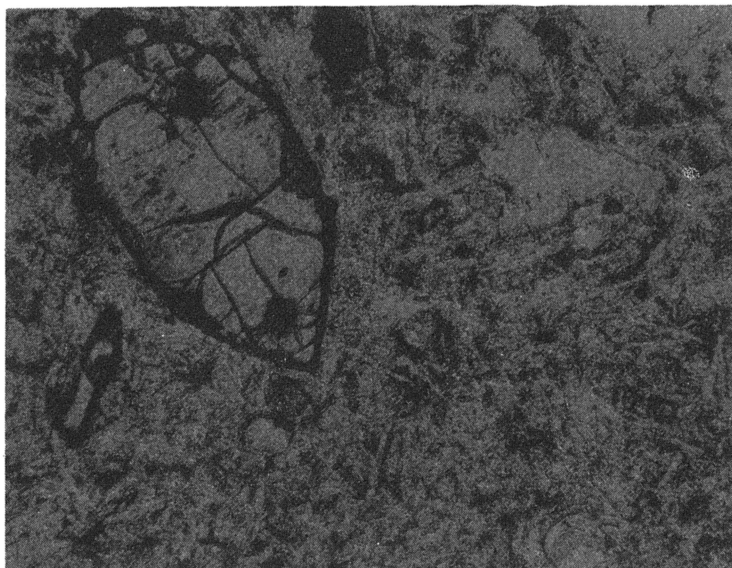


Fig. 12

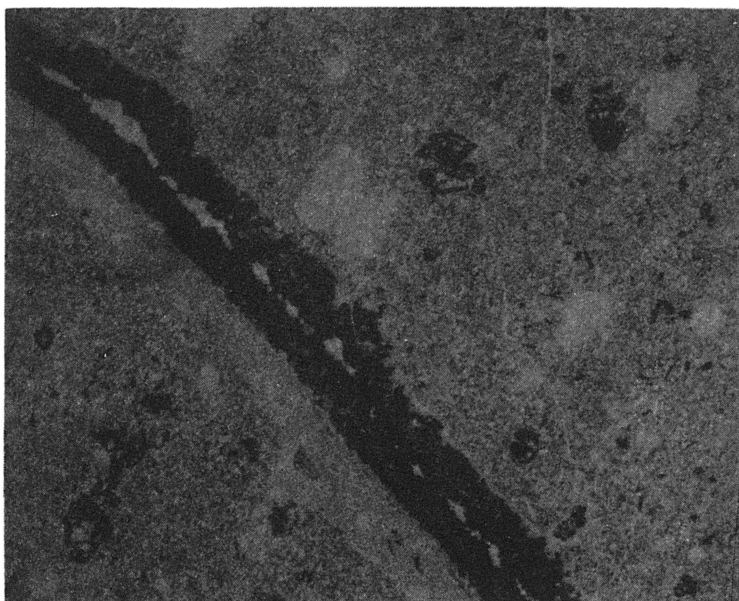


Fig. 13

TABLICA IV

Fig. 12. Szkielet po oliwinie obramowany tlenkami żelaza i wypełniony chlorytem – w bazalcie zielonym migdałowcowym. Wisznice IG 1, głęb. 400,1 m; nikole równoległe, pow. 167 ×

Post-olivine skeleton rimmed by iron oxides and infilled with chlorite, in green amygdaloid basalt. Borehole Wisznice IG 1, depth 400.1 m, parallel nicols, × 167

Fig. 13. Żyłka chlorytowo-żelazista w czarnym bazalcie. Wisznice IG 1, głęb. 415,0 m; nikole równoległe, pow. 13 ×

Chlorite-ferruginous veinlet in black basalt. Borehole Wisznice IG 1, depth 415.0 m; parallel nicols, × 13



Fig. 14

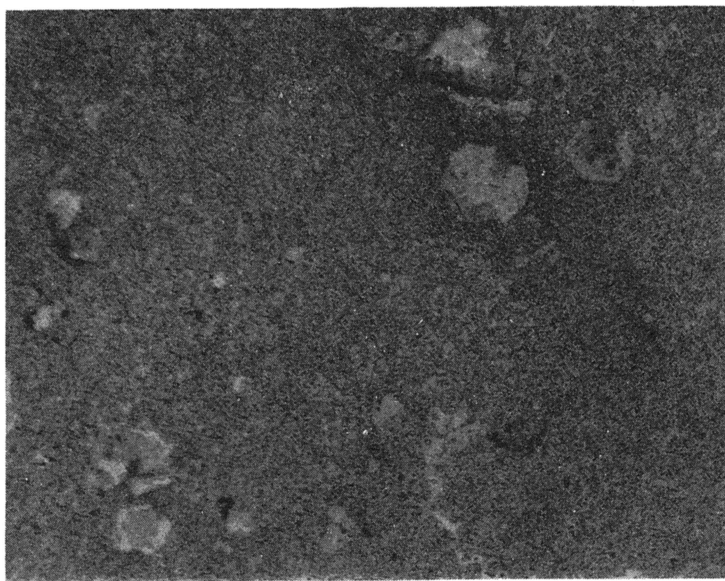


Fig. 15

TABLICA V

- Fig. 14. Żyłka chlorytowa i fragment pęcherza z chlorytopodobnymi minerałami (chlorofeit) w bazalcie czarnym. Wisznice IG 1, głęb. 405,3 m; nikole równoległe, pow. 162 ×
Chlorite veinlet and fragment of void filled with chlorite-like minerals (chlorophaeite) in black basalt. Borehole Wisznice IG 1, depth 405.3 m; parallel nicols, × 162
- Fig. 15. Bazalt czarny, migdałowcowy o strukturze mikrokrystalicznej, na granicy z osadowymi skałami wendu. Wisznice IG 1, głęb. 416.2 m; nikole równoległe, pow. 12 ×
Black amygdaloid basalt with microcrystalline texture, occurring at the contact with sedimentary Vendian rocks. Borehole Wisznice IG 1, depth 416.2 m; parallel nicols, × 12