

STANISŁAW MAŁKOWSKI

O przejawach wulkanizmu między Masywem Wołyńsko-Ukraińskim i Wałem Kujawsko-Pomorskim *

TREŚC: Wstęp — O przejawach wulkanizmu na pn.-wschodnich obszarach Polski — Rzut oka na stan wiedzy o przejawach wulkanizmu na zachodnim przedpolu Masywu Wołyńsko-Ukraińskiego — Charakterystyka petrograficzna bazaltów dorzeczna Horynia: a) cios bazaltów; b) bazalty w stanie świeżym lub dość świeżym; c) bazalty uległe procesowi wietrzenia; d) bazalty uległe przeobrażeniom na skutek procesów hydrotermalnych; e) interpretacja wyników rozbiorów chemicznych bazaltów w stanie świeżym i przeobrażonym — Osady tufitowe: a) charakterystyka petrograficzna; b) skały nieznanego lub wątpliwego pochodzenia w zlepieńcach tufitowych — Minerale kruszcowe występujące wśród bazaltów i tufitów — Minerale niekruszcowe towarzyszące miedzi rodzimej wśród bazaltów i ich tufitów — Źródła mineralne w strefie występowania bazaltów — Udział bazaltów i ich tufitów w budowie geologicznej obszaru — Zagadnienie wieku wulkanizmu na przedpolu zachodnim Masywu Wołyńsko-Ukraińskiego — Zakończenie i wnioski ogólne —
Literatura

WSTĘP

Nauka o skałach, nosząca tradycyjne miano petrografii, nie ogranicza się do opisów.

Skała stanowi wynik przemian materii — wynik oddziaływania zespołu zjawisk fizycznych i chemicznych towarzyszących sobie i następujących po sobie; przy czym skała jest nie tylko wynikiem zjawisk, które były, lecz jeszcze nadto obrazem zjawisk przebiegających współcześnie. Skała, na którą patrzymy w pewnej chwili, daje nam materiały do rozpoznania zarówno przebiegu zjawisk minionych, jak i odbywających się obecnie.

Badając skałę i dążąc do zrozumienia jej stanu współczesnego staramy się rozpoznać przyczynę oraz warunki jej powstania, następnie —

* Rozprawa niniejsza była przedstawiona w swym głównym zarysie na posiedzeniu naukowym Muzeum Ziemi w dniu 20 stycznia 1951 r.

charakter i kolejność zjawisk, które doprowadziły ją do stanu obecnego, i wreszcie — charakter przemian, odbywających się w skałe obecnie. Badamy przeto historię skały oraz jej stan współczesny, będący ostatnim ogniwem łańcucha przeobrażeń tworzącej skałę materii.

Poznawanie historii oddzielnych skał dostarcza materiałów do historii skorupy ziemskiej, petrografia współczesna jest więc w pewnym zakresie nauką historyczną, jak stratygrafia i tektonika. Osobliwością petrografii jako nauki historycznej jest, iż posługuje się ona metodami fizycznymi i chemicznymi (zarówno w zakresie analizy jak i syntezy). W ten sposób petrografia staje się w szerokim zakresie nauką historii przemian materii, tworzącej litosferę.

Kilka zdań powyższych pozwoliłem sobie podać tutaj jako konieczne wytłumaczenie powodów, które sprawiły, że Zakład Mineralogii i Petrografii Muzeum Ziemi wysunął w swym planie, obliczonym na lat szereg, jako jedno z najpoważniejszych swych zadań, *badanie przejawów wulkanizmu na terenie Ziemi Polskich oraz związanych z nimi treścią geologiczną obszarach otaczających*. Temat ten może być opracowany metodami petrograficznymi i geochemicznymi, stosowanymi przy wyjaśnianiu procesów chemicznych i niektórych fizycznych (jak zastyganie, krystalizacja, dyfuzja, oddziaływanie mechaniczne i in.), związanych z przejawami wulkanizmu w dziejach Ziemi. *Jedynie bowiem zrozumienie przebiegu tych procesów doprowadzić może do należytego poznania szczegółów, dotyczących genezy skał wulkanicznych (oraz towarzyszących im utworów), a także przeobrażeń, którym ulegały skały otaczające.*

Przejawy zjawisk wulkanicznych wyrażają się w dziejach poszczególnych części litosfery pewnymi cyklami związanymi zazwyczaj z orogenezą. Badania petrograficzne (łącznie z mineralogicznymi i geochemicznymi), mające na celu rozpoznanie owych cykli działalności wulkanicznej w dziejach geologicznych obszaru Polski i terenów sąsiednich, powinny doprowadzić nie tylko do pogłębienia znajomości skał wulkanicznych i towarzyszących im skupień mineralnych, lecz nadto powinny dopomóc do właściwego zrozumienia zagadnień, dotyczących tych spośród złóż mineralnych, których pochodzenie jest ściśle związane z wulkanizmem.

Dowody mianionej działalności wulkanicznej rozpatrujemy według rozmieszczenia ich w przestrzeni oraz według kryteriów chronologicznych. Badania w przestrzeni dotyczą:

1° masy produktów działalności wulkanicznej oraz ich właściwości fizycznych, chemicznych i mineralogiczno-petrograficznych;

2° udziału skał wulkanicznych w budowie geologicznej terenu;

3° wpływu chemicznego na otoczenie (zasięg metamorfizmu kontaktowego i jego charakter, wpływ wód gorących i ekshalacji, udział składników wulkanicznych w skałach osadowych);

4° wpływów na zjawiska sedymentacyjne, biogeograficzne i inne.

Badania uwzględniające kryterium czasu obejmują:

1° ustalenie kolejności przejawów wulkanizmu oraz ich pozycji w szeregu następujących po sobie innych zjawisk geologicznych;

2° odnalezienie między tymi zjawiskami i przejawami wulkanizmu korelacji i związków przyczynowych;

3° określenie bezwzględnego wieku geologicznego przejawów wulkanizmu.

Na ślady zjawisk minionego wulkanizmu zwracamy w badaniach geologicznych szczególną uwagę z różnych względów. Przede wszystkim dlatego, że wiążą się one z procesami przeobrażeń skorupy ziemskiej o wielkim zazwyczaj zasięgu i mogą dać w ten sposób podstawę do szerszych uogólnień, a nadto dlatego, że zwykłym następstwem działalności wulkanicznej są rozliczne jej produkty w postaci czy to skał poszukiwanych do różnych celów praktycznych, czy złóż kruszcowych, czy też źródeł mineralnych.

Wszechstronne badanie przejawów wulkanizmu z uwzględnieniem nie tylko metod petrograficznych, mineralogicznych i geochemicznych, lecz i innych, jak geofizyczne, tektoniczne i geomorfologiczne, stanowić może podstawę dla całego szeregu prac o nastawieniu zarówno teoretycznym jak i praktycznym.

Dla przykładu wspomnieć można, że każdej w zasadzie intruzji magmatycznej towarzyszy migracja różnych pierwiastków, jakkolwiek nie w każdych okolicznościach następuje masowa ich koncentracja w ilościach nazywanych złóżami. Wiedza o procesach chemicznych, towarzyszących przebiegowi zjawisk wulkanicznych, jak również znajomość zespołów wydzielonych minerałów, podobnie jak całej swity pierwiastków chemicznych, towarzyszących skał wulkanicznej i jej otoczeniu (a stwierdzonych choćby w najmniejszych ilościach), dostarczyć może wskazań decydujących o możliwości odnalezienia w danym terenie określonych złóż mineralnych. Dopuszcza ona nadto do właściwego zrozumienia paragenezy minerałów złóż takiego samego lub pokrewnego charakteru. Jak wiadomo, wiele zagadnień z tej dziedziny czeka na gruntowniejsze opracowanie i wyjaśnienie.

Innym przykładem, ilustrującym potrzebę zespołowej współpracy przedstawicieli różnych dziedzin nauk o Ziemi w tym zakresie, może być zagadnienie synchronizacji przejawów wulkanizmu z innymi zjawiskami

geologicznymi. Opracowanie tego zagadnienia mieć może duże znaczenie nie tylko dla regionu, w którym występują skały wulkaniczne, lecz i dla bardzo nieraz odległych od niego obszarów.

Z powodów przytoczonych wyżej wysoce pożądane jest dokładne zbadanie licznych dowodów złożonego zjawiska działalności wulkanicznej, które odnajdujemy na zachodnim przedpolu Masywu Wołyńsko-Ukraińskiego, jak również bardzo nielicznych i skąpych poszlak i wskazówek, zdradzających, iż zagadnienie przejawów minionego wulkanizmu obejmuje swym zakresem również pn.-wschodnie obszary Polski w obecnych jej granicach.

O PRZEJAWACH WULKANIZMU NA PN.-WSCHODNICH OBSZARACH POLSKI

Utarło się mniemanie, że teren Polski północnej jest mniej na ogół interesujący pod względem geologicznym, aniżeli jej tereny pozostałe. Gruba powłoka osadów plejstocenijskich, pod którą spoczywają potężne osady trzeciorzędowe i kredowe, czyni ten teren powierzchnie o wiele mniej urozmaiconym, lecz, jak wskazują dziś nieliczne jeszcze fakty, owa „terra incognita“, ukryta w większej głębi pod osłoną osadów cenomańskich, zdaje się zapowiadać wiele niespodzianek dla jej przyszłych badaczy.

Przed wszystkim zdaje się, iż nie jest to teren odwiecznie ustabilizowany pod względem tektonicznym. Nie myślę w tym przypadku o ruchach górotwórczych w wielkim stylu, lecz o pewnych ruchach wyrównawczych, które zmanifestowały się np. przed 20 laty na Podlasiu i Mazowszu szeregiem odczuwanych przez ludność wstrząsów i pozostawieniem w zmarzniętej ziemi długich, ciągnących się kilometrami szczelin o kierunku NNW-SSE (p. komunikat E. Janczewskiego, 13).

Odwiercona w okresie międzywojennym terma w Ciechocinku oraz opisywana przed 24 laty przez J. Samsonowicza terma w Ozorkowie świadczą także, że i współczesne, jakkolwiek skromne w swym wyrazie, zjawiska wiążące się z wulkanizmem nie są obce zachodniej rubieży interesującego nas terenu. Godzi się zwrócić uwagę, że prosta łącząca Ozorków z Ciechocinkiem ma przebieg NNW-SSE, który odpowiada linii znanych w Polsce co najmniej od wieku XII-go solanek okolic Łęczycy i innych (58, 59, 60).

Jeśli idzie o przeszłość geologiczną tego terenu, to mamy w literaturze zarejestrowany w r. 1930 fakt znalezienia wśród odwierconych w Lublinie utworów morskich, zapewne górno-turońskich, osadu bezkwarcowego typu tufitowego. Osad ten skłonny był wiązać jego odkrywca (Zb. Sujkowski) z działalnością wulkanów lądowych lub podmorskich,

znajdujących się w tymże regionie morza kredowego (77). Jak wiadomo, w obrębie Wołynia wylaniają się na powierzchnię ziemi spośród skał kredowych skały wulkaniczne. Nadto należy zarejestrować tutaj odwiercenie na północ od Kamienia Koszyrskiego skał wulkanicznych — ofitów, o czym wspomina Zb. Sujkowski w referacie ogłoszonym w r. 1945 (81). Żadne inne informacje o tym interesującym wierceniu nie są mi znane.

Pragnąłbym wreszcie zwrócić uwagę na pewne zagadnienie dotyczące petrografii osadów morenowych. Zagadnienie to wykonało się w czasie odwiedzin Zakładu Mineralogii i Petrografii USB przez Arne Laitakari'ego, dyrektora Państwowej Komisji Geologicznej w Helsinkach, któremu pokazaliśmy kolekcję narzutowców, zebraną przez dra A. Jaroszewicz-Halicką w okolicy miejscowości Żaglele nad Niemmem. Kolekcja ta wydała się nam osobliwą ze względu na obecność wśród niej okazów skał, przypominających bazalty wołyńskie. Laitakari oświadczył wówczas, że nie są mu znane skały podobne w Fennoskandii. Nie wykluczając możliwości, że skały tego typu pochodzą z masywu skandynawskiego (ew. z jego części zniesionej przez lodowce plejstocenijskie), możemy postawić pytanie: czy skały typu bazaltów wołyńskich nie występują gdzieś w podłożu czwartorzędu na południe lub na południowy wschód od Bałtyku? Szczegółowe studia petrograficzno-kartograficzne oddzielnych poziomów morenowych mogłyby, w przypadku jeśli tak jest, wykazać w postaci stożków rozrzutu miejsca występowania tych skał.

RZUT OKA NA STAN WIEDZY O PRZEJAWACH WULKANIZMU NA ZACHODNIM PRZEDPOLU MASYWU WOŁYŃSKO-UKRAIŃSKIEGO

Nie należy do łatwych zadanie wyjaśnienia roli i znaczenia w dziejach geologicznych Wołynia zjawisk wulkanicznych, których dowody w postaci skał bazaltowych zostały po raz pierwszy opisane przez A. K. Tyszeckiego.

A. Tyszeckij (1862, 9), W. Blumel (1867, 1), A. Karpinskij (1873, 2) byli pierwszymi badaczami, którzy zwrócili uwagę na bazalty eksploatowane na Wołyniu do celów budowlanych. G. Ossowski, polski badacz tamtych terenów w latach 1860-1874, wyznaczył w ogólnym zarysie przypuszczalny obszar występowania bazaltów na pierwszej mapie geologicznej Wołynia (4). Tyszeckij przypisywał tym bazaltom wiek przedtrzeciorzędowy, Karpinskij uważał je za przedkredowe i wiązał z dyslokacją tektoniczną o rozległym zasięgu między Kaukazem i Górami Świętokrzyskimi, której istnienie przyjmował (p. n. „zaczatocznyj kriaż” = grzbiet zaczątkowy). Gruntowne opracowanie petrograficzne bazaltu (anamezytu) wo-

łyńskiego zawdzięczamy St. Pfaffiusowi (1886, 5), który uważa go za przedkredowy. Spośród innych badaczy polskich interesował się tymi skałami w okresie poprzedzającym I wojnę światową J. Morozewicz, który poświęcił im niewielki komunikat (1893, 3). Siemiradzki skłonny był przypisywać im wiek dolno-kredowy (1891, 7; 1909, 6).

Na krótko przed I wojną światową P. Tutkowskij (1912, 8), podał wiadomość o odnalezieniu miejsca występowania bazaltu w okolicach Policy, w odległości ok. 50 km w kierunku NNW od znanych przedtem miejsc występowania tej skały.

W okresie lat 1921-1939 zagadnienia dotyczące przejawów wulkanizmu na Wołyniu były poruszane lub też stanowiły przedmiot główny opracowań i komunikatów badaczy polskich, w ogólnej liczbie ponad 60. Rozpoczął te prace ówczesny dyrektor Państwowego Instytutu Geologicznego J. Morozewicz komunikatem o stwierdzeniu „wyraźnych oznak działania kontaktowego bazaltu na spoczywającą na nim pokrywę skał wapienno-kredowych“ (51). Był to zarazem początek sporu o ustalenie wieku bazaltów wołyńskich, który, obfitując w porażki uczestniczących w nim, nie przyniósł dotychczas rozstrzygnięć zadawałających wszystkich zainteresowanych tym tematem.

Nie tylko jednak sprawa wieku bazaltów wołyńskich i ich roli w budowie geologicznej terenu była przedmiotem dociękań. Badania grupy geologów, geofizyków, mineralogów i petrografów dostarczyły wielu nowych materiałów, wyjaśniły szereg kwestii i wyłoniły pewną liczbę nowych zagadnień wiążących się z historią działalności wulkanicznej na tym terenie. Osiągnięcia te, stanowiące dorobek pracy dokonanej w przeciągu lat osiemnastu poprzedzających wybuch II wojny światowej, można streścić w sposób najbardziej ogólny jak następuje:

1° Dzięki terenowym poszukiwaniom geologicznym (J. Samsonowicz, St. Małkowski) oraz geofizycznym (E. Janczewski, R. Krajewski, A. Żewierzejew, St. W. Daszyński) odnaleziono wiele nieznanych przedtem miejsc występowania bazaltów, jak również oznaczono w przybliżeniu rozmiary odsłoniętych na powierzchni ziemi lub znajdujących się w bliskim jej sąsiedztwie pól pokrywy bazaltowej. Łączna powierzchnia rozpoznanych dotychczas szczątków pokrywy bazaltowej, jak również utworów określanych jako rodzaj żył podkładowych, wynosi ok. 80 km². Miąższość niektórych utworów bazaltowych przekracza 40 m. Stwierdzono przy tym istnienie dwóch potoków lawy bazaltowej, przedzielonych warstwą tufów (Mutwica) (St. Małkowski, 34, J. Samsonowicz, 75), i odnaleziono żyłę bazaltową w obrębie masywu krystalicznego pod Hubkowem nad Słuczą, co rzuciło światło na stosunek bazaltów do budowy geologicznej Wołynia (St. Małkowski, 37).

2° W spagu najdawniej znanych odsłoneń bazaltów w Berestowcu i Janowej Dolinie¹ odkryto skały osadowe typu tufitów o niezwykle interesującym charakterze petrograficznym (M. Kamiński, 18, J. Tokarski, 86). Skały te, odnalezione następnie w wielu miejscowościach między Ostrogiem i Hancewiczami na Polesiu (B. Halicki, 12), których miąższość niekiedy przekracza 100 m, były przedmiotem opracowań mineralogicznych i petrograficznych (M. Kamiński, 18, J. Tokarski, 88, St. Małkowski, 29, J. Wojciechowski, 93). B. Halicki nadto stwierdził w próbach, pochodzących z wiercenia wykonanego w Baranowiczach, obecność okruców skał bazaltowych pod osadami cenomańskimi (12). W ten sposób można by przyjąć, że na przestrzeni między Ostrogiem i Baranowiczami (ponad 300 km) mamy do czynienia ze strefą występowania bazaltów.

3° W spagowej części potoku bazaltowego pod Wielkim Mydzkiem odkryto złożę miedzi rodzimej w paragenezie z kalcytem, barytem, kwarcem i in. (St. Małkowski, 35). Wśród bazaltów Janowej Doliny prof. St. J. Thugutt odkrył nowy minerał janit (83) oraz oznaczył rzadko spotykany dzeolit zwany tytolitem (84). Badania późniejsze doprowadziły do stwierdzenia, na drodze chemicznej, obecności miedzi w bazaltach i tufitach (M. Kowalski, 21), a także do odnalezienia miedzi rodzimej wśród bazaltów Janowej Doliny (R. Krajewski, 22). Tamże oraz w tufitach mydzkich odnaleziono drobne ilości minerałów miedziowych: miedź rodzimą, chalkopiryt, chalkozyn, bornit, kupryt, azuryt i malachit (Krajewski, 22, Wojciechowski, 93, Małkowski, 35).

Przedsiębrane drobiazgowo studia zagadnienia procesu wędrówki roztworów miedzionośnych oraz koncentracji tego pierwiastka wśród potężnej warstwy tufitów stwierdziły, że źródłem, z którego roztwory gorące czerpały miedź, było zawarte w tufitach szkliwo wulkaniczne (J. Wojciechowski, 94, St. Małkowski, 44). Jest to stwierdzenie nieznanymi z literatury dotyczącej genezy złóż miedzi.

4° Wykonane w r. 1929 pod Hutą Stepańską wiercenie, które w głęb. 57,7 m sięgnęło do bazaltów, doprowadziło do samowypływu źródła mineralnego, co było powodem założenia w tej miejscowości rozwijającego się pomyślnie przed wybuchem wojny uzdrowiska. Wyniki rozbiorów chemicznych wody pochodzącej z tego źródła, będące w moim posiadaniu a nie publikowane dotychczas, przytoczone będą w ciągu dalszym niniejszej rozprawy.

5° Jednocześnie wyłoniko się zagadnienie, czy w okresie poprzedzającym wylewy bazaltów istniała na przedpołu masywu krystalicznego

¹ W dawnej literaturze odsłoneńca w Janowej Dolinie obejmowano nazwą miejscowości Ziażne lub Podłużne.

działalność wulkaniczna? Dwaj petrografowie (J. Tokarski, 86-89, i M. Kamiński, 20) doszli do wniosku, że potężne osady tufogeniczne, występujące w spągu bazaltów a niekiedy i w ich stropie (Świacie, Sierhiejówka, Mutwica), stanowią produkt starszych od bazaltów ekstruzji trachitowo-latytowych. Wniosek ten jednak nie został ogólnie przyjęty. W dalszym ciągu pracy niniejszej wrócimy do tej sprawy.

Należy zanotować tutaj fakt odnalezienia wśród osadów morskich gotlandu (wiercenie w Bocianówce) wkładek tufitowych, którym ich odkrywca (Zb. Sujkowski, 79) skłonny jest przypisywać wspólne pochodzenie z tufitami towarzyszącymi bazaltom.

6° Badania lat ostatnich, które poprzedziły wybuch wojny, doprowadziły do odkrycia na Wołyniu zachodnim karbonu (J. Samsonowicz, 73) oraz syluru (J. Samsonowicz, 75, Zb. Sujkowski, 79). Odkrycia te stały się podstawą prac syntetycznych, otwierających nowy rozdział w historii badań budowy geologicznej obszaru Wołynia zachodniego, którego podłoże paleozoiczne jako przedpole masywu krystalicznego stanowi przedłużenie ku północy płyty paleozoicznej podolskiej. W obu pracach wymienionych wyżej autorów rola bazaltów i towarzyszących im tufitów w obrazie budowy geologicznej obszaru oraz w jego historii geologicznej traktowana jest jako mająca duże znaczenie. Obaj autorzy sądzą, że są to skały paleozoiczne. J. Samsonowicz przypisuje bazaltom wiek karbońsko-permski, Zb. Sujkowski — ordowicki. W dalszym ciągu zagadnienie to będzie przedmiotem rozważań autora niniejszej rozprawy, który wyraża pogląd odmienny.

7° W zakresie szczegółów dotyczących zagadnienia stosunku bazaltów i towarzyszących im tufitów do budowy geologicznej obszaru podnieść należy co następuje:

a) Stwierdzono wypiętrzenie pokredowe, którego oś o kierunku NNW-SSE wyznacza przebieg północnej części Masywu krystalicznego Wołyńsko-Ukraińskiego. Ma ona być wypiętrzeniem potomnym w stosunku do prekambryjskiego łańcucha Scytydów, spenepienizowanego przed kambrem i wypiętrzonego powtórnie w karbonie i permie (Cz. Kuźniar, 26). Wypowiedziano nadto przypuszczenie, że strefa bazaltów, przebiegająca w obrębie Wołynia wzdłuż zachodniej krawędzi masywu krystalicznego, ma być związana z diastrofizmem późnopaleozoicznym karbońsko-permskim (J. Samsonowicz, 75).

b) Na linii Aleksandrii nad Horyniem J. Samsonowicz (75) stwierdza obecność wypiętrzenia poprzecznego w stosunku do kierunku Scytydów przypisując mu wiek paleozoiczny. Pewne dane zdają się wskazywać, że wypiętrzenie poprzeczne występuje również na linii Szepietówki (St.

Małkowski, 34) odpowiadając swym kierunkiem linii Krzemieniec-Gołogóry Wawrzyńca Teisseyre'a².

c) Również poprzecznie względem kierunku Scytydów przebiegają najstarsze w obrębie pn.-zachodniej części Masywu Wołyńsko-Ukraińskiego fałdowania archaicznych Wołyńców (St. Małkowski, 36, 43). Wpływ tego kierunku (WSW) zaznacza się w stwierdzonej badaniami geofizycznymi budowie głębokiego podłoża na obszarze położonym na zachód od masywu (St. Pawłowski, 53). Wypiętrzenia na linii Aleksandrii i Szepietówki zdają się wskazywać, że najstarszy prekambryjski plan tektoniczny w budowie głębokiego podłoża przedpola masywu utrzymał swe wpływy i w czasach znacznie późniejszych. Należy zauważyć, że linia poprzeczne wypiętrzenia Aleksandrii stanowi południową granicę strefy występowania w pobliżu powierzchni ziemi bazaltów w dorzeczu Horynia.

d) Bezpośredni związek z rozmieszczeniem występowania bazaltów wzdłuż zachodniej krawędzi masywu ma kierunek sprasowań i spękań NNW-SSE, też NW-SE, zaznaczający się bardzo wyraźnie w obrębie masywu i na jego wołyńskim i podolskim przedpolu. Na obszarze pn.-zachodniego naroża masywu kierunek ten znajduje swój wyraz w kształtowaniu jego powierzchni. „Na Podolu Wyrzykowski obserwował dyslokacje dysjunktywne (przedcenańskie), przejawiające się w skałach krystalicznych jako ich sprasowania i strzaskania (o kierunku NW); podobne dyslokacje istnieją w ordowiku w sąsiedztwie masywu, nad rz. Niemilją i Derłem (na SE od Mohylowa)³”.

Na Wołyniu tegoż rodzaju sprasowania stwierdzono wśród bazaltów w Berestowcu (M. Kamieński, St. Małkowski, R. Krajewski).

Ze szczeliny towarzyszące tym deformacjom sięgały do dużych głębokości i miały istotne znaczenie w procesie wydobywania się magmy zasadowej na powierzchnię ziemi, świadczy fakt, że właśnie kierunek tych sprasowań i spękań wyznacza rozmieszczenie strefy występowania bazaltów.

Jak widać z powyższego, wymieniane tutaj sprasowania i spękania powstawały zarówno przed wylewami bazaltów, jak i po nich. Wobec tego wolno przyjąć dwie możliwości: 1° zgodne ze sobą co do kierunku spękania młodsze od bazaltów i starsze od nich związane są z dwoma odrębnymi cyklami orogenetycznymi, albo 2° zarówno starsze jak i młodsze spękania odpowiadają oddzielnym fazom ruchów skorupy ziemskiej, zwią-

² Oś głównego i najwyższego wypiętrzenia poprzecznego przebiega, według J. Samsonowicza, na linii Latyczowa.

³ Cytuję z pracy J. Samsonowicza: Gotland, ordowik... 1939, 75, s. 41, gdzie autor powołuje się na pracę R. Wyrzykowskiego z r. 1930 (95).

zanych z jednym cyklem orogenetycznym. Wybór między tymi dwiema możliwościami pozostaje otwarty.

Zauważyć wypada, że kierunek spękań, o którym mowa, odpowiada kierunkowi biegu warstw skał osadowych płyty paleozoicznej, co naturalnie sprzyja przypuszczeniu, iż warstwa tufitów wraz z płatami potoków lawy bazaltowej i żyłami pokładowymi bazaltu stanowi część składową tej płyty i wraz z nią zgodnie zapada ku SW.

Jak widać z podanego wyżej krótkiego przeglądu, dwa przede wszystkim zagadnienia są wyjaśniane odmiennie: 1° zagadnienie pochodzenia serii osadów tufitowych, 2° zagadnienie wieku eruptywów, które wiąże się ściśle ze sprawą ich udziału w budowie geologicznej obszaru. Jedno i drugie zagadnienie wymaga zapoznania się z właściwościami petrograficznymi zarówno eruptywów, jak i towarzyszących im osadów tufo-genicznych.

CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA BAZALTÓW DORZECZA HORYNIA

Aby ułatwić Czytelnikowi właściwe zrozumienie dalszych wywodów, dotyczących zagadnienia metasomatycznych przeobrażeń bazaltów nadhoryńskich, uważam za pożądane podanie na tym miejscu charakterystyki petrograficznej tych skał. Poniższy opis opieram częściowo na wynikach badań M. Kamieńskiego i St. Pfaffiusa uzupełniając go materiałami, którymi obecnie rozporządzam na podstawie badań własnych i rozbiórów chemicznych M. Karasińskiego (niepublikowanych).

Znajomość tych skał posunęła się znacznie naprzód od czasu, kiedy w r. 1886 St. Pfaffius ogłosił w VI tomie Pamiętnika Fizjograficznego „Opis tak zwanego anamezytu wołyńskiego“ (5). Cenna ta praca była głównym źródłem wiedzy petrograficznej o bazaltach wołyńskich do czasu, gdy zaczęły się pojawiać wiadomości o odnajdowaniu innych odmian tych skał (poza opisaną przez Pfaffiusa średnioziarnistą odmianą berestowiecką), jak drobnoziarniste i gąbczaste odmiany z Policy, Mutwicy i in., jak gruboziarnista, dolerytowa odmiana bazaltu z Hurty Stepańskiej lub odmiana szklista z Janowej Doliny. Opisy petrograficzne wraz z rozbiórami chemicznymi kilku spośród tych skał (z pominięciem nieznanego wówczas dolerytu i innych poznanych później) opublikował w roku 1929 M. Kamieński (19).

W podanych niżej opisach mineralogicznych i petrograficznych ograniczam się do charakterystyki ogólnej nie wchodząc w szczegółowe opisy kilku odmian bazaltów, jak również poprzestając na podaniu zarysów charakterystyki większości wymienionych w pracy składników mineralnych tych skał.

a) Cios bazaltów

Cechą bazaltów wołyńskich, występujących w postaci pokryw i płyt większej miąższości, jest rzucający się od razu w oczy ich piękny i bardzo charakterystyczny cios. W kamieniołomach Berestowca i Janowej Doliny znany jest od dawna cios bazaltu w postaciach słupowych. Notowana dotychczas największa wysokość słupów sięgała 22 m (A. M. Wiktorow, 91), największa zaś ich grubość wynosiła 1,5 m (St. Pfaffius, 5). Te najpotężniejsze słupy odznaczały się prostymi liniami krawędzi, co dawało wrażenie olbrzymich kolumn (p. pl. I, fig. 1). W przekroju poprzecznym słupy bazaltowe z wymienionych miejscowości miały zarysy: sześciokątów, pięciokątów, czworokątów, a nawet siedmiokątów i trójkątów (St. Pfaffius, 5, A. M. Wiktorow, 91). Poza tymi, spotykaliśmy tam słupy ciosowe pochylone jednostronnie lub ułożone wachlarzowo, albo też jakby połamane i powyginane. Jedno z odsłoneń tego właśnie rodzaju w kamieniołomie Janowej Doliny (widoczne w r. 1935) zwróciło szczególnie moją uwagę. Odsłonięcie to (p. pl. III, fig. 1) miało jakby dwie kondygnacje słupów: dolną, którą tworzą słupy stojące pionowo lecz z powyginanymi falisto ścianami, i górną, w której słupy pochylają się ku środkowi będącemu w głębi poza oglądanym przez nas odsłonięciem. Nasuwa się wrażenie, że mamy tu do czynienia z przekrojem dwóch potoków lawy, spośród których starszy ma powierzchnię zakłęsnietą. Wyraźnej granicy między obiema kondygnacjami słupów, która by wykazywała cechy powierzchni rozdzielającej oba przypuszczalne potoki, nie mogłem stwierdzić ani w naturze, ani tym bardziej na fotografii. Najprostszym jednak wydawało mi się wytłumaczenie falistych wygięć dolnych słupów ich wtórnym rozgrzaniem, które mogło nastąpić pod wpływem wylewu potoku górnego⁴. Bardzo ciekawe spostrzeżenia w zakresie tego tematu podaje R. Krajewski (25), który podczas kilkakrotnego pobytu swego w Janowej Dolinie w r. 1935 miał możliwość zbadania, w miarę postępu eksploatacji bazaltu, szeregu przekrojów obrazujących wzajemny stosunek obu kondygnacji słupów. Cytuję wyjątki ze sprawozdania tego badacza:

„Dzięki podziałowi słupowemu, można w pokrywie bazaltowej Janowej Doliny wyróżnić dwie wyraźne serie. Dolna, obejmująca niekiedy całą miąższość pokrywy, składa się ze słupów, przeważnie pionowo lub prawie pionowo ustawionych, na ogół bardzo prawidłowych, które często jednak, zwłaszcza w swych dolnych częściach, nabrzmiewają *beczulkowato* (podkreślenie S. M.)... Górna seria bazaltowa

⁴ Wyginanie słupów bazaltowych na skutek ich rozgrzania (i przez to — uplastycznienia zawartego w bazalcie szkliwa) miałyby swą daleką analogię w wyginaniu się świec parafinowych pod wpływem ciepła promieni słonecznych.

jest cieńsza (najwyżej do 10 m), miejscami brak jej zupełnie. Słupy o mniejszym przekroju niż w dolnej serii leżą w górnej rozmaicie, przechodząc stopniowo z jednego kierunku w inny, przez co tworzą się nieraz charakterystyczne wachlarze. Powierzchnia kontaktowa obu serii tworzy lejowate obniżenie. Słupy dolne i górne na kontakcie są hakowato zagięte i wyciągnięte w kierunku podnoszenia się zboczy lejów... Jeden z lejów znajdował się w środkowej części łomu i obecnie został w górnym poziomie kompletnie wyeksploatowany, drugi obejmuje wschodnią część łomu i jest w stadium odbudowy. Interesującym jest zjawisko, że w centralnych obniżeniach obu lejów (zwłaszcza zaś wyraźne w środkowym, przecinanym w jesieni r. 1934), istnieją pionowe, ostro ograniczone „kominny“, około 20 m średnicy, wypełnione b. zmienionym (może nie tylko zwietrzałym) druzgotem bazaltowym, wśród którego tkwią okruchy czekoladowej, nadzwyczajnie pelitowej skały oraz skały białej i zielonej, o typie porcelany... „Kominny“ przecinają obie serie słupów. Pomiaru magnetyczne, przeprowadzone na dnie łomu, pozwoliły stwierdzić, że komin środkowy leży w strefie minimum magnetycznych i charakteryzuje się b. znacznym spadkiem wartości natężenia składowej pionowej, co świadczy o słabej pobudliwości masy, wypełniającej go poniżej dna górnego poziomu łomu“ (25, s. 52-53).

R. Krajewski próbuje wyjaśnić genezę opisanych dwóch „serii słupów“ bazaltowych oraz zaobserwowanych „kominów“ z pomocą hipotezy sformułowanej jak następuje:

„Na terenie Janowej Doliny istnieją dwie fazy wylewu lawy, z których późniejsza nastąpiła w bardzo krótkim odstępie czasu po pierwszej i ma znaczenie o wiele więcej lokalne. Z tą drugą fazą w ścisłym związku pozostają „kominny“, którymi prawdopodobnie lawa w tym czasie dobywała się na powierzchnię. Działalność „kominów“ — prawdopodobnie gazowa — przeciągnęła się poza okres wylewu górnej serii bazaltów, gdyż kominny przebijają obie serie i są wypełnione druzgotem, a nie jednolitą masą“ (l. c., s. 53).

Przypuszczenie R. Krajewskiego, że w obrębie kamieniołomów Janowej Doliny mieliśmy do czynienia w r. 1935 z dwoma kominami, stanowiącymi drogi ujścia spod pokrywy masy bazaltowej sprężonych pod olbrzymim ciśnieniem gorących par i gazów, wydaje się dobrze uzasadnione. W przypadku jednak przyjęcia dwóch wylewów lawy niezrozumiałym pozostaje wspomniany wyżej brak ostro zaznaczonej granicy między obydwoma przypuszczalnymi potokami (p. str. 501 i pl. III, fig. 1). Być może (co by również odpowiadało treści hipotezy R. Krajewskiego), że wylew górnego potoku bazaltowego nastąpił po wylewie dolnego w takim czasie, kiedy w potoku dolnym nie nastąpiło jeszcze całkowite wykształcenie się ciosu. Gdyby bowiem cios ten był już wykształcony, warstwa powierzchniowa tego potoku, jako wystygła prędzej, zaznaczyć by się była powinna w sposób widoczny. Powierzchnia graniczna między obydwoma potokami czyni wrażenie powierzchni dzielącej je w fazie zestalania się i tworzenia form ciosowych. Jakaś przyczyna natury fizycznej musiała w takim razie wpłynąć na to, że obraz układu słupowego obu serii mas bazaltowych jest tak szczególny. Jeżeli wszakże przyjmiemy, że po-

wstawanie form ciosowych w obu stygnących potokach odbywało się w tym samym czasie, to pod wpływem czego mogło nastąpić rozgrzanie słupów dolnych i powstanie w nich owych charakterystycznych wygięć? Czy w takim razie nie było to związane z fazą, poprzedzającą bezpośrednio wybuch par i gazów przez będące w pobliżu „kominą”? Lecz wobec tego, czy i powstanie owych lejów na powierzchni „dolnego potoku“, a więc i pochYLENIE słupów „potoku górnego“ nie mogłoby się ściśle łączyć z ową końcową fazą erupcji wulkanicznej na terenie objętym kamieniołomami Janowej Doliny? Wygląd niektórych miejsc w strefie łączącej dolną kondygnację słupów z górną (pochyloną) nasuwa wrażenie jakby załamania lub przegięcia w obrębie tej strefy. A wobec tego, czy koniecznym jest przyjmowanie istnienia potoku górnego? Czy zjawisko utworzenia się dwóch serii niejednakowo ustawionych słupów nie jest wynikiem powstania lejowatego zagłębienia wokół komina, przez który następowały wybuchy par i gazów? W tym przypadku przyjąć by należało, że lejowate zagłębienia wokół kominów gazowych tworzyły się w masie bazaltowej (już skonsolidowanej w postaciach słupów ciosowych), której szkliwo na skutek wtórnego rozgrzania uległo uplastycznieniu. Uplastycznienie zawartego w bazalcie szkliwa mogło być przyczyną nie tylko osiadania słupów widocznych w dolnej kondygnacji (wyrażonego falistością ich ścian i formami „beczulkowatymi“), lecz i wygięć (niekiedy „hakowatych“, jak określa je R. Krajewski) w obrębie strefy, która posiada pozory granicznej między potokiem dolnym i górnym. W ten sposób oddziaływaniem jednej przyczyny (erupcje gorących par i gazów) można by tłumaczyć zarówno powstanie lejów w obrębie pokrywy bazaltowej, jak i charakterystycznych deformacji słupów. Sprawa nie jest jednak dostatecznie jasna i wymagałaby dodatkowych studiów. Nie widzę przeto dostatecznych podstaw do decyzji na rzecz jednego z podanych przypuszczeń.

Pozwoliłem sobie poświęcić nieco miejsca przytoczonym wyżej obserwacjom i podać nasuwające się przypuszczenia ich interpretacji, gdyż nie spotkałem w znanej mi literaturze opisu zjawisk analogicznych. W postaciach ciosu i ich deformacjach ujawniają się wpływy, którym ulegała skała w okresie konsolidacji i później. Właściwe ich zrozumienie może doprowadzić do lepszego rozpoznania przebiegu procesu przeobrażeń badanego fragmentu skorupy ziemskiej.

W jednym miejscu kamieniołomu w Janowej Dolinie widoczne było odsłonięcie odznaczające się ciosem chaotycznym, który świadczył, że proces stygnięcia odbywał się tam w odmiennych warunkach fizycznych niż w otoczeniu, gdzie wielkie słupy ustawione były pionowo. Nie jest wyłączone, że było to miejsce wypływu lawy (por. pl. II, fig. 1).

W innym miejscu odsłonięcie wykazywało formy zastygania lawy zbliżone do elipsoidalnych. O przypuszczalnych warunkach zastygania tej lawy bazaltowej nic konkretnego podać nie potrafię. Ograniczam się przede wszystkim do przedstawienia jej fotografii (pl. II, fig. 2).

Na uwagę zasługuje nadto podatność tamtejszych słupów bazaltowych na pęknięcie w płaszczyznach prostopadłych do ich wysokości. Cecha ta ma duże znaczenie praktyczne, gdyż jest wyzyskiwana przy eksploatacji bazaltów. Powstające samorzutnie spęknięcia słupów w tych płaszczyznach są drogami posuwania się rozpadu bazaltów pod wpływem czynników atmosferycznych, co w dalszym ciągu znajduje swój wyraz w kulistych postaciach ich wietrzenia (pl. I, fig. 2).

b) Bazalty w stanie świeżym lub dość świeżym

Bazalty z Janowej Doliny i Berestowca cechuje barwa czarna z odcieniem ciemnego granatu, struktura intersertalna i obecność plagioklazów występujących w postaciach tabliczkowych o rozmiarach przeciętnych: $0,5 \times 0,1$ m. Według oznaczeń M. Kamińskiego (19), skalenie bazaltu z Berestowca odpowiadają *labradorowi* o składzie $Ab_{28}-Al_{12}$ w rdzeniu i $Ab_{38}-Ab_{44}$ w obwódkach. Pirokseny tworzące na ogół ziarna ksenomorficzne należą do typu *augitu diopsydowego* o małej zawartości glinki i niezbyt wielkiej ilości żelaza. Trzecim co do ilości, w której występuje, składnikiem jest *szkliwo* z mikrolitami (igielek apatyty oraz skaleni, piroksenów i tlenków żelaza). *Magnetyt* i *ilmenit* zajmują miejsce czwarte. Nadto występuje *substancja chlorytowa* oraz notowany jest *iddyngsył*, który tworzy pseudomorfozy po *oliwinie*. Pierwszy Karpinkij (2) zauważył w bazalcie berestowieckim *żelazo rodzime*. Stwierdził je również w nim i oznaczył St. Pfaffius (5). W bazalcie z Janowej Doliny zauważono obecność *miedzi metalicznej* (22, 25, 30, 39, 44, 94).

Podawany w literaturze ilościowy skład mineralny bazaltu z Janowej Doliny waha się w następujących granicach (Wiktorow, 91):

Plagioklaz (labrador)	— 22-41%
Piroksen	— 14-29%
Szkliwo	— 0-42%
Magnetyt i ilmenit	— 7- 8%
Pseudomorfozy po oliwinie (iddyngsył)	— 0- 9%
Substancja chlorytowa	— 0-19%

Ciężar właściwy bazaltu berestowieckiego oznaczony w piknometrze — $2,93^5$ w temp. $21,6^\circ\text{C}$ (Pfaffius, 5).

⁵ Liczby podane przez Pfaffiusa, oznaczające ciężar właściwy, zaokrąglano tu i w dalszym ciągu wywodu do drugiego znaku po przecinku.

Bazalt obfitujący w szkliwo, który występuje w obrębie Janowej Doliny (w starych kamieniołomach lewego brzegu Horynia pod wsią Złazne), jest odmianą oddzielną. Stosunek tej *szklistej odmiany bazaltu* do poprzednio opisanej nie jest dotychczas wyraźnie określony. M. Kamiński pisze o tym co następuje (19, s. 688): „w południowej części kamieniołomu, w partiach wyższych, przechodzi normalny bazalt w odmianę szklistą“. Piszący te słowa odnalazł w środkowej części tegoż kamieniołomu szkliwo bazaltowe występujące w „bazalcie normalnym“ w postaci żyłki. W „bazalcie szklistym“ M. Kamiński oznaczył metodą planimetryczną 42,3% szkliwa. Szkliwo to jest prawie nieprzezroczyste dzięki dużej ilości mikrolitów tlenków żelaza.

Odmianę obfitującą w szkliwo charakteryzują: skupienia ziarn magnetytu (ew. i ilmenitu) o zarysach bardzo wydłużonych listew lub skupków. Formy tych skupień mają charakter częściowych pseudomorfoz po minerale, którego rodzaj nie jest mi znany. Można by przypuszczać, że składnikiem uległym rozpadowi był tu minerał z grupy piroksenów lub zwłaszcza amfiboli, których osobniki, często ulegając rozpadowi, otaczają się powłoką utworzoną z magnetytu.

Eksploatowana przez pewien czas od r. 1924 *odmiana bazaltu z górnego potoku w Mutwicy*, barwy czarno-szarej, jest drobnoziarnista. Listewkowate osobniki skaleni odznaczają się długością rzędu 0,25–0,15 mm (gdy tymczasem w bazaltach z Janowej Doliny i Berestowca i w cieście skalnym dolerytu z Huty Stepańskiej wynosi ona przeciętnie około 0,5–0,6 mm, a w prakryształach tabliczkowatych form skaleni dolerytu sięga 5 mm). Piroksen stwierdzony w licznych ziarnach nie wykazuje w badaniu pobieżnym różnic z piroksemem bazaltów z sąsiednich miejsc ich występowania. M. Kamiński pierwszy zauważył w tej skale pseudomorfozy po oliwinie (19). Spotykane w skale żyłki i gniazda kalcytu świadczą o oddziaływaniu na nią roztworów wodnych, być może o temperaturze podwyższonej.

Zakład Mineralogii i Petrografii USB, któremu prof. J. Samsonowicz nadesłał do zbadania próby z wierceń, rozporządził trzema próbkami pobranymi z bezpośredniego stropu bazaltu w Sierhiejuwce z głębokości 47,05–47,23 m. Zawierały one okruchy lawy migdałowcowej. Następna z kolei czwarta próbka z głębi 47,3 m nie wzbudzała już jako bazalt niczyjej wątpliwości. Próby następne (5 do 8) odznaczały się dużą ilością szkliwa. Dalej w głąb aż do 87,03 m bazalt przypominał odmiany berestowieckie i nie wyróżniał się na oko niczym szczególnym. Próby z wiercenia w Świaciu pochodziły z potężnego utworu bazaltowego, sięgającego od 42,7 m (część stropowa) do głębi 85,65 m. Wybuch wojny przeszkodził szczegółowemu opracowaniu tych interesujących materiałów.

W szlifie mikroskopowym, wykonanym ze skały w Świaciu (z poziomu 48,4 m, a więc z części stropowej utworu bazaltowego), widzimy duże osobniki plagioklazów, mniej liczne, dobrze zachowane ziarna krystaliczne augitu, oraz liczniejsze od nich — ilmenitu i magnetytu; otacza je wszystkie masa słabo rozświecająca się między nikolami skrzyżowanymi. W skale obecne są liczne pęcherze pogazowe, wypełnione produktami wtórnymi (p. pl. VI, fig. 1).

Najoczywiściej więc mamy tu do czynienia z górną częścią potoku lawy, w której szkliwo uległo częściowej dewitryfikacji.

W rdzeniach wiercenia bazaltu z tego utworu stwierdzono szczeliny pionowe z nalotami pirytu na ścianach lub wypełnione substancją ilasto-chlorytową. Zauważono również w tej skale ziarna kwarcu, które J. Samsonowicz skłonny jest traktować jako porwaki (75).

Wydaje się oczywistym, że okruchy o złożeniu migdałowcowym, spoczywające bezpośrednio ponad górną powierzchnią utworu bazaltowego, która obfituje w rzucające się w oczy szkliwo (będące lawą szybko zastygłą), pochodzą ze zniszczonej żyłowej powierzchni potężnego potoku bazaltowego, który odkryło wiercenie w Sierhiejuwce i Świaciu⁶.

Odmianę dolerytową bazaltu wołyńskiego odkryto po raz pierwszy dzięki wierceniu w Hucie Stepańskiej (34). Późniejsze wiercenia wykonywane pod ogólnym kierownictwem J. Samsonowicza dowiodły, iż utwór dolerytowy w postaci potężnej płyty o powierzchni 30 km² i grubości ok. 20 m występuje w stwierdzonej głębokości od 6 do 57,7 m. Jest to skała barwy czarnej, ziarnista, o strukturze porfirowej. Prakryształy plagioklazów (labrador) mają rozmiary rzędu 5 × 1 mm w przekrojach pasa osi γ . Listewkowate przekroje plagioklazów, obecnych w cieście skalnym, wykazały przeciętne rozmiary 0,6 × 0,1 mm. Ziarna piroksenu barwy jasno-żółtej mają przeciętne rozmiary 1,0 × 0,3; 0,5 × 0,5 mm itp.; oliwiny, obecne w skupieniach, często przerastają się z piroksenami w ziarnach wielkości rzędu 0,7 × 0,7 mm; ziarna magnetytu dochodzą do 0,5 mm średnicy i są na ogół ksenomorficzne.

Rozporządzamy obecnie sześcioma rozbiorami chemicznymi wymienionych wyżej odmian bazaltów wołyńskich, które tu przytaczam (por. tabela 1):

⁶ Wyrażony jako pierwszy w tej sprawie pogląd J. Samsonowicza (74), iż magma bazaltowa zastygła tu po wylaniu się na powierzchnię w postaci lawy, uznać należy za słuszny. Natomiast twierdzenie, że okruchy migdałowca zostały przytransportowane tutaj z maszywów trachitowych (których nigdzie in situ nie znajdujemy), wydaje się bardzo sztuczne i wynika, jak będę się starał dalej wykazać, z nieuwzględnienia istotnych momentów przy petrograficznym definiowaniu tych skał.

Tabela 1
Bazalty w stanie świeżym lub dość świeżym

Miejscowość Analityk Składniki	1. Berestowiec		2. Janowa Dolina		3. Janowa Dolina		4. Janowa Dolina		5. Mutwica		6. Huta Stepańska	
	M. Kamieński		M. Kamieński		M. Karasiński		M. Kamieński		M. Kamieński		M. Karasiński	
	% wag.	Liczby mol.	% wag.	Liczby mol.	% wag.	Liczby mol.	% wag.	Liczby mol.	% wag.	Liczby mol.	% wag.	Liczby mol.
SiO ₂	50,48	841	49,58	826	49,82	730	51,60	860	47,90	798	45,68	761
TiO ₂	2,32	29	2,03	25	2,88	36	1,68	21	1,29	16	3,18	40
Al ₂ O ₃	13,63	134	14,49	142	13,30	130	12,51	123	15,28	150	13,95	137
Fe ₂ O ₃	8,24	51	4,42	28	3,37	21	5,95	37	6,83	43	6,77	42
FeO	5,61	78	9,43	131	9,58	133	9,24	128	5,62	78	7,76	108
MnO	0,20	3	0,17	2	0,43	6	0,23	3	0,15	2	0,09	1
MgO	5,36	134	5,10	127	6,20	155	2,72	68	6,19	155	5,81	145
CaO	9,24	165	8,50	152	8,56	153	7,70	138	10,34	185	8,76	157
Na ₂ O	1,77	28	2,10	34	2,08	34	2,40	39	2,12	34	2,63	43
K ₂ O	0,97	10	1,59	17	0,28	3	2,24	24	1,38	15	1,20	13
P ₂ O ₅	0,15	1	0,20	1	0,28	2	0,29	2	0,16	1	0,51	3
H ₂ O +	0,61	34	1,16	64	2,73	151	2,02	112	1,42	79	2,05	114
H ₂ O -	1,15		1,31		4,53		1,60		1,61		1,33	
CO ₂	0,10	2	0,28	6	—	—	0,36	8	0,13	3	—	—
Suma	99,81		100,34		97,99 Cu-2,00 S —		100,44		100,42		99,74	

Tabela 2

Skład normatywny bazaltów wołyńskich

<i>Miejscowość</i>	1. Bere- stowiec	2. Janowa Dolna	3. Janowa Dolna	4. Janowa Dolina	5. Mut- wica	6. Huta Stepańska
<i>Składniki</i>						
SiO ₂	13,14	4,74	1,91	9,42	2,88	1,19
K ₂ Al ₂ Si ₆ O ₁₆	5,56	9,45	1,67	13,34	8,34	7,12
Na ₂ Al ₇ Si ₆ O ₁₆	15,20	17,82	17,61	20,44	17,82	22,27
CaAl ₂ Si ₂ O ₈	25,85	25,30	26,08	16,68	28,08	22,66
CaSiO ₃	7,77	6,03	6,30	7,42	9,05	8,59
MgSiO ₃	13,53	12,70	15,50	6,80	15,50	14,53
FeSiO ₃ MnSiO ₃ }	0,13	10,56	10,83	9,64	2,78	3,60
Fe ₂ O ₃	11,83	6,50	4,90	8,58	9,98	9,81
FeTiO ₃	4,41	3,80	5,47	3,19	2,43	6,05
Ca ₃ P ₂ O ₈	0,34	0,34	0,54	0,67	0,34	1,03
Al ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—
CaCO ₃	0,20	0,60	—	0,80	0,30	—
H ₂ O +	0,61	1,16	2,73	2,02	1,42	2,05
H ₂ O -	1,15	1,31	4,53	1,60	1,61	1,35
			Cu-2,00			

1. Bazalt z Berestowca; analityk M. Kamiński (1929)
2. Bazalt normalny z Janowej Doliny (kamieniołom stare na lewym brzegu Horynia, naprzeciw wsi Złazne); analityk M. Kamiński (1929)
3. Bazalt z Janowej Doliny z miedzią rodzimą (kamieniołom główny); analityk M. Karasiński (1936)
4. Bazalt szklisty z Janowej Doliny (część południowa starego kamieniołomu nad brzegiem Horynia); analityk M. Kamiński (1929)
5. Bazalt drobnoziarnisty z Mutwicy pod Mydzkiem; analityk M. Kamiński (1929)
6. Doleryt z Huty Stepańskiej (z głębokości 60-61 m wiercenia wykonanego w r. 1929); analityk M. Karasiński (1929).

Jakkolwiek porównywanie oddzielnych, podanych w tabeli 1 wyników rozborów, wykonanych przez dwóch analityków, może wzbudzać pewne wątpliwości z powodu różnic w stosowanych przez nich metodach analitycznych (odnosi się to szczególnie do oznaczeń wody i dwutlenku węgla), to jednak przytoczony tu materiał analityczny daje pewne podstawy do posługiwania się nim w rozważaniach bardziej ogólnych.

Nie mając dostatecznych podstaw do ilościowego przedstawienia rzeczywistego składu mineralnego opisywanych bazaltów, podaję poniżej ich skład normatywny, obliczony na podstawie przytoczonych wyników rozborów chemicznych (por. tabela 2).

Jak widzimy, zawartość składników normatywnych podlega znacznym wahanom:

Kwarc — od 1,19 do 13,14%. — Z tabeli 2 wynika, że maksymalna zawartość normatywnego kwarcu w bazalcie Nr 1 kojarzy się z jednocześnie maksymalną magnetytu i minimalną — metakrzemianu żelaza. Jak wnosimy z obecności CaCO_3 i wody, bazalt ten ma cechy rozkładu. Skład mineralny skały, obliczony w preparacie mikroskopowym metodą Rosiwala, wykazał zawartość 38,5% plagioklazów, 29,0 piroksenu, 6,5 tlenków żelaza, 18,0 szkliwa i 8,0 substancji chlorytowej (M. Kamiński, 19). Stąd wnosimy, że wobec zawartości Fe_2O_3 w chlorycie (i być może w innych trudniej dostrzegalnych produktach rozkładu bazaltu) procent magnetytu obecnego w skale jest w rzeczywistości znacznie mniejszy, niż wskazuje skład normatywny. Niezwiązana w drobinie magnetytowej drobina FeO musi być zatem związana jako FeSiO_3 w piroksenie (a może i jako $[\text{Mg}, \text{Fe}]_2\text{SiO}_4$ w oliwinie). Następstwem tego będzie odmienna niż wskazuje skład normatywny (zapewne znacznie mniejsza) zawartość wolnej krzemionki w bazalcie berestowieckim.

Ilość normatywnego skalenia potasowego waha się od 1,67% (w bazalcie z miedzią rodzimą z kamieniołomu głównego w Janowej Dolinie)

do 13,34% w odmianie bazaltu z Janowej Doliny, obfitującego w szkliwo. Znaczne zmniejszenie się zawartości tlenu potasu w bazalcie z miedzią nie jest dla mnie zrozumiałe. Natomiast nie jest niespodzianką zwiększenie się jego ilości (wraz ze zwiększeniem się ilości Na_2O) w związku ze zwiększeniem się zawartości szkliwa.

Zawartość norm. skalenia sodowego podlega mniejszym wahanom: od 15,20% w bazalcie z Berestowca do 22,27% w dolerycie z Huty Stepańskiej, zawartość zaś norm. skalenia wapniowego waha się od 16,68% w odmianie szklistej bazaltu z Janowej Doliny do 28,08% w drobnoziarnistym bazalcie z górnego (młodszego) potoku w Mutwicy. Jak wskazują stwierdzone w tym bazalcie z Mutwicy częste pseudomorfozy po oliwinie, mamy tu do czynienia z jedną z najbardziej zasadowych odmian bazaltu.

Zawartość norm. drobiny metakrzemianu wapnia waha się w granicach mniejszych: od 6,03 do 9,05%, norm. metakrzemianu magnezu — od 6,80% (w odmianie obfitującej w szkliwo) do 15,50%.

Liczby wykazujące zawartość norm. metakrzemianu żelazawego, jak również norm. magnetytu należy, jak wskazano wyżej, traktować z wielkimi zastrzeżeniami, co odnosi się również do będącej w związku z tym zawartości norm. kwarcu.

Zawartość norm. ilmenitu i apatyty nie wzbudza szczególnych zastrzeżeń i zdaje się nie nazbyt oddalać od składu rzeczywistego. Zwraca uwagę szczególnie wysoka zawartość tytanu i fosforu w dolerycie z Huty Stepańskiej.

Kalcyt został stwierdzony mikroskopowo przez M. Kamieńskiego i przeze mnie jedynie w bazalcie z Mutwicy, gdzie również makroskopowo można zauważyć żyłki i gniazda tego minerału. W rozbiórach M. Karasińskiego CO_2 nie był oznaczony. — Stwierdzona w rozbiórce Nr 3 niezwykle duża zawartość H_2O , ulatniającej się w temperaturze poniżej 105°C , nie znajduje wyjaśnienia.

W rzeczywistym składzie mineralnym analizowanych bazaltów wołyńskich zasługują na uwagę następujące, spośród opisanych lub rozpoznanych dotychczas, ich składniki:

Skalenie.

Zarówno Pfaffius jak Kamieński określili plagioklaz obecny w bazalcie berestowieckim jako *labrador*. Pfaffius, który z wielką starannością wydzielił ze skały ten minerał, oznaczył jego ciężar właściwy jako równy 2,61 (metodą piknometryczną przy $t = 21,6^\circ$). Występuje on w postaciach tabliczkowatych (z rozwiniętą ścianą *M*). Widoczne zrosty bliźniacze: albitowe, peryklinowe, karlsbadzkie, rzadziej baweńskie. Budowa pasowa na

ogół niewyraźna, przy czym rdzeń zbliża się swym składem do bytownitu (M. Kamieński). Rozporządzamy wynikami jedyne go rozbioru chemicznego labradoru z bazaltu berestowieckiego, dokonanego przed 60 laty przez Pfaffiusa. Ze względu na stosowane wówczas niedokładne metody analityczne wzbudzają one zastrzeżenia, a zwłaszcza oznaczenia glinki i alkaliów.

Analiza chemiczna labradoru z Berestowca (St. Pfaffius):

SiO_2 -51,84%; Al_2O_3 -28,89; Fe_2O_3 -1,50; MgO -0,63; CaO -10,80; K_2O -1,12; Na_2O -5,34

Według oznaczeń optycznych Kamieńskiego, plagioklaz w środku kryształów ma zawartość $\text{Ab}_{28}\text{-Ab}_{31}$, w częściach zewnętrznych — $\text{Ab}_{28}\text{-Ab}_{44}$.

Augit

Minerał ten występuje w ziarnach o zarysach nieregularnych, barwy jasnożółtej, wykazujących łupliwość charakterystyczną dla piroksenów i właściwości optyczne odpowiadające augitom obfitującym w MgO , czyli tzw. *pigeonitom* (Kamieński). Pfaffius oznaczył ciężar właściwy wydzielonego minerału (przez rozkład rozkruszonej skały w gorącym łągu sodowym) jako równy 2,93 (metodą piknometryczną w temperaturze 21,6°C).

Jedyny dotychczas rozbiór chemiczny augitu z Berestowca znajdujemy w pracy Pfaffiusa. Na wynikach tego rozbioru jako wykonanego metodami nieściślymi (zwłaszcza MgO , Al_2O_3 i alkalia) trudno się opierać. Cytujemy go jednak, aby raczej podkreślić przez to potrzebę wykonania nowego rozbioru metodami współczesnymi.

Analiza chemiczna augitu z Berestowca (St. Pfaffius):

SiO_2 -53,69%; Al_2O_3 -16,93; Fe_2O_3 -8,84; MgO -1,12; CaO -13,21; K_2O -1,07; Na_2O -4,02

Trzecim z kolei istotnym składnikiem interesujących nas bazaltów jest

Szklivo wulkaniczne

Jest to składnik bardzo interesujący jako produkt różnicowania się magmy bazaltowej wskutek wydzielenia się z niej składników krystalicznych: plagioklazów, augitu oraz magnetytu i ilmenitu, jak również ze względu na późniejsze zjawiska odszklenia i rozkładu. Niestety, stanu obecnej znajomości tego składnika nie możemy uznać za dostateczny.

Przy opisie bazaltu berestowieckiego M. Kamieński (19) podaje następującą charakterystykę szkliwa:

„Szklivo wypełniając intersertalnie wolne przestrzenie przedstawia się jako masa izotropowa, barwy szarawej lub brunatnawej, mętna i nieprzezroczysta, czasami czysta i prawie bezbarwna. Jest ono przepelnione bardzo delikatnymi mikrolitycznymi igielkami, które należą przeważnie do apatyty, dalej mikrolitami piroksenów i skaleni, wreszcie delikatnym pyłem tlenków żelaza“ (l. c., s. 682).

Tenże autor wspomina o spotykanych w bazalcie berestowieckim „oczkach“, średnicy do 1 cm, wypełnionych „substancją ciemną, szklistą“. W jednym z takich „oczek“ stwierdzono mikroskopowo, że jedną część stanowi masa szklista, ciemnoszara, przepelniona mikrolitami, drugą zaś — masa izotropowa barwy jasnobrunatnej, spękana nieregularnie, o wygładzie gelu. Wyrażam tu przypuszczenie, że owa substancja izotropowa o wygładzie gelu stanowi produkt rozkładu szkliska bazaltowego, tj. „syderomelanu“ w tym znaczeniu, jakie nadał temu terminowi W. S. von Waltershausen⁷. Interesujące byłoby porównanie cech fizycznych i składu chemicznego tej substancji ze stwierdzonym na Sycylii przez tegoż badacza w tufach bazaltowych palagonitem, który jest produktem przeobrażeń szkliska bazaltowego. Do tematu tego powrócę jeszcze przy opisie składu tufitów w dorzeczu Horynia.

Wyniki rozbioru chemicznego szkliska z bazaltu berestowieckiego znajdujemy również w pracy Pfaffiusa. Są one następujące:

Analiza chemiczna szkliska bazaltowego z Berestowca (St. Pfaffius):
 SiO_2 -42,77%; Al_2O_3 -26,50; Fe_2O_3 -12,58; MgO -2,78; CaO -9,34; K_2O -1,80; Na_2O -3,22

Poza zastrzeżeniami odnoszącymi się do metod, które były stosowane przy wykonywaniu analizy, zwrócić wypada krytyczną uwagę na okoliczność, że Pfaffius stosował wytrawianie kwasem solnym w celu pozbycia się ziarn magnetytu i ilmenitu. Zachodzi podejrzenie, że częściowemu rozpuszczaniu się w HCl ulegało również szklisko. Ciężar właściwy szkliska, oznaczony przez Pfaffiusa w piknometrze (przy 21,6°C), wynosił 2,88. Ten stosunkowo bardzo wysoki ciężar właściwy należy przypisać (jak wskazuje sam autor analizy) wrostkom żelaziaka magnetycznego, a może i innym, we wnętrzu ziarn szkliska.

Porównując wyniki wykonanych przez siebie rozbiorów chemicznych Pfaffius twierdzi, że w szklisku skupia się stosunkowo największa ilość magnezu i potasu. Wniosek ten wydaje się słuszny jedynie w stosunku do potasu. Potwierdzeniem jest zawartość K_2O w szklistej odmianie bazaltu z Janowej Doliny, wynosząca 2,24% wagowych (por. tab. 1), znacznie wyższa od zawartości tego składnika w bardziej przekryształizowanych odmianach bazaltu. Natomiast zawartość MgO w szklisku, jak wskazuje wspomniany rozbiór szklistej odmiany bazaltu, zdaje się być znacznie mniejsza, aniżeli zawartość tego składnika w przeciętnej masie bazaltu (wymagałoby to jednak sprawdzenia).

Oznaczenia J. Wojciechowskiego wykazały w szklisku bazaltów wołyńskich zawartość miedzi (94).

⁷ A. Johannsen, A descriptive Petrography..., vol. III, s. 324.

Magnetyt i *ilmenit* nie były dotychczas badane szczegółowiej. Pfaffius (5, s. 39) zdecydowanie wyróżnia magnetyt, który „występuje w postaci skupień, składających się z nieregularnych ziarenek, lub tworzy oddzielne kryształki o kwadratowych przekrojach“. Jest on rozpuszczalny w kwasie solnym. Oprócz niego stwierdza obecność znacznych skupień nierozpuszczalnych w HCl czarnych kryształów żelaziaka tytanowego. M. Kamiński oba te minerały obejmuje wspólną nazwą „tlenków żelaza“ nie poświęcając im większej uwagi. W opisie odmiany szklistej bazaltu autor ten wymienia oddzielnie *magnetyt* i *ilmenit*.



Fig. 1

Oliwin z dolnego potoku bazaltu w Mutwicy \times ca. 270

Żelazo rodzime stwierdził w bazalcie berestowieckim po raz pierwszy Karpinskij. Pfaffius poświęca dużo uwagi temu składnikowi podając szczegółowy opis sposobów oznaczania jego zawartości w bazalcie. Według oznaczeń Pfaffiusa, zawartość żelaza rodzimego w bazalcie z Berestowca wynosi 0,04%.

Po St. Pfaffiusie nikt nie zajmował się oznaczaniem tego minerału w bazaltach wołyńskich.

Na obecność *oliwinu* w bazalcie wołyńskim zwrócił po raz pierwszy uwagę Karpinskij. Pfaffius, pomimo szczegółowych poszukiwań, nie odnalazł go w badanych przez siebie bazaltach z Berestowca. Kamiński wspomina o pseudomorfozach po oliwinie, które zauważył w bazalcie ze starego kamieniołomu w Janowej Do-

linie, i o często spotykanych pseudomorfozach po oliwinie w bazalcie z Mutwicy. Ze swej strony stwierdziłem obecność tego minerału także w dolnym potoku Mutwicy oraz w dolerycie z Huty Stepańskiej (fig. 1 w tekście oraz pl. IV).

Chloryt jest obecny w bazaltach uważanych za względnie świeże. M. Kamiński w opisie bazaltu berestowieckiego (19) rozróżnia „dwie postacie“ substancji chlorytowej:

Postać włóknista. — Włókna równoległe względem siebie, ułożone prostopadle do granicy styku z innymi minerałami, odznaczają się wyraźnym pleochroizmem: w kierunku włóknistości, któremu odpowiada barwa intensywnie zielona, w kierunku prostopadłym do włóknistości —

żółto-zielona. Dwójłomność dorównywa lub przekracza dwójłomność obecnego w tymże preparacie piroksenu.

We wnętrzu skupień postaci włóknistej występuje substancja bezpostaciowa; jest ona bladezielona lub bezbarwna i całkowicie optycznie izotropowa; współczynnik załamania ma niższy, aniżeli postać włóknista. Przypomina substancję występującą razem ze szkliwem we wspomnianych wyżej oczkach (l. c., s. 682). Nasuwa się uwaga, że ta substancja izotropowa nie jest chlorytem.

Kwarc został stwierdzony przez M. Kamińskiego w postaci ziarn ksenomorficznych w bazalcie z Janowej Doliny (stare kamieniołomy nad Horyniem) i z Policy. Wymieniony autor uważa ten minerał za „ostatni produkt konsolidacji magmy“.

Miedź rodzima, zauważona po raz pierwszy przez R. Krajewskiego jako składnik bazaltu w czynnym w okresie międzywojennym kamieniołomie głównym w Janowej Dolinie, występuje w postaci ziarn i okruchów nieforemnych, dochodzących do 1 mm średnicy, w sąsiedztwie szkliwa wulkanicznego. Opis warunków występowania tego minerału podaje R. Krajewski i J. Wojciechowski (22, 25, 94).

Apatyt był obserwowany przez St. Pfaffiusa w postaci drobnych igiełek towarzyszących skaleniom, oraz przez M. Kamińskiego — jako wrostki w szkliwie (bazalt z Berestowca i Janowej Doliny). W dolerycie z Huty Stepańskiej dają się obserwować długie igły apatyty w cieście skalnym:

Kalcyt w postaci żyłek zauważył M. Kamiński w bazalcie z Mutwicy. Oznaczone przez tegoż autora drobne ilości CO₂ i w innych odmianach bazaltu zdają się wskazywać na obecność w nich tego minerału w dużym rozproszeniu. Autor niniejszej pracy obserwował w górnym potoku bazaltu z Mutwicy żyłki kalcytowe oraz geodę kalcytową kilkocentymetrowej średnicy (por. pl. XII, fig. 1).

Obecność *kwarcu* jako składnika rzeczywistego lub jedynie normalnego skłoniła M. Kamińskiego do zaliczenia bazaltów wołyńskich do wyróżnionych przez Lacroix *sakalawitów labradorowych*, które pod względem magmatycznym stanowią ogniwo pośrednie między gabrem i gabrodioritem. Nazwa ta jednak poza Francją się nie przyswoiła. Według systematyki proponowanej przez B. Chouberta, sakalawity odpowiadają bazaltom kwarcowym⁸. Znane w literaturze (Johannsen, t. II, s. 413-7)

⁸ B. Choubert, Géochimie des magmas et permanences statistiques. Paris 1947. Str. 81.

bazalty kwarcowe różnią się na ogół od bazaltów wołyńskich większą zawartością krzemionki, glinki i sodu, a niektóre — potasu, mniejszą zaś — żelaza oraz tytanu. Ilości magnezu i wapnia bywają w obu grupach skał większe lub mniejsze.

Sądzę, że zagadnienie obecności kwarcu w bazaltach wołyńskich wymaga jeszcze studiów bardziej gruntownych aniżeli te, które przeprowadzono dotychczas. Nasuwa się tu bowiem pytanie, czy obecności tego składnika w niektórych pozornie świeżych skałach nie należałoby raczej wiązać z procesami wędrówki materii w stadium pomagmatycznym? O procesach tych, które niewątpliwie zachodziły wśród bazaltów wołyńskich, będzie mowa niżej.

c) *Bazalty uległe procesowi wietrzenia*

Opisy bazaltów wołyńskich uległych wietrzeniu znajdujemy u Pfaffiusa i u Kamieńskiego. Obaj ci autorzy podają również wyniki rozbiórów chemicznych bazaltów zwietrzałych. Cytuję przede wszystkim wyjątki z opisów podanych przez St. Pfaffiusa, który szczególnie interesował się procesem wietrzenia bazaltów (5):

„Słupy te (bazaltu) w dolnych poziomach brązowe, w kierunku ku górze stają się stopniowo szare z powodu większego zwietrzenia i wreszcie nieznacznie przechodzą w szaro-zielonkawą glinę, która jest ostatecznym produktem rozkładu skały; glina ta tworzy najwyższe poziomy słupów bazaltu i tu niknie już całkiem słupowa budowa bazaltu; warstwa takiej szarej gliny posiada jednostajną grubość około 2 stóp“ (l. c., s. 37).

Bazalt zwietrzały „badany pod mikroskopem przedstawia następujące szczegóły: składa się przeważnie z ziarn oliwkowo-brunatnego i zielonkawego koloru; są to rozmaite stopnie rozkładu augitu i plagioklazu, przedstawiające minerały do grupy chlorytu należące, których bliżej zdeterminować nie podobna. Występują one w takiej masie, że maskują wszystkie inne części składowe i dopiero po obłaniu ich mocnym kwasem solnym, który je rozkłada, dostrzegamy nieliczne kryształy plagioklazu, resztki tła szklistego i wiele bezkształtnej krzemionki (chalcedonu), która także powstała drogą wydzielania się przy rozkładzie różnych części składowych bazaltu“ (l. c., s. 40).

„Głina poddana została działaniu kwasu solnego i otrzymany przez to wyciąg analizowany był oddzielnie od pozostałego osadu. Krzemionka, która wskutek rozkładu krzemianów kwasem solnym strąca się w postaci galaretowatej masy i zostaje na filtrze wraz z nierozpuszczonym osadem, rozpuszczoną została w słabym roztworze ługu sodowego i ilość jej dodana do krzemionki, otrzymanej przy analizie wyciągu. W kwasie rozpuściło się 67%, pozostało nierozpuszczone 33%; część nierozpuszczalna rozkładaną była kw. fluorowodorowym“ (l. c., s. 47-8).

Bazalt zwietrzały z Berestowca (anal. St. Pfaffius, 1886)

	Część rozp. w HCl	Część nierozp. w HCl
SiO ₂	45,01	71,91
Fe ₂ O ₃	7,95	6,14
Al ₂ O ₃	20,22	2,00
CaO	14,33	3,67
MgO	3,68	0,76
K ₂ O	0,85	2,92
Na ₂ O	0,53	9,27
CO ₂	5,48	—
H ₂ O i części lotne	3,13	—
	101,18	

M. Kamieński zainteresował się bazaltem zwietrzałym ze starych kamieniołomów pod Złaznem (Janowa Dolina). Badacz ten określa tę skałę jako „szarą, piaszczystą”. Skalenie są w niej „stosunkowo dobrze zachowane, natomiast pirokseny znikły zupełnie. Tlenki żelaza mają delikatne naloty leukoksenowe. Substancja chlorytowa i tutaj widoczna, wyróżnia się od chlorytowych produktów przeobrażenia piroksenów swą czystością“ (19).

Tabela 3

Bazalt zwietrzały z Janowej Doliny (I) i Dołgiego Pola pod Policą (II)
(analitik M. Kamieński)

	I		II	
	% wag.	Liczby mol.	% wag.	Liczby mol.
SiO ₂	47,26	788	49,62	827
TiO ₂	1,43	18	1,40	18
Al ₂ O ₃	19,27	189	14,67	144
Fe ₂ O ₃	10,62	66	8,18	51
FeO	1,48	21	4,15	58
MnO	0,10	1	0,22	3
MgO	1,35	34	5,31	133
CaO	5,11	91	8,81	157
Na ₂ O	1,88	30	2,16	35
K ₂ O	1,65	17	1,52	16
P ₂ O ₅	0,20	1	0,21	2
H ₂ O+	4,08	227	1,69	94
H ₂ O—	5,33	298	1,55	86
CO ₂	śląd		0,15	3
suma	99,76		99,64	

Jako uzupełnienie podanej wyżej charakterystyki zwietrzałych lub wietrzejących bazaltów można podać, że niekiedy, jak np. w Dołgim Polu (pod Policą), w Mydzku, Hutwinie i innych odsłonięciach naturalnych, mamy do czynienia wyłącznie z bazaltami w stanie zwietrzałym. W przypadku występowania cienkich (parometrycznej miąższości) płytów pokrywy bazaltowej, bazalt jest zwietrzały do samego spagu.

Rozporządzamy dwoma nowszymi (nie licząc analizy Pfaffiusa) rozbiarami chemicznymi bazaltu zwietrzałego: 1^o z Janowej Doliny (Złazne) i 2^o z Dołgiego Pola pod Policą (por. wyżej tabela 3).

Skład normatywny obu tych skał, obliczony w ten sam sposób jak i bazaltów świeżych, przedstawia się jak następuje:

T a b e l a 4

Skład normatywny bazaltu z Janowej Doliny (I) i Dołgiego Pola (II)

	I	II
SiO ₂	17,76	8,94
K ₂ Al ₂ Si ₆ O ₁₆	9,45	8,90
Na ₂ Al ₂ Si ₆ O ₁₆	15,72	18,34
CaAl ₂ Si ₂ O ₈	24,46	25,85
CaSiO ₃	—	6,33
MgSiO ₃	3,40	13,10
FeSiO ₃	—	—
Fe ₃ O ₄	0,93	9,98
FeTiO ₃	2,74	2,74
Ca ₃ P ₂ O ₈	0,16	0,67
Al ₂ O ₃	5,51	—
Fe ₂ O ₃	9,92	1,28
CaCO ₃	—	0,30
H ₂ O+	4,08	1,69
H ₂ O—	5,33	1,55

Opis mikroskopowy bazaltu z Policy (Dołgie Pole)

Struktura skały drobnoziarnista o typie intersertalnym. Między listewkami plagioklazów o rozmiarach przeciętnych 0,1-0,2 mm, zorientowanych w najrozmaitszych kierunkach, widoczne są skupienia szkliwa uległego dewitryfikacji oraz lekko zbrunatniałe i zmętniałe ziarna augitu; w ich sąsiedztwie obecne są gruzelki barwy brązowej (zapewne wodorotlenki żelaza, które świadczą o zaawansowanym procesie wietrzenia). Kontury czarnych ziarn, o zarysach odpowiadających magnetytowi, niekiedy lekko wyżarte. Nieliczne i drobne pęcherze pogażowe wypełnia substancja chlorytowa oraz drobne krystalizacje innych minerałów (dzeolity? chal-

cedon?). Preparat obserwowany w świetle odbitym wykazuje rdzawe zabarwienie między listewkami skaleni.

W jednym z preparatów mikroskopowych tej skały (pl. V, fig. 2) obserwować można szczelinę szerokości około 2 mm, wypełnioną drobnym przesortowanym popiołem wulkanicznym, spojonym lepiszczem krzemionkowym. Przeciętna średnica ziarn popiołu wynosi ok. 0,03-0,04 mm. Widocznych wiele ostrokanciastych i otoczonych ziarn barwy brunatnej i zielonej, niekiedy z odcieniem niebieskim, o wyglądzie szkliwa świeżego, niektóre ziarna noszą znamiona odszklenia. Bardzo nieliczne ziarna piroksenów podobne są do obecnych w otaczającym bazalcie. Skaleni nie zauważyłem.

Wobec znamion względnej świeżości popiołu wulkanicznego w szczelinie bazaltu z Dołgiego Pola pod Policą możemy wnioskować, że popiół ten znajduje się na złożu pierwotnym i pochodzi z wybuchu, który nastąpił po stwardnieniu pokrywy bazaltowej.

Porównując wyniki rozbiorów okazów bazaltu uznanych za świeże z dwoma ostatnimi, które pochodzą z materiału zwietrzałego, wypada zauważyć, że i zaliczone do grupy świeżych wykazują pewne znamiona wietrzenia, co daje się stwierdzić chemicznie. Zawartość CO_2 (od 0,10 do 0,36%) w próbkach bazaltów z Berestowca, Janowej Doliny i Mutwicy (analizowanych przez M. Kamińskiego; M. Karasiński nie oznaczał CO_2 w bazalcie z Janowej Doliny i Huty Stepańskiej) i stosunkowo znaczna zawartość wody we wszystkich próbkach (zwłaszcza H_2O uchodzącej w temperaturze -105°C) stanowią wskazówkę natury chemicznej co do obecności produktów wietrzenia. Poza tym można łatwo zauważyć, zwłaszcza wśród okazów bazaltów z Mutwicy, Mydzka, Policy i innych, że ich barwa czarna (jedynie w środku większych brył) staje się szara ku brzegom i brunatna w łupinie zewnętrznej. Wyniki rozbioru chemicznego bazaltu z Policy (Dołgie Pole), po przeliczeniu składników normatywnych na zawartość procentową, stwierdziły obecność hematytu (1,28%), co w danym przypadku wskazuje również na dalej posunięty proces zwietrzenia analizowanego okazu.

Porównując skład chemiczny okazu zwietrzałego z Janowej Doliny i z Policy musimy pamiętać, że okazy te nie należą zapewne do tego samego wylewu magmy; podane wyniki analiz nie mogą więc być ściśle porównywane ze sobą, gdyż nie dają się wprowadzić w jeden szereg, obrazujący przemiany chemiczne skały począwszy od skały świeżej.

W każdym razie, stan zwietrzenia okazu z Policy jest daleko mniej posunięty, aniżeli okazu z Janowej Doliny; o czym świadczą zarówno wygląd zewnętrzny okazu z Janowej Doliny, jak i większa zawartość w nim

Al_2O_3 , Fe_2O_3 i wody oraz duży spadek zawartości FeO , MgO i CaO . Obecność w okazie z Policy CO_2 (0,15%), wobec zaledwie śladów tego składnika w bazalcie zwietrzałym z Janowej Doliny, wskazuje również na daleko posunięte zwietrzenie skały z Janowej Doliny, które znamionuje stadium odwapnienia.

Obserwacje mikroskopowe i porównanie składu normatywnego obu skał dowodzą zgodnie, że skalenie zachowują się opornie w przebiegu procesu wietrzenia, ulegają mu natomiast łatwo pirokseny. Najpierw zdaje się być rozbijana drobina $FeSiO_3$, drugą z kolei jest $CaSiO_3$, później przychodzi kolej na $MgSiO_3$. Jeżeli idzie o produkty tego wietrzenia, Fe ulega niewątpliwie w znacznej części utlenieniu i zostaje zatrzymane w obrębie środowiska w postaci wodorotlenków, Ca ulega wypłukaniu, podobnie jak i Mg . Rozpad obejmuje tu nie tylko zawarte w skale pirokseny, lecz i szklivo oraz chloryty.

Godna podkreślenia jest obecność w zwietrzałym bazalcie z Janowej Doliny nadmiaru Al_2O_3 nie dającego się związać w drobiny skaleniowe. Nadmiar ten w składzie normatywnym wyraża się 5,51%. Wiążąc go w drobinę kaolinową otrzymalibyśmy znaczny ubytek normatywnego kwarcu. Obecny w skale nadmiar Fe_2O_3 w znacznej części związany jest zapewne z wodą w postaci wodorotlenków.

d) *Bazalty uległe przeobrażeniom na skutek procesów hydrotermalnych*
Bazalt z potoku dolnego w Mutwicy

W niedużym kamieniołomie w Mutwicy pod Wielkim Mydzkiem odwiercono pod odsłaniającą się na powierzchni pokrywą bazaltową miąższości około 4 m warstwę tufów barwy ciemnoszarej, silnie scementowanych i przypominających swym wyglądem zewnętrznym w częściach pelitowych bazalt drobnoziarnisty. Dopiero rzut oka przez mikroskop na szlif wykonany z tej skały usuwa wszelkie co do jej charakteru i pochodzenia wątpliwości. Pod warstwą tufu pelitowego i zlepieńcowego występuje lawa z dużą liczbą pęcherzy pogazowych. Lawa ta przechodzi stopniowo ku dołowi w bazalt przypominający jego odmianę z Janowej Doliny i Berestowca. Wiercenie zatrzymano w głębokości 12,75 m nie przebijając bazaltu. Kamieniołom, eksploatujący najpierw materiał z górnej pokrywy bazaltowej, z czasem dosięgnął również dolnego utworu bazaltowego i zagłębił się w nim, przy czym w obrębie warstwy tufowej, mającej tutaj barwę ciemnowisniową i charakter psammitowy, odkryto wkładkę wapienia kredowego z fauną. (o czym będzie jeszcze mowa niżej w części dotyczącej zagadnienia wieku bazaltów). Obecna w spagu tych osadów

lawy bazaltowa miała wygląd gąbczasty i barwę ciemną z odcieniem czerwonym.

Odmiana gąbczasta stwierdzona została po raz pierwszy w Dołgim Polu pod Policą (28). W Mutwicy tworzy ona górną część dolnego potoku lawy (34). Wiercenia w Świaciu i Sierhiejówce w stropie potężnych mas bazaltu wykazały obecność otoczonych bryłek lawy gąbczastej (migdałowcowej), którą J. Tokarski oznaczył jako trachit (Samsonowicz, 1939, 75). Podobne gąbczaste bryły i okruchy lawy gąbczastej były znajdowane wśród tufitów w spągu bazaltów z Berestowca. Pęcherze pogazowe wypełniała ciemnozielona masa chlorytu. W dalszym ciągu będą nazywał bazalt, występujący poniżej warstwy tufowej w Mutwicy, „bazaltem dolnego“ lub „starszego potoku“ z Mutwicy.

Rdzeń wiercenia w Mutwicy z głębokości 5,5 m (a więc z górnej części starszego potoku) ma barwę szarą. Rzucają się tu od razu w oczy obecne w nim liczne pęcherze pogazowe kształtów zbliżonych do kulistych i elipsoidalnych (do 7 mm średnicy), albo też o kształtach owalnych i wydłużonych (do 28 mm), wypełnione masą szaro-zieloną, drobnoziarnistą. Sama skała ma strukturę drobnoziarnistą; składniki jej można rozpoznać dopiero pod mikroskopem (pl. VII, fig. 1 i 2). Obraz mikroskopowy skały uwidacznia jej złożenie (teksturę) migdałowcowe a strukturę porfirową. Nieliczne prakryształy skaleni dochodzą do wielkości około 1 mm w dłuższej osi przekrojów. Struktura ciasta skalnego przypomina intersertalną; piroksenów jednak nie znajdujemy. Pozostałością po nich zdaje się być szaro-brunatna substancja, widoczna w gruzelkowatych skupieniach. Miejscami stwierdzamy obecność dość licznych pseudomorfoz po oliwinie, wypełnionych bladezielonym, silnie dwójłomnym minerałem (o słabo zaznaczonej włóknistości — serpentyn?). Miejscami pierwotne zarysy kryształów oliwinu wraz ze śladami jego łupliwości zachowały się szczególnie pięknie (por. fig. 1, s. 513). Tu i ówdzie w szczelinach pseudomorfoz po oliwinie widoczne są błonki barwy jaskrawobrunatnej, które tworzy zapewne gel wodorotlenków żelaza, będący produktem procesów wietrzenia.

Skaleni w prakryształach mają pokrój tabliczkowy, w cieście zaś skalnym zdają się panować postacie listewkowe. Współczynniki załamania skaleni są niższe lub zbliżone do balsamu kanadyjskiego. Wygląd mętny, między niolami skrzyżowanymi zaciemnianie oddzielnych osobników nierównomierne, z czego wynika niemożliwość uzyskiwania obrazów w świetle zbieżnym. Tu i ówdzie zaznaczone zbliżnienia według płaszczyzny dwuscianu podłużnego. Kąt znikania światła mały; niektóre osobniki wykazują znikanie proste. Nieliczne pozostałości plagioklazów o zbliżeniach według prawa albitowego.

Wygląd mikroskopowy większości skaleni odpowiada obrazowi skałenia opisanego przez J. Tokarskiego jako „sanidyn“ i podanego przezeń w reprodukcji mikro fotografii (87).

Większe pęcherze pogazowe oraz drobniejsze próznie w masie skały wypełnia drobnoziarnisty minerał barwy ciemnozielonej pokroju blaszkowego. Blaszki te lub włókienka występują niekiedy w skupieniach promienistych, dających charakterystyczny obraz czarnego krzyża między nikolami skrzyżowanymi. Kąt znikania światła względem śladu łupliwości prosty lub prawie prosty, przy czym równoległe do płaszczyzny łupliwości mamy współczynniki załamania światła niższe, aniżeli prostopadle do niej; stąd wniosek, że mamy tu do czynienia z *chlorytem* o znaku optycznym (—). Wyraźnie widoczny pleochroizm cechuje barwa niebieskawo-zielona w położeniu równoległym do kierunku łupliwości. Barwa ta znika po obróceniu badanego osobnika o kąt 90°.

Rozbiór chemiczny chlorytu z Mutwicy dał wyniki następujące:

Tabela 5
Chloryt z Mutwicy (analitik M. Karasiński)

	% wag.	Liczby mol.
SiO ₂	31,95	5325
Al ₂ O ₃	12,71	1246
Fe ₂ O ₃	2,71	151
FeO	19,37	2690
MnO	0,48	68
MgO	20,49	5123
CaO	0,23	42
Li ₂ O	ca 0,16	—
K ₂ O		
Na ₂ O		
P ₂ O ₅	0,02	—
H ₂ O + 105°	11,25	6250
H ₂ O—105°	1,05	585

Przyjmując, że we wzorze chemicznym badanego chlorytu mamy do czynienia z drobinami: antygorytową (2SiO₂ · 3 (Mg, Fe^{II}) O · 2H₂O) i amezytową (SiO₂ · (Al, Fe^{III})₂O₃ · 2 Mg, Fe^{II}O · 2 H₂O), otrzymujemy następujący wzór chemiczny tego minerału, w którym obok Mg dużą rolę odgrywa żelazo dwuwartościowe: Ant₃ Am₃. Mamy tu zatem żelazistą odmianę *peninu* czyli *delessyt*. Niezwiązana chemicznie w tym wzorze część krzemionki, zawartej w substancji analizowanej, należy do drobnych krystalizacji chalcedonu lub kwarcynu, które dają się stwierdzić mikroskopowo wśród masy chlorytowej wypełniającej próznie pogazowe w opisywanym

bazalcie. Delessyt, jak wiadomo, jest minerałem towarzyszącym często dzeolitom i kalcytowi w migdałowcach. I on więc jest produktem działalności hydrotermalnej.

Wyniki rozbioru chemicznego skały z górnej części starszego potoku bazaltowego z Mutwicy były następujące:

Tabela 6
Bazalt z dolnego potoku w Mutwicy (analitik M. Karasiński)

	% wag.	Liczby mol.	Skład normatywny	
SiO ₂	45,24	7540	SiO ₂	0,26
TiO ₂	1,87	234	K ₂ Al ₂ Si ₆ O ₁₆	21,63
Al ₂ O ₃	13,46	1320	Na ₂ Al ₂ Si ₆ O ₁₆	20,23
Fe ₂ O ₃	6,89	431	CaAl ₂ Si ₂ O ₈	1,11
FeO	6,80	945	MgSiO ₃	24,45
MnO	0,30	42	FeSiO ₃	4,25
MgO	9,78	2445	Fe ₂ O ₃	10,00
CaO	0,66	154	FeTiO ₃	3,71
Na ₂ O	2,39	386	Ca ₃ P ₂ O ₈	1,28
K ₂ O	3,65	369	Al ₂ O ₃	5,15
P ₂ O ₅	0,54	38	H ₂ O+	5,43
H ₂ O+105°	5,43	3017	H ₂ O—	2,21
H ₂ O—105°	2,21			
F ₂	— ślady			99,71
BaO	—			
99,42				

W wynikach analizy tej uderza bardzo daleko posunięte odwapnienie skały oraz skupienie się w niej dużej ilości magnezu, jak również stosunkowo znaczna zawartość potasu. Koncentracja magnezu znajduje swój wyraz mineralogiczny w dużej ilości zawartego w skale chlorytu, a ubytek wapnia — w całkowitym rozkładzie piroksenów i w daleko posuniętym procesie metasomatozy plagioklazów.

W składzie chemicznym i mineralnym opisywanej tu skały z Mutwicy mamy wysoce interesujący przykład utrwalenia się jednej z faz przeobrażania się bazaltu pod wpływem czynników przenikających doń z zewnątrz w postaci, jak można przypuszczać, gorących roztworów wodnych. Dokładne określenie środowiska geochemicznego, w którym zachodziły wymienione wyżej przemiany, wymagałoby studiów szczegółowych, których wykonanie wykracza poza zakres obecnych mych możliwości. Ujętą w ogólnym zarysie charakterystykę przemian geochemicznych, zachodzących w bazaltach wołyńskich podczas przeobrażania się tych skał, podam na końcu rozdziału poświęconego ich petrograficznemu opisowi.

Okruchy pochodzenia bazaltowego w tufitach berestowieckich⁹

W zlepieńcach stanowiących wkładkę wśród tufitów, które odsłonięto w 1927 r. w spągu bazaltów w Berestowcu oraz w r. 1936 w Janowej Dolinie, występują większe lub mniejsze i więcej lub mniej otoczone okruchy skał wulkanicznych. Tym skałom petrografowie polscy, jak również geologowie zajmujący się geologią Wołynia, poświęcili szczególne zainteresowanie. Wielkość ich jest różna: od drobnych, rozpoznawalnych jedynie w szlifie mikroskopowym, do wielkich brył, jak owa badana przez J. Tokarskiego, wagi ok. 100 kg, o kształcie fragmentu kolumny bazaltowej (89). E. Janczewski i J. Samsonowicz, demonstrując podczas posiedzenia PIG w dniu 22. XII. 1936 r. odłam tej bryły, podali następujący opis jej wyglądu oraz sytuacji geologicznej, w której ją znaleziono (16).

„O 1,45 m niżej spągu bazaltu (w Janowej Dolinie) wśród łupków przebiega cienka warstwa zielonkawego tufitu, w którym tkwiła bryła bazaltu zupełnie odmiennego od skały eksploatowanej w łomie. Miała ona wyraźne zarysy sześciobocznego słupa wysokości 50 cm, średnicy 30 cm. Ten ułamek słupa bazaltowego tkwił w zielonawym tuficie pionowo... Demonstrowana bryła stanowiąca część słupa, którą udało się odbić, posiada naroża i krawędzie stępione, lecz nie zatarte całkowicie. Cecha ta, jak i dość znaczny ciężar słupa, pozwala przyjąć, że transport drogą wodną nie był zbyt daleki“ (l. c., s. 9).

W tymże komunikacie, z którego przytaczam cytaty, wyrażono pogląd, iż bryła ta należała do starszego wylewu bazaltowego, w słowach następujących:

„Ten starszy bazalt z Janowej Doliny, pełen pęcherzy pogażowych, wtrąceń substancji chlorytowej (po szkliwie), dzeolitów i kalcytu, jest uderzająco podobny do bazaltów znanych z Nadhorynia na Pn od Janowej Doliny: z Hutwina, Mydzka, Mutwicy itd.“ (l. c., s. 9).

Otoczaki i bryły skał wulkanicznych, znajdujących wśród tufitów w Berestowcu i Janowej Dolinie, były przedmiotem większych opracowań petrograficznych M. Kamińskiego i J. Tokarskiego (20, 86, 89). Wspominałem o nich również w swym komunikacie z r. 1928 (29). Barwa tych skał bywa na świeżym przełomie szara (niekiedy z odcieniem niebieskawym), ciemnoszara, prawie czarna; wietrzejąc przybierają one odcień brunatny. Teksturę opisywano jako gąbczastą, migdałowcową, pęcherzykowatą. Struktura tych skał przypomina strukturę bazaltów drobnopiezarnistych z Mutwicy, Dołgiego Pola i innych. M. Kamiński, który zbadał i opisał w sposób systematyczny kilka okazów tych okruchów,

⁹ Materiały petrograficzne wątpliwego pochodzenia oraz nie posiadające cech wiążących je z bazaltem będą uwzględnione w innym rozdziale.

określa strukturę tworzących je skał jako intersertalną. Nadto autor ten wyróżnił okruchy (mniejsze) posiadające struktury porfirową i wicrofirową (tekstura ostatnio wymienionych została określona jako masywna, zbita). W opisach i rozważaniach podanych minerałów ograniczam się tutaj do opisów tych skał, które swą strukturą przypominają bazalty.

J. Tokarski, który w latach ostatnich zajął się szczególnie skałą, tworzącą wspomniany wyżej fragment słupa, podaje przeciętne rozmiary „żerdek“ skalenia obecnego w skale: $0,9 \times 0,5$ mm. Przeciętna wielkość listewek skalenia, podawana przez M. Kamieńskiego dla różnych odmian tych skał, wynosiła: $0,1 \times 0,03$ mm; w tejże skale osobniki większe: $0,5 \times 0,1$ mm. Pomiary listewek skaleni w dwóch szlifach mikroskopowych, będących obecnie w moim posiadaniu, wykazują, że długość ich waha się w granicach od 0,06 do 0,8 mm.

Jak widzimy, pod względem kształtów i wielkości kryształów skaleni skały te zbliżają się do opisanych wyżej średnio- i drobnoziarnistych odmian bazaltów. Jako składniki tych skał opisywano lub wymieniano: skażeń potasowy, plagioklasy, magnetyt i ilmenit, chloryt, serpentyn (w pseudomorfozach po oliwinie), substancję fosforytową, szkliwo (częściowo lub całkowicie zdewitryfikowane), a także: kwarc, kalcyt, piryt, a nawet gips (20, 86, 27, 89).

Skażeń potasowy jest istotnym i bardzo charakterystycznym składnikiem tych skał. W niektórych ich odmianach wysuwa się on na miejsce naczelne. J. Tokarski poświęcił temu składnikowi najwięcej publikacji, w których znajdujemy cenne o nim wiadomości. W ostatniej spośród nich (1947, 89) autor ten podaje, iż kąt osi optycznych osobników tego minerału zbliża się do zera, przy czym pierwsza dwusieczna odpowiada współczynnikowi załamania α ; kąt $x : \alpha = 0^\circ - 3^\circ$. W rozprawie dawniejszej z roku 1929 (87) znajdujemy informację, że płaszczyzna osi optycznych jest równoległa lub prostopadła do dwuścianu podłużnego; kąt $x : \alpha = 3^\circ - 12^\circ$. W obu pracach minerał oznaczono z całą pewnością jako sanidyn. W dawniejszej spośród wymienionych prac J. Tokarski podaje nadto pewne ciekawe szczegóły dotyczące fizjografii opisywanego minerału, a mianowicie: jest on często zbudowany pasowo, przy czym pasy zewnętrzne wykazują mniejszy aniżeli jądro kryształu kąt znikania światła. Autor skłonny jest widzieć przyczynę stwierdzonego przez siebie faktu w nierównomiernym rozmieszczeniu molekuł albitowych. Tenże autor zwraca uwagę, że w wielu prakryształach opisywanego minerału można nadto obserwować charakterystyczne plamy, które stają się wyraźne szczególnie między nikolami skrzyżowanymi. Dobre reprodukcje mikrofotografii tych obiektów znajdujemy w cytowanej pracy J. Tokarskiego (87). Wypada zwrócić

uwagę, że niemal identyczne plamistości ilustruje w swym dziele W. Lindgren („Mineral Deposits“, 1933, s. 447) jako przykład wypierania przez skałki potasowy substancji plagioklazów. Byłoby to zjawisko adularyzacji plagioklazów. Ta właśnie niejednolita budowa wewnętrzna opisywanego tu minerału bardzo utrudnia jego dokładniejsze badania optyczne.

M. Kamiński w opisie składników mineralnych skał, o których tu mowa, podaje w dwóch przypadkach dane liczbowe dotyczące wyróżnionych przez niego sanidynów (20). Przytaczam je tutaj: w okazie Nr 3, który autor ten kwalifikuje jako „latyt“, skałki potasowy odznacza się strukturą plamistą. $2V = 4-6^\circ$; $x : \alpha = 5-7^\circ$ (na ścianie M). W okazy Nr 7: kąt osi opt. = 0° lub jest bardzo mały; $x : \alpha$ (na ścianie M) = 7° .

Jeśli idzie o ilościowy stosunek do zawartych w tych skałkach plagioklazów, skalenie potasowe wykazują dużą zmienność. W jednych (jak okaz Nr 1) plagioklaz przeważa, w innych (jak okaz Nr 2) skałki potasowy dorównuje swą ilością plagioklazom, a w innych jeszcze (jak okazy Nr 3, 4, 5, 6) przeważa nad plagioklazami (20).

Blizniaki albitowe lub karlsbadzkie w okazy z Janowej Doliny, badane przez J. Tokarskiego, należą do rzadkości. W skale z Berestowca, nazwanej przez tego autora „sanidynitem“, przerosty bliźniacze karlsbadzkie są zawsze obecne. M. Kamiński przy opisie okazy (Nr 1) wspomina, że tu i ówdzie możemy zauważyć w skaleniach potasowych zrosty bliźniacze karlsbadzkie.

Jak widzimy z przytoczonych wyżej danych, zaczerpniętych z publikacji badaczy jednego zakładu naukowego, a więc stosujących w pracy na ogół te same metody, skalenie potasowe z otoczków i okruchów, występujących wśród tufitów Berestowca i Janowej Doliny, odznaczają się niejednolitością składu (charakterystyczna plamistość) i zmiennością cech optycznych. Czy wolno nam, idąc za wymienionymi wyżej autorami, stosować do tych minerałów nazwę sanidynu?

Nie kwestionując wyników pomiarów optycznych, które przemawiają za tą nazwą, zwrócić należy uwagę na zgoła odmienny charakter występowania i habitus sanidynu jako składnika typowego dla niektórych skał magmatycznych.

Zdaje mi się, że skałki potasowy opisywanych tu skał, podobnie jak i znane skądinąd skalenie potasowe, będące produktem metasomatycznych przeobrażeń plagioklazów, zasługiwałyby na precyzyjnie dokonane badania ich składu chemicznego i właściwości optycznych. Wrócimy jeszcze do tego zagadnienia w końcowej części niniejszego rozdziału.

Plagioklasy są obecne w tych skałkach w ilościach rozmaitych. W skale z Janowej Doliny J. Tokarski nie odnalazł osobników plagioklazów

nadających się do ilościowego oznaczenia. „Pokrojem zewnętrznym (jak pisze wymieniony autor) nie różnią się one od opisywanego sanidynu, są jednak na ogół mniejsze od niego“ (89). Tenże autor w opisie „sanidynitu“ z Berestowca nie wymienia plagioklazu jako jego składnika. M. Kamiński notuje plagioklasy w większych lub mniejszych ilościach we wszystkich badanych przez siebie okazach. Według tego badacza, występują one w postaci listewek od najdrobniejszych do 1 mm długości i wykazują cechy optyczne andezynu, być może kwaśnego andezynu (okaz Nr 1: $Ab_{61}An_{39}-Ab_{61}An_{39}$ — pomiar dokonany na trzech osobnikach w przekroju prostokątnym do P i M). Wyniki pomiarów optycznych plagioklazów w bazaltach nieprzeobrażonych Berestowca i Janowej Doliny (p. wyżej) dowiodły, że mamy tam do czynienia z *labradorem*.

W opublikowanej przed kilku laty pracy J. Tokarskiego (89) znajdujemy (p. s. 135) cenne dane o zawartości albitu we wszystkich interesujących nas tutaj okazach M. Kamińskiego (z wyjątkiem pominiętego okazu Nr 1) oraz badanych przez siebie¹⁰. Przytaczam je tutaj w zestawieniu z podanymi tamże danymi, które odnoszą się do bazaltów wołyńskich analizowanych przez M. Kamińskiego (por. tabela 1 i 2):

Bazalt z Berestowca	Ab_{87}
„ z Mūtownicy	Ab_{40}
„ z Policy	Ab_{42}
„ ze Złazna (Janowa Dolina)	Ab_{42}
	Ab_{44} „Latyt“ (okaz Nr 5)
	Ab_{46} „Latyt“ („ „ 4)
	Ab_{52} „Latyt“ („ „ 3)
	Ab_{54} „Latyt“ („ „ 6)
Bazalt szklisty ze Złazna	Ab_{57}
(Janowa Dolina)	Ab_{61-64} „Latyt kwarcowy” (okaz Nr 1) ¹¹
	Ab_{69} „Sanidynit“ z Berestowca
	Ab_{72} „Trachit“ z Janowej Doliny
	Ab_{77} „Trachit“ z Berestowca

Jak łatwo zauważyć, w grupie „latytów“ stwierdzamy obecność plagioklazów charakterystycznych dla kwaśniejszych odmian bazaltów wołyńskich.

Składniki femiczne. — W „sanidynicie“ z Berestowca J. Tokarski wyróżnił: magnetyt, ilmenit i „inne tlenki żelaza“. Przy silniejszych powiększeniach autor ten obserwował występujące niekiedy w dużych ilościach ziarna o wyglądzie mikrolitowym, odznaczające się silną dwójłom-

¹⁰ Jak można się domyślać, pewna liczba podanych oznaczeń oparta jest na obliczeniach składu normatywnego.

¹¹ Dane z pracy M. Kamińskiego (20).

nością, które skłonny był zaliczać do grupy piroksenów. Pozwalam sobie mniemać, że nie były to zaczątki, lecz raczej szczątki kryształów piroksenów, które wraz z tlenkami żelaza stanowią pozostałość jednego z istotnych składników bazaltów wołyńskich, jakim jest augit. W skale z Janowej Doliny J. Tokarski notuje jedynie magnetyt i ilmenit, rozsiane równomiernie na tle skały. W skale z Berestowca kryształki magnetytu tworzą charakterystyczne skupienia typu szkieletów krystalicznych, gdy tymczasem ilmenit występuje w postaci nieregularnych agregatów.

M. Kamiński wspomina o „tlenkach żelaza“ występujących licznie w skale i wykształconych w postaci idiomorficznych, zupełnie świeżych kryształów lub jako nieregularne ziarna. Bywają one rozproszone nierównomiernie; kiedy indziej widoczne są w szlifie w postaci bardzo delikatnego pyłu. Zawartość w skale tlenków żelaza, w okazie Nr 2, mającym barwę szarą, wynosiła 10,05% (objętościowo).

Chloryt jest wymieniany przez J. Tokarskiego wśród składników wtórnych „sanidynitu“ z Berestowca. W skale z Janowej Doliny tenże badacz obserwował „substancję wyglądem zbliżoną do chlorytowej“, która wypełnia pęcherzyki obecne w szklowie częściowo zdewitryfikowanym. O chlorycie zawartym w tych skałach w ilościach mniejszych (okaz Nr 3) lub większych (11,18% obj. w okazie Nr 6) wspomina M. Kamiński (20).

Oliwin i *pseudomorfozy* po nim zauważył M. Kamiński w okazach Nr 4 i Nr 5, jako składnik akcesoryczny, w okazie zaś Nr 6 zawartość tego składnika wynosiła 4,58% obj. Dokładniejszej charakterystyki oliwinu wymieniony autor nie podaje; jako produkt przeobrażeń tego minerału wymieniony jest (również bez opisu) *serpentyń*.

Szklivo wulkaniczne stwierdzone zostało przez J. Tokarskiego w „sanidynie“ z Berestowca, jako występujące skąpo i nie reagujące optycznie między nikolami skrzyżowanymi. W skale z Janowej Doliny badacz ten stwierdził, że szklivo stanowi około 50% składu mineralnego. Jest ono „częściowo zdewitryfikowane i pokryte ziemistą, słabo na światło spolaryzowane reagującą substancją“ (89, s. 129). Przy opisie szkliwa J. Tokarski podaje, że „pęcherzyki są wypełnione substancją wyglądem zbliżoną do chlorytowej“. Zauważone megaskopowo nagromadzenia ciemnych plamek okazały się w mikroskopie „porwakami“ tufitowymi, odpowiadającymi ściśle odmianie tufitu z Berestowca. Wypada podkreślić, że obserwacja ta przemawia za starszeństwem pelitów tufogenicznych w stosunku do „skały z Janowej Doliny“.

M. Kamieński w ten sposób charakteryzuje szklivo obecne w okazie Nr 1:

„Trzecim głównym składnikiem (po skaleniach i tlenkach żelaza) jest jasnobrunatna masa, reagująca na światło spolaryzowane. Niekiedy jest ona mętna i nieprzezroczysta z powodu nagromadzenia drobnych mikrollitów, wśród których przeważają magnetyt i ilmenit. Masę powyższą możemy zdefiniować jako zdewitryfikowane (odszklone) szklivo“ (por. 20, s. 8).

Szklivo to występuje w ilości 23,21% obj. Autor ten (20) wspomina również o szkliwie przy opisach okazów skał Nr 3 i Nr 6 (gdzie razem z tlenkami żelaza przypisuje mu 51,24% składu objętościowego).

Substancja fosforytowa. — Jakkolwiek zawartość fosforu daje się stwierdzić we wszystkich skałach tej grupy, podobnie jak i w bazaltach (p. tablice analiz), to jednak w dwóch okazach badanych przez M. Kamieńskiego (Nr 5 i Nr 6) ilość znalezionej substancji fosforytowej okazała się wyjątkowo znaczna. Tworzy ona skupienia krystaliczne, wśród których obserwować można ziarna kwarcu, skaleni, chlorytu i glaukonitu w stanie zwiętrzałym. Barwa tych skupień jest jasnobrunatna lub szara, niekiedy ciemnobrunatna na skutek zanieczyszczeń wodorotlenkami żelaza. M. Kamieński, z którego pracy czerpię te dane, nazywa tę substancję fosforytami wyłączając możliwość magmatycznej genezy tego składnika. Badacz ten skłonny był uważać owe konkretacje fosforytowe za porwaki fosforytów cenomańskich.

Kwarc. — O kwarcu zawartym w „sanidynie“ z Berestowca wspomina J. Tokarski zaliczając go do składników wtórnych. M. Kamieński w opisywanym przez siebie okazie skały Nr 1 obserwował „pseudomorfozy po dużych osobnikach skaleni wypełnione wtórnie kwarcami“ (20, s. 8).

Kalcyt, piryt i gips są wspomniane przez J. Tokarskiego jako składniki wtórne „sanidynitu“. Tenże badacz notuje kalcyt jako minerał wtórny, wypełniający pęcherzyki migdałowcowe w skale z Janowej Doliny.

Obserwacje powyższe mogą uzupełnić spostrzeżeniami odnoszącymi się do okruchów skały szarej z Berestowca, w której poza skaleniem potasowym, jako składnikiem przeważającym, występującym w postaci listewek (p. wyżej s. 524), są obecne liczne czarne gruzełki (rozmiarów rzędu 0,02 mm); niektóre z nich przybierają kształty regularne i układają się w grupy w postaci krzyżyków, co odpowiada krystalizacjom magnetytu. Piroksenów nie zauważyłem. Na ogół nieliczne większe i mniejsze pory wypełnione są drobnoziarnistymi produktami krystalizacji krzemionki. W jednym z okazów, odznaczających się teksturą migdałowcową, obserwowałem pęcherze pogazowe wypełnione kalcytem, w którym były widoczne drobne kryształki pirytu (pl. VIII, fig. 2).

Tabela 7

Rozbiory chemiczne bazaltów uległych przeobrażeniom hydrotermalnym, występujących wśród tuftów Berestowca i Janowej Doliny¹⁾

Miejsco-wość	1. Berestowiec	2. Berestowiec	3. Berestowiec	4. Berestowiec	5. Berestowiec	6. Berestowiec	7. Janowa Dolina	8. Berestowiec								
Analityk	M. Kamiński (20)	M. Kamiński (20)	M. Kamiński (20)	M. Kamiński (20)	M. Kamiński (20)	M. Kamiński (20)	H. Gawlińska (w 89)	J. Tokarski (87, 89)								
Skala	„Latyt kwarcowy”		„Latyt”		„Latyt”		„Latyt”		„Latyt”		„Trachit”		„Trachit”		„Sanidynit”	
	% wag.	Liczby mol.	% wag.	Liczby mol.	% wag.	Liczby mol.	% wag.	Liczby mol.	% wag.	Liczby mol.	% wag.	Liczby mol.	% wag.	Liczby mol.	% wag.	Liczby mol.
Składniki																
SiO ₂	63,39	1056	44,79	747	51,86	864	50,11	835	47,22	787	55,07	918	54,70	911	57,33	955
TiO ₂	1,89	24	2,26	28	0,76	10	1,60	20	1,37	17	1,20	15	3,15	40	1,14	14
Al ₂ O ₃	14,15	139	17,20	169	19,99	196	15,20	149	13,20	129	15,42	151	17,34	169	16,21	158
Fe ₂ O ₃	5,51	34	8,69	54	4,41	28	11,16	70	10,63	66	8,38	52	3,45	22	3,35	21
FeO	2,32	32	2,68	37	0,66	9	2,61	36	2,72	38	1,81	25	3,46	48	1,32	18
MnO	0,62	9	0,26	4	0,20	3	0,20	3	0,24	3	0,59	8	0,73	10	0,27	4
MgO	0,72	18	3,97	99	0,90	23	2,98	75	3,02	76	1,09	27	2,39	60	0,85	21
CaO	4,91	88	5,31	95	10,17	182	4,61	82	7,86	140	3,60	64	1,90	32	1,97	35
Na ₂ O	2,06	38	1,48	24	3,11	50	1,79	29	1,31	21	4,22	68	2,52	40	0,75	12
K ₂ O	2,46	26	4,62	49	5,01	53	5,39	57	5,41	58	5,86	62	8,13	86	10,87	115
P ₂ O ₅	0,47	3	2,06	15	0,05	—	0,14	1	2,41	17	0,35	3	0,03	—	0,35	3
H ₂ O+105°	0,76	42	3,32	184	0,41	23	1,95	108	2,19	122	1,42	79	1,05	58	1,97	110
H ₂ O—105°	0,40	—	3,04	—	2,10	—	2,20	—	2,15	—	1,08	—	1,10	—	1,61	—
CO ₂	—	—	0,43	10	0,46	11	0,21	5	0,57	13	0,24	6	—	—	0,78	18
Fe S ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,29	27
Suma	99,66		100,12		100,09		100,15		100,30		100,33		99,85		100,06	

¹⁾ W cudzysłowach podano nazwy tych skał używane przez M. Kamińskiego i J. Tokarskiego.

W ten sposób wyczerpaliliśmy spis mineralnych składników skał występujących w postaci brył i otoczków oraz okruczków wśród serii tufi-towej w Berestowcu i Janowej Dolinie, które były opisywane lub choćby zanotowane w grupie skał przypominających wyglądem zewnętrznym i strukturą mikroskopową bazalty.

Kilka spośród odmian tych skał zanalizowano pod względem chemicznym. Analitykami byli J. Tokarski, H. Gawińska i M. Kamiński. Oznaczenia dwutlenku krzemu i tlenku potasu jednej z tych skał opublikowałem w r. 1928 wypowiadając opinię, że odpowiadają one składowi chemicznemu trachitu (29). Rezultaty analiz pozwoliły stwierdzić, że skały badane wykazują stosunkowo znaczną zmienność składu chemicznego. J. Tokarski nadał następujące nazwy badanym przez siebie skałom: sanidynit typu berestowieckiego (nowa nazwa systematyczna skały) oraz trachit (skała z Janowej Doliny). M. Kamiński daje następujące nazwy skałom w odniesieniu do poszczególnych okazów: latyt kwarcowy, latyty w ogóle oraz trachit. Jak zobaczymy, różnice w składzie chemicznym w obrębie „trachitów“ i „latytów“ okazały się również dość znaczne. Wyniki analiz tych skał podane są na tabeli 7 (p. s. 529).

e) *Interpretacja wyników rozbiórów chemicznych bazaltów w stanie świeżym i przeobrażonym*

Uważając skały opisywane w niniejszym rozdziale za produkty metasomatycznych przeobrażeń bazaltów będę się starał porównać wyniki rozbiórów chemicznych tych skał z wynikami poprzednio przytoczonych rozbiórów chemicznych bazaltów, aby w ten sposób uzyskać orientację, w jakim kierunku przebiegały owe przeobrażenia. Zastanawiając się nad sposobami zobrazowania wyników analiz doszedłem do wniosku, że orientację taką dać może w pewnym zakresie graficzne przedstawienie normatywnego składu mineralnego porównywanych ze sobą skał (por. tablica I). Sposób ten, jakkolwiek kryjący w sobie też wiele sztuczności, wydał mi się w danym przypadku bardziej pogładowy i zbliżający do rzeczywistości, aniżeli systemy wyrażania całego chemizmu skały kropką umieszczoną w ściśle określonym miejscu pola figury geometrycznej lub szeregiem punktów na odcinku prostej. Zasada sporządzania tych wykresów jest taka, jak stosowana przy obrazowaniu wyników rozbiórów mechanicznych skał sypkich, np. piasków, z tą różnicą, że wykreślane na papierze milimetrowym płaszczyzny wydłużonych prostokątów o jednakowych podstawach wyrażają swymi powierzchniami ilości procentowe nie ziarn określonej wielkości, lecz składników mineralnych skały. W celu porównywania ze sobą uzyskanych w ten sposób wykresów musi być, rzecz na-

turalna, ściśle przestrzegany przy ich sporządzaniu jednolity system obliczania wielkości procentów.

Składniki normatywne, reprezentujące poszczególne minerały lub ich istotne związki chemiczne, są przedstawione w podanych na załączonej tablicy I wykresach w kolejności następującej:

SiO_2	FeTiO_3
$\text{K}_2\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$	$\text{Ca}_2\text{P}_2\text{O}_8$
$\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{16}$	Al_2O_3
$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$	Fe_2O_3
CaSiO_3^{12}	CaCO_3
MgSiO_3^{13}	H_2O konstytucyjna (+105°C)
FeSiO_3^{13}	H_2O higroskopijna (−115°C)
Fe_2O_4	

Wprowadzone uproszczenia schematu oraz znaczne odchylenia od rzeczywistego składu mineralnego skały (zwłaszcza gdy wiemy z góry, że np. 50% jej objętości tworzy szkliwo) pozwalają nam jedynie na opieranie na tych wykresach wniosków bardzo ogólnych. System ten jednak pozwala na względnie szczegółowe porównywanie między sobą badanych skał sprowadzając ich skład do wspólnej podstawy, którą jest założenie, że każda z nich powstawałaby na skutek wydzielania się ze stopu składników krystalicznych w tej samej kolejności i według tych samych reguł.

Zastosujmy ten system graficznej ilustracji najpierw do grupy bazaltów w stanie świeżym. Otrzymujemy w ten sposób szereg wykresów, wśród których uwydatniają się wprowadzone różnice, ale typ utrzymuje się dość wyraźnie (p. tabl. I). Charakterystyczną dla tego typu skał jest podpierana jakby z obu stron grupa najwyższych prostokątów, które wyobrażają skałen wapniowy i sodowy, przy czym, z wyjątkiem jednej skały (bazalt szklisty z Janowej Doliny), skałen wapniowy dominuje nad wszystkimi. Zawartość normatywna skalenia potasowego ulega wahaniom, jest jednak stale mniejsza niż zawartość skalenia sodowego.

Z wyjątkiem dwóch przypadków (analizy 1 i 3 w tabeli 2), zawartość normatywna kwarcu jest mniejsza, niż skalenia potasowego.

Grupa metakrzemianów wapnia, magnezu i żelaza wykazuje pewne różnice we wzajemnych stosunkach ilościowych i z wyjątkiem szklistej odmiany bazaltu, w której MgSiO_3 jest obecny w ilości stosunkowo najmniejszej, w pięciu innych stanowi on składnik w tej grupie dominujący.

¹³ Wydawało mi się słusznym odrębne traktowanie tych składników, a nie wiązanie ich, przyjętym zwyczajem, w drobiny diopsydowe lub hyperstenowe, dlatego że role kationów, wchodzących w skład tych metakrzemianów: wapnia, magnezu i żelaza, są w procesach metasomatozy zupełnie odrębne.

W trzech przypadkach FeSiO_3 dominuje nad CaSiO_3 , a w innych trzech CaSiO_3 dominuje nad FeSiO_3 . Najniższą zawartość FeSiO_3 widzimy w analizie bazaltu z Berestowca, co by można przypisać rozpoczętemu procesowi rozkładu. (W wykresie zwraca uwagę duża zawartość norm. kwarcu. Zwróćmy uwagę na to, że obecność w skale Fe_2O_3 jako hematytu lub limonitu wymagałaby zmniejszenia zawartości Fe_2O_4 , a tym samym — uwolnienia części FeO , który, po związaniu z wolnym SiO_2 , powiększyłby zawartość FeSiO_3).

Zaznaczona w prawej stronie czterech wykresów obecność kalcytu sygnalizuje możliwości istnienia w tych skałach śladów procesów pomagmatycznych.

Rzucmy okiem na wykonane w tenże sposób wykresy składu normalywnego bazaltów, wykazujących makroskopowo mniejsze lub większe znamiona rozpadu (por. tablica I).

W będącym w fazie początkowej wietrzenia bazalcie z Policy stwierdzamy cechy następujące: zrównanie się zawartości normalywnego kwarcu z zawartością normalywnego skalenia potasowego, całkowity ubytek normalywnego FeSiO_3 , oraz pojawienie się normalywnego Fe_2O_3 , który jest istotnym składnikiem limonitu i pokrewnych mu minerałów.

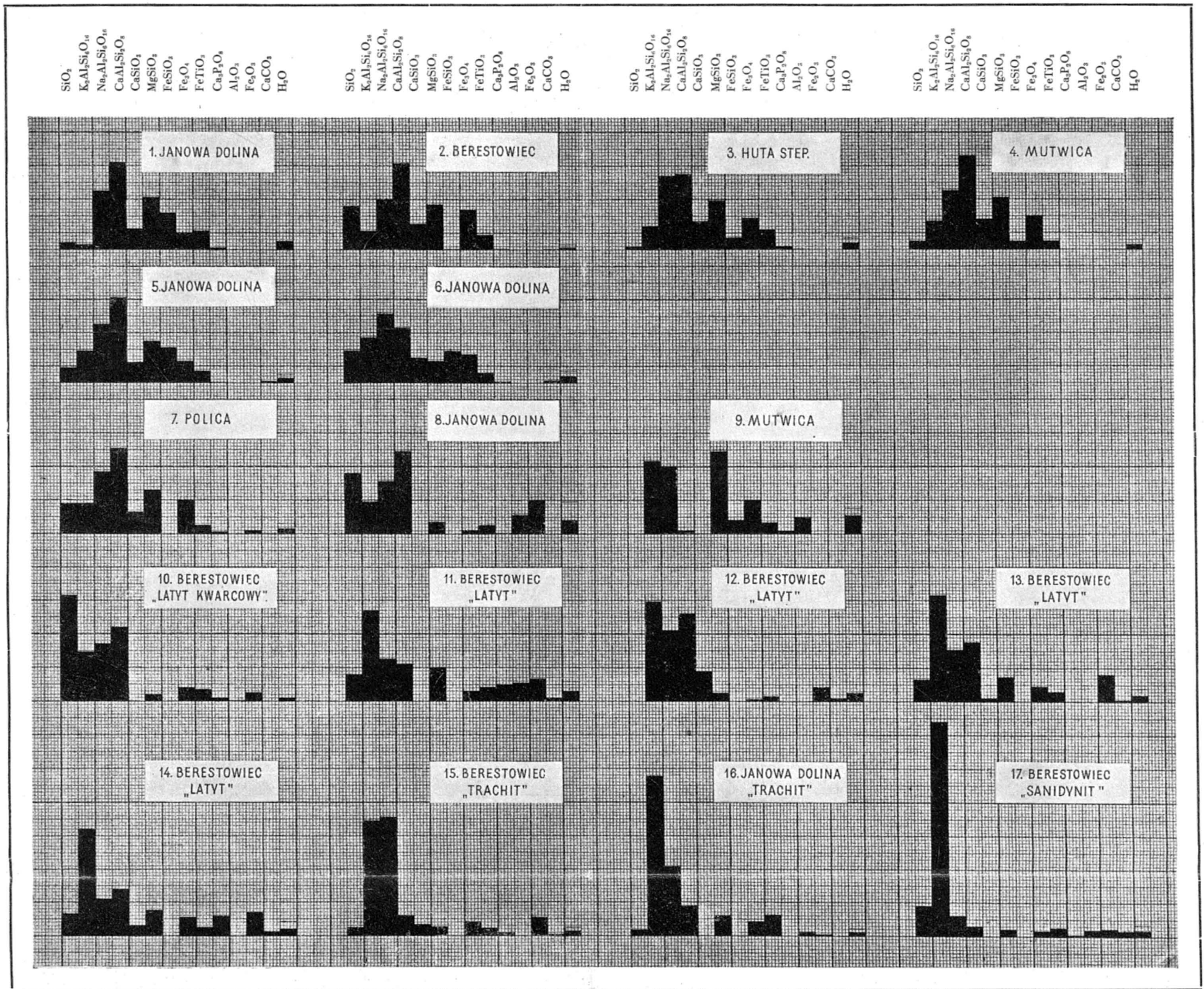
W bazalcie zwietrzałym z Janowej Doliny stwierdzamy silny wzrost normalywnego kwarcu, całkowity ubytek CaSiO_3 i FeSiO_3 , ubytek MgSiO_3 , znaczny ubytek magnetytu. Z prawej strony wykresu zaznaczają się duże prostokąty znamionujące normalywny Fe_2O_3 i Al_2O_3 (jako składnik minerałów z grupy kaolinu). Bardzo charakterystycznym jest tutaj utrzymanie głównego zarysu grupy skaleni.

Odmienne obraz daje nam wykres składu normalywnego bazaltu stropowej części dolnego potoku w Mutwicy: kwarc normalywny zaznacza się w ilości znikomej; skałki potasowy wykazuje przewagę (jakkolwiek niewielką) nad albitem; ilość anortytu gwałtownie spada; metakrzemian wapniowy całkowicie niknie; natomiast metakrzemian magnezu zjawia się w ilości niezwykle dużej; w związku z redukcją drobiny anortytowej i usunięciem wapnia pozostaje nadmiar tlenku glinu. Obecność w skale znacznych ilości delessytu, którego skład chemiczny został zbadany, tłumaczy dostatecznie, w jakim mineralu skoncentrował się magnez. Wnioskujemy nadto, że w delessycie znalazł swe miejsce (wydzielony jako odrębny składnik normalywny) tlenek glinu, a także metakrzemian żelaza. (Wynik rozbioru chemicznego omawianego tu chlorytu podano wyżej na s. 521).

Opierając się na analizie delessytu i zakładając, że całkowita zawartość w skale magnezu skoncentrowała się w tym właśnie mineralu

TABLICA I

Graficzny obraz składu normatywnego bazaltów wołyńskich i produktów ich metasomatycznych przeobrażeń pod wpływem wietrzenia oraz na skutek działania roztworów hydrotermalnych



Objaśnienia

Wykresy obrazujące normatywny skład mineralny badanych skał uszeregowane są w obrębie wydzielonych grup w kolejności wzrostu zawartej w nich ilości normatywnego skalenia potasowego

1-6 Bazalty w stanie świeżym i dość świeżym. — Wyniki rozbiórów chemicznych podane w tabeli 1 na s. 507, opisy petrograficzne — na s. 504-515
W próbie analizowanej bazaltu Nr 1 stwierdzono nadto zawartość Cu w ilości 2‰

7-8 Bazalty uległe procesowi wietrzenia. — Wyniki rozbiórów chemicznych podano w tabeli 3 na s. 516, opisy petrograficzne — na s. 517-519

9 Bazalt uległy oddziaływaniu roztworów hydrotermalnych (próbę do analizy pobrano z górnej części potoku lawy bazaltowej pokrytego osadem tufitów i innym potokiem bazaltowym). — Wyniki rozbioru chemicznego podano w tabeli 6 na s. 522, opis petrograficzny — na s. 519-522

10-17 Bazalty przeobrażone pod wpływem gorących roztworów wodnych. Okazy badane pochodziły z wkładki zlepioncowej wśród osadów tufitów bazaltowych. Okazy te były zaliczane do latytów i trachitów, a jeden określono jako „sanidynit typu berestowieckiego”. — Wyniki rozbiórów chemicznych podano na s. 529 w tabeli 7, opisy petrograficzne — na s. 523-530

W składzie normatywnym skały Nr 12 obliczono nadto nefelin w ilości 2,84‰

Do składu normatywnego skały Nr 17 należy nadto doliczyć FeS₂ w ilości 1,29‰, który jako piryt został stwierdzony w skale

oraz że zawarte w skale K_2O , Na_2O i CaO wchodzi w skład skaleni, możemy uczynić próbę obliczenia składu mineralnego tej skały uwzględniając obecność w niej delessytu. Wyniki tego obliczenia wskazują, że głównymi składnikami skały są: delessyt, ortoklaz i albit; kwarc jest obecny w ilości niewielkiej, a anortyt ew. — w ilości b. drobnej. Z rachunku wynika niedobór tlenu żelaza, potrzebny do związania z TiO_2 w drobinie ilmenitowej. Nie wystarczyło również FeO (łącznie z MnO) do związania go w drobinie delessytowej; trzeba było posilkować się zasobem F_2O_3 , z czego wynikałby możliwy do przyjęcia wniosek, że użyty do analizy delessyt odznaczał się większą świeżością, aniżeli przeciętny skład tego minerału zawartego w skale.

Ze względu na wyjątkowo interesujące wyniki analizy tej skały z punktu widzenia teoretycznego, a zwłaszcza ze względu na bardzo daleko posunięty proces odwapnienia, materiał ten powinienby być poddany precyzyjnym kontrolnym oznaczeniom chemicznym, co na razie wykracza poza zakres możliwości autora pracy niniejszej.

W tenże sam sposób zilustrujemy normatywny skład mineralny skał towarzyszących bazaltom w luźnych okruchach, a opisywanych pod nazwami „latytów“, „trachitów“ i „sanidynitu“ w pracach J. Tokarskiego i M. Kamińskiego (p. niżej tabela 8 oraz tablica I).

Obrazy graficzne normatywnego składu mineralnego tych skał przedstawione są w porządku następującym¹⁴ (numery zgodne z numerami na tablicy I):

10. „Latyt kwarcowy“ (okaz Nr 1 M. Kamińskiego), w którym stwierdzono obecność pseudomorfoz (po dużych osobnikach skaleni), wypełnionych kwarcem. „Skała ma wygląd bazaltu“. Obecne odszkłone szklivo.
11. „Latyt“ (okaz Nr 6 j. w.). Chloryt, pseudomorfozy po oliwinie wypełnione serpentynem. Duża zawartość fosforanów. Obecne szklivo w znacznej ilości.
12. „Latyt“ (okaz Nr 3 j. w.). Obecny chloryt. „Sanidyny“ odznaczają się plamistością; obecne szklivo.
13. „Latyt“ (okaz Nr 4 j. w.). W skale obecne pseudomorfozy po oliwinie, względnie oliwin w bardzo drobnych ziarnach.
14. „Latyt“ (okaz Nr 5 j. w.). Pseudomorfozy po oliwinie. Jako minerał wtórny zanotowano kalcyt i stwierdzono obecność kwarcu. Duża zawartość fosforanów.

¹⁴ Informacje dotyczące charakterystyki petrograficznej skał oraz ich składników podaje na podstawie prac M. Kamińskiego i J. Tokarskiego (20, 89, 86).

Tabela 8

Skład normatywny bazaltów uległych przeobrażeniu z Berestowca i Janowej Doliny (na podstawie analiz M. Kamieńskiego, H. Gawińskiej i J. Tokarskiego, p. tabela 7)

Miejscowość	B e r e s t o w i e c						Janowa Dolina	Berestowiec
Nazwa skały	1. „Latyt kwarcowy”	2. „Latyt”	3. „Latyt”	4. „Latyt”	5. „Latyt”	6. „Trachit”	7. „Trachit”	8. „Sanidynit”
<i>Składniki</i>								
SiO ₂	31,56	7,80	—	6,42	6,54	2,46	1,86	9,00
K ₂ Al ₂ Si ₆ O ₁₆	14,46	27,24	29,47	31,69	32,25	34,47	47,82	63,94
Na ₂ Al ₂ Si ₆ O ₁₆	17,29	12,58	20,96	15,20	11,00	35,63	20,96	6,29
Na ₄ Al ₂ Si ₂ O ₈	—	—	2,84	—	—	—	—	—
CaAl ₂ Si ₂ O ₈	21,96	11,12	25,85	17,51	13,90	5,84	8,90	3,06
CaSiO ₃	—	—	9,05	1,28	3,02	3,25	—	—
MgSiO ₃	1,80	9,90	2,30	7,50	7,60	2,70	6,00	2,10
FeSiO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	3,94	3,02	0,46	4,41	5,57	4,18	4,18	1,86
FeTiO ₃	3,65	4,26	1,52	3,04	2,58	2,28	6,08	2,40
Ca ₃ P ₂ O ₈	1,01	5,04	—	0,34	5,71	1,01	—	1,01
Al ₂ O ₃	0,10	5,71	—	—	—	—	1,12	2,00
Fe ₃ O ₄	2,72	6,56	4,16	8,16	6,72	5,34	0,64	2,08
CaCO ₃	—	1,00	1,10	0,50	1,30	0,60	—	1,80
H ₂ O + 105°	0,76	3,32	0,41	1,95	2,19	1,42	1,05	1,97
FeS ₂	—	—	—	—	—	—	—	1,29

15. „Trachit“ (okaz Nr 2 j. w.). Podkreślono obecność nieco większej ilości, niż w innych skałach, tlenków żelaza, które tworzą ziarna idiomorficzne, bądź też rozproszone są w postaci bardzo drobnego pyłu.
16. „Trachit“ — duża bryła w postaci fragmentu sześciobocznego słupa bazaltowego z Janowej Doliny. (Opis podano na s. 523).
17. „Sanidynit typu berestowickiego“, Jako minerały wtórne stwierdzono: chloryt, piryt, kalcyt oraz gdzieniedzie — kwarc i gips.

Rozejrzenie się w podanych wykresach skłania do wypowiedzenia następujących uwag:

Jakkolwiek wszystkie wykresy wykazują znaczne różnice w ilościowym składzie mineralnym skał obrazowanych przez nie, to jednak można wydzielić z nich pewne grupy mniej lub więcej zbliżonych nawzajem do siebie. Taką grupę reprezentują np. wykresy fig. 12, 13, 14 na tabl. I. Cechą charakterystyczną jest tutaj utrzymywanie się plagioklazów, w których, podobnie jak w większości badanych bazaltów, drobina An góruje nad Ab. We wszystkich składnikiem panującym w tej grupie jest skałek potasowy. Kwarc obecny w niewielkiej ilości lub nieobecny. We wszystkich nieobecny FeSiO_3 . Różnice wyrażają się w dużych wahaniami zawartości CaSiO_3 : od 1,28% (fig. 13) do 9,05% (fig. 12), oraz MgSiO_3 : od 2,30% (fig. 12) do 7,50% (fig. 13) i 7,60% (fig. 14). Znaczne różnice wykazują zawartości magnetytu i ilmenitu. Charakterystyczna jest obecność hematytu w stosunkowo znacznej ilości, jak również obecność kalcytu, co wskazuje na procesy rozkładu minerałów macierzystych. Jest możliwe, że wchodzi tu w grę i procesy wietrzenia (p. fig. składu norm. bazaltów zwietrzałych 7 i 8). W skale zobrazowanej na fig. 12 mamy niewielką ilość nefelinu, wynik, który wymagałby potwierdzenia na drodze analizy kontrolnej. Szczególną cechą skały zobrazowanej w fig. 14 jest znaczna zawartość fosforanów.

Skała zobrazowana w fig. 10 upodabnia się do wspomnianej wyżej grupy, wyróżniającej się charakterem plagioklazów oraz obecnością Fe_2O_3 , Al_2O_3 ; skała ta różni się od innych z tej grupy dużą zawartością kwarcu i przewagą plagioklazów nad skałeniem potasowym.

Fig. 11 wykazuje pewne analogie z wykresem zmienionego bazaltu z części stropowej dolnego potoku w Mutwicy (p. fig. 9): i tu, podobnie jak tam, widzimy przewagę skałenia potasowego nad albitem i albitu nad anortytem, jakkolwiek w odmiennych stosunkach ilościowych. Mamy tu także stosunkowo dużo MgSiO_3 , związanego zapewne ze stwierdzonym w dużej ilości chlorytem, obok stosunkowo dużej ilości produktów rozkładu minerałów macierzystych. Cechą szczególną tej skały, podobnie jak w fig. 14 jest znaczna ilość fosforanów.

Wielka zawartość Ab przy mało co mniejszej zawartości Or charakteryzuje fig. 15. Ilość SiO_2 ulega silnej redukcji najwidoczniej wskutek pochłonięcia tego składnika przez liczne w skale drobiny skaleni alkalicznych. Znamiona rozpadu minerałów macierzystych występują i tutaj.

Fig. 16 wskazuje jeszcze większy, aniżeli w poprzedniej skale, ubytek SiO_2 , bardzo silny wzrost skalenia potasowego i znaczny ubytek skalenia sodowego. Zawartość skalenia wapniowego wzrasta; wśród metakrzemianów obecny jest jedynie MgSiO_3 w ilości dużo większej, aniżeli w skale poprzedniej. Wyjątkowo znaczna jest ilość ilmenitu (6,08%). Wśród produktów rozpadu występuje Al_2O_3 (1,12%) i nieco Fe_2O_3 .

Fig. 17 zdradza analogię z fig. 11 co się tyczy przewagi albitu nad anortytem, nieobecności metakrzemianów wapnia i żelaza oraz wybitnie zaznaczonych produktów rozpadu. Uderza tu jednak olbrzymia przewaga skalenia potasowego nad wszystkimi innymi składnikami. Zwrócić wypadła uwagę, że drugim z kolei co do ilości składnikiem normatywnym tej skały jest kwarc, który niemal dorównuje ilości Ab + An wziętych łącznie. To jest również wybitną cechą tej skały. Spotykamy i tu niezwiązany w drobinie glinokrzemianowej Al_2O_3 oraz Fe_2O_3 . Charakterystyczną jest nadto zawartość w skale kalcytu (1,80%) i pirytu (1,29%).

Wyniki rozbiorów chemicznych, zobrazowane w podanych wyżej ośmiu figurach, mają cechę wspólną: ślady przeobrażeń wewnętrznych skał zaznaczające się, między innymi, w prawej części figur w zawartości Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaCO_3 , FeS_2 i H_2O . Obserwacje mikroskopowe stwierdziły w niektórych spośród nich wtórny kwarc (w jednym przypadku tworzy on pseudomorfozy po skaleniach) i chloryt. Pomijam tu gips, jako najwidoczniejszy, współczesny bodaj, produkt rozkładu pirytu, występującego w paragenzie z gipsem obok kalcytu.

Ślady niewątpliwych przeobrażeń geochemicznych, widoczne w tych skałach, są niejako pierwszą przeszkodą w rozumowaniu, którego celem jest wykazanie, że skały te są produktem dyferencjacji magmatycznej w ich stanie obecnym. Wspomniane znamiona przeobrażeń, dające się stwierdzić zarówno przy badaniach mikroskopowych (a niekiedy i makroskopowych), jak również w figurach obrazujących normatywny skład mineralny, kierują uwagę na od dawna notowane w różnych skałach wulkanicznych zjawiska *przeobrażeń pod wpływem gorących roztworów wodnych*. Do nich należy m. i. proces propylityzacji, który odbywa się pod wpływem gorących wodnych roztworów alkalicznych, zawierających w sobie CO_2 i H_2S . Skała ulegająca temu procesowi traci przede wszystkim składniki femiczne spośród krzemianów (jak amfibole i pirokseny),

wzbogaca się w skalenie alkaliczne oraz zyskuje nowe składniki, jak chłoryty, kwarc, kalcyt, piryty i in.

Na pl. VIII, fig. 2 podana jest mikrofotografia okazu okrucha skały tego typu z Berestowca, w którym widzimy pęcherze pogazowe wypełnione kalcytem z tkwiącymi w nim kryształkami piryty. W ziarnistej masie skały, wśród której z łatwością rozpoznajemy listewkowate kształty skaleni, nie ma ani piroksenów, ani amfiboli. Biorąc nadto pod uwagę silną alkalizację skał tego typu (opisaną wyżej) stwierdzamy, że skała ta wykazuje wybitne znamiona procesu propilityzacji.

Jak wspomniałem poprzednio, skały ulegające procesowi propilityzacji wzbogacają się w drobiny skaleni alkalicznych. Stwierdzano to m. i. w andezytach na obszarze strefy wulkanicznej Karpat. Wypada przyjąć, że propilityzacja stanowi tylko pewien przypadek przeobrażeń w środowisku wód gorących. Ważne są w tym zakresie obserwacje Fannera, który stwierdził, że skalenie o pokroju sanidynu zastępują wtórnie ciasto skalne dacytów. Proces taki odbywał się pod wpływem gejzerów w Yellowstone Park, w granicach temperatur od 100° do 200°C.¹⁵

Lindgren, jak wyżej wspomniałem (p. s. 524), opisał zjawisko adularyzacji plagioklazów, na skutek której powstałe osobniki skalenia potasowego odznaczają się charakterystyczną plamistością. Zaznaczam, że na plamistość „sanidynów“ obecnych w opisywanych tu skałach zwracali uwagę, jako na ich cechę szczególną, zarówno J. Tokarski jak i M. Kamiński. Poglądowi, iż w przypadku skał opisywanych tutaj mamy do czynienia ze zjawiskiem adularyzacji, dał wyraz autor niniejszej rozprawy w r. 1939 (44). Czy mamy w tych skałach istotnie sanidyn lub sanidyn i adular? Przytoczone przez J. Tokarskiego dane liczbowe, dotyczące wyników badań optycznych, wskazują, że badacz ten miał do czynienia z sanidynem. Wypowiadając to stwierdzenie należy wszakże zwrócić uwagę na okoliczność, że minerał ten nie wykazywał stałych cech optycznych. Według J. Tokarskiego (88, 89), kąt znikania światła na przekroju (010) $x : a$ wykazywał wahania od 0° do 12°. Według tegoż autora (85, 89) kąt osi optycznej był zbliżony do 0°. Według M. Kamińskiego (20) kąt osi optycznej tego minerału waha się w granicach 4°-6°. Skąd pochodzi ta zmienność cech optycznych? Przypomnijmy sobie wyniki wysoce interesujących doświadczeń Merwina¹⁶, który stwierdził stopniowe przeobrażanie się adularu w sanidyn przy ogrzewaniu do 900°C. Kąt osi optycznej adu-

¹⁵ Cl. N. Fanner. Journ. of Geology 1936, LXIV, Nr 2, s. 11, według cytaty D. S. Bielankina i W. P. Pietrowa: O kristobalitie w porodach Zakawkazja. Trudy Miner. Muzeja, wyp. I, 1949, s. 22.

¹⁶ Journ. Wash. Acad. Sci. I, 1911, p. 59 (cytuje z podręcznika A. N. Winchella: Elements of optical Mineralogy, part II, 1947, pp. 352-4 i 361-2).

laru, ogrzewanego w granicach 600°-800°C, zmniejsza się i staje się równy 0°; przy 900°C minerał ten przeobraża się w sanidyn nieodwracalnie. Przy ogrzewaniu poniżej 600°C powstałe zmiany własności optycznych ustępują niemal całkowicie podczas ochładzania do temperatury stanu wyjściowego. Jeśli jednak temperatura ogrzewania przekroczy 600°C, zmiany, które nastąpiły, nie ustępują łatwo przy ochładzaniu.

Rozważania przeprowadzone wyżej doprowadzają do wniosku, że przeobrażenia geochemiczne, które zaszły w skałach opisywanych, zasługują na wzięcie pod uwagę przy ogólnej klasyfikacji tych skał. Najbardziej istotnymi dla tych przeobrażeń były, jak można sądzić, wędrówki alkaliów oraz pierwiastków dwuwartościowych, a zwłaszcza magnezu i wapnia, doprowadzające do rozwiniętych w różnym stopniu i w różnych fazach zjawisk metasomatozy. Jakie skały stanowiły podłoże, z którego dzięki tym zjawiskom metasomatozy powstały rozmaite w ujęciu ilościowym kombinacje minerałów? Odpowiedź na to pytanie narzuca się w większym lub mniejszym podobieństwie tych skał do bazaltów, na które zwracali uwagę wszyscy bez wyjątku ich badacze. Dla J. Samsonowicza i E. Janczewskiego, którzy pierwsi opisali znaleziony wśród tufitów Janowej Doliny fragment słupa sześciobocznego, był on „uderzająco podobny“ do bazaltów (16, p. cytata na s. 523). Poza ciosem, teksturą i niekiedy barwą, właściwymi bazaltom, stwierdzono podobieństwo tych skał do bazaltów w ich strukturze mikroskopowej. Obecność w niektórych spośród nich nielicznych ziarn oliwinu, będącego składnikiem również niektórych bazaltów wołyńskich, a obcego w zasadzie rodzinie trachitów, a także obecność w jednym z okazów resztek piroksenów stanowi wraz z wymienionymi poprzednio cechami tych skał wskazówkę ich pochodzenia.

Zwrócić należy tutaj uwagę na okoliczność, że wszystkie okazy skał opisywanych pochodzą z wtórnego złoża, tzn. ze zlepieńca występującego wśród serii tufitów. Miejsca występowania ich na złożu pierwotnym nie są znane. Stąd definicje petrograficzne tych skał podawane przez M. Kamińskiego i J. Tokarskiego miały charakter oznaczeń luźnych okazów, bez uwzględnienia warunków geologicznych środowiska, z którym są one związane genetycznie. Zastosowanie w tym przypadku szablonu magmatycznej interpretacji zjawisk nie znajduje, jak sądzę, żadnego właściwie oparcia. Wydzielanie typów i odmian „magmowców potasowych Wołynia“ (J. Tokarski, 89) nie wydaje się uzasadnione, a stwierdzenie pewnej osobliwości z punktu widzenia systematyki magmatycznej, „iż skały te łączą w sobie właściwości wszystkich trzech szeregów magmowych: pacyficznego, atlantyckiego i monzonitowego“ (M. Kamiński, 20, s. 24), znajduje wyjaśnienie dość proste w interpretacji, że w okazach

badanych mamy do czynienia z kilkoma fazami zjawiska mniej lub więcej posuniętej metasomatozy skały macierzystej, którą był bazalt.

W jakich warunkach mogły bazalty ulegać działaniu gorących roztworów wodnych, które były przyczyną opisywanych tu przeobrażeń? Dowody na to, że roztwory takie krążyły w środowisku bazaltów i w ich otoczeniu, mamy również w postaci minerałów krystalizujących w środowisku hydrotermalnym, jak miedź rodzima, dzeolity, delessyt, baryt i inne, o których będzie mowa w jednym z następnych rozdziałów. Jakkolwiek ślady działania wód gorących odnajdujemy i w środowisku tufitów, nie jest wyłączone, że okruchy i otoczaki bazaltowe uległy przeobrażeniom na swym pierwotnym złożu. Wobec znacznego ich pokrewieństwa z częścią stropową dolnego potoku bazaltowego w Mutwicy, można by przypuszczać, że wspomniane otoczaki i okruchy pochodzą ze znajdującego się gdzieś w pobliżu Berestowca i Janowej Doliny potoku lawy bazaltowej, który przed rozmywaniem go ulegał procesom przeobrażeń pod wpływem wód gorących.

Czy to były wody pochodzące z głębi ziemi, czy też woda morska pozostała pod pokrywą zastygającego na dnie morza potoku lawy, odpowiedzieć, zdaje mi się, obecnie nie podobna. Nieznane mi są wyniki badań składu mineralnego i chemicznego podmorskich wylewów lawy w różnych głębokościach potoków, jak również — wyniki badań wpływu tych wylewów na nasiąkniętą wodą morską osady dna przez te wylewy pokryte.

Rozumowanie powyższe nie daje jednak odpowiedzi na pytanie, w jaki sposób niektóre spośród badanych przez prof. J. Tokarskiego okazów mikroskopowych skałeni potasowych mogły mieć orientację optyczną sanidynu. Podążając myślą za wspomnianymi wyżej doświadczeniami Merwina możemy przypuszczać, że wytworzony w bazaltach na skutek metasomatycznych przeobrażeń adular mógł ulegać ogrzewaniu do wysokich temperatur. Czy w danym przypadku było to możliwe? Zwróćmy uwagę na okoliczność, że warstwa ze zlepieńcami, z których pochodzą badane przez J. Tokarskiego okazy, występuje zarówno w Berestowcu, jak i w Janowej Dolinie w pobliżu spagu potężnego potoku bazaltowego. Obecnie jeszcze, pomimo zniszczenia przez abrazję górnej części potoku, grubość jego miejscami przekracza 20 m. Nadto jest bardzo prawdopodobne, że następowało wtórne rozgrzewanie się masy bazaltu i jego otoczenia pod wpływem wybuchów gorących gazów i par już po stwardnieniu potoku (p. wyżej s. 502).

Jak widzimy, możliwość procesów przeobrażania się minerałów pod wpływem wysokiej temperatury w strefie kontaktu tufitów z bazaltami jest prawdopodobna.

Na zakończenie tego rozdziału pragnąłbym zwrócić uwagę, że dokonanie, przy zastosowaniu nowoczesnych metod techniki, doświadczeń w autoklawach, będących nawiązaniem do mistrzowskich prac prof. St. J. Thugutta, mogłoby zapewne również rzucić wiele światła na przebieg procesów metasomatozy skał w środowisku wodnym w temperaturach 100-300°C.

OSADY TUFITOWE

a) Charakterystyka petrograficzna

Jak wspomniałem wyżej, osady tufitowe stwierdzono bądź w odsłonięciach na powierzchni ziemi, bądź w sztucznych wkopach lub w wierceniach na przestrzeni między Ostrogiem na południu i Hancewiczami na północy (na N od Prypeci).

Największa z poznanych dotychczas miąższość tej serii osadów, przebita wierczeniem w Wielkim Mydźku, wyniosła 118,15 m; składała się ona ze skał psammitowo-pelitowych, barwy czerwonej i bladoniebieskiej, z wkładkami drobnoziarnistych zlepieńców (34). W stropie tych skał spoczywają resztki pokrywy bazaltowej (do 2,75 m grubości), w spagu zaś — piaski i słabo scementowane piaskowce arkozowe barwy szarozółtej. Poza tym, serie tufitowe przebito wkopem lub wierczeniami w miejscowościach następujących:

1° W *Mutwicy* wkop w kamieniołomie odsłonił między górnym i dolnym potokiem bazaltowym osady psammitowo-pelitowe z wkładką wapieni łącznej miąższości ok. 0,5 m. Wiercenia wykonane w pobliżu wykazały obecność między potokami bazaltu tufogenicznych osadów zlepieńcowych i pelitowych barwy ciemnoszarej (34) lub pelitowych barwy brunatnej z zielonymi plamami (75), miąższości ok. 1 m.

2° W *Świaciu* wiercenie przebiło serię 31,47 m miąższości złożoną z przekładających się nawzajem łupków ilastych i piaskowców, wśród których wystąpiły tufity barwy brunatnej, czerwonej i fioletowej, z wkładką zlepieńców z otoczkami lawy gąbczastej. W spagu tej serii przebito potężnej miąższości (43 m) utwór bazaltowy, spoczywający z kolei na nieprzebitej drugiej serii tufitowej (75).

3° W *Sierhiejówce* wiercenie przebiło podobną do spoczywającej na bazalcie w Świaciu serię skał osadowych z wkładkami wyraźnie tufogenicznymi miąższości 26,85 m, w której spagu znajduje się utwór bazaltowy miąższości 38,5 m, a pod nim znów nieprzebita druga seria tufitów (75).

Badaniami mineralogicznymi i chemicznymi objęto stropową część serii tufitowej, odsłoniętą wkopem w dnie jednego z kamieniołomów Be-

restowca, serię rdzeni z wiercenia w Wielkim Mydtku (p. wyżej), odsłonięcie przy Tatarskim Źródle pod Ostrogiem oraz w szeregu innych miejscowości. Wiele prób tufitów, pochodzących z różnych odsłoneń i wierceń, badano na zawartość miedzi (z wynikiem pozytywnym).

Stosunkowo najwięcej uwagi poświęcono tufitom odsłoniętym w Berestowcu, które badano zarówno w preparatach mikroskopowych, jak i chemicznie.

Pierwszą wiadomość o odkryciu tych skał zawdzięczamy M. Kamińskiemu, który w komunikacie wstępnym (1927, 18), podając pobieżny ich opis petrograficzny, wyraża pogląd, iż są to tufy bazaltowe. J. Tokarski w wydanym w tymże czasie podręczniku petrografii wspomina o tych utworach jako o typowych tufach bazaltowych (85, s. 281). Nie zgodziłem się z tymi poglądami (29) opierając się na stwierdzonych przez siebie, występujących licznie w tej skale otoczonych ziarnach minerałów, charakterystycznych dla skał Masywu krystalicznego Wołyńsko-Ukraińskiego (jak kwarc o falistym znikaniu światła, mikroklín, turmalin, granat, cyrkon i in. (p. pl. IX, fig. 2). Ziarna te, wielkości ziarn piasku, były obserwowane w środowisku skały silnie rozłożonej i przenikniętej wodorotlenkami żelaza, co uniemożliwiało stwierdzenie obok nich składników tufogenicznych. Dlatego w swym komunikacie zastosowałem do tych skał nazwę najbardziej ogólną *psammitów*, nie przeszkadzającą wprowadzaniu, w miarę postępów badań, nazw bardziej sprecyzowanych. Później zastosowałem do skał tych nazwę *tufitów*, która utrzymała się do dziś dnia. We wspomnianym wyżej komunikacie (1928, 29) podałem, że wysuwające się wśród wkładki zlepieńcowej w psammitach na plan pierwszy okrucy skały barwy szarej odpowiadają swym składem chemicznym *trachitom* wykazując bardzo znaczną przewagę potasu nad sodem i wapniem wobec zawartości ok. 60% SiO_2 . Na tej podstawie uznałem tę skałę za odmienny od bazaltu *produkt erupcji wulkanicznych*. W tymże komunikacie listewkowate skalenie uznane zostały za sanidyny. W dalszym ciągu jednak rozwoju swych badań doszedłem do wniosku, że tufity opisywane tutaj, którym towarzyszą niekiedy domieszki materiałów obcych, są produktami ekstruzji bazaltowych, a obecne w nich otoczaki i bryły skał z pozoru obcych bazaltom stanowią produkt ich przeobrażeń metasomatycznych (44). W ten sposób nawiązałem do pierwotnej koncepcji M. Kamińskiego i J. Tokarskiego, sami zaś ci autorzy zmienili swe pierwotne zdanie, podjęli ideę odrębności magmatycznej od bazaltów „elementów składowych tufów wulkanicznych w Berestowcu“ i pozostali jej wierni w następnych swych publikacjach.

Zawartość w serii tufitowej składników mineralnych, charakterystycznych dla skał pobliskiego masywu prekambryjskiego, nie ogranicza

się do odsłonięcia w Berestowcu, gdzie w części stropowej tej serii wynosiła ona, według mnie, ok. 20%, według M. Kamieńskiego sięgała nawet do 25% objętości ogólnej masy skały (20).

W podanym przez J. Samsonowicza (75) opisie profilu wiercenia w Świaciu znajdujemy wiadomość o obecności łupków i piaskowców arkozowych z wkładkami żwirów z kwarcem i skaleniami oraz o obfitym występowaniu biotyty w serii osadów przechodzących ku dołowi w tufity spoczywające na bazalcie. Wiercenie w Sierhiejuwce (według tegoż autora) stwierdziło podobne stosunki. Oto opis spoczywającej na bazalcie serii osadów:

„łupki ilaste, szare, miejscami z obfitym biotytem, z wkładkami piaszczystych i ławicami wapnistego piaskowca arkozowego; u dołu są obecne partie wyraźnie tufogeniczne brunatne, czerwone, fioletowe; te zawierają obfity biotyt, ziarna kwarcu i skaleni oraz obtoczone bryłki gąbczastej lawy trachitowej“ — według orzeczenia prof. J. Tokarskiego (l. c., s. 24).

Na podstawie szlifów mikroskopowych okazów, pochodzących z wierceń w Świaciu i Sierhiejuwce, udzielonych mi przez prof. J. Samsonowicza, zdołałem stwierdzić, co następuje:

Okaz z głębi 47,15 m wiercenia w Sierhiejuwce, a więc pochodzący z bezpośredniego niemal sąsiedztwa powierzchni utworu bazaltowego (w głębi 47,25 m), jest piaskowcem o spoiwie kalcytowym. Tworzące tę skałę ziarna piasku (przeważnie kwarcu) są na ogół dobrze otoczone (p. pl. XI, fig. 2). Kwarc wykazuje faliste znikanie światła, co jest cechą charakterystyczną tego składnika skał pobliskiego masywu krystalicznego. Dostrzegamy również otoczone ziarna kwarcytów. Oprócz kwarcu pospolicym, lecz mniej liczny składnikiem tego piaskowca jest mikroklin, będący również jednym z charakterystycznych minerałów spotykanych wśród skał masywu. Ziarna plagioklazów nieliczne. Oprócz tych składników, niewątpliwie pochodzących z krystalicznego Masywu Wołyńsko-Ukraińskiego, piaskowiec ten zawiera brunatne, nieprzezroczyste okruchy, niekiedy silnie porowate. Są to najprawdopodobniej uległe procesowi wietrzenia okruchy lawy pochodzenia miejscowego.

W badanym szlifie wyraźnych blaszek biotyty nie zauważyłem. Ziarna tworzące ten piaskowiec otoczone są cienką powłoką, którą tworzy warstewka kalcytu oraz pokrywająca ją często warstewka jakiejś substancji barwy zielonej o wyglądzie skrytokrystalicznym.

Szlif mikroskopowy tufitu z wiercenia w Świaciu, wykonany z okazu pochodzącego z głębokości 102 m (pl. X, fig. 1 i 2), ilustruje dwa rodzaje ziarn piasku wulkanicznego, spojonego lepiszczem, w którym daje się zauważyć substancja bezbarwna, izotropowa, o niskim współczynniku załamania, tj. o cechach opalu. Jedna kategoria ziarn — to mniej lub wię-

cej otoczone, ciemne, nieprzezroczyste, porowate, o wyglądzie gąbczastym grudki lawy. Kategoria druga — to często ostrokańciste, czasami o kształtach wiórków lub rozdwójonych gałązek, przezroczyste, barwy bladzielonej okruchy szkliwa wulkanicznego, które często (ale nie zawsze) noszą wyraźne znamiona odszklenia. Wewnątrz tych ziarn zauważyć można utwory sferolitowe o kształtach drobnych kuleczek. Jedne i drugie ziarną otacza cienka powłoka, niekiedy złożona z dwóch lub kilku warstewek. W powłokach na ziarnach piasku wulkanicznego, widocznych zwłaszcza między nikolami skrzyżowanymi (p. pl. X, fig. 2), daje się zauważyć minerał o budowie niewyraźnie włóknistej, którego włókienka bywają ustawione prostopadle do powierzchni ziarn.

W szlifie mikroskopowym z nieco głębszego poziomu (108 m) tegoż wiercenia w Świaciu materiał piasku wulkanicznego jest bardziej zróżnicowany co do wielkości. Obie kategorie ziarn mają rozmiary większe, niż w pozłomie wyższym, przy czym ziarn lawy ciemnej, nieprzezroczystej zdaje się być więcej. Stosunkowo dużo ziarn o wyglądzie pelitowym (p. pl. XI, fig. 1). Szkliwa o wyglądzie świeżym nie zauważyłem. W spoiwie opal i tutaj widoczny, podobnie jak cieniutkie łupinki jakiegoś minerału dwójłonnego, obrastającego ziarna piasku. W szlifach tych nie znalazłem ziarn niewulkanicznych.

Na podstawie podanej wyżej charakterystyki petrograficznej można wnioskować, że górna seria osadów tufogenicznych (spoczywająca na bazaltach) w Świaciu i Sierhiejówce nie jest tufitem na złożu pierwotnym, pozostałym na miejscu, gdzie pył wulkaniczny i lapille osiadły na dnie zbiornika, lecz jest osadem pozostałym z rozmywania powierzchni potoków lawy i występujących w ich sąsiedztwie tufów lub tufitów, przy czym oprócz produktów tego rozmywania przynoszony był przez wody biejące w większych lub mniejszych ilościach materiał detrytyczny z dalszych terenów. W składzie mineralnym tufitów, poza ich składnikami (wymienianymi i tutaj i w innych publikacjach) obcymi strefie bazaltowej (kwarc o falistym znikaniu światła, mikrokliny, epidot, piroksen, a także: cyrkon, granat, turmalin, amfibol) oraz okruchami skalnymi, którym poświęcono rozdział poprzednie, zostały opisane lub wspomniane przez M. Kamińskiego (20): przede wszystkim szkliwo, poza nim chloryt, kalcyt i opal, a także limonit i „tlenki żelaza“. Składnikiem przeważającym jest szkliwo wulkaniczne barwy oliwkowej, szarej lub jasnobrunatnej, o znamionach dewitryfikacji. W szlifach mikroskopowych, wykonanych ze skały w stanie świeżym, stwierdzamy obecność łączącego ziarna skały spoiwa, którym jest opal (o c. wł. 2,1-2,2); okazy bardziej zwiędznięte są przeniknięte masą wodorotlenków żelaza, zacierającą obraz budowy mikroskopowej skały i wygląd jej składników (20).

Analizę chemiczną próby, pobranej z części stropowej serii tufitów w Wielkim Mydźku, wykonał w r. 1929 M. Karasiński (30). Wyniki tej analizy, podane w tabeli 9, wykazują znaczne różnice w porównaniu z wynikami przeprowadzonych później przez M. Kamińskiego (20) rozbiórów chemicznych tufitów z Berestowca. W rozbiórce Karasińskiego szczególnie rzuca się w oczy duża zawartość drobin albitowej. Inne bardziej istotne różnice stwierdzamy w normatywnych ilościach drobin: ortoklazowej, enstatytowej i H_2O (mniejszych, aniżeli w pozostałych) oraz w braku Al_2O_3 . Jak możemy przypuszczać, wymienione różnice pochodzą z mniej zaawansowanego procesu zwietrzenia skały z Mydźka.

M. Kamiński wykonał trzy rozbiory chemiczne tufitów, biorąc do analiz materiał z trzech poziomów wiercenia wykonanego w Berestowcu: 1 m, 10 m i 16 m głębokości, licząc od stropu serii osadów. W poziomach tych występowały skały, które wymieniony autor określił ogólnikowo jak następuje:

- 0 - 4 m — tuf pelitowy barwy ciemnowisniowej
- 9 -14,5 m — tuf psammitowy barwy zielonej
- 15,5-16 m — tuf pelitowy barwy wiśniowej z wkładkami drobnoziarnistej odmiany psammitowej

(niżej, aż do głębokości 20 m, na której zatrzymano wiercenie, występował „tuf psammitowy barwy zielonawo-czerwonej“, 20, s. 6).

Zanotowane barwy różnych poziomów tufitu są, jak można z góry przypuszczać, wynikiem rozmaitego stopnia zwietrzenia skały.

W poziomie stropowym, przepojonym w dużym stopniu wodorotlenkami żelaza, występuje stosunkowo najwięcej składników obcych. W poziomie 10 m głębokości szkliwo posiada barwę jasnooliwkową. Obcych składników mało. Wśród minerałów wtórnych przeważa chloryt; rzadkim jest kalcyt. Skała z poziomu 16 m głębokości, podobnie jak w części stropowej, przepojona jest wodorotlenkami żelaza. Zawartość minerałów obcych, wśród których zwraca uwagę stosunkowo liczny mikroklin, obliczono w 2,4% objętości (20).

Wyniki rozbiórów chemicznych przedstawione są niżej na tabeli 9.

Znamiona najdalej posuniętego procesu rozpadu wykazuje skała z najwyższego poziomu. Zastanawiająca jest duża stosunkowo zawartość potasu i magnezu, skoncentrowanych w tej skale, której większość tworzą produkty wietrzenia. W normatywnym składzie mineralnym zaznaczył się niemal kompletny rozkład drobin plagioklazowych (tab. 10); drobina skalenia potasowego posiada w tym otoczeniu charakter utworzonej wtórnie. $MgSiO_3$ wchodzi przypuszczalnie w skład drobin chlorytu, też ulegającej zapewne procesowi wietrzenia.

Tabela 9
Rozbiory chemiczne tufitów z W. Mydzka i Berestowca

<i>Miejscowość</i>	Wielki Mydzk		B e r e s t o w i e c					
<i>Analityk</i>	M. Karasiński (1929, w 30)		M. Kamiński (1932, 20)					
<i>Składniki</i>	% wag.	<i>Liczby mol.</i>	% wag.	<i>Liczby mol.</i>	% wag.	<i>Liczby mol.</i>	% wag.	<i>Liczby mol.</i>
SiO ₂	61,03	1017	48,18	803	43,17	720	43,58	726
TiO ₂	1,78	22	1,39	17	1,98	25	1,77	22
Al ₂ O ₃	10,73	105	15,42	151	14,31	140	16,43	161
Fe ₂ O ₃	13,42	84	12,03	75	11,56	72	11,53	72
FeO	0,37	5	1,67	23	2,68	37	1,80	25
MnO	0,33	5	0,15	2	0,19	3	0,10	1
MgO	1,25	30	2,94	74	6,05	151	3,23	81
CaO	2,24	40	0,12	2	2,16	39	4,81	86
Na ₂ O	2,38	38	ślad	—	0,44	7	0,21	3
K ₂ O	2,70	29	3,78	40	3,84	41	4,93	52
H ₂ O +	2,77	154	13,80	767	6,36	353	5,26	292
H ₂ O -	1,45				6,32		5,10	
P ₂ O ₅	—		0,03	—	0,30	2	ślad	—
CO ₂	—		ślad	—	0,79	18	1,50	34
	100,45		99,51		100,15		100,25	

Tabela 10
 Normatywny skład mineralny tufitów z W. Mydzka i Berestowca

Miejscowość Głębokość Składniki	W. Mydzk	B e r e s t o w i e c		
		1 m	10 m	16 m
SiO ₂	30,42	29,10	15,06	12,66
K ₂ Al ₂ Si ₆ O ₁₆	16,12	22,24	22,80	23,91
Na ₂ Al ₂ Si ₆ O ₁₆	19,91	—	3,67	1,57
CaAl ₂ Si ₂ O ₈	10,54	0,56	4,17	14,46
CaSiO ₃	0,23	—	—	—
MgSiO ₃	3,00	7,40	15,10	8,10
FeSiO ₃	—	—	—	—
Fe ₃ O ₄	2,32	1,86	3,48	0,93
FeTiO ₃	— *)	2,58	3,80	3,34
Ca ₃ P ₂ O ₈	—	—	0,67	—
Al ₂ O ₃	—	11,12	7,95	5,51
Fe ₂ O ₃	11,84	10,72	9,12	10,88
CaCO ₃	—	—	1,80	3,40
H ₂ O	4,22	13,80	12,68	10,36
*)TiO ₂	1,78	—	—	—

Dwie inne analizy obrazują skład chemiczny skał mniej silnie zwietrzałych. W analizie drugiej widoczna jest stosunkowo znaczniejsza ilość magnezu, wyrażona w składzie normatywnym jako 15,10% MgSiO₃. W składzie normatywnym skały trzeciej mamy natomiast stosunkowo dużą zawartość anortytu, wobec małej ilości albitu. Jak przypuszczam, poza różnymi stopniami zaawansowania procesów przeobrażeń, które objęły te skały, odgrywać musiał swą rolę i różny skład pierwotny tufitu, zależny od większej lub mniejszej zawartości w nim szkliwa i innych składników popiołów wulkanicznych, a także składników obcych, transportowanych spoza terenu ekstruzji.

Cechą chemiczną tufitów strefy bazaltowej wołyńskiej, mogącą służyć w pewnym zakresie za ich cechę rozpoznawczą, jest zawartość w nich, podobnie jak w bazaltach, śladów miedzi. Jak wykazały badania J. Wojciechowskiego, zarówno bazalty jak i tufity zawierają szkliwo wulkaniczne, w którego składzie chemicznym występuje miedź (94).

Szklivo wulkaniczne zawarte w tufitach było również przedmiotem zainteresowań J. Tokarskiego, który, zajmując się w pracy ogłoszonej w roku 1938 (88) zagadnieniem, czy szkliwo tufitów i szkliwo bazaltów są sobie pokrewne, czy też stanowią dwa odrębne rodzaje szklów wulkanicznych, dochodzi do wniosku, że szkliwo tufitów nie jest komagmatyczne ze szklivem bazaltów. Argumenty wysunięte przez prof. J. Tokarskiego nie są jednak przekonywujące przede wszystkim dlatego, że do analizy użyty został tufit pelitowy barwy wiśniowo-czerwonej z górnej części profilu w Berestowcu, opisanego przez M. Kamińskiego. Jak wynika z przytoczonych wyżej badań tego autora, jest to najbardziej rozłożona spośród badanych odmiana tufitu (p. wyżej s. 544), a szkliwo jej, w większym stopniu aniżeli w innych odmianach, uległo rozkładowi (20).

Prof. J. Tokarski wytrawiał badany materiał skalny najpierw 20% HCl, a później stężonym H_2SO_4 , po czym na podstawie różnic ciężaru właściwego, przy pomocy bromoformu, oddzielał frakcje ocalałych od trawienia ziarn minerałów. W ten sposób otrzymał frakcję złożoną z ziarn o niskim ciężarze właściwym, które po zbadaniu mikroskopowym uznał za szkliwo. Frakcja ta zanalizowana chemicznie wykazała ok. 90% zawartości SiO_2 . Współczynniki załamania światła tych ziarn, oznaczone metodą imersyjną przez H. Piotrowskiego, wahały się w granicach 1,4658-1,4755. Prof. J. Tokarski zastosował również analogiczną metodę trawienia w kwasach do szkliwa wydzielonego z odmiany szklistej ze wsi Złazne (stare kamieniołomy przy Janowej Dolinie) i stwierdził analizami chemicznymi, że „oczyszczone“ w ten sposób szkliwo bazaltów różni się znacznie swym składem chemicznym od szkliwa „naturalnego“ (tj. nie poddawanego trawieniom) z tegoż bazaltu. Różnice chemiczne między wytrawionymi kwasami: szklivem z tufitów i szklivem z bazaltu są bardzo znaczne i wyrażają się odmiennymi stosunkami alkaliów (w tufitach przewaga potasu) i innych składników. Można naturalnie rozumować, że gdyby materiał wyjściowy był identyczny lub zbliżony pod względem chemicznym, to i produkty trawienia przeprowadzonego tą samą metodą nie powinnyby zbyt od siebie odbiegać. Czy w tym przypadku jednak może być mowa o jednakowym materiale wyjściowym, kiedy z jednej strony mamy szkliwo utworzone w środowisku zastygającej lawy i dzielące z tą lawą jej koleje, a z drugiej — pył wulkaniczny (jak podaje J. Tokarski), złożony z ziarn średnicy rzędu 0,2 mm, a więc drobne ziarenka szkliwa, którego

koleje (a zwłaszcza koleje geochemiczne) były zgoła odmienne od szkliwa zastygłego wśród lawy? W stadium ich istnienia, kiedy pobierano z nich materiał do analiz, szkliwo z bazaltu i szkliwo z tufitu (zwłaszcza z górnej części profilu berestowieckiego) nie mogły być, jak sądzę, traktowane jako materiał równorzędny sobie pod względem zachowania pierwotnego ich składu chemicznego i mineralnego.

Powstaje ciekawe zagadnienie, jakim przeobrażeniem geochemicznym podlegało szkliwo w tufitach? Co właściwie kryje się pod bardzo ogólnym terminem „dewitryfikacji“?

Środowisko tufitów wołyńskich było niewątpliwie terenem krążenia wód gorących. Nasuwa się w związku z tym pytanie, jak dalece warunki geochemiczne tego środowiska wpłynęły na stan fizyczny oraz na skład chemiczny zawartego w tufitach szkliwa?

Wiadomo, że stan szklisty jest znacznie mniej trwały od stanu krystalicznego. Szkliwa wulkaniczne znane są powszechnie wśród law młodych. Im starszy wiek geologiczny lawy, tym mniejsze prawdopodobieństwo odnalezienia w niej szkliwa w stanie świeżym.

G. W. Tyrrell twierdzi, że, praktycznie rzecz ujmując, nie ma szkliv starszych niż karbońskie¹⁷.

Jak widzimy więc, pytanie, czy w tufitach opisywanych tu istnieje szkliwo w stanie świeżym (pytanie, które prof. J. Tokarski rozstrzyga, jak można by sądzić, w sensie dodatnim), ma w danym zwłaszcza przypadku znaczenie wykraczające poza zakres zainteresowań ściśle petrograficznych.

Szkliwem z tufitów zajmował się również J. Wojciechowski. W związku z badaniami skał miedzionośnych w dorzeczu Horynia wydzielił on sposobem mechanicznym szkliwo wulkaniczne z rdzenia otworu wiertniczego w Wielkim Mydźku (z głębokości 55,4 m), jak również szkliwo z bazaltu z Janowej Doliny. Warto zauważyć, że, jak wynika z udzielonych mi uprzejmie przez dra J. Wojciechowskiego jego notatek laboratoryjnych, szkliwo z Wielkiego Mydźka, jak i szkliwo z bazaltu, ulegało w stanie sproszkowanym rozpuszczeniu pod wpływem stężenia HCl na łaźni wodnej.

Obecnie, jak sądzę, nie rozporządzamy materiałem dostatecznym, obrazującym stan zachowania szkliwa w tufitach. Izotropowość i brak wyraźnych zmian dewitryfikacji w niektórych ziarnach przemawiają na

¹⁷ G. W. Tyrrell, *The Principles of Petrology*. London 1948, p. 82: „...glasses are in a state of deferred crystallisation. Hence very few geologically ancient glasses are known; practically none are of pre-Carboniferous age“. Podobną opinię wypowiedział A. Holmes. *Petrographic methods and calculations*. London 1930, s. 336.

korzyść jego względnej świeżości. Czy jednak, w niektórych szczególnych przypadkach pozory nie mylą? Tam bowiem, gdzie można mieć do czynienia z bezpostaciowymi produktami rozkładu lub zastąpienia, należałoby być ostrożnym w wypowiedaniu opinii, opartych jedynie na obserwacjach mikroskopowych. Sądzę, że zagadnienie stanu zachowania szkliwa wulkanicznego w różnych poziomach tufitów, a także wśród bazaltów uległych procesom hydrotermalnym, należałoby traktować jako otwarte i oczekujące badań bardziej precyzyjnych.

W rozdziale niniejszym należy wspomnieć o odkryciu przez Z. Sujkowskiego w wierceniu w Bocianówce wkładek tufitów biotytowych (79), wśród datowanych paleontologicznie wapieni i łupków gotlandu, w głębokości od 99,5 do 103 m. Składnikiem przeważającym wśród składników tufogenicznych, według Z. Sujkowskiego, jest tu szkliwo wulkaniczne; drugim co do ilości składnikiem jest biotyt, występujący w postaci blaszek wielkości najczęściej spotykanej — 0,1 mm (niekiedy średnica blaszek dochodzi do 2 mm). Biotyt barwy czarnej odznacza się w niektórych poziomach osadu tufitowego świeżością; często można obserwować blaszki o kształtach sześciobocznych. Skaleń potasowy, z zachowanymi dobrze konturami krystalicznymi, jest znajdujący w jednych poziomach w stanie świeżym, w innych bywa silnie skalcytyzowany. Obecność plagioklazów jest niepewna. Ponadto zauważono idiomorficzne ziarna cyrkonu i apatyty, ziarna przypominające augity oraz bardzo nieliczne kwarcze.

Wyniki rozbioru chemicznego próby czystego tufitu z Bocianówki, pobranej z wnętrza warstwy najgrubszej (80 cm miąższości), niez mieszananej z innymi osadami morskimi i zbadanej chemicznie przez dr E. Chlipalską, były następujące. (w 79):

		% wag.
SiO ₂	—	56,10
TiO ₂	—	0,26
Al ₂ O ₃	—	13,07
Fe ₂ O ₃	—	5,19
FeO	—	1,01
MnO	—	0,51
MgO	—	3,01
CaO	—	2,03
Na ₂ O	—	2,01
K ₂ O	—	8,68
H ₂ O+	—	4,43
H ₂ O—	—	4,20

100,50

c. wł. skały — 2,77.

Na podstawie wyników oznaczeń składu mineralnego można wnioskować, że popioły wulkaniczne, które osadziły się na dnie morza sylurskiego, zajmującego obszar dzisiejszego zachodniego Wołynia, związane były z wybuchami magmy kwaśnej. Dalej jednak idące wnioskowanie o składzie chemicznym lawy (z której pochodzą te popioły) na podstawie analizy chemicznej popiołu wydaje mi się w danym przypadku nazbyt ryzykowne. Nie mamy bowiem dostatecznych podstaw, aby jasno zdać sobie sprawę, w jakim zakresie wzajemny stosunek ilościowy składników głównych lawy: szkliwa, biotyty, skaleni — uległ zmianom w czasie transportu wodnego i, być może, powietrznego. Na przykład, blaszkowate biotyty, pomimo większego ciężaru właściwego aniżeli skalenie i kwarc, mogły podczas transportu dzięki swej postaci być łatwiej unoszone i wpływać na zmianę przeciętnego składu chemicznego materiału w kierunku odwrotnym, niż wymaga ogólna reguła, że im dalej od wulkanu, tym zasobniejsze w SiO_2 , stają się pyły wulkaniczne na skutek selekcji i opadania składników cięższych. Argumentem przeciw metodzie wnioskowania o pokrewieństwie komagmatycznym między tufitami gotlandu Bocianówki a skałami występującymi w postaci okruchów i otoczaków wśród wołyńskich tufitów bazaltowych jest okoliczność, że przede wszystkim te skały (a zapewne i w znacznie mniejszym stopniu również tufity z Bocianówki) uległy procesowi metasomatozy. W takich okolicznościach aktualny skład chemiczny skały nie może stanowić wystarczającej podstawy do wypowiedzania opinii o komagmatyzmie.

Odkrycie tufitów wieku sylurskiego w Bocianówce, podobnie jak i odkrycie również przez Z. Sujkowskiego wspomnianych poprzednio (s. 494) tufitów turońskich w wierceniach lubelskim, sygnalizują trwanie działalności wulkanicznej w strefie obszaru, objętego zakresem niniejszej rozprawy, lub w jego bliskim sąsiedztwie. Zauważyć wypada, że są to jedyne dotychczas fakty, stwierdzające bezspornie przejawy wulkanizmu w określonych paleontologicznie poziomach.

b) *Skały nieznanego lub wątpliwego pochodzenia w zlepieńcach tufitowych*

Poza otoczakami i okruchami skał, których pochodzenie starałem się wyjaśnić w rozdziale poprzednim, były notowane i inne, których pochodzenie jest wątpliwe lub nieznanne.

Wśród otoczaków, które analizował M. Kamiński zaliczając je do trachitów lub latytów, znalazły się okazy, które różnią się wyraźnie od kategorii bazaltów uległych metasomatozie. Oto ich charakterystyka ujęta w krótkości: okazy te (oznaczone Nrem 7 w pracy M. Kamińskiego, 20), występują licznie w okruchach, nie przekraczających wielkości grochu. Skała ma barwę jasnobrunatną i strukturę wybitnie porfirową; wśród

Tabela 11

Rozbiory chemiczne okruchów skalnych wątpliwego pochodzenia znajdujących w tufach berestowieckich (analitik M. Kamiński, 20)

Okazy analizowane	Otoczaki Nr 7		Otoczaki Nr 8	
	% wag.	Liczby mol.	% wag.	Liczby mol.
SiO ₂	49,08	818	38,27	638
TiO ₂	0,88	11	2,04	26
Al ₂ O ₃	14,96	147	13,02	128
Fe ₂ O ₃	17,07	107	30,58	191
FeO	0,84	12	1,93	27
MnO	ślad	—	ślad	—
MgO	1,22	31	2,13	53
CaO	1,37	25	3,50	63
Na ₂ O	2,01	32	1,15	19
K ₂ O	6,70	71	3,14	33
P ₂ O ₅	0,05	—	0,10	1
H ₂ O +	3,64	202	2,54	141
H ₂ O -	1,98	110	1,19	66
CO ₂	0,44	10	0,46	11

prakryształów widoczne są plagioklasy (kwaśne andezyny lub oligoklasy zasadowe) i skałenie alkaliczne. Skałen potasowy, uległy niekiedy re-sorbacji, ma kąt osi optycznych bardzo mały lub równy zeru; kąt zniekienia światła na ścianie M (010) $\alpha : \alpha = 7^\circ$. Prócz nich oznaczono anortoklasy o przekroju romboidalnym. Wśród prakryształów zdarza się kwarc. Chloryt widoczny w szczelinach skały oraz w pseudomorfozach po skałeniach. Wtórny minerałem jest tu również kalcyt. Masa brunatna, niekiedy składająca się ze zrostów granofirowych skałenia potasowego i kwarcu, tworzy ciasto skalne; stosunek ilościowy tych dwóch składników, obliczony metodą planimetryczną, wyraża się: 73,08% obj. skałenia i 26,92% obj. kwarcu. W cieście skalnym stwierdzono obecność mikrolitów tlenków

T a b e l a 12

Normatywny skład mineralny okruchów skalnych 'wątpliwego' pochodzenia (por. tab. 11)

<i>Składniki</i>	Otoczaki Nr 7	Otoczaki Nr 8
SiO ₂	8,34	10,50
K ₂ Al ₂ Si ₄ O ₁₆	39,48	18,35
Na ₂ Al ₂ Si ₄ O ₁₆	16,77	9,96
Ca Al ₂ Si ₂ O ₈	4,17	13,62
CaSiO ₃	—	—
MgSiO ₃	3,10	5,30
FeSiO ₃	—	—
Fe ₂ O ₄	0,23	0,23
FeTiO ₃	1,67	3,95
Ca ₃ P ₂ O ₈	—	0,34
Al ₂ O ₃	2,96	2,75
Fe ₂ O ₃	16,96	30,40
CaCO ₃	1,00	1,10
H ₂ O (suma)	5,62	3,73

żelaza oraz nieokreślonych bliżej minerałów femicznych. Rozbiór chemiczny wykonano z materiału pochodzącego z kilkudziesięciu roztartych tego rodzaju okruchów skały (p. tabela 11 i 12). Obecność Al₂O₃ i Fe₂O₃ (w znacznej ilości) w normatywnym składzie mineralnym skały znamionuje daleko posunięty proces rozkładu skały. Na podstawie podanych wyżej wskazówek można by tę skałę uznać za uległą przeobrażeniom porfir lub porfiryt kwarcowy.

J. Samsonowicz, wspominając o występowaniu wkładek zlepieńca z otoczkami skały magmatycznej o budowie porfirowej (do 5 cm średnicy) w kompleksie „arkoz, piaskowców i łupków częściowo tufitowych“ pod Aleksandrią (71), wyraża przekonanie, że otoczki te pochodzą z odległego stąd o 48 km Masywu Wołyńsko-Ukraińskiego.

M. Kamiński wyróżnił nadto wśród otoczków skały o strukturze wiotrofirowej (otoczaki Nr 8 i Nr 9). Odznaczają się one teksturą potokową. Wśród prakryształów badacz ten stwierdził skalenie (bez bliższego oznaczenia) i jako składnik akcesoryczny — apatyt. Ciasto skalne przedstawia się jako szkliwo zdewitryfikowane. Analiza chemiczna otoczaka Nr 8 wykazała niezwykle wysoką zawartość żelaza. W składzie normatywnym zawartość Fe_2O_3 wyraża się 30,40% (por. tabela 12). Niewątpliwie i tutaj mamy do czynienia z daleko posuniętymi przeobrażeniami chemicznymi skały macierzystej. M. Kamiński uważa, że przyczyną obecności Fe_2O_3 , w ilości wyjątkowo znacznej była infiltracja tego składnika z zewnątrz. Możliwość wtórnej koncentracji wodorotlenków żelaza, w pewnych miejscach ulegającego procesom przeobrażeń chemicznych utworu skalnego, wydaje się zupełnie prawdopodobna.

Do tejże grupy skał o strukturze wiotrofirowej można zaliczyć fragment drobnego otoczaka (rozmiarów $6,2 \times 4,2$ mm), którego mikrofotografię w szlifie mikroskopowym podaję na pl. IX, fig. 1 i 3. Rozróżniamy w nim doskonale enklawy ziarn kwarcu (o średnicy rzędu 1,5 mm) z obwódkami reakcyjnymi oraz ciasto skalne o złożeniu potokowym.

Drobne stosunkowo rozmiary tych wszystkich otoczków (największe o 5 cm średnicy z Aleksandrii) wskazują, że są to składniki żwirów, które mogły być transportowane z odległości dziesiątków kilometrów. Fakt, że w tychże zlepieńcach występują liczne składniki mineralne, których pochodzenie z krystalicznego Masywu Wołyńsko-Ukraińskiego stwierdzono od dawna, czyni prawdopodobnym przypuszczenie, że i otoczaki porfirów i porfiryków lub wiotrofirów stamtąd pochodzą. Nie mamy jednak podstaw, aby wyłączać możliwość występowania wymienionych skał wulkanicznych w obrębie przedpola Masywu. Odkrycie tufitów w wierceniu pod Bocianówką wskazuje, że możliwość taka istnieje (79).

W literaturze znajdujemy i inne materiały, dotyczące zagadnienia skał wulkanicznych innych niż bazalty na przedpolu Masywu. J. Samsonowicz (75), opisując profil przebity wierceniem w Perespie, podaje, że pod dolerytem, mającym tu 20,61 m grubości, „występuje piaskowiec arkozowy z obfitym pyłem kaolinu, przecięty żyłami skały intruzyjnej gruboziarnistej, barwy bądź zielonej, bądź wiśniowej; może są to apofizy zróżnicowanej magmy dolerytowej“. Wiercenie wykonane w Ostrówce pod kierunkiem J. Samsonowicza na obszarze tegoż silu dolerytowego napotkało pod dolerytem na głębokości 33,34–40,1 m „piaskowce różowe i szare, przecięte żyłami skały magmatycznej o budowie porfirowej barwy czerwonej, brunatniej i zielonej“.

Trudno mi, nie widząc nigdy okazów tych skał, wypowiedzieć zdanie na temat ich przynależności petrograficznej. J. Samsonowicz, po-

dając powyżej przytoczone o nich informacje, w obu przypadkach nie wyłącza możliwości, że są to utwory związane z dolerytem. Podając wyniki jednego z wierceń w Mutwicy (otw. IV) J. Samsonowicz wspomina, że na głębokości 17,25 m w bazalcie pojawiła się żyłka magmy ciemnoczerwonej. Nic bliższego jednak o niej nie wiemy. Nie jest wyłączone, że była to uległa procesowi wietrzenia żyłka związana z późniejszym wylewem bazaltu.

Zdaniem autora niniejszej rozprawy, istnienie na przedpolu zachodnim Masywu Wołyńsko-Ukraińskiego innych, poza bazaltami, intruzji lub ekstruzji skał wulkanicznych, aczkolwiek bardzo prawdopodobne, nie jest dotychczas poparte argumentami udokumentowanymi dostatecznie.

MINERAŁY KRUSZCOWE WYSTĘPUJĄCE WŚRÓD BAZALTÓW I TUFITÓW

Odkrycie w r. 1927 złoża *miedzi rodzimej* w Mydźku Wielkim (30, 35) postawiło bazalty wołyńskie w grupie licznych na globie ziemskim law bazaltowych, którym towarzyszy miedź (jak słynne, uważane za prekambryjskie, wylewy w Lake Superior lub późniejsze, trzeciorzędowe na Wyspach Komandorskich).

Do wyjaśnienia genezy miedzi wołyńskiej, ciemnej w pierwszej fazie badań, przyczyniły się przede wszystkim poszukiwania chemiczno-analityczne Mariana Kowalskiego (21), który stwierdził bardzo rozpowszechnione występowanie drobnych ilości miedzi (do 0,14%) wśród bazaltów i towarzyszących im tufitów. Późniejsze badania J. Wojciechowskiego doprowadziły do odnalezienia miedzi w szkliwie wulkanicznym zarówno bazaltów jak tufitów (do 0,20%). Autor ten stwierdził, że miedź jest składnikiem wszystkich w zasadzie odmian bazaltów i związanych z nimi tufitów wołyńskich (w ilościach ponad 0,001%). Na tym stwierdzeniu można było się oprzeć zaliczając do tufitów bazaltowych podobne do nich zewnętrznie osady łupkowe, odwiercone pod cenomanem w Hancewiczach na Polesiu (93). Stwierdzenie przez J. Wojciechowskiego zawartości miedzi (p. niżej) w żyłce bazaltowej, odkrytej w obrębie masywu krystalicznego pod Hubkowem, było dla nas również wskazówką potwierdzającą przypuszczenie, że istotnie mamy tu żyłę bazaltową reprezentującą w obrębie Masywu magmatyki nadhoryńskie¹⁸.

Dziś wiemy, że miedź rodzima złoża mydźkiego, jak również odnaleziona i opisana przez J. Wojciechowskiego w tufitach z Hutwina i Horyńgrodu, a przez R. Krajewskiego — w Janowej Dolinie, jest produktem

¹⁸ Wykonane przez J. Wojciechowskiego poszukiwania Cu w diabazie z Wysokiego Mostu pod Klesowem dały wynik negatywny, co przemawia przeciw próbom wiązania intruzji najmłodszych diabazów masywu krystalicznego z ekstruzjami bazaltów znacznie od tamtych młodszych.

wyługowywania szkliwa bazaltowego przez gorące roztwory wodne. Zagadką pozostaje jeszcze pochodzenie miedzi w szkliwie wulkanicznym: czy przyszła ona wraz z magmą z głębi strefy Simy, czy też została zasymilowana w czasie intruzji gdzieś po drodze z jakichś złóż w głębiach Sialu? Na podstawie badań J. Wojciechowskiego możemy przypuszczać, że miedź zawarta jest w szkliwie bazaltowym w związku chemicznym z krzemianami, gdyż oznaczenia zawartości siarki w szkliwie wykazały ilości tego pierwiastka zbyt drobne, aby mogły być związane w postaci siarczków z obecną tam miedzią.

Miedź rodzima krystalizowała w złożu mydzkim na podłożu kalcytowym, o czym łatwo możemy się przekonać przyjrząwszy się fotografii jednego z okazów tej miedzi, na którym zauważymy zagłębienia będące śladami rozłożonych później kryształów (skalenoedrów) kalcytu. Utrwalone w miedzi negatywne formy kryształów pozwalają nadto zauważyć tu i ówdzie zachowane ślady doskonałej łupliwości romboedrycznej tego minerału (por. pl. XII, fig. 2).

Krystalizacja miedzi rodzimej na podłożu kalcytowym znalazła wytłumaczenie na drodze syntezy mineralogiczno-chemicznej w doświadczeniach J. Morozewicza, który, ogrzewając do 200°C w rurach zamkniętych roztwór wodny chlorku miedziawego i chlorku żelazawego w obecności kalcytu, otrzymywał miedź metaliczną osadzającą się na kalcyście¹⁰. Występowanie miedzi rodzimej wśród tufitów w spękanej i przeobrażonej masie bazaltu daje się wytłumaczyć tym samym procesem wyługowywania jej ze szkliwa wulkanicznego przez gorące roztwory wodne i krystalizację w obecności CaCO₃. W przypadku jednak występowania ziarn miedzi w bazalcie, nie zdradzającym wyraźnych znamion przeobrażeń (wyniki rozbioru chemicznego okazu bazaltu ze stwierdzonymi w nim makroskopowo ziarnami miedzi podano na s. 507), trzeba szukać innego rodzaju wyjaśnień. W tym zakresie jednak zbyt mało posiadamy podstaw faktycznych do wyciągania wniosków o większym stopniu prawdopodobieństwa. Opierając się na założeniu podstawowym, że miedź stanowi składnik szkliwa wulkanicznego i że koncentruje się w szkliwie pozostającym po częściowej krystalizacji lawy, można by przypuszczać, że w pewnym stadium tej koncentracji nastąpi stan nasycenia szkliwa tym składnikiem i jego krystalizacja. Przypuszczenie takie wymagałoby jednak przeprowadzenia odpowiednich eksperymentów. Myśl tę nasuwa wynik oznaczeń Cu w szkliwie bazaltu (odmiany szklistej bazaltu z Janowej Doliny), wyrażający przeciętną zawartość tego składnika w 0,15%, gdy tymczasem pozostała po oddzieleniu szkliwa krystaliczna część masy bazaltu

(c. d. — s. 559)

¹⁰ J. Morozewicz, Komandory. Warszawa 1925.

Tabela 13

Zawartość miedzi w próbach tufitów i bazaltów, oznaczona przez dra Jana Wojciechowskiego metodą kolorymetryczną, z zastosowaniem wagowych oznaczeń kontrolnych
Mydzk Wielki

Nr próby	Głębokość w m	Zawartość Cu w %					U w a g i
		0,1-0,02	0,02	0,02-0,005	0,005	0,005-0,001	
1	2,50				+		
2	4,20					+	
3	6,10				+		
4	7,55					+	
5-6	9,50; 11,10		+				
7-9	13,16; 15,00; 17,04			+			Zawartość Cu w próbce 9 $\pm 0,02\%$
10	19,90		+				
11	23,25			+			
12	26,00				+		
13-14	28,10; 30,00					+	
15-18	33,00; 35,78; 38,49; 40,66			+			
19	42,40					+	
20	44,16				+		
21	44,93					+	
22-23	48,19; 50,94		-				
24	53,13	+					
25	55,40		+				
26-27	56,91; 57,80	+					Próba 27 zawiera nieco ponad 0,02%
28	60,70		+				
29-34	62,00; 63,80; 65,20; 66,00; 67,15; 67,90			+			Większość prób od 29 do 34 zawiera ilości Cu zbliżone do 0,02%
35	60,00		+				
36-45	68,85; 69,40; 70,10; 71,00; 71,50; 72,80; 75,74; 76,67					+	Próby 36 - 45 j. w.
46	77,92				+		
47-54	78,72; 79,50; 80,43; 81,60; 82,50; 83,60; 84,50; 85,11			+			Większość prób 47 - 54 o ilościach $\pm 0,02\%$
55	86,60	+					
56	88,10			+			

Tabela 13 (c. d.)

Mydzc Wielki

Nr próby	Głębokość w m	0,1-0,02	0,02	0,02-0,005	0,005	0,005-0,001	U w a g i
57	89,09	+					
58-59	90,00; 91,00			+			
60	92,00	+					Wagowo próba
61	92,25	+					61 — 0,028%
62-63	92,80; 93,35			+			62-63 — 0,018%
64	93,96	+					64 — nieco więcej niż 0,02%
65	95,00			+			65 — nieco mniej niż 0,02%
66	96,00		+				
67-68	97,00; 98,05			+			Zawartość w próbce 68
69	99,00		+				zbliżona do 0,02%
70-71	100,00; 101,50			+			
72	102,00		+				
73-76	103,00; 104,00; 105,04; 106,08			+			
77	106,93	+					
78	107,25		+				Wagowo próba 78 — 0,02%
79	108,00	+					Próba 79 — zbliżona do 0,02%
80	109,15				+		
81	109,60			+			
82	110,18		+				
83	110,90	+					Próba 83 — j. w.
84	112,10			+			
85	112,65					+	
86	114,00			+			
87	115,26				+		
88	116,03			+			
89	117,06				+		
90-91	117,68; 118,46					+	
92	119,40			+			
93	119,54		+				
94	120,12				+		
95	121,00					+	
96	123,5		+				

Tabela 13 (c. d.)
Hancewicze (tufity)

Nr próby	Głębokość w m	0,1-0,02	0,02	0,02-0,005	0,005-0,001	0,001	U w a g i
1	137,60					+	nie znaleziono
2	160,00						
3	200,60					+	
4	220,00				+		
5	230,00			+			
6-8	236,00;						Próba 5 wago- wo — 0,012%
	242,00;						
	250,00				+		
<i>Horyńgród (tufity)</i>							
1	100,30-100,90			+			
2	111,80-112,20		+				
<i>Majdan Kozłowski (tufity)</i>							
1	39,25-39,90			+			Próba 2—0,05%
2	74,80-75,35	+					
3	79,40-79,80				+		
<i>Świacie (tufity)</i>							
1	85,75			+			Próba 1—tupek z dzeolitem w spagu bazaltu
2	85,80		+				
3	97,80			+			
4	111,00		+				
5	128,00			+			
<i>Sierhiejówka (tufity)</i>							
1	87,03- 87,06				+		
2	110,50-110,60		+				
3	133,16-133,25			+			
<i>Perespa, wiercenie IV (doleryt i tufit)</i>							
1	25,29-26,37				+		Próba 1—doler. Próba 2 — tufit barwy białej
2	27,17-27,32					+	
<i>Hubków-Zwonecka Góra (bazalt)</i>							
1	odkrywka na ur- wisku brzegowym				+		

ma zawartość Cu: 0,08%, tj. o połowę mniejszą niż szkliwo. Mogłaby jednak być, jak sądzę, jeszcze inna próba wyjaśnienia krystalizacji miedzi w bazalcie brana pod uwagę. Jak wiadomo, w bazaltach wołyńskich stwierdzono obecność żelaza rodzimego. Czy między zawartym w magmie żelazem rodzimym i znajdującą się w otaczającym go stopie miedzią nie mogła zachodzić reakcja podwójnej wymiany, jako zjawisko w pewnych warunkach fizyczno-chemicznych nieodwracalne?

* * *

Zjawisko koncentracji miedzi wyługowywanej z olbrzymich mas tufitów lub bazaltów jest przedmiotem godnym zainteresowania nie tylko ze względów ściśle teoretycznych. Jak widzieliśmy, w pewnych sprzyjających okolicznościach, jak np. w złożu mydzkim, koncentracja ta doprowadzała do tworzenia się bryłek miedzi rodzimej, odznaczających się nadzwyczajną czystością (zawartość Cu = 99,8%, przy Fe — 0,105%, Ag — 0,005%, SiO₂ i innych zanieczyszczeń — 0,036%, por. 35) i dochodzących do 0,9 kg wagi. W poszukiwaniu prawidłowości w przebiegu tego zjawiska J. Wojciechowski wykonał szereg seryjnych oznaczeń Cu w próbach tufitów pobranych z całego profilu wiercenia rdzeniowego w Wielkim Mydtku oraz w pewnej liczbie prób pochodzących z innych otworów wiertniczych. Część wyników tych oznaczeń była opublikowana w r. 1939 (94), inne — dotychczas nigdzie nie ogłoszone — podaję tutaj za zgodą wymienionego autora w tabeli 13 (p. wyżej s. 556).

Podany w tej tabeli materiał analityczny daje podstawy do wypowiedzenia następujących uwag:

Wyniki analiz seryjnych obejmują cały profil osadów tufitowych przebitych wierceniem rdzeniowym w Mydtku Wielkim. Nie stwierdzono w tym profilu większych koncentracji miedzi (przekraczających 0,1%). Wahania w zawartości Cu (w granicach od 0,001% do 0,1%) mogą być tłumaczone: 1° wahaniami zawartości procentowej szkliwa miedzionośnego w tufitach, 2° wahaniami pierwotnej zawartości miedzi w ziarnach szkliwa, 3° wędrówką tego pierwiastka w obrębie masy tufitów na skutek wyługowywania go przez krążące roztwory i koncentracji w pewnych poziomach. Jest możliwe, a nawet prawdopodobne, że wszystkie trzy wymienione wyżej momenty winny być uwzględnione w próbach interpretacji faktu różnej zawartości miedzi w różnych poziomach profilu mydzkiego oraz w profilach jemu podobnych.

Pragnąc posunąć dalej studia mające na celu zbadanie przebiegu zjawiska koncentracji Cu w profilu mydzkim należałoby było, po uzyskaniu podanych wyżej materiałów analitycznych, poddać drobiazgowym ba-

daniom mineralogiczno-petrograficznym chociażby najbardziej charakterystyczne rdzenie wiercenia, z których były pobrane próby. Wykonanie tego zamiaru musiało być jednak zaniechane.

Rzućmy okiem na tabelę wyników oznaczeń Cu w profilu mydzkim. Poczynając od dołu, gdzie zawartość Cu waha się w granicach od 0,02% do 0,001%, stwierdzamy w głębi 119,40-117,06 m spadek koncentracji, a później jej wzrost (z wahaniami) i osiągnięcie na głębokości ok. 111 m maksimum koncentracji, po czym następuje jej zdecydowany spadek do poziomu 109,15 i znów wzrost do poprzedniego maksimum. Bez szczegółowych studiów mineralogiczno-petrograficznych wyjaśnienie przyczyn tych zjawisk nie jest możliwe. Nasuwa się przy tym pytanie, czy w obrębie trzech metrów między poziomami 111 m i 108 m nie udałoby się odnaleźć w rdzeniach wiertniczych śladów świadczających, że wskazanym poziomom odpowiadała faza wynurzania się osadów na powierzchnię i związanego z tym ich rozmywania? Pozwoliłem sobie na podanie tych uwag ze względów metodologicznych chcąc jednocześnie podkreślić, że uzyskiwane dużym kosztem rdzenie wiertnicze, zwłaszcza z terenów mało zbadanych, powinny być starannie przechowywane (nawet gdyby ze stanowiska wąsko ujmowanych zadań geologii były uznane jako bezwartościowe), gdyż nigdy nie wiadomo, czy nie posłużą one jako materiał do opracowań mogących mieć znaczenie teoretyczne, w dalszej zaś perspektywie także praktyczne³⁰.

W wyższych poziomach tegoż wiercenia (92,00-86,60; 56,91-53,13) stwierdzamy dwie następne strefy koncentracji Cu oraz piątą mniejszą (w poziomie 19,90-9,50). Ostatnią, licząc od dołu ku górze, strefę koncentracji miedzi mamy powyżej 2,50 m w jej złożu mydzkim w spągu pokrywy bazaltowej.

Obserwacje J. Wojciechowskiego wskazują, że na ogół zawartość miedzi jako składnika chemicznego w obrębie profilu mydzkiego tufitów waha się w granicach od 0,02% do 0,005%, mało poza nie wykraczając. Mielibyśmy przeto tutaj do czynienia, przeciętnie biorąc, z czterokrotnie większą koncentracją miedzi w porównaniu z jej największym rozpro-

³⁰ Kierownik okupacyjnego Urzędu Geologicznego w Warszawie, prof. A. Brinckmann, samowładnie rządzący w Państwowym Instytucie Geologicznym, zarządził w r. 1943 redukcję „niepotrzebnych“ zbiorów naszej instytucji. Ofiarą tej redukcji padły wówczas niektóre piękne okazy petrograficzne, obcocywane do obowiązujących rozmiarów „Handstücków“. Rdzenie z wiercenia mydzkiego skazano na wyrzucenie, z wyjątkiem pobranych najbardziej charakterystycznych jego próbek. Zamęczony później w obozie hitlerowskim dr Adam Łuniewski, zatrudniony wówczas w Urzędzie Geologicznym, zdołał jednak ukryć przed zniszczeniem część rdzeni z wiercenia mydzkiego.

szeniem. Maksimum koncentracji stwierdzamy w pięciu poziomach tufitów wiercenia mydzkiego licząc od dołu:

- 1) od 123,50 do 120,12 z wkładką wykazującą silny spadek zawartości Cu (poniżej 0,005%) w poziomie 121 m
- 2) od 110,90 do 106,93 z silnie zaznaczonym spadkiem zawartości Cu (do 0,005%) w poziomie 109,15
- 3) od 93,96 do 86,60 z mniejszymi wahaniami w zawartości Cu
- 4) od 57,80 do 53,13
- 5) od 19,90 do 9,50

Wobec tego, że wykonane przed uzyskaniem podanych tu wyników oznaczeń chemicznych, pobieżne wprawdzie, badania rdzeni z wiercenia mydzkiego nie stwierdziły wśród tufitów mydzkich żadnych wyraźniejszych (poza występującymi nielicznie żyłkami węglanu wapniowego) dowodów krążenia roztworów wodnych, byłbym skłonny przypuszczać, że wykazane wyżej wahania zawartości miedzi w tych skałach są głównie wynikiem większej lub mniejszej procentowej zawartości w nich miedzionośnego szkliwa. Wpływ wahań w procentowej zawartości miedzi w szkliwie na wyniki oznaczeń J. Wojciechowskiego jest również najzupełniej uzasadniony. W związku z tym powstaje przypuszczenie, że wiercenie w Wielkim Mydzu ominęło strefę wędrówki poprzez serię osadów tufitowych wód gorących, które, działając bezpośrednio pod pokrywą mydzkiego potoku bazaltowego, dały początek złożu mineralnemu, o którego składnikach będzie mowa niżej. Należy zauważyć, że wędrówka wód w strefie kontaktu potoku bazaltowego i jego tufitowego podłoża ułatwiona była dzięki silnemu spękaniu spągu pokrywy bazaltowej; powstałemu wskutek szybkiego stygnięcia jej dolnej części. Należałoby w dalszym ciągu brać pod uwagę możliwość odnalezienia dróg wędrówki tych wód, które były strefami powstawania złóż mineralnych.

Miedź, jakkolwiek obecna w tufitach w drobnych ilościach procentowych (przeciętnie 0,013%), ze względu na znaczną masę tych skał może wzbudzać również zainteresowanie i ze względów praktycznych. Zawartość Cu w 1 m³ tufitu, wynosząca przeciętnie 1/3 kg, daje na 1 m² powierzchni serii osadów tufitowych grubości 120 m — 40 kg. Byłaby to, teoretycznie, najwyższa granica koncentracji miedzi w obrębie pionowego słupa tufitów o podstawie 1 m² i wysokości 120 m, jeśli założymy, że cała zawartość obecnej w nim miedzi uległa wyługowaniu i osadzeniu w złożu powstałym w obrębie tego słupa. Podałem tu przeliczenie dla ogólnej orientacji. Wiemy jednak, że w rzeczywistości nie cała ilość zawartej w skale miedzi uległa wyługowaniu i nie cała mogłaby ulec późniejszej koncentracji. Z drugiej strony, zjawisko wylugowywania może

obejmować znaczniejsze przestrzenie w obrębie mas skalnych, a koncentracja występować może w miejscach szczególnie do tego uprzywilejowanych. Stąd wynika możliwość odnalezienia na obszarze występowania tufitów bazaltowych złóż miedzionośnych, zasługujących na większą lub mniejszą uwagę.

Oznaczenia J. Wojciechowskiego zawartości miedzi w tufitach z Hancewicz, Horyńgrodu, Majdanu Koźlińskiego, Świacia, Sierhiejówki i Perespy mają jedynie charakter orientacyjny. Pozwalają one sądzić, że wszystkie te skały powstały z osadów, których składnikiem istotnym były produkty pochodzące z ekstruzji bazaltowych.

Znaleziono ponadto w drobnych ilościach, w szczelinach bazaltowych lub w masie zmienionego bazaltu w Janowej Dolinie, inne minerały kruszcowe, jak *chalkopiryt*, *chalkozyn*, *bornit*, *piryt* i może *murkasyt* (37, 22, 25, 94), w tufitach w Hutwinie (poza miedzią rodzimą): *chalkopiryt*, *kupryt*, *piryt*, *antymonit*, *hematyt*, *magnetyt* oraz *azuryt* i *limonit*, w Majdanie Koźlińskim *piryt*, w Horyńgrodzie (poza miedzią rodzimą): *chalkozyn*, *hematyt* i *magnetyt*, w Aleksandrii: *chalkopiryt*, *piryt* i *baryt*, w Szubkowie: *chalkopiryt*, *chalkozyn*, *piryt*, *hematyt* i *magnetyt*, w Rudawce: *magnetyt*, w Stydyniu: *chalkopiryt*, *piryt*, *hematyt* i *magnetyt* (J. Wojciechowski, 94) oraz w Świaciu (zauważony makroskopowo)²¹ *piryt*, w Perespie *piryt*, *chalkopiryt* (?) i inne, których bliżej nie oznaczono.

O wyglądzie zewnętrznym i warunkach występowania tych minerałów wiemy co następuje. Minerały pochodzące z tufitów były wydobyte z rozkruszonego materiału skały metodą segregacji ziarn mineralnych, przy użyciu płuczki lub cieczy ciężkich (J. Wojciechowski). Ich rozmiary wynosiły ułamki milimetra, wobec czego rozpoznawane być mogły jedynie przy zastosowaniu silnych powiększeń. W przypadku chalkopirytytu zdołano stwierdzić, że tworzy on zwykle szczotkowate skupienia drobnych kryształków, osadzonych na ziarnach kwarcu; czasem spotykano konkreje, w których chalkopiryt zlepia ziarna kwarcowe (94). Piryty tworzy szczotki krystaliczne, skupienia o budowie promienistej lub stanowi spoiwo ziarn innych minerałów. Inne spośród wymienionych wyżej minerałów, wydzielonych z tufitów, obserwowano jedynie w postaci luźnych, czasami pięknie wykształconych kryształów. Nie mamy podstaw do orzeczeń, czy były to kryształy występujące w rozproszeniu jako „zawieszony” w masie skalnej, czy też związane były z konkrejami lub żyłkami mineralnymi. J. Wojciechowski zauważył tam postacie krystaliczne następujących wspomnianych tu minerałów²²: *chalkopiryt* (dwusfenoidy z Alek-

²¹ Wiadomość udzieloną mi przez dra J. Wojciechowskiego.

²² Cytuję na podstawie publikacji (94) oraz udzielonych mi przez dra J. Wojciechowskiego uprzejmie notatek.

sandrii); *chalkozyn* (tabliczki, przeważnie sześcioboczne, rzadziej o kształcie rombów, z Horyńgrodu, Szubkowa); *piryt* (ośmiościany, rzadziej sześciiany; rozpowszechniony); *antymonit* (o pokroju pręcików; Hutwin); *kupryt* (ośmiościany; Hutwin); *magnetyt* (silnie magnetyczny, w doskonale wykształconych ośmiościanach; rozpowszechniony). *Hematytu* wykształconego w dających się zauważyć kryształach nie obserwowano; występuje on w dużej ilości w tufitach w postaci zaokrąglonych skupień o zbitym przełamie. *Limonit* tworzy czerwone, połyskujące, nieforemne ziarna; *azuryt* — drobny okruch na kalcycie (Hutwin); *baryt* o pokroju tabliczkowym (Aleksandria).

Wśród spagowej części pokrywy bazaltów Janowej Doliny R. Krajewski (25) obserwował towarzyszący miedzi rodzimej *chalkozyn* „w żyłkach, stanowiących wypełnienie utajonej szałki szczeliny“ oraz „w samej masie skalnej“.

„W żyłkach miedź tworzy blaszki i nierzadko przerasta się z chalkozynem. W masie skalnej występuje w postaci oddzielnych ziarn, które często wdzierają się pomiędzy skałenie i pirokseny, a także w szczeliny ich spękań. Podobnie zachowuje się też chalkozyn, który w ogólności wykazuje skłonność do tworzenia soczewkowatych skupień tak w żyłkach, jak i poza nimi. *Bornit* stwierdzono dotychczas tylko w postaci b. cienkich nalotów na ściankach spękań. Towarzyszą mu tu również delikatne naloty chalkozynu i znacznie już grubsze, siarczku żelaza“ (l. c., s. 53-54).

Siarczek żelaza, według przypuszczenia R. Krajewskiego *markasyt* (?), jest bardziej rozpowszechniony i nie ogranicza się tylko do spagowej, spękanej i o zmierzonym wyglądzie części pokrywy bazaltowej.

Odrębną grupę tworzą minerały będące produktami procesów utleniania się i hydratacji w warunkach panujących w obrębie strefy wód gruntowych lub w jej bliskim sąsiedztwie. Do nich należą:

Kupryt, widoczny niekiedy jako cieniutka powłoka na bryłkach miedzi rodzimej, podścielająca malachit. J. Wojciechowski widział drobne ośmiościany kuprytu w tufitach z Hutwina.

Azuryt, obserwowany jako drobne krystalizacje na miedzi rodzimej lub rzadko spotykane wprysnięcia wśród utworów krzemionkowych (R. Krajewski).

Malachit tworzy powłoki na okazach miedzi rodzimej i towarzyszy występowaniu innych jej minerałów.

Na szczególną uwagę zasługiwać się zdaje notowany przez J. Wojciechowskiego (94) *magnetyt*. Zachodzi bowiem podejrzenie, że nie jest to *magnetyt*, lecz *maghemit*, będący polimorficzną postacią γ Fe_2O_3 , krystalizującą w układzie regularnym. *Maghemit* odznacza się silnym magnetyzmem. Szczególnie interesującym jest fakt sztucznego otrzymywania *maghemitu* z *lepidokrokitu* $\text{FeO}(\text{OH})$ w granicach temperatur 160°-180°C. W temperaturach wyższych, 400°-600°, *maghemit* przeobraża się w *hematyt*

(p. A. G. Betechtin, *Minierałogja* 1950, s. 466-7). W ten sposób wymienione tu minerały, znajdujące w różnych strefach kontaktów wulkanicznych, mogłyby służyć jako termometry geologiczne.

Wodorotlenki żelaza należą do najbardziej rozpowszechnionych składników złoża miedzi w Mydżku. Tamże, w próżniach po wypłukanych kryształach kalcytu, można często spotkać substancję ziemistą, pulchną, dającą się łatwo rozcierać w palcach, barwy czarno-brunatnej, lekką po wysuszeniu. W stężonym kwasie solnym substancja ta ulega rozkładowi, przy czym wywiązuje się obficie chlor. Stosując do niej porzuconą przez niektórych mineralogów nazwę *wadu* jako mieszaniny kilku składników, z których piroluzyt i psydomelan (zawierający bar) są składnikami głównymi. Dokładniejsze zbadanie tej substancji wymagałoby oznaczeń rentgenospektrograficznych, będących obecnie poza zakresem moich możliwości. Wobec charakteru niniejszej rozprawy, w której staram się podać możliwie pełny obraz naszej znajomości danego przedmiotu, przytaczam tu wyniki analizy chemicznej wadu mydżkiego, już raz publikowane (35).

T a b e l a 14

Rozbiór chemiczny wadu z Wielkiego Mydżka (anal. M. Karasiński, 1929)

		% wag.
SiO ₂	—	19,09
P ₂ O ₅	—	0,22
TiO ₂	—	0,05
Al ₂ O ₃	—	0,42
Fe ₂ O ₃	—	1,75
MnO ₂	—	54,94
CuO	—	3,76
BaO	—	1,58
CaO	—	3,97
MgO	—	0,41
K ₂ O	—	0,65
Na ₂ O	—	0,36
H ₂ O+105°	—	8,12
H ₂ O-105°	—	5,21

100,53.

S i SO₂ nie znaleziono

Znaczna zawartość SiO₂ pochodzi zapewne (przynajmniej w większej części) z obecności w badanej części substancji drobnych skupień kwarcowych. Wziąć należy pod uwagę, że proces wypierania kalcytu przez krzemionkę poprzedził proces wypełnienia miejsca po reszcie kalcytu wadem. Ze względu na wysoką zawartość MnO₂ i wody można przypuszczać, że w skład mydżkiego wadu wchodzi opisany niedawno przez Betechtiną *wernadyt* (MnO₂·H₂O).

MINERAŁY NIEKRUSZCOWE TOWARZYSZĄCE MIEDZI RODZIMEJ
WŚRÓD BAZALTÓW I ICH TUFITÓW

Warunki i charakter występowania miedzi rodzimej w Wielkim Mydźku i Janowej Dolinie (poza miedzią rodzimą wątpliwego pochodzenia wśród szkliwa, por. s. 555), jakkolwiek odmienne w szczegółach, mają wiele wspólnego. W obu miejscach miedź krystalizowała w spodniej, spękananej części potoku bazaltowego, który najwidoczniej tworzył mocną pokrywę olbrzymiego jakby autoklawu, która powstrzymywała od wydobywania się na powierzchnię ziemi prace ku górze gorące roztwory oraz pary i gazy. I tu i tam krystalizowały wspaniałe niekiedy okazy kalcytu, barytu i kwarcu. Podaję poniżej krótką charakterystykę tych minerałów.

Kalcyt krystalizował w próżniach wypłukanych uprzednio najwidoczniej przez wody gorące w popękanej spodniej części pokrywy bazaltowej zarówno w Mydźku jak i w Janowej Dolinie, w postaci dużych kryształów, sięgających niekiedy w osi z długości kilkunastu centymetrów, jak można wnosić z zachowanych fragmentów tych kryształów lub ich form negatywnych (35, 42). Stwierdzono w tych fragmentach obecność bliżej nie oznaczonych skalenoedrów, romboedr i dwa rodzaje słupów sześciobocznych (35, 25). Kryształy te powstały, jak już wspomniano wyżej, w fazie poprzedzającej krystalizację miedzi. Być może, że współcześnie z kalcytem krystalizował baryt, którego kryształy narastające bezpośrednio na ścianach szczelin bazaltowych tuż obok kryształów kalcytu obserwowano w Janowej Dolinie w r. 1935 R. Krajewski (25). Kryształy kalcytu uległy w znacznej części późniejszym procesom geochemicznym, wobec czego, jak wspomniano, mamy do czynienia jedynie z ich pozostałościami. Przede wszystkim zaznaczyło się wypieranie kalcytu przez krzemionkę, która przenikała w ich głąb wzdłuż szczelin łupliwości kalcytu. Przypuszczalnie proces zastępowania kalcytu przez kwarc odbywał się współcześnie z krystalizacją miedzi, o czym zdają się świadczyć drobne wprysnięcia malachitu i azurytu, widoczne wśród skupień kwarcowych, pochodzących z Janowej Doliny (42). Znacznie później musiało się odbywać wylugowywanie kalcytu, o czym świadczą znajdowane w Mydźku pseudomorfozy tlenków manganu po kalcyście. Obecnie złoża mydźkie, jak również spąg pokrywy bazaltowej w Janowej Dolinie znajdują się w obrębie środowiska wód przenikających z powierzchni ziemi, co ma również wpływ ujemny na stan zachowania pozostałych fragmentów wspaniałych ongiś kryształów kalcytu. Wykonany przez M. Karasińskiego rozbiór chemiczny kalcytu stwierdził zawartość CaO — 56,22%, CO₂ — 43,86%, pozostałość nierozpuszczalną w HCl — 0,04%, Fe₂O₃ i MgO — w śladach. BaO i SrO nie znaleziono.

Jeżeli idzie o genezę tych kalcytów, to nie ulega, jak sędzę, wątpliwości, że są one jednym z dowodów znanych procesów rozkładu bazaltów pod wpływem działalności wód gorących.

Baryt, występujący razem z kalcytem w złożu mydzkim i w Janowej Dolinie (jak wspomniano wyżej), zaliczany jest do faz krystalizacji w środowisku wód gorących, w granicach temperatur między 300° i 200° oraz niższych²³. Dobrze wykształconych kryształów tego minerału nie zauważono ani w Mydtku ani w Janowej Dolinie. Wśród tufitów Aleksandrii znaleziono drobne kryształy barytu o pokroju tabliczek (94). W Mydtku występuje on w postaci grubokrystalicznych skupień. Powierzchnie największych spośród takich „ziarn” krystalicznych, mierzone na płaszczyznach łupliwości, dochodziły do kilku cm² (39). R. Krajewski obserwował w Janowej Dolinie „płytki” barytu, poczynając od drobnych wzajemnie się przerastających do grubych (powyżej 1 cm) o powierzchni rzędu decymetra kwadratowego (25).

Rozbiór chemiczny barytu z Mydzka, wykonany przez M. Karasińskiego w 1931 r., dał wyniki następujące:

		% wag.
BaO	—	63,66
CaO	—	0,04
SrO	—	—
Fe ₂ O ₃	—	0,09
SO ₃	—	33,26
SiO ₂	—	3,04
H ₂ O—105°	—	0,03
		100,12

Obecność krzemionki w barycie daje się wytłumaczyć rozpoczynającym się w danym przypadku procesem wypierania siarczanu baru przez dwutlenek krzemu. R. Krajewski (25) wspomina o obserwowanych przez siebie w Janowej Dolinie „pustych negatywach” kryształów zarówno kalcytu jak i barytu, „zachowanych wśród utworów krzemionkowych”. „Ściany negatywów pobarytowych”, pisze ten badacz, „są zupełnie gładkie. W nielicznych tylko przypadkach krzemionka zaczęła stopniowo zalewać całą pustą przestrzeń po wyługowanym mineralu” (l. c.).

Wobec nieznaledzenia zwykłymi metodami analitycznymi śladów baru w bazaltach, pochodzenie barytu w złożu mydzkim wydało się zagadkowym (39). Dziś wiemy, że bar może występować w bazaltach i że właśnie może się on skupiać w roztworach końcowych faz hydrotermalnych²⁴.

²³ A. E. Fersman, *Pegmatity*, t. I, 1940, s. 138 i 267.

²⁴ E. S. Larsen (jr.), *Głos w dyskusji po referacie H. Eckermanna: „The distribution of barium in the alkaline rocks...”* podczas XVIII Międz. Zjazdu Geol. w Londynie w r. 1948.

Nasuwa się przypuszczenie, że migracja baru z wodami gorącymi i jego wydzielanie się w postaci siarczynu było współczesne wędrówce potasu i towarzyszyło zjawisku adularyzacji plagioklazów, o czym była mowa wyżej. Aby to zagadnienie wyświecić, należałoby poddać precyzyjnym badaniom analitycznym skałen potasowy zawarty w bazaltach odznaczających się świeżością, w celu sprawdzenia w nim obecności hyalofanu. Hyalofan zapewne bowiem stanowił źródło pochodzenia jonów barowych, które po rozbiciu drobiny hyalofanowej $n(\text{KAlSi}_3\text{O}_8) \cdot m(\text{BaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8)$ mogły w obecności jonów SO_4 tworzyć baryt. Interesującym byłoby również sprawdzenie, jak dalece wolne są od baru skałen potasowe, tworzące pseudomorfozy po plagioklazach w bazaltach hydrotermalnie przeobrażonych.

Kwarc, chalcedon, opal. — Minerale te były tylko przedmiotem spostrzeżeń przygodnych. Kwarc był obserwowany w złożu mydzkim albo w postaci druz o ładnie wykształconych kryształach, w zbitej masie ziarnistej, albo też w postaci skupień o wyglądzie gąbczastym, których próżnie wypełnione są częstokroć wadem. Ostatnio wymienione byłbym skłonny uważać za niepełne pseudomorfozy kwarcu po kalcyt, w których pozostała reszta kalcytu uległa zastąpieniu przez wad. Niektóre osobniki kwarcu z Mydzka posiadają odcień fioletowy (42).

W Janowej Dolinie R. Krajewski widział utwór, przypominający żyłę mineralną widoczną na przestrzeni „paru metrów“, szerokości do 30 cm, która przecinała prawie poziomo pionowe słupy bazaltu. Utwór ten wypełniała „przede wszystkim krzemionka pod różnymi postaciami, ponadto kalcyt i baryt, jak o tym świadczą szczupłe resztki tych dwu minerałów oraz bardzo wyraźne, przeważnie puste negatywy ich dawnych postaci...“ (25, s. 54). I tu podobnie jak w Mydżku, obserwowano przenikanie krzemionki w głąb kryształów kalcytu wzdłuż szczelin jego lupliwości (40).

Chalcedon jest minerałem często spotykanym wśród bazaltów. Był notowany zarówno w Berestowcu, gdzie występuje w szparach między słupami bazaltu (St. Pfaffius), jak w Mydżku i Janowej Dolinie. W Mydżku i Janowej Dolinie (poza szarym lub szaro-zielonym chalcedonem, występującym niekiedy w szparach ciosowych) obserwowałem ciemne, prawie czarne, lekko przeświecające masy drobnoziarniste, które występują w postaci żył lub też wypełniają wnętrza żył jako jej utwór najmłodszy. W Mydżku znalazłem fragment takiego przypominającego żyłę utworu, w którym widać było na przekroju powierzchni kryształu kalcytu ciekłą warstewkę malachitu i szczelnie do niej przylegającą ową ciemną masę krzemionkową. W żyłach kilkucentymetrowej, złożonej z takiej samej masy krzemionkowej, obserwowałem w Janowej Dolinie drobne wprysnięcia.

malachitu. W celu lepszego zaznajomienia się z tymi interesującymi utworami wykonano ich rozbiory chemiczne.

Tabela 15

Rozbiory chemiczne utworów chlorytowo-chalcedonowych (analityk M. Karasiński)

	Mydzk	Janowa Dolina
	% wag.	% wag.
SiO ₂	84,71	89,77
TiO ₂	0,07	0,17
Al ₂ O ₃	2,69	1,88
Fe ₂ O ₃	} 3,88	1,97
FeO		1,60
MnO	ca 0,10	—
MgO	3,37	1,45
CaO	0,77	0,53
Na ₂ O	0,24	nie oznaczone
K ₂ O	0,37	" "
P ₂ O ₅	0,04	ślady
H ₂ O +105°	2,47	1,82
H ₂ O —105°	1,60	0,68
Cu	ślady	ślady
	100,31	99,87

W preparatach mikroskopowych, wśród przezroczystej i drobnoziarnistej, słabo reagującej między nikelami skrzyżowanymi masy ciasta skalnego, odnajdujemy kłaczkowate skupienia barwy zielono-szarej. Można przypuszczać, że jest to chloryt, któremu należy zawdzięczać obecność w składzie chemicznym tych utworów: glinki, tlenków żelaza i magnezu oraz wody. Wynik rozbiórów wskazuje, że przynajmniej większej ilości substancji opalowej w utworach tych nie ma.

W obrębie odsłonięcia bazaltu w kamieniołomie Janowej Doliny, które nasuwało przypuszczenie obecności tam komina wulkanicznego (p. s. 502), znaleziono wkładki skały barwy szaro-brunatnej, o przełomie matowym i wyglądzie bardzo drobnoziarnistego pelitu. O warunkach występowania tego utworu nie mam bliższych informacji. Wyniki rozbiórów chemicznych tej skały wskazują, że jej składnikiem jest głównie SiO₂. Różnica wyników tego rozbiórów z podanymi wyżej wynikami rozbiórów utworów chlorytowo-chalcedonowych polega głównie na niewielkim wzroście zawartości SiO₂, całkowitym ubytku FeO oraz zmniejszeniu się zawartości MgO i CaO. Można więc przypuszczać, że mamy tu do czynienia z produktem wietrzenia utworu chalcedonowo-chlorytowego, typu jaki opisano wyżej.

T a b e l a 16

Rozbiór chemiczny utworu chlorytowo-chalcedonowego uległego wietrzeniu (?)
(analitik M. Karasiński)

		% wag.
SiO ₂	—	91,26
TiO ₂	—	0,12
Al ₂ O ₃	—	2,83
Fe ₂ O ₃	—	2,02
FeO	—	—
MnO	—	—
MgO	—	0,21
CaO	—	0,16
Na ₂ O	—	0,12
K ₂ O	—	0,95
P ₂ O ₅	—	ślady
H ₂ O+	—	1,37
H ₂ O—	—	0,85
		99,89

Drobne nerkowate skupienia krzemionki o wyglądzie *opalu* obserwowaliśmy wśród złoży mydzkiego. Opal, jak wspomniałem wyżej, tworzy miejscami spoiwo tufitów.

Prof. St. J. Thugutt (84), opisując widoczne w szlifie mikroskopowym z Mydzka między bazaltem i ziarnami kwarcu sferolity, złożone z igiełek o dodatnim znaku optycznym i słabej dwójłomności, skłonny jest uważać je za *kwarcyn*.

Podane wyżej obserwacje pozwalają ustalić, że krzemionka zaczęła krystalizować, czy to w postaci kwarcu, czy chalcedonu i może kwarcynu, po utworzeniu się kryształów kalcytu i barytu, oraz że krystalizacja krzemionki odbywała się współcześnie z krystalizacją miedzi i pó niej.

Dzeolity, janit. — Wśród bazaltów Mydzka i Hutwina, a także w bazalcie ze Świacia (notatki J. Wojciechowskiego) zauważono dzeolity barwy różowej w postaciach słupkowych ułożonych niekiedy wachlarzowato. W szlifach mikroskopowych, przecinających pęcherze pogazowe wypełnione późniejszymi krystalizacjami, obserwować można igiełkowate utwory przypominające dzeolity. Minerale te nie były przedmiotem badań o charakterze monograficznym. Jeden ze znalezionych okazów, który zwrócił uwagę swym szczególnym wyglądem, został zbadany przez prof. St. J. Thugutta. Okazało się, że mamy tu do czynienia z rzadkim dzeolitem, pokrewnym mordenitom — tzw. *ptylolitem*, o wzorze $2(R_2O \cdot RO) \cdot (Al_2O_3 \cdot 10 SiO_2) \cdot 13 H_2O$. O warunkach jego krystalizacji, a w szczególności o temperaturze, w której może powstawać, nic dotychczas nie wiemy. Prof. Thugutt przypuszcza, iż jest produktem rozkładu labradoru, przy czym

jednak zaznacza, że źródło potasu zawartego w ilości 5,32% (przy Na₂O — 0,74% i CaO — 2,46%) jest niewiadome (84).

W bazalcie Janowej Doliny prof. Thugutt odnalazł w r. 1932 minerał występujący w drobnych igielkowatych lub blaszkowatych kryształach barwy czerwonej, kruchy, który nazwał *janitem*. Skład chemiczny janitu (83) jest następujący:

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Suma
49,67	7,58	15,67	0,85	3,25	3,33	1,46	0,92	16,57	99,30

Geneza janitu pozostaje dotychczas niewyjaśnioną.

Nasuwa się interesujące pytanie: czy proces powstawania dzeolitów pozostaje w jakimś związku z procesem krystalizacji miedzi rodzimej? W swoim czasie traktowano proces tworzenia się złóż miedzi rodzimej w Lake Superior jako szczególny przypadek zjawiska dzeolityzacji skał zasadowych (Vogt i inni). Niestety, na postawione wyżej pytanie dać odpowiedzi w obecnym stanie nie mogę.

Delessyt, będący żelazistą odmianą *peninu* i występujący w pęcherzach pogazowych, był opisany wyżej (s. 521).

Seladonit, uważany dziś również za minerał hydrotermalny, występuje w warunkach odmiennych niż *delessyt*. Wypełnia on bowiem miejscami szpary ciosowe między słupami bazaltów w postaci zielonej masy, złożonej z drobnitkich ziarn blaszkowo-włóknistych. W masie tej M. Kamiński wyróżnił dwie odmiany składników odmienne barwą; jedne, odznaczające się silnym pleochroizmem i z barwami: intensywnie niebiesko-zieloną i bladą żółto-zieloną, i drugie — bezbarwne lub żółtawe, o słabym pleochroizmie. Obie te odmiany przerastają się ze sobą. Mieszanka obu tych odmian została zanalizowana przez M. Kamińskiego (19).

Seladonit z Berestowca (skład chemiczny mieszaniny dwóch stwierdzonych optycznie odmian) (analitik M. Kamiński, 19)

		% wag.	l. mol.
SiO ₂	—	52,58	876
TiO ₂	—	0,15	2
Al ₂ O ₃	—	6,77	66
Fe ₂ O ₃	—	20,07	125
FeO	—	3,33	48
MnO	—	ślad	—
MgO	—	6,22	158
CaO	—	0,91	18
Na ₂ O	—	0,05	1
K ₂ O	—	3,33	35
P ₂ O ₅	—	ślad	—
H ₂ O	—	6,75	375

Wspomnieć mi jeszcze wypada na końcu tego rozdziału o fakcie zaobserwowania pod lupą binokularną w tufitach z Hutwina, wśród drobnych próżni między ziarnami popiołów wulkanicznych, maleńkich, przezroczystych sześcianów o wyglądzie *halitu*. Występowanie *halitu* wśród serii tufitowej wiąże się ściśle z ostatnią fazą działalności powulkanicznej na tym terenie, której świadkami znanymi współcześnie są źródła mineralne. Krystalizacje soli kamiennej bywały obserwowane w okresach letnich suszy przy naturalnych wyciekach źródła mineralnego pod Hutą Stepańską w obrębie uroczyska „Słone Błoto”.

Sumując wyniki dotyczące przeobrażeń hydrotermalnych, których dowody obserwowaliśmy wśród bazaltów wołyńskich oraz ich tufitów, można przedstawić w tabeli 17 próbny schemat kolejności wydzielania się minerałów utworzonych na drodze hydrotermalnej.

Zjawiska powstawania znalezionego w tufitach turmalinu (94), magnetytu (?), ptylolitu, kwarcynu (?), seladonitu, a także janytu wypada mi wyłączyć z tego schematu, gdyż nie rozporządzam obserwacjami, które by pozwalały ustalić kolejność ich powstawania w związku z kolejnością tworzenia się minerałów pozostałych. Wydaje się wysoce prawdopodobne, że powstawanie adularu w pseudomorfozach po plagioklazie i towarzyszące mu zjawiska rozpoczęły cykl zjawisk hydrotermalnych, które później objęły krystalizację miedzi rodzimej.

W celach orientacyjnych podaję w tabeli temperaturę 200°C jako tę, w pobliżu której krystalizowała w eksperymentach syntetycznych J. Morozewicza miedź na podłożu kalcytowym. Część minerałów, wymienionych w dolnej części tabeli, utworzyła się zapewne w środowisku wód zaledwie ciepłych, lub w zwykłych temperaturach panujących w pobliżu powierzchni ziemi.

T a b e l a 17

Schemat kolejności wydzielania się minerałów utworzonych na drodze hydrotermalnej (Minerały podane w spisie w kolejności spadku przypuszczalnej temperatury ich powstawania)

Adular	Chalkopiryt
Baryt	Chalkozyn
Kalcyt	Antymonit
Kwarc	Piryt
Delessyt	Kupryt
Miedź rodzima (temperatura około 200°C)	Azuryt
Hematyt	Malachit
Chalcedon	Wad.

ZRÓDŁA MINERALNE W STREFIE WYSTĘPOWANIA BAZALTÓW

Jak już wspomniałem, wiercenie wykonane pod Hutą Stepańską było powodem powstania samoczynnego źródła mineralnego, które dało początek uzdrowisku. Woda mineralna pochodzi tu z poziomów ponad potężnym utworem dolerytowym, występującym tam w głębi ok. 57,7 m.

T a b e l a 18

Rozbiór chemiczny wody mineralnej, pochodzącej z otworu wiertniczego wykonanego w uroczysku „Słone Błoto“ pod Hutą Stepańską (analityk W. Jacek)

Pozostałość po odparowaniu 1 litra wody, wysuszona w temperaturze 105°C, wynosi 2,9944 g, przy temperaturze 185°C — 2,9104 g. Woda początkowo czysta mętnieje po pewnym czasie, co pozostaje w związku z rozkładem zawartego w niej kwaśnego węglanu żelaza.

Wyniki rozbioru:

SiO ₂ i inne składniki nierozpuszczalne w HCl	— 0,0152 g
Fe ₂ O ₃ (Al ₂ O ₃) + 3H ₂ O	— 0,0176 „
Ca ^{..}	— 0,1807 „
Mg ^{..}	— 0,0248 „
Na [.]	— 0,8751 „
Cl [']	— 1,5512 „
SO ₄ ^{..}	— 0,0247 „
CO ₃ ^{..}	— 0,2100 „ ²⁵
<hr/>	
Nadto znaleziono ślady NH ₃ i NO ₂ ['] .	— 2,8993 g

Rozbiór powyżej podany wykonano w r. 1929. W cztery lata później (w r. 1933) M. Karasiński wykonał kilka oznaczeń kontrolnych w suchej pozostałości po odparowaniu 1 litra wody mineralnej z Huty Stepańskiej. Pozostałość ta, po wysuszeniu w temperaturze 105°C, wynosiła 3,4120 g. Po ogrzaniu do 180°C obniżyła się ona do 2,9930 g. W ilości tej znaleziono: NaCl — 2,1225 g, CaO — 0,3785 g, MgO — 0,0377 g, SO₃ — 0,0200 g.

Poniżej przytaczam dla porównania wyniki rozbioru wody, pochodzącej ze studni przy b. tartaku Zusmana w Ostrogu, który zawdzięczam uprzejmości wymienionego obywatela. Rozbiór wykonała w r. 1912 Miejska Stacja Sanitarna w Kijowie.

Woda wzięta do analizy była mętnawa na skutek wydzielania się z niej wodorotlenku żelaza. Reakcja słabo alkaliczna. Smak słony. Z jednego litra wody przefiltrowanej, po jej odparowaniu, uzyskano osad w ilości 2.3288 g (przy 110°C).

²⁵ Zawartość pierwotna węglanów była niewątpliwie większa: znaczna bowiem stosunkowo ilość CO₂ ulegała na skutek samorzutnego rozkładu kwaśnych węglanów oraz podczas odparowywania.

Zawartość osadu: CaO — 0,1908 g, MgO — 0,0770 g, Fe₂O₃ + Al₂O₃ — 0,0008 g, SiO₂ — 0,0096 g, Cl — 0,9400 g, SO₃ — 0,3154 g, N₂O₅ — ślady, NH₃ — 0,0033 g. Oznaczenia Na₂O, jak również CO₂, nie znalazłem w uzyskanym odpisie wyników analizy.

W komunikacie J. Samsonowicza ogłoszonym w r. 1938 (72, s. 32) znajdujemy cenną wiadomość o nieznanym skądinąd źródle mineralnym w okolicy Aleksandrii. Wiadomość tę przytaczam *in extenso*: „Z wiercenia w Sierhiejówce otrzymano samowypływem wodę wyraźnie *solankową*; według naalazy, wykonanej w Pracowni Chemicznej P. Instytutu Geol., zawiera ona ponad 5 g/l. NaCl (5 gramów w litrze soli kuchennej)“. Można przypuszczać, że woda mineralna z Sierhiejówki zawierała i inne składniki.

Z porównania przytoczonych wyżej rozbiórów wynika, że woda ze studni w Ostrogu jest zmineralizowana w mniejszym stopniu, aniżeli woda z Huty Stepańskiej, co pochodzić może stąd, że do studni przedostały się wody zaskórne; podobnie wskazuje na to obecność w wodzie amoniaku. Nadto zwraca uwagę stosunkowo większa zawartość w wodzie z Ostroga siarczanów i większa w niej ilość magnezu. Wypada wszakże zauważyć, że wynik tego porównania może mieć charakter jedynie bardzo ogólnikowy ze względu na odmienny rodzaj branych pod uwagę analiz. W każdym razie wolno wypowiedzieć wniosek, że *źródła mineralne w Hucie Stepańskiej i Ostrogu charakterem chemicznym są do siebie zbliżone*.

W kierunku SE poza Ostrogiem znajdujemy źródła mineralne w Szepietówce, lecz o ich składzie nie udało mi się uzyskać żadnych informacji.

Należy zwrócić uwagę, że kierunek strefy występowania źródeł mineralnych (NNW-SSE) jest na ogół zgodny z kierunkiem strefy rozmieszczenia punktów występowania bazaltów w dorzeczu Horynia między Dołgim Polem pod Policą i okolicami Aleksandrii. Związek przeto źródeł mineralnych z bazaltami wydaje się bardzo prawdopodobny. W ten sposób scharakteryzowane wyżej *źródła mineralne można traktować jako ostatnią fazę przejawów wulkanizmu na przedpolu masywu krystalicznego*.

UDZIAŁ BAZALTÓW I ICH TUFITÓW W BUDOWIE GEOLOGICZNEJ OBSZARU

Gdyby usunąć powstałe od czasu zalewu cenomańskiego różne osady górnej kredy, trzeciorzędu i plejstocenu, które, wypełniwszy doliny, zrównały teren, odsłoniłoby się w dorzeczu Horynia między Aleksandrią a Dołgim Polem (pod Policą) pasmo wzgórz o bardzo charakterystycznych kształtach i budowie, biegnące na przestrzeni około 65 km w kierunku SSE-NNW. Ujrzelibyśmy wtedy płaskie wierzchołki pokryte płatami bazaltu spoczywającymi na czerwonych, niespokojnie warstwowanych osadach psammitowo-pelitowych z wkładkami materiału grubszego. Gdzie

miąższość pokrywy bazaltowej była większa (do 20 m jak w Janowej Dolinie lub Berestowcu), odsłonięta płyta bazaltowa na wierzchołku góry okazałaby wspaniałą kolumnadę słupów ciosowych. U podstawy zboczy wzgórz (stromych w wyniku łatwego rozmywania osadów będących w spągu bazaltów) odsłoniłyby się rumosze kamieniste, powstałe z osuwających się z wierzchołka brył. Tam, gdzie czapy bazaltowe uległy zniszczeniu, widoczne by było wzgórze kształtu kopulastego lub stożkowego, ulegające szybkiemu rozmywaniu (tak być mogło np. w okolicy Świacia i Sierhiejówki).

W niektórych miejscowościach (pn.-wschodnia część obszaru w pobliżu Huty Stepańskiej, Werbcza i in.) rozmywanie owych wzgórz doprowadziło do odsłonięcia w ich podstawie na dużej powierzchni bazaltu gruboziarnistego — dolerytu. W miejscach gdzie były kratery, przez które wylewała się lava i wybuchały gazy, kształt wierzchołków wzgórz, pokrytych płaskimi taflami bazaltu (typowe „góry stołowe”), musiał być odmienny.

Fakty obrazujące budowę geologiczną serii bazaltowej (mam tu na myśli zarówno bazalty jak i tufity) można przedstawić w zarysie ogólnym na podstawie znanych mi materiałów jak następuje:

Między Hutą Stepańską, Jesionkiem, Werbczem, Perespą i Ostrówką bazalt wysledzony wierceniami na przestrzeni około 30 km² (75) występuje w postaci potężnej płyty o znacznej grubości. W dwóch miejscach, gdzie została przebita, miąższość jej wynosiła 20,61 m (Perespa) i 20,64 m (Ostrówka). Powierzchnia tej płyty, ukrytej pod płaszczem osadów górnej kredy i młodszych w głębokości od 6 m (Jesionek) do 57,7 m (Huta Stepańska), obniża się w kierunku SW z upadem około 6‰. Zdradza ona ślady rozmywania, które, według J. Samsonowicza, nastąpiło przed cenomanem. W spągu bazaltu (dolerytu) odwiercono piaskowce arkozowe z obfitym pyłem kaolinowym oraz piaskowce różowe i szare. Jedne i drugie przecięte są przez żyły magmatyczne o strukturze gruboziarnistej lub porfirowej, barwy zielonej, wiśniowej i brunatnej. Według J. Samsonowicza, mogą to być apofizy magmy dolerytowej, co wydaje mi się prawdopodobne (por. s. 553). Wobec tego, że podobny do upadu powierzchni płyty dolerytowej upad mają i skały osadowe Nadhorynia, badacz ten przypuszcza, że magma wdzierала się między ich warstwy i w ten sposób skłonny jest tłumaczyć (75) genezę płyty jako wielkiej żyły pokładowej (silu).

Jeśli idzie o najbardziej ku północy wysunięte odsłonięcia bazaltu pod Dołgim Polem, nie rozporządzamy stamtąd wynikami głębszych wierceń. Odsłonięte tam zostały jedynie szczątki niegrubej pokrywy bazaltowej, które przykrywają zachowaną pod nimi przed rozmyciem serię osadów tufitowych. Znalezienie okruchów lawy gąbczastej dowodzi, że mamy

tam do czynienia z wylewami lawy na powierzchnię ziemi lub na dno morza. W przekrojach wkopów stwierdzono, że potok bazaltowy okolic Dołgiego Pola pochyla się ku SW i w tym kierunku grubieje. Jak sądzi J. Samsonowicz (75), był to zapewne kierunek jego spływu. Gdyby istotnie tak było, byłoby to dowodem, że pochylenie terenu było starsze aniżeli wylew bazaltu.

Kilka niegłębokich wierceń wykonanych w okolicy Mutwicy jak również odsłonięcia w niewielkich tamtejszych kamieniołomach dowodzą, że mamy tam do czynienia z dwoma potokami lawy bazaltowej. Potok górny do 5 m miąższości utworzony jest z bazaltu drobnoziarnistego, obfitującego w szkliwo, niekiedy z żyłkami kalcytowo-chlorytowych, miejscami silnie zwietrzałego. Potok dolny, w głąb którego do 19 m sięgnęło jedno z wierceń (75) nie dochodząc do spągu, składa się z dwóch części: górnej, którą tworzy lava barwy wiśniowej, brunatnej lub zielonej z pęcherzami pogazowymi i szkliwem, i dolnej, w której na górze obficie występuje szkliwo oraz skupienia lub żyłki kalcytu, chlorytu i dzeolitów (?), ku dołowi zaś struktura skały staje się ziarnista i przybiera wygląd świeży oraz barwę czarną. Na podstawie opublikowanych opisów wierceń można wnioskować, że przeobrażenia bazaltu sięgnęły tu do głębokości około 5,5 m od zachowanej powierzchni potoku lawy. Między tymi dwoma potokami w dwóch wierceniach oraz w jednej odkrywce stwierdzono obecność tufów lub tufitów (35, 75). Przy rozbudowie kamieniołomu odsłonięto w tufitach mutwickich wkładki wapieni ze skamieniałościami, o czym będzie mowa w rozdziale następnym.

Odsłonięcie w Mydzku oraz wyniki wykonanego w jego obrębie wiercenia dowiodły, że mamy tam do czynienia z cienką pokrywą bazaltową, pod którą spoczywa mająca około 118 m miąższości seria osadów tufitowych, w której spągu odwiercono słabo scementowane piaskowce arkozowe. Pokrywa bazaltowa ma tu łagodny upad ku WSW (35).

Odkrywki i płytkie wiercenia w Hutwinie wskazują, że profil tutaj poznany odpowiada górnej części profilu mydzkiego.

W jedynych miejscach eksploatacji bazaltu na dużą skalę, tj. w Janowej Dolinie i Berestowcu, mamy do czynienia z grubymi czapami bazaltowymi, odznaczającymi się wspaniałą podzielnością słupową, osadzonymi zaś na podstawie tufitowej. Jak wskazały odsłonięcia kamieniołomów w Janowej Dolinie, pokrywa bazaltowa jednego poziomu nie tworzy. Czy zaznaczyły tu swoją obecność uskoki, którymi pokrywa została podzielona (co wydaje się prawdopodobnym), czy nierówności te przypisać należy innym przyczynom, nie można obecnie decydować z powodu braku dostatecznych materiałów faktycznych.

O budowie tej pokrywy, jej dwoistości i prawdopodobnej obecności na jej terenie kominów wulkanicznych, wspomniałem wyżej. Tutaj pragnąłbym jeszcze poświęcić nieco uwagi jej utworom stropowym.

W obrębie jednego z kamieniołomów berestowieckich odsłonięty był bardzo piękny profil osadu wapiennego typu rafy obfitującej w skamieniałości, a zwłaszcza we fragmenty skorup mięczaków. W wapieniu tkwiły większe i mniejsze buły bazaltu wietrzącego skorupowo. A. Mazurek skłonny był do uznania wieku tego osadu za dolno-cenomański (47). Powierzchnia stropu pokrywy bazaltowej ma w niektórych miejscach zrównania abrazyjne. Leży na niej albo osad wapienia kredowego, albo też piasku. Widoczny w opuszczonym przed laty kilkudziesięciu kamieniołomie nad Horyniem (przy Janowej Dolinie) wapień kredowy, wieku według A. Mazurka (l. c.) środkowego turonu, będący w bezpośrednim styku z bazaltem, jest bardziej zbity i twardy, aniżeli wapień leżący wyżej. Obecność tego wapienia zbitego w kontakcie z bazaltem była przyczyną wypowiedzanych opinii (51, 28), że bazalt zastygł tu pod płaszczem kredowym powodując jego zmiany w kontakcie. Pozostają z tym w sprzeczności fakty wyraźnej transgresji osadu kredowego na bazalcie. Geneza owej warstwy twardego, zbitego wapienia w styku z bazaltem nie jest więc jasna. Przeobrażenie się osadu wapiennego pod wpływem magmy bazaltowej byłoby możliwe tylko w tym przypadku, gdyby pod ciśnieniem nadległych osadów nastąpiło w głębi ziemi wtórne rozgrzanie masy bazaltu wskutek nowej intruzji magmy bazaltowej w bliskim sąsiedztwie. Występuje wprawdzie w obrębie tego kamieniołomu inna szklista odmiana bazaltu, ale brak wyraźnych danych o jej udziale w budowie całego utworu bazaltowego i stosunku do odmiany głównej. Zjawiskiem wtórnego rozgrzania tłumacząc „osiadanie“ słupów bazaltowych i faliste wygięcia ich ścian. Jak dalece można by wiązać ze sobą zjawisko wtórnego rozgrzania z wpływem na skały otaczające? Na to odpowiedzi dać dziś nie potrafie.

Ostatnią rozpoznaną grupę występowania bazaltów stanowi utwór określony przez J. Samsonowicza zrazu jako pokrywa lawy (74), a później jako lakkolit w Świaciu i Sierhiejówce w okolicach Aleksandrii nad Horyniem. Utwory te stwierdzono najpierw metodami geofizycznymi (75). Wiercenie wykonane w Świaciu sięgnęło do bazaltu na głębokości od 42,7 m do 85,7 m przenikając największą spośród stwierdzonych dotychczas w nadhoryńskiej strefie bazaltowej jego miąższość 43 m. W Sierhiejówce bazalt ukazał się w głębokości 47,25 m, a przewiercony został do głębokości 85,75 m (miąższość 38,5 m).

W stropie utworu bazaltowego można tam stwierdzić łupki ilaste szare, miejscami z obfitym biotytem; z wkładkami piaszczystymi i ławica-

mi. piaskowca arkozowego, u dołu — wkładki barwy brązowej, czerwonej i fioletowej wyraźnie tufogeniczne z otoczkami lawy gąbczastej. Miąższość tej serii osadów znajdujących się pod osadami plejstocenijskimi w głębi 11,2 m i 20,4 m wynosi 31,5-26,9 m (75).

W spągu bazaltów występują tufity wapniste, pelitowe i psammitowe barwy zielonej, brązowej, fioletowej, wiśniowej i ceglastej. W Świaciu przewiercono w nich 39,1 m (do głębokości 124,8 m), a w Sierhiejówce 49,5 m (do głębokości 135,25 m) nie sięgając do spągu.

Jak widzimy, osady w stropie bazaltów różnią się od osadów w spągu. Pierwsze wykazują raczej obecność produktów rozmywania w postaci otoczek lawy gąbczastej, niesłusznie, jak starałem się wyżej wykazać, uważanej za trachit, a będącej zmienionym bazaltem. Wobec przytoczonych wyżej (p. s. 506, 542) obserwacji, nie mogę przyjąć, że, zgodnie z drugą wypowiedzią w tej sprawie J. Samsonowicza, mamy tu do czynienia z lakkolitem (74, 75). Przyjmując istnienie lakkolitu należałoby nadto spodziewać się dowodów przeobrażeń kontaktowych w skale osadowej i w samym bazalcie, które niewątpliwie powinnyby się znaleźć wobec długotrwałego zastygania tak potężnej masy bazaltu, a których nie ma. Tekstura gąbczasta części stropowej utworu bazaltowego, obecność obfitego szkliska w masie bazaltu, jak również obecność w stropie osadów zlepionych, zawierających okruchy zmienionej lawy bazaltowej, wskazują, że mamy tu do czynienia z wylewem bazaltowym, jak to wyraził J. Samsonowicz w pierwszej opublikowanej w tej sprawie notatce (74).

Osady będące w stropie bazaltów w Świaciu i Sierhiejówce, złożone z produktów rozmywania utworów bazaltowych i tufów oraz składników przytransportowanych z masywu krystalicznego, tworzą, zdaniem moim, normalny stratygraficzny strop pokrywy bazaltowej, odwierconej w Świaciu i Sierhiejówce.

Najbardziej wysuniętą ku SE miejscowością, gdzie rozpoznano skały mające związek z nadhoryńską strefą eruptywów, jest Ostróg. W pobliżu miasta, przy tzw. Źródle Tatarskim, istnieje odkrywka skał o cechach tufitów. Jest to ważna odkrywka, jako jedyna na powierzchni, która pozwalałaby przestudiować dokładnie stosunek tych osadów do skał, uważanych za paleozoiczne, i poddać rewizji opinie wypowiedziane dotychczas w sprawie ich wieku i udziału w budowie geologicznej Wołynia. Skały te, jak wiadomo, są nieme pod względem paleontologicznym.

Rzuciwszy okiem na cały obszar nadhoryńskiej strefy wulkanicznej odnosimy wrażenie, iż znajduje się on na przestrzeni, gdzie, według posiadanych materiałów geologicznych, powinien wynurzać się na powierzchnię ziemi na całej szerokości tej strefy kompleks warstw ordowickich, zapadających łagodnie ku W lub SW (75, 79).

Z. Sujkowski uważa, iż „serie wulkaniczne wklinowują się w serie osadowe ordowickie lub dolno-ordowickie”²⁶. Inny pogląd reprezentuje w swej pracy z r. 1939 J. Samsonowicz. Wyraża on przypuszczenie, że cała seria skał wulkanicznych wraz z tufitami została ułożona znacznie później, gdyż dopiero w dolnym permie, na podłożu staropaleozoicznym. Jakkolwiek badacz ten przynależności bazaltów i skał im towarzyszących do kompleksu utworów ordowickich nie uznaje za niemożliwą, skłania się jednak do koncepcji, że stanowią one całość odrębną w budowie geologicznej przedpola masywu krystalicznego. Argument, który skłonił J. Samsonowicza do zajęcia takiego stanowiska, wyrażony został przez niego w sposób następujący:

„Bazalty wraz ze swym fundamentem tufitowym wznoszą się ponad otaczającym terenem staropaleozoicznym w postaci wyraźnego pasma. Jeśli przyjąć, że były one pogrzebane jedynie pod kredą i trzeciorzędem, to łatwiej zrozumieć, że spod tej powłoki mogły być przez erozję wypreparowane w dzisiejszej formie. Wypreparowanie tak wybitnej morfologicznie strefy bazaltowej spod całego paleozoiku poordowickiego jest trudniejsze do pomyślenia“ (75, s. 41).

Nie rozporządzamy materiałem faktycznym, który by pozwolił stwierdzić w profilach wklinowywanie się serii bazaltowej w kompleks ordowicki lub porównać upady warstw skał niewątpliwie staropaleozoicznych z upadami warstw serii tufitowej. Nie posiadamy również danych stwierdzających, że szerokość strefy bazaltowo-tufitowej z całą pewnością nie wykracza poza granice pasa występowania skał ordowickich. Jak więc widzimy, brak dotychczas dostatecznie ugruntowanych na zbadanych w terenie profilach geologicznych wniosków, które by pozwalały zdecydować, czy seria wulkaniczna, o której mowa, jest składnikiem budowy geologicznej ordowiku, czy też należy do odrębnej całości stratygraficznej i tektonicznej.

Należy zwrócić uwagę na rzucający się w oczy związek rozmieszczenia strefy bazaltowej z kierunkiem strefy kliważy i spękań, obserwowanych zarówno wśród skał w obrębie masywu krystalicznego, jak również na jego zachodnim przedpolu. Związek miejsc występowania bazaltów, a także kierunek rozmieszczenia źródeł mineralnych z głównym kierunkiem spękań, sprasowań i kliważy, jest uderzający. Wspomniana wyżej (s. 496) żyła bazaltowa pod Hubkowem, odsłaniająca się w odległości ok. 5 km od dzisiejszej zachodniej krawędzi masywu wśród łupków krystalicznych masywu w urwistym brzegu Śluczy, przebiega mniej więcej w tym samym kierunku. Tworzący ją bazalt drobnoziarnisty przy kon-

²⁶ Według tego badacza odwiercone w Bocianówce, wśród skał gotlandu, tufity należą do późniejszej fazy działalności wulkanicznej, aniżeli bazalty i towarzyszące im tufity.

takcie z łupkami przechodzi w szkliwo, co wskazuje, że zastyganie przebiegało bardzo szybko, a więc w pobliżu powierzchni ziemi. Wypada zauważyć, że w strefie kłiważy i spękań, gdzie przebiegają drogi intruzji bazaltowej, nie dostrzegamy śladów uplastycznienia skał, wśród których powstała. Nie mają one charakteru dróg przenikania magmy w większych głębiach Sialu, wśród „korzeni tektonicznych“ potężnego masywu górskiego, na którym, jak dowodzi J. Samsonowicz, miały istnieć w okresie permskim lodowce (71). Spękania, o których mowa, następowały w materiale sztywnym i kruchym, a więc w strefie powierzchniowej, i bazalt w zyle pod Hübkiem wdarł się w jedno z takich spękań, najwidoczniej w czasie, kiedy zrównanie masywu krystalicznego było stosunkowo już bardzo zbliżone do stanu dzisiejszego.

O tym, że drogi intruzji bazaltów prowadziły nie wzdłuż warstw płyty staropaleozoicznej zapadającej ku SW, lecz wprost z głębi ziemi w strefie występowania szczątków pokryw bazaltowych i tufitów, zdaje się świadczyć wykrycie metodami geomagnetycznymi w okolicach Aleksandrii (w głębokości rzędu 400-500 m) skupień mas skalnych magmatycznych, zasadowych. Jest wysoce prawdopodobne, że utwory bazaltowe typu lakkolitowego utworzone zostały wskutek powstawania zluźnień między warstwami skał osadowych, podczas trwania nacisków tektonicznych bocznych w dobie intruzji magmy bazaltowej (15, 75).

Mówiliśmy o udziale bazaltów i towarzyszących im tufitów (jako pewnej całości) w budowie geologicznej obszaru. Nie widzę żadnych argumentów sprzecznych z tezą, że mamy tu istotnie kompleks skał, który stanowi zarówno pod względem petrograficznym jak i genetycznym odrębny od innych składnik budowy przedpola Masywu Wołyńsko-Ukraińskiego.

Jak się przedstawia budowa geologiczna tego kompleksu skał wulkanicznych? Czy już posiadamy dość materiałów faktycznych, aby odpowiedzieć na to pytanie?

Profil idealny kompleksu skał pochodzenia wulkanicznego dorzecza Horynia, odtworzony na podstawie uzyskanych dotychczas wyników wiercenia w Mutwicy, wykazuje dwie pokrywy bazaltowe, przedzielone osadami, w których uczestniczą składniki tufogeniczne. Spostrzeżenia dokonane w obrębie kamieniołomu Janowej Doliny nasuwają przypuszczenie, że istniały tam dwa wylewy lawy, które były sobie bliskie w czasie. Okruchy bazaltowe zmienione w warunkach hydrotermalnych (a wśród nich spory fragment słupa bazaltowego), znalezione wśród tufitów pod pokrywą bazaltową w Janowej Dolinie i Berestowcu, świadczą, że istniał tam w pobliżu starszy od eksploatowanych potok lawy, z którego te materiały pochodzą. W ten sposób mamy podstawę aby twierdzić, że były dwa głów-

ne wylewy bazaltów, przy czym młodszy mógł składać się z dwóch ekstruzji, zakończonych wybuchem gazów (krater, p. s. 502).

Zestawiając ze sobą wyniki wierceń można by mniemać, że dolny potok w Mutwicy, nieznaną bliżej potok z Janowej Doliny i Berestowca (z którego pochodzą okruchy bazaltów przeobrażonych) oraz być może potoki ze Świacia i Sierhiejiówki, a także utwór dolerytowy Huty Stepańskiej należą do jednego wylewu (starszego). Górny potok z Mutwicy odpowiadałby jednej z faz młodszego wylewu z Janowej Doliny. Wniosek ten jednak nie odpowiadałby opinii i przypuszczeniu A. Mazurka, że bazalt z Janowej Doliny i Berestowca pokryty jest osadami transgresji dolno-cenomańskiej, a górny potok w Mutwicy przykrywa osady turonu (przyjmując, że osady te tworzą normalną wkładkę stratygraficzną, czemu sprzeciwia się J. Samsonowicz). Trudno się wypowiedzieć co do przynależności szczątków pokryw z okolic Policy, Hutwina i Mydzka. Ich wygląd petrograficzny (zwłaszcza Policy i Hutwina) bardziej odpowiada górnemu potokowi z Mutwicy.

W szeregu miejscowości pokrywy bazaltowe podestane są osadami tufitów, co świadczy, że wylewy lawy były poprzedzone potężnymi wybuchami popiołów wulkanicznych. Wiercenia w Perespie i Ostrówce, które przebiły „płytę dolerytową“ (75, s. 16), napotkały w jej spagu piaskowce arkozowe i barwne łupki. Obecność składników tufogenicznych w tych skałach nie była stwierdzona (l. c.).

W świetle zestawionych tutaj wyników dotychczasowych obserwacji skłaniam się do poglądu, że zespół bazaltowo-tufitowy tworzy całość tektoniczną (a może część takiej całości) odrębną, która nie należy pod względem stratygraficznym do kompleksu skał staropaleozoicznych. Całość ta jest młodszego wieku i przykrywa utwory staropaleozoiczne w sposób w zasadzie niezgodny, wypełniając istniejące na ich powierzchni zagłębienia. O naturze tych zagłębień trudno dziś mówić. Wydaje się jednak prawdopodobnym, że wzdłuż krawędzi morfologicznej masywu krystalicznego istniała tendencja do tworzenia się w czasie faz kontynentalnych rowów natury erozyjnej.

ZAGADNIENIE WIEKU WULKANIZMU NA PRZEDPOLU ZACHODNIM MASYWU WOŁYŃSKO-UKRAIŃSKIEGO

Wypowiedziane dotychczas opinie o wieku bazaltów w dorzeczu Horynia obrazuje załączona poniżej tabela 19 (na tabl. II). Z tabeli tej wynika, że na razie możemy stwierdzić bezspornie jedynie fakt zachowania się w Janowej Dolinie, Berestowcu, Mydzku i kilku innych miejscowościach dowodów transgresji przypuszczalnie dolno-cenomańskiej na utworach bazaltowych. Jest to bardzo cenne stwierdzenie, ustalające górną granicę

Tabela 19

Przeгляд tabelaryczny opinii wypowiedzianych w sprawie wieku bazaltów wołyńskich

Nazwisko autora	Data wypowiedzi	Odsyłacz do spisu literatury	Treść opinii oraz rodzaj argumentów	U w a g i.
Tyszeckij A. K.	1862	9	wiek przedtrzciorzędowy — obecność kredy w stropie utworu bazaltowego	Podano na podstawie pracy 5
Karpinskij A.	1873	2	wiek przedkredowy (j. w.)	" " "
Pfaffius St.	1886	5	wiek przedtrzciorzędowy — „bezpośrednie ich zetknięcie z kredą wskazywać może, że powstały one w samym początku epoki kredowej“ (l. c., s. 37)	
Siemiradzki J.	1891	6, 7	wiek dolno-kredowy — obecność osadów kredy górnej w stropie i analogia do paleobazaltów z Krymu a także do cieszynitów karpaccich wieku przypuszczalnie dolno-kredowego, wygląd względnie świeży	
Morozewicz J.	1922	51	wiek młodszy niż osadów kredowych, będących w stropie i wykazujących znamiona przeobrażeń kontaktowych	
Małkowski St.	1923	27	wiek bazaltów z Janowej Doliny i Berestowca młodszy niż osadów kredowych będących w stropie — interpretacja wzajemnego stosunku bazaltu i osadów kredowych	Interpretacja okazała się błędna (autor zmienił zdanie zgromadziwszy nowe fakty)
	1926	28		
Kamieński M.	1927	18	wiek starszy od osadów kredowych, będących w stropie — dowody transgresji osadów kredowych na bazalcie	
Małkowski St.	1928	29	wiek bazaltów Berestowca, Janowej Doliny, Mydzka starszy od pokrywających je skał wapienno-kredowych — znalezienie dowodów transgresji w postaci zlepieńców	
	1930	31		
Mazurek A.	1929	47	wiek bazaltów Berestowca starszy niż alb — tymczasowe wyniki oznaczeń paleontologicznych	Autor zmienił później zdanie
Mazurek A.	1931	48	wiek zlepieńców transgredujących na bazaltach najprawdopodobniej dolno-cenomański — argumenty paleontologiczne oparte na statystyce okazów; brak form przewodnich	
Kamieński M.	1932	20	wiek dolno-cenomański — obecność wśród tufitów podścielających bazalty konkrecji fosforytowych, uznanych za enklawy wulkaniczne	
Małkowski St.	1933	38	wiek górnego potoku bazaltu w Mutwicy młodszy od płata wapienia kredowego z fauną, stanowiącego wkładkę wśród tufitów występujących między potokiem lawy górnym i dolnym	A. Mazurek wyraził przypuszczenie, że wkładka wapienia jest wieku turońskiego (wg 38). J. Samsonowicz wypowiedział pogląd, że ta wkładka wapienia kredowego stanowiła późniejsze wypełnienie szczeliny
Samsonowicz J.	1934	64	przypuszczenie, że wiek bazaltów i towarzyszących im tufitów jest dolno-permski	
	1935	65	lub karboński oparte na rozważaniach ogólnych i przyjęciu analogii do przejawów wulkanizmu we wschodniej części Masywu Wołyńsko-Ukraińskiego	
	1936	66		
	1937	71		
	1939	75		
Sujkowski Zb.	1939	79	wiek ordowicki — „W rzucie poziomym widać, iż serie wulkaniczne wklonowują się w serie osadowe ordowickie lub dolno-ordowickie“ (79, s. 24)	
	1945	81		

wieku niektórych przynajmniej wylewów bazaltowych. Istnieją pewne fakty, które wskazują, że mogły być również wylewy bazaltowe późniejsze. To jednak jest dotychczas kwestią sporną.

Dowodów ustalających bezspornie i choćby w przybliżeniu dolną granicę możliwego wieku bazaltów nadhoryńskich nie mamy. Jak widzimy z tabeli, istnieje pogląd przypisujący tym skałom wiek staropaleozoiczny. Wypada zauważyć, że jeśli byśmy przyjęli wiek ordowicki jako dolną granicę wieku bazaltów nadhoryńskich (tzw. warstwy ostrogskie, w których sąsiedztwie występuje seria bazaltowa, zaliczane są do dolnego ordowiku), wówczas dystans czasu między granicą dolną i górną wieku bazaltów wyniósłby około 300 milionów lat, co nawet w skali dziejów Ziemi jest okresem czasu niezmiernie długim, obejmującym szereg wielkich wydarzeń geologicznych, a w ich liczbie — dwa całe potężne cykle orogeniczne i pierwsze fazy trzeciego. W ten sposób, pomijawszy cykle prekambryjskie, istniałaby możliwość wiązania wulkanizmu nadhoryńskiego ze wszystkimi cyklami górotwórczymi, kształtującymi budowę geologiczną Europy, i możliwość ta była wyzyskiwana, jak zobaczymy niżej, w całej pełni.

Z. Sujkowski lokuje eruptywy nadhoryńskie w poziomach dolnego ordowiku, J. Samsonowicz w jednym z tych poziomów umieszcza łupki tufogeniczne. W ten sposób eruptywy te są wiązane z cyklem kaledońskim. W hipotezie J. Samsonowicza, że bazalty oraz „tufity trachitowe“ i „trachity“ występują w permie dolnym lub karbonie, mamy reprezentowaną hipotetyczną możliwość wiązania tych eruptywów z cyklem waryscyjskim (hercyńskim). Trzecią możliwość związania ich z pierwszymi fazami cyklu alpejskiego pozwolę sobie przedstawić niżej po krótkim rozpatrzeniu pewnych obserwowanych faktów o charakterze dowodów spornych lub niepewnych.

1. Przede wszystkim zaznaczyć należy, że wiek dolno-cenomański zlepieńca spoczywającego na bazaltach nie był określony z całą pewnością. Co do tego, że jest to osad cenomański, A. Mazurek nie miał wątpliwości zaznaczając przy tym jedynie prawdopodobieństwo, że pochodzi on z dolnych części tego piętra.

2. Wiek turoński wkładki wapiennej między potokami bazaltu w Mutwicy był podany przez A. Mazurka również w charakterze przypuszczenia. Brak dowodów paleontologicznych nie pozwolił jednak na jego ugruntowanie.

3. Jak wspominałem na str. 575, wkładka wapienna stwierdzona przeze mnie w kamieniołomie mutwickim wśród warstwy tufitów i wymienioną wyżej w p. 2 została przez J. Samsonowicza uznana za szczelinę wypełnioną później osadem kredowym. Autor ten wyraził przy tym pogląd, że

„do tufitów nie należy zlepniec (czy brekcja) spomiędzy potoków bazaltowych w Mutwicy, zawierający okruchy bazaltów i czerwonych psammitów oraz wkładki czerwonych, przenikniętych żyłami kalcytu psammitów, a to dla tej prostej przyczyny, że według mego przedstawienia są to wypełnienia szczelin w bazalcie“ (por. 75, s. 39).

Na s. 20 tej pracy wymieniony autor podaje profile wykonanych przez siebie wierceń w Mutwicy, z których jedno przebiło metrowej miąższości „tufit pelitowy brunatny z zielonymi plamami“. Trzy inne wiercenia wykonane tamże wspólnie, których wyniki podano w tejże pracy, nie napotkały wkładki tufitu między potokami bazaltu. J. Samsonowicz pisze o tym jak następuje:

„Otwory 2-gi i 3-ci stwierdziły, podobnie jak otwory 1-szy i 4-y, istnienie dwu potoków bazaltowych, przedzielonych bądź lawą czerwoną (otwór 3), bądź tufitami (otwór 2). Żaden z tych utworów brekcji wapiennej nie napotkał. Należy więc uznać jako fakt ustalony, że brekcja ta nie tworzy warstwy pod górnym potokiem bazaltowym, lecz że wypełnia szczelinę w skałach wylewnych“ (l. c., s. 20).

Nasuwa się pytanie, czy w przypadku, gdyby nie wykonano jednego ze wspomnianych wyżej wierceń w Mutwicy, a mianowicie otworu Nr 2, lub, co łatwo mogło się być wydarzyć, gdyby otwór wykonany w innym miejscu, podobnie jak trzy inne, nie natrafił na tufit między potokami bazaltu, czy wówczas można by „uznać jako fakt ustalony, że tufity napotymane między obydwojma potokami bazaltu nie tworzą między nimi warstwy, lecz wypełniają szczelinę w skałach wylewnych“? Jak mi się wydaje, odpowiedź twierdząca nie byłaby tu właściwa. A może piąte lub dziesiąte z rzędu wiercenie, wykonane w pobliżu kamieniołomu w Mutwicy, gdzie stwierdziłem w stropie potoku lawy gąbczastej warstwę osadu tufitowego z wkładką wapienną, trafiłoby na coś podobnego? Trudno by było, jak sądzę, wyłączyć prawdopodobieństwo, że tak być jednak mogło. Trudno mi również zgodzić się z tym, że w jednym przypadku uważać mamy, stwierdzając obecność warstwy tufitowej, że stanowi ona poziom stratygraficzny, w innym zaś, że wraz z wapieniem wypełnia szczelinę w bazalcie.

J. Samsonowicz notuje (75, s. 16), że „doleryt w Ostrówce jest od góry mocno zwietrzały i strzaskany, szczeliny sięgają do 6 m od jego stropu i są wypełnione kredą“. Czy nie było tego samego w Mutwicy? W górnym potoku mutwickim notowane były żyłki kalcytowe w bazalcie; szczelin wypełnionych kredą nie widział w nim żaden z geologów. Dla właściciela kamieniołomu i robotników zajętych przy eksploatacji odkrywki wkładka wapienia przykrywającego skałę gąbczastą była nieznaną przedtem osobliwością. Ja odwiedziłem kamieniołom w czasie, kiedy poziomo ułożona wkładka wapienia wśród tufitów (o wyglądzie psammitowym) widoczna była w odsłonięciu na dnie kamieniołomu na przestrzeni

około 9 m². Notując profil odsłonięcia (34, s. 883) nie miałem wątpliwości, że mam do czynienia z wkładką skał osadowych, oddzielającą dwa potoki bazaltu. Następujące potem stwierdzenie w rdzeniach wiercenia (ofiaryowanych przez właściciela kamieniołomu) poziomu tufitowego harmonizowało z odkryciem poprzednim. Brak w tym wierceniu wkładki wapienia był tylko, w moim zrozumieniu, dowodem, że osad ten miał charakter ściśle lokalny.

Profil mutwicki miałby w sporze o wiek bazaltów nadhoryńskich znaczenie decydujące tylko w tym przypadku, gdyby mógł podlegać badaniom kontrolnym jako dokument o znaczeniu podstawowym. Jak wiele dokumentów naukowych, i on uległ zagładzie, zanim inny, poza mną, geolog mógł go obejrzeć. Mimo to, że radbym był poprzednie swoje spostrzeżenia i wnioski na nich oparte poddać rewizji i krytyce na podstawie innego obiektu o charakterze analogicznym, nie było to, niestety, możliwe. Nie mogę jednak przyjąć tłumaczenia prof. J. Samsonowicza, że wkładka wapienna z psammitem wypełniała poziomą szczelinę pomiędzy potokami bazaltowymi, zdala od jakiejś krawędzi geomorfologicznej czy brzegu ulegającego abrazji, gdyż nie wyobrażam sobie sposobu, w jaki owa szczelina miała by powstać i później wypełnić się osadami.

J. Samsonowicz w innym miejscu cytowanej pracy (s. 38) wraca jeszcze do tego tematu dając następujący wyraz swemu pogładowi:

„O tym, że — według mnie — zlepianiec ten wypełnia szczelinę, już mówiłem; materiał wapienny z fauną musi pochodzić z góry. Czy w taki, czy też inny sposób należy tłumaczyć wkładkę wapnistą w Długim Polu, nie wiem; wśród tufitów są warstwy bardzo mocno wapniste“.

Droga pracy naukowej jest drogą w Nieznane. Nie należy więc a priori wyłączać możliwości wyjaśnienia spornej interpretacji w sposób nieoczekiwany, jakkolwiek wydawać by się to mogło dzisiejszym interpretatorom zgoła nieprawdopodobnym.

4. Pogląd M. Kamińskiego, że bazalty nadhoryńskie są wieku dolno-cenomańskiego, gdyż w otoczkach skały wylewnej z tufitów podbazaltowych w Berestowcu znaleziono konkracje fosforytowe, uznane przez tegoż autora za cenomańskie, spotkał się z krytyką J. Samsonowicza (75, s. 38), który twierdzi, że konkracje wspomniane nie mogą pochodzić z cenomanu, leżącego w strzępach nad bazaltami. „A może są to fosforyty ordowickie“, zapytuje J. Samsonowicz. Wypada zauważyć, że przypuszczenie zawarte w tym zapytaniu mogłoby się okazać słusznym jedynie po przyjęciu koncepcji, że w budowie geologicznej terenu bazalty wraz z towarzyszącą im serią osadów tworzą odrębną całość tektoniczną (p. wyżej s. 578). Przypuszczenie to jest natomiast trudne do przyjęcia dla zwolenników poglądu o ordowickim wieku bazaltów, gdyż warstwy z fosforytami,

zarówno według J. Samsonowicza jak i Z. Sujkowskiego, znajdują się w stropie serii ostrogskiej, w której obrębie miałyby następować wylewy lawy.

5. Sądzę, że do kategorii dowodów niepewnych zaliczyć należy stwierdzenie Z. Sujkowskiego, że „w rzucie poziomym widać, iż serie wulkaniczne wklinowują się w serie osadowe ordowickie lub dolno-ordowickie“ (81). Sprawie tej poświęciłem uwagi podane wyżej na s. 578. Tu tutaj ograniczę się do wyrażenia poglądu, iż zbyt mało mamy obserwacji terenowych, aby mieć pewność, że wklinowanie się serii bazaltowych i tuffitowych w kompleks warstw ordowickich nie jest tylko pozorne. Jakkolwiek w swej ogłoszonej w poprzednim tomie *Acta Geologica Polonica* pracy (76) J. Samsonowicz podaje na „Mapce paleozoiku Wołynia i Podola“ obszar zajęty przez bazalty i tufity w obramieniu osadów ordowickich, trudno ulec sugestii tej mapy. Najwidoczniej bowiem wyraża ona raczej ogólną, w szczegółach nie sprecyzowaną myśl autora o budowie geologicznej tej części Wołynia, nie zaś obraz rzeczywistej sytuacji w terenie. Inaczej zresztą w obecnym stanie badań być nie może. Świadczą o tym liczne białe plamy mapy, stwierdzające brak dostatecznej znajomości terenu. Ponadto zbyt może mało jest uzasadnione ryczałtowe wliczanie do ordowiku niemych pod względem paleontologicznym kompleksów skalnych.

6. J. Samsonowicz skłonny jest wiązać wołyńskie eruptywy z diastrofizmem późno-paleozoicznym — karbońsko-permskim (l. c., s. 41) w przekonaniu, że stanowią one analogię do przejawów wulkanizmu we wschodniej części Masywu Wołyńsko-Ukraińskiego, a zwłaszcza w jego części przyległej do Zagłębia Donieckiego, podobnie jak i w samym Zagłębiu. W przeciwieństwie jednak do Zagłębia Donieckiego, gdzie orogeneza karbońska wyraziła się w sfałdowaniach w obrębie karbonu i części masywu krystalicznego, na zachodnim przedpolu Masywu widoczne są jedynie przedcenozańskie sprasowania i strzaskania o kierunku NW, którym J. Samsonowicz przypisuje wiek późno-paleozoiczny. Te „strzaskania skorupy ziemskiej były na tyle intensywne i głębokie, iż doprowadziły do erupcji wulkanicznych“ (l. c., s. 41). Godząc się najzupełniej na wyrażoną w podanej cytacie ideę związku wspomnianych spękań i strzaskania z wylewami bazaltów, nie widzę argumentów przemawiających za przypisywaniem wieku paleozoicznego tym dyslokacjom.

W ten sposób wyczerpałem ogólne informacje o dowodach wysuwanych dotychczas w publikacjach na poparcie takich czy innych poglądów na wiek bazaltów nadhoryńskich.

A teraz parę uwag własnych, opartych na materiale podanym w pracy niniejszej, który ma znaczenie dowodowe.

1° Stan zachowania bazaltów w ogóle, a w szczególności stan zachowania szkliwa w bazaltach oraz w niektórych poziomach ich tufitów, przemawia na korzyść młodszego ich wieku. W związku z tym właśnie sądzę, że permio-karboński wiek tych skał, a tym bardziej wiek ordowicki, nie jest wcale prawdopodobny. (Obszerniejsze rozważania na ten temat podałem na s. 548).

2° Istnienie źródeł mineralnych (nasyconych dwutlenkiem węgla) w strefie występowania bazaltów, które należy uważać za ostatni akt przejawów działalności wulkanicznej na tym terenie, jest trudne do pogodzenia z poglądem o paleozoicznym wieku tamtejszych erupcji wulkanicznych.

3° Intruzje i ekstruzje magmy bazaltowej związane były (s. 499, 578-9) z dyslokacjami w obrębie kratogenu prekambryjskiego, sięgającymi do wielkich jego głębokości i nadającym mu cechy budowy zrębowej. Wydaje się uzasadnionym przypuszczenie, że dyslokacje dysjunktywne tego typu powstawały na przedpołu północno-wschodnim rodzącego się łańcucha Karpat pod wpływem naporów tektonicznych, idących od strony południowego zachodu w pierwszych fazach orogenezy alpejskiej.

4° Żyła bazaltowa odnaleziona na terenie południowo-zachodniego naroża Masywu Wołyńsko-Ukraińskiego (p. s. 578), w obrębie strefy spękań i kłiważy wspomnianego wyżej typu, wykazuje cechy szybko zastygłej (szkliwo w łupinie żyły). Wskazuje to na proces stygnięcia w pobliżu powierzchni ziemi, nie zaś w jej głębi, co odbywać by się musiało w przypadku tworzenia się żyły w fundamencie potężnego górotworu, który miał tu istnieć w końcu ery paleozoicznej (J. Samsonowicz).

Z dokonanego tu krytycznego przeglądu różnego rodzaju spostrzeżeń o charakterze materiału dowodowego w sprawie ustalenia wieku wylewów bazaltów nadhoryńskich wynika teza o ich związku z najwcześniejszą fazą ruchów górotwórczych cyklu alpejskiego. Myśl o wpływie powstającego górotworu Karpat na strukturę ich północnego przedpola sugerował Edward Suess (*Antlitz der Erde*, I Abt., s. 239). Badaczem, który skłonny był przypisywać bazaltom nadhoryńskim wiek dolno-kredowy, był Józef Siemiradzki (7, s. 23-4). Oparł on swoją opinię na charakterze kontaktu bazaltów z kredą górną, na świeżym wyglądzie tych skał (wyłączając możliwość ich starszego wieku), wreszcie na analogiach z tzw. paleobazaltami Krymu i cieszynitami karpackimi. Myśl o dolno-kredowym wieku bazaltów wołyńskich wypowiedział przedtem St. Pfaffius (5).

ZAKOŃCZENIE I WNIOSKI OGÓLNE

Jak widać z treści niniejszej rozprawy, poza przeglądem stanu naszej wiedzy o przejawach zjawisk wulkanizmu na obszarze między Masywem Wołyńsko-Ukraińskim i Wałem Kujawsko-Pomorskim, podano tu mate-

riał naukowy dotyczący ważniejszych, współcześnie aktualnych w zakresie nauk o Ziemi zagadnień.

Zagadnienie pierwsze wiąże się z samym ujęciem tematu, wyrażonym w tytule, w którym wymieniono obok siebie nazwy dwóch odrębnych całości tektonicznych (masywu krystalicznego i antyklinorium utworzonego z kompleksu warstw skał osadowych) oraz przejawy wulkanizmu. Jest to zatem zagadnienie dotyczące współzależności między zjawiskami tektonicznymi i zjawiskami wulkanizmu.

Zagadnienie drugie dotyczy przeobrażeń skał bazaltowych — a więc według dzisiejszych pojęć, materiałów Simy, które przeniknęły w obręb Siału, — przeobrażeń o charakterze metasomatycznym, dla których najstosowniejszą wydaje się być nazwa „sializacji skał Simy“.

Krótkimi rozważaniami ogólnymi na temat tych dwóch zagadnień pragnąłbym zakończyć rozprawę.

Terytorium objęte zakresem pracy niniejszej wchodzi w obręb strefy oddziaływań naporów tektonicznych, idących od południowego zachodu, na sżywną masę cokołu prekambryjskiego, który ukazuje się naszym oczom na powierzchni dopiero za Horyniem. Ślady tych oddziaływań w postaci spękań, sprasowań i kliważy stwierdzamy wśród skał masywu krystalicznego oraz na jego przedpolu. Sądzić by należało, że im bardziej będziemy się posuwali ku SW, a więc — ku krawędzi całego cokołu, tym ślady te będą coraz większe i wyraźniejsze. Wskutek jednak tego, że powierzchnia cokołu krystalicznego oraz skał pokrywających go ukryta jest głęboko pod płaszczem osadów górnej kredy i młodszych, mało dziś o nich wiemy. I to jednak, co wiemy, daje obraz godny naszej uwagi.

Przede wszystkim zanotować należy, że w epoce kredowej terytorium interesujące nas nie było ustabilizowane tektonicznie. W związku z tym pozostają zapewne dwie transgresje morskie w obrębie kredy górnej (w cenomanie i turonie), stwierdzone na wołyńskim przedpolu masywu krystalicznego. Badania petrograficzne Z. Sujkowskiego wskazują, na podstawie materiałów z wierceń w Brześciu n/Bugiem, w Maniewiczach i w Hucie Stepańskiej, że „na północnym Wołyniu i części Polesia zaszedł jakiś epizod w czasie trwania morza górno-kredowego, który zaznaczył się dowozem grubego materiału z ładu“ (77, s. 535). Czy ten „epizod“ był zjawiskiem odosobnionym, czy też był ogniwem rozpoczętego przedtem cyklu? W tejże pracy o petrografii kredy Polski Z. Sujkowski, opisując bardzo interesujący osad mułów dolomitowych z czarnymi krzemieniami, odwiercony w Lublinie w poziomie między bononem i albem, wspomina o związanym z tym osadem „jakimś nieznanym dotychczas epizodzie, jaki zaszedł na ziemiach polskich między albem i kimerydem, o jakiejś mor-

skiej transgresji w czasie, który na ogół uchodzi za regresyjny“ (l. c., s. 543). Jeżeli idzie o genezę mułów dolomitowych, to, według Sujkowskiego, nie są one osadem pierwotnym, którym w tym przypadku mógł być „wapień lekko ilasty“. O naturze iltów, stanowiących domieszkę w owym wapieniu, nie posiadamy informacji. Byłoby wskazane sprawdzić, czy nie zachowała się gdzieś warstwa mułów dolomitowych w fazie niezakończzonego procesu dolomityzacji.

Cechy petrograficzne zlepieńca podstawowego, obecnego w stropie wymienionych wyżej mułów dolomitowych a związanego z transgresją przypuszczalnie wieku albskiego, wskazują, że transgresja ta była nagła (77). Pogłębianie się morza następowało bardzo szybko. Z. Sujkowski dowodzi, że utworzone ponad tym zlepieńcem osady kredy, wieku przypuszczalnie od albu do danu, potężnej, bo wynoszącej około 850 m miąższości (l. c., s. 589), były osadami głębokiego morza. Powołując się na stwierdzone przez siebie w wierceniach lubelskich charakter osadów górnej jury „typowo i skrajnie płytkowodnej“ oraz na brak w obszarze lubelskim „wyraźnych tendencji do ponownego zapadania się“ w okresach późniejszych, znanych w szeregu innych niecek („aire d'ennoyage“), Z. Sujkowski wypowiada twierdzenie, że „raz w ciągu dziejów Ziemi, dostępnych naszemu badaniu, Lubelskie stało się na tym obszarze głębokim rowem“ oceanicznym. I dalej: „Tak osobliwe zjawisko, wgniatające głęboko raz jeden powierzchnię skorupy ziemskiej, musi posiadać swoje specjalne przyczyny. Nasuwa się myśl, iż początek zapadania się rowu lubelskiego odpowiada wielkiej fazie górotwórczej alpejskiej...“ (l. c., s. 604).

Od obszaru lubelskiego posuńmy się dalej w kierunku zachodnim ku krawędzi ukrytej w dużej głębokości masy prekambryjskiej. Wł. Pożaryski, w pracy poświęconej zagadnieniu podłoża mezozoicznego Kujaw, która ukazała się niedawno (55), stwierdza, że już „w malmie miało miejsce stopniowe wgniatanie dna niecki łódzkiej i wynoszenie ku górze obszaru antyklinalnego Wału Kujawskiego²⁷ na skutek ciśnienia z południowego zachodu Masywu Sudecko-Sląskiego, partego z kolei przez powstający górotwór alpejski. Przy nacisku, prócz głębszego podłoża, uległa deformacjom również pokrywa mezozoiczna“ (l. c., s. 40).

Z podanych cytat wynika, że liczba dowodów stwierdzających działanie naporów tektonicznych na interesującą nas strefę brzeżną cokołu prekambryjskiego wzrasta i obraz tych działań poczyną się już wyłaniać w zarysie najbardziej ogólnym. Dodać należy, że ruchy tektoniczne na tym obszarze przejawiały się bodaj najsilniej na pograniczu jury i kredy (55).

²⁷ Będącego południowo-wschodnią częścią Wału Pomorsko-Kujawskiego.

Równoległe do krawędzi cokołu krystalicznego kompleksy warstw skał osadowych ulegają sfałdowaniu tworząc Wał Pomorsko-Kujawski, łączący się ku SE z mezozoicznym obramieniem Gór Świętokrzyskich.

Należy przewidywać, że, wskutek opisanych wyżej zaburzeń tektonicznych, budowa strefy brzeżnej cokołu krystalicznego ulegającego tym wpływom przybierała charakter zrębowy. Rowy tektoniczne i zręby, wydłużone w kierunku prostopadłym do kierunku nacisku od południowego zachodu, są zapewne charakterystyczne dla tektoniki tego obszaru. Rowy te są prawdopodobnie ograniczone w swej rozciągłości liniami dyslokacji, przystosowanych do biegu panujących kierunków tektonicznych w budowie masywu prekambryjskiego (skomplikowanych późniejszymi dyslokacjami, wywołanymi orogenezą kaledońską i warwscyjską). Wspomniany wyżej „epizod“ utworzenia się rowu oceanicznego w końcu dolnej lub początku górnej kredy, stwierdzonego na obszarze Lubelszczyzny, mógł być wynikiem powstania zapadliska tektonicznego w obrębie sztywnych mas istniejącego w nieznannej głębokości cokołu krystalicznego.

Dalej ku wschodowi, gdzie spod płaszcza osadów transgresji ceno-mańskiej odsłaniają się skały starsze, i jeszcze dalej, w obrębie Masywu Wołyńsko-Ukraińskiego, stwierdzamy strefy spekań i dyslokacji dysjunktywnych, powstałych wśród sztywnych mas skalnych. O spekaniach tych i dyslokacjach, o ich związku z budową geologiczną obszaru, jak również o ich udziale w wylewach bazaltów jako dróg komunikacyjnych lawy, sięgających aż do głębin Simy, była mowa wyżej.

Z podanego wyżej w najgrubszych konturach obrazu przebiegu zjawisk tektonicznych w obrębie strefy brzeżnej cokołu krystalicznego, stanowiącego dalekie przedpole ruchów górotwórczych cyklu alpejskiego, wynikałoby, że w pierwszych fazach tych ruchów, wskutek głęboko sięgających strzaskań w obrębie kratogenu prekambryjskiego, nastąpiły wylewy magmy bazaltowej na powierzchnię Ziemi.

Wylewy bazaltów nadhoryńskich nie stanowiłyby szczególnej osobliwości ze względu na swą sytuację geologiczną w stosunku do stref fałdowań i nasunięć w obrębie orogenu, z którego powstaniem są związane genetycznie. Oto np. ólbrzymie, przypuszczalnie wieku kredowego, wylewy bazaltów Dekanu znajdują się w obrębie kratogenu prekambryjskiego Indii, na przedpołu Himalajów.

Znany schemat H. Stillego, obrazujący w najogólniejszych zarysach tektonikę Europy, uwidoczni szczególnie wyraziście, jak formujące się struktury Paleo-, Mezo- i Neo-Europy opierały się na wspomnianej wyżej krawędzi cokołu krystalicznego prekambryjskiego, nazwanego przez autora schematu Fenosarmacją (a który, jak mi się zdaje, mógłby przez analogię do innych obszarów być nazywany Pra-Europą). Jak można wno-

się z obrazu skupienia się stref brzeżnych wszystkich czterech wymienionych tu jednostek strukturalnych Europy na interesującym nas w tej pracy terenie²⁸, część strefy brzeżnej Pra-Europy, między jej krawędzią południowo-zachodnią i wynurzającym się na wschodzie Masywem Wołyńsko-Ukraińskim; niejednokrotnie ulegała naporowi sił górotwórczych. Nieraz istnieć więc mogły odpowiednie warunki, aby głębokie strzaskania w obrębie strefy brzeżnej prastarego cokołu, charakteryzujące zwłaszcza pierwsze (wstępne) fazy cykli orogenicznych, doprowadzały do wylewów lawy bazaltowej. Takie wylewy law zasadowych na przedpolach orogénów mogły być związane, w zasadzie, zarówno z cyklem kaledońskim i waryscyjskim, jak i alpejskim.

Materiały, którymi dziś rozporządzamy, przemawiają w moim przekonaniu za wnioskiem, że wylewy bazaltów nadhoryńskich związane były z jedną spośród najwcześniejszych a zarazem najpotężniejszych w swoim napięciu na Ziemi faz cyklu alpejskiego: młodo-kimeryjską lub austrydzką²⁹.

Dowody stwierdzające przebieg zjawiska granityzacji skał osadowych są często przedmiotem badań i rozważań w toczącym się od lat szeregu sporze o pochodzenie granitu. Skały utworzone z materiałów Simy, zastygłe jako intruzje w obrębie Sialu, lub na jego powierzchni, jako wylewne pokrywy, ulegają w głębiach wierzchniej łupiny ziemskiej, w temperaturach zapewne znacznie niższych, niż 1000°C, przeobrażeniom metasomatycznym. Wzbogacając się w alkalia i krzemionkę a ubożąc w pierwiastki dwuwartościowe zmieniały się one na tej drodze stopniowo w granit, który jest najbardziej istotną i charakterystyczną częścią składową Sialu. Można więc twierdzić, że Siał rósł kosztem materiałów Simy. W studiach procesu granityzacji, zachodzącego w ciągu różnych epok geologicznych, znajdujemy liczne argumenty na poparcie tego twierdzenia.

Procesy metasomatozy, takie np. jak albityzacja, adularyzacja, sylifikacja, odbywają się, jak wiadomo, w temperaturach znacznie niższych — w środowisku wód gorących. Mogą one być śledzone w swych niemal współcześnie zachodzących przejawach. Ich wynikiem bywa również „sializacja“ materiałów Simy. Procesy te przedstawiają się jednak jako stosunkowo drobne i nie mogące mieć większego wpływu na bieg formowania się Sialu. Czy tak jest jednak istotnie? Czy rozpatrywany

²⁸ Co jest jego szczególną osobliwością.

²⁹ H. Stille. Das Leitmotiv der geotektonischen Erdentwicklung. Deutsch. Akad. Wiss. zu Berlin. Vortr. u. Schriften, H. 32. Berlin 1949.

Tenze. Der „subsequente“ Magmatismus. Sonderdruck aus Miscellanea Acad. Berolinensia. Berlin 1950.

w przestrzeni i czasie zasięg trwania procesów metasomatozy materiałów Simy, zachodzących pod wpływem gorących roztworów wodnych, nie zyska w naszych oczach poważniejszego znaczenia?

Rozważania nad zasięgiem tego procesu w przestrzeni kierują uwagę naszą ku strefom otaczającym ośrodki granityzacji. Zjawiska geochemiczne zachodzące w obrębie tych stref miałyby charakter stadiów wstępnych, prowadzących do procesu granityzacji. Rozpatrywanie tego zagadnienia w czasie kieruje naszą myśl do dostępnego dziś jedynie spekulacjom teoretycznym okresu „pierwszych deszczów“, spadających na stwardniałą, lecz jeszcze silnie rozgrzaną skorupę Ziemi. Może studium zjawisk metasomatozy materiałów Simy pod wpływem roztworów substancji, które wchodziły prawdopodobnie (jak np. alkalia) w skład atmosfery Ziemi w czasie krzepnięcia jej skorupy, mogłoby dać w pewnym zakresie klucz do poznania historii kształtowania się tej skorupy w pierwszych okresach jej istnienia.

Zagadnienie sializacji Simy nasuwa sugestię, że *zewnątrzna łupina globu ziemskiego, mająca charakter strefy granicznej między atmosferą i hydrosferą z jednej strony a sferą Simy z drugiej, została utworzona jako produkt wzajemnego oddziaływania na siebie tych sfer*. Sugestia ta, jako hipoteza robocza, wydaje się interesująca z różnych względów.

Powracając ze sfery hipotez i spekulacji na grunt obserwowanych faktów należałoby, jak sądzę, zwrócić szczególną uwagę na badanie dowodów przeobrażeń metasomatycznych skał zasadowych w środowiskach roztworów hydrotermalnych, metodami zarówno analitycznymi, jak i przy pomocy syntezy. Pragnąłbym, aby zwróceniu uwagi na to stojące przed nami zadanie mogła służyć w pewnym zakresie praca niniejsza.

Zakład Mineralogii i Petrografii
Muzeum Ziemi
Warszawa, w maju 1952

LITERATURA

Publikacje starsze

1. BLUMEL V. O dolerite i trape Wolynskoj gub. Kijevsk. Univ. Izv., No. 8. Otd. II. 1867.
2. KARPINSKIJ A. Anamezit v Evropejskoj Rossii. Nauč. Istor. Sbornik Gorn. Inst. Peterburg 1873.
3. MOROZEWICZ J. Neskolko zamečanij o t. n. anamezite okrestn. gor. Rovno (w rozprawie pt. „K petrografii Volyni). Varšava 1893.
4. OSSOWSKI G. Mapa geologiczna Wołynia wykonana według badań z lat 1860-1874, nakład Z. Działowskiego. Paryż 1880.
5. PFAFFIUS ST. Opis tak zwanego „anamezytu wołyńskiego“ znajdującego się koło miasta Równego, w gub. Wołyńskiej. Pam. Fizjogr., t. VI. Warszawa 1886.

6. SIEMIRADZKI J. *Geologia Ziemi Polskich*, t. II, s. 123. Lwów 1909.
7. SIEMIRADZKI J. i DUNIKOWSKI E. *Szkic geologiczny Królestwa Polskiego, Galicji i krajów przyległych*. Odbitka Pam. Fizjogr., t. XI. Warszawa 1891.
8. TUTKOVSKIJ P. *Mestorożdenie stroitelnych kamnej v Luckom uj. Volynskoj gub. Żitomir* 1912.
9. TYSECKIJ A. K. *Neskolko zamečanij o bazaltach Volynskoj gub. Kijevsk. Univ. Izv., No 8, Otd. II.* 1882.

Publikacje nowsze

10. CZARNOCKI J. *O wieku utworów pregotlandzkich na Wołyniu i Podolu*. *Pos. Nauk. P. I. G.*, Nr 14. Warszawa 1928.
11. DASZYŃSKI ST. W. *Sprawozdanie z pomiarów magnetycznych wykonanych w okolicy Janowej Doliny*. *Ibidem*, Nr 44. Warszawa 1936.
12. HALICKI B. *Materiały do znajomości budowy podłoża Polski pn.-wschodniej; III, kreda*. *Roczn. P. T. Geol. Kraków* 1939.
13. JANCZEWSKI E. W. *Ruchy sejsmiczne zauważone w Polsce w lutym 1932*. *Pos. Nauk. P. I. G.*, Nr 33. Warszawa 1932.
14. JANCZEWSKI E. W. *Sprawozdanie z badań geofizycznych wykonanych w dorzeczu Horynia na Wołyniu w okresie 1934/35*. *Ibidem*, Nr 42. Warszawa 1935.
15. JANCZEWSKI E. W. *Z badań geofizycznych w dorzeczu Horynia na Wołyniu, komunikat II*. *Ibidem*, Nr 44. Warszawa 1936.
16. JANCZEWSKI E. W., SAMSONOWICZ J. *O stosunku bazaltów w Janowej Dolinie do serii tufitowej*. *Ibidem*, Nr 46. Warszawa 1936.
17. JANCZEWSKI E. W., SAMSONOWICZ J., ZEWIERZEJEW A. *Próba interpretacji zdjęć geofizycznych wykonanych dotychczas na Wołyniu*. *Ibidem*, Nr 49. Warszawa 1937.
18. KAMIENSKI M. *Tufy wulkaniczne w Berestowcu*. *Kosmos*, t. 52. Lwów 1927.
19. KAMIENSKI M. *Bazalty wołyńskie*. *Ibidem*, t. 54. Lwów 1929.
20. KAMIENSKI M. *Elementy składowe tufów wulkanicznych w Berestowcu*. *Roczn. P. T. Geol.*, t. VIII. Kraków 1932 (streszczenie podano w *Sprawozd. T. Nauk. wa Lwowie*, t. XII, 1932).
21. KOWALSKI M. *Wyniki rozbioru chemicznego bazaltów i skał z nimi związanych z Wołynia w poszukiwaniu śladów miedzi*. *Pos. Nauk. P. I. G.*, Nr 44. Warszawa 1936.
22. KRAJEWSKI R. *Ślady miedzi rodzimej w Janowej Dolinie*. *Ibidem*, Nr 42. Warszawa 1935.
23. KRAJEWSKI R. *O zastosowaniu magnetycznej metody poszukiwawczej na Wołyniu*. *Przegląd Górn.-Hutn.*, Nr 28. Katowice 1936.
24. KRAJEWSKI R. *Sprawozdanie z pomiarów magnetycznych wykonanych na arkuszu Stepań*. *Pos. Nauk. P. I. G.*, Nr 44. Warszawa 1936.
25. KRAJEWSKI R. *Obserwacje dokonane w roku 1935 na terenie łomu bazaltowego w Janowej Dolinie*. *Ibidem*, Nr 45. Warszawa 1936.
26. KUŹNIAR CZ. *Uralidy w Europie środkowej i północnej*. *Sprawozd. P. I. G.*, t. I. Warszawa 1920-22.
27. MAŁKOWSKI ST. *Sprawozdanie z badań geologicznych bazaltów okolic Berestowca, Podłużnego i Policy na Wołyniu*. *Pos. Nauk. P. I. G.*, Nr 5. Warszawa 1923.
28. MAŁKOWSKI ST. *Rozmieszczenie i warunki występowania bazaltów w dorzeczu Horynia*. *Sprawozd. P. I. G.*, t. III. Warszawa 1928.

29. MAŁKOWSKI ST. Nowe spostrzeżenia nad występowaniem bazaltów berestowieckich. Pos. Nauk. P. I. G., Nr 19-20. Warszawa 1928.
30. MAŁKOWSKI ST. O odkryciu złoża miedzi rodzimej w Mydżku na Wołyniu. Ibidem, Nr 24. Warszawa 1929.
31. MAŁKOWSKI ST. Sprawozdanie z badań w dorzeczu Horynia. Ibidem, Nr 26. Warszawa 1930.
32. MAŁKOWSKI ST. Uwagi w sprawie budowy geologicznej północnej części zachodniej strefy brzeżnej Masywu Wołyńsko-Ukraińskiego. Ibidem, Nr 28. Warszawa 1930.
33. MAŁKOWSKI ST. Sprawozdanie z robót terenowych w roku 1930. Ibidem, Nr 28. Warszawa 1930.
34. MAŁKOWSKI ST. O budowie przedpola masywu krystalicznego Wołyńsko-Ukraińskiego na Wołyniu. Sprawozd. P. I. G., t. VI. Warszawa 1931.
35. MAŁKOWSKI ST. O złożu miedzi rodzimej w Wielkim Mydżku na Wołyniu. Ibidem, t. VI. Warszawa 1931.
36. MAŁKOWSKI ST. Międzynarodowy Zjazd w Finlandii, odbyty w lecie r. 1931 a poświęcony badaniu formacji prekambryjskich. Pos. Nauk. P. I. G., Nr 31. Warszawa 1931.
37. MAŁKOWSKI ST. Spostrzeżenia przygodne, dokonane w r. 1931. Ibidem.
38. MAŁKOWSKI ST. W sprawie wieku bazaltów dorzecza Horynia i skał będących w ich spągu. Pos. Nauk. P. I. G., Nr 36. Warszawa 1933.
39. MAŁKOWSKI ST. Nowe wiadomości o występowaniu miedzi w dorzeczu Horynia. Ibidem, Nr 36. Warszawa 1933.
40. MAŁKOWSKI ST. Przyczynek do charakterystyki skał ogniowych zasadowych masywu krystalicznego na Wołyniu. Ibidem, Nr 38. Warszawa 1934.
41. MAŁKOWSKI ST. Uwaga w sprawie pracy prof. J. Samsonowicza przedstawionej na posiedzeniu P. I. G. 25. II. 1936. Ibidem, Nr 45. Warszawa 1936.
42. MAŁKOWSKI ST. O krystalizacji kwarcu po kalcytcie wśród bazaltów Janowej Doliny. Ibidem, Nr 45. Warszawa 1936.
43. MAŁKOWSKI ST. On the analogy between some Polish and Fennoscandian Rocks. C.-R. Soc. Géol. de Finlande, No IX. Helsinki 1936.
44. MAŁKOWSKI ST. W sprawie genezy miedzi rodzimej i jej związków wśród bazaltów i ich otoczenia na Wołyniu. Biul. P. I. G., Nr 14. Warszawa 1939.
45. MAŁKOWSKI ST. i WOJCIECHÓWSKI J. Sprawozdanie z dotychczasowych wyników badań skał miedzionośnych dorzecza Horynia. Pos. Nauk. P. I. G., Nr 48. Warszawa 1937.
46. MAZUREK A. Wyniki badań nad kredą wołyńską w roku 1927. Ibidem, Nr 19-20. Warszawa 1928.
47. MAZUREK A. Transgresja albu na bazalcie w Berestowcu. Ibidem, Nr 24. Warszawa 1929.
48. MAZUREK A. Transgresja kredy na bazaltach w Berestowcu i Janowej Dolinie na Wołyniu. Sprawozd. P. I. G., t. VI. Warszawa 1931.
49. MAZUREK A. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w roku 1934 na Wołyniu. Pos. Nauk. P. I. G., Nr 12. Warszawa 1935.
50. MAZUREK A. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych na Wołyniu w roku 1936. Cz. II. Ibidem, Nr 48. Warszawa 1937.
51. MOROZEWICZ J. Tymczasowe wyniki wycieczki na Wołyn. Ibidem, Nr 1. Warszawa 1922.
52. OLCZAK T. Mapa grawimetryczna Polski. Biul. P. I. G., Nr 64. Warszawa 1951.

53. PAWŁOWSKI ST. Anomalie magnetyczne w Polsce. *Ibidem*, Nr 44. Warszawa 1947.
54. POŻARYSKI WŁ. Jura i kreda między Radomiem, Zawichostem i Kraśnikiem. *Ibidem*, Nr 46. Warszawa 1949.
55. POŻARYSKI WŁ. Podłoże mezozoiczne Kujaw. *Ibidem*, Nr 55. Warszawa 1952.
56. RÜHLE E. Kreda i trzeciorzęd zachodniego Polesia. *Ibidem*, Nr 34. Warszawa 1948.
57. SAMSONOWICZ J. O utworach paleozoicznych okolic Ostroga i Pełczy na Wołyniu. Sprawozd. P. I. G., t. II. Warszawa 1923.
58. SAMSONOWICZ J. O źródłach słonych w Łęczyckim i ich pochodzeniu. *Wszeczeństwo*, ser. II, t. I. Warszawa 1928.
59. SAMSONOWICZ J. O solankach w Łęczyckim i o ich związku z budową podłoża czwartorzędu. *Pos. Nauk. P. I. G.*, Nr 19/20. Warszawa 1928.
60. SAMSONOWICZ J. O wodach artezyjskich Ozorkowa. *Czas. Przyrodn.* Łódź 1930.
61. SAMSONOWICZ J. Kilka uwag o zagadnieniach dotyczących się składu i rozmieszczenia paleozoikum na Wołyniu. *Pos. Nauk. P. I. G.*, Nr 30. Warszawa 1931.
62. SAMSONOWICZ J. Über das wahrscheinliche Vorkommen von Karbon im westlichen Teil Wolhyniens. *Bull. Acad. Pol. Kraków* 1932.
63. SAMSONOWICZ J. Wyniki głębokiego wiercenia w Zdołbunowie. *Pos. Nauk. P. I. G.*, Nr 35. Warszawa 1933.
64. SAMSONOWICZ J. O permkim prawdopodobnie wieku niektórych utworów na wschodnim Wołyniu. *Ibidem*, Nr 38. Warszawa 1934.
65. SAMSONOWICZ J. Utwory paleozoiczne między Ostrogiem a Janową Doliną nad Horyniem. *Ibidem*, Nr 42. Warszawa 1935.
66. SAMSONOWICZ J. Sprawozdanie z badań na terenie utworów permkich nad Horyniem. *Ibidem*, Nr 44. Warszawa 1936.
67. SAMSONOWICZ J. O fosforytach apatytowych, prawdopodobnie ordowickich z nad Horynia. *Ibidem*, Nr 44. Warszawa 1936.
68. SAMSONOWICZ J. O fosforytach ordowickich w okolicy Chocimia nad Horyniem. *Ibidem*, Nr 46. Warszawa 1936.
69. SAMSONOWICZ J. O śladach ropy nad Horyniem. *Ibidem*, Nr 46. Warszawa 1936.
70. SAMSONOWICZ J. Stosunek Podola i Wołynia do Masywu krystalicznego Wołyńsko-ukraińskiego. *Kosmos*, t. 61. Lwów 1936.
71. SAMSONOWICZ J. Ślady zlodowacenia permkiego na Wołyniu. *Spraw. T. Nauk. we Lwowie*, t. 16. Lwów 1937.
72. SAMSONOWICZ J. Sprawozdanie z badań terenowych geologicznych i geofizycznych na Wołyniu oraz z badań laboratoryjnych. *Sprawozd. Woł. T. Przyj. Nauk* za lata 1936-37. Łuck 1938.
73. SAMSONOWICZ J. Le Carbonifère dans le bassin du Haut Bug. *C.-R. Mens. Acad. Pol. Sci. Lettr.*, Nr 4. Kraków 1939.
74. SAMSONOWICZ J. Badania geologiczno-wiertnicze wykonane w roku 1937/38 na Wołyniu. *Biul. P. I. G.*, Nr 9. Warszawa 1939.
75. SAMSONOWICZ J. Gotland, ordowik i skały wylewne na wschodnim Wołyniu. *Prace Przyr. Woł. T. Przyj. Nauk* Łuck 1939.
76. SAMSONOWICZ J. Devon Wołynia. *Acta Geol. Pol.*, t. I, z. 4. Warszawa 1950.

77. SUJKOWSKI ZB. Petrografia kredy polskiej. Spraw. P. I. G., t. VI. Warszawa 1930.
 78. SUJKOWSKI ZB. Uwagi o wapieniach towarzyszących bazaltom na Wołyniu. Pos. Nauk. P. I. G., Nr 26. Warszawa 1930.
 79. SUJKOWSKI ZB. Sylur na Wołyniu w świetle wiercenia w Bocianówce. Biul. P. I. G., Nr 12. Warszawa 1939.
 80. SUJKOWSKI ZB. Badania geologiczne na Wołyniu i Polesiu w roku 1938. Ibidem, Nr 15. Warszawa 1939.
 81. SUJKOWSKI ZB. The geological structure of East Poland and West Russia: a summary of recent discoveries. Quart. J. Geol. Soc. London, vol. VII, Nr 406. London 1945.
 82. SATSKIJ N. S. On the tectonics of the Russian (East European) platform. Soc. Natur. Moscou. Bull. N. S. XV. Moskwa 1937.
 83. THUGUTT ST. J. O jancie, nowym mineralu z Janowej Doliny na Wołyniu. Arch. Miner. T. N. W., t. IX. Warszawa 1933.
 84. THUGUTT ST. J. O ptylocicie z Mydzka na Wołyniu. Ibidem, t. IX. Warszawa 1933.
 85. TOKARSKI J. Petrografia ze szczególnym uwzględnieniem Ziemi Polskich (podręcznik). Lwów 1928.
 86. TOKARSKI J. O sanidynie w Berestowcu na Wołyniu. Kosmos, t. 53. Lwów 1929.
 87. TOKARSKI J. Beiträge zur Petrographie des Slucz- und Horyń-Gebietes in Polen. Tschermak's Min. Petr. Mitt., Bd. 40. Wien 1929.
 88. TOKARSKI J. Petrographische Analyse der pelitartigen Elemente der Tufite aus Berestowica. Bull. Int. Acad. Sci. Lettr. Cracovie, No 1-2 A. Kraków 1938.
 89. TOKARSKI J. Potasowe magmowce Wołynia. Arch. Miner. T. N. W., t. XVII. Warszawa 1947.
 90. TOMKLEFF S. I. Metasomatism in the basalt of Haddenrig quarry near Kelso and the veining of the rocks. exposed there. Min. Mag., vol. XXVI, No 173. London 1941.
 91. VIKTOROV A. M. Bazaltovye stolby „Janowej Doliny“. Priroda, No 6. Moskwa 1951.
 92. WEYBERG Z. O korze wietrznej bazaltu berestowieckiego. Sprawozd. T. Nauk. we Lwowie, 15. Lwów 1935.
 93. WOJCIECHOWSKI J. Ślady miedzi w serii osadów typu tufitów bazaltowych w Hancewiczach na Polesiu. Biul. P. I. G., Nr 14. Warszawa 1939.
 94. WOJCIECHOWSKI J. Dotychczasowe wyniki badań skał miedzionośnych w dorzeczu Horynia. Ibidem, Nr 14. Warszawa 1939.
 95. (WYRZYKOWSKI R.) VYRZYKOVSKI R. Kratkij geologičeskij očerok Mogilevskogo Pridnestrovia. Vestn. Ukr. Geol. Razv. Upravl., No 14. Kiev 1930.
 96. ZEWIERZEJEW A. Sprawozdanie ze szczegółowych pomiarów magnetycznych w okolicy wsi Butejki. Pos. Nauk. P. I. G., Nr 46. Warszawa 1936.
 97. ZEWIERZEJEW A. Sprawozdanie z pomiarów magnetycznych wykonanych w okolicy koł. Rafałówka. Ibidem, Nr 46. Warszawa 1936.
-

P L A N S Z E

PL. I

Fig. 1

Janowa Dolina — cios bazaltu
Wysokość słupów sięgała do 22 m

Fig. 2

Berestowiec — słupy bazaltu ulegające procesowi wietrzenia

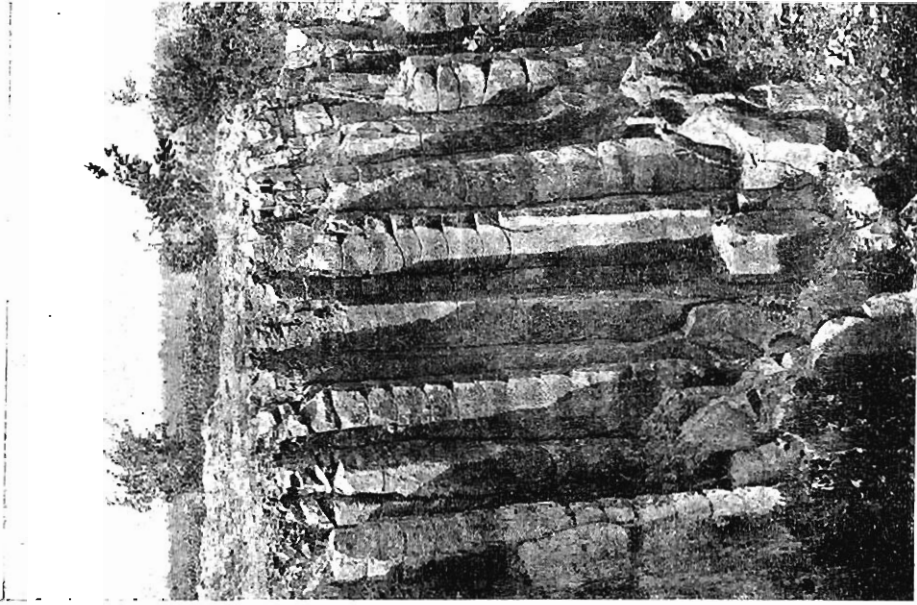


Fig. 2

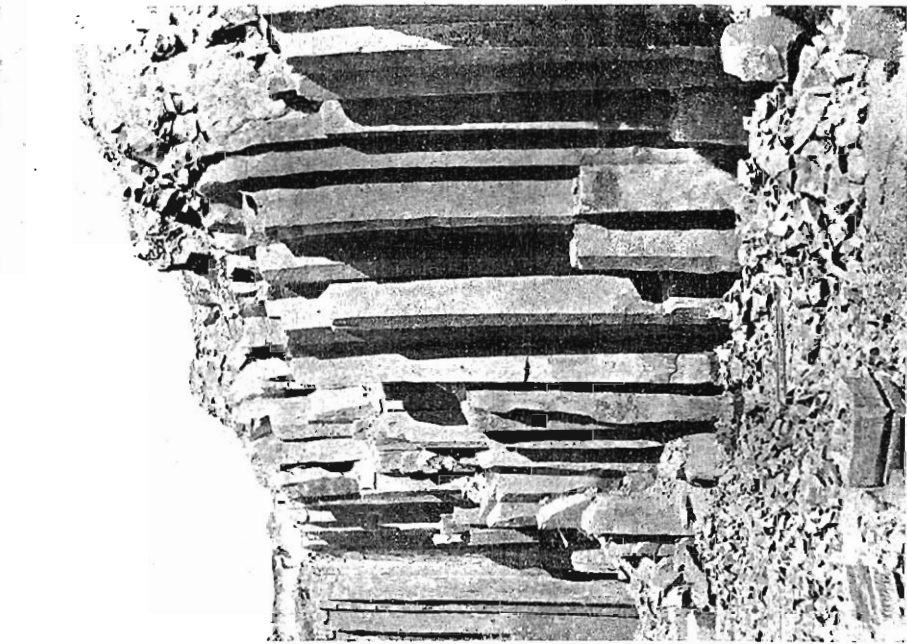


Fig. 1

Fig. 1

Janowa Dolina — powiększony cios bazaltu

Fig. 2

Janowa Dolina — cios bazaltu zbliżony do elipsoidalnego

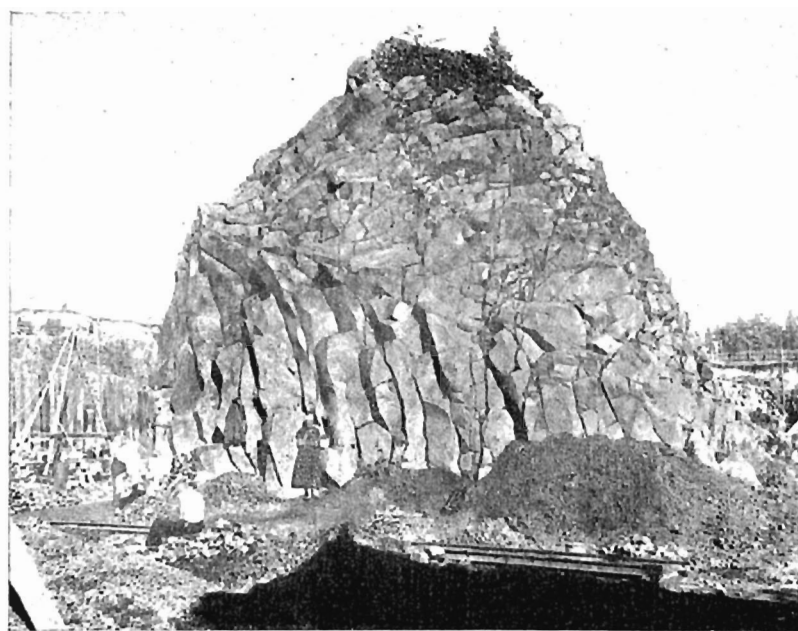


Fig. 1



Fig. 2

Fig. 1

Janowa Dolina — dwie kondygnacje słupów ciosowych bazaltu. W kondygnacji dolnej widoczna jest falista powierzchnia ścian słupów

Fig. 2

Berestowiec — Transgresja wapieni formacji kredowej na bazalcie

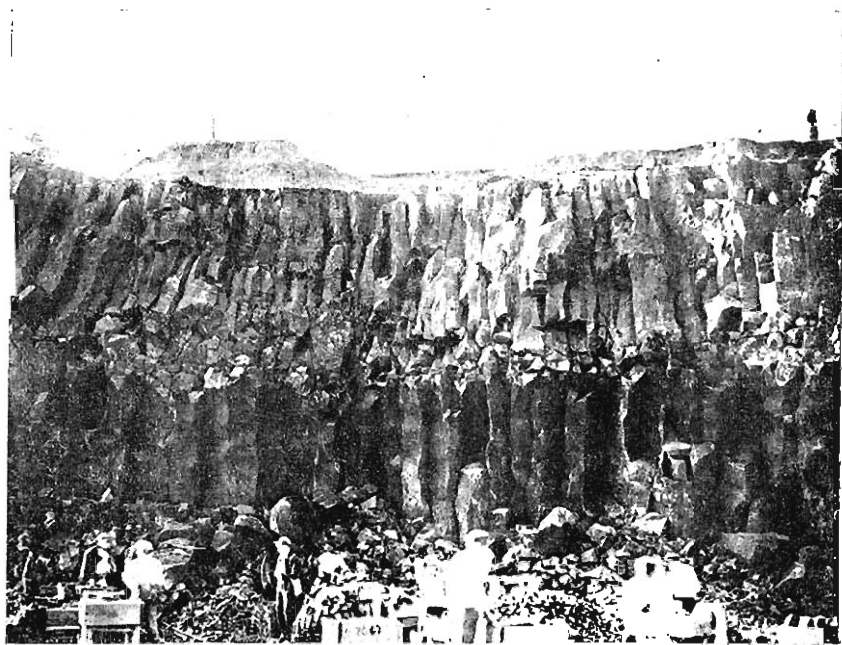


Fig. 1

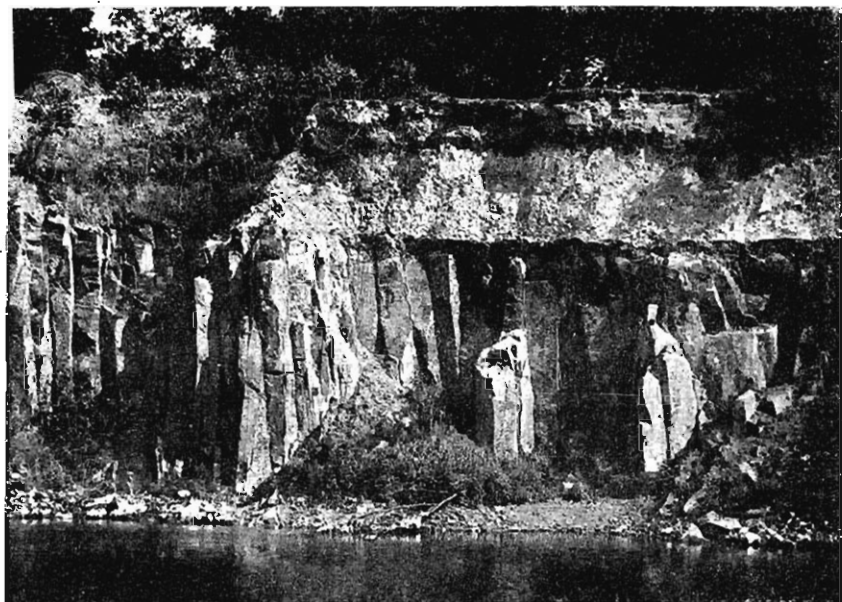


Fig. 2

Fig. 1

Struktura dolerytu z głęb. 61 m wiercenia w Hucie Stepańskiej

ca. \times 15

Labrador, augit, oliwin (pseudomorfozy), ilmenit, magnetyt



Fig. 1

PL. V

Fig. 1 .

Bazalt z Janowej Doliny

ca. \times 23

Fig. 2

Bazalt z Dołgiego Pola pod Policą

Z lewej strony widoczna szczelina wypełniona popiołem wulkanicznym

ca. \times 10



Fig. 1

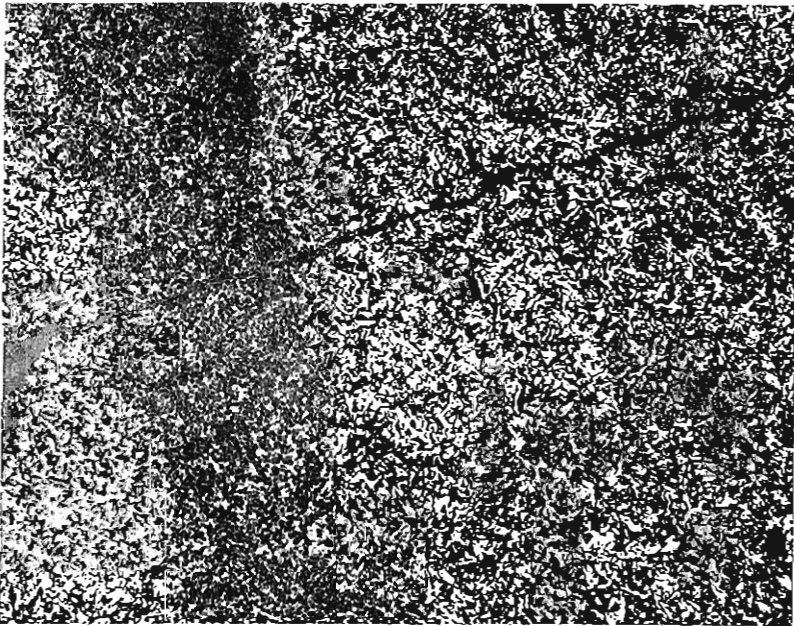


Fig. 2

Fig. 1

Bazalt z głębi 48,4 m wiercenia w Świaciu

ca. $\times 14$

Fig. 2

Lawa bazaltowa zagnieciona z popiołem wulkanicznym
Górna część serii tufitowej w Berestowcu

ca. $\times 6$

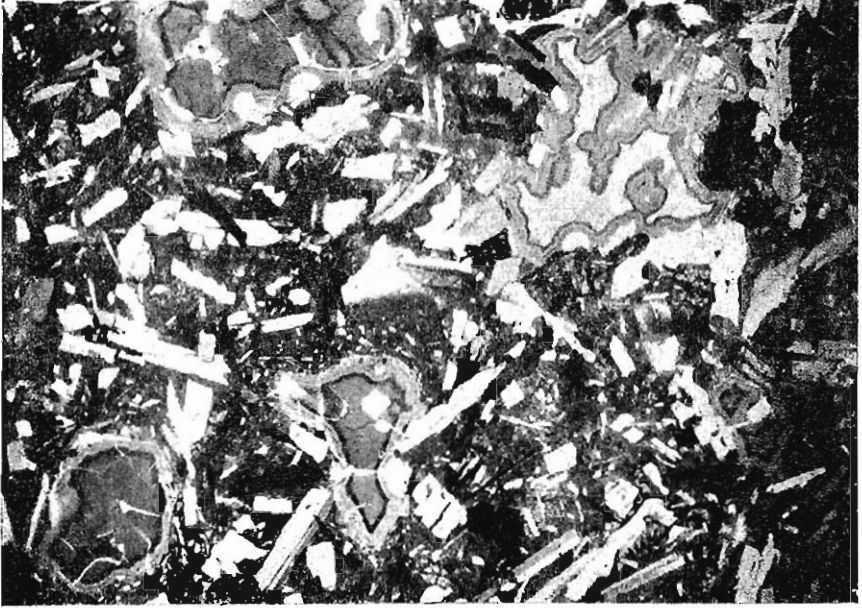


Fig. 1

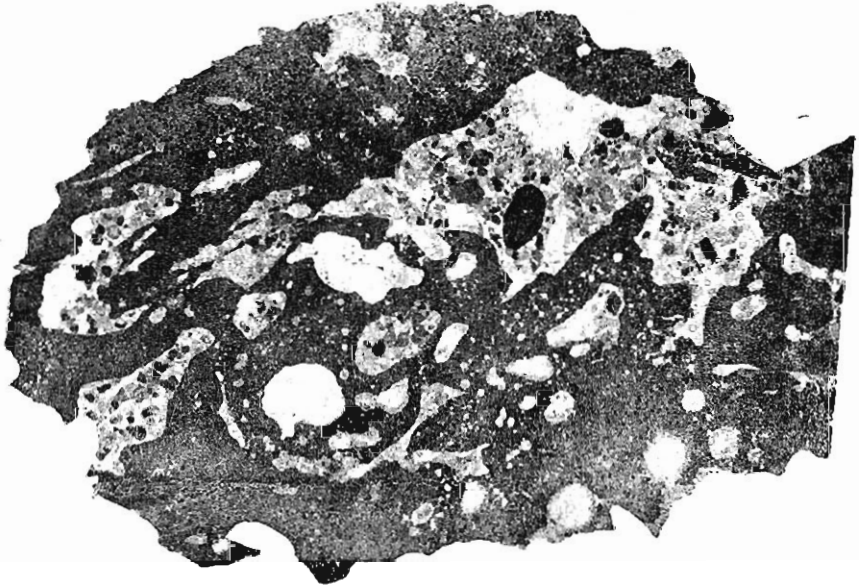


Fig. 2

Fig. 1

Bazalt uległy wpływowi hydrotermalnemu — górna część potoku dolnego w Mutwicy
ca. X 11

Fig. 2

Bazalt j. w.

ca. X 40

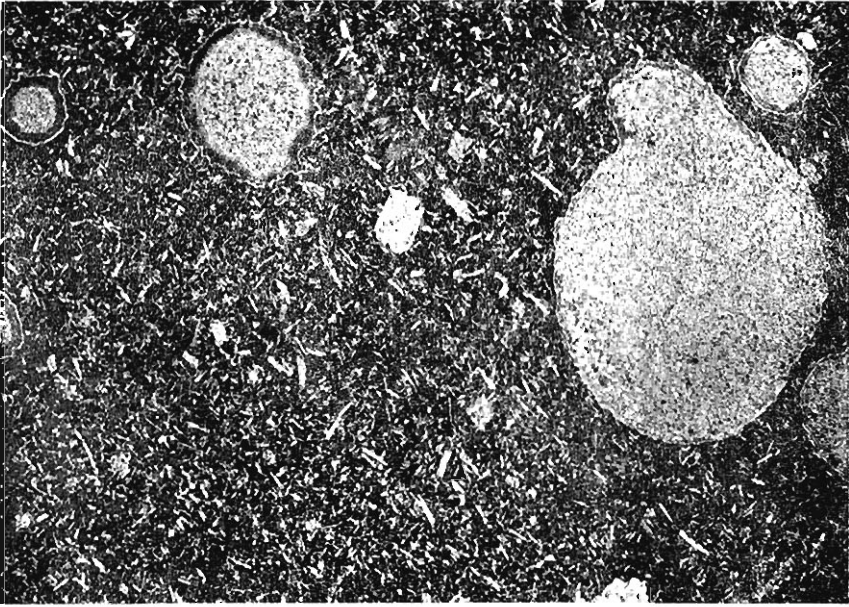


Fig. 1

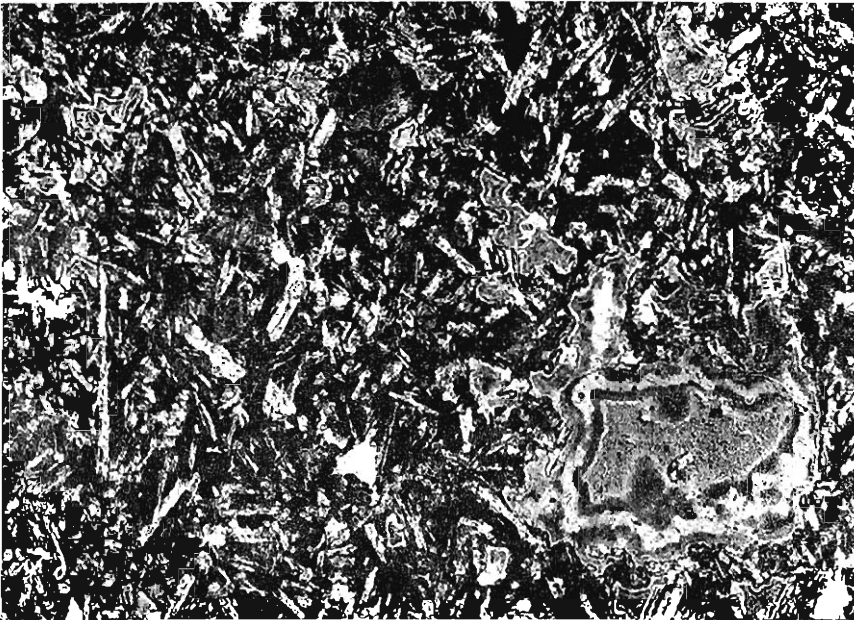


Fig. 2

Fig. 1

Bazalt drobnoziarnisty przeobrażony hydrotermalnie z górnej części serii tufitowej w Berestowcu ca. $\times 50$

Fig. 2

Bazalt przeobrażony hydrotermalnie z górnej części serii tufitowej w Berestowcu
Widoczne przekroje pęcherzy pogażowych wypełnionych kalcytem i kryształkami
pirytu powiększenie nieznane

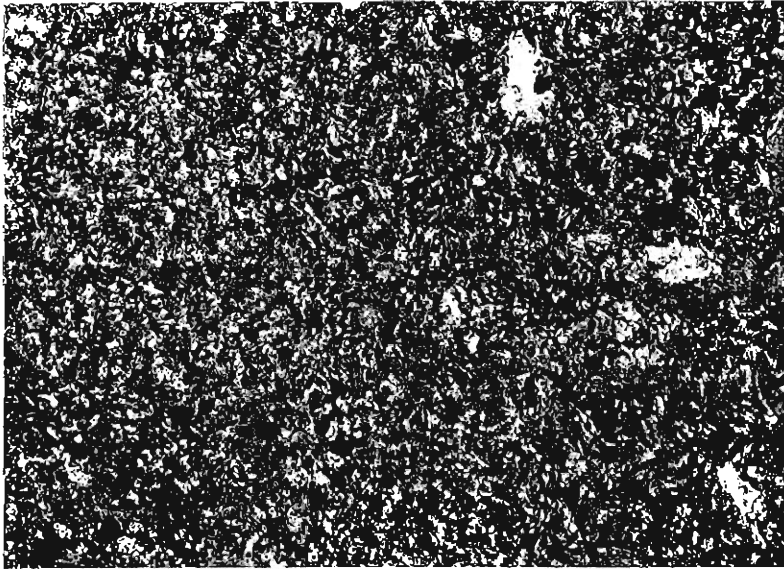


Fig. 1



Fig. 2

Fig. 1

Zlepieniec z górnej części serii tufitowej w Berestowcu

ca. $\times 3$

Fig. 2

Zlepieniec z tegoż miejsca — Widoczne ziarna kwarcu i mikroklinu
Nikole skrzyżowane

ca. $\times 8$

Fig. 3

Fragment otoczaka skały wulkanicznej (o teksturze potokowej) ze zlepieńca fig. 1
Berestowiec

Widoczne ziarna kwarcu z obwódką reakcyjną

ca. $\times 23$

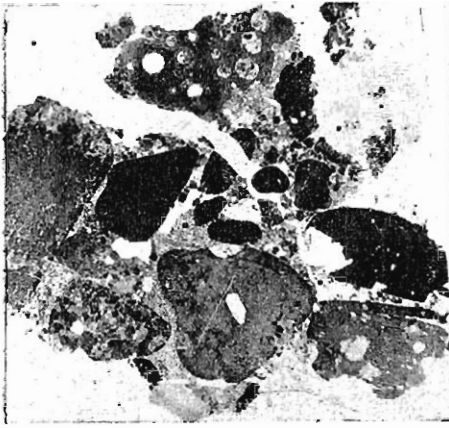


Fig. 1



Fig. 2

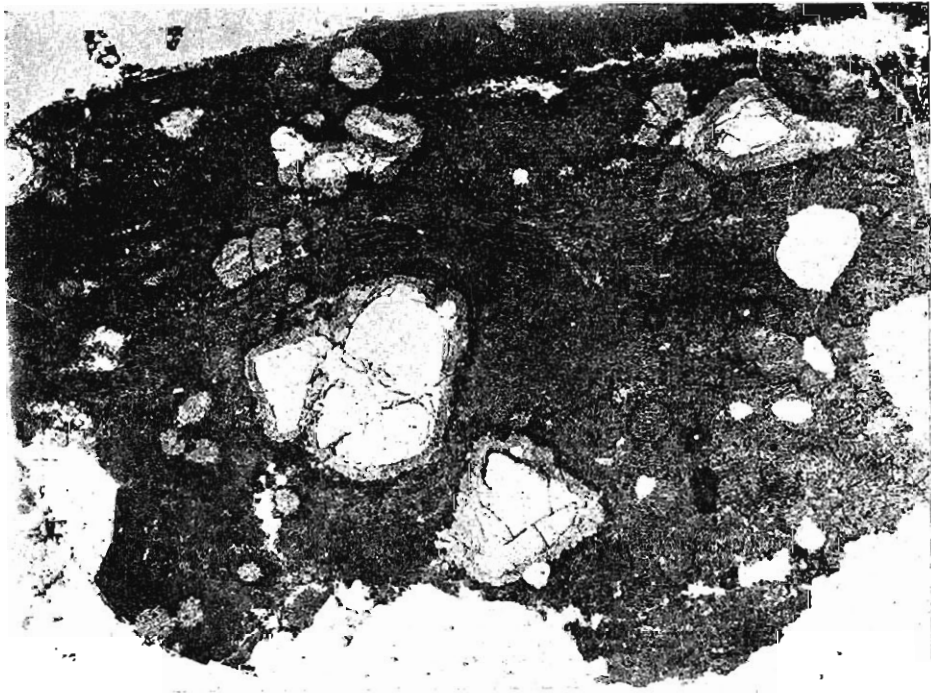


Fig. 3

Fig. 1

Tuf bazaltowy z głęb. 102 m wiercenia w Świaciu
Światło zwykłe

ca. \times 14

Fig. 2

Toż samo między nikolami skrzyżowanymi

ca. \times 13

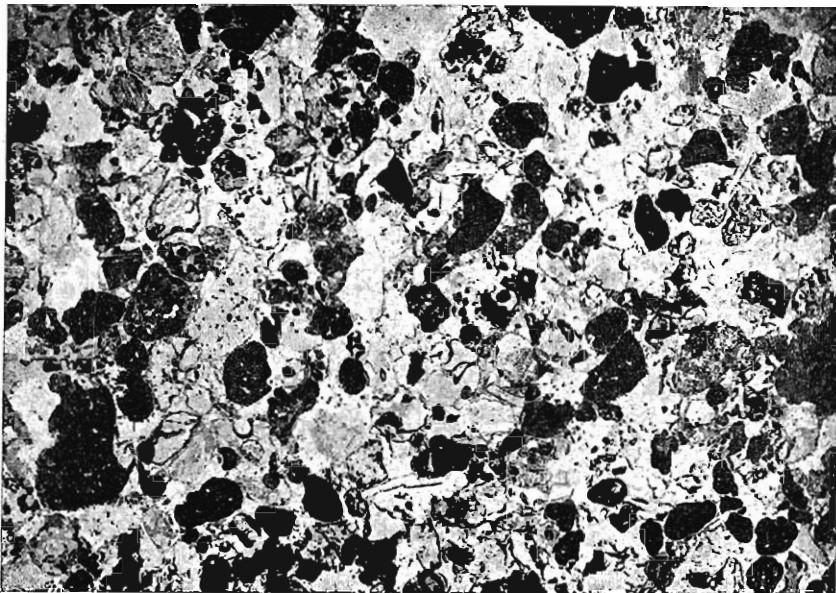


Fig. 1

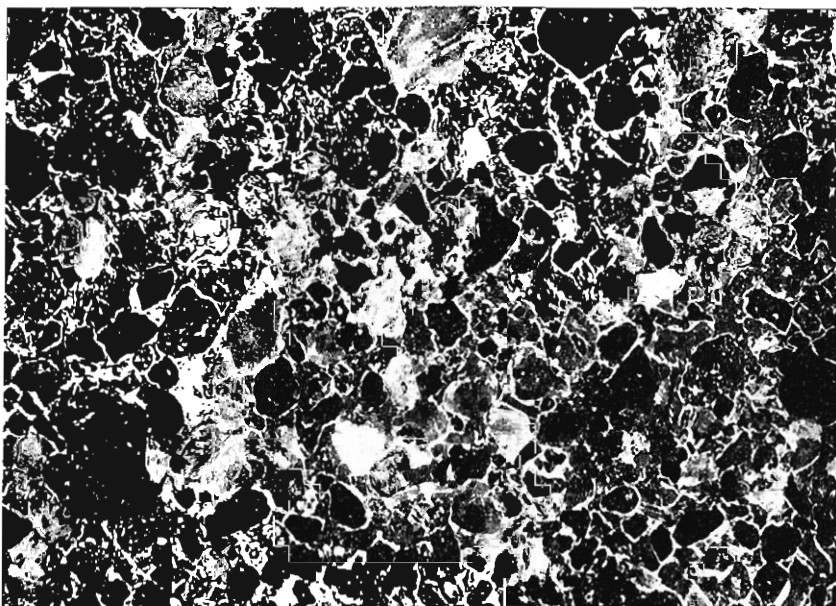


Fig. 2

Fig. 1

Tuf bazaltowy z głębi 108 m wiercenia w Świaciu
Światło zwykłe

ca. \times 12

Fig. 2

Płaskowiec ze składnikami tufogenicznymi, lepiszcze kalcytowe — z głębi 47,15 m
wiercenia w Sierhiejówce
Nikole skrzyżowane (niecałkowicie)

ca. \times 10

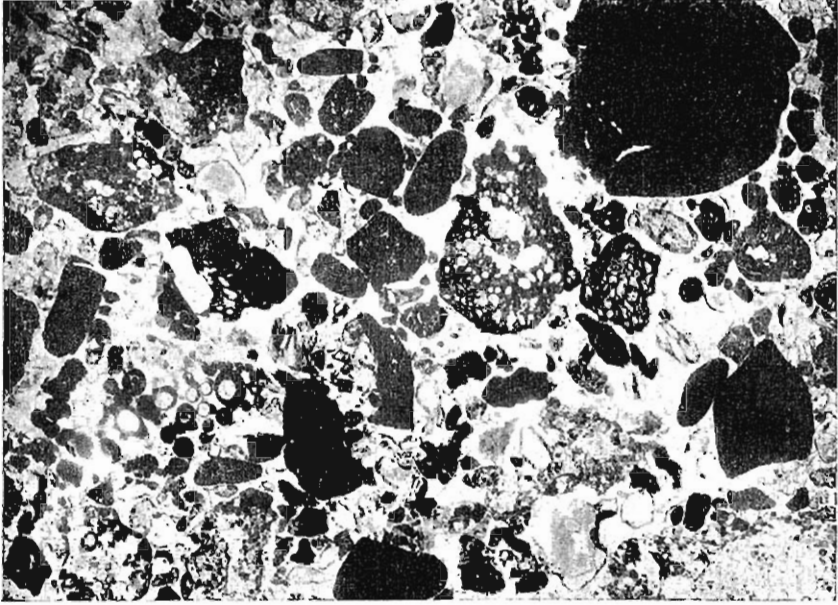


Fig. 1

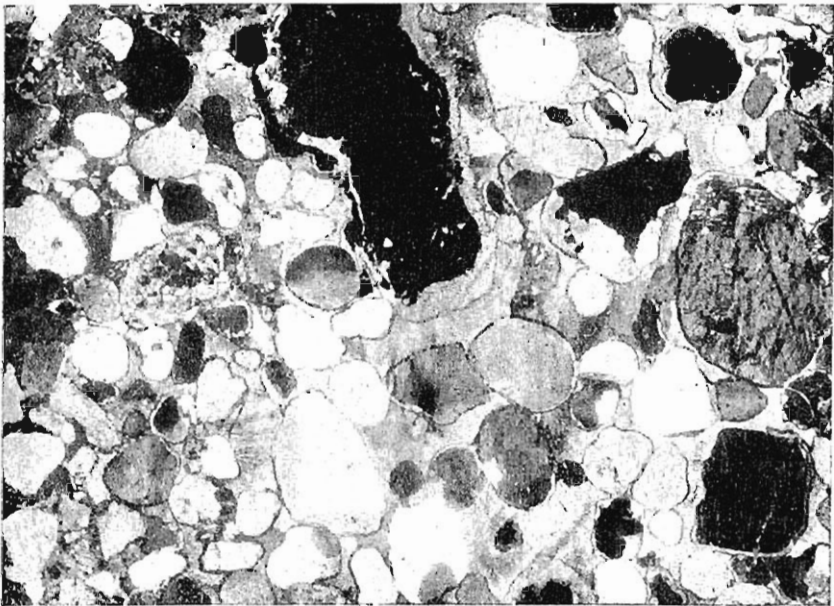


Fig. 2

Fig. 1

Geoda kryształów kalcytu z górnego potoku w Mutwicy

ca. \times 1,5

Fig. 2

Okaz miedzi rodzimej wagi 141 gr z negatywami kryształów kalcytu; widoczne ślady romboedrycznej łupliwości kalcytu — Wielki Mydzk

ca. \times 1,2

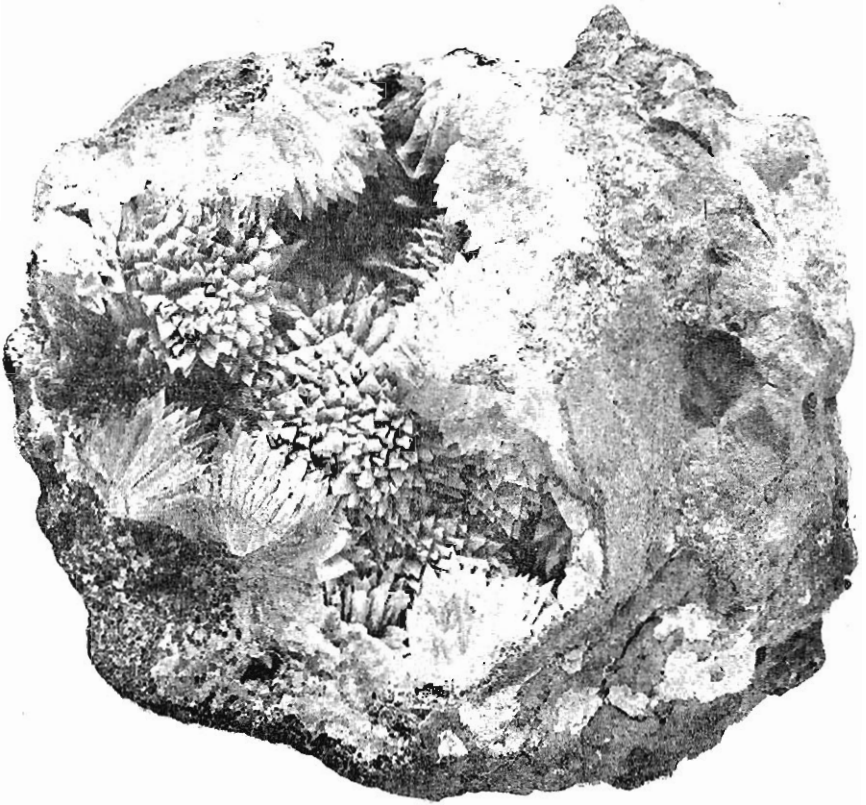


Fig. 1



Fig. 2