

HELENA DZIEDZICOWA

METASOMATOZA „MELAFIRÓW“ PERMSKICH  
ZE ŚWIERKÓW NA DOLNYM ŚLĄSKU

(Tabl. VIII, IX i 6 fig.)

*Metasomatism of the Permian „Melaphyres“ from Świerki  
(Lower Silesia)*

(Pl. VIII, IX and 6 fig.)

W Świerkach w rejonie Wałbrzycha na Dolnym Śląsku występują zasadowe skały ekstruzywne związane z wulkanizmem permskim, które autorzy niemieccy nazwali „melafirami”. Po większej części są to skały w dużym stopniu przeobrażone, co się ujawnia zarówno w składzie mineralnym, jak i chemicznym. L. Milch i G. Alaschewski (1927) zmiany te przypisywali wietrzeniu. Obecne badania wykazały, że są to skały spilitowe. Występują one w wyższych częściach pokrywy, podścielone nie zmienionymi dolerytami kwarcowymi. Genezę spilitów wiąże autorka z procesem endogenicznej metasomatozy, której główną przyczyną było większe nagromadzenie się składników lotnych w wyższych częściach ekstruzji. Podano dziewięć nowych analiz chemicznych.

WSTĘP

W okolicach Świerków i Krajanowa koło Wałbrzycha, blisko granicy państwa przebiega pasmo skał ekstruzywnych związane z głównym nasileniem permskiej działalności wulkanicznej. Kompleks eruptywny rozpoczynają w tym obszarze zasadowe skały wylewne nazwane przez autorów niemieckich „melafirami”, a kończą skały kwaśne zbliżone do porfirów.

Melafiry w tych okolicach tworzą dwa odrębne poziomy oddzielone od siebie wąską strefą łupków ilastych. Dolny poziom budują skały dolerytowe odznaczające się drobnym ziarnem i prawie całkowitym brakiem struktur pęcherzykowych i migdałowcowych, które wyjątkowo tylko zdarzają się w górnych partiach wylewu. Górny poziom natomiast budują skały typu bazaltów, które cechuje obecność prakryształów na tle afanitowym. Również i tutaj nie spotyka się odmian migdałowcowych. Bazalty te w okolicach Dworek występują w obrębie brekcjowanych utworów tufowych, zawierających w materiale piroklastycznym liczne ostrokrawędziste fragmenty melafirów.

Tematem niniejszej pracy są skały należące do dolnego poziomu zasadowych ekstruzywów, występujące w Świerkach i odsłaniające się

w obydwu kamieniołomach (nowy kamieniołom — czynny, stary kamieniołom — nieczynny) na północno-wschodnich skłonach wzgórz Czernina i Słoneczna. Ekstruzywy te należą do poziomu eruptywnego opisanego przez S. Kozłowskiego (1958) jako tzw. „melaфіry ze Świerków i Krajanowa” (por. S. Kozłowski 1958, (tabl. III, fig. 12).

Skały te stanowią wylewy powierzchniowe, przy czym w literaturze niemieckiej uważane są za pokrywy (E. D a t h e 1904), S. K o z ł o w s k i (1958) zaś interpretuje je jako potoki lawowe.

W czasie badań korzystano poza materiałem z kamieniołomów również z materiałów wiertniczych i prac szybikowych wykonywanych na tym obszarze przez Przedsiębiorstwo Geologiczne Surowców Skalnych w Krakowie. Za udostępnienie mi owych materiałów pragnę złożyć podziękowanie drowi inż. A. T r e m b e c k i e m u oraz mgrowi inż. S. K o z ł o w s k i e m u.

Miło mi również podziękować prof. drowi A. G a w ł o w i za udzielone mi konsultacje oraz prof. drowi K. M a ś l a n k i e w i c z o w i za opiekę naukową w czasie opracowywania niniejszego zagadnienia.

#### OPIS PETROGRAFICZNY

Skały zasadowe ze Świerków podzielić można na dwie zasadnicze grupy skał różniące się między sobą zarówno składem mineralnym i chemicznym:

doleryty kwarcowe,  
spility.

Większość badanych skał stanowią skały spilitowe występujące ogólnie w wyższych poziomach pokrywy, w spągu podścielone dolerytami kwarcowymi o dość ograniczonym zasięgu. Ostatnie wyklinowują się w kierunku zachodnim (por. fig. 1). Obydwie grupy skał związane są ze sobą przejściami. W stropie i spągu stwierdzono skały bogate w szklivo dowodzące szybkiego stygnięcia lawy. Opisy ich ze względu na duży stopień przeobrażenia podano w rozdziale o spilitach. Odrębnie omówiono żyły przecinające skały spilitowe.

#### D o l e r y t y k w a r c o w e

Doleryty kwarcowe przedstawiają skały czarne, drobnoziarniste o teksturach zbitych, nie zawierających wakuoli pogazowych. Analiza mikroskopowa wykazała, że są to skały o strukturze intersertalnej, typu afirowego (tabl. VIII).

Szkielet skały tworzą hypautomorficzne listewki plagioklazów należące do kwaśnego labradoru o średniej zawartości An = 55%. Plagioklasy wykazują polisyntetyczne zbliżnienia albitowe, często w kombinacji ze zbliżnieniami karlsbadzkimi, a nierzadko peryklinowymi i baweńskimi. Przeciętne wymiary plagioklazów wynoszą: 0,2 — 0,6 mm długości przy 0,1 — 0,2 mm szerokości. W ilości podrzędnej występują automorficznie wykształcone tabliczki andezynu zawierające średnio 45%

Głębokość  
w m n.p.m.

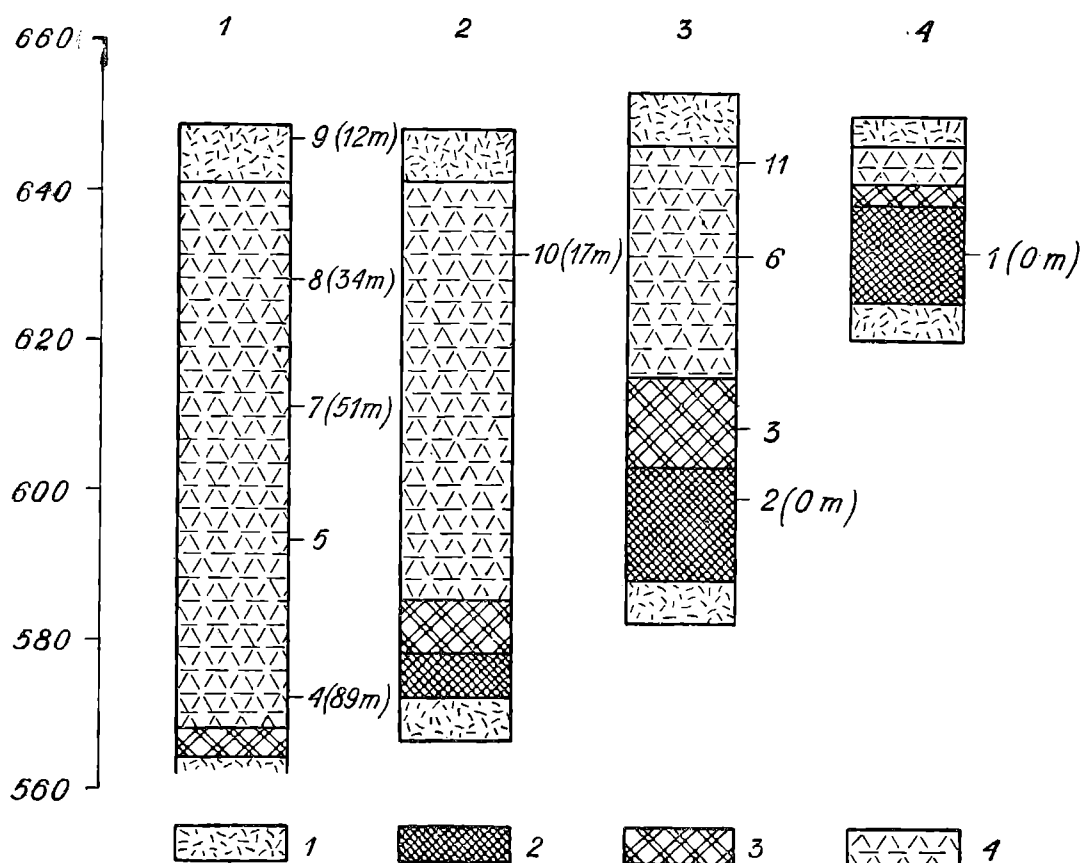


Fig. 1. Profile pokrywy „melafiru” w Świerkach na podstawie otworów wiertniczych 1—4, uzupełnione odsłonięciami w kamieniołomach; a— skały facji brzeżnej; b— doleryty kwarcowe; c— meladoleryty kwarcowe; d— spility; cyfry arabskie wskazują punkty, z których pobrano próby do analiz chemicznych oraz numery tych analiz cytowanych w tekście, str. 87, tabela I, cyfry w nawiasach oznaczają głębokości pobrania wymienionych prób w otworach wiertniczych licząc od podstawy kamieniołomu.

Fig. 1. Cross-sections of the „melaphyre” covers at Świerki based on data furnished by bore-holes 1—4, supplemented by outcrops of the quarries; a— rocks of marginal facies; b— quartz dolerites; c— „quartz-metadolerites”; d— spilites; numbers arabic show the places in which samples for chemical analyses were collected — numbers are referring to numbers of analyses quoted in the Polish text p. 87, table I; numbers in parenthesis show the depth of sampling points in the borings under the bottom of the quarry.

molekuły anortytowej. Kontury ich zniekształcone są często śladami korozji magmowej. Plagioklasy te są dość słabo zbliżniaczone według prawa  $\beta$ -karlsbadzkiego, wykazują natomiast budowę pasową, często z kilkakrotną rekurencją. Poszczególne warstewki zawierają na przemian 40 i 42% An, a niekiedy 40, 42 i 45% An, przy czym zewnętrzne obwódki często są bardziej zasadowe od jądra.

Fizjografia plagioklazów sugeruje, że andezyn stanowi wcześniejszą generację od labradoru. To anormalne następstwo być może spowodowane zostało podwyższeniem temperatury lub też zmianą koncentracji składników.

Między plagioglazami leżą nieliczne oliwinowe pseudomorfozy jakiejś optycznie nieoznaczalnej substancji izotropowej, być może seladonitu, dochodzące do 1 mm długości. Zawierają one wrostki i obwódki reakcyjne jednoskośnego piroksenu. Autor obserwował podobne pseudomorfozy w diabazach Niedźwiedziej Góry, w których we wnętrzu obok wrostków piroksenów zachowały się resztki nie zresorbowanego oliwinu. W naszym przypadku resztek takich nie stwierdzono.

Piroksen jednoskośny występujący łącznie z pseudomorfozami oliwinu jest prawie bezbarwny; tworzy słupki wydłużone wzdłuż osi  $Z$  o długości wahającej się w granicach od 0,3 — 0,6 mm, zbliżniaczenia pojedyncze lub palisyntetyczne, równoległe do dwuścianu poprzecznego. Wykazuje wyraźną oddzielną [001] występującą obok łupliwości słupa. Kąt znikania  $Z/\gamma = 42^\circ$ . Piroksen ten posiada tendencję do grupowania się po kilka osobników i z reguły obserwuje się wówczas w obrębie takich skupień resztki pseudomorfoz oliwinu. Należy on do *augitu diopsydowego*.

Fakt, że augit tworzy rąbki reakcyjne wokół pseudomorfoz oliwinu i z reguły przerasta się poikilitycznie z tymi ostatnimi, dowodzi, że geneza jego może być związana z resorpcją oliwinu. C. Burri i J. Panga-Pondal (1935) opisując podobne rąbki reakcyjne piroksenu należącego do zwykłego augitu ( $2V = 54 — 62^\circ$ ,  $Z/\gamma = 40 — 45^\circ$ ) również przypuszczają, że większość fenokryształów augitu powstała na skutek resorpcji oliwinu.

W ilości bardzo podrzędnej występuje hornblenda zwyczajna<sup>1</sup>, zazwyczaj obejmująca brzegi piroksenów. Osobniki izolowane są rzadkie i nie przekraczają 0,2 mm średnicy. Hornblenda jest pozbawiona własnych ograniczeń krystalograficznych. Pleochroizm waha się w granicach:  $X$  — jasnożółta z odcieniem zielonawym,  $Y$  — brunatnozielona,  $Z$  — zielono-brunatna. Kąt znikania  $Z/\gamma = 18^\circ$ , łupliwość słupowa, zbliżniaczenia według [100] rzadkie.

Podrzednie występuje w skale oligoklaz o średniej zawartości  $An = 12\%$ , obejmujący listewki labradoru. Interstycja wypełniają mikropegmatytowe przerosty kwarcu ze skaleniem potasowym. Ten ostatni obrasta brzegi plagioklazów, a w wypadku obecności oligoklazu tworzy obwódki dokoła niego. Dochodzą one do 0,04 mm średnicy. W skałach uboższych w skalenie potasowe i kwarc dwa te minerały tworzą przerosty granofirowe.

Podobne mikropegmatytowe i granofirowe interstycjalne przerosty z dewońskich diabazów Turynii opisuje między innymi P. Wagner (1939) oraz F. Walker (1940), z triasowych diabazów Palisade.

Rudy żelaza, dość duża ilość długich igieł apatyty oraz nieco kalcytu tworzącego małe romboedry w pseudomorfozach oliwinu uzupełnia skład mineralny opisanej skały.

---

<sup>1</sup> Uprzednio oznaczono ją mylnie jako hypersten (H. Dziedzicowa 1956, 1957).

Ze względu na powyższy skład mineralny i strukturę opisanych skał można by je nazwać dolerytami kwarcowymi, mimo iż względny chemiczne przemawiałyby za zaliczeniem ich do skał typu riobazaltów.

W kierunku stropu doleryty kwarcowe ulegają częściowym przeobrażeniom. Dotknięte nimi zostały głównie składniki femiczne ulegające chlorytyzacji, kalcytyzacji i hematytyzacji.

Plagioklasy ulegają zmianom bardzo nieznacznym. Obwódki oligoklazowe zdają się poszerzać koczem labradoru i niekiedy wciskają się między listewki bliźniacze tych ostatnich. Na niektórych plagioklazach widoczne są smuzki prawdopodobnie albitu, przypominające pertytowe struktury plagioklazów.

Skały te ze względu na początkowe stadium metasomatozy nazwać by można „metadolerytami kwarcowymi”.

### Skały spilitowe

Skały z wyższych partii kamieniołomu przybierają wygląd silnie przeobrażonych; zabarwienie ich zmienia się z czarnego w szare, zielonkawoszare, zielonkawe i czerwono-brunatne.

Pod mikroskopem uderza nieoczekiwany, całkowicie różny od dolerytów kwarcowych zespół mineralny świadczący o daleko posuniętym, metasomatycznym przeobrażeniu tych skał.

Na miejsce zasadowych plagioklazów pojawia się albit. Ilość jego wzrasta stopniowo w kierunku stropu, gdzie jest jedynym plagioklazem. Zawartość cząsteczki anortytowej waha się w granicach od 0—4% w różnych strefach. Względem  $n_{\omega}$  kwarcu,  $n_{\gamma}$  albitu jest niższy, względem zaś balsamu kanadyjskiego  $n_{\alpha}$  niższy,  $n_{\beta}$  niższy lub równy,  $n_{\gamma}$  równy. Charakter optyczny dodatni. Zanikają zbliżnienia karlsbadzkie i inne obserwowane w labradorach i andezynach, a obecne są jedynie albitowe. Albit zawiera liczne wrostki chlorytu lub hematytu. Na jego powierzchniach obserwuje się także strzępiaste płytki kalcytu. W niektórych dość nieregularnie przebiegających strefach miejsce częściowo lub całkowicie wylugowanego albitu zajmują agregaty drobnych ziarenek kwarcu.

Skaleń potasowy występuje w nieco większych ilościach; obwódki wokół albitu posiadają większe rozmiary niż w dolerytach kwarcowych i są zakończone palczasto, często o krystalograficznych konturach (por. fig. 2). Miejscami wnikają między listewki bliźniacze albitu. Gdzie indziej albit ulega korozji przez metasomatyzujący go skaleń potasowy. Stąd można wnioskować, że albityzacja miała miejsce przed krystalizacją skalenia potasowego. Ten ostatni podobnie jak osobniki albitu zawiera wrostki chlorytu. W odmianach skał o zabarwieniu czerwono-brunatnym skalenie zawierają na miejsce chlorytu liczne łuski hematytu. Skaleń potasowy tworzy również, szczególnie bliżej stropu, dobrze wykształcone tabliczki i w kilku przypadkach zaobserwowano narastanie takich osobników wokół pseudomorfoz chlorytowo-hematytowych po minerałach femicznych. Fakt ten dowodziłby, że skaleń potasowy jest utworem późniejszym od chlorytu i hematytu, co potwierdzają również obecne zazwyczaj w nim wrostki tych minerałów.

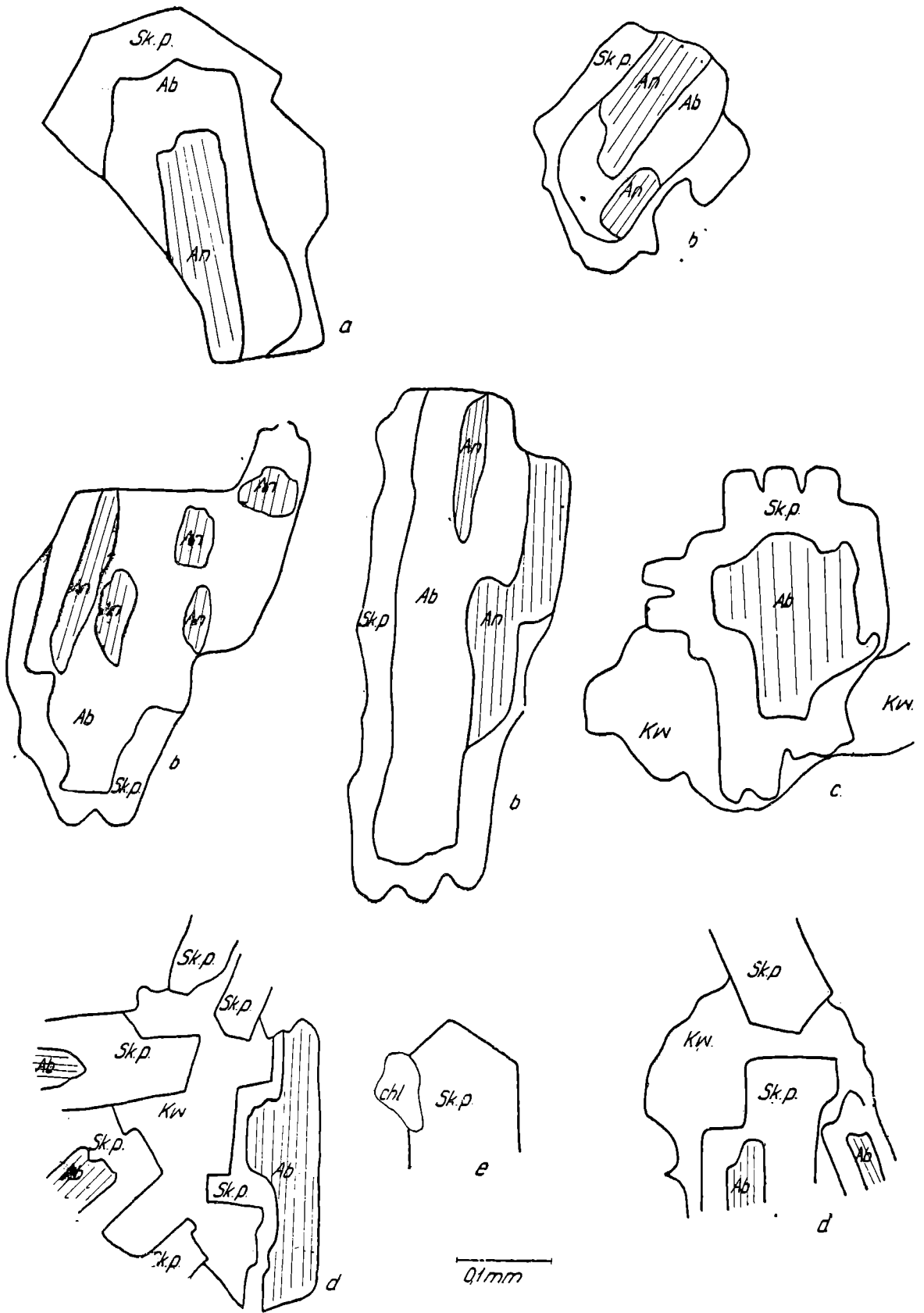


Fig. 2.

Chloryt najczęściej tworzy pseudomorfozy po minerałach femicznych, z zachowaniem konturów tych ostatnich, chociaż w niektórych skałach (odmiany o zabarwieniu zielonkawym) występuje również w interstycjach skały i jest obok skaleni przeważającym składnikiem. Występuje w drobno- lub kryptokrystalicznych agregatach o bardzo różnorodnym zabarwieniu i pleochroizmie oraz dwójłomności. Obok odmian prawie bezbarwnych obecne są odmiany zabarwione zielonkawo, o słabszym lub intensywniejszym pleochroizmie i różnych barwach interferencyjnych, osiągające niekiedy barwy żółtawoczerwone I rzędu.

Kalcyt, obok strzępków występujących łącznie ze skaleniami i pseudomorfozami piroksenów i oliwinu, występuje również w interstycjach skały. Poza tym liczny jest w żyłkach przecinających przeobrażone skały.

Hematyt w skale jest szczególnie częsty w odmianach czerwona-wobrunatnych, w których staje się istotnym składnikiem. Jest licznie rozproszony w minerałach leukokratycznych oraz w kalcyicie. Chloryt zanika wtedy prawie całkowicie i powstają odmiany kalcytowo-hematytowe.

W niektórych skałach wzrasta wyraźnie zawartość kwarcu. Obok interstycjalnych przerostów ze skaleniem potasowym tworzy on drobnoziarniste agregaty w wylugowanych częściowo lub całkowicie indywiduach albitu, piroksenów i oliwinu, a niekiedy również w interstycjach, otaczając kryształy skaleni.

Z minerałów akcesorycznych pojawiają się ziarenka leukoksenu i igiełki rutylu.

W skałach tych zarysowuje się dość wyraźna sukcesja zapoczątkowana krystalizacją chlorytu i hematytu, następnie albitu, a zakończona skaleniem potasowym, kwarcem i kalcytem. Do późniejszych procesów zdaje się należeć ługowanie albitu i chlorytu oraz wytrącanie ziarenek kwarcu.

Poza podaną nazwą spilit właściwym określeniem dla tych skał — mógłby być również termin doleryt alkaliczny.

### Skały facji brzeżnej (tabl. IX)

W stropie i spągu obserwuje się skały o szklisto-intersertalnej strukturze, osiągające do 8 metrów miąższości, dcwodzące szybkiego stygnię-

---

Fig. 2. Skalenie w skałach ze Świerków; a— obwódki albitu i skalenia potasowego w „metadolerytach kwarcowych”; b— częściową albityzacją plagioklazów w spilitach; c— obwódka skalenia potasowego wokół albitu zakończona palczasto; d— mikropegmatytowe przerosty skalenia potasowego z kwarcem; widoczne również metasomatyżowane osobniki albitu; e— skałen potasowy wykształcony automorficznie; An— anortyt; Ab— albit; Skp— skałen potasowy; Kw— kwarc; chl— chloryt.

Fig. 2. Feldspars in rocks from Świerki; a— albite and potash feldspar rings in „Quartz metadolerytes”; b— partial albitization of plagioclases in spilites; c— potash feldspar ring around albite, interfingering; d— micropegmatite intergrowings of potash feldspar with quartz; metasomatized albite individuals are seen too; e— automorphically developed potash feldspar; An— anortite; Ab— albite; Skp— potash feldspar; Kw— quartz; chl— chlorite

cia lawy w brzeźnych partiach pokrywy. Tło skalne tworzy czerwono-brunatne szkliwo, często przeobrażone w chloryt, hematyt i kalcyt, wypełnione mikrolitami bezbarwnych minerałów. W nim leżą szerokie listewki i tabliczki plagioklazów w różnym stopniu załbityzowane oraz przeobrażone całkowicie minerały femiczne. Nie obserwuje się natomiast obwódek oligoklazowych ani też skalenia potasowego.

Rozstrzygającymi dla genezy albitu w skałach spilitowych zdają się być obecne, w niektórych stropowych partiach zachowane, osobniki labradoru oraz andezynu, a więc plagioklasy identyczne jak w dolerytach kwarcowych. Fakt ten dowodziłby, że albit w skałach ze Świerków nie mógł krystalizować wprost z magmy, lecz powstał na drodze metasomatozy z plagioklazów bardziej zasadowych.

Obecność w skałach facji brzeźnej plagioklazów jednej i drugiej generacji jak również obecność pseudomorfoz składników femicznych zarówno po oliwinie, jak i piroksenach wskazywałaby, że krystalizacja plagioklazów i piroksenów w czasie przemieszczenia magmy była dość zaawansowana.

### Utwory żyłowe w spilitach

W licznych płytkach cienkich jak i megaskopowych okazach opisanych skał spilitowych występują żyły od 5 mm do kilku mikronów grubości.

Na podstawie kombinacji minerałów wypełniających żyły można wyróżnić następujące odmiany: żyły hematytowo-kalcytowo-kwarcowe, chlorytowo-kalcytowo-kwarcowe, chlorytowo-kalcytowe oraz chlorytowo-kwarcowe. W wymienionych odmianach żył, które można by określić nazwą warstewkowych ze względu na ostrą granicę między poszczególnymi minerałami, można wyznaczyć następującą kolejność krystalizacji: chloryt lub hematyt, kalcyt, kwarc. Ten ostatni z reguły wypełnia wewnętrzne części żyłek. Obok wymienionych obecne są również żyły monomineralne, z których częste są hematytowe, kalcytowe, albitowe i kwarcowe.

Kwarc i albit w żyłach tych tworzą duże kryształy o smużystym znikaniu światła. Albit w żyłach nie wykazuje żadnych wrostków, jak to się obserwuje w spilitach. Kalcyt występuje w postaci dobrze wykształconych romboedrów, hematyt tworzy łuski lub kryptokrystaliczne agregaty. Chloryt występujący w żyłach posiada kształty płytek.

Odrębne stanowisko zajmuje żyłka grubości 5 mm, o składzie i strukturze granofiru. Przecina ona spilit hematytowy ze środkowej części pokrywy. Tło jej stanowią mikropegmatytowe przerosty kwarcu ze skaleniem potasowym, w których bezładnie rozrzucone leżą listewki albitu dochodzące do 0,5 mm długości. Podobnie jak w otaczającej skale, minerały zawierają liczny rozproszony pigment hematytowy. W żyłce obserwuje się wakuole wypełnione romboedrami kalcytu.

Kolejność krystalizacji w żyłach pokrywająca się z kolejnością krystalizacji w spilitach jak również automorficzne kontury minerałów pozwalają na przyjęcie, że utwory żyłowe są pochodzenia prawdopodobnie hydrotermalnego i stanowią ostatni etap procesu metasomatozy skał.



ANALIZY CHEMICZNE I ICH INTERPRETACJA

Ze względu na interesujące zagadnienie metasomatozy stwierdzonej badaniami optycznymi poddano analizie chemicznej dziewięć skał, w tym dwa doleryty kwarcowe.

Wyniki tych analiz przedstawiono w tabeli I dołączając wyniki dwu analiz G. Alaschewskiego (1927), które uzupełniają pionowy profil przez czynny kamieniołom w Świerkach. Analizy chemiczne podane w procentach wagowych uszeregowano według malejącej zawartości tlenku wapnia związanego w plagioklazie. Bliższe objaśnienia do nich podano na str. 89.

Celem pełnego uchwycenia zmian chemicznych analizowanych skał procenty wagowe tlenków przeliczono sposobem „norm molekularnych” P. Nigglego (1936 a) i przedstawiono graficznie w trzech trójkątnych diagramach.

Dla wyjaśnienia stosowanej w związku z tym nomenklatury podano w skrócie zasadę metody „norm molekularnych”. Polega ona na przeliczeniu procentów wagowych tlenków na jednostki molekularne z uwzględnieniem ich liczb atomowych. W przypadku więc  $Fe_2O_3$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ ,  $P_2O_5$  itp. oblicza się dwukrotną ilość ich liczb molekularnych. Z tak obliczonych stosunków molekularnych tworzy się „podstawowe molekuly” (Basismoleküle) wyszczególnione poniżej.

Tabela I  
Table I

Analizy chemiczne skał ze Świerków  
Chemical analyses of the rocks from Świerki

	doleryt kwarcowy quartz dolerite	doleryt kwarcowy quartz polerite	melafir metaphyre	spilit spilitite	spilit spilitite	melafir metaphyre	spilit spilitite	spilit spilitite	spilit spilitite	spilit spilitite	spilit spilitite
Numer analizy Number of analysis	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	56,89	56,76	55,57	56,84	54,20	51,68	53,75	54,04	55,34	57,04	53,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,48	15,36	15,92	14,95	15,15	17,05	14,53	15,04	14,76	13,31	15,01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,41	4,66	2,55	7,68	7,05	5,50	7,95	7,79	8,83	8,05	7,42
FeO	4,32	4,50	4,30	0,63	1,60	3,00	0,79	1,53	0,41	1,10	0,92
MnO	0,03	0,09	0,26	0,06	0,03	0,11	śl.	śl.	0,04	śl.	0,06
MgO	2,82	2,87	2,71	2,26	3,05	2,78	2,84	3,94	2,49	3,02	3,55
CaO	6,52	6,49	6,03	6,02	6,41	5,10	6,11	4,08	5,53	4,25	4,68
K <sub>2</sub> O	2,45	2,41	3,05	2,68	2,57	3,14	3,31	2,88	3,48	3,09	4,01
Na <sub>2</sub> O	3,38	3,53	3,44	3,65	3,78	4,11	3,84	3,74	3,60	3,39	3,77
TiO <sub>2</sub>	1,12	1,06	1,58	1,71	1,60	1,38	1,78	1,51	1,55	1,51	1,48
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,53	0,56	0,40	0,58	0,44	0,49	0,49	0,59	0,53	0,51	0,47
H <sub>2</sub> O+	0,87	0,61	1,93	0,99	1,37	2,45	1,41	2,48	0,83	2,03	2,15
H <sub>2</sub> O-	1,86	1,58	0,83	0,25	0,42	0,87	0,73	1,07	0,37	0,71	0,72
CO <sub>2</sub>	0,25	śl.	1,49	2,51	3,13	2,27	3,38	1,69	3,12	2,16	3,37
	99,93	100,48	100,06	100,81	100,80	99,03	100,91	100,38	100,88	100,17	100,62

Analizy chemiczne nr 3 i 6 wykonał G. Alaschewski (1927) pozostałe analizy wykonał mgr H. Pendias (vide S. Kozłowski 1958, Tabela I) nr 16, 17, 22, 21, 20, 19, 23, 18

$KAlSiO_4$	kaliofililit	<i>Kp</i>
$NaAlSiO_4$	nefelin	<i>Ne</i>
$CaAl_2AlO_4$	aluminian wapnia	<i>Cal</i>
$MgAl_2AlO_4$	spinel	<i>Sp</i>
$FeAl_2AlO_4$	hercynit	<i>Hc</i>
$KKSiO_3$	krzemian potasu	<i>Ks</i>
$NaNaSiO_3$	krzemian sodu	<i>Ns</i>
$CaCaSiO_4$	ortokrzemian wapnia	<i>Cs</i>
$MgMgSiO_4$	forsteryt	<i>Fo</i>
$FeFeSiO_4$	fajalit	<i>Fa</i>
$Al_2O_3$	korund	<i>C</i>
$FeFeO_3$	hematyt	<i>Hm</i>
$SiO_2$	kwarc	<i>Q</i>
$Ca_3P_2O_8$	fosforan wapnia	<i>Cp</i>
$Fe_2SiO_5$	ferrisilikat	<i>Fs</i>
$CaCO_3$	kalcyt	<i>Cc</i>

Liczby molekularne tych połączeń, zsumowane i przeliczone na 100, stanowią pewien rodzaj norm i razem dają „bazę” (Basis) skały.

Uzyskane w ten sposób wartości można przedstawić graficznie na trzech diagramach trójkątnych.

Pierwszy z nich nazwany diagramem *Q-L-M* przedstawia wzajemny stosunek elementów melanokratycznych (*M*) do leukokratycznych (*L*) oraz kwarcu (*Q*), obliczonych według następującego schematu:

$$\begin{aligned} Q &= Q \\ L &= Kp + Ne + Cal \\ M &= Cs + Fo + Fa + Fs + Ru \end{aligned}$$

Diagram ten pozwala wnosić o zasadowości skały (linia *PF* jest linią nasycenia krzemionką) oraz jej „alkaliczności” scharakteryzowanej wartością parametru *L*.

Diagram drugi, którego naroża tworzą elementy *Kp*, *Ne* i *Cal*, daje równocześnie wartość parametru *k* oraz  $\pi$ , wyrażającego się stosunkiem wapnia związanego z glinem do sumy elementów leukokratycznych.

$$\pi = \frac{Cal}{Ne + Kp + Cal}$$

Trzeci diagram *Mg(Fo) — Fe(Fa, Fs) — Ca(Cs)* przedstawia stosunek magnezu, żelaza i wapnia nie związanego z glinem oraz dwa dodatkowe parametry *mg* i  $\gamma$ , przy czym

$$\gamma = \frac{Cs}{Cs + Fa + Fo + Fs}$$

Metoda ta posiada więc tę zaletę, że za pomocą stosunkowo prostych obliczeń matematycznych można skład chemiczny skał przedstawić graficznie i tym samym porównać z sobą skały o różnym składzie chemicznym. Zaletą tej metody jest również łatwość, z jaką z wartości podstawowych grup molekularnych kombinować można prawie wszystkie skałotwórcze połączenia mineralne zarówno dla skał magmowych, jak i metamorficznych, a między innymi również charakterystycznych dla skał strefy epi.

Można ją więc z powodzeniem zastosować dla porównania skał metasomatycznie przeobrażonych, do których należą opisane skały ze Świerków, podobnie jak to uczynili M. V u a g n a t (1946) i F. C. J a f f é (1955) dla skał spilitowych Alp szwajcarskich.

Wyniki przeliczeń przedstawionym sposobem umieszczono na stronach 89 — 94, podając obliczone parametry, bazy i wartości graficzne dla trójkątnych diagramów. Dla każdej z tych skał podano również skład mineralny stwierdzony pod mikroskopem.

Z uwagi na to, że występowanie kalcytu w interstycjach oraz w żyłach w paragenezie z chlorytem — którego krystalizacja miała miejsce tuż przed albityzacją — dowodziłoby juwenilnego pochodzenia dwutlenku węgla, kalcyt wliczono do bazy skały.

Skład mineralny i parametry N i g g l'ego skał ze Świerków  
Mineral composition and N i g g l' s parameters of the rocks from Świerki

### Nr analizy 1

Doleryt kwarcowy ze starego kamieniołomu w Świerkach (patrz fig. 1)

Quartz dolerite

Skład mineralny: plagioklasy, augit diopsydowy, hornblenda zw. skaień potasowy, kwarc, pseudomorfozy oliwinu, rudy żelaza, nieco kalcytu.

Mineral composition: plagioclases, augite-diopside (?), common hornblende, potash feldspar, quartz, pseudomorphoses of olivine, iron-ores, some calcite.

Parametry Parameters		Baza Base		Wartości graficzne Niggli's graphical values	
si	181	Q	39,6	Q	39,6
al	26,7	Kp	9,1	L	38,7
fm	36,2	Ne	18,9	M	21,7
c	21,9	Cal	10,7		
alk	15,2	Cs	2,3	π	0,30
		Fs	4,9	γ	0,13
ti	2,7	Fa	5,2		
p	0,8	Fo	6,0		
h <sub>2</sub> O	9,2	Ru	0,9		
CO <sub>2</sub>	1,2	Cp	1,9		
		Cc	0,6		
k	0,32				
mg	0,37				

### Nr analizy 2

Doleryt kwarcowy z najdolniejszego poziomu nowego kamieniołomu w Świerkach (patrz fig. 1).

Quartz-dolerite

Skład mineralny: plagioklasy, augit diopsydowy, hornblenda zw. skaień potasowy, kwarc, pseudomorfozy oliwinu, rudy żelaza.

Mineral composition: plagioclases, augite-diopside, common hornblende, potash feldspar, quartz, pseudomorphoses of olivine, iron-ores.

Parametry Parameters		Baza Base		Wartości graficzne Niggli's graphical values	
<i>si</i>	175	<i>Q</i>	38,9	<i>Q</i>	38,9
<i>al</i>	25,3	<i>Kp</i>	9,0	<i>L</i>	40,2
<i>fm</i>	32,3	<i>Ne</i>	19,4	<i>M</i>	20,9
<i>c</i>	19,6	<i>Cal</i>	11,8		
<i>alk</i>	13,9	<i>Cs</i>	2,0	$\pi$	0,29
		<i>Fs</i>	5,0	$\gamma$	0,11
<i>ti</i>	2,4	<i>Fa</i>	5,4		
<i>p</i>	0,7	<i>Fo</i>	6,0		
<i>h<sub>2</sub>O</i>	6,2	<i>Ru</i>	0,7		
<i>CO<sub>2</sub></i>	—	<i>Cp</i>	1,8		
<i>k</i>	0,31				
<i>mg</i>	0,36				

Nr analizy 3

Melafir z II pokładu nowego kamieniołomu w Świerkach (vide fig. 1).

Melaphyre

Skład mineralny: brak bliższych danych.

Mineral composition: lack of data.

Parametry Parameters		Baza Base		Wartości graficzne Niggli's graphical values	
<i>si</i>	181	<i>Q</i>	38,9	<i>Q</i>	38,9
<i>al</i>	30,6	<i>Kp</i>	11,0	<i>L</i>	39,5
<i>fm</i>	31,2	<i>Ne</i>	19,0	<i>M</i>	21,6
<i>c</i>	21,1	<i>Cal</i>	9,5		
<i>alk</i>	17,1	<i>Sp</i>	2,4	$\pi$	0,24
		<i>Fs</i>	2,8	$\gamma$	0,
<i>ti</i>	3,7	<i>Fa</i>	5,4		
<i>p</i>	0,6	<i>Fo</i>	4,6		
<i>h<sub>2</sub>O</i>	20,1	<i>Ru</i>	1,1		
<i>CO<sub>2</sub></i>	6,7	<i>Cp</i>	1,4		
		<i>Cc</i>	3,9		
<i>k</i>	0,37				
<i>mg</i>	0,42				

Wartość parametru  $\pi$  dowodzi obecności w skale zasadowego plagioklazu. Brak w bazie *Cs*, a obecność *Sp* wskazuje na chlorytazację piroksenów. Skalę tę można by określić nazwą „metadolerytu kwarcowego”.

Nr analizy 4

Spilit ze spągowych partii w Świerkach, wiercenie 1, (patrz fig. 1).

Spilite

Skład mineralny: albit, hematyt, kalcyt, chloryt, skaień potasowy, kwarc, resztki zasadowego plagioklazu.

Mineral composition: albite, hematite, calcite, chlorite, potash feldspar, quartz, remains of basic plagioclase.

Parametry Parameters		Baza Base		Wartości graficzne Niggli's graphical values	
<i>si</i>	189	<i>Q</i>	40,0	<i>Q</i>	40,0
<i>al</i>	29,2	<i>Kp</i>	9,8	<i>L</i>	34,6
<i>fm</i>	32	<i>Ne</i>	20,0	<i>M</i>	25,4
<i>c</i>	21	<i>Cal</i>	4,4		
<i>alk</i>	17,5	<i>Sp</i>	5,4	$\pi$	0,13
		<i>Fs</i>	8,2	$\gamma$	0
<i>ti</i>	4,2	<i>Fa</i>	0,7		
<i>p</i>	0,8	<i>Fo</i>	2,0		
<i>h<sub>2</sub>O</i>	1,1	<i>Ru</i>	1,2		
<i>CO<sub>2</sub></i>	11,4	<i>Cp</i>	1,8		
<i>k</i>	0,33	<i>Cc</i>	6,5		
<i>mg</i>	0,35				

Nr analizy 5

Spilit z dolnej części pokrywy w Świerkach, otwór wiertniczy nr 2, (patrz fig. 1).

Spilite

Skład mineralny: albit, hematyt, kalcyt, chloryt, skaień potasowy, kwarc, resztki zasadowego plagioklazu.

Mineral composition: albite, hematite, calcite, chlorite, potash feldspar, quartz, remains of basic plagioclase.

Parametry Parameters		Baza Base		Wartości graficzne Niggli's graphical values	
<i>si</i>	165	<i>Q</i>	35,4	<i>Q</i>	35,4
<i>al</i>	27,0	<i>Kp</i>	8,8	<i>L</i>	32,8
<i>fm</i>	36,2	<i>Ne</i>	19,7	<i>M</i>	31,8
<i>c</i>	20,9	<i>Cal</i>	4,3		
<i>alk</i>	15,9	<i>Sp</i>	5,8	$\pi$	0,13
		<i>Fs</i>	7,2	$\gamma$	0
<i>ti</i>	3,7	<i>Fa</i>	3,0		
<i>p</i>	0,7	<i>Fo</i>	5,7		
<i>h<sub>2</sub>O</i>	14,2	<i>Ru</i>	1,1		
<i>CO<sub>2</sub></i>	13,3	<i>Cp</i>	1,3		
<i>k</i>	0,31	<i>Cc</i>	7,7		
<i>mg</i>	0,37				

Nr analizy 6

Melafir z wyższych partii nowego kamieniołomu w Świerkach (patrz fig. 1).

Melaphyre

Skład mineralny: brak bliższych danych.

Mineral composition: lack of data.

Parametry Parameters		Baza Base	Wartości graficzne Niggli's graphical values		
<i>si</i>	161	<i>Q</i>	34,5	<i>Q</i>	34,5
<i>al</i>	31,5	<i>Kp</i>	11,6	<i>L</i>	37,5
<i>fm</i>	32,6	<i>Ne</i>	22,8	<i>M</i>	28,0
<i>c</i>	17,2	<i>Cal</i>	3,1		
<i>alk</i>	18,7	<i>Sp</i>	8,3	$\pi$	0,08
		<i>Fs</i>	5,4	$\gamma$	0
<i>ti</i>	3,2	<i>Fa</i>	3,7		
<i>p</i>	0,8	<i>Fo</i>	1,9		
<i>h<sub>2</sub>O</i>	25,4	<i>Ru</i>	1,0		
<i>CO<sub>2</sub></i>	9,5	<i>Cp</i>	—		
		<i>Cc</i>	5,9		
<i>k</i>	0,34				
<i>mg</i>	0,39				

Jak to można wnosić z wartości parametru  $\pi$ , wartości *Sp* i *Cc*, skała ta należy do skał spilitowych o składzie albit, chloryt, kalcyt. Z wartości *Kp* i *Q* wynika, że obecny jest również skaień potasowy i kwarc.

Nr analizy 7

Spilit ze środkowej części pokrywy, wiercenie 1, (parz fig. 1).

Spilite

Skład mineralny: albit, chloryt, hematyt, kalcyt, skaień potasowy, kwarc.

Mineral composition: albite, chlorite, hematite, calcite, potash feldspar, quartz.

Parametry Parameters		Baza Base	Wartości graficzne Niggli's graphical values		
<i>si</i>	170	<i>Q</i>	35,8	<i>Q</i>	35,6
<i>al</i>	27	<i>Kp</i>	11,9	<i>L</i>	34,5
<i>fm</i>	34	<i>Ne</i>	21,1	<i>M</i>	29,7
<i>c</i>	20,6	<i>Cal</i>	1,5		
<i>alk</i>	18,4	<i>Sp</i>	6,1	$\pi$	0,04
		<i>Fs</i>	8,2	$\gamma$	0
<i>ti</i>	4,2	<i>Fa</i>	0,9		
<i>p</i>	0,8	<i>Fo</i>	2,9		
<i>h<sub>2</sub>O</i>	14,8	<i>Ru</i>	1,2		
<i>CO<sub>2</sub></i>	14,5	<i>Cp</i>	1,8		
		<i>Cc</i>	8,6		
<i>k</i>	0,36				
<i>mg</i>	0,39				

Nr analizy 8

Spilit z górnej części pokrywy, wiercenie 1, (patrz fig. 1).  
fig. 1).

Spilite

Skład mineralny: albit, chloryt, hematyt, kalcyt, skaleń potasowy, kwarc.

Mineral composition: albite, chlorite, hematite, calcite, potash feldspar, quartz.

Parametry Parameters		Baza Base		Wartości graficzne Niggli's graphical values	
<i>si</i>	172	<i>Q</i>	36,9	<i>Q</i>	36,9
<i>al</i>	28	<i>Kp</i>	10,4	<i>L</i>	32,9
<i>fm</i>	41,2	<i>Ne</i>	20,9	<i>M</i>	30,2
<i>c</i>	13,7	<i>Cal</i>	1,6		
<i>alk</i>	17,1	<i>Sp</i>	8,3	$\pi$	0,05
		<i>Fs</i>	8,3	$\gamma$	0
<i>ti</i>	3,6	<i>Fa</i>	1,8		
<i>p</i>	0,7	<i>Fo</i>	4,3		
<i>h<sub>2</sub>O</i>	24,8	<i>Ru</i>	1,1		
<i>CO<sub>2</sub></i>	7,2	<i>Cp</i>	1,9		
		<i>Cc</i>	4,5		
<i>k</i>	0,33				
<i>mg</i>	0,46				

Nr analizy 9

Spilit ze stropowej części pokrywy, wiercenie 1, (patrz fig. 1).

Spilite

Skład mineralny: albit, hematyt, kalcyt, chloryt, skaleń potasowy, kwarc.

Mineral composition: albite, hematite, calcite, chlorite, potash feldspar, quartz.

Parametry Parameters		Baza Base		Wartości graficzne Niggli's graphical values	
<i>si</i>	178	<i>Q</i>	37,6	<i>Q</i>	37,6
<i>al</i>	27,8	<i>Kp</i>	12,5	<i>L</i>	32,8
<i>fm</i>	34,8	<i>Ne</i>	19,7	<i>M</i>	29,6
<i>c</i>	19,1	<i>Cal</i>	0,6		
<i>alk</i>	18,3	<i>Sp</i>	7,6	$\pi$	0,02
		<i>Fs</i>	9,3	$\gamma$	0
<i>ti</i>	3,7	<i>Fa</i>	0,9		
<i>p</i>	0,8	<i>Fo</i>	1,4		
<i>h<sub>2</sub>O</i>	8,9	<i>Ru</i>	1,1		
<i>CO<sub>2</sub></i>	13,6	<i>Cp</i>	1,8		
		<i>Cc</i>	7,9		
<i>k</i>	0,38				
<i>mg</i>	0,35				

Nr analizy 10

Spilit ze stropowej części pokrywy, wiercenie 2, (patrz fig. 1).

Spilite

Skład mineralny: albit, chloryt, hematyt, kalcyt, skaleń potasowy, kwarc.

Mineral composition: albite, hematite, calcite, chlorite, potash feldspar, quartz.

Parametry Parameters		Baza Base		Wartości graficzne Niggli's graphical values	
<i>si</i>	199	<i>Q</i>	40,6	<i>Q</i>	40,6
<i>al</i>	24	<i>Kp</i>	11,5	<i>L</i>	30,8
<i>fm</i>	35,5	<i>Ne</i>	19,0	<i>M</i>	28,6
<i>c</i>	14	<i>Cal</i>	0,3		
<i>alk</i>	16,5	<i>Sp</i>	7,0	$\pi$	0,01
		<i>Fs</i>	8,7	$\gamma$	0
<i>ti</i>	3,9	<i>Fa</i>	1,3		
<i>p</i>	0,8	<i>Fo</i>	3,0		
<i>h<sub>2</sub>O</i>	23,4	<i>Ru</i>	1,1		
<i>CO<sub>2</sub></i>	11,4	<i>Cp</i>	1,8		
		<i>Cc</i>	5,7		
<i>k</i>	0,38				
<i>mg</i>	0,39				

Nr analizy 11

Spilit ze stropowej części (poziom I) nowego kamieniołomu (patrz fig. 1).

Spilite

Skład mineralny: albit, chloryt, hematyt, kalcyt, skaleń potasowy, kwarc.

Mineral composition: albite, chlorite, hematite, calcite, potash feldspar, quartz.

Parametry Parameters		Baza Base		Wartości graficzne Niggli's graphical values	
<i>si</i>	173	<i>Q</i>	34,6	<i>Q</i>	34,6
<i>al</i>	28,8	<i>Kp</i>	14,6	<i>L</i>	35,4
<i>fm</i>	27,8	<i>Ne</i>	20,8	<i>M</i>	30,0
<i>c</i>	16,3	<i>Sp</i>	7,2		
<i>alk</i>	17,1	<i>Fs</i>	7,8	$\pi$	0,0
		<i>Fa</i>	1,1	$\gamma$	0
<i>ti</i>	3,7	<i>Fo</i>	2,4		
<i>p</i>	0,7	<i>Ru</i>	1,1		
<i>h<sub>2</sub>O</i>	22,4	<i>Cp</i>	1,8		
<i>CO<sub>2</sub></i>	14,25	<i>Cc</i>	8,6		
<i>k</i>	0,41				
<i>mg</i>	0,46				



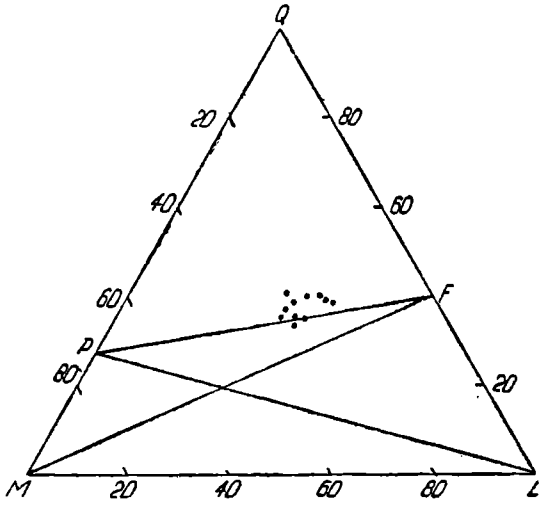


Fig. 3. Diagram Q—L—M  
 Fig. 3. Diagramme Q—L—M

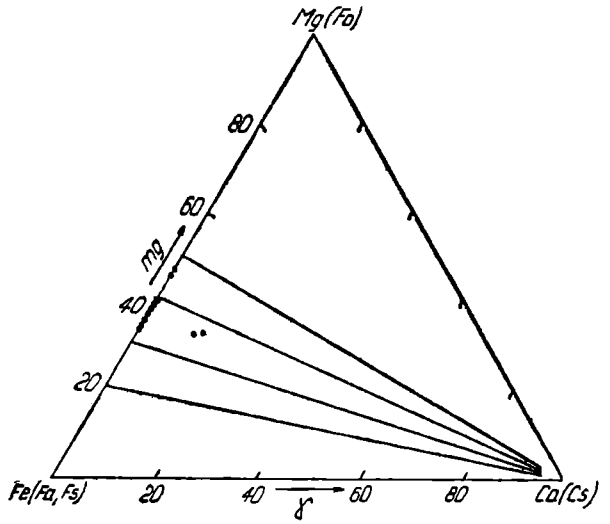


Fig. 4. Diagram Kp—Ne—Cal  
 Fig. 4. Diagramme Kp—Ne—Cal

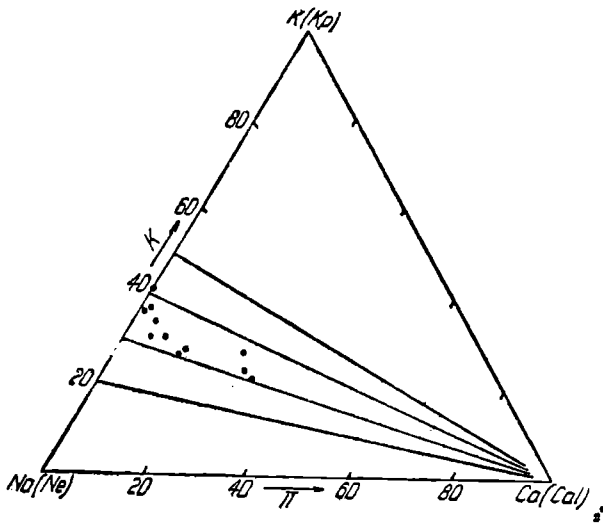


Fig. 5. Diagram Mg—Fe—Ca  
 Fig. 5. Diagramme Mg—Fe—Ca

Wartość parametru *si* określa przynależność tych skał do nasyconych krzemionką, co widoczne jest na diagramie *Q-L-M* (por. fig. 3). Punkty analizowanych skał zgrupowane są blisko linii *PF*, większość z nich jednakże znajduje się powyżej tej linii. Określa to przejściowe stanowisko omawianych skał, odrębne od przeciętnych bazaltów i dolerytów. Parametry Nigglego wskazują na przynależność dolerytów kwarcowych do magmy lamprodiorytowej, natomiast chemizm spilitów upodabnia się do chemizmu skał mugearytowego typu magmowego w klasyfikacji Nigglego (P. Niggli 1936 b).

Stosunkowo dużą wartość wykazuje również parametr *alk*, który wzrasta stopnicwo dla skał z wyższych partii pokrywy na niekorzyść parametru *c*.

Różnice te wyraźniejsze są jednakże w diagramie *Kp-Ne-Cal* (por. fig. 4), w którym punkty analizowanych skał zbliżają się stopniowo w kierunku boku *Kp-Ne*, przesuwając się równocześnie nieco bliżej wierzchołka *Kp*. Fakt ten potwierdza obecność w tych skałach albitu i skalenia potasowego stwierdzoną badaniami optycznymi. Ubytek wapnia na korzyść alkaliów zarówno sodu, jak i potasu jest wyraźny i określa różnice między dolerytami kwarcowymi a skałami spilitowymi.

Spility na diagramie *Mg-Fe-Ca* (por. fig 5) grupują się na boku łączącym wierzchołki *Mg* i *Fe* i położone są blisko siebie. Nieco oddalone od większości tych skał dwa punkty należą do odmian spilitów szczególnie bogatych w chloryt. Odrębne stanowisko zajmują doleryty kwarcowe. Ich położenie bliskie boku *Mg-Fe* dowodzi małego udziału wapnia w piroksenach. W diagramie *Mg-Fe-Ca* wyraźna jest więc różnica między skałami piroksenowymi i odmianami chlorytowo-hematytowymi jak również między spilitami hematytowymi i chlorytowymi.

Jak wynika z powyższego, kierunek zmian chemicznych skał ze Świerków polegał na uwalnianiu wapnia z plagioklazów i piroksenów. Wapń łączył się z  $\text{CO}_2$ , dając kalcyt. Zwiększała się natomiast ilość sodu i potasu. Wzrastająca wartość parametru *ti* wskazuje również na wzrost  $\text{TiO}_2$ . Bardzo wyraźny wzrost wykazuje woda i  $\text{CO}_2$ .

#### ZAGADNIENIE SPILITÓW

Na podstawie odmiennego składu mineralnego i chemicznego zasadowych skał ekstruzywnych ze Świerków należy genezę tych skał rozpatrywać inaczej, niż to uczynili L. Milch i G. Alaschewski (1927). Autorzy ci tłumaczą zmienność składu chemicznego „melafirów” ze Świerków i Głuszycy wietrzeniem.

Obserwacje terenowe i mikroskopowe wykazały, że spility stoją w genetycznym związku z dolerytami kwarcowymi, z którymi połączone są przejściami. Występują one w obrębie jednej pokrywy, w której doleryty kwarcowe znajdują się w spagowych partiach.

W licznych płytkach cienkich możliwe było prześledzenie w sposób bardzo wyraźny wszystkich zasadniczych procesów przeobrażeniowych tych skał. Z obserwacji tych wynika, że przeobrażeniom podlegały zarówno składniki femiczne, jak i plagioklasy. Proces przeobrażeniowy rozpoczął się przede wszystkim chlorytyzacją składników femicznych, której efektem są skały typu „meta dolerytów kwarcowych”.

Skąły te występują w bezpośrednim kontakcie nie zmienionych dolerytów kwarcowych i stanowią przejście do skał spilitowych.

W spilitach obserwuje się wyraźne znamiona albityzacji zasadowych plagioklazów, których resztki zachowały się w niektórych skałach. Na wpływy metasomatozy zdają się być odporniejsze słabo zbliżnione an-dezyny. Na ich powierzchniach obserwowano smużki albitu przypominające struktury pertytowe. Resztki zasadowych plagioklazów zachowały się również w skałach stropowej facji brzeżnej.

Zjawiska te dowodziłyby, że albit w skałach spilitowych nie jest minerałem krystalizującym wprost z magmy, lecz powstałym przez metasomatozę wcześniej wykryszalizowanych, bardziej zasadowych członów plagioklazów, jak to przyjmowali również E. B. Bailey i G. W. Graham (1909, fide 8, str. 236), H. Dewey i J. S. Flett (1911, fide J. Gilluly 1935, str. 236), H. C. Sargent (1917), N. Sundius (1930), P. Eskola (1946). P. Eskola udowodnił eksperymentalnie możliwość istnienia tzw. „reakcji spilitowej” pod działaniem roztworów zawierających  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  i  $\text{SiO}_2$ .

A. K. Wells (1923) przyjmujący istnienie odrębnej serii skał spilitowych był zdania, że albit w spilitach krystalizuje wprost z magmy spilitowej.

Dyskusja tycząca genezy albitu wywołana została głównie faktem występowania w niektórych spilitach albitu w asocjacji z nie zmienionym piroksenem. F. J. Turner (1948, str. 120) przypuszcza odnośnie do tych ostatnich, że wskutek nierównowagi zbiorowiska mineralnego otwarte struktury sieciowe plagioklazów pozwalają na całkowitą reakcję z przenikającymi roztworami, gdy natomiast gęsta sieć przestrzenna augitu reakcję wymienną utrudnia. M. H. Batty (1956), który stwierdził, że albity występujące w spilitach wespół z piroksenami i chlorytem należą do form niskotemperaturowych, przypuszcza, że asocjacja piroksen — albit jest możliwa w wysoko uwodnionych warunkach, w których prawdopodobnie metatrwałe pirokseny zasobne w CaO krystalizowały szybko wraz z plagioklazami i w warunkach wolnej dyfuzji reagowały z eliminacją anortytu, przy czym pewna część CaO mogła wchodzić w skład piroksenów.

W większości przypadków w spilitach albit występuje obok chlorytu i kalcytu. Ze względu na częste współwystępowanie tych skał z dolerytami lub bazaltami (H. C. Sargent 1917, S. J. Tomkeieff 1941) obecność albitu w tych skałach należałoby wiązać z pochodzeniem metasomatycznym, a w szczególności z procesem metasomatozy endogenicznej. Procesy tego typu nazwane zostały autolizą, autopneumatolizą, autometamorfozą, a ostatnio przez P. Eskolę (1946) autometasomatozą. Wykluczają one zasadniczo doprowadzenie metasomatyzujących czynników z zewnątrz, chociaż niektórzy autorzy zajmowali stanowisko przeciwne.

Według N. Sundiusa (1930) albityzacja odbywała się pod wpływem wód pozamagmowych regionalnego pochodzenia, przy czym polegała ona raczej na wylugowaniu wapnia. G. Beskow (1929, fide J. Gilluly 1935, str. 251) dopatrywał się źródeł roztworów metasomatyzujących w wodzie morskiej, z której sól miał być odpowiedzialny za albityzację plagioklazów.

Ostatni pogląd wydaje się w naszym przypadku trudny do utrzymania, gdyż permskie wylewy niecki śródsudeckiej nie należą do wylewów podmorskich, chociaż istnieje przypuszczenie, że mogły ekstrudować w zbiorniki wodne (K. Dziedzic, 1958).

Z drugiej strony, stwierdzone badaniami mikroskopowymi następstwo krystalizacji w spilitach dowodziłoby, że albityzacja odbywała się jeszcze przed krystalizacją skalenia potasowego. Ten ostatni nie ma charakteru wtórnego, jak to obserwowali w skałach wylewnych C. F e n n e r (1936) i R. D. T e r z a g h i (1948), lecz tworzy zwłaszcza w stropowych częściach ekstruzji automorficznie wykształcone tabliczki. To upoważnia do przyjęcia, że końcowa faza krystalizacji w spilitach odbywała się przy współdziałaniu lotnych składników.

M. H. B a t t e y (1956) dowiódł, że w zależności od aktywności lotnych składników, głównie pary wodnej w magmie, może powstać seria skał od toleitów do „subspilitów” i spilitów włącznie.

W takim ujęciu można by sugerować następujący schemat genezy skał ze Świerków. W spągowych partiach ekstruzji temperatura była stosunkowo wysoka przy małej ilości składników lotnych, dzięki czemu końcowa krystalizacja wykazuje normalną kolejność: oligoklaz, skałen potasowy, kwarc. W wyższych częściach wylewu natomiast ze względu na obniżenie temperatury — której przyczyną mogło być wylanie się magmy na powierzchnię — i wzbogacenie w składniki lotne, krystalizacja ulega zaburzeniu. W takich warunkach następują reakcje wymienne z wykrysztalizowanymi już minerałami prowadzącymi do tworzenia się nowych niskotemperaturowych minerałów takich jak chloryt, hematyt, albit, trwałych w zmodyfikowanych warunkach fizykochemicznych. Wkrótce po albicie krystalizuje skałen potasowy i kwarc oraz prawdopodobnie na samym końcu kalcyt. Proces nie został jednak całkowicie zakończony. Roztwory posiadające dość prawdopodobnie charakter roztworów hydrotermalnych powodują dalsze reakcje. W niektórych skałach obserwuje się zastąpienie substancji albitowej agregatem ziarenek kwarcu. Podobne agregaty wraz z kalcytem tworzą pseudomorfozy po minerałach femicznych i występują także w insterstycjach skały. Końcowym efektem metasomatycznego procesu zdaje się być tworzenie żyłek.

Przyczyna zatrzymania składników lotnych w magmie nie została dotychczas całkowicie wyjaśniona. W przypadku wylewów podmorskich przyjmuje się, że ucieczkę lotnych składników utrudniało tworzenie się trudniej przepuszczalnych skorup na szybko stygnącej w wodzie morskiej lawie jak również ciśnienie nadległego słupa wody. W Świerkach zostały stwierdzone zarówno w spągu, jak i stropie skały bogate w szkliwo dowodzące szybkiego stygnięcia magmy w tych częściach ekstruzji. Skorupa taka posiada około osiem metrów miąższości.

Jest więc prawdopodobne, że skorupa utworzona podczas szybkiego krzepnięcia magmy na jej powierzchni zapobiegała ucieczce składników lotnych z magmy, dzięki którym nastąpiła modyfikacja krystalizacji prowadzącej do powstania skał spilitowych.

Kierunek zmian chemicznych polegał głównie na:

- 1) zmniejszeniu ilości CaO,
- 2) wzroście Na<sub>2</sub>O i K<sub>2</sub>O,

- 3) ogólnie zmniejszeniu się ilości SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO,
- 4) utlenieniu żelaza dwuwartościowego,
- 5) wzroście TiO<sub>2</sub>,
- 6) wzroście H<sub>2</sub>O i CO<sub>2</sub>.

Tabela II  
Table II

Analizy chemiczne skał spilitowych (na podstawie prac publikowanych,  
Chemical analyses of the spilites (based on papers quoted in the list of references,

Numer analizy Number of analysis	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
SiO <sub>2</sub>	54,87	53,15	52,43	51,31	51,22	49,68	49,60	47,95	47,03	46,01	43,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,98	14,39	15,34	12,67	13,66	15,78	15,69	15,82	22,45	15,21	23,25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,65	1,28	1,37	0,54	2,84	5,63	2,52	1,44	7,0	1,35	1,87
FeO	8,89	9,33	8,35	7,99	9,20	5,45	6,96	2,56	7,0	8,69	4,81
MnO	0,04	0,14	0,10	0,45	0,25	—	0,17	0,03	.....	0,33	śl.
MgO	3,33	4,74	6,33	2,19	4,55	5,31	7,41	3,64	8,79	4,18	6,50
CaO	4,06	7,06	1,09	8,17	6,89	6,48	3,57	8,09	2,92	8,64	5,58
K <sub>2</sub> O	1,13	1,01	0,12	0,54	0,75	0,43	0,22	5,24	4,55	0,34	3,04
Na <sub>2</sub> O	5,73	4,58	5,15	5,21	4,93	5,07	5,39	3,23	2,63	4,97	3,60
TiO <sub>2</sub>	2,02	1,50	3,97	1,92	3,32	2,04	3,40	2,58	.....	2,21	.....
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,47	0,19	0,29	0,90	0,29	—	0,43	0,93	.....	0,61	.....
H <sub>2</sub> O+	2,39	2,02	5,16	2,31	1,88	3,22	4,39	1,42	3,65	2,48	3,76
H <sub>2</sub> O-	0,25	0,19	0,50	0,04	.....	0,26	0,36	—	.....	.....	1,06
CO <sub>2</sub>	—	0,10	śl.	6,15	0,94	.....	—	6,98	1,90	4,98	3,50
	99,81	99,66	100,18	100,86	100,72	99,35	100,08	99,91	100,92	100,00	100,10

Objaśnienie tabeli II

Explanation of table II

- I. spilit z Great Island — Spilite from Great Island; anal. M. H. Battey (1956, p. 96 nr 6210);
- II. spilit z Oregon — Spilite from Oregon; anal. Fairchild (J. Guilluly, 1935);
- III. diabaz albitowo-chlorytowy z Jaunpass — albite-chlorite diabase from Jaunpass, anal. H. Grunau (M. Vuagnat, 1946, p. 189);
- IV. spilit z Tayvallich — Spilite from Tayvallich, Peninsula, anal. E. G. Radley (H. Dewey i J. S. Elett, 1911, p. 206), fide J. Gilluly, 1935);
- V. średnia spilitów zgodnie z N. Sundiusem (1930) — mean chemical composition of spilites according to N. Sundius (1930);
- VI. spilit z Ardez — Spilite from Ardez; anal. O. Züst (M. Vuagnat, 1946, p. 190);
- VII. diabaz albitowo-chlorytowy — albitechlorite diabase, anal. J. Jakob (F. C. Jaffé, 1955, p. 103);
- VIII. spilit potasowy z Haddinger — Potash spilite from Haddinger; anal. F. Herdsmann (S. J. Tomkeieff, 1941, p. 48);
- IX. spilit potasowy z Derbyshire — Potash spilite from Derbyshire; anal. E. Sinkinson (H. C. Sargent, 1917, p. 22);
- X. średnia spilitów, zgodnie z A. K. Wellsem 1923 — mean chemical composition of spilites according to A. K. Wells (1923);
- XI. spilit potasowy z Derbyshire — Potash spilite from Derbyshire; anal. E. Sinkinson (H. C. Sargent, 1917, p. 22).

Do podobnych wniosków na podstawie badań mikroskopowych i chemicznych doszli J. Milch i G. Alaschewski (1927) porównując skały z różnych głębokości ekstruzji w Świerkach i Głuszycy z okruchami przechodzącymi w glebę. W efekcie wyróżnili dwa kolejne stadia wietrzenia tych skał, w którym zmiany prowadzące do spilitów uważali za wczesne stadium wietrzenia.

Ze względu na stwierdzony niniejszymi badaniami proces albityzacji plagioklazów pogląd wymienionych autorów jest raczej trudny do utrzymania, gdyż albityzacji nie można zaliczyć do procesów wietrzenia, lecz do procesów metasomatycznych.

Szczególną cechą spilitów ze Świerków jest ich stosunkowo duża zawartość potasu, co podkreślił już G. Berg (1907), określając melafiry zachodniej niecki śródsudeckiej nazwą oliwinowych weichselbergitów bogatych w potas. E. Piekarska, A. Gawęł (1954) zwracają uwagę, że melafiry krakowskie ze względu na obecność skalenia potasowego obok wapniowo-alkalicznego plagioklazu mają piętno skał esseksytowych.

Określenia spilit użył pierwszy A. Brongniart w 1827 roku dla bogatych w kalcyt skał migdałowcowych o typie bazaltu. W tym znaczeniu nazwa ta była używana do roku 1911, gdy H. Dewey i J. S. Flett (fide J. Gilluy 1935) nazwą tą określili skały zasadowe o składzie albit, chloryt, kalcyt, odznaczające się niską zawartością  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$  i  $\text{CaO}$ , zasobne w  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{CO}_2$  i  $\text{H}_2\text{O}$  (por. tabela II nr IV).

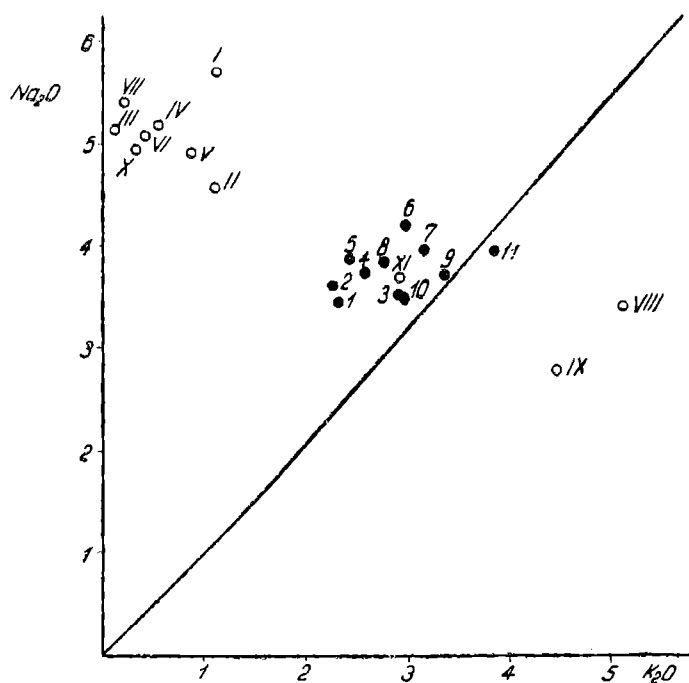


Fig. 6. Diagram  $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$ ; białe kółka oznaczają skały spilitowe, których wyniki analiz podano w tabeli II, str. 99; czarne kółka oznaczają skały ze Świerków (wyniki analiz chemicznych podano w tabeli I, str. 87)

Fig. 6. Diagram  $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$ ; white circles signify spilites, chemical analyses of which are given in Polish text p. 99, table II; black circles signify rocks from Świerki (chemical analyses see Polish text p. 87, table I)

Odtąd znaczenie takie przeważa wśród autorów zajmujących się spilitami. N. Sundius (1930) i J. Gilluly (1935) podkreślają, że spility są skałami z reguły ubogimi w potas.

H. C. Sargent (1917) i S. J. Tomkeieff (1941) opisali skały o składzie mineralnym spilitów, których cechą jest obecność skalenia potasowego. Zawartość potasu w nich przekracza ilość sodu (por. tabela II, nr analizy VIII, IX, i XI.). Skały te nazwali wymienieni autorzy spilitami potasowymi.

Różnice między spilitami sodowymi a potasowymi są widoczne na diagramie  $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$  (fig.6). Większość skał podanych w tabeli II z wyjątkiem spilitów potasowych mieści się w polu sodowym diagramu. Skały ze Świerków zajmują stanowisko pośrednie między spilitami potasowymi a sodowymi. Punkty zgrupowane są blisko linii granicznej, jednak w polu sodowym diagramu. Można by je więc nazwać spilitami sodowo-potasowymi.

Mimo jednak odrębnego stanowiska skały badane wykazują charakterystyczne cechy spilitów, spośród których wymienić należy przede wszystkim:

- 1) szczególny skład mineralny,
- 2) albityzację plagioklazów wapniowo-alkalicznych,
- 3) współwystępowanie w obrębie jednego ciała ekstruzywnego ze skałami typu dolerytów kwarcowych,
- 4) ogólną tendencję rozwojową tych skał w kierunku odmian uboższych w  $\text{CaO}$ , a zasobniejszych w alkalia,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  i  $\text{CO}_2$ .

Jeżeli doleryty kwarcowe można by porównać z „subspilitami” M. H. Batteya (1956, str. 105, 106), do których zbliżone są składem chemicznym, skały ze Świerków mogłyby stanowić końcowe ogniwo serii dyferencyjnej: toleit, „subspilit”, spilit.

## WYKAZ LITERATURY

### REFERENCES

1. Battey M. H. (1956), The petrogenesis of a spilitic rock series from New Zealand. *Geol. Mag.* 93, No. 2, London.
2. Burri C., Parga-Pondal I. (1935), Beiträge zur Kenntnis einiger jungvulkanischer Gesteine Spaniens. *Schweiz. Min.-petr. Mitt.* 15, Zürich.
3. Berg G. (1907), Vergeichende Studien an den Rotliegenden Eruptivgesteinen im Westteil der Mittelsudetischen Mulde. *Jb. d. K. P. Geol. L.-A.* Berlin.
4. Dathe E. (1904), Erläuterungen zur Geol. Karte von Preussen. — Blatt Rudolfswaldau, *König. Preuss. Geol. L.-A.* Berlin.
5. Dziedzic K. (1956), Następstwo permskich skał wulkanicznych w rejonie Nowej Rudy na Dolnym Śląsku. *On the succession of the Permian volcanites in the region of Nowa Ruda, Lower Silesia.* *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 28, z. 1, Kraków.
6. Dziedzicowa H. (1956), Spilityzacja „melafirów” permskich w niecce śródsudeckiej. *Prz. Geol.*, 9, Warszawa.
7. Dziedzicowa H. (1957), Charakterystyka petrograficzna melafirów ze Świerków. Przewodnik do XXX Zjazdu Pol. Tow. Geol. w ziemi kłodzkiej, Wrocław.
8. Eskola P. (1946), *Kristalle und Gesteine.* Wien.
9. Fenner C. (1936), Yellowstone Park borehole investigations. *Journ. Geol.* 44, Chicago.

10. Gilluly J. (1935), Keratophyres of eastern Oregon and the spilite problem. *Amer. Journ. Sci.* 27, New Haven.
11. Jaffé F. C. (1955), Les ophiolites et les roches connexes de la région du Col des Gest. *Schweiz. Min. petr. Mitt.* 35, H. 1, Zürich.
12. Kozłowski St. (1958), Wulkanizm permski w rejonie Głuszycy i Świerków na Dolnym Śląsku (*Permian volcanity in Głuszycza and Swierki region Lower Silesia*). *Rocz. Pol. Geol.* 28. z. 1, Kraków.
13. Milch L., Alaschewski G. (1927), Über Verwitterungsvorgänge am Melaphyren des Waldenburger Berglandes. *Min. u. Petr. Mitt.* 38. Wien.
14. Niggli P. (1936 a), Über Molekularnormen zur Gesteinberechnung. *Schweiz. Min. petr.* 15. Zürich.
15. Niggli P. (1936 b), Die Magmentypen. *Schweiz. Min. petr. Mitt.*, 16, Zürich.
16. Piekarska E., Gawel A. (1954), Heulandyt z Rudna koło Krzeszowic (*Heulandite from Rudno (Cracow district)*). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 22, z. 3, Kraków.
17. Rozen Z. (1909), Dawne lawy W. Ks. Krakowskiego, *Rozprawy Wydz. matemat.-przyr. Ak. Um. w Krakowie*.
18. Sargent H. C. (1917), On a spilitic facies of the Lower Carboniferous lava-flows in Derbyshire. *Quart. Journ. Geol. Soc.* 73. London.
19. Sundius N. (1930), On the Spilitic Rocks. *Geol. Mag.* 67 No. 1, London.
20. Terzaghi R. D. (1948), Potash-rich Rocks of the Esterel, France. *Amer. Miner.* 33, New York.
21. Tomkeieff S. J. (1941), Metasomatism in the basalt of Haddinger quarry near Kelso and the veining of the rocks exposed there. *Miner. Mag.* 25. No. 173, London.
22. Turner F. J. (1948), Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks. New York.
23. V u a g n a t M. (1946), Sur quelques diabases suisses. Contribution á l'étude du problème des spilites et des pillow lavas. *Schweiz. Min. petr. Mitt.*, 26. H. 2, Zürich.
24. Wagner P. (1936), Differentiationserscheinungen in Diabasen des Ostthüringischen Hauptsattels. *Min. u. Petr. Mitt.*, 50, Leipzig.
25. Walker F. (1940), Differentiation of the Palisade Diabase, New Jersey. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 51. No. 7, New York.
26. Wells A. K. (1923), The nomenclature of the spilitic rocks, Part II. The Problem of the spilites. *Geol. Mag.* 60, No. 22, London.

## SUMMARY

Abstract: In „melaphyre” cover at Świerki<sup>1</sup> near Wałbrzych (Lower Silesia) the occurrence of quartz dolerites and spilites has been observed. The genesis of spilites is connected with the process of endogenetic metasomatism which was caused by a larger accumulation of volatile components in the upper part of the extrusion.

At Świerki in Lower Silesia there occur alkaline extrusion rocks connected with the Permian volcanism; these were called by German authors the „melaphyres”. In major part these rocks are altered to a great extent, what is evident in their mineralogical as well as in chemical composition. L. Milch and G. Alaschewski (1927) have regarded these changes as due to weathering. The present investigations have shown that they are spilitic rocks. They occur in upper parts of the cover, resting on unmetamorphosed quartz-dolerites (fig. 1).

Quartz-dolerites (Pl. IX) present black, fine-grained rocks of compact texture, without vacuoles. Microscopical analysis has shown that these are rocks of intersertal texture of the aphyric type. The ske-

---

<sup>1</sup> The index of Polish and corresponding German geographical names in Lower Silesia is given by S. Kozłowski 1958, p. 50.



leton of the rock makes lists of acid labradorite (average 55 per cent An), of albite twinnings, often in combination with Carlsbad twinnings, more rarely with pericline and Baveno ones. In smaller number occur automorphic plates of andesine (average 45 per cent An), the outlines of which show traces of magmatic corrosion. They are twinned according to  $\beta$  — Carlsbad rule and show zonic structure often with manifold recurrence. Individual laminae contain alternately 40 and 42 per cent An, sometimes 40, 42 and 45 per cent An, and the external rings are often more alkaline than the central part. The physiography of plagioclases suggests that the andesine belongs to an earlier crystallization stage than the labradorite. This was apparently caused by the rise of temperature.

Not numerous pseudomorphs, probably of seladonite, having outlines of olivine, show that the latter was present in early stages of crystallization. The presence of intercalations and reaction rings of diopsidic augite ( $Z/\gamma = 42^\circ$ ) around pseudomorphs and remnants of olivine pseudomorphs within accumulations of augites suggest that it was formed in major part by resorption of olivine.

Margins of pyroxenes are surrounded by ordinary hornblende, the pleochroism of which varies as follows: X — clear yellow with greenish tinge, Y — brown-green, Z — green-brown. Extinction angle  $Z/\gamma = 18^\circ$ . Isolated specimens are rare and have diameter not greater than 0,2 mm. Hornblende occurs in small quantity.

The last stage of crystallization presents oligoclase (average 12 per cent An) comprising small ledges of labradorite and interstitial micropegmatite or granophyre intergrowings of potash feldspar with quartz. Iron ores, apatite and some calcite complete the mineral composition of the described rocks. On account of the mineral composition and structure this rocks was called the quartz-dolerite, despite the fact that on chemical grounds it should be placed among rocks of the riobasalt type.

Towards the top the dolerites are subject to partial alternation. Mainly femic components were affected by this; these were subject to chloritization or serpentization, calcitization and hematitization. Plagioclases are only very slightly altered. Oligoclase rings seem to grow wider at the expense of labradorite and sometimes penetrate between twin ledges of the latter. In some plagioclases there are to be observed little smudges of acid plagioclases resembling the pertite texture. These rocks, on account of initial stage of metasomatism may be called the „quartz-metadolerites”.

**Spilitic rocks.** Macroscopically the spilites represent greenish-grey, greenish and red-brownish coloured rocks. Under the microscope there is seen an unexpected mineral complex, entirely different from quartz dolerites, suggesting a far advanced metasomatic metamorphism of these rocks. In place of alkaline plagioclases there appears albite. Its quantity increases gradually towards the top, where it is the sole plagioclase. The contents of anortite part varies from 0 — 4 per cent in different zones. The Carlsbad and other twinnings observed in labradorite vanish, only the albite ones are present. Platy andesine seem to be more resistant to albitization. On its surface narrow smudges of albite are observed, resembling pertite textures. Albite contains intercalations

of chlorite and hematite. On the surface are observed small fragments of calcite. In some rocks individual specimens of alkaline plagioclases are preserved.

Potash feldspar occurs in somewhat greater quantity; the rings around albite are somewhat broader than in quartz dolerites and are interfingering. In places they penetrate between twin ledges of albite. In other places albite is subject to corrosion by metasomatizing potash feldspar. This suggests that albitization took place before the crystallization of potash feldspar. Nearer the top potash feldspar forms well developed plates and in several cases the growing of its crystals around chloritic-hematitic pseudomorphs after femic minerals was observed. Potash feldspar, similarly as albite, contains intercalations of chlorite and hematite. These facts seem to prove that chlorite and hematite are formations somewhat earlier than potash feldspar.

Femic components in spilites were subject to chloritization, hematization and carbonitization. Chlorite and calcite occur also in the interstices of the rock. Quartz, besides micropegmatite intergrowings with potash feldspar, forms fine grained aggregates in partially or completely washed out specimens of albite, piroxenes and pseudomorphs of olivine, and sometimes also in interstices surrounding as little wreaths the feldspar crystals. Of accessory minerals grains of leucoxene and needles of rutile appear.

In these rocks a fairly distinct succession of crystallization is marked; this is commenced by chlorite and hematite, then albite and terminated by potash feldspar, quartz and calcite. Besides the name „spilite” given here the proper definition of these rocks might also be the term „alkalinized dolerite”.

Rocks of the marginal facies (Pl. IX). In the top and at the base there occur rocks of glassy-intersertal texture, up to 8 mm thick, proving the rapid cooling of lava in the marginal parts of the cover. The rock ground is formed by reddish-brown glass, often metamorphosed into chlorite, hematite and calcite, filled with microliths of colourless minerals. In it there often are situated wide ledges and plates of plagioclases, albitized to various extent, and completely altered femic minerals. In some top rocks there are preserved single specimens of alkaline plagioclases.

Vein formations within spilites. Among veins crossing spilite rocks the following ones may be distinguished: hematite-calcite-quartz, chlorite-calcite-quartz, chlorite-calcite and chlorite-quartz. In these veins, which might be called lamellar ones the following succession can be found: chlorite or hematite, calcite, quartz. The last one fills up internal parts of veins. Of mono-mineral veins the hematite, calcite, albite and quartz ones are present. Minerals within veins form as a rule crystals with wavy extinction of light, except calcite developed as rhomboedron. In one case a vein of composition and texture of granophyre has been observed. Its ground mass is formed by micropegmatite intergrowths of potash feldspar with quartz, in which are situated not numerous ledges of albite identical with albite present in surrounding rock. This may prove that this vein presents the last stage of metasomatism.

## Chemical analyses of the rocks from Świerki

Chemical treatments (see p. 87 of Polish text) of the discussed rocks have confirmed the optical observations. Chemical analyses calculated by the method of molecular quotients of P. Niggli (1936 a) have proved that the rocks at Świerki belong to rocks saturated with silica. Points of rocks in diagram Q-Z-M (cf. fig. 3) are grouped together near line *PF*, the majority of them, however, is above that line. This defines the transitional position of the Permian „melaphyres” different from average basalts and dolerites. Niggli parameters show that quartz dolerites belongs to lamprodiorite magma whilst the chemical composition of the spilites is similar to that of rocks of mugearite magma type in Niggli's classification (P. Niggli, 1936, b). Chemical changes towards spilites, as may be judged from data in Polish text p. 89 and diagram (fig. 3, 4, 5), were based mainly on the decrease of CaO content and the increase of that of alkalis, TiO<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O.

### Genesis of spilites

The genesis of spilites is connected with the process of endogenic metasomatism taking place at the end of crystallization. For this speak: 1) co-existence of quartz-dolerites, quartz metadolerites and spilites within one extrusive. 2) Metasomatic origin of albite in spilites, 3) the fact that the crystallization of potash feldspar took place after albitization of alkaline plagioclases. Potash feldspar is not of a secondary character but forms, especially in upper parts of the cover, automorphically developed plates. This allows to assume that the final stage of crystallization in spilites took place with the assistance of volatile components.

Thus it is possible to assume the following course of the genesis of rocks from Świerki. In the basal parts of the extrusion the temperature was relatively high, the amount of volatile components small, therefore the final crystallization shows the normal succession: oligoclase, potash feldspar, quartz. In the higher parts of the extrusion on the other hand, because of the fall of temperature in connection with the translocation of the magma towards the surface, the crystallization was disturbed. In such conditions exchange reactions with minerals already crystallized, take place leading to the formation of new low-temperature minerals such as chlorite, hematite, albite, stable in modified physico-chemical conditions.

Shortly after the crystallization of albite, followed that of potash feldspar and quartz and probably at the very end that of calcite. This process, however, was not entirely completed. Solutions having fairly probably the character of hydro-thermal ones, caused further reactions. In some rocks the substitution of albite substance by aggregate of quartz grains is to be observed. Similar aggregates together with calcite form pseudomorphs of femic minerals and appear also in the interstices of the rock. The final effect of the metasomatic process seems to be the formation of little veins occurring numerously in spilites.

The cause of retaining of volatile components in the magma is still

not completely solved. In case of submarine extrusions it can be assumed that the escape of volatile components was hindered by the formation of less permeable crust on the surface of lava quickly cooling in sea water, as well as by the pressure of water. At Świerki in the top as well as at the base, rocks abundant in natural glass were found proving rapid cooling of magma in these parts of the extrusion. The cover at Świerki is about 8 m thick. Despite the fact that the Permian extrusives are not the submarine ones, it is possible to assume that they could be extruded into water basin (K. D z i e d z i c, 1958). It is therefore probable that the cover formed during the rapid cooling of magma on its surface prevented the escape of volatile components from the magma, because of which the modification of crystallization, leading to the formation of spilite rocks, took place.

The chemical changes were mainly due to:

- 1) decrease of CaO contents
- 2) increase of Na<sub>2</sub>O and K<sub>2</sub>O contents
- 3) general decrease of SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO contents
- 4) oxidation of bivalent iron (ferrous compounds)
- 5) increase of TiO<sub>2</sub> contents
- 6) increase of H<sub>2</sub>O and CO<sub>2</sub> contents.

Similar conclusions were reached by L. Milch and G. Alaschewski (1927); employing microscopical and chemical examinations they compared rocks from various depths from the extrusion at Świerki and Głuszyca with the rock fragments passing already into soil. In the result they distinguished two stages of weathering of these rocks in which alterations leading to spilites they regarded as the early stage of weathering.

On account of the process of albitization of plagioclases proved by the present investigations, the theory of the above mentioned authors is hardly to be accepted since albitization cannot be regarded as weathering process, but is undoubtedly a metasomatic one.

A particular feature of spilites from Świerki is the relatively high contents of potassium in them, while some authors (N. Sundius, 1930, J. Gilluly, 1935) stress the fact that spilites are as a rule rocks with low contents of potassium. H. C. Sargent (1917) and S. J. Tomkief (1941) have shown, however, that there can exist spilites with high potassium contents; these they have called the potassium spilites. Spilites from Świerki share intermediate position between sodium and potassium spilites (fig. 6) and they can be called the sodium-potassium spilites.

*translated by A. Gaj*

OBJAŚNIENIE TABLIC VIII, IX  
EXPLANATION OF PLATES VIII, IX

Tablica VIII

Plate VIII

Fig. 1. Doleryt kwarcowy, nikole skrzyżowane, x 40

Fig. 2. Spilit, nikole skrzyżowane, x40

Fig. 1. Quartz dolerite, crossed nicols, x 40

Fig. 2. Spilite, crossed nicols, x 40

Tablica IX

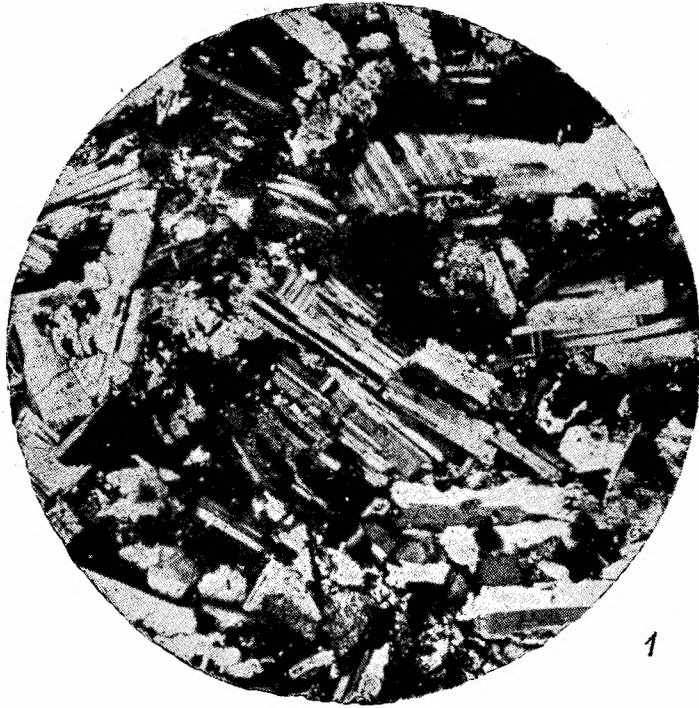
Plate IX

Fig. 1. Skała facji brzeżnej, światło zwyczajne, x 40

Fig. 2. Pseudomorfozy oliwinu w dolerycie kwarcowym, nikole skrzyżowane, x 40

Fig. 1. Rock of marginal facies, ordinary light, x 40

Fig. 2. Olivine pseudomorphs in quartz dolerite, crossed nicols, x 40.



1



2



1



2

H. Dzedzicowa