

POLSKA AKADEMIA NAUK
KOMITET GEOLOGICZNY

ARCHIWUM
MINERALOGICZNE

TOM XVIII
ZESZYT 2
1 9 5 4



WARSZAWA — 1955
PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE

P O L S K A A K A D E M I A N A U K
K O M I T E T G E O L O G I C Z N Y

ARCHIWUM
MINERALOGICZNE

TOM XVIII
ZESZYT 2



W A R S Z A W A — 1 9 5 5
P A Ń S T W O W E W Y D A W N I C T W O N A U K O W E

Redaktor honorowy (Rédacteur honoraire):

prof. dr St. J. Thugutt

Redaktor naczelny (Rédacteur-en-chef):

prof. dr Kazimierz Smulikowski

Sekretarz naukowy (Secrétaire de la Rédaction):

mgr Zygmunt Walenczak

KOLEGIUM REDAKCYJNE = COMITÉ DE RÉDACTION CONSULTATIF

Prof. dr Andrzej Bolewski

Prof. dr Antoni Gawel

Prof. dr Ludwik Chrobak

Prof. dr Marian Kamiński

Prof. dr Antoni Polański

Adres Redakcji (Adresse de la Rédaction):

Uniwersytet, Katedra Petrografii

Warszawa, ul. Pasteura 1

PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE — WARSZAWA 1955

Nakład 790 egzemplarzy

Arkuszy wyd. 14; ark. druk. 11^{7/16} + 2 tabl.—papier druk sat. III kl. 80 g
70 × 100/16, Oddano do składania 4.XI.54 — Podpisano do druku 23.IV.55.
Druk ukończono w maju 55 r.—Zam. nr 6344/A—B-6-50604 — Cena zł 28.—

ZAKŁADY GRAFICZNE „DOM SŁOWA POLSKIEGO” WARSZAWA

SPIS RZECZY — INDEX

ZOFIA SKRZATÓWNA	Str.-page
Przyczynek do morfologii kryształów gipsu z Dobrzynia i ich luminescencji	177
К вопросу о морфологии кристаллов гипса из местности Добрынь и их люминесценции (Резюме)	184
Notes on the morphology of gypsum crystals from Dobrzyń and on their luminescence (Summary)	185
KAMILA SKOCZYLAS-CISZEWSKA I TADEUSZ TYNIEC	
О пегматите турмалиновом з флишу околицы Жегоцины	187
Турмалиновый пегматит из флиша окрестностей Жегоцины (Резюме)	208
On tourmaline pegmatite from the Flysch around Żegocina (Summary)	208
ANTONI POLAŃSKI	
Studia nad metamorfozą formacji krystalicznych Gór Sowich	211
Исследования метаморфизма кристаллических формаций Сових Гор, Судеты, Польша (Резюме)	284
On the metamorphism of crystalline formations of the Sowie Mts. (Middle Sudeten) (Summary)	285
MARIA TURNAU-MORAWSKA	
Orientacja optyczna wydłużonych ziarn kwarcu w piaskach	293
Оптическая ориентировка удлиненных зерен кварца в песках (Резюме)	301
Optical orientation of elongated quartz sand grains (Summary)	302
ZYGMUNT WALENCZAK	
Metody biogeochemiczne w badaniu zawartości niklu w serpentynitach dolnośląskich	303
Биогеохимические методы при исследованиях содержания никеля в нижнесилезских серпентинитах (Резюме)	316
Biogeochemical methods in determining the Ni content of Lower Silesian serpentinites (Summary)	317
KOMUNIKATY — PRELIMINARY NOTES	
ST. J. THUGUTT	
Rola wody w zeolitach	319
Le rôle de l'eau zéolithique (Résumé)	320
JANUSZ ANSILEWSKI	
Fengit z okolic Gorzanowic koło Bolkowa	321
Phengite from Gorzanowice near Bolków	322
RECENZJE — REVIEWS	
POLSKA BIBLIOGRAFIA MINERALOGICZNA	
(1940—1950) — POLISH MINERALOGICAL BIBLIOGRAPHY	339
Archiwum Mineralogiczne t. XVIII	

ZOFIA SKRZATÓWNA

(Zakład Mineralogii Uniwersytetu Mikołaja Kopernika w Toruniu)

PRZYSZYNEK DO MORFOLOGII KRYSTAŁÓW GIPSU Z DOBRZYŃIA I ICH LUMINESCENCJI

STRESZCZENIE

Opisano morfologię kryształów gipsu z iłów trzeciorzędowych Dobrzyńia i zbadano zjawiska luminescencji w tych kryształach. Objawy struktury klepsydrowej, ujawnionej przez te badania, porównano z obserwacjami różnych autorów, dotyczących gipsów innych występowania na świecie, i przeprowadzono dyskusję na temat przyczyny struktur klepsydrowych.

MORFOLOGIA

Kryształy gipsu, występujące w iłach trzeciorzędowych w Dobrzyńiu nad Wisłą, były badane pod względem krystalograficznym, ze szczególnym uwzględnieniem naturalnych figur wytrawień, przez J. Tokarskiego (11)¹. Zostały przy tym zmierzone kąty za pomocą goniometru przykładanego, których wartości będą podane w zestawieniu z wynikami otrzymanymi obecnie.

Kryształy gipsu z Dobrzyńia mają przeważnie pokrój tabliczkowaty, o dobrze wykształconych ścianach dwuścianu podłużnego (010), nie odznaczają się jednak bogactwem postaci w przeciwieństwie do gipsów podkarpackich opisanych przez St. Kreutza (5). Występują tu na większości zmierzonych kryształów postaci: {010}, {110}, {111}; a zaledwie w kilku przypadkach {101}.

Charakter tej ostatniej postaci, jak to również stwierdza J. Tokarski (11), świadczy raczej o jej wtórnym pochodzeniu wskutek daleko posuniętego rozpuszczania się kryształów.

Pod względem morfologicznym gipsy dobrzyńskie nie wykazują szczególnych osobliwości; występują one najczęściej w pojedynczych kryształach, a bardzo rzadko w postaci zrostów bliźniaczych według (100), tzw. jaskółczych ogonów. Poza tym niezmiernie interesujące są zrosty, na które zwró-

¹ Cyfry kursywą w nawiasach odnoszą się do spisu literatury na końcu artykułu

ciła uwagę E. Gajdówna (3), polegające na przerastaniu się dwóch osobników krystalicznych w kształcie litery X. Prawa bliźniaczego nie udało się tu wyznaczyć.

Przeprowadzone przeze mnie na goniometrze jednokołowym pomiary kątów nie dla wszystkich par ścian są jednakowo dokładne. Jedynie ściany (010) dają stosunkowo dobre refleksy, gdy tymczasem ściany (110) jako wycinalne dają zamiast jednego refleksu kilka niezbyt wyraźnych lub jasną smugę pionową. Ściany (111) są tak zbruzdzone, że refleksy są już całkowicie rozmyte i tworzą coś w rodzaju mgiełki, której maksimum jasności i wyrazistości trudno ściśle określić. Stąd też wartości zmierzonych kątów pomiędzy tymi ścianami są obciążone błędem kilku minut, w przypadku zaś kątów pomiędzy ścianami pasa $[10\bar{1}]$ i $[\bar{1}10]$ błąd może dochodzić do 1° . W podanym niżej zestawieniu nie zaznaczono granic błędów, jeżeli się jednak je uwzględni, to wartości kątów między ścianami na kryształach gipsu z Dobrzynia nie będą zasadniczo odbiegały od podawanych w literaturze za Beckenkampem. Dość znaczne odchylenia w wynikach J. Tokarskiego (11) pochodzą od małej dokładności przyrządu, jakim jest goniometr przykładany. Natomiast nie stwierdzono żadnej różnicy pomiędzy kątem ścian 110 i $\bar{1}\bar{1}0$ a kątem $\bar{1}\bar{1}0$ i $\bar{1}10$, o której wspomina J. Tokarski (l.c.).

T a b e l a 1

Pomiary kątów na kryształach gipsu

między ścianami	według J. Tokarskiego gipsy z Dobrzynia	według Beckenkampa	według autorki gipsy z Dobrzynia
(110) : ($\bar{1}\bar{1}0$)	od 61° — 80°	$68^\circ 34'$	od $68^\circ 28'$ — $68^\circ 53'$ średnia $68^\circ 36,4'$
(010) : (110)	od 52° — 56°	$55^\circ 44,5'$	od $55^\circ 17'$ — $55^\circ 55'$ średnia $55^\circ 39,3'$
(111) : ($\bar{1}\bar{1}\bar{1}$)	—	$36^\circ 41'$	od $34^\circ 43'$ — $35^\circ 56'$ średnia $35^\circ 7,8'$
(110) : (111)	—	$48^\circ 56'$	od $49^\circ 24'$ — $50^\circ 20'$ średnia $50^\circ 3,5'$
(010) : (111)	—	—	od $71^\circ 59'$ — $72^\circ 49'$ średnia $72^\circ 26,6'$

Pod względem morfologicznym zatem gipsy dobrzyńskie nie przedstawiają nic specjalnie interesującego poza występującymi tam „iksowatymi” zrostami, nigdzie dotychczas nie sygnalizowanymi.

LUMINESCENCJA KRYSTAŁÓW GIPSU

Ciekawie przedstawiają się gipsy dobrzyńskie, gdy chodzi o ich zachowanie się w świetle promieni nadfioletowych.

Wszystkie kryształy gipsu pochodzące z Dobrzyńnia już przy oglądzi-
nach makroskopowych można podzielić na dwie grupy na podstawie pewnych
różnic w odcieniu i występowaniu, czy też braku spękań. Do pierwszej
grupy zaliczyć można kryształy o odcieniu zielonawym, któremu towarzyszy
bardzo często inna cecha charakterystyczna w postaci spękań, przebiegają-
cych prawie prostopadłe do osi $Z(c)$. Drugą grupę stanowią kryształy bez-
barwne z widocznymi niekiedy wrostkami węgla brunatnego, występującego
w Dobrzyńniu dość obficie. Na kryształach pierwszej grupy zielonawe za-
barwienie nie jest równomierne, ale tworzy coś w rodzaju klepsydry, przy-
czym zarysy jej nie są wyraźnie widoczne. Wyjątek pod tym względem sta-
nowi jeden osobnik o zabarwieniu żółtawym, pochodzącym od zanieczysz-
czeń substancjami ilastymi, który ma wyraźną budowę klepsydrową (pi-
ramidy przyrostu). Okaz ten jest stosunkowo mały i niezbyt typowy dla
kryształów Dobrzyńnia. Kryształy drugiej grupy spękań nie mają, często
bywają zanieczyszczone węglem, lecz ułożenie wrostków węglowych nie
ujawnia budowy klepsydrowej.

Przy naświetlaniu kryształów obu grup światłem nadfioletowym ukazały
się wyraźne fluoryzujące piramidy przyrostu. Fotografie (p.pl.I, fot.1a i b)
przedstawiają właśnie takie jasno świecące, o ostrym kącie, piramidy przy-
rostu należące do ścian (111) w kryształach pierwszej grupy. Identyczne,
mniej tylko intensywne, a więc i mniej wyraźne piramidy przyrostu ob-
serwuje się w kryształach drugiej grupy. Na fotografii (pl.I, fot.2) widoczna
jest ta różnica w natężeniu światła fluorescencji wysyłanego przez piramidę
przyrostu kryształu większego, należącego do grupy drugiej, a kryształu
mniejszego, przedstawiciela grupy pierwszej.

Obie fotografie sporządzono w świetle fluorescencji przy użyciu filtru
zawierającego 8%-owy roztwór KNO_3 , umieszczonego przed obiektywem apa-
ratu, aby wyeliminować rozproszone lub odbite światło nadfioletowe, wzbu-
dzające luminescencję².

Kryształy gipsu do zdjęć i badań spektrograficznych naświetlano blis-
kim nadfioletem, otrzymywanym z lampy kwarcowej z filtrem Wooda³.

² Zwykle szkło nie absorbuje bowiem całkowicie długofalowej części nadfioletu, na
której działanie klisza fotograficzna jest bardzo czuła. Stosuje się tego rodzaju filtry
(KNO_3) szczególnie wówczas, gdy luminescencja jest wzbudzana za pomocą bliskiego
nadfioletu.

³ Filtr Wooda jest to tzw. czarne szkło, prawie nieprzezroczyste dla promieni światła
widzialnego dzięki zawartości tlenku niklu (do 12%/o), przepuszczające zaś większą część
promieni nadfioletowych (pomiędzy 4000 Å a 3200 Å) o maksymalnej przepuszczalności
odpowiadającej długości fali około 3660 Å.

Oprócz tego naświetlano je również nadfioletem z Mineralight'u, którego rurka kwarcowa, napełniona mieszaniną argonu, helu, neonu i małą ilością rtęci, daje świecenie o maksimum natężenia w pobliżu długości fali 2540 Å.

Piramidy przyrostu na (111) fluoryzowały w czasie naświetlania nadfioletem przez filtr Wooda (długość fali około 3660 Å) białawo-niebieskim światłem, przy wzbudzaniu nadfioletem z Mineralight'u (długość fali około 2540 Å), fluoryzowały jasnożółto-zielonawo, gdy tymczasem pozostała część kryształu była ciemna, niefluoryzująca. Po usunięciu światła wzbudzającego piramidy fosforyzowały. Czas trwania fosforescencji był jednak bardzo krótki: 5—10 sek.

Trzeba również zaznaczyć, że zmiana barwy fluorescencji przy zmianie długości fali światła wzbudzającego zachodziła jedynie w przypadku kryształów grupy I, natomiast piramidy przyrostu w kryształach grupy II, przy naświetlaniu nadfioletem o różnej długości fali, fluoryzowały jasnożółto-zielonawo. Nie badano jednak spektrograficznie widma fluorescencji przy użyciu światła wzbudzającego o długości fali 2540 Å, nie można więc przeprowadzić porównania z widmem otrzymanym przy naświetlaniu promieniami nadfioletowymi o długości fali około 3660 Å.

W zasadzie, z nielicznymi tylko wyjątkami, ta sama fluorescencja, którą wywołuje światło bardziej długofalowe, może być także wzbudzona światłem o krótszej długości fali (8). Jeżeli jednak w substancji występują dwojakiego rodzaju czynniki odpowiedzialne za fluorescencję, zmiana długości fali może powodować zmianę intensywności fluorescencji w odniesieniu do każdego z nich. Zmiana natężenia światła wzbudzającego może również powodować zmianę intensywności fluorescencji.

Zachowanie się kryształów gipsu z innych miejscowości przy naświetlaniu nadfioletem badali poprzednio m. in. A. Josten (4) i Ei-ichi Iwase (2). A. Josten miał wśród badanych okazów również kryształ gipsu, pochodzący z terenu Polski (z Kałusza albo z Bochni), który również fluoryzował, podobnie jak kryształy z Wiesloch, Braunschweig, Ellsworth (Ohio). Jedynie przezroczyste jak woda kryształy z Romagna w Piemontie nie fluoryzowały, słabe zaś brunatnawe świecenie dawały kryształy z Eisleben. Ei-ichi Iwase przeprowadził badania na kryształach gipsu pochodzących z Gant na Węgrzech, w których fluoryzujące klepsydry były dość wyraźnie widoczne. Poza tym to samo zjawisko obserwował Ei-ichi Iwase na kryształach z Wiesloch (Badenia) (por. fig. 1). W tym przypadku jednak piramidy przyrostu miały kąt rozwarty i odnosiły się prawdopodobnie do (110). Takie same klepsydry o kącie rozwartym, ale fluoryzujące, obserwował Tomaschek (12) na pięknie wykształconych kryształach gipsu z Leimen koło Heidelbergu, po wzbudzeniu nadfioletem z wyładowania iskrowego. Żaden kryształ z Dobrzynia nie miał piramidy przyrostu o takim kącie.

Ei-ichi Iwase zbadał też zachowanie się całego szeregu kryształów pochodzących z Japonii oraz z jednej miejscowości z Korei. Tylko kryształ z Korei fluoryzował, przy czym obszar fluoryzujący nieco przypominał klepsydrę. Na kilku kryształach gipsu z Dobrzyńnia również zaobserwowałam nieregularne klepsydry, ale były to raczej wyjątkowe przypadki.

Jeden z kryształów, mający wyraźne zabarwienie żółtawe od zanieczyszczeń substancjami ilastymi, miał bardzo słabo fluoryzującą piramidę, podobnie jak w kryształach bezbarwnych należących do II grupy.

Jest rzeczą dawno znaną, że kryształy rosnące w warunkach naturalnych jako minerały, czy też hodowane sztucznie w pracowniach mogą inkludować substancje obce w sposób zależny od ich symetrii i własności geometrycznych (1). Ponieważ kryształ rosnący równomiernie pokrywa się warstwami równoległymi do powierzchni każdej ściany, warstwy więc należące do pojedynczej ściany danej postaci tworzą razem tzw. piramidę przyrostu. Przekrój przez środek takiego kryształu daje obraz bardzo podobny do klepsydry. Budowa klepsydrowa wynika stąd, że różne płaszczyzny kryształów mają różną zdolność adsorbowania substancji obcych. Ta zdolność zależna jest od orientacji atomów (jonów) sieci materiału podstawowego w stosunku do atomów czy też jonów substancji obcej (10).

Wprowadzone w minimalnej ilości do substancji podstawowej w czasie jej krystalizacji obce jony, atomy, cząsteczki, zwane aktywatorami, wywołują pewne zaburzenie w sieci krystalicznej tworząc razem tzw. centra luminescencji. Ich obecność i ułożenie zostaje dopiero wówczas ujawnione, gdy się naświetli daną substancję promieniami przez nią absorbowanymi (pochłanianymi), np. promieniami nadfioletowymi. Zaabsorbowana energia promieniowania krótkofalowego zostaje przekazana centrom luminescencji, które reemitują ją w postaci energii światła bardziej długofalowego, np. z widzialnego obszaru widma.

Luminescencja nieorganicznych substancji krystalicznych, zwanych „fosforami krystalicznymi”, do których należy również gips, jest uwarunkowana obecnością domieszek (w minimalnej ilości) i zaburzeniem prawidłowej periodyczności sieci krystalicznej.

O ile mi wiadomo, nie zostało dotąd ustalone, jakie konkretnie domieszki powodują luminescencję kryształów gipsu. Są pewne przypuszczenia, że mogą je aktywować substancje organiczne czy też Mn i Bi (9).

Często te same minerały, ale pochodzące z różnych miejscowości, mają fluorescencję odmienną, co wskazywałoby na obecność różnych aktywatorów. Aby się przekonać, jak pod tym względem zachowuje się gips, przeprowadzono porównanie widma fluorescencji kryształów gipsu z Dobrzyńnia z widmami gipsów badanych przez Ei-ichi Iwase (fig. 1). W tym celu wykreślono krzywą fotometryczną widma fluorescencji, tj. krzywą wyrażającą zależ-

Miejscowość

Czas trwania ekspozycji

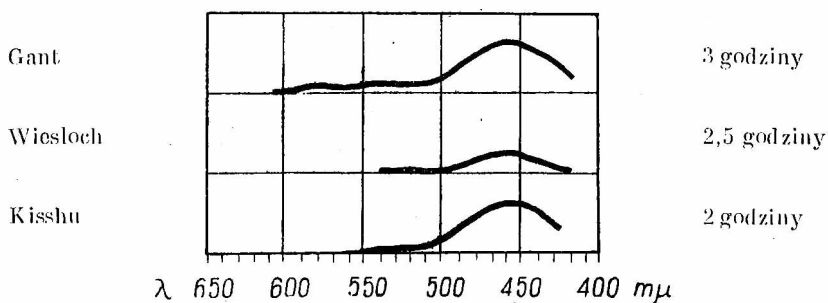


Fig. 1

Krzywe fotometryczne widma gipsów badanych przez Ei-ichi-Iwase

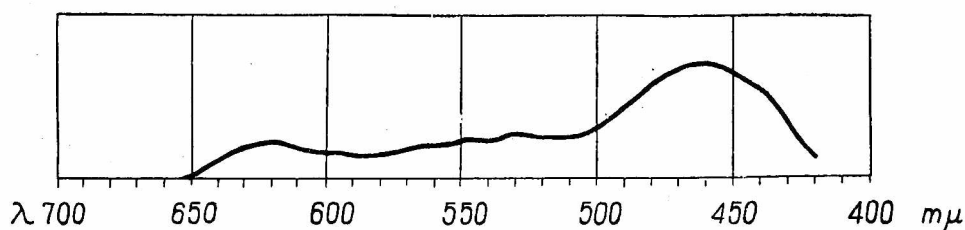


Fig. 2

Krzywa fotometryczna widma gipsów z Dobrzyńa
Czas trwania ekspozycji 65 minut

ność zaczernienia kliszy „S” od długości fali⁴ (fig. 2). Z porównania otrzymanej w ten sposób krzywej fotometrycznej widma gipsów z Dobrzyńa z krzywymi fotometrycznymi widm gipsów z innych okolic, badanych przez Ei-ichi Iwase, wynika, że wszystkie fluoryzujące gipsy mają to samo szerokie pasmo fluorescencji z maksimum przypadającym na zakres długości fal od 4600 Å do 4700 Å. Na krzywej fotometrycznej objawia się to jako maksimum zaczernienia w tym obszarze. Stąd można wyciągnąć wniosek, że ten sam czynnik powoduje fluorescencję gipsów pochodzących z różnych okolic. Prawdopodobnie ma on pewien związek ze strukturą gipsu.

⁴ Zaczernienie kliszy „S” wyraża się następującym wzorem: $S = \log i_0/i$, gdzie i_0 oznacza natężenie światła przechodzącego przez niezaczernione miejsce kliszy, „i” zaś — natężenie światła przechodzącego przez badane zaczernione miejsce kliszy. Bezpośrednio odczytuje się na skali mikrofotometru odchylenie promienia świetlnego, odbitego od zwierciadła galwanometru, które kątem swego obrotu rejestruje wielkość prądu termoelektrocznego, wywołanego światłem przechodzącym przez badane miejsce kliszy. Do odczytania długości fali przyporządkowanej każdemu poszczególnemu miejscu badanego widma może służyć pomocnicze widmo liniowe o dobrze znanych długościach fali (np. widmo rtęci, nałożone na widmo badane).

Struktura gipsu należy do typu struktur warstwowych: równolegle do ścian (010) leżą warstwy jonów Ca^{++} i SO_4^{--} na przemian z warstwami H_2O . Wysuwana jest hipoteza, że sama budowa warstwowa wystarcza, aby wytworzyć zakłócenie, które w „fosforach krystalicznych” aktywowanych jest wywołane obecnością jonów obcych (6). Ze względu jednak na to, że kryształy idealnie przezroczyste z Romagna w Piemontcie, badane przez A. Jostena, nie fluoryzowały, trzeba raczej przyjąć obecność minimalnych zanieczyszczeń, powodujących fluorescencję. W strukturze warstwowej najsłabsze siły wiązania są pomiędzy poszczególnymi warstwami, a więc w kierunku prostopadłym do warstw. Największe siły występują w kierunku równoległym do warstw, przy czym maksimum ich zależy od konfiguracji jonów w warstwach. Stąd też w tych kierunkach zachodzi najszybszy wzrost. Zbyt wielka szybkość wzrostu, powyżej wartości optymalnej, może już spowodować zaburzenie w równomiernym osadzaniu się kryształu (zmętnienie, inkluzje roztworu macierzystego), co z kolei może być powodem luminescencji. Z drugiej jednak strony istnienie większych sił elektrycznych w kierunku szybszego wzrostu może wpływać na przyciąganie jonów substancji obcej, które spełniają rolę aktywatora. Który z tych dwu czynników jest decydujący w przypadku gipsów rosnących w warunkach naturalnych, mogą dopiero wykazać dalsze badania.

Ciekawe jest również, czy piramidy przyrostu występują jedynie na (111), jak podają autorzy poniżej cytowani, czy również na (110), jak by to wynikało z niektórych załączonych do tych prac fotografii.

Pracę wykonano w Zakładzie Mineralogii i w Zakładzie Fizyki Doświadczalnej Uniwersytetu Mikołaja Kopernika w Toruniu. Pragnę tu podziękować Kierownikowi Zakładu Mineralogii Prof. dr. M. Kołaczekowskiej za wysunięcie tematu i żywe zainteresowanie się pracą, Prof. dr. A. Jabłońskiemu, Kierownikowi Zakładu Fizyki Doświadczalnej, za życzliwe ustosunkowanie się do pracy i zezwolenie na korzystanie z aparatury Zakładu, oraz mgr. L. Michalskiemu za pomoc przy wykonaniu fotografii.

LITERATURA CYTOWANA

1. BUCKLEY H. E. The oriented inclusion of impurities in crystal. — Zschr. Krist. v. 88, p. 248. 1934.
2. EI-ICHI IWASE. Über die Verteilung des Lumineszenzträgers im Gipskristall. — Bul. Chem. Soc. Jap. v. 11, p. 475. 1936.
3. GAJDŌWNA E. Gips i towarzyszące mu minerały w Dobrzyńiu nad Wisłą (Le gypse et les minéraux accessoires de Dobrzyń sur la Vistule). — Wiad. Muzeum Ziemi v. 6, s. 91, res. fr. s. 8. 1952.
4. JOSTEN A. Versuche mit Gips. — Zbl. Miner., Geol., Pal. p. 432—435. 1930.
5. KREUTZ ST. Gipsy polskie: I. Podkarpacie. — Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. A. U. s. 169—235. 1916.

6. KUTZELNIGG A. Beziehungen zwischen Lumineszenzvermögen und Gitterbau. — *Angew. Chemie* v. 49. 1936.
7. KUTZELNIGG A. Einige neue Fluorophore vom Schichtengittertypus und ihre Eigenschaften. — *Ibidem* v. 50. 1947.
8. LEVŠIN V. L. Fotoluminescencija židkikh i tverdykh veščestv. — Moskva-Leningrad, p. 1—456. 1951.
9. PRINGSHEIM P. Fluorescence and phosphorescence. — 1949.
10. RIEHL N. Physik und technische Anwendungen der Lumineszenz. — 1944.
11. TOKARSKI J. Przyczynek do znajomości luźnych kryształów gipsu z Dobrzynia. — *Kosmos*, s. 643. 1909.
12. TOMASCHEK H. Handbuch der Experimentalphysik, p. 23, 451. 1928.

З. СКРЖАТ

(Минералогическая Лаборатория Университета им. М. Коперника в Торуне)

К ВОПРОСУ О МОРФОЛОГИИ КРИСТАЛЛОВ ГИПСА ИЗ МЕСТНОСТИ ДОБРЖИНЬ И ИХ ЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ

РЕЗЮМЕ

При помощи отражательного гониометра с горизонтальным кругом автор производила измерение углов кристаллов гипса из местности Добржинь над р. Вислой (Польша). Значение углов кристаллов этого гипса не уклоняется от значения углов кристаллов гипса из других местностей известных из литературы. На основании характерных признаков: бледной окраски и трещиноватости, можно разделить кристаллы данного гипса на две группы — I группа кристаллов зеленоватого оттенка характеризуется трещинами почти перпендикулярными к оси *Z* и неясной структурой типа „hourglass structure“ в нормальном свете; II группа: кристаллы бесцветные, лишённые трещин, часто содержащие вросстки бурого угля, не обнаруживающие следов структуры „hourglass“ в нормальном свете.

В ультрафиолетовых лучах кристаллы обеих групп характеризуются отчетливой флюоресцирующей пирамидой прироста, особенно ярко выраженной в кристаллах I группы.

Фотометрически был изучен спектр люминесценции кристаллов I группы.

Сравнивая кривые фотометрических спектров гипсов из различных местностей, можно прийти к заключению, что во всех рассмотренных случаях причиной люминесценции гипса является один и тот же еще не определенный фактор.

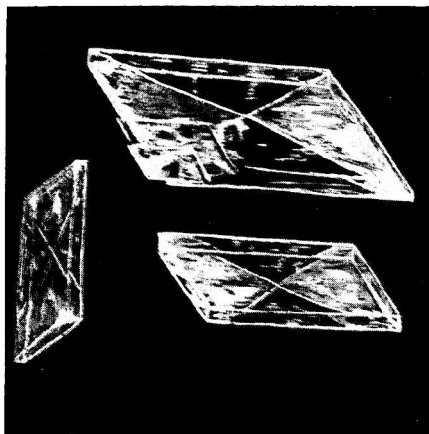
Z. SKRZAT

(Mineralogical Laboratory of the Copernicus University in Toruń)

NOTES ON THE MORPHOLOGY OF GYPSUM CRYSTALS FROM DOBRZYŃ AND
ON THEIR LUMINESCENCE

SUMMARY

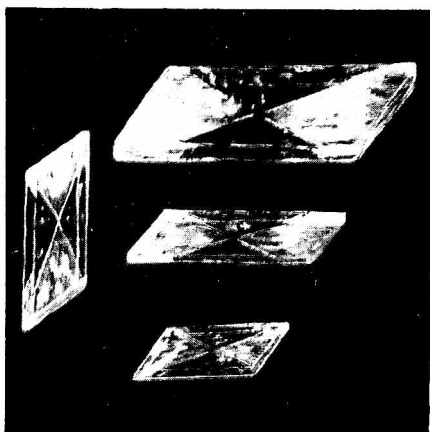
Angles of gypsum crystals from Dobrzyń on the Vistula, Poland, have been measured with a single-circle goniometer. The values of angles were found to be equivalent to those for gypsum crystals cited in literature from other areas. Pale colouration and mode of cleavage refer the gypsum crystals to two groups. To group I are assigned crystals of a greenish hue, with fractures nearly normal to the Z axis and blotchy hourglass structure seen in ordinary light. Group II includes colourless crystals, almost without fractures, frequently contaminated by inclusions of brown coal, but without signs of hourglass structure. In ultraviolet rays the crystals of both groups show a distinct, fluorescent growth pyramid, more intensive in crystals of group I and less so in those of group II. The fluorescence spectrum of crystals belonging to group I was photometrically measured. A comparison of the photometric curves of spectra of gypsum collected in various areas leads to the conclusion that one and the same, so far unknown factor, is in every case responsible for the fluorescence of gypsum.



Fot. 1a

Kryształy gipsu z grupy I w świetle nadfioletowym

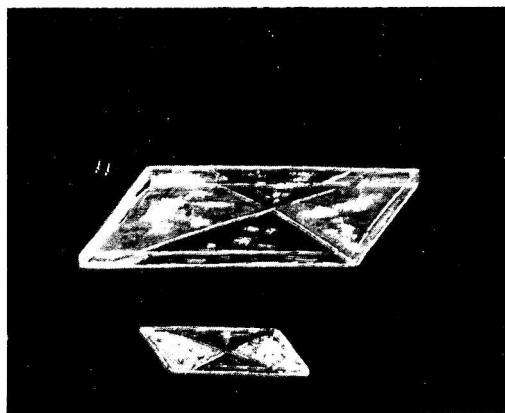
w. n.



Fot. 1b

Kryształy gipsu z grupy I w świetle nadfioletowym

w. n.



Fot. 2

U góry kryształ gipsu z grupy II, u dołu — z grupy I, w świetle nadfioletowym

w. n.

KAMIŁA SKOCZYŁAS-CISZEWSKA I TADEUSZ TYNIEC

(Katedra Żłóż Surowców Skalnych Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie)

O PEGMATYCIE TURMALINOWYM Z FLISZU OKOLICY ŻEGOCINY

STRESZCZENIE

Na obszarze fliszu karpackiego w okolicy Kamionnej i Rybia Nowego (pow. Bochnia) znaleziono luźno leżące 3 duże egzotyczne bloki pegmatytów i aplitu, pochodzące z utworów jednostki podśląskiej. Podano rozważania nad dokładniejszym określeniem poziomu stratygraficznego, z którego mogą one pochodzić, przedstawiono wyniki badań petrograficznych tych skał oraz skład chemiczny turmalinu, występującego w postaci dużych kryształów w jednym z egzotyków, a także przeprowadzono porównanie tego turmalinu z innymi turmalinami z Karpat polskich.

SPIS RZECZY

Wstęp	187
Część geologiczna w opracowaniu K. Skoczyłas-Ciszewskiej:	
Poziomy występowania egzotyków w jednostce podśląskiej w okolicach Kamionnej i Rybia	188
Część petrograficzna w opracowaniu T. Tyńca:	
Charakterystyka pegmatytu turmalinowego	194
Charakterystyka pegmatytu mikroklinoowo-biotytowego i aplitu	204
Zebrańie wyników w opracowaniu K. Skoczyłas-Ciszewskiej i T. Tyńca	206
Literatura cytowana	207

WSTĘP

W czasie zdjęć geologicznych, wykonywanych na arkuszu Bochnia, znaleziono w wiosce Kamionna koło Żegociny piękny blok „egzotyczny” bladoróżowego pegmatytu z dużymi kryształami turmalinu. Blok ten o średnicy około 0,5 m leżał luźno w dnie małego potoku, spływającego z zachodnich zboczy do potoku Pluskawka, w pobliżu mostu, przez który biegnie droga z Kamionnej do Rybia.

Na terenie sąsiedniej wioski Rybie Nowe znaleziono dwa inne bloki skał żyłowych. Jednym z nich jest również pegmatyt, lecz z dużymi blaszkami biotytu, tworzący blok wielkości około 25×40 cm. Znaleziony został na lewym brzegu Pluskawki. Drugi blok o wymiarach 30×40 cm leżał luźno na wschodnich stokach wyraźnie zaznaczającego się w morfologii wzgórza,

zwanego Księżą Górą. Przedstawia on skałę złożoną w przeważającej części z silnie różowego skalenia oraz kwarcu, przerastającego skałę w postaci cienkich żyłek ułożonych w pasma. Makroskopowo określono tę skałę jako aplit o wyraźnych śladach struktur metamorficznych.

Zarówno ze względu na swe duże kryształy turmalinu, jak i na inne ciekawe szczegóły budowy, blok pegmatytu turmalinowego wzbudził szczególne zainteresowanie. Dlatego też ten przede wszystkim egzotyk został szczegółowo opracowany. Dwa pozostałe, o mniej urozmaiconym składzie mineralnym, opisano bardziej ogólnikowo. Nie mniej dzięki nim oraz pegmatytowi turmalinowemu można było do pewnego stopnia scharakteryzować strefę niszczonego masywu Prakarpat.

Wszystkie trzy okazy nie zostały znalezione *in situ*, to też ważne byłoby określenie warstw, z których mogły pochodzić. Z tego względu przed szczegółowym opisem petrograficznym wspomnianych skał podamy charakterystykę geologiczną interesującego nas obszaru, w którym zaznacza się kilka poziomów występowania skał egzotycznych.

Część geologiczna*

POZIOMY WYSTĘPOWANIA EGZOTYKÓW

Miejscowości Kamionna i Rybie Nowe położone są w powiecie bocheńskim, w odległości około 22 km w kierunku SWS od Bochni i około 4 km na W od Żegociny. Utwory fliszowe na tym odcinku Karpat odznaczają się szczególnie skomplikowaną budową geologiczną. Procesy erozyjne zniszczyły tu utwory skalne wchodzące w skład płaszczowiny śląskiej, stanowiącej na arkuszu Bochnia główny element tektoniczny. Odsłoniły one w ten sposób utwory jednostki niżej leżącej, zwanej jednostką podśląską. Pluskawka i jej dopływy rozcinają na terenach Kamionnej i Rybia przeważnie utwory tej jednostki.

Bloki egzotyczne znaleziono wprawdzie luźno leżące, lecz w obrębie obszaru zbudowanego z utworów należących przeważnie do jednostki podśląskiej, stąd i przynależność ich do osadów tej jednostki nie budzi wątpliwości. Powstaje natomiast pytanie, z którego poziomu tej serii mogłyby one pochodzić.

Egzotyki wśród osadów serii podśląskiej nie są rzadkością. Szczególnie obszar Kamionnej i Rybia obfituje w wystąpienia tych skał. Wyróżnić tu można trzy poziomy stratygraficzne, zawierające egzotyki. Według analizy mikrofaunistycznej wszystkim tym trzem poziomom można przypisać ogólnie wiek górno-kredowy, częściowo może paleoceński. Nie spre-cyzowano, jak dotąd, ściślej ich wieku. Pod względem wykształcenia

* W opracowaniu K. Skoczylas-Ciszewskiej.

facjalnego zachodzą między tymi poziomami wyraźne różnice, ponadto charakteryzują się one innym rodzajem egzotyków, muszą więc reprezentować różne pod względem czasowym ogniwa górnej kredy.

Łupki szare. — Stanowią one poziom najstarszy ze wspomnianych trzech poziomów zawierających egzotyki. Jest to zespół warstw przeważnie łupkowych, ilasto-piaszczysto-marglistych, barwy szarej, z rzadko występującymi wkładkami piaszczystymi, niekiedy wyraźnie strzałkowymi. Warstwy te są silnie sfałdowane. W profilu Pluskawki odsłonięcia łupków szarych są częste, lecz tylko w jednym miejscu stwierdzono występowanie egzotyków *in situ*. Nagromadzenie ich jest tutaj duże, a wymiary bloków znaczne, przekraczające niekiedy 1,5 m średnicy. W innych potokach, gdzie odsłaniają się także łupki szare, nie zawsze znajdują się egzotyki. Na przykład w potoku przepływającym przez Żegocinę poziom łupków szarych występuje na znacznej przestrzeni, lecz egzotyków nie zawiera. W Rajbrocie, w potoku głównym, odsłania się wprawdzie partia egzotykowa, ale bloki są niezbyt liczne i stosunkowo małe. Wyjątek stanowi potężny blok gnejsu biotytowego o średnicy około 3 m, znajdujący się przy drodze do Wójkowej.

Egzotyki tworzą tu zatem, jak się zdaje, nagromadzenia lokalne. Trudno natomiast ustalić, czy są one związane z pewnym, określonym poziomem łupków szarych, nie zawsze występującym na powierzchni na skutek bardzo intensywnego przefaldowania tych warstw. W poziomie tym mogłyby one być albo równomiernie rozmieszczone albo tworzyć ograniczone w kierunku poziomym nagromadzenia. Wreszcie egzotyki mogą także występować w różnych poziomach profilu pionowego łupków szarych.

Egzotykami są tu prawie wyłącznie szare gnejsy biotytowe. Są one tak charakterystyczne dla tego poziomu, że nawet, gdy występują luźno rozrzucone po polach (Rajbrot), świadczyć mogą o obecności łupków szarych pod zwierzeliną.

Łupki czarne. — Są one następnym ku górze poziomem zawierającym egzotyki lecz mają bardzo ograniczony zasięg występowania. Odsłaniają się w badanym terenie tylko w profilu Pluskawki. Poziom ten o miąższości około 50 m, wykształcony jako czarne, nieco margliste łupki, zawiera wyłącznie egzotyki skał osadowych, jak wapienie i kwarcyty. Wielkość bloków jest różna, od małych otoczków o 3—4 cm średnicy do 70 cm, a nawet większych. Wszystkie bloki tego poziomu odznaczają się doskonałym obtoczeniem. W przeciwieństwie do łupków szarych, gdzie egzotyki są tylko w pewnych partiach nagromadzone, łupki czarne są nimi przepełnione w całej prawie swej miąższości.

Piaszkowce i zlepieńce z Rybia (fig. 1) są trzecim, najmłodszym poziomem zawierającym egzotyki. Kompleks ten składa się z piaszczystymi i zlepieńcami ułożonych na przemian z marglistymi łupkami barwy szarej z odcieniem zielonawym, rzadziej niebieskawym.

Piaskowce są na ogół średnio- i drobnoziarniste, spójne lepiszczem ilasto-wapnistym, z gęsto występującymi ziarnami glaukonitu. Obecność tego minerału, jak i wygląd skały zwietrzałej powodują ich wielkie podobieństwo do piaskowców magurskich. W profilu Pluskawki grubość ławic piaskowcowych jest zmienna i waha się od 5 do 40 cm. W kierunku zachodnim miąższość tych

ławic wzrasta tak, że np. na zachodnich stokach wzgórzazwanego Jaszczurówką są to już piaskowce o charakterze bryłowym.

Zlepieńce są gruboziarniste i zależnie od ławicy mają elementy składowe różnej wielkości. Niektóre zlepieńce występują w postaci wyraźnych soczewek, np. na Księżej Górze. Obserwuje się tu w ich obrębie niekiedy wzrost wielkości okruczków w kierunku zachodnim, gdzie pojedyncze otoczaki dochodzą do 7 cm średnicy. Przeciętna grubość ławic zlepieńców wynosi 50—70 cm.

Elementami składowymi zlepieńców są,

oprócz kwarcu, przede wszystkim skalenie różowe oraz, w mniejszej ilości, płaskie okruczki zielonych łupków, wreszcie stosunkowo często występujące okruczki węgla kamiennego różnej wielkości. W spoiwie zlepieńców, podobnie jak w piaskowcach, znajduje się dużo węgla wapnia.

W zlepieńcach o dużych okruczach (zachodnie stoki Księżej Góry) występują otoczaki zlepieńców typu arkozowego, niekiedy do złudzenia podobne do zwietrzałych granitów, okruczki różowych aplitów, a także otoczaki jasnych, spekanych wapieni.

Łupki margliste, które są przeławiczone z opisanymi piaskowcami i zlepieńcami, tworzą w profilu samego potoku Pluskawki wkładki cienkie, które zdają się zanikać ku zachodowi. Niekiedy zaznaczają się wkłady łupkowe o znaczniejszej miąższości, dające się prześledzić nawet na dłuższej przestrzeni. Jedna taka wkładka, występując mniej więcej w środku tego zespołu

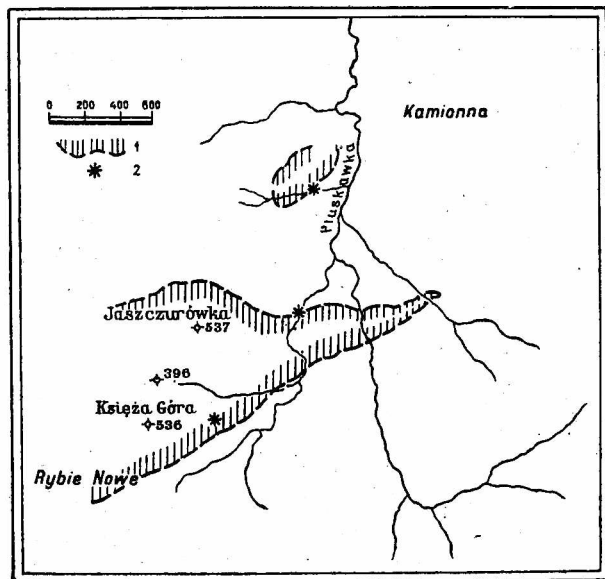


Fig. 1

Uproszczony szkic geologiczny występowania piaskowców i zlepieńców z Rybia w okolicy Kamionnej

1 granice występowania, piaskowców i zlepieńców z Rybia;
2 miejsca znalezienia egzotyków

piaskowcowo-zlepieńcowego, spowodowała utworzenie się małej przełączki, oddzielającej wzgórze Jaszczurówka na północy od Księżej Góry na południu. Drugi kompleks łupkowy zamyka niejako od stropu serię piaskowcowo-zlepieńcową. Wydaje się, że miąższość jego wzrasta w kierunku zachodnim.

Na ogół miąższość całego kompleksu, wydzielonego pod nazwą piaskowców i zlepieńców z Rybia, maleje w kierunku wschodnim. Podczas gdy na południku Rybia Nowego, na zachodzie, wynosi ona około 800 m, to w profilu Pluskawki, w odległości zaledwie 1 km na wschód, osiąga tylko 200 m. Równocześnie w tym kierunku maleje także grubość materiału detrytycznego, a zwiększa się liczba wkładek łupkowych.

Kompleks piaskowców i zlepieńców z Rybia przybiera zatem wyraźnie zaznaczający się kształt dużej soczewki, która ku wschodowi wyklinowuje się stopniowo, w kierunku zaś zachodnim, osiągając największą miąższość 800 m, nagle się kończy.

Utwory wykształcone w powyżej opisany sposób występują na terenie wsi Rybia Nowego i Kamionnej. Rozwinięte są w stropie białych margli krzemionkowych, przy czym niekiedy obserwować można przejście tych margli w piaskowce.

Poza tym obszarem zlepieńce z różowymi ziarnami skaleni oraz piaskowce glaukonitowe spotyka się bardzo rzadko. Tam, gdzie występują, tworzą one wkładki w szarych łupkach marglistych. W Kamionnej występują w małym parowie, gdzie znaleziony został pegmatyt turmalinowy, poza tym w Rajbrocie, gdzie tworzą wkładki prawdopodobnie w formie soczewek. Szare łupki margliste odsłaniają się w Żegocinie, Bełdnie i w kilku miejscach w samej Kamionnej, nie mają jednak żadnych wkładek, ani piaskowców ani zlepieńców.

Jak stąd wynika, kompleks piaskowców i zlepieńców z Rybia ma charakter czysto lokalny i rozwinął się w obrębie łupków marglistych szarych. Te łupki są ściśle związane z całym poziomem margli pstrych wieku górno-kredowego jednostki podśląskiej. Nigdzie wśród tej serii, zmiennej pod względem zawartości węglanu wapnia, krzemionki i substancji ilastej, jak również pod względem barwy, nie stwierdzono występowania pojedynczych bloków egzotycznych. Jedynie w marglach szarych, występujących w stropie zlepieńców z Rybia i odsłoniętych w małym potoku, spływającym w kierunku zachodnim z południowych stoków Księżej Góry, napotkano dwa bloki egzotyczne, z których jeden był jasnym wapieniem, drugi granitem.

We wspomnianym małym parowie, gdzie znaleziono blok pegmatytu turmalinowego, odsłaniają się także utwory margli kredowych. Odsłonięcia są zupełnie dobre i pozwalają prześledzić całą serię, tym więcej, że potok przecina warstwy prawie prostopadłe do ich biegu o kierunku N-S lub NNE-SSW, który odbiega od spotykanego na tym obszarze kierunku mniej

więcej równoleżnikowego. Upady warstw początkowo (idąc w górę potoku) skierowane są ku zachodowi, w górnym odcinku potoku — ku wschodowi. Na tym małym odcinku kilkuset metrów zaznacza się mała forma synklinalna tak, że idąc od ujścia w górę potoku posuwamy się od utworów starszych do młodszych, po czym znowu do starszych.

Profil ten rozpoczyna się białymi marglami, nieco krzemionkowymi, wśród których zaznaczają się też odmiany margli plamistych, szarych, z cienkimi smugami czarnymi lub ciemnoszarymi. Występuje tu także cienka wkładka margli czarnych. Margle białe przechodzą ku górze w margle pstre, czerwone i zielone, te zaś z kolei znowu w szare łupki margliste z częstymi wkładkami płytkowo rozpadających się margli plamistych. W tej ostatniej szarej partii kompleksu marglowego występują stosunkowo często wkładki piaskowców. Są to piaskowce cienkoławicowe (5—20 cm), drobnoziarniste, z wyraźnie zaznaczającymi się ziarnami glaukonitu, o spoiwie wapnisto-ilastym, niekiedy spękane i sklezione kalcylem. Piaskowce te są bardzo podobne do piaskowców opisanych z profilu Pluskawki. Jako cienkie, nie przekraczające 30 cm wkładki, występują tutaj także zlepieńce z charakterystycznymi ziarnami różowych skałeni oraz z okrucami węgla kamiennego. A zatem i zlepieńce żywo przypominają opisane wyżej zlepieńce z Pluskawki. Ku stropowi kompleksu wkładek tych jest coraz mniej i szare łupki margliste występują prawie zupełnie bez piaskowców. Idąc dalej w górę parowem profil powtarza się, lecz w odwrotnym porządku, tzn. od łupków marglistych szarych, poprzez margle plamiste i pstre do margli białych. Utwory te tworzą tutaj zachodnie skrzydło wspomnianej małej synkliny. U samych źródeł występują już utwory dolnej kredy płaszczowiny śląskiej, z którymi jednostka podśląska jest przełaśdowana.

Na pierwszy rzut oka opisana seria przedstawia zupełnie inny zespół skał, niż kompleks oznaczony jako piaskowce i zlepieńce z Rybia. Składa się nań przede wszystkim seria margli i łupków marglistych, w przeciwieństwie do profilu Pluskawki i wspomnianych dwóch wzgórz, gdzie zdecydowaną przewagę mają piaskowce i zlepieńce. Nie mniej obydwie zespoły warstw tworzą wzajemne odpowiedniki i stanowią ten sam poziom stratygraficzny. Wskazują na to następujące fakty: 1° zarówno szare margle i łupki margliste z małego potoku, jak piaskowce i zlepieńce z profilu Pluskawki oraz obu wzgórz, Jaszczurówki i Księżej Góry, rozwijają się nad białymi marglami krzemionkowymi; 2° piaskowce i zlepieńce w obydwóch przypadkach przedstawiają ten sam typ skały i charakteryzują się obecnością różowych skałeni i glaukonitu, okrucami węgla i spoiwem wapnistym; 3° łupki margliste, stanowiące wkładki wśród piaskowców w profilu Pluskawki, jak również występujące na przełęczach między obu wzgórzami i w stropie zlepieńców Księżej Góry, są zupełnie takie same jak te, które występują w małym potoku.

Zasadniczą różnicę stanowi więc ilościowy stosunek piaskowców do łupków w obydwóch obszarach występowania tych utworów. Wiąże się to ze szczególnym charakterem serii piaskowców i zlepieńców z Rybia. Jak podkreślono, cały ten kompleks ma wyraźny kształt soczewki, która wyklina się w kierunku wschodnim. Wszystkie towarzyszące temu zjawiska, jak zwiększanie się miąższości piaskowców w kierunku zachodnim, wzrost wielkości ziarn w zlepieńcach w tym samym kierunku, wreszcie zanikanie wkładek łupkowych, nasuwają przypuszczenie, że utwory te tworzyły osady o charakterze deltowym. Nawet nagłe zakończenie się tych utworów od strony zachodniej niekoniecznie musi mieć przyczyny natury tektonicznej, lecz może być wynikiem rozmywania przez prądy morskie osadów tej delty.

Podczas gdy piaskowce i zlepienie, tworzące obydwie wzgórza, stanowiły przypuszczalnie bardziej centralną część delty, położonej bliżej brzegu, to warstwy odsłonięte w Pluskawce wskazywałyby na obszar zbliżający się już ku peryferiom tej delty. Natomiast seria łupkowo-marglista z małego potoku tworzyła się zapewne w miejscach od lądu bardziej odległych, lecz nie tak dalekich, by nie docierały tu od czasu do czasu okruchy grubsze, które dostarczyły materiału cienkim wkładkom piaskowców i zlepieńców.

Jak wspomniano, blok pegmatytu turmalinowego znaleziono właśnie w małym potoku, odsłaniającym warstwy będące odpowiednikiem serii piaskowców i zlepieńców z Rybia. Nie ulega wątpliwości, że z tych właśnie warstw może on pochodzić. W źródłach potoku i w otoczeniu na wzgórzu występują już tylko łupki cieszyńskie i seria godulska płaszczowiny śląskiej, warstwy, z których egzotyki w badanym terenie nie są znane. Jest bardzo prawdopodobne, że egzotyk ten był osadzony wraz z materiałem szarych łupków marglistych, żadna bowiem występująca tu wkładka zlepieńca nie jest dość gruba, by mogła pomieścić blok takiej wielkości. Zjawisko występowania większych bloków skalnych wśród utworów pelitowych jest dosyć powszechne, opisane zaś powyżej egzotyki innych poziomów występują również w osadach pelitowych. Pegmatyt turmalinowy ma nieregularne, ostre kontury, bez śladów obtoczenia. Zbyt pochopnym byłby wysnuty stąd wniosek, że brak obtoczenia wskazuje na niedaleki transport tej skały. Nie wiadomo bowiem, czy znajdował się on w tej postaci w osadzie, czy też jest częścią większego, już na dnie potoku rozkruszonego bloku. Żadnych jednak innych okruchów egzotycznych w potoku tym nie znaleziono.

Dalsze dwa egzotyki znalezione zostały także w stanie luźnym. Miejsce występowania pegmatytu mikroklinowo-biotytowego leży w najbliższym sąsiedztwie serii piaskowców i zlepieńców z Rybia, a mianowicie nieco poniżej odkrywek tych warstw w Pluskawce. Istnieje duże prawdopodobieństwo, że także i ten egzotyk pochodzi z tej serii. Zarówno łupki szare jak i łupki czarne mają tak odrębny i sobie tylko właściwy rodzaj egzotyków, że nie ma podstaw, przynajmniej w obecnym stanie badań, by tam szukać

miejsca pierwotnego osadzenia się pegmatytu mikroklinowo-biotytowego. Bliskość serii z Rybia, skąd mógł stoczyć się już to samym potokiem, już to ze wzgórza Księżej Góry, a także charakter skały żyłowej, podobnej do pegmatytu turmalinowego, zdają się wskazywać, że miejscem pochodzenia tego egzotyku są piaskowce i zlepieńce z Rybia.

Najlepszą metrykę swego pochodzenia ma różowy aplit. Znaleziony został w obszarze zbudowanym z serii piaskowców i zlepieńców z Rybia. Najważniejszym jednak dowodem jego powiązania z tym kompleksem jest występowanie różnej wielkości okruchów takich samych aplitów we wszystkich zlepieńcach tej serii.

Wszystkie zatem trzy egzotyki zostały zapewne osadzone pierwotnie wśród serii piaskowców i zlepieńców z Rybia. Nadają one utworom tej serii szczególną cechę odrębną, która odróżnia je od innych warstw jednostki podśląskiej, zawierających egzotyki. Znaczne ilości okruchów skaleni i aplitów różowych, występujące w tych skałach, wraz z opisanymi blokami pegmatytów wskazują na to, że niszczony był tutaj jakiś maszyn Prakarpat zbudowany ze skał aplitowych, gęsto poprzecinany żyłami pegmatytowymi różnego typu.

Część petrograficzna*

CHARAKTERYSTYKA PEGMATYTU TURMALINOWEGO

Opis makroskopowy

Opisywany egzotyk turmalinowy miał średnicę zbliżoną do 50 cm. W badanej skale można było wyróżnić dwie zupełnie odmienne strefy, różniące się znacznie składem mineralnym: strefę skaleniowo-turmalinową i kwarcowo-muskowitową. Między obu strefami istnieje strefa pośrednia, wykazująca stopniowe przejście jednej paragenazy mineralnej w drugą.

Strefa skaleniowo-turmalinowa o barwie różowo-szarej składa się głównie z gruboziarnistych skaleni barwy różowej i bladokremowej. Prócz skaleni występuje tu kwarc, turmalin i z rzadka muskowitz.

Strefa kwarcowo-muskowitowa barwy jasnoszarej składa się z kwarcu i bardzo licznego muskowitzu. Sporadycznie występuje tu skała barwy jasnokremowej.

Strefa przejściowa ma skład mineralny pośredni. W kierunku strefy kwarcowo-muskowitowej wzrasta zawartość kwarcu i muskowitzu, a maleje ilość turmalinów i skaleni. Granica między strefą skaleniowo-turmalinową a strefą przejściową zaznacza się słabo, natomiast granica między tą ostatnią, a strefą kwarcowo-muskowitową jest bardziej wyraźna, co podkreśla znaczna ilość dużych blaszek muskowitzu.

* W opracowaniu T. Tyńca.

W strefie skaleniuowo-turmalinowej występują spękania, przecinające jedynie gruboziarnisty skaień i turmalin, wypełnione kwarcem, rzadziej skaleniem. Ciekawym wydaje się fakt, że turmaliny wykazują na ogół orientację prostopadłą do granicy obu stref. W strefach tych występują drobne szczelinki wypełnione wodorotlenkami żelaza. Wokół tych szczelin oraz wewnątrz nich pojawia się drobnoluseczkowy muskowit, często prze-rośnięty kalcytem.

Skalaień występuje w dwóch odmianach. Jedna z nich ma barwę bladoró-zową, druga jasnokremową. Skalenie różowe (ortoklasy) osiągają wielkość 7 cm, gdy tymczasem skalenie jasnokremowe (plagioklasy) nie przekra-czają z zasady 4-5 cm. Skalenie są głównym składnikiem strefy zawierającej turmalin, natomiast w strefie kwarcowo-muskowitowej występują one w niewielkiej ilości. Kwarc ze strefy skaleniuowo-turmalinowej różni się nieco od kwarcu w drugiej strefie. Różnica polega na nieco innej barwie i wielkości ziarn. Kwarc występujący w paragenezie ze skaleniami ma barwę szarą i stosunkowo małe rozmiary (najwyżej 4 cm). Często pojawiają się w nim drobne wrostki turmalinu. Kwarc drugiej strefy jest barwy jasno-szarej, tworzy ziarna o znacznych rozmiarach (dochodzące do 8 cm) i nie zawiera zupełnie wrostków turmalinu. Ziarna kwarcu zarówno w jednej, jak i w drugiej strefie są całkowicie ksenomorficzne. Muskowit występujący w paragenezie ze skaleniem jest nieliczny. Tworzy on cienkie pakiety o za-rysach heksagonalnych.

Na przejściu do strefy kwarcowo-muskowitowej wielkość i ilość muskowitu znacznie się zwiększa. Muskowit tej strefy wykształcony jest w postaci du-żych pakietów, a nierzadko i słupeków. Średnica blaszek osiąga maksymal-nie 3,5 cm, a grubość 0,3-3 cm w przypadku pokroju słupekowego. Pakiety muskowitu są barwy srebrzysto-białej i często poprzerastane są kwarcem. Prócz tej gruboblaszkowej odmiany łatwo można wyróżnić odmianę drobno-luseczkową, barwy srebrzysto-szarej, ale z odcieniem żółtawym, wystę-pującą w obrębie szczelin w paragenezie z wodorotlenkami żelaza i kal-cytem.

Turmalin tworzy duże kryształy barwy czarnej sięgające 16 cm długości. Można tu wydzielić dwa rodzaje tego minerału: większe osobniki dochodzące w przekroju do 3 cm średnicy oraz małe kryształki występujące wyłącznie w postaci cienkich igiełek jako wrostki w kwarcu, znajdujące się jedynie w strefie skaleniuowo-turmalinowej. Pierwszy rodzaj turmalinów tworzy często skupienia promieniste, złożone z kilku lub kilkunastu kryształów, które zaczęły rozwijać się z jednego niemal punktu. Turmaliny te wykazują stopniowe zwiększenie grubości w miarę oddalania się od punktu wspólnego. Na przykład jedno skupienie takich kryształów miało grubość początkową 0,3 cm w punkcie wspólnym, a zakończenia kryształów miały w przekroju prostopadłym do osi Z—2-3 cm przy długości 14-16 cm.

Przekroje turmalinów w płaszczyźnie prostopadłej do osi Z mają na ogół zarysy zbliżone do heksagonalnych, rzadziej do trygonalnych (pl. I, fot. 1). Jest to spowodowane różnym stopniem rozwoju ścian słupa trygonalnego prostego ($10\bar{1}0$) i odwróconego ($01\bar{1}0$). Nie zauważono prawidłowych ograniczeń słupów ani z jednej, ani z drugiej strony. Turmaliny często poprzerastane są kwarcem, rzadziej skalaniem. Przerosty te w kryształach dużych osiągały grubość do 2 mm dzieląc niekiedy kryształ na 3 lub 4 części. Tu i ówdzie turmalin przechodzi na brzegach w agregat drobnych łusek muskowitu barwy srebrzysto-złotej.

Badania mikroskopowe

Obserwacje te przeprowadzono na kilkunastu szlifach mikroskopowych, sporządzonych z próby pobranej z różnych miejsc badanej skały, oraz na kilku zorientowanych płytkach cienkich turmalinu.

Ortoklaz występuje jedynie w strefie skaleniowo-turmalinowej będąc tam minerałem głównym. Ma pokrój grubopłytkowy, niemal izometryczny i słabo zaznaczające się przerosty pertytowe. Drobne bliźniaki typu karlsbadzkiego spotyka się jedynie w pobliżu szczelin wypełnionych drobnoziarnistym albitem. Jest na ogół dosyć zwietrzały, co objawia się występowaniem licznych łusek serycytu. Często widoczne jest wypieranie ortoklazu przez albit na obwodzie ziarn lub w formie zatokowej.

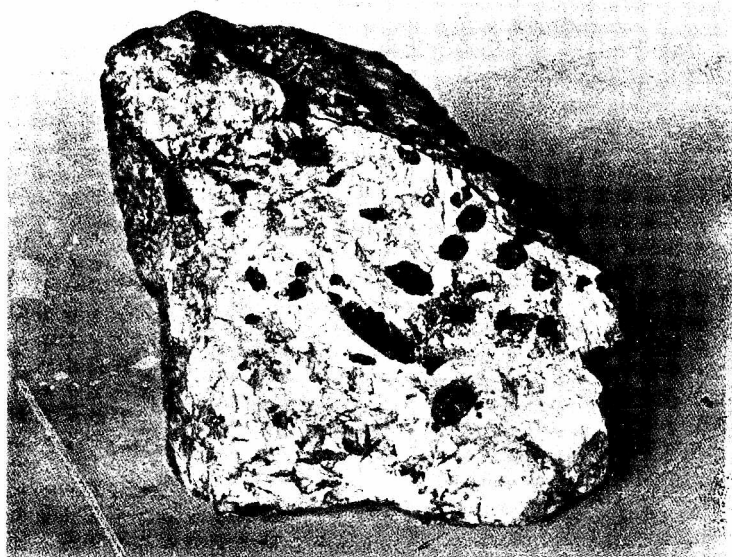
Plagioklaz występuje w obu wspomnianych strefach, przy czym ilość jego wzrasta w kierunku strefy kwarcowo-muskowitowej, w której znowu następuje niemal zupełny jego zanik. Wykazuje on bardzo liczne zbliżniaczenia według prawa albitowego oraz zbliżniaczenia typu karlsbadzko-albitowego. Pokrój plagioklazu jest grubopłytkowy. Oznaczenie zawartości cząsteczki anortytowej, przeprowadzone w pasie symetrycznego wygaszania światła, wykazało, że jest to albit o zawartości 1-6% An. Prócz albitu grubopłytkowego występuje również albit drobnoziarnisty wypełniający drobne szczeliny. Jest to niemal zupełnie czysty albit zawierający najwyżej 2% An. W strefie przejściowej albit poprzerastany jest kwarcem, ułożonym zwykle zgodnie z prążkami bliźniaczymi. Niekiedy można zauważyć wypieranie albitu o większej zawartości An przez zupełnie czysty albit. W porównaniu do skaleni potasowych plagioklasy są słabiej zwietrzałe.

PL. I — Przekroje turmalinów w pegmatycie turmalinowym

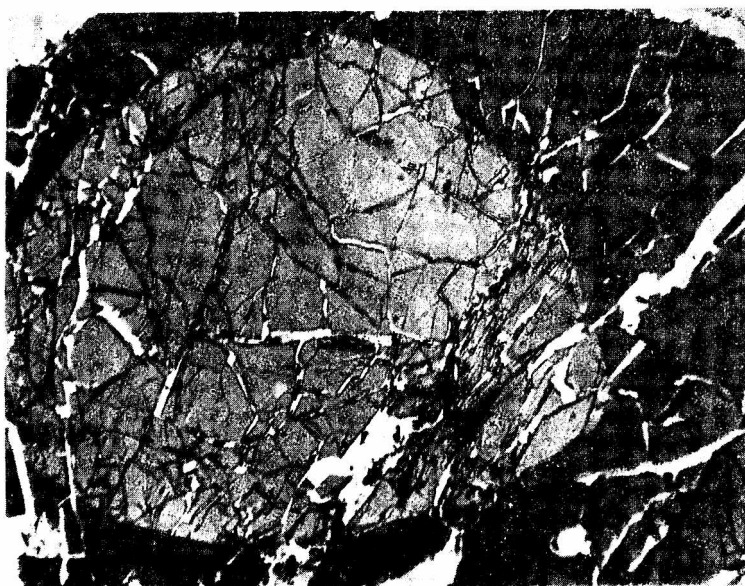
Fot. 1 — Widoczne turmaliny przede wszystkim w przekrojach prostopadłych do osi Z
× 0,2

Fot. 2 — Przekrój turmalinu prostopadły do osi Z. Widoczna budowa pasowa z bardzo wyraźną granicą między obu strefami

Światło zwyczajne × 10



Fot. 1



Fot. 2



Fot. 1



Fot. 2



Fot. 3



Fot. 4

Muskowit gruboblaszkowy tworzy duże pakiety przerastające się bezładnie z kwarcem (pl. II, fot. 3). Nie widać w nim wrostków. Druga drobnołuseczkowa odmiana występująca w obrębie szczelin poprzerastana jest często kalcytem. Bardzo często występuje w skupieniach promienistych. Ten rodzaj muskowitu jest z reguły silnie zanieczyszczony licznymi wrostkami tlenków żelaza a brzegi jego są zmięte i postrzępione (pl. II, fot. 4).

Kwarc występuje w opisywanej skale w dużej ilości; odnosi się to w szczególności do strefy określonej jako kwarcowo-muskowitowa. W strefie skaleniuowo-turmalinowej kwarc ma liczne wrostki cieczy i gazów, drobne igiełki turmalinu oraz wrostki tlenków żelaza. Kwarc występujący w paragenzie z muskowitem ma nieliczne tylko wrostki cieczy i gazów. Zarówno w jednej jak i w drugiej strefie kwarc jest zupełnie ksenomorficzny i wykazuje słabe faliste znikanie światła.

Turmalin usiany jest licznymi szczelinkami przebiegającymi prostopadle do osi Z. Spotykamy i drugi system szczelinek, nie tak już licznych, skierowanych pod kątem 90° do poprzedniego. Duże turmaliny mają wybitną budowę pasową (pl. I, fot. 2). Jądra turmalinów są barwy niebieskawej do niebieskawo-szarej, natomiast pas zewnętrzny jest zwykle barwy zielonej lub zielono-szarej (pl. II, fot. 1). Granica dzieląca różnie zabarwione strefy jest ostra i jedne barwy przechodzą nagle w drugie. Wyjątkiem jest tu jeden zaobserwowany kryształ ze strefą przejściową o barwie mieszanej, zielonawo-niebieskiej między dwiema strefami różnej barwy.

Jądro turmalinów jest pleochroiczne w barwach niebieskich lub niebieskawo-szarych dla ω i bladoniebieskawych do niemal bezbarwnych dla ϵ . Partie zewnętrzne wykazują pleochroizm dla ω w barwach zielono-brunatnych lub brunatno-szarych, dla ϵ w barwach bladoszarych niemal bezbarwnych.

Schemat absorpcji $\omega > \epsilon$. Często zgodnie z kierunkiem spękań przechodzą przez kryształ smugi o pleochroizmie w barwach brązowych (ω) do bladżółtych (ϵ). Kryształy turmalinów poprzecinane są często żyłkami kalcytu, wśród których występują małe łuski muskowitu. Turmaliny w postaci wrostków w kwarcu pozbawione są zupełnie budowy pasowej (pl. II, fot. 2). Spotyka się je jedynie w strefie skaleniuowo-turmalinowej i w pasie przejściowym między obu strefami.

Pl. II — Przekroje turmalinów i muskowitów z pegmatytu turmalinowego

- Fot. 1 — Przekrój turmalinu równoległy do osi C. Budowa pasowa zaznacza się na brzegach ziarna — Światło zwyczajne × 6
- Fot. 2 — Wrostek turmalinu w kwarcu — Nikole skrzyżowane × 60
- Fot. 3 — Muskowit pierwszej generacji (A) w paragenzie z lekko zwietrzałym ortoklazem (B) i kwarcem o falistym znikaniu światła (C) — Nikole skrzyżowane × 50
- Fot. 4 — Muskowit drugiej generacji silnie zanieczyszczony wodorotlenkami żelaza i przerastającym go kalcytem. Muskowit w postaci zmiętych blaszek — Nikole skrzyżowane × 90

Oprócz tych minerałów występują inne w ilościach podrzędnych. Są to *granaty* w formie izometrycznej, rzadziej w postaciach wydłużonych, które występują jedynie w strefie skalenioowo-turmalinowej, zarówno w ortoklazie, jak i w albicie; najczęściej spotyka się je w kwarcu, gdzie tworzą one małe skupienia. *Apatyt* i *cyrkon* w postaci drobnych wrostków występują głównie w skaleniach, oraz *kalcyt* przenikający w postaci drobnych żyłek niektóre minerały, jak np. turmaliny i skalenie.

Uwagi ogólne

Rozpatrywana skała, jak wykazują badania makroskopowe i mikroskopowe, jest średnioziarnistym pegmatytem (ziarna większe od 2,5 cm, a mniejsze od 10 cm) o strukturze pegmatoidalnej i teksturze masywnej.

Struktura oraz charakterystyczne paragenozy minerałów i ich rozmieszczenie wskazują, że opisywaną skałę można odnieść do pegmatytów o budowie strefowej. Za koncepcją tą przemawia między innymi fakt, że turmaliny są ułożone prostopadle do granicy stref, co, jak stwierdza E.N.Cameron i inni (3)¹, jest jedną z cech charakterystycznych dla zewnętrznych stref pegmatytów.

Obecność skaleni i turmalinów przy małej zawartości kwarcu może być również według K.A.Własowa (13) wskazówką, że mamy do czynienia z pegmatytem, mającym dwie strefy i odpowiadającym, w myśl podziału tego badacza, typowi drugiemu. Badacz ten wydzielił cztery typy pegmatytów określając je na podstawie struktur i głównych minerałów skałotwórczych, takich jak skalenie, kwarc oraz łyszczyki.

Pierwszy typ pegmatytu według Własowa charakteryzuje się strukturą pismową lub granitową i niemal równoczesną krystalizacją wszystkich składników. Typ drugi ma dwie strefy, przy czym zewnętrzna odpowiada skale typu pierwszego, strefa zaś druga, wewnętrzna, składa się głównie ze skaleni, które powstały znacznie wcześniej niż kwarc. Typ drugi przechodzi stopniowo w typ trzeci, mający obie poprzednio wymienione strefy, przy czym zachodzi tu już zupełne rozdzielenie skaleni i kwarcu na strefy monomineralne. Typ czwarty, bardzo rzadki, powstaje na skutek działania lotnych związków na wcześniej wydzielone paragenozy mineralne i obfituje w cały szereg rzadkich i poszukiwanych w celach przemysłowych minerałów tantalu i niobu, litu, berylu itd. W typie drugim zaznaczają się już procesy metasomatyczne, objawiające się powstaniem albitu i muskowitu. W typach dalszych procesy te zyskują coraz bardziej na sile.

Jakkolwiek badany okaz stanowi tylko fragment bloku pegmatytu, można jednak mimo to stwierdzić, że jest on częścią strefy typu drugiego i zbliża się do typu trzeciego, za czym przemawia znaczny stopień rozdziału skaleni od kwarcu i silnie rozwinięte procesy metasomatozy, udokumentowane dużą ilość-

¹ Cyfry i kursywę w nawiasach odsyłają do literatury podanej na końcu artykułu.

cią muskowitu i albitu. Ilość skaleni w strefie kwarcowo-muskowitowej musiała być pierwotnie większa, lecz wtórnie uległa redukcji na skutek przeobrażenia w muskowit. Duża ilość muskowitu i jego parageneza z kwarcem potwierdzają przypuszczenie, że jest to część pegmatytu typu drugiego. Strefa skaleniowo-turmalinowa byłaby więc bardziej zewnętrzną częścią pegmatytu w stosunku do strefy kwarcowo-muskowitowej. Ta ostatnia, stanowiąc część wewnętrzną, uległa silniejszym przemianom pod wpływem roztworów przepływających przez skonsolidowany już pegmatyt.

Na podstawie obserwacji makroskopowych i mikroskopowych można podać kolejność powstawania poszczególnych minerałów zakładając, że skała ta odpowiada drugiemu typowi pegmatytów według podziału Własowa.

Po wytworzeniu się skrajnej strefy pegmatytu w postaci skały o strukturze pismowej lub skały o strukturze granitowej, tj. po zaprzestaniu wydzielania się kwarcu równocześnie ze skaleniami, zaczyna krystalizować gruboziarnisty skałek potasowy i plagioklaz. Następuje więc drugie stadium powstawania pegmatytu. W tym też czasie tworzy się turmalin mniej lub więcej równoczesny ze skaleniem. Czarne turmaliny wiążą w swym składzie prawie całą ilość żelaza, znajdującego się w roztworze macierzystym. W okresie tym zachodzi prawdopodobnie pewna zmiana warunków krystalizacji, spowodowana, jak się wydaje, zmianą składu chemicznego. Możemy o tym wnioskować na podstawie wybitnie pasowej budowy turmalinów, wykazujących różne zabarwienie partii wewnętrznej i zewnętrznej.

Następuje potem pewna przerwa, po której zaczyna się krystalizacja kwarcu. Za istnieniem tej przerwy przemawia pojawienie się drugiej generacji turmalinów jako wrostków kwarcu. Turmaliny te są niewątpliwie późniejsze od skaleni i turmalinów o budowie pasowej, a zarazem wcześniejsze od kwarcu, w którym są wrośnięte. Nie wykazują one budowy pasowej, co świadczy, że w czasie ich krystalizacji warunki były niezmiennie, lecz różne od tych, w jakich tworzyła się generacja poprzednia. Po związaniu resztek żelaza w postaci turmalinów zaczyna krystalizować kwarc. Jak daleko zaszedł proces kształtowania się pegmatytu po wydzieleniu kwarcu, trudno wiedzieć z powodu ograniczonych rozmiarów badanej skały.

Po utworzeniu się pegmatytu, czy też pod koniec jego krystalizacji nastąpiło stadium, w którym rozpoczęły się procesy metasomatyczne. Pierwszymi produktami tych procesów były albit i muskowit. Oba te minerały powstawały z przeobrażenia skaleni. Albit powstawał nie tylko jako produkt przystoczenia skaleni potasowych, lecz również przez odprowadzenie wapnia z plagioklazów.

Powstający w tym stadium muskowit ma postać blaszek i słupków o różnych zarysach heksagonalnych i nie wykazuje przy tym żadnych zanieczyszczeń. Dalszy przebieg tych procesów prowadzi do powstawania drobnoziarnistego czystego albitu, głównie w pobliżu szczelin, którymi mogły

przepływać roztwory powodujące te zmiany. Następnie powstaje muskowit drugiej generacji silnie zanieczyszczony tlenkami żelaza co, jak wykazał Nikitin (9) w swej pracy o pegmatytach Karelii, wskazuje na stosunkowo późne stadium rozwoju danego pegmatytu. Muskowit ten, prócz silnego przybrudzenia tlenkami i wodorotlenkami żelaza, charakteryzuje się drobno-luseczkową budową oraz pociętymi i postrzępionymi blaszkami (pl. II. fot. 4). Ponieważ powstaje on pod wpływem roztworów przenikających pegmatyt, jego skupienia spotyka się głównie w obrębie szczelin. Następnie, po zupełnym obniżeniu temperatury, przepływające roztwory osadzają kalcyt, który wypełnia niezapełnione szczelinki z muskowitem drugiej generacji. Końcowym stadium, jakiemu podlegał pegmatyt, jest stadium hipergeniczne. W tym czasie powstają dalsze nagromadzenia kalcytu, tlenków i wodorotlenków żelaza oraz serycytyzacja i kaolinizacja skałeni.

Skład chemiczny turmalinu

Występujące w badanym pegmatycie duże czarne kryształy turmalinu poddane zostały analizie chemicznej. W tym celu wybrano kilka średniej wielkości kryształów, które zostały wyizolowane z otaczającej skały, rozkruszone, a następnie, w celu usunięcia zanieczyszczeń, dokładnie kilkakrotnie rozdzielone w bromoformie. Uzyskano w ten sposób około 20 g czystego, zupełnie pozbawionego obcych zanieczyszczeń proszku turmalinowego.

Wyniki analizy

	% wag.	Stos. mol. $\times 10\ 000$
SiO ₂	35,64	5934
Al ₂ O ₃	35,42	3475
B ₂ O ₃	7,80	1120
TiO ₂	0,26	32
Fe ₂ O ₃	2,22	139
FeO	11,20	1559
MgO	2,10	521
MnO	0,12	17
Li ₂ O	0,08	27
CaO	0,84	149
Na ₂ O	1,89	304
K ₂ O	0,46	48
H ₂ O + 110°	2,02	1122
F	0,22	116
	100,27	
— O = F ₂	0,09	
	100,18	

Analizę chemiczną wykonano normalnymi metodami stosowanymi przy analizie turmalinów. Przy oznaczaniu żelaza dwuwartościowego zastosowano metodę Rowledge'a (vide 5).

Powyższa analiza chemiczna wykazuje, że badany turmalin należy do turmalinów żelazawych o nieznacznej zawartości magnezu. Należy tu zwrócić uwagę na niską zawartość takich tlenków jak: B_2O_3 , Li_2O , MgO i MnO . W porównaniu z badanym uprzednio turmalinem prakarpackim z Siekierczyny (11) turmalin z Rybia ma znacznie większe rozmiary, różny pleochroizm, inną paragenezę minerałów z nim występujących. Zasadniczą różnicą między nimi jest większa zawartość Li_2O i MnO oraz zupełny brak CaO w turmalinie z Siekierczyny. Dla lepszego porównania podano poniższą tabelkę ilustrującą udział procentowy pewnych tlenków oraz niektóre dane fizyczne.

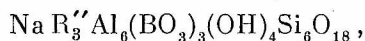
	Turmalin z Siekierczyny	Turmalin z Rybia
B_2O_3	8,20 % wag.	7,80 % wag.
FeO	12,13 „	11,20 „
MgO	2,37 „	2,10 „
MnO	1,40 „	0,12 „
Li_2O	0,39 „	0,08 „
CaO	— „	0,84 „
Suma żelaza jako Fe_2O_3	13,81	14,65
Pleochroizm:		
ϵ	bladoróżowo-żółty	Jądro bladoniebieskie Cz. zewn. bladoszara
ω	Szaro-zielonawo-niebieski	Jądro niebiesko-szare Cz. zewn. zielono-brunatna
Barwa megaskop.	czarna	czarna
n_ϵ	n.o.	1,637
n_ω	n.o.	1,663
Dwójłomność	n.o.	0,026
Ciepłzar wł.	n.o.	3,152

W zestawieniu tym podano całkowitą zawartość żelaza w przeliczeniu na Fe_2O_3 . Zgodnie bowiem z badaniami Warda (14) wartość ta ma decydujący wpływ na współczynniki załamania światła i dwójłomność. Nowsze badania nad przyczyną barwy turmalinów przeprowadzone przez Agafonową (1), Bradleya (2) i innych wykazują, że podstawowymi chromoforami w tych minerałach są głównie Fe, Mn, w mniejszym stopniu Li, Cs, a nawet Ti. W związku z tymi badaniami należy przypuszczać, że różnice, jakie występują

w barwach turmalinów z Rybia i z Siekierczyny, spowodowane są różnymi ilościami występujących w nich podanych składników. Jak to przedstawiono w powyższym zestawieniu, odcień różowy dla ε turmalinu z Siekierczyny może być spowodowany dużą zawartością MnO i Li_2O , gdy tymczasem turmalin z Rybia nie ma tej barwy i jest ubogi w te składniki. Ponieważ turmalin z Rybia wykazuje ostre granice między różnie zabarwionymi strefami, należy przypuszczać, że są one wynikiem różnych ilości zawartych w tych strefach tlenków żelaza. Niestety, nie można tego dowiedzieć z całą pewnością dlatego, że materiał pobrany do analizy nie był ograniczony do jednej z tych stref, lecz był pobrany z całych kryształów o budowie pasowej. Nieznany jest również stosunek ilościowy występujących w tym materiale stref różnie zabarwionych.

Pomiar współczynników załamania światła przeprowadzono na płytkach turmalinu, wyciętych prostopadle do osi optycznej, w refraktometrze Abbe-Pulfricha firmy Fuess. Oznaczenie ciężaru właściwego wykonano metodą piknometryczną dla materiału wyizolowanego i oczyszczonego do analizy, z zastosowaniem poprawki dla wody przy $4^\circ C$ jako miary objętości.

Usiłowania zmierzające do określenia i ustalenia wzoru chemicznego turmalinu mają za sobą długą już historię. Duże zasługi na tym polu mają Ramelsberg, Riggs, Penfield i Foot (fide 4), Kunitz (7) i Machatschki (8). Zasadniczą trudnością przy opracowaniu wzoru jest ta okoliczność, że turmaliny obejmują kilka podstawowych odmian, tworzących między sobą skomplikowane kryształy mieszane. Znane są np. wzory dla poszczególnych składników jak: turmalin żelazowy, turmalin magnezowy, turmalin litowy, turmalin wapniowy i inne. Na podstawie ostatnich badań rentgenograficzno-strukturalnych (6) wzór chemiczny turmalinu wygląda jak następuje:



przy czym Ca może częściowo zastępować Na, natomiast $R'' = Fe, Mn, Mg, (Al + Li), Fe'''$.

Zarówno wzór powyższy, jak i wzory wymienionych wyżej badaczy charakteryzują się stałym stosunkiem między zawartością SiO_2 a B_2O_3 , wynoszącym 4 : 1. Stosunek ten nie jest jednakże w praktyce stały. W roku 1935 Ward w swej pracy (14), poświęconej zagadnieniu zależności własności optycznych czarnych turmalinów od ich składu chemicznego, dowiódł, że cały szereg analiz, zarówno jego własnych, jak i zebranych z obfitej w tym względzie literatury, nie odpowiada przyjętemu założeniu. Stosunek ten waha się od 1 : 3,64 do 1 : 5,35. Dla porównania podano na str. 203 stosunek ten dla kilku turmalinów polskich. Dane dotyczące turmalinów tatrzańskich zaczerpnięto z pracy W. Pawlicy (10).

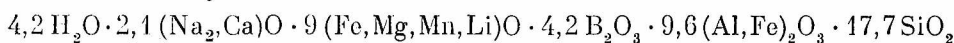
W turmalinach tatrzańskich stosunek zawartości boru do krzemionki jest zbliżony do 1 : 4. Turmaliny z egzotyków prakarpackich wykazują znaczne

odchylenia od tej wartości i z tego też względu przeliczenie analiz na propozowane przez rozmaitych autorów wzory nie daje pozytywnych rezultatów.

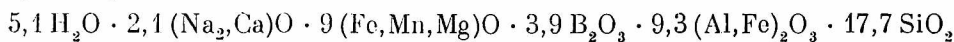
L.p.	Miejsce pochodzenia	% wag. SiO ₂	% wag. B ₂ O ₃	stos. mol. B ₂ O ₃ : SiO ₂
1	Czuba Goryczkowa (Tatry)	35,26	10,10	1 : 4,054
2	Kopa Kondracka (Tatry)	35,61	9,05	1 : 4,571
3	Siekierzyna (Prakarpaty)	35,56	8,20	1 : 5,035
4	Rybie (Prakarpaty)	35,64	7,80	1 : 5,298

Poniżej przedstawiono wzory sumaryczne dla powyższych czterech turmalinów, wyliczone ze stosunków cząsteczkowych.

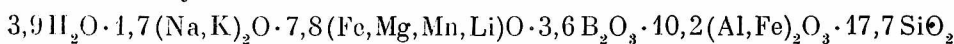
1. Czuba Goryczkowa



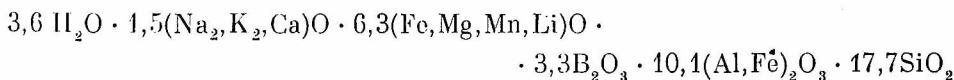
2. Kopa Kondracka



3. Siekierzyna



4. Rybie



Zawartość krzemionki w podanych wzorach jest stała dla wszystkich turmalinów. Tatrzańskie turmaliny wykazują poza tym stałą ilość RO, przy czym stosunek FeO : MgO jest również niemal taki sam. Odnosi się to również do alkaliów, gdzie zaznacza się stosunkowo duży udział wapnia. Ilość boru w turmalinach tatrzańskich podlega bardzo małym wahaniom. Charakterystyczne jest, że udział glinki w turmalinach z Tatry jest znacznie mniejszy, aniżeli w turmalinach prakarpackich, które są jednocześnie znacznie uboższe w CaO i MgO. Turmaliny prakarpackie wykazują znaczne obniżenie zawartości magnezu i alkaliów oraz zupełnie poślednią rolę wapnia. Równocześnie zaznacza się znacznie mniejszy udział boru i mniej więcej stały stosunek wody.

Różnice te zdają się wskazywać na stosunkowo duże, pod względem ilościowym, zastąpienie magnezu przez glin w turmalinach z Prakarpat. Na podstawie tych wzorów, jak i analiz chemicznych, stwierdza się znaczne różnice między turmalinami tatrzańskimi a prakarpackimi, polegające głównie na różnych zawartościach magnezu, boru i glinu. Można by to wytłumaczyć pewnymi różnicami w składzie chemicznym macierzystych magin, z których powstał krystaliczny trzon Prakarpat i krystaliczny masyw tatrzański.

Różnice w składzie chemicznym między dwoma poznanymi turmalinami prakarpackimi związane są z różnym czasem ich powstawania w procesie pegmatytowym, lecz także mogą być związane z lokalnymi procesami dyferencjacji kwaśnej magmy prakarpackiej.

CHARAKTERYSTYKA PEGMATYTU MIKROKLINOWO-BIOTYTOWEGO I APLITU

Pegmatyt mikroklinowo-biotytowy

Makroskopowo skała ta ma barwę różowo-szarą. Głównymi składnikami są tu skalenie różowe (mikroclin i ortoklaz) i skalenie barwy szaro-zielonawej (plagioklaz). Skalenie potasowe dochodzą do 8 i więcej cm, plagioklasy zaś do 5 cm. Mikroclin wykształcony jest w postaci kryształów idiomorficznych o pokroju grubopłytkowym, plagioklasy natomiast mają postać tabliczkową. Występujący tu kwarc barwy szarej jest zupełnie ksenomorficzny. Całą skałę przerastają duże blaszki czarnego biotytu, w stanie świeżym o połysku szklistym, w stanie zaś zwietrzałym — srebrzysto-żółtym. Skała ma strukturę średnioziarnistą.

Badania mikroskopowe

Ortoklaz, jeden z pospolitszych składników tej skały, przetkany jest gęstą siatką przerostów pertytowych. Czasem na brzegu większych ziarn daje się zauważyć proces zastępowania ortoklazu przez albit o zawartości 2—4% An. Ortoklaz jest nieco zwietrzały, przy czym zwietrzenie zaznacza się silniej w częściach centralnych ziarn oraz w sąsiedztwie spękań łupliwości.

Mikroclin jest minerałem najliczniejszym i tworzącym największe ziarna. Wykazuje on bardzo wybitną budowę kratkową, zawierając równocześnie cały system przerostów pertytowych. W przeciwieństwie do ortoklazu i plagioklazu nie zdradza niemal zupełnie zmian wietrzeniowych.

Plagioklaz tworzy ksenomorficzne ziarna, otaczające zwykle mikroclin i ortoklaz, a nierzadko przenika w postaci drobnych smug mikroclin i kwarc. Pomiary optyczne stwierdziły w nim zawartość anortytu 8—12%. Jest to więc przejście albitu w kwaśny oligoklaz. Plagioklasy wykazują bardzo gęste zbliżnienia albitowe i karlsbadzko-albitowe. Prócz plagioklazu gruboziarnistego występuje i plagioklaz drobnoziarnisty o zbliżnieniach albitowych i rzadziej albitowo-peryklinowych. Plagioklasy te często wypierają mikroclin otaczając go wraz z drobnoziarnistym kwarcem i drobnołuseczkowym muskowitem. Skład ich odpowiada albitowi o zawartości 3—6% anortytu. Odmiana gruboziarnista jest silnie zsercytyzowana, gdy tymczasem plagioklaz drobnoziarnisty (albit) jest zupełnie świeży.

Kwarc zupełnie ksenomorficzny ma dużo wrostków cieczy, gazów i rud, rozmieszczonych pasami w rozmaitych kierunkach. Niekiedy wykazuje faliste znikanie światła.

Biotyt występuje w postaci dużych cienkich blaszek. Jest niekiedy silnie zwietrzały i w zależności od stopnia zwietrzenia wykazuje różny pleochroizm. Blaszkę świeżą mają pleochroizm w barwach brązowo-żółtych do ciemno-brunatnych, zwietrzała zaś jedynie w barwach żółtych. Blaszkę biotyty mają duże ilości wrostków tlenków żelaza oraz wrostki apatytu i cyrkonu. Te ostatnie wykazują duże obwódki pleochroiczne. Niekiedy drobne wrostki igiełkowatego rutylu tworzą delikatną siateczkę przerastającą biotyt. Często wokół blaszek biotyty nagromadza się kalcyt, który niekiedy przenika biotyt.

Muskowit występuje w opisywanej skale sporadycznie tworząc drobne i bezładnie rozrzucone blaszki.

Aplit

Trzeci z kolei egzotyk wykazuje barwę intensywnie czerwoną z lekkim odcieniem szarym, albo czerwono-rdzawą. Makroskopowo przedstawia się jako skała bardzo drobnoziarnista z licznymi warstewkowatymi, czy też soczewkowatymi skupieniami ciemnoszarego kwarcu, ułożonymi w sposób równoległy. Skała ta składa się z dużej ilości skaleni, wśród których znaczną przewagę mają ortoklasy.

Ortoklaz, z reguły silnie skaolinizowany, tworzy ziarna o pokroju niemal izometrycznym, wykazując rzadkie zbliżniaczenia typu karlsbadzkiego. Ma on nieliczne delikatne przerosty pertytowe. Tworzy często skupienia składające się z kilku lub kilkunastu ziarn.

Mikroclin jest znacznie rzadszy niż ortoklaz i silniej zwietrzały. Wykazuje dobrze rozwiniętą budowę kratkową. Sporadycznie przerasta go kwarc w postaci robaczkowatych przerostów (ślady struktury pismowej?).

Plagioklasy idiomorficzne występują bądź to w postaci małych samodzielnych skupień, bądź też przemieszane są z ortoklazem i mikroclinem. Mają gęste zbliżniaczenia albitowe i karlsbadzko-albitowe. Zaznaczają się tu dwie odmiany: oligoklasy liczniejsze, silnie zwietrzałe, zawierające w przybliżeniu 20% An, oraz plagioklasy zbliżone do albitu zupełnie niemal świeże, wykazujące zmienną zawartość An 2-10%. Pierwsze z nich przepełnione są wrostkami rud, gdy tymczasem drugie są zupełnie od nich wolne.

Kwarc występuje niemal wyłącznie w postaci skupień pasmowych. Wykazuje silne faliste znikanie światła i budowę mozaikową. Charakteryzuje się dużą czystością i małą ilością wrostków.

Prócz wymienionych składników występuje w małej ilości całkowicie niemal schlorityzowany biotyt, układający się równoległe do skupień kwarcu. Sporadycznie występują drobne blaszki muskowitu. Z minerałów akcesorycznych spotyka się granaty, występujące bądź to w kwarcu, bądź też na

granicy kwarcu i skalenia, oraz cyrkon w skaleniach i w sehlorytyzowanym biotycie. W skale zaznaczają się cienkie żyłki, przecinające masę skalną i wypełnione bardzo drobnoziarnistym kwarcem lub kwarcem i plagioklazem. Należy jeszcze dodać, że skalenie wykazują silne oznaki kataklazy, objawiające się np. u plagioklazów falistym znikaniem światła.

Na podstawie powyższych danych określono skałę tę jako aplit migmatyczny. Podobny egzotyk o nieco innej barwie, lecz o zbliżonym składzie i analogicznej budowie opisał T. Wieser (15) z Zubakówki na S od Wadowic. Równoległe użyłkowanie mozaikowym kwarcem oraz zgodne z nim rozmieszczenie łyszczyków pozwala przypuszczać, że skała powstała przez granityzację jakichś łupków krystalicznych pod wpływem leukokratycznych, aplitowych infiltracji. Owe równoległe kwarcowe żyłki najłatwiej objaśnić jako relikty lamin kwarcowych w pierwotnym, najprawdopodobniej łyszczykowym łupku.

ZEBRANIE WYNIKÓW*

Streszczając wyżej podane warunki geologiczne terenu, na którym znaleziono egzotyki, oraz wyniki ich opracowania petrograficzno-chemicznego możemy wysunąć wnioski następujące:

Bloki egzotyczne pochodzą z jednostki podśląskiej, z jej serii kredowej, z kompleksu piaskowców i zlepieńców z Rybia, rozwijającego się w stropowych partiach pstrych margli.

Z opisanych trzech egzotyków dwa pierwsze należą do utworów pegmatytowych. Jeden z nich jest pegmatytem turmalinowym, drugi pegmatytem mikroklinowo - biotytowym. Trzeci okaz został określony jako aplit migmatyczny.

Skład mineralny, struktura oraz rozmiary pegmatytów przemawiają za przypuszczeniem, że niszczona tu była strefa brzeżna jakiegoś masywu krystalicznego Prakarpat, który składał się głównie ze skał kwaśnych typu granitowego. W obrębie tej strefy znajdowały się liczne żyły pegmatytowe o znacznych rozmiarach. Różnice w składzie mineralnym pegmatytów zdają się wskazywać na to, że niszczona strefa obfitowała w żyły pegmatytowe o urozmaiconym wykształceniu.

Turmaliny z Rybia mają skład chemiczny zbliżony do turmalinów z egzotyku z Siekierzyny koło Ciężkowic (górnokredowe warstwy istebniańskie), co wskazuje na pewne genetyczne powiązania obydwóch egzotyków prakarpackich. Turmaliny pegmatytu turmalinowego z Rybia odznaczają się niską zawartością B_2O_3 i MgO i odbiegają pod względem składu chemicznego od znanych wzorów tego minerału. Odrębność ta zaznacza się jeszcze wyraźniej, gdy porównamy turmaliny z Rybia z turmalinami z granitów Tatr, które mają prawie normalną zawartość boru. Dalszą cechą turmalinów z Rybia

* W opracowaniu K. Skoczylas-Ciszewskiej i T. Tyńca.

jest wybitna budowa pasowa, przy czym jądro wykazuje pleochroizm w barwach od niebieskiej do niebiesko-szarej, część zewnętrzna od bladoszarej do zielono-brunatnej.

Egzotykt aplitowy ma wyraźny charakter migmatyczny dzięki równoległym przerostom żyłek kwarcowych. Pochodzi on prawdopodobnie z jakichś łupków krystalicznych, zapewne mikowych, które uległy granityzacji, być może w obrębie jakiejś większej intruzji kwaśnej. Za istnieniem takiej strefy zaplityzowanej o znaczniejszym rozprzestrzenieniu przemawiałby fakt częstego występowania fragmentów skał tego typu wśród składników zlepieńców z Rybia.

Prof. dr. Marianowi Kamińskiemu za cenne wskazówki i pomoc w czasie pracy składamy na tym miejscu serdeczne podziękowanie.

LITERATURA CYTOWANA

1. AGAFONOVA T. N. Chimičeskij sostav i okraska turmalinov Borščovočnogo Krjaža. — Dokł. Akad. Nauk SSSR, v. 55, 9. 1947.
2. BRADLEY J. E. S., BRADLEY O. Observations on the colouring of pink and greenzoned tourmaline. — Min. Mag. v. 30, No. 220, p. 26. 1953.
3. CAMERON E. N., JAHNS R. H., McNAIR A. H. & PAGE C. R. Internal structure of granitic pegmatites. — Urbana Ill. 1949 (przekład ros. pt. „Vnutrennee stroenie granitnych pegmatitov”. Moskva 1951).
4. DOELTER C. Handbuch der Mineralchemie. Bd. II, Abt. II. 1917.
5. GROVES A. W. Silicate analysis. — London 1951 (przekład ros. pt. „Analiz silikatov”, Moskva 1953).
6. HAMBURGER G. E., BUERGER M. J. The structure of tourmaline. — Amer. Min. v. 33, p. 532—540. 1948.
7. KUNITZ W. Die Mischungsreihen in der Turmalingruppe und die genetischen Beziehungen zwischen Turmalinen und Glimmern. — Chemie d. Erde v. 4, p. 208—251. 1929.
8. MACHATSKIKI F. Die Formeleinheit des Turmalins. — Zschr. Krist. v. 70, p. 211—233. 1929.
9. NIKITIN W. D. K genezisu sliudiannyh pegmatitov Karelii. — Zap. Vs. Min. Obšč. nr. 4. 1950.
10. PAWLICA W. Die nördliche kristallinische Insel in der Tatra (Północna wyspa krystaliczna w Tatrach). — Bull. Ac. Pol. Sc. Sér. A. Avril—Mai 1915, p. 52—76. Cracovie 1915.
11. TYNIEC T. Pegmatyt turmalinowy z zachodnich Prakarpat (Tourmaline pegmatite from western Pre-Carpathians). — Roczn. PTG, t. 22, z. 3. 1952.
12. VLASOV K. A. K voprosu o genezise pegmatitov. — Dokł. Akad. Nauk SSSR, v. 58, 2, pp. 351.
13. VLASOV K. A. Teksturno paragenetičeskaja klasifikacija granitnych pegmatitov. — Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. geol., 2. 1952.
14. WARD G. W. A chemical and optical study of the black tourmaline. — Amer. Min. v. 16, p. 145—190. 1931.
15. WIESER T. Egzotyki krystaliczne w kredzie śląskiej okolic Wadowic (Crystalline exotic blocks in the Silesian Cretaceous of the Wadowice area). — Roczn. PTG, t. 18. 1948.

К. СКОЧИЛАС-ЦИШЕВСКА И Т. ТЫНЕЦ

(Лаборатория месторождений неметаллов Горно-Металлургической Академии
в Кракове)ТУРМАЛИНОВЫЙ ПЕГМАТИТ ИЗ ФЛИША ОКРЕСТНОСТЕЙ ЖЕГОЦИНЫ
(ПОЛЬША)

РЕЗЮМЕ

Три изолированные, экзотические глыбы пегматита и аплита больших размеров были найдены в осадках подсилезской зоны Карпатского флиша между местностями Камённа и Рыбе Новэ в окрестности Жегоцина (Бохненский уезд). Авторы обсуждают стратиграфическую позицию горизонтов заключающих экзотические глыбы, а в дальнейшем приводят результаты исследований их петрографического состава и химического состава турмалина, который содержится в виде больших кристаллов в одной из глыб. Наконец они сравнивают этот турмалин с другими турмалинами Польских Карпат.

K. SKOCZYLAS-CISZEWSKA & T. TYNIEC

(Laboratory of Mineral Non-Metallic Deposits at the College
of Mining & Metallurgy Engineering in Cracow)

ON TOURMALINE PEGMATITE FROM THE FLYSCH AROUND ŻEGOCINA

ABSTRACT

Three large isolated exotic boulders of pegmatite and aplite belonging to the sub-Silesian tectonic Unit formations have been found within the Carpathian Flysch area, between Kamionna and Rybie Nowe, in the vicinity of Żegocina (Bochnia district), Poland. Suggestions are put forward as to the probable determination of their stratigraphic parent horizons. Results of their petrographic investigation and of the chemical analysis of tourmaline occurring in the form of large crystals within one of the exotic boulders are given, also remarks concerning the tourmaline under investigation as compared with other tourmalines from the Carpathian Mts. area in Poland.

SUMMARY

Three rather large exotic boulders were found within the Carpathian Flysch formation near Żegocina, between the villages of Kamionna and Rybie Nowe, in the neighbourhood of Bochnia, Poland. They are recorded as: 1) tourmaline pegmatite; 2) microcline-biotite-pegmatite; 3) migmatitic aplite, occurring as isolated blocks within Flysch series of the sub-Silesian tectonic Unit of the Western Carpathians. Exotic rocks are rather abundant in this unit, where they occur in various horizons. Three stratigraphic complexes with exotic rocks have been here recorded, and on micro-

faunal base referred to Upper Cretaceous formations. They strongly differ one from another as regards both the facial development and character of their exotic elements.

The oldest one of the three mentioned horizons apparently consists of *grey shales* in which biotite gneisses are practically the only exotics. The gneisses occur as local agglomerates with boulders from 0,3 up to 1,5 m in diameter, showing imperfect rounding.

Overlying grey shales, within a very limited range of occurrence, are *black shales* containing an abundance of exotics. These consist of sedimentary rocks only, such as various limestones and quartzites, perfectly rounded and of different size.

Sandstones and conglomerates, so called „from Rybie Nowe”, make up the youngest horizon. Numerous feldspar grains of intense pink colour, pink migmatite aplites, green shales and coal particles of various size occur in fine-grained conglomerate next to quartz grains. Conglomerates consisting of larger fragments (up to 7 cm in diameter) contain pebbles of arkose like conglomeratic rocks, of migmatitic aplite, less frequently of light limestones. Sandstones and conglomerates from Rybie are intercalated by grey marly shales. The whole series forms a lens which tapers eastward, widens westward and within a short distance suddenly fades out.

To the same series did the present writers refer products in which marls and marly shales preponderate while sandstones and conglomerates of the described type occur only as thin and rare intercalations.

All the three exotics have been found either within the so called „Rybie series” of sandstones and conglomerates or in its closest vicinity. This position and the distinct connections between the aplite and the Rybie series, as well as the absence of similar rocks in other horizons with exotics of this area, indicate the probable origin of the exotics from that very same series.

Two distinct zones, wide apart as to their chemical composition, are to be distinguished in the investigated *tourmaline pegmatite*: a) The feldspar-tourmaline zone is of a pinkish-grey colour. It is made up chiefly of coarse grained feldspars, pink coloured orthoclases and light-cream plagioclases. Quartz, tourmaline and muscovite (rarely) occur here in addition to feldspars. b) The light-cream coloured quartz and muscovite zone consists of quartz and an abundance of muscovite. Light-cream feldspar is found.

In the a) zone feldspars, as a rule, are of considerable size: orthoclases up to 7 cm. and plagioclases up to 5 cm. The plagioclases show albite and combined Karlsbad-albite twinnings. Their An content is 1-6 per cent. They are less weathered than the orthoclases. Tourmaline occurs solely in the feldspar-tourmaline zone. It forms large black crystals up to 16 cm in length and 3 cm in diameter. It shows a distinctly banded structure (pl. I, phot. 2) with a distinct pleochroism: core — ω — blue or bluish-grey; ε pale blue;

outer zone— ω —greenish or brownish-grey; ϵ — pale grey nearly colourless. In addition to large crystals, tourmalines also occur in the felspar-tourmaline zone as needlelike intergrowths in quartz (pl. II, phot. 2). These are not of a banded structure. Investigations have shown that the studied tourmaline-pegmatite may, after K. A. Vlasov's classification, be referred to the second type pegmatite.

An analysis of the separated tourmaline (p. 200 of the Polish text) shows a low B_2O_3 and MgO content. The boron:silica ratio differs from the 1:4 figure quoted in literature, being markedly lower, which would agree with Ward's observations on the variability of that ratio. For the same reason the chemical composition of the investigated tourmaline cannot agree with any one of the known formulae. It is near to that of a tourmaline from an exotic boulder found at Siekierzyna by Ciężkowice (Istebna horizons of the Upper Cretaceous). This is shown particularly by the low B_2O_3 and MgO content, indicating certain genetic connections of the two pre-Carpathian exotics. Contrariwise it differs from the Tatra tourmalines which approach the normal boron content.

Microline-biotite-pegmatite is a pinkish-grey coloured rock and consists of feldspars, quartz, biotite and accessory muscovite. Among the feldspars are found: microcline with a dense framework of twinnings, orthoclase with numerous perthite intergrowths and plagioclase with a 3-12 per cent of anorthite. The feldspars occur as large grains up to 8 cm in diameter. Quartz is grey coloured and is completely anhedral. Biotite displays large lamellae containing numerous intergrowths of iron oxides, apatite, zircon and rutile.

Aplite is a fine-grained, red coloured rock with abundant parallel veinlets of dark grey quartz. It consists of euhedral feldspars, quartz and almost completely chloritised biotite. Strongly kaolinised orthoclase preponderates among the feldspars, while microcline, and plagioclase with an approximate 20 per cent of anorthite, are less frequent. Quartz is distinguished by a strongly undulatory extinction. Lamellae of chloritised biotite are arranged parallel to streaks of quartz. The structure of aplite points to its migmatitic nature and to its probable origin from some granitised micaceous schists.

The mineral composition, the structure and the size of the exotics lead to the supposition that the marginal zone of some crystalline pre-Carpathian massif, consisting mainly of acid granitic rocks, had been here undergoing disintegration. Numerous pegmatite veins of considerable size and highly differentiated development occurred within this zone.

Migmatitic aplites probably owing its origin to granitisation of the mica schist mantle were also a constituent of this zone. An idea of the wide distribution range of such aplitized zones is given by the abundance of rock fragments of this type in the so-called „Rybie conglomerates”.

ANTONI POLAŃSKI
(Zakład Geochemii Uniwersytetu Warszawskiego)

STUDIA NAD METAMORFOZĄ FORMACJI KRYSTALICZNYCH GÓR SOWICH

STRESZCZENIE

Przeprowadzono studium mikroskopowe paragnejsów, granitów migmatycznych, amfibolitów, skał piroksenowo-amfibolowych, serpentynitów i granulitów z północno-zachodniej części bloku krystalicznego Gór Sowich. Na tej podstawie naszkicowano przypuszczalną kolejność ewolucji metamorficznej tego bloku. Pierwotny kompleks osadowy przeszedł w fację amfibolitową, po części też granulitową, a miejscami być może nawet w eklogitową. Retrogresywna metamorfoza przeprowadziła go następnie z powrotem w fację amfibolitową, przy czym nastąpiła migmatyzacja gnejsów. Proces metamorfozy zakończył się przemianami diaforycznymi w strefie płytkiej.

SPIS RZECZY

Uwagi wstępne	212
Część I: Gnejsy i granity okolic Głuszycy, Rzeczki i Walimia	221
A. Skały obszaru południowego	
1. Paragnejsy	222
2. Granity	229
3. Ortognejsy	233
B. Skały obszaru północnego	
1. Paragnejsy	235
2. Granity	240
C. Próba ogólnej charakterystyki petrologicznej kompleksu gnejsowego	241
Część II: Amfibolity i inne wtrącenia w kompleksie gnejsów	246
A. Opisy szczegółowe	
1. Paraamfibolity	248
2. Amfibolity granatowe o wykształceniu diablastycznym	249
3. Amfibolity o strukturze granoblastycznej	256
4. Skały piroksenowo-amfibolowe	261
5. Serpentynty	268
6. Granulity	269
B. Próba charakterystyki facjalnej	271
Ewolucja metamorficzna kompleksu Gór Sowich	277
Literatura cytowana	283

UWAGI WSTĘPNE

Blok krystaliczny Gór Sowich stanowi osobną jednostkę strukturalną w obrębie środkowej części tektonicznej mozaiki Sudetów. Zarys jego zbliża się do trójkąta prostokątnego, o wymiarach boków około $30 \times 40 \times 50$ km, powierzchnia zaś występowania wynosi około 600 km². Północna przyprostokątna tego trójkąta przebiega w kierunku W-E, około 5 km na S od Świdnicy, druga przyprostokątna (bok wschodni) ma bieg niemal N-S, z lekkim odchyleniem ku SW: przechodzi ona nieco na W od Niemczy i Ząbkowic, bok zaś przeciwprostokątny (południowo-zachodni) biegnie w kierunku NW-SE pomiędzy Szczawieniem a Srebrną Górą.

Kontakty bloku krystalicznego Gór Sowich z otaczającymi go jednostkami strukturalnymi Sudetów są wyłącznie natury tektonicznej. Od strony północnej przytyka doń masyw gabrowo-serpentynowy Sobótki, na zachodnim zaś krańcu — formacje górno-dewońskie; od strony wschodniej sąsiadują z nim paleozoiczne i algonckie serie metamorficzne strefy Niemczy, od strony zaś południowo-zachodniej — karbońskie osady niecki śródsudeckiej.

Brzeźny uskok sudecki dzieli blok Gór Sowich na dwie nierówne części: mniejszą południowo-zachodnią, tworzącą w obrębie Sudetów Środkowych właściwe Góry Sowie, oraz większą część północno-wschodnią, wchodzącą w skład pagórkowatego przedpola sudeckiego. Obie te części stanowią jednak, mimo skrajnych przeciwieństw morfologicznych, jednolitą jednostkę tektoniczną, zbudowaną z jednakowego rodzaju formacji skalnych. Dominującym typem skalnym bloku Gór Sowich są paragnejsy, gdy tymczasem ortognejsy zajmują drobną tylko część obecnej powierzchni bloku (około 7%) i występują przede wszystkim w ciągłej choć wąskiej strefie przy południowo-zachodnim brzegu kompleksu gnejsowego.

Dotychczasowa znajomość formacji skalnych bloku Gór Sowich zarówno pod względem ich charakteru petrograficznego, jak i genezy, jest nader skromna. Teren bloku został wprawdzie szczegółowo skartowany w latach 1904—1932 przez geologów niemieckich w ramach mapy geologicznej Prus i krajów sąsiednich 1:25 000, wyróżnione jednakże przez nich typy gnejsów opierają się niemal wyłącznie na obserwacjach terenowych i opisach megaskopowych, uzupełnionych tylko czasami bardzo pobieżnym przeglądem mikroskopowym.

Pierwszy z kartujących geologów niemieckich E. Dathe (5)¹ przeprowadził bardzo szczegółowy podział gnejsów opierając się na ich składzie mineralnym, strukturze i teksturze. Wydzielił on przy tym dwie zasadnicze grupy gnejsów, zależnie od rodzaju obecnych w składzie mineralnym łyszczyków, a mianowicie: a) gnejsy biotytowe, b) gnejsy dwumikowe, w których do

¹ Cyfry kursywą w nawiasach odsyłają do spisu literatury na końcu artykułu.

biotytu dołącza się w poważniejszych ilościach muskowitz. Dalszy bardzo drobiazgowy podział przeprowadza on na podstawie struktury i tekstury gnejsów wyróżniając między innymi jako odmiany: gnejsy ziarnisto-łuseczkowate, łupkowate, warstewkowe, w tym szeroko- i grubowarstewkowe, średnio do gruboziarnisto-łuseczkowatych, dalej gnejsy oczkowe, fibrolitowe itp. Tak szczegółowe zróżnicowanie jest jednak sztuczne i ma wartość problematyczną, zwłaszcza wobec istnienia ciągłych przejść jednych odmian gnejsów w drugie.

Późniejsi geolodzy niemieccy, kartujący blok Gór Sowich (głównie L. Finck (6), i E. Meister (12)), zastosowali podział bardziej racjonalny, oparty na zasadzie genetycznej, wydzielając trzy grupy gnejsów: 1° *paragnejsy*, będące zmetamorfizowanymi seriami skał osadowych piaszczysto-łupkowych, 2° *ortognejsy*, stanowiące zmetamorfizowane skały magmowe, głównie granity, 3° *gnejsy mieszane* „inжекcyjne” lub, jak określa to Finck, „gnejsy w strefie topienia”, powstałe w wyniku inжекcji magmy granitowej w partię pochodzenia osadowego. Inжекcja ta doprowadziła do częściowego przetopienia skał osadowych i wymieszania się stopionych produktów z inжекującą magmą.

Pomimo zastosowania przez tych autorów nowoczesnych kryteriów genetycznych podział ich nie jest pozbawiony dowolności, migmatyty bowiem mogą powstawać drogą ultrametamorfozy i palingenezy pewnych kompleksów skalnych osadowego pochodzenia, bez udziału świeżej inжекcji magmowej. Łatwiej topliwe składowe takich kompleksów dają wtedy własną palinogenetyczną magmę, która może inжекować partie nieupłynnione, a nawet dać początek granitom palingenetycznym. Przyjmowanie przeto a priori przez autorów niemieckich juwenilnej magmy granitowej jako czynnika migmatyzacji jest kwestią wątpliwą, tak długo przynajmniej, dopóki dla jej potwierdzenia nie uzyska się rzeczowych i ścisłych kryteriów petrograficznych.

Zawarte w objaśnieniach do poszczególnych arkuszy wspomnianej wyżej mapy geologicznej dane, dotyczące charakterystyki petrograficznej skał kompleksu gnejsowego Gór Sowich, są więc pobieżne i przeważnie nie udokumentowane należycie. Syntetyczny pogląd na dotychczasowy stan znajomości petrograficznej bloku krystalicznego Gór Sowich podaje K. Smulikowski w swej pracy dotyczącej starokrystalicznych formacji Sudetów (17). Naszkicowana poniżej charakterystyka petrograficzna bloku Gór Sowich oparta jest głównie na wywodach tego autora, po części również na moim własnym artykule w Przewodniku do wycieczek XXIV Zjazdu P.T.G. w roku 1951 (14).

Paragnejsy, główny element petrograficzny kompleksu, są to skały o barwie szarej w różnych odcieniach, o zmiennej grubości ziarna i o różnorodnej

teksturze. Pochodzą one z metamorfozy różnych formacji osadowych, jak łupki ilasto-piaszczyste, szarogłazy, arkozy itp. Główne minerały paragnejsów to oligoklaz, kwarc i biotyt. Podrzedną natomiast rolę odgrywa w tych skałach skałen potasowy, przy czym w wielu przypadkach brak go nawet zupełnie. Według autorów niemieckich jest to ortoklaz; jednak obserwacje mikroskopowe stwierdzają niejednokrotnie obecność mikroklinu. Muskowit towarzyszy biotytowi jedynie w znikomych ilościach i zdaje się być w większości przypadków wtórnego pochodzenia, być może w następstwie przeobrażeń diaforycznych. Do składników pojawiających się często zaliczyć można granat oraz sylimanit, najczęściej w postaci fibrolitowego filcu, niekiedy wykształcony również w agregatach dostrzegalnych makroskopowo. Obok sylimanitu dostrzec można niekiedy również relikty dystenu. Składniki akcesoryczne stanowią: apatyt, cyrkon oraz tlenki żelaza. W niektórych odmianach gnejsów pojawia się sporadycznie grafit.

Najpierwotniejszym typem paragnejsów zdają się być drobnoziarniste *gnejsy facji leptytowej* o bardzo słabo zaznaczonej lub zgoła niewidocznej laminacji. Zewnętrznym swym wyglądem i ciemnoszarą barwą przypominają one piaskowce. W miarę wzrostu grubości ziarna barwa gnejsów jaśnieje, a skała nabiera charakteru bardziej łupkowego wskutek równoległego układania się blaszek biotyту. Dalszy wzrost ziarna daje w wyniku *gnejsy słojuate*, w których warstewki łuszek biotyту przewijają się na kształt równoległych w przybliżeniu słojuw wśród ziarnistego zespołu składników jasnych. Odmianę tego typu gnejsów stanowią *gnejsy sylimanitowe*, w których sylimanit wykształca się w postaci płaskich agregatów o pręcikowym pokroju, często dostrzegalnych gołym okiem. Pod osobną nazwą *gnejsów fibrolitowych* wyodrębnione zostały drobnoziarniste ciemnoszare odmiany, zawierające oddzielne skupienia kilku lub kilkunastomilimetrowej średnicy, złożone z przerostów włóknistego sylimanitu z kwarcem. Skupienia te zaznaczają się na zwietrzałej powierzchni gnejsów fibrolitowych w postaci charakterystycznych guzków.

O wiele pospolitsze niż powyższe typy są na terenie kompleksu paragnejsowego przeróżnie wykształcone *gnejsy migmatyczne*. Pospolite wśród nich są migmatyty żyłkowane czyli *arteryty*, w których na tle paragnejsowym pojawiają się jasne szaro-białe żyłki, złożone z oligoklazu i kwarcu. Grubość tych żyłek jest dość zmienna — od cieniutkich, milimetrowej grubości, do grubszych o miąższości liczonej w centymetrach. Niekiedy są one silnie powykręcane z łagodnymi, owalnymi, węzowo wijącymi się skrętami, typowymi dla ptygmaticznego pofałdowania. Jeszcze pospolitsze od migmatytów typu arterytowego są *gnejsy warstewkowe*. Gnejsy te składają się z naprzemianlegle i równolegle ułożonych czarnych warstewek biotyту i jasnych skałeniowo-kwarcowych. Zdaniem K. Smulikowskiego wątpliwe jest, by tak regularna i pojawiająca się w wielkich masach skalnych naprzemianległość

była następstwem międzyłupkowej iniekcji obcej magmy granitowej. Autor ten skłania się przeto do poglądu, że gnejsy warstewkowe są miejscowym anatektycznym wytworem samej paragnejsowej masy skalnej bez dopływu substancji z zewnątrz. Nie wyłącza on jednak hipotezy Fincka (6), według którego w pierwotnym warstwowaniu osadu, złożonego z naprzemianległych warstw ilastych i szarogłazowych, upatrywać należy przyczyny warstewkowego wykształcenia się tych gnejsów przy procesie metamorfozy.

Zatarcie się struktur migmatycznych i przejście ich w struktury ziarniste daje w wyniku *granity migmatyczne*, zdradzające niekiedy ślady smużystości, często jednakże o teksturze prawie masywnej. W kompleksie gnejsowym występują ponadto oddzielne żyły *granitów dwumikowych*, o biegu zgodnym z uławiceniem gnejsów. W składzie mineralnym tych średnioziarnistych, jasnoszarych skał uderza obfitość muskowitu i wzbogacenie w skałen potasowy. Żyły granitowe przy zaniku biotyту i pogrubieniu ziarna przechodzą miejscami w pegmatyty.

Ortognejsy odgrywają w kompleksie Gór Sowich rolę ilościowo podrzędną. Są to skały o strukturze ziarnistej, często występują one w postaci gnejsów oczkowych, z dużymi, o średnicy od $\frac{1}{2}$ do kilku cm, oczkami skaleniuwymi, otulonymi w warstewki blaszek łyszczyków. W odróżnieniu od paragnejsów pojawiają się w nich oba łyszczyki — biotyt i muskowit, a ponadto obficie zazwyczaj gromadzi się tu skałen alkaliczny (mikroclin). Zazwyczaj są one barwy szarej, niekiedy jednak spotykamy odmiany o różowych lub mięsisto-czerwonych skaleniach, obfitujące w grubo blaszkowaty muskowit. Należy uważać je za formację odrębną od paragnejsów i migmatytów. Przemawiają za tym następujące momenty:

Ortognejsy występują wyłącznie przy południowo-zachodnim brzegu kompleksu gnejsowego, w obrębie właściwego łańcucha Gór Sowich, zwłaszcza na jego skłonie SW. Zarówno same ortognejsy, jak też otaczające je paragnejsy tej strefy uległy wyraźnej postkrystalicznej deformacji. Geologowie niemieccy E. Meister i G. Fischer oznaczają tę strefę na swej mapie jako zmylonityzowaną i zmuskowityzowaną (13). Ortognejsy stanowią więc przypuszczalnie młodszą od paragnejsów intruzję syntektoniczną w osi wypiętrzenia górskiego o kierunku NW-SE. W późniejszej fazie górotwórczej, już po swym zakrzepnięciu uległy one wraz z otaczającymi je paragnejsami deformacji tektonicznej, zaznaczającej się w strukturach oczkowych i w regionalnej muskowityzacji zarówno orto- jak i paragnejsów. Należy podkreślić zauważoną już przez Fischera (7) analogię tych gnejsów do gnejsów izerskich, śnieżnickich i orlickich, które uważa się za granity algonkie. zdeformowane wśród fałdowań kaledońskich. Na tej podstawie wysuwa K. Smulikowski (16) hipotezę, że w przeciwieństwie do głównej

maszy bloku Gór Sowich jego brzeżna południowo-zachodnia strefa uczestniczyła w silnych fałdowaniach kaledońskich, tak że nie jest wyłączone, że stanowi ona osobny element lugijski w kaledońskiej budowie Sudetów.

Obok powyżej opisanych głównych typów skalnych bloku Gór Sowich występuje w nim cały szereg drobnych utworów, petrograficznie odmiennych i bardzo urozmaiconych: gnejsy hornblendowe, gnejsy aplitowe, granulity, amfibolity, serpentynity, wapienie i pegmatyty.

Gnejsy hornblendowe są to skały średnioziarniste, słabo tylko łupkowane, zawierające czarne słupki lub ziarna hornblendy i uważane za zmetamorfizowane żyłne pochodne magmy diorytowej.

Gnejsy aplitowe, drobnoziarniste i ubogie w łyszczyk, są zapewne produktami metamorfozy leukokratycznych żył granitowych.

Granulity, pospolite w niektórych częściach bloku Gór Sowich, są drobnoziarniste i smużyste, barwy różowawej, białawej lub jasnoszarej. Składniki jasne to kwarc i skalenie (plagioklaz z drobnymi ilościami skalenia potasowego); z minerałów kolorowych głównym jest granat w towarzystwie podrzędnej ilości biotyty.

Amfibolity należą do najpospolitszych wtrąceń w kompleksie gnejsowym. Większość z nich uważana jest za zmetamorfizowane magmowce zasadowe (syille i dajki magmy gabrowej, czy też lawy i tuły bazaltowe). Przeważnie mają one teksturę warstwową, często jednak bywają masywne przy strukturze ziarnistej. Autorzy niemieccy wydzielili wśród nich kilka odmian, między którymi istnieją zresztą przejścia:

1° Amfibolity diabazowe, drobnoziarniste, ubogie w granat, bogate zazwyczaj w tytanit.

2° Amfibolity gabrowe, grubiej ziarniste, niekiedy przypominające wyglądem zwykłe gabra. Cechują się one często obecnością reliktyw piroksenów, zossurytizowanych pierwotnych plagioklazów, obwódok kelfitowych dookoła granatów.

3° Amfibolity granatowe, określane też niekiedy mianem eklogitowych, odznaczające się obecnością licznych czerwonych ziarn granatu, osiagających niekiedy parę milimetrów średnicy. Zdaniem K. Smulikowskiego (16) jest możliwe, że przynajmniej niektóre z nich powstały przy wtórnym diaforycznym przekształcaniu się facji eklogitowej w fację amfibolitową.

Niektóre zbite lub drobnokrystaliczne odmiany amfibolitów wykazują charakterystyczną strukturę hornfelsową i niejednokrotnie występują na przemian z paragnejsami. Stąd też uważane są za paraamfibolity, które mogły powstać z dolomityczno-marglistych i mniej lub więcej żelazistych wkladek w pierwotnej serii sedymentacyjnej.

Serpentynity są najczęściej zbite, barwy ciemnozielonkawo-szarej do czarnej i są metamorficznie przeobrażonymi ultrazasadowymi skałami

magmowymi bogatymi w oliwin (perydotyty i pikryty). Miejscami przechodzą one w łupki aktynowitowe lub talkowe.

Do rzadkich wtrąceń w kompleksie gnejsowym należą *wapienie krystaliczne*, skały drobno-, średnio- lub gruboziarniste, szaro lub białe ubarwione, zawierające zazwyczaj domieszki metamorficznych krzemianów (pirokseny, amfibole, granaty). Występowanie ich łączy się zazwyczaj z amfibolitami, z którymi są niekiedy poprzekładane. Amfibolity te uważane są za zmetamorfizowane warstwy tufów bazaltowych. Rzadkość wapieni w kompleksie gnejsowym wskazuje na ubóstwo węglanów w pierwotnej serii osadowej, która dostarczyła materiału na paragnejsy. Seria ta składała się niemal wyłącznie z klastycznych osadów piaszczysto-ilastych. H. Hentschel (8) zwraca uwagę na to, że w kompleksie gnejsowym brak kwarcytów, co według niego jest dowodem, że seria pierwotna pozbawiona była większych partii czysto piaszczystych.

Osobną kategorię utworów stanowią pospolicie spotykane w obrębie kompleksu gnejsowego *pegmatyty*. Niekiedy wykształcone są one w postaci wyraźnie młodszych żył, czasami jednak muszą być uważane za syngenezytyczne z gnejsami, wśród których występują tworząc nieprawidłowe soczewki i gniazda, ściśle wplecione w strukturę otaczającej skały. Cechuje je typowa dla tego rodzaju utworów zmienność wielkości ziarna składników mineralnych: skaleni, zwykle siwych lub białawych, szarego kwarcu oraz łyszczyków. Kware i skalenie dają czasami pięknie wykształcone przerosty pismowe. Według autorów niemieckich wśród skaleni są spotykane: ortoklaz, mikroklin, albit i oligoklaz. Z łyszczyków najczęściej występuje biotyt, bądź sam, bądź też w towarzystwie muskowitu. Zdarzają się jednak również pegmatyty zawierające sam tylko muskowitz. W pięknych dużych blaszkach, dochodzących do kilku cm średnicy. Do bardzo charakterystycznych i często spotykanych minerałów w pegmatytach Gór Sowich należy czarny turmalin, którego słupki osiągają niekiedy kilkanaście cm długości. Rzadsze są inne minerały akcesoryczne jak żółtawy lub zielonkawo-biały beryl w słupkach dochodzących do 15 cm długości i grubości do 7 cm, różowawo-czerwony andaluzyt, szaro-niebieski dysten, apatyt i czerwono-brunatny granat. Autorzy niemieccy podają nadto sporadycznie występujący tryplit, sarkopsyd i kolumbit.

Obok wyżej wymienionych rodzajów skał, które uważamy za genetycznie związane z tektoniczną strukturą bloku gnejsowego, spotykamy w nim w wielu miejscach wtrącenia skał znacznie młodszych, które wtargnęły w gotową już jego budowę w następstwie późniejszych ruchów tektonicznych. Zazwyczaj możemy je nawiązać do rozmaitych intruzji występujących w obramowaniu bloku. Tutaj należą drobne wtrącenia niełupkowatych serpentynitów lub czarniawych drobnoziarnistych skał określonych przez

autorów niemieckich jako hiperyty. Serpentynity związane są genetycznie ze staro-paleozoicznymi masywami serpentynitowymi Sobótki i okolic Ząbkowic, hiperyty — z masywami gabrowymi Sobótki i Woliborza. Przy wschodniej krawędzi bloku, wzdłuż strefy dyslokacyjnej Niemczy pojawiają się liczne drobne intruzje magmowe, zaliczane do serii tzw. „sjenitów” Niemczy, uważanej za środkowo-karbońską. Wreszcie przy zachodniej krawędzi bloku, zwłaszcza w sąsiedztwie niecki wałbrzyskiej, spotykamy w gnejsach liczne żyły porfirów kwarcowych, analogicznych do permo-karbońskich law centralnej niecki sudeckiej.

Wiek kompleksu gnejsowego Gór Sowich jest do dziś dnia nieustalony. Występowanie otoczków gnejsowych w zlepieńcach kulmowych i górno-dewońskich pozwala jedynie na stwierdzenie, że są one od tych zlepieńców starsze. Biorąc pod uwagę daleko idące ich zmetamorfizowanie oraz wysoki stopień ich krystaliczności Dathe (5) uważa je za utwory archaiczne, a nawet za „pozostałości pierwotnej skorupy ziemskiej”. Niektórzy z późniejszych badaczy niemieckich jak Lepsius (11) i Finck (6) są raczej skłonni przyjmować, że metamorfoza gnejsów dokonała się ostatecznie dopiero w orogenezie waryscyjskiej i że wobec tego mogą one nie być starsze od syluru. Meister (12) natomiast przyjmuje, że wyjściowy materiał osadowy jest prekambryjski, przemiana zaś jego w gnejsy nastąpiła co najmniej przed sylurem.

Zagadnienie wieku bloku Gór Sowich komplikuje się jeszcze przez dwuznaczną rolę tektoniczną tej jednostki w budowie Sudetów: przy fałdowaniu kaledońskim zachowuje się ona bowiem jak sztywna śródgórska masa oporowa, wiek jej zatem winien być prekambryjski. Z drugiej strony w sprzeczności z takim ujęciem pozostaje przybliżone stosowanie się kierunków tektoniki wewnętrznej tej jednostki do obramowania, położenie w strefie poprzecznej depresji Sudetów Środkowych (18) oraz brak materiału gnejsowego w staro-paleozoicznych osadach otoczenia. W celu pogodzenia tych sprzeczności Fr. Suess przyjmował, że blok Gór Sowich został jako kra moldanubska nasunięty z daleka. K. Smulikowski skłonny jest również uważać Góry Sowie za fragment moldanubskiego masywu krystalicznego w lugijskiej budowie Sudetów przypisując mu wiek prekambryjski, być może, wiek archaiczny.

Rozwikłanie tych skomplikowanych zagadnień wieku i pozycji tektonicznej bloku Gór Sowich nie będzie mogło być ostatecznie dokonane, zanim nie rozwiąże się wielu podstawowych problemów petrologicznych, dotyczących tego kompleksu. Pobieżna, naszkicowana powyżej charakterystyka petrograficzna bloku Gór Sowich pozwala zorientować się w najważniejszych zarysowujących się tu zagadnieniach. Podstawowym zagadnieniem jest niewątpliwie uchwycenie dziejów metamorfozy bloku Gór Sowich,

a więc ustalenie poszczególnych faz tego procesu. Nie jest bowiem wyłączone, że gnejsy bloku Gór Sowich są produktem kilkufazowego procesu polimetamorfozy. Interesujące są w tym względzie sugestie K. Smulikowskiego, który, opierając się na fakcie występowania w obrębie bloku gnejsowego granulitów oraz na obecności w paragnejsach granatu i relikatów dystenu, wysuwa przypuszczenie, że większość paragnejsów mogła być w początkach swej historii metamorficznej wykształcona w facji granulitowej, a dopiero później przy metamorfozie wstecznej nastąpiło przejście ich w obecną fację paragnejsową.

Na czołowe miejsce wysuwa się niewątpliwie zagadnienie procesu *migmatyzacji kompleksu paragnejsowego*. Obserwacje terenowe wskazują na to, że pierwotny kompleks paragnejsów podlegał, przynajmniej w pewnych swych partiach, uplastycznieniu, rozmięczeniu i iniekcji, co doprowadziło do wytworzenia się migmatytów. Przy rozważaniach na temat tego procesu mamy do wyboru kilka teoretycznych możliwości:

1° Migmatyzacja została wywołana napływem od dołu juwenilnej magmy granitowej, wnikającej w kompleks paragnejsowy w czasie oddzielnej, późniejszej orogenezy.

2° Migmatyty są produktami palingenezy paragnejsów. Paragnejsy uległy przy tym bardzo zaawansowanej ultrametamorfozie („metateksis” według Scheumanna, 15), w czasie której doznały częściowego upłynnienia wydzielając do stopu swe łatwiej topliwe składniki. Powstała w ten sposób *in situ* wtórna magma palingenetyczna wnikała w formie żyłek i iniekcji w bardziej odporne na proces upłynniania partie, dając w efekcie produkty mieszane — migmatyty.

3° Nie można również wykluczyć takiej ewentualności, że oba wymienione wyżej czynniki uczestniczyły obok siebie w utworzeniu się obecnego kompleksu gnejsowego. Tak np. same migmatyty mogą być wytworem palingenetycznym, natomiast żyły granitów dwumikowych i pegmatyty mogą być pochodnymi juwenilnej magmy granitowej.

Rozstrzygnięcie na korzyść tej czy innej z powyższych ewentualności możliwe będzie dopiero po uprzednich gruntownych i drobiazgowych studiach petrograficznych skał kompleksu paragnejsowego. W niniejszej pracy autor czyni właśnie próbę częściowego przynajmniej naświetlenia tych zagadnień na drodze studiów mikroskopowych migmatytów z okolic Głuszycy i Walimia. Obszar ten wybrano do studiów wstępnych z uwagi na korzystne okoliczności, umożliwiające uzyskanie zeń dostatecznej ilości urozmaiconego i idealnie świeżego materiału petrograficznego. Należy bowiem zaznaczyć, że teren bloku Gór Sowich jest obiektem nader niewdzięcznym dla pracy polowej i możliwości zebrania zeń świeżego materiału petrograficznego są na ogół niewielkie. Wynika to z dwóch zasadniczych przyczyn: prawie całkowitego zakrycia terenu i łatwości wietrzenia głównego rodzaju

skał tego bloku, tj. gnejsów. Teren właściwych Gór Sowich jest niemal w całości zalesiony. Skąpe nawodnienie powoduje brak dobrych naturalnych odkrywek w dolinach ubogich w wodę potoczaków. Sterczące na zboczach dolin i grzbietów górskich skałki, a zwłaszcza leżące luźno bloki i głazy, są przeważnie silnie zwietrzałe. Jeszcze trudniej o naturalne odkrywki na płaskim terenie przedpola sudeckiego. Teren ten jest obszarem intensywnej działalności rolnika: pokrywa go szachownica uprawnych pól i łąk, tu i ówdzie z małymi łaskami na szczytach niewielkich pagórków. Naturalnych odkrywek jest przeto bardzo niewiele, a na dużych przestrzeniach brak ich zupełnie.

Równie niekorzystnie przedstawia się na terenie Gór Sowich sprawa odsłonięć sztucznych. Kamieniołomów jest bardzo niewiele, gnejsy sowskie bowiem nie mają wielkich walorów technicznych i znajdują zastosowanie jedynie lokalnie jako materiał na tłuczeń drogowy. Tylko tu i ówdzie spotyka się małe włościańskie kamieniołomy dla potrzeb miejscowych. Brak natomiast czynnych kamieniołomów, które by odsłaniały większe partie świeżej skały i pozwalały prześledzić zmienność jej typów i ich wzajemne stosunki przestrzenne. Ponadto wśród skąpej liczby kamieniołomów starsze są zupełnie jako odkrywki bezwartościowe wobec całkowitego zwietrzenia obnażonych w nich skał. Inne możliwości sztucznych odkrywek są na ogół również bardzo nikłe. Same Góry Sowie są ubogie w linie kolejowe, a liczba szos jest również stosunkowo niewielka. Drobnie wrzynki w gospodarczych drogach leśnych najczęściej odsłaniają materiał zupełnie zwietrzały. Jeszcze mniejszych możliwości odkrywek dostarczają, rzecz oczywista, linie komunikacyjne na terenie przedpola sudeckiego. Nic przeto dziwnego, że na obszarze bloku Gór Sowich z niewielu tylko punktów zebrać można dostatecznie świeży i pełny materiał petrograficzny.

Szczęśliwym dla petrografa zbiegiem okoliczności założyli Niemcy w okresie ostatniej wojny szereg sztolni w zboczach wzgórz w najbliższej okolicy Walimia oraz bardziej na południe, w dolinie potoczku Pijanica zwanego przez nich „Säufferwasser” (pomiędzy Głuszycą a Rzeczką). Sztolnie te przeznaczone były zapewne dla jakiejś fabryki podziemnej. Przy tej okazji wydobyty został liczny i świeży materiał petrograficzny, reprezentujący różne odmiany gnejsów. Ponadto w okolicy tej założonych zostało kilka świeżych kamieniołomów, a poprowadzone na zboczach linie kolejki wąskotorowej odsłoniły tu i ówdzie również świeżą skałę. Wszystkie te okoliczności umożliwiły zebranie z terenu pomiędzy Głuszycą i Rzeczką a Walimem obfitego materiału petrograficznego, co zachęciło autora do szczegółowego studium gnejsów tego obszaru. Poświęcona jest temu część pierwsza niniejszej pracy.

Część I

Gnejsy i granity okolic Głuszycy, Rzeczek i Walimia

W rejonie tym wyodrębniono dwa obszary: południowy, leżący nieco na południe od linii łączącej miejscowości Głuszycza i Rzeczek, w pobliżu południowo-zachodniego brzegu bloku Gór Sowich, oraz północny obejmujący okolice Walimia. Oba obszary występowania paragnejsów oddzielone są wąską strefą ortognejsów o przebiegu WNW-ESE (patrz fig. 1).

A. SKAŁY OBSZARU POŁUDNIOWEGO

Główna część opracowanych gnejsów pochodzi z materiału wydobytego z dwóch sztolni (punkt 1 na fig. 1) założonych w NW zboczu dolinki potoku

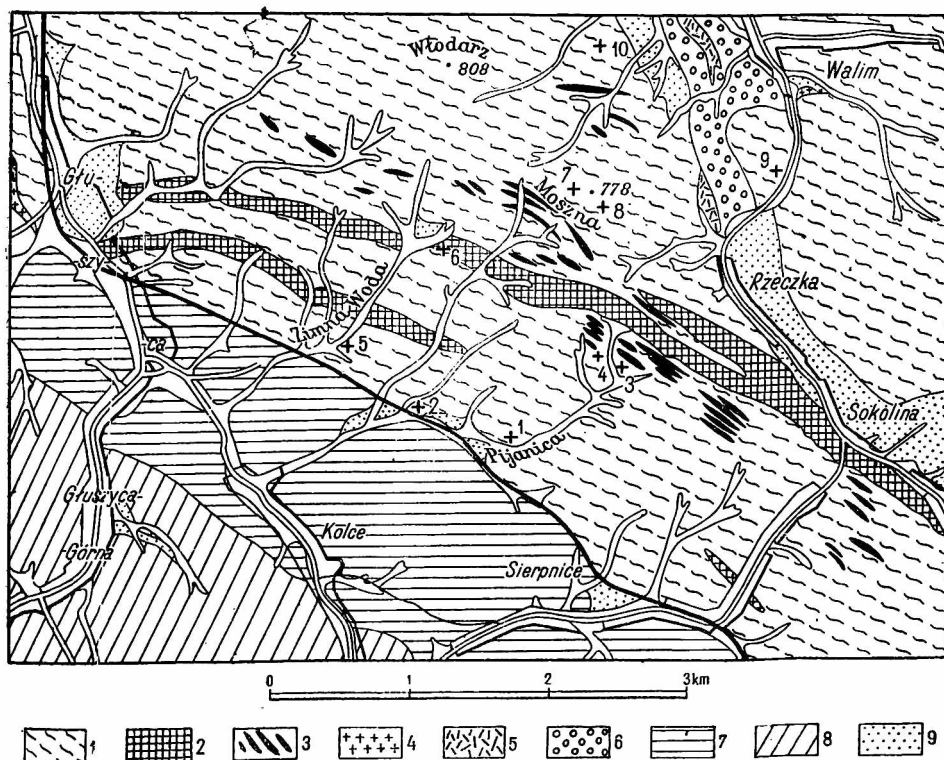


Fig. 1

Mapka obszaru między Głuszyczą, Walimiem a Rzeczeką

1 paragnejsy i gnejsy migmatyczne, 2 ortognejsy, 3 amfibolity, 4 porfiry, 5 kersantyt, 6 kulk, 7 karbon górny, 8 spągowiec, 9 czwartorzęd

Krzyżyki z numerami oznaczają punkty pobrania próbek skał

Uwaga: nazwy Zimna Woda i Pijanica odnoszą się do potoczków zwanych przez Niemców „Kaltwasser” i „Säufferwasser”

Pijanica (Säuferwasser). Ponadto w opracowanie włączono okazy pobrane z dwu innych punktów w tejże dolince, a mianowicie z kamieniołomu położonego około 700 m poniżej punktu głównego (punkt 2) i z odsłonięcia nieco w górę dolinki (punkt 3) oraz z dwóch punktów (punkt 5 i 6) w dolince potoku Zimna Woda (Kaltwasser). Z tych ostatnich punkt północny przypada na teren występowania ortognejsów.

1. *Paragnejsy*

Głównym typem skalnym opisywanego obszaru są paragnejsy. Nie wykazują one żadnego istotnego zróżnicowania mineralnego, skład ich bowiem ogranicza się do kombinacji mineralnej kwarc-oligoklaz-biotyt. Odznaczają się one natomiast różnorodnością struktury i tekstury, co zaznacza się już w ich wyglądzie megaskopowym. Poniżej opisane są niektóre bardziej typowe ich odmiany.

a) *Drobnoziarniste paragnejsy niemigmatyczne*. — Są to skały barwy ciemnopopielatej, w których gołym okiem z trudnością tylko można dostrzec drobnutki czarne blaszki biotytu i brudnosiwe ziarenka kwarcu. Laminacja bądź to prawie niedostrzegalna, bądź też słabo, lecz wyraźnie widoczna. W tym drugim przypadku pojawiają się oddzielne białe żyłki kwarcowo-plagioklazowe o biegu zgodnym z laminacją. Żyłki te są zmiennej grubości — od kilku do jednego milimetra, przy czym niekiedy cienieją i gubią się w tle gnejsowym.

Odmiana o niedostrzegalnej megaskopowo laminacji wykazuje w mikroskopie strukturę granoblastyczną utworzoną przez panksenomorficzną mozaikę drobnych ziaren kwarcu i oligoklazu, nie zdradzających tendencji do ukształtowania kierunkowego. Kierunkowość tekstury zaznacza się tu jedynie równoległym ułożeniem łusek biotytu. Nie skupiają się one jednak w oddzielne warstwy, lecz rozproszone są pojedynczo na tle jasnych składników, układając się na ogół zgodnie ze swym spłaszczeniem. Spośród głównych składników kwarc i oligoklaz odznaczają się zmiennością wielkości ziarna, gdy tymczasem biotyt indywidualizuje się w mniejszych na ogół, lecz równej wielkości blaszkach.

Kwarc o ksenomorficznym zarysie ziarn i izometrycznym wykształceniu odznacza się falistym i smużystym wygaszaniem a niekiedy rozpadem większych osobników na mozaikę drobniejszych ziarenek, ząbających się nawzajem ostrokrawędziście. Świadczy to niedwuznacznie o jego dynamicznym zaangażowaniu.

Oligoklaz zawiera około 20% anortytu i jest przeważnie albitowo zbliżony, przy czym ziarna jego z reguły są silnie zmętniałe. Zmętnienie to rozkłada się bądź to jednostajnie, bądź nieregularnie lub wreszcie zgodnie z systemem prążków albitowych. Skaleń potasowy w drobnutkich, nieregularnych płatkach, tkwiących w zakątkach pomiędzy ziarnami pozostałych jasnych składników, pojawia się w bardzo skąpych ilościach.

Biotyt należy do odmiany brunatnej, o pleochroizmie: α — jasnośłomkowa, $\beta \cong \gamma$ — brunatno-kasztanowa. Niekiedy jest on upstrzony polami pleochroicznymi, z widocznymi w środku drobnymi ziarenkami cyrkonu. Tu i ówdzie zauważyć można przeobrażenie się biotytu w bładozielony i słabo pleochroiczny chloryt.

Biotytowi towarzyszy w zupełnie znikomych ilościach bezbarwny i niepleochroiczny łyszczyk, z wyglądu identyczny z muskowitem. Okazuje się jednak, że łyszczyk ten ma bardzo mały kąt osi optycznych, wobec czego należy przypuszczać, że mamy tu do czynienia z odmianą muskowitu zbliżoną do fengitu. Należy podkreślić, że bliski zeru kąt osi optycznych właściwy jest muskowitom wszystkich skał badanego obszaru, i to zarówno muskowitom gnejsów jak granitów.

Do akcesorycznych składników należą: *granat*, przeważnie w drobnutkich, zaokrąglonych ziarenkach, *apatyt* w pojedynczych, dość dużych ziarnach, grudki *tlenków żelaza* oraz drobne kryształki *cyrkonu*.

W jednym ze szlifów zauważono kilka żyłek o wyraźnie epigenetycznym charakterze. Przebiegają one poprzez mineralne składniki skały, przy czym jedna z nich wypełniona jest kalcytem, pozostałe skałeniami alkalicznymi. Żyłka węglanowa jest grubsza i przebiega bardziej skośnie względem łupkowatości skały. Żyłek skałeniami alkalicznymi jest kilka, a ustawienie ich jest w przybliżeniu prostopadłe do kierunkowości skały. Mają one zmienną grubość, miejscami są uskokowo poprzysuwane, gdzie indziej giną zupełnie.

Analiza planimetryczna paragnejsu stwierdziła następujący skład ilościowy (w % obj.):

	%		%
kwarc	55,8	muskowit	ślady
oligoklaz	29,9	granat	0,5
skałen potasowy	0,1	apatyt	0,2
biotyt	13,2	cyrkon, tlenki żelaza	0,3
(w tym 0,3 schlorytyzowanego)			

W odmianie o widocznej megaskopowo laminacji kierunkowość tekstury zaznacza się dobitniej również i w mikroskopie. Podkreślona jest ona zarówno przez ułożenie blaszek biotytu w cieniutkie, miejscami poprzerywane warstewki, jak też przez wykształcenie ziaren kwarcu, wydłużonych zazwyczaj w kierunku laminacji. Układają się one zgodnie z tym kierunkiem tworząc pasy i smugi kwarcowe. Ponadto w skale widoczne są grubsze jasne warstewki złożone głównie z kwarcu przy podrzędnym udziale oligoklazu.

Składniki mineralne tej odmiany są te same co poprzedniej. Oligoklaz ma niekiedy inwersyjną budowę pasową, z jądrem o zawartości około 20% anortytu, gdy tymczasem w obwódce jest go około 30%. Podobnie jak w skale poprzedniej, i tutaj zauważono żyłkę kalcytową, biegnącą poprzecznie do warstwowania.

W porównaniu do poprzedniej, odmiana ta odznacza się większymi wahaniami w stosunku kwarcu do plagioklazu w poszczególnych swych partiach, jak to ilustruje analiza planimetryczna (w % obj.):

	Szlif 1	Szlif 2	Szlif 3	Średnia
Kwarc	48,8	61,8	61,9	57,5
Oligoklaz	37,7	25,7	25,5	29,5
Skaleń potasowy	0,2	—	0,1	0,1
Biotyt	12,3	10,3	10,6	11,1
Chloryt	0,5	0,8	0,9	0,7
Granat	0,1	0,7	0,3	0,4
Apatyt	0,2	0,3	0,3	0,3
Akcesoryczne min.	0,2	0,4	0,4	0,4
	100,0	100,0	100,0	100,0

Do tejże grupy zaliczyć należy okaz gnejsu sfałdowanego. Megaskopowo różni się on od powyżej opisanej odmiany wyraźnym sfałdowaniem jasnych żyłek, miejscami przybierających postać typowych antyklin i synklin. Mikroskopowym wyglądem skała ta zbliża się do poprzedniej różniąc się jednakże nieco grubszym ziarnem oraz większą, cyfrowo uchwytą ilością muskowitu. W jasnych kwarcowo-oligoklazowych żyłkach dostrzega się wyraźny wzrost wielkości ziaren tych minerałów w porównaniu do ich rozmiarów w partiach zawierających biotyt. Skład ilościowy wyraża poniższe zestawienie:

	% obj.
Kwarc	51,8
Oligoklaz	33,9
Skaleń potasowy	0,2
Biotyt	12,8
Muskowit	0,5
Granat	0,2
Apatyt	0,5
Cyrkon, tlenki żelaza	0,1
	100,0

Ostatnio opisana odmiana nawiązuje już do grupy opisanej w punkcie b.

b) *Gnejsy o wyraźnych znamionach fałdowania.* — W typowym wykształceniu skały te już megaskopowo zdradzają swój łupkowaty charakter. Łuseczki biotytu, dobrze gołym okiem widoczne, układają się w cieniutkie smugi, przewijające się wśród szarego tła skały. Miejscami mają one przebieg prostoliniowy, miejscami jednakże są wyraźnie sfałdowane. Lokalnie

pojawiają się w skale soczewkowate skupienia jasnych minerałów, wydłużone zazwyczaj w kierunku laminacji skały, a niekiedy nawet bardzo silnie spłaszczone i wyciągnięte, tak że przybierają postać wyklinowujących się żyłek.

Ta łupkowato-fałdowa tekstura widoczna jest wyraźnie również w mikroskopie. Liczne w skale łuseczki biotyty grupują się na tle jasnych składników w krótkie i oddzielne smugi, miejscami proste, gdzie indziej zakręcone i sfalowane. W porównaniu do skał poprzednich blaski biotyty sięgają tu znacznie większych rozmiarów, przy czym noszą wyraźne ślady walcowania i wygniecenia. Wśród łusek biotyty tkwią tu i ówdzie drobne ilości włókien fibrolitu, przetykających biotyt i nierozdzielnie z nim związanych. Ponadto biotytowi towarzyszy w zupełnie drobnych ilościach muskowit.

Ksenomorficzne ziarna jasnych składników — kwarcu i oligoklazu — dostosowują się na ogół do łupkowatego charakteru tekstury układając się swym wydłużeniem zgodnie z kierunkiem smug biotytowych. W partiach bogatych w biotyt tło jasnych składników jest drobnoziarniste, natomiast w pasmach czysto kwarcowo-oligoklazowych ziarna ich ulegają rekryształizacji i dochodzą do znacznie większych rozmiarów. Na podkreślenie zasługuje fakt, że ziarna oligoklazu są bardzo często przetkane krupkami jakiegoś węglanu, przypuszczalnie kalcytu. Wskazywałoby to na procesy metasomatozy, odbywającej się pod wpływem wód bogatych w CO_2 . Składniki akcesoryczne są te same co poprzednio: głównie granat w drobnych zaokrąglonych ziarnach, nadto apatyt, tlenki żelaza i siarczki.

c) *Gnejsy migmatyczne.* — W odróżnieniu od grup poprzednich gnejsy te wykazują pewne zmiany struktury i tekstury wskazujące na zacieranie się struktur pierwotnych pod wpływem procesu migmatyzacji. Zmiany te mogą mieć postać różnorodną. Mogą one doprowadzić do wykształcenia się gnejsów ziarnistych, w których tekstura kierunkowa przechodzi w teksturę mniej lub więcej bezładną. Dają się przy tym wyśledzić stopniowe przejścia od uprzednio opisanych paragnejsów drobnoziarnistych do migmatycznych gnejsów ziarnistych. Związane są one ze stopniowym wzrostem wielkości ziarna składników mineralnych i z równoczesnym coraz to większym zacieraniem się tekstury gnejsowatej.

Drobnoziarniste odmiany tej kategorii gnejsów migmatycznych mają wygląd nieco smużysty dzięki tendencji biotyty do lokalnego zagęszczania się w oddzielne i krótkie zazwyczaj, lecz kierunkowo zgodnie ułożone smugi. W pozostałych partiach skały są one natomiast rozsiane pojedynczo i raczej bezładnie, niekiedy tylko swym ułożeniem dostosowując się do kierunku wyżej opisanych smug. Struktura o grubszej niż we właściwych paragnejsach ziarnistości pozwala na megaskopowe rozróżnienie głównych składników

tych skał. W mikroskopie stwierdzamy, że skała ta, podobnie jak poprzednie, składa się z kwarcu, oligoklazu i biotytu jako minerałów głównych. W drobnych ilościach dołączają się: muskowit towarzyszący biotytowi, apatyt, granat, tlenki żelaza i siarczki. Dynamiczne zaangażowanie skały uwidocznia się przede wszystkim w falistym i smużystym wygaszaniu ziarn kwarcu. Znacznie rzadziej i tylko miejscami obserwujemy rozpad jego większych ziarn na mozaikowaty agregat.

W odmianie gnejsów migmatycznych o grubszym ziarnie kierunkowość jest już megaskopowo prawie niedostrzegalna. Jest to skała granoblastyczna o równym na ogół ziarnie, przy czym łyszczyki są rozsiane w niej najczęściej bezładnie, w pojedynczych blaszkach, wykazujących słabą tylko skłonność do kierunkowego układania się. Obok biotytu pojawia się w pokąsniejszej ilości muskowit w oddzielnych i dużych na ogół blaszkach. Interesujący jest wzajemny stosunek tych obu łyszczyków. Muskowit spotykamy zazwyczaj w bezpośrednim sąsiedztwie biotytu. Bardzo często oba łyszczyki wykazują zgodność orientacji krystalograficznej swych blaszek; niekiedy drobna łuseczka biotytu tkwi w środku dużej blaszki muskowitu, kiedy indziej, wprost przeciwnie, biotyt stanowi zakończenia łusek muskowitowych, lub też w przedłużeniu blaszki muskowitu pojawia się zgodnie z nią zorientowana blaszka biotytu. Biotyt jest najczęściej zupełnie świeży, niektóre jednak jego blaszki ulegają częściowemu lub całkowitemu przeobrażeniu w zielonkawą chloryt.

Zmienność ilościowego składu mineralnego opisanych gnejsów ziarnistych ilustruje poniższa tabelka, oparta na wynikach analizy planimetrycznej:

	1 % obj.	2 % obj.
Kwarc	48,1	47,7
Oligoklaz	39,4	24,0
Biotyt	11,6	14,6
Muskowit	0,4	12,4
Granat	ślady	0,7
Apatyt	0,3	0,4
Cyrkon	0,2	0,2

1 = odmiana drobnoziarnista; 2 = odmiana gruboziarnista.

Nieco odmienny jest gnejs ziarnisty w kontakcie z pegmatytem. Sam pegmatyt złożony jest niemal wyłącznie z gruboziarnistego zespołu sinawoszarych tabliczek skalenia, któremu towarzyszą w podrzędnych ilościach kwarc oraz srebrzyste łuseczki muskowitu; ponadto sporadycznie zauważyć można drobnutki zazwyczaj, wielkości ziarna prosa, czerwono-różowe,

okrągławe ziarenka granatu, lokalnie zaś — skupienia pręcików sylimanitu. Kontakt pegmatytu z gnejssem jest ostry i prostoliniowy.

Megaskopowo gnejs ten podobny jest do wyżej opisanej odmiany ziarnistej, ma tylko nieco wyraźniejszą laminację. Laminacja ta podkreślona jest, jak możemy to stwierdzić w mikroskopie, przez zgodne w przybliżeniu ułożenie blaszek biotytu oraz wywalcowanie i wyciągnięcie ziarn składników jasnych, głównie kwarcu. Skała wykazuje wyraźne znamiona kataklazy. Zaznacza się ona rozpadem i zmiążdżeniem większych smug kwarcowych na bardzo drobnoziarnisty, mozaikowy agregat. Również ziarna plagioklastu zdradzają niekiedy dynamiczne zaangażowanie, odzwierciedlające się w wygięciu lamelek albitowych. W niektórych miejscach widać jak większe osobniki skalenia, zazwyczaj nieco wydłużone w kierunku laminacji, opłynięte są na podobieństwo „oczek” przez drobnoziarnisty agregat.

Ksenomorficzne ziarna wyraźnie zdeformowanego dynamicznie kwarcu oraz albitowo zbliźniaczonego oligoklastu stanowią składniki jasne. Oligoklast odznacza się często wyraźną budową pasową: jądro zazwyczaj silnie zmętniałe zawiera około 23% anortytu; obwódkę czystą i przeważnie zupełnie wyraźnie odcinającą się od jądra stanowi albit. Niekiedy zauważyć można w jądrze plagioklastu drobne wrostki jakiegoś węglanu, przypuszczalnie kalcytu, świadczące o wtórnych procesach metasomatozy węglanowej. Łyszczyki reprezentowane są przez brunatny biotyt o normalnym pleochroizmie, obficie polami pleochroicznymi upstrzony, oraz przez pojawiający się w podrzędniejszych ilościach muskowit. Muskowit bądź to towarzyszy w drobnych łusczkach biotytowi, bądź też pojawia się niezależnie od biotytu w blaszkach dużych nieraz rozmiarów. W jednym ze szlifów zauważono w kilku pakietach blaszek muskowitu łyszczyk o nieco wyższej dwójłomności i wyraźnie pleochroiczny, aczkolwiek w odcieniach niezbyt intensywnych; α — bezbarwny, β i γ jasnozielony do brunatnawo-zielonego. Łyszczyk ten tworzy z muskowitem równoległe zrosty. Bardzo mały kąt osi optycznych kwalifikuje go jako biotyt. Z minerałów akcesorycznych wysuwa się na plan pierwszy apatyt, którego ziarna sięgają niekiedy dość dużych rozmiarów. Natomiast granat i tlenki żelaza odgrywają rolę zupełnie podrzędną.

Wśród gnejsów tej grupy pojawiają się z rzadka również odmiany grubiej ziarniste, w których muskowit uzyskuje przewagę nad biotytem. Tego rodzaju gnejs występuje w naturalnej odkrywce (punkt 5 na fig. 1) z doliny potoczku Zimna Woda (Kaltwasser).

W odkrywce tej spotykamy dwie odmiany gnejsów. Pierwsza z nich to gnejs jasnopopielaty i drobnoziarnisty, swym składem mineralnym, strukturą i teksturą nie różniący się od typowych paragnejsów niemigmatycznych. Odmiana druga jest wyraźnie grubiej ziarnista, o strukturze granoblastycznej, i składa się głównie z mozaiki kwarcowo-skaleninowej. Kwarc jest ksenomorficzny, duże jego ziarna zazębiają się wzajemnie w skomplikowany sposób, przy

czym w słabym tylko stopniu właściwe jest im faliste wygaszanie. Jedynym przedstawicielem skalenia jest zmętniały, zazwyczaj albitowo zbliźniaczony oligoklaz, zawierający około 17% anortytu. Oba główne składniki nie są w skale równomiernie rozłożone, lecz skupiają się w lokalne agregaty, złożone z kilku lub kilkunastu ziarn. Towarzyszy im muskowit w dużych, niekiedy lekko wygiętych blaszkach, ze skłonnością do lokalnego skupiania się. Biotyt pojawia się w skąpych i podrzędnych w stosunku do muskowitu ilościach, w drobnych, strzępiastych łusieczkach, zazwyczaj nieco wyblakłych i po części przeobrażonych w zielonkawy chloryt o niebiesko-sinych barwach interferencyjnych. Okrągławe ziarenka granatu, otoczone niekiedy również chlorytem, są jedynym składnikiem akcesorycznym.

Obok ziarnistych typów gnejsów migmatycznych pojawiają się również odmiany, które najlepiej będzie określić mianem „gnejsów mieszanych“. Są to skały o różnorodnym wyglądzie. Jest to następstwo zróżnicowania się skały na czarno-popielate partie biotytowe, w których skupia się cała prawie ilość biotytu, oraz na białe partie skaleniuowo-kwarcowe, biotytu na ogół pozbawione. Obie te partie przenikają się nawzajem w wielce zawiły i skomplikowany sposób. Partie ciemne tworzą nieregularne placki i plamy, niekiedy smużyście lub soczewkowato wyciągnięte, pomiędzy których przezierają gniazda jasne, na krótkich odcinkach przybierające niekiedy postać żyłek. Całość nadaje skale wygląd wybitnie plamisty.

W mikroskopie partie biotytowe i bezbiotytowe różnicują się nie tylko swym składem mineralnym, lecz również i wielkością ziarna składników jasnych. W obu przypadkach jest to ta sama ksenomorficzna mozaika kwarcu i oligoklazu, lecz w jasnych pozbawionych biotytu partiach ziarna ich są znacznie większe. W partiach biotytowych postrzępione częstokroć jego łusieczki są bądź to ułożone bezładnie, bądź też układają się równolegle do siebie, przy czym towarzyszą im drobne ilości muskowitu. Biotyt ulega tu niekiedy, podobnie jak w skale poprzedniej, przeobrażeniu w zielonkawy chloryt o brunatnych subnormalnych barwach interferencyjnych.

Wynikiem procesu migmatyzacji bywają niekiedy gnejsy o teksturze niejednorodnej. W niektórych częściach skała jest drobnoziarnista, ciemno-popielata i masywna nie różniąc się zupełnie od opisanych na początku drobnoziarnistych paragnejsów niemigmatycznych. Tuż obok jednak ziarno grubieje, przez co ciemne i jasne składniki różnicują się megaskopowo, a dane partie skały przybierają wygląd migmatycznych gnejsów ziarnistych z silniej lub słabiej zaznaczoną kierunkowością. Spośród tego ziarnistego tła wyodrębniają się miejscami oddzielne białe żyłki kwarcowo-oligoklazowe, czasami silnie pocięte o ptygmatycznym charakterze fałdowania. Nie jest ono jednak tutaj tak typowo i na taką skalę wykształcone jak u gnejsów obszaru północnego (tj. okolic Walimia).

2. Granity

W kompleksie paragnejsów występują również skały ziarniste, zazwyczaj prawie wcale nie uległe zgnejszowaniu, wyróżniające się od samych gnejsów przede wszystkim zawartością poważniejszych ilości skalenia potasowego. Skały te możemy przestudiować na materiale pochodzącym z odkrywek przy sztolniach (punkt 1 na fig. 1) w dolinie potoku Pijanica (Säufewasser).

W typowym wykształceniu są to skały jasnopopielate i dość drobnoziarniste, z dostrzegalnymi megaskopowo białymi ziarnami skalenia, szarymi kwarcu i czarnymi oraz srebrzystymi łuseczkami łyszczyków. Skłonność łyszczyku, zwłaszcza biotytu, do kierunkowego układania się nadaje skale wygląd gnejsowaty. Skała ma strukturę granoblastyczną z ksenomorficznym wykształceniem kwarcu i skaleni; wielkość ziarna jest przy tym nierówna. Duże tabliczki oligoklazu oraz tu i ówdzie większe, o falistym wygaszaniu ziarna kwarcu tkwią w drobnoziarnistym agregacie, złożonym głównie z kwarcu, pomiędzy którym tkwi w niekształtnych plamkach skałen potasowy, czasami z wyraźną kratką mikroklinową. Oligoklaz ma zazwyczaj wyraźnie pasową budowę, z jądrem zawierającym około 19% anortytu, najczęściej silnie zmętniałym, od którego odcina się czysta obwódka, stojąca na pograniczu albitu i oligoklazu. Łyszczyki tworzą na tle jasnych składników drobne blaszki rozsiane bądź to pojedynczo, bądź też skupiają się w większe pakiety, ułożone na ogół równoległe, przez co podkreślona zostaje pewna kierunkowość tekstury. Skład ilościowy skały ilustruje poniższe zestawienie:

	% obj.
Kwarc	34,5
Oligoklaz	37,4
Skałen potasowy	19,9
Biotyt	4,8
Muskowit	3,3
Apatyt	0,1

Odmiany bardziej aplitowe wyróżniają się prawie zupełnym brakiem biotytu oraz zupełnym brakiem kierunkowości. Wykazują one przy tym różny stopień kataklazy. Najsłabiej jest ona widoczna w białym cukrowatym granicie aplitowym, w którym na tle drobnoziarnistego zespołu kwarcowo-oligoklazowego rozsiane są dość nierównomiernie drobniutkie, ledwo gołym okiem dostrzegalne, okrągławe różowe ziarenka granatu. Białe tło skały upstrzone jest nadto z rzadka czarnymi kryształkami turmalinu, pozbawionymi automorficznych kształtów.

Kataklaza zaznacza się tu tylko falistym i smużystym wygaszaniem kwarcu oraz niejednorodnym wygaszaniem niektórych tabliczek plagioklazu, dzielących się na wyraźnie odgraniczone pola, o odmiennym wygaszaniu. Być może, że pierwotny stopień kataklazy zatarty został w znacznym stopniu

przez późniejszy proces krystaloblastezy. Plagioklaz stojący na pograniczu albitu i oligoklazu, z zawartością 8—11% anortytu, jest zazwyczaj tabliczkowo wykształcony i albitowo zbliżniaczony oraz obficie przetkany łuseczkami serycytu. Skaleń potasowy o pięknej nieraz kratce mikroklinowej tkwi w ksenomorficznych ziarnach pomiędzy pozostałymi składnikami. Muskowit jest właściwie jedynym łyszczykiem, biotyt dostrzegalny jest jedynie w śladach. Drobne ziarenka granatu wykazują najczęściej pełny automorfizm, z rzadka tylko ulegając częściowej korozji. Turmalin rozsiany jest w skale dość nierównomiernie, przy czym odznacza się pasową budową; dla jądra ω — jasnoniebieskawe, ε — prawie bezbarwne, dla obwódki ω — oliwkowo-zielone, ε — bladokremowe.

Wyraźniejszy stopień kataklazy cechuje aplit jasnopopielaty. Kwarce są tu silnie dynamicznie zdeformowane. Wykazują one bardzo wybitne faliste i smużyste wygaszanie światła; niekiedy ziarna ich wywalcowane są w podłużne smugi. Obok większych ziarn kwarcu dość licznie pojawia się drobnoziarnista miazga kwarcowa, w której ukrywa się zarazem poważna część skalenia potasowego. Ten drobnoziarnisty, kataklastyczny agregat bywa niekiedy soczewkowato wygnieciony lub smużysto wyciągnięty. Czasami opływa on izometryczne ziarenka granatu. Niekiedy zauważyć można ową miazgę kwarcową również przy brzegach większych jego ziarn. Deformacje kataklastyczne widoczne są i w innych minerałach. Plagioklasy dzielą się na prostokątne pola o odmiennym wygaszaniu lub odznaczają się smużystym wygaszaniem a prążki albitowe są niekiedy falisto wygięte. Podobne zjawisko obserwować można również na blaszkach muskowitu.

Skład mineralny tej skały jest podobny jak poprzedniej. Plagioklaz jest również bardzo kwaśny (około 10% anortytu), lekko zmętniały i jeszcze obficie przetkany serycytem. Skaleń potasowy pojawia się niekiedy w większych ziarnach, bądź to wygaszających smużysto lub też mających mniej lub więcej prawidłową kratkę bliźniaczą. Większość jego ukryta jest jednakże w postaci bardzo nieregularnych plamek wśród drobnoziarnistego agregatu kwarcowego zlepiając jego ziarna. Podobnie jak w skale poprzedniej, obecny jest tu turmalin o analogicznym schemacie pleochroicznym, natomiast brak tu prawie zupełny biotytu, który tylko sporadycznie, w drobnych nieregularnych płatkach tkwi wśród blaszek muskowitu. Granat wykształcony jest w drobniejszych na ogół ziarenkach niż w skale poprzedniej i odznacza się w jeszcze większym stopniu automorfizmem. Z rzadka tylko i po brzegach idioblasty jego są lekko skorodowane.

Jeszcze silniejszy stopień kataklazy widoczny jest w różowej odmianie aplitu. Jest to drobnoziarnista skała, prawie zupełnie pozbawiona tekstury gnejsowatej, odznaczająca się w całości biało-różową barwą, przy czym jednakże od ogólnego tła skały odcinają się swym szaro-popielatym zabarwieniem drobne partie smużyste lub gniazdkowate. Kwarce wykazuje w tej skale

w jeszcze silniejszym stopniu smużyście wygaszanie, ziarna jego są często silnie wyciągnięte i wywalcowane zgodnie z kierunkiem ułożenia łusek łyszczyku. Tabliczki albitu, zawierające około 8% anortytu i przetkane serycytem, mają często wygięte prążki albitowe, są przyćmione smużycie lub niejednorodnie, dzieląc się niekiedy na prostokątne, nieco odmiennie wygaszające pola. Stopień tych dynamicznych deformacji jest tu przy tym silniejszy niż w skale poprzedniej. Podobnie i muskowit, jedyny obecny w skale łyszczyk, ma często wyraźnie falisto wygięte blaszki. Pomiędzy partiami grubiej ziarnistymi ciągną się całe strefy drobnoziarnistej miazgi mineralnej, złożonej przede wszystkim z ziarenek kwarcu. Strefy te możemy śledzić w szlifie na znacznej przestrzeni; niekiedy poszczególne ich odcinki są wzajemnie uskokowo przesunięte. Świadczy to o odkłuwaniu się drobnych pakietów skały i o wzajemnym ich poślizgu, przy czym pomiędzy przesuwającymi się partiami nastąpiło zdruzgotanie materiału skalnego. Brak tu jednakże zupełnie drobnego mialu skalnego, właściwego mylonitom. Przyczynę tego braku można upatrywać albo w tym, że kataklaza nie przybrała takiego nasilenia, by doprowadzić do utworzenia się partii mylonitowych, albo też w późniejszej krystaloblastezie, która mogła zatrzeć do pewnego stopnia skutki kataklazy.

Skaleń potasowy jest obecny, podobnie jak w skałach poprzednich, tworząc oddzielne nieregularne plamki z kratką bliźniaczą rzadką i słabo dostrzegalną. Granat jako składnik akcesoryczny pojawia się w drobnych i izometrycznych idioblastach, opływanych czasami przez drobnoziarnistą miazgę lub owijanych blaszkami muskowitu. W skale tej pojawiają się nadto bardzo drobne ilości pomarańczowo-czerwonego przeświecającego hematytu, tkwiące przede wszystkim w blaszkach muskowitu, z którymi tworzą niejednokrotnie wyraźnie zorientowane zrosty. Znacznie rzadziej oblepiają one ziarna granatu lub w postaci krzaczkowatych infiltracji wnikają do tabliczek albitu. Dostrzegalna w skale ilość hematytu jest jednak zbyt drobna, by można było przypisać jej różowawe zabarwienie skały. Należy przeto przypuszczać, że zabarwienie to nadaje pigment hematytowy ukryty w skaleniach. Jest on jednak tak subtelny, że nawet w mikroskopie nie jest dostrzegalny.

Różnicę w składzie mineralnym granitów i gnejsów obserwować możemy na ich kontaktach. Można przestudiować je na materiale pochodzącym z tejże samej odkrywki co skały powyżej opisane. Kontakt drobnoziarnistego gnejsu z granitem jest wyraźny i ostry. Gnejs w miejscu kontaktu jest skałą ciemnopopielatą, nie różniącą się wyglądem od opisanych na początku paragnejsów, z niedostrzegalną megaskopowo laminacją. Granit tworzy przy kontakcie jaśniejszą, pozbawioną biotyту i laminacji strefę grubości 2—2,5 cm. Dalej od kontaktu ma on wygląd gnejsowaty dzięki równoległemu układaniu się pojedynczych blaszek biotyту, w przybliżeniu zgodnie z linią kontaktu.

Różnice między partią gnejsową a granitową w miejscu kontaktu zaznaczają się zarówno w strukturze jak i składzie mineralnym. Gnejs pod mikroskopem ujawnia teksturę kierunkową z równoległym do kontaktu ułożeniem blaszek biotytu. Dynamiczne zaangażowanie skały zaznacza się jedynie w kwarcu falistym wygaszaniem. Gnejs ten jest ubogi w muskowit i nie zawiera skalenia potasowego nie różniąc się swym składem od innych paragnejsów. Granit jest wyraźnie bardziej gruboziarnisty niż gnejs i przy bezładnej teksturze strukturę ma granoblastyczną. Znacznie wyraźniej widoczna jest w nim kataklaza, przede wszystkim dzięki rozpadowi większych ziarn kwarcu na drobnoziarnistą mozaikę. Agregat zączębiających się wzajemnie okruchów kwarcowych formuje się przy tym niekiedy w wydłużone lub soczewkowato zgrubiałe strefy. Blaszkki muskowitu są często w następstwie kataklazy powyginane. W składzie przykontaktowej strefy granitu uderza, w porównaniu z gnejssem, prawie zupełny brak biotytu a pojawienie się w jego miejsce poważniejszych ilości muskowitu, często skupiającego się w złożone z kilku blaszek pakiety. Plagioklasy partii granitowej mają z reguły wyraźną budowę pasową i są kwaśniejsze niż w gnejsie. Silnie zmętniałe jądro jest oligoklazem zawierającym około 14% anortytu, czysta obwódka — albitem. Obok niego pojawiają się podrzędne ilości skalenia potasowego, z widoczną niekiedy kratką bliźniaczą. Skaleń ten tworzy przeważnie drobne i nieregularne plamki, tkwiące w zakątkach między pozostałymi składnikami jasnymi. Przy samym kontakcie jest go niewiele, natomiast obfitszą węń jest dalsza od kontaktu partia granitu, w której obok muskowitu pojawia się zarazem biotyt w większych ilościach.

Na innym okazie prześledzić możemy kontakt granitu z gnejssem migmatycznym. I tutaj zaznacza się wyraźna granica między obu skałami, brak natomiast wyraźniejszego zróżnicowania się granitu przy kontakcie. Gnejs ma teksturę kierunkową, dobrze widoczną megaskopowo. Wywołana ona jest zagęszczeniem się biotytu w ciemne warstewki i smugi, przebiegające w przybliżeniu prostopadle do kontaktu. Warstewki te nie mają jednak zbyt regularnego i prawidłowego przebiegu. Gdzieniedzie są gęściej ustawione, biegnąc początkowo w przybliżeniu do siebie równolegle, nieco dalej zbliżają się ku sobie, aby w końcu zlać się ze sobą. W innych miejscach są rzadsze i miejscami nieco rozmyte. Ponadto na ich powierzchniach dostrzegalne są dobrze ślady zlustrowania. Skała jest grubiej ziarnista niż gnejs powyżej opisany i uboższa w biotyt. Blaszkki biotytu są tu większych rozmiarów i skupiają się we wstęgowe i smużyste pakiety. Biotytowi towarzyszy muskowit w niedużych lecz większych niż w typowych gnejsach ilościach. Biotyt jest o nieco odmiennym zabarwieniu, pozbawionym odcienia czerwonego, właściwego z reguły biotytom paragnejsów. Jest on bardzo obficie usiany polami pleochroicznymi, przy czym często w ich środku widoczne są drobne kryształki cyrkonu. Kwarc i oligoklaz są jedy-

nymi jasnymi składnikami skały; skalenia potasowego brak. Oprócz normalnych składników akcesorycznych jak drobne, zaokrąglone ziarenka granatu i dość sporych rozmiarów ziarenka apatytu, zauważono w jednym ze szlifów lokalne skupienie kilku ksenomorficznych ziarn turmalinu, przy czym kierunkowi ω odpowiada zabarwienie zielonkawo-brunatne, gdy tymczasem ϵ jest zupełnie bezbarwne.

W granicie słaba kataklaza zaznacza się jedynie falistym wygaszaniem kwarcu. Brak natomiast prawie zupełnie rozpadu jego większych ziarn na mozaikowy agregat. Oligoklaz wykazuje budowę pasową ze zmętniałym jądrem, przy czym zdarzają się niekiedy większe jego tabliczki odznaczające się wyraźną rekurencją pasów. Więcej jest tu skalenia potasowego, często w dużych bezkształtnych ziarnach o pięknej kratce bliźniaczej. Niekiedy otaczają one ziarna oligoklazu. Muskowit przeważa nad biotytem, którego blaszki są często wyblakłe i postrzępione. Oba łyszczyki występują zwykle razem, rozsiane w skale są dość nierówno, lecz skupiają się miejscami w większe pakiety. Osobliwe są pewne twory synantetyczne, wytwarzające się na granicy muskowitu i skaleni: muskowit wnika do tych ostatnich w nieregularnych, strzępiastych wypustkach. Do tejże kategorii utworów należy widoczny miejscami myrmekit.

3. *Ortognejsy*

Na opisywanym terenie występują obok paragnejsów również i ortognejsy, skały grubiej ziarniste i o odmiennym składzie mineralnym. Ortognejs z odkrywki (punkt 6 na fig. 1) w dolince potoczku Zimna Woda (Kaltwasser) jest skałą barwy szarej, o wyraźnej kierunkowej teksturze. Wywołuje ją układanie się łyszczyków (głównie biotyту) w cieniutkie plastry i nieciągłe warstewki, przewijające się wśród ziarnistego, wolnego od biotyту tła składników jasnych. Skała ma strukturę granoblastyczną z pansenomorficznym wykształceniem składników. W odróżnieniu od paragnejsów skała ta bogata jest w mikroklin, o wyraźnej często strukturze kratkowej, kiedy indziej wygaszający smużyście światło. Duże jego poikiloblasty o charakterystycznych włókienkach mikropertytowych oblewają niekiedy drobniejsze ziarna plagioklazu. Plagioklaz pod względem ilościowym ustępuje wyraźnie mikroklinowi; jest to kwaśny oligoklaz, zawierający około 12% anortytu, silnie najczęściej zmętniały i obwiedziony albitową obwódką. Na granicy pomiędzy mikroklinem a oligoklazem widoczny jest miejscami myrmekit. Łyszczyki pojawiają się w blaszkach często silnie pofałdowanych i skupiających się przeważnie w większe wydłużone pakiety, ciągnące się w szlifie na znacznej przestrzeni. Pakiety te są niekiedy falisto pogięte, a pojedyncze składające się na nie blaszki — przy ogólnej tendencji do kierunkowego układania się — bywają dość chaotycznie ustawione. Biotyt przeważa ilościowo nad muskowitem; zazwyczaj występują one wspólnie,

niejednokrotnie w zorientowanych krystalograficznie zrostach. Pleochroizm biotyту wykazuje odcienie od czerwono-brunatnego do jasnosłomkowego, nie różniąc się w tym względzie od pleochroizmu biotyту paragnejsów. Pospolite są wrostki ziarn cyrkonu, niekiedy dochodzące do pokaźnych rozmiarów, obwiedzione zazwyczaj silnymi pleochroicznymi obwódkami. W pakietach biotyту tkwią często dość duże ziarna apatyту. Zakończenie lub obrzeżenie blaszek biotyту brunatnego stanowi tu i ówdzie odmiana jasnozielona o wyraźnie słabszej dwójłomności. Zupełnie wyjątkowo za-uważyć można przeobrażanie się biotyту w bladozielony chloryt, o niebieskosinych podnormalnych barwach interferencyjnych. Towarzyszący bioty-towi muskowiт wykształcony jest zazwyczaj w blaszkach sporej wielkości.

Dynamiczne zaangażowanie skały wyraża się, oprócz wspomnianego już pofałdowania blaszek łyszczyków, przede wszystkim w deformacji ziarn kwarcu. Wykazują one wyraźnie faliste i smużyste wygaszanie. Miejscami widoczny jest rozpad jego ziarn na drobną ostrokrawędziastą miazgę, czasami wywalcowaną kierunkowo lub układającą się w pofałdowane smugi. Ziarna skaleni miejscami bywają zgranulowane, oligoklaz zaś miewa prążki albitowe lekko wygięte.

Jasnoróżowa i nieco bardziej drobnoziarnista odmiana ortognejsu z odkrywki w dolince potoku Pijanica (Säufewasser) wyróżnia się od poprzedniej wyraźną przewagą muskowitu nad biotytem. Gnejsowata tekstura jest w niej przy tym znacznie słabiej widoczna, uwypuklona jedynie przez równoległe ułożenie oddzielnych łuseczek łyszczyków. Mikroclin, o podobnie kratkowej strukturze jak w skale poprzedniej, czasami nieco jednak zatartej i rozmytej, ustępuje pod względem ilości oligoklazowi. Myrmekit stanowi częsty i charakterystyczny nowotwór na granicy obu skaleni. Podobne syntetycznej natury utwory spotyka się często na granicy skaleni i muskowitu. Blaszki muskowitu wnikają w takich przypadkach strzępiasto lub robaczkowato w ziarna skaleni przerastając się z nimi czasami w wielce zawiły sposób (przerosty daktylitowe według Sederholma). Biotyt ma nieco odmienny pleochroizm niż w skale poprzedniej. Dla α słomkowo-żółte zabarwienie jest nieco intensywniejsze, dla β i γ pozbawione jest czerwonych odcieni wahając się od ciemnobrunatnego do brązowo-kasztanowego. Niekiedy pewne części blaszek biotyту mają nieco intensywniejszy pleochroizm od reszty. Dla kierunku α mamy wtedy silnie żółte zabarwienie, a dla kierunków β i γ — czarno-brunatne. Zarazem partie te mają słabszą od reszty dwójłomność. Oba łyszczyki przetkane są skupieniami tlenków żelaza, które zazwyczaj układają się w postaci wąskich listewek zgodnie z łupliwością łyszczyków ulegając miejscami soczewkowatemu zgrubieniu. W biotycie są one zawsze czarne i nieprzezroczyste, w muskowiecie drobniejsze wkładki przeświecają niekiedy w całości lub po brzegach czerwono-pomarańczowo, są więc niewątpliwie hematytem. Nie jest wyłączone, że nieco od-

mienna barwa biotyту jest wynikiem późniejszego wydzielenia się z jego sieci krystalicznej żelaza (a może i tytanu) w formie owych skupień tlenków żelaza, częściowo może ilmenitu.

B. SKAŁY OBSZARU PÓŁNOCNEGO

Również i tutaj opracowanie petrograficzne oparte zostało na materiale skalnym pochodzącym ze sztucznych odkrywek, a mianowicie ze sztolni założonych w zboczu po zachodniej stronie szosy z Walimia do Rzeczek (punkt 9 na fig. 1), ze sztolni we wschodnim zboczu góry Włodarz (Wolfsberg, punkt 10) oraz z łomu pod szczytem góry Moszny (Mulenberg) na jej wschodnim skłonie (punkt 8). Jedyne gnejsy fibrolitowe pobrano z naturalnych odsłoneń na szczycie tejże góry (punkt 7).

Paragnejsy są na tym obszarze, podobnie jak na południowym, głównym typem skały. Ponadto spotyka się tu żyły granitowe, natomiast ortognejsów brak zupełnie.

1. Paragnejsy

a) *Gnejsy fibrolitowe*.—Jedynym czystym pozbawionym śladów migmatyzacji typem paragnejsów są tu gnejsy fibrolitowe ze szczytu góry Moszny. Są to skały popielato-szare lub czarniawo-popielate, drobnoziarniste i wyraźnie łupkowate. Megaskopowo dadzą się wyróżnić dwie odmiany: bardzo drobnoziarnista oraz nieco grubiej ziarnista, obfitsza w soczewki fibrolitowe. W obu odmianach widoczne są gołym okiem drobne łuseczki biotyту oraz białawe soczewkowate skupienia fibrolitu, zaznaczające się na zwietrzałych powierzchniach charakterystycznymi guzkami. Obie odmiany mają ten sam skład mineralny biotyutowo-kwarcowy, przy podrzędnym udziale plagioklazu.

W odmianie bardziej drobnoziarnistej malutkie, oddzielne łuseczki biotyту układają się równolegle pomiędzy ziarenkami kwarcu. Nadaje to skale łupkowatą teksturę, bardzo wyraźnie dostrzegalną pod mikroskopem. Biotyt ma tu pleochroizm nieco odmienny, aniżeli zazwyczaj w gnejsach Gór Sowich: brunatno-kasztanowy, bez wyraźnie czerwonego odcienia. Towarzyszy mu w bardzo skąpych ilościach muskowit, w drobnutkich dobrze zindywidualizowanych łuseczkach. Kware cechuje się w słabym tylko stopniu falistym zaćmieniem, a ziarna jego są bądź to izometryczne, bądź też wywalcowane w kierunku laminacji. Miejskami ziarna kwarcu skupiają się w soczewkowate agregaty, wydłużone w kierunku laminacji i zawierające w środku zbite skupienia malutkich igiełek sylimanitu (guzki fibrolitowe). Plagioklaz jest ilościowo podrzędnym składnikiem skały. Stoi on na pograniczu albitu i oligoklazu zawierając około 11% anortytu; jest albitowo zbliżniaczony i zupełnie świeży. Ponadto w skale pojawiają się w znikomych ilościach: granat w drobnutkich, zaokrąglonych ziarenkach oraz apatyt w malutkich słupkach lub nieco większych ziarnach ksenomorficznych.

W odmianie bardziej grubokrystalicznej blaszki biotytu są znacznie większe i upstrzone obficie polami pleochroicznymi. Znacznie liczniejsze są tu też soczewki kwarcowó-sylimanitowe, sięgające przy tym większych rozmiarów. O ile w odmianie poprzedniej włókna sylimanitu skupiały się tylko w środku takich soczewek, tutaj tworzą one zgrubienie, od którego rozchodzą się ku brzegom soczewki, a nawet wnikają pomiędzy blaszki biotytu jej otoczenia. Poszczególne włókienka sylimanitu układają się przy tym równolegle do laminacji skały, a miejscami, zwłaszcza w środku swych skupień, przekształcają się w dobrze zindywidualizowane pręciki. Opisywana odmiana zawiera nieco więcej muskowitu niż poprzednia; blaszki jego, również większych rozmiarów, skupiają się zazwyczaj w bezpośrednim sąsiedztwie soczewek fibrolitowych, niekiedy zupełnie od nich niezależnie, czasami jednak tworzą one z włóknami fibrolitu przerosty.

b) *Gnejsy migmatyczne*. — Na obszarze północnym są one w swym wykształceniu bardziej zróżnicowane niż na południowym. Spotykamy tu podobne gnejsy ziarniste, pozbawione tekstury kierunkowej. Główne składniki mineralne: kwarc, oligoklaz i biotyt są te same co w gnejsach obszaru południowego. Gnejsy te zawierają natomiast fibrolit, skupiający się w grubsze, dość nieregularnie rozsiane soczewki, z których rozchodzą się wachlarzowo pojedyncze włókienka sylimanitu, przetykające ziarna kwarcu, a niekiedy wnikające pomiędzy blaszki biotytu.

W bardziej gruboziarnistych odmianach wzrasta niekiedy ilość fibrolitu tak pokaźnie, że nabiera on znaczenia głównego składnika skały. Równocześnie obserwujemy znaczny spadek ilości plagioklazu. Biotyt tej odmiany jest bardzo obficie upstrzony polami pleochroicznymi, w których środku często dostrzec można ziarenka cyrkonów, niekiedy sporych rozmiarów.

Skaleń potasowy pojawia się w ilościach podrzędnych w postaci nieregularnych płatów, bardzo nierównomiernie w skale rozmieszczonych i zazwyczaj zagęszczających się miejscami. W odmianie bardziej gruboziarnistej obserwujemy go nadto dość często w postaci antypertytowych odmieszkań w oligoklazu.

Granat nosi wyraźne cechy minerału relikтового. Większe jego ziarna są najczęściej nadżarte; niekiedy proces resorpcji posuwa się tak daleko, że z pierwotnego ziarna, o prawidłowym, automorficznym zarysie, pozostaje tylko wąski rąbek. Czasami widoczne są skupienia kilku drobnutkich, nieprawidłowych ziarenek granatu, leżących blisko siebie i sprawiających wrażenie pozostałości po jednolitym ziarnie. Reliktowy jest również dysten, spotykany w szlifie sporadycznie, w drobnych zazwyczaj nieco wydłużonych i zaokrąglonych ziarenkach, często otoczonych muskowitem.

Stosunki ilościowe składników mineralnych gnejsów ziarnistych uzyskane drogą analizy planimetrycznej ilustruje poniższe zestawienie:

	Odmiana drobnoziarnista % obj.	Odmiana bardziej grubo- ziarnista bogata w fibrolit % obj.
Kwarc	31,4	44,0
Oligoklaz	32,0	9,8
Skaleń potasowy	0,2	0,7
Biotyt	26,3	20,1
Muskowit	4,2	0,8
Fibrolit	8,2	24,3
Granat	0,6	0,2
Apatyt	ślady	—
Cyrkon	ślady	—
Tlenki żelaza	0,1	0,1

c) *Gnejsy warstewkowe*. — Przedstawiają one inną odmianę gnejsów migmatycznych. W typowym wykształceniu składają się z naprzemianległych jasnych warstewek pozbawionych prawie zupełnie biotytu oraz warstewek ciemnych, w których zagęszcza się na ogół cała ilość tego minerału. W jasnych warstewkach pojawia się obok kwarcu i oligoklazu, stanowiących główne składniki, skąpa ilość skalenia potasowego, przy czym na granicy obu skaleni czasami widoczny jest myrmekit. Poza tym trafiają się w nich sporadycznie łuseczki biotytu oraz muskowitu, ustawione często poprzecznie do biegu warstewek, dość duże, reliktowe ziarna dystenu, obwiedzione przeważnie obwódką muskowitową, oraz skupienia fibrolitu. Skupienia te nie stosują się również swym wydłużeniem do kierunku laminacji skały, lecz w obrębie jasnych żyłek ustawiają się doń poprzecznie, ulegając niekiedy falistemu wygięciu. Blaszki muskowitu tworzą z jasnymi składnikami bardzo zawile przerosty, wnikając w nie strzępiasto swymi zakończeniami. Jest to wyraz reakcji synantetycznych, zachodzących na granicy tych minerałów przy procesie krystaloblastycznego wzrostu ich ziarn (łyszczyk daktylitowy).

Warstewki ciemne złożone są prawie wyłącznie ze zgodnie, w przybliżeniu, z laminacją skały ułożonych blaszek biotytu, wśród których pojawiają się podrzędne ilości muskowitu i fibrolitu, tym razem o włóknach ściśle w bieg tych blaszek wplecionych, oraz drobne ilości kwarcu i oligoklazu.

Niekiedy prawidłowość i ostrość regularnego warstwowania ulega częścicowemu zatarciu. Jasne żyłki zachowują miejscami swą wyrazistość i odrębność, gdzie indziej wyklinowują się i gubią w ziarnistym ciemnopopielatym tle skały o słabo zaznaczonej kierunkowości, w którym obok biotytu pojawiają się większe ilości kwarcu i oligoklazu. Natomiast w jasnych żyłkach oligoklaz zanika czasem prawie zupełnie i żyłki te składają się wtedy z kwarcu obficie przerosłego fibrolitem.

Dalsze zacieranie się warstewkowania prowadzi stopniowo do struktur

ziarnistych. Można przy tym prześledzić etapy anatektycznego rozmięczenia skały, w których coraz bardziej zanikają oddzielne warstewki jasne i ciemne. Miejscami są one jeszcze zachowane, nieco dalej tylko skupianie się biotyту w wyciągnięte smugi zdradza gnejsowaty charakter skały, aż wreszcie jasne i ciemne warstewki rozpływają się zupełnie i skała nabiera wyglądu granitu, pozbawionego jakiejkolwiek kierunkowości. Skład mineralny partii gnejsowatych i ziarnistych nie wykazuje przy tym żadnych różnic. W obu głównymi składnikami są: kwarc, oligoklaz i biotyt, przy podrzędnym udziale muskowitu. Skaleń potasowy uczestniczy w obu partiach w ilościach znikomych.

Proces anatektycznego upłynnienia prowadzi niekiedy do gnejsów o ptygmatycznym fałdowaniu. Cechują się one jasnymi żyłkami, silnie sfałdowanymi i wężowato przewijającymi się na tle skały, przy czym zakręty żyłek są zawsze łagodne i zaokrąglone. Tło skały, na którym wykształcają się owe żyłki, jest przeważnie drobnoziarniste, często prawie zupełnie kierunkowości pozbawione; w wyjątkowych tylko przypadkach bywa ono gruboziarniste. Żyłki ptygmatyczne składają się z kwarcu i oligoklazu, skalenia potasowego brak w nich prawie zupełnie. Sporadycznie zauważyć w nich można blaszki muskowitu, strzępiasto wnikaącego w ziarna jasnych składników, pojedyncze blaszki biotyту lub drobne skupienia włókien fibrolitu. Tło żyłek nie różni się swym składem od gnejsów uprzednio opisanych, zawierając tu i ówdzie skupienia fibrolitu oraz drobne reliktowe ziarna granatu i dystenu.

Nie zawsze proces anatektyczny prowadzić musi do tak wyraźnego zindywidualizowania się żyłek jak opisano powyżej. Czasami widzimy, jak w ziarnistym tle skały tworzą się cieniutkie żyłeczki lekko sfałdowane, miejscami nieco soczewkowato grubiejące, które jednakże na innych odcinkach giną w ziarnistym tle skały. Skład mineralny w % obj. jednej z odmian tego rodzaju przedstawia się następująco:

Kwarc	47,8	Muskowit	0,7
Oligoklaz	30,1	Fibrolit	2,7
Skaleń potasowy	1,2	Granat	0,1
Biotyt	17,1	Minerały akcesoryczne	0,3

Spotykane są również odmiany gnejsów o strukturze bardzo niejednorodnej. Skała różnicuje się na partie jasne, ubogie w biotyt, i ciemniejsze, w których łyszczyk ten staje się istotnym składnikiem. Obie te partie przenikają się w nieprawidłowy i zawily niekiedy sposób. Miejscami części jasne wnikaają kieszeniowo w ciemniejsze ziarniste tło, prawie pozbawione laminacji, gdzie indziej znów obserwujemy na odwrót wtrącenia części ciemnych w tło jasnych; czasem znów ciemne partie przechodzą w wąskie warstewki, które stają się coraz cieńsze i gubią w ziarnistym tle.

Partie jasne są grubiej ziarniste i składają się z kwarcu i oligoklazu, którym towarzyszą drobne ilości skalenia potasowego, nieco granatu i apatyту.

oraz niekiedy fibrolit. Ilościowo proporcje tych składników ulegają dość znacznym wahaniom. Kwarc zawsze wysuwa się na plan pierwszy, w szczególności przeważa w partiach bogatych w fibrolit, gdzie z reguły pojawia się nieco biotytu.

Partie ciemniejsze wykazują czasami wyraźnie kierunkowe ułożenie blaszek biotytu, które układają się wtedy na tle jasnych składników w cienkie, miejscami soczewkowato grubiejące warstewki. Kiedy indziej znów obserwujemy zupełnie bezładne, pozbawione kierunkowości ułożenie blaszek biotytu oraz towarzyszącego mu muskowitu. Na podkreślenie zasługuje lokalne nagromadzenie się apatytu na granicy warstewek biotytowych z jasnymi. W warstewkach jasnych ilość skalenia potasowego wzrasta wtedy do kilku nawet procent. Poza tym jednak występuje on w skąpych tylko ilościach zarówno w jasnych jak i w ciemnych partiach i wypełnia pod postacią nieregularnych płatów zakątki między kwarcem a oligoklazem lub też wnika pomiędzy te składniki w postaci wydłużonych smug i krótkich żyłek.

Fibrolit pojawia się zarówno w jasnych partiach, szczególnie bogatych w kwarc, jak też w warstewkach biotytowych, wpłatając się zazwyczaj wydłużeniem swych włókien pomiędzy blaszki biotytu. Często możemy obserwować jego przerosty z muskowitem. Tło cieniutkich pasemek fibrolitu, oddzielających się promieniście od większych jego skupień, stanowi wtedy muskowit. Na odwrót, można również zaobserwować w blaszkach muskowitu równoległe skupienia cieniutkich włókienek fibrolitu, czasami ukośnie względem łupliwości gospodarza ułożonych.

Bardzo wyraźnie widoczny jest niekiedy proces wtórnego, diaforycznego przeobrażania się dystenu w muskowit. Tak np. wewnątrz większej blaszki muskowitu zauważono trzy drobne, tuż przy sobie leżące fragmenty dystenu, niewątpliwie pochodzące z rozpadu jednego większego pierwotnego ziarna.

Analiza planimetryczna dostarczyła następujących danych odnośnie do składu mineralnego poszczególnych partii:

% % obj.				
	1	2	3	4
Kwarc	69,4	55,9	76,4	37,8
Oligoklaz	28,8	30,5	4,0	32,8
Skaleń potasowy	0,7	7,5	0,1	2,5
Biotyt	0,4	2,2	9,5	23,0
Muskowit	0,5	0,7	2,2	3,5
Fibrolit	—	—	7,2	—
Apatyt	—	3,2	—	—
Tlenki żelaza	0,2	—	0,6	0,4
	100,0	100,0	100,0	100,0

1 — partia jasna; 2 — partia jasna ze skupieniem biotytowo-apatytowym przy brzegu; 3 — partia jasna bogata w fibrolit; 4 — partia ciemna

2. Granity

Są to jasnopopielate skały, drobno- lub średnioziarniste, które przestudiować można na materiale pochodzącym z odkrywki na pd. krańcu miasteczka Walimia (p. 9 na fig. 1). Obok kwarcu i oligoklazu pojawia się w nich po-
kaźniejsza ilość skalenia potasowego. Ten ostatni tworzy duże poikiloblasty z wyraźną często strukturą kratkową, wykształcone niejednokrotnie jako mikropertyt mikroklinowy z cieniutkimi sznureczkami i żyłkami albitu. Odmiana grubiej ziarnista ma teksturę masywną i bezkierunkową i odznacza się drobną przewagą muskowitu nad biotytem. Muskowit optycznymi cechami zbliżony do fengitu wykształca się w dużych na ogół blaszkach, poprzetykanych niekiedy sitowo kwarcem i skaleniami, co świadczy o równoczesnym wzroście ich kryształów. Biotyt zdradza pewne ślady rozkładu odzwierciedlające się w plamistości jego blaszek, w niektórych miejscach nieco wyblakłych i słabiej pleochroicznych. Łusieczki obu łyszczyków są często faliście wygięte, a kwarc zdradza również w znacznym stopniu dynamiczne odkształcenia. Ziarna kwarcu wykazują silnie smużyste wygaszanie oraz rozpad większych osobników na agregat drobniejszych ziarenek ostrokrawędzisto się zazębiających. Oligoklaz ma często budowę pasową. Jądro o zawartości około 14—19% anortytu, silnie zmętniałe i zwykle obficie przetkane łusieczkami serycytu, otoczone jest czystą i kwaśniejszą obwódką, stojącą na pograniczu albitu i oligoklazu, a niekiedy przechodzącą w czysty albit. Czasami ziarno oligoklazu jest obrośnięte skaleniem alkalicznym.

W skale obecne są drobne ilości granatu w ksenomorficznych ziarnach, zatokowo niekiedy powyżeranych. Proces resorpcji granatu może posunąć się tak daleko, że z dużego jego ziarna pozostaje wąski pierścień, a środek wypełnia zespół ziarn plagioklazu i blaszek biotyту.

Drobniej ziarnista odmiana jest wyraźnie gnejsowata w następstwie kierunkowego układania się blaszek biotyту. W odmianie tej biotyt stanowi prawie jedyny łyszczyk, muskowit jest bowiem obecny tylko w bardzo drobnych ilościach. Blaszkі biotyту zupełnie świeże, o normalnym czerwono-brunatnym pleochroizmie, są obficie upstrzone polami pleochroicznymi z dostrzegalnymi tu i ówdzie w środku drobnymi cyrkonami. Skała zawiera jeszcze więcej niż poprzednie skalenia potasowego o równie pięknej kratce mikroklinowej i użyłkowaniu pertytowym.

W łomie na zboczu Moszny (p. 8 na fig. 1) prześledzić można kontakt granitu z gnejsami. Granit jest średnioziarnisty, nieco ciemniejszy, a zarazem bogatszy w biotyt niż skały uprzednio opisane; na kontakcie staje się nieco smużysty i plamisty w następstwie skupiania się blaszek biotyту w plamki wyciągnięte w przybliżeniu równolegle do kontaktu. Gnejs na kontakcie jest ciemnopopielaty, drobnoziarnisty i ma dość słabo zaznaczoną laminację. Sam kontakt jest ostry i wyraźny. Granit niewiele różni się swym składem od skał wyżej

opisanych. Muskowit ustępuje ilościowo biotytowi, przy czym obserwujemy tutaj podobnie do opisanych wyżej sitowe przerosty jasnych składników. Akcesorycznym składnikiem jest granat w ziarnach zaokrąglonych lub też zatokowo powyżeranych przez jasne składniki. Szlif wykonany z samego kontaktu pozwala stwierdzić, że istotną różnicę pomiędzy partią granitową a gnejssem stanowi pojawienie się w pierwszej poważniejszych ilości skalenia potasowego w postaci poikiloblastów pertytu, na którym widać często mikroklinową kratkę bliźniaczą.

Ilościowy skład mineralny granitów podaje następująca tabela:

	1	2	3
	% % obj.		
Kwarc	34,7	38,0	35,4
Oligoklaz	40,7	36,4	33,2
Skaleń potasowy	13,8	18,0	25,6
Biotyt	7,4	2,8	4,8
Muskowit	3,3	4,7	0,9
Granat	0,1		
Pozostałe (cyrkon, tlenki żelaza)	ślady	0,1	0,1

1 — granit grubiej ziarnisty; 2 — granit gnejsowaty (oba z Walimia; punkt 9 na fig. 1); 3 — granit z łomu na zboczu góry Moszna (punkt 8 na fig. 1)

C. PRÓBA OGÓLNEJ CHARAKTERYSTYKI PETROLOGICZNEJ KOMPLEKSU GNEJSOWEGO

Na podstawie przytoczonych opisów oraz zestawionego na załączonej tabeli ilościowego składu mineralnego studiowanych skał można nakreślić ich zbiorową charakterystykę petrograficzną (patrz tab. 1).

Paragnejsy składają się zasadniczo z kombinacji: kwarc — kwaśny oligoklaz — biotyt. Wykazują one pewne wahania w proporcjach tych składników, przy czym kwarc zawsze wysuwa się na plan pierwszy. Wskazuje to na poważny jego udział w pierwotnej serii osadowej. Droбноziarniste gnejsy niemigmatyczne oraz gnejsy fibrolitowe są przy tym bogatsze w kwarc niż gnejsy migmatyczne. Charakterystycznym składnikiem całej formacji paragnejsów jest granat o charakterze minerału relikтового. Skaleń potasowy obecny jest w paragnejsach w ilościach znikomych, przy czym ubogie są weń nie tylko gnejsy droбноziarniste, lecz również jasne żyłki gnejsów warstewkowych oraz ptygmaticznie pofałdowane żyłki gnejsów migmatycznych. Do wyjątków należą lokalne nagromadzenia się skalenia w nieco większych ilościach, jak np. w odmianie opisanej na str. 239.

Również muskowit jest najczęściej podrzędnym składnikiem paragnejsów. Pojawia się on nieco obficie tylko w grubiej ziarnistych odmianach i w wy-

Tabela 1

Porównanie składu mineralnego paragnejsów i granitów w % obj.

	PARAGNEJSY													GRANITY				
	Obszar południowy					Obszar północny								Obszar połudn.		Obszar północny		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Kwarc	55,8	57,5	51,8	48,1	47,7	31,4	44,0	47,8	69,4	55,9	76,4	37,8	52,8	34,5	34,3	34,7	38,0	35,4
Oligoklaz	29,9	29,5	33,9	39,4	24,0	32,0	9,8	30,1	28,8	30,5	4,0	32,8	30,5	37,4	47,1	40,7	36,4	33,2
Skaleń potas.	0,1	0,1	0,2	—	—	0,2	0,7	1,2	0,7	7,5	0,1	2,5	1,2	19,9	11,1	13,8	18,0	25,6
Biotyt	13,2	11,8	12,8	11,6	14,6	26,3	20,1	17,1	0,4	2,2	9,5	23,0	14,8	4,8	0,1	7,4	2,8	4,8
Muskowit	śl.	—	0,5	0,4	12,4	1,2	0,8	0,7	0,5	0,7	2,2	3,5	0,4	3,3	5,3	3,3	4,7	0,9
Fibrolit	—	—	—	—	—	8,2	24,3	2,7	—	—	7,2	—	—	—	—	—	—	—
Apatyt	0,2	0,3	0,5	0,3	0,4	śl.	—	—	—	3,2	—	—	—	0,1	0,1	—	—	—
Granat	0,5	0,4	0,2	śl.	0,7	0,6	0,2	0,1	—	—	—	—	0,1	—	1,1	0,1	śl.	0,1
Pozostałe	0,3	0,4	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	0,3	0,2	—	0,6	0,4	0,2	—	0,9*	—	0,1	—

* turmalin = 0,8

- | | | | |
|--|---|--|----------------------------------|
| 1 — paragnejs drobnoziarnisty | 5 — gnejs migmatyczny grubiej ziarnisty | 10 — gnejs mieszany (partia bogata w apatyt) | 14 — granit |
| 2 — paragnejs drobnoziarnisty laminowany | 6 — gnejs ziarnisty | 11 — gnejs mieszany (partia bogata w fibrolit) | 15 — granit apłitowy (cukrowaty) |
| 3 — paragnejs drobnoziarnisty sfałdowany | 7 — gnejs grubiej ziarnisty | 12 — gnejs mieszany (partia biotytowa) | 16 — granit grubiej ziarnisty |
| 4 — gnejs migmatyczny drobnoziarnisty | 8 — gnejs migmatyczny | 13 — gnejs ziarnisty | 17 — granit gnejsowaty |
| | 9 — gnejs mieszany (partia jasna) | | 18 — granit |

Uwaga: Próbkę 1—5, 14 i 15 pochodzą z odkrywki w dolinie potoczku Pijanica (punkt 1 na fig.1), próbki 6—12 — ze sztolni na wschodnim zboczu góry Włodarz (punkt 10 na fig. 1), próbki 13,16 i 17 — z odkrywki w Walimiu (punkt 9 na fig. 1), próbka 18 — z łomu na zboczu góry Moszna (punkt 8 na fig. 1)

jątkowych tylko przypadkach dorównuje ilościowo biotytowi. Właściwy jest mu mały kąt osi optycznych, co zbliża go do typu fengitu. Warto podkreślić, że również jasny łyszczyk granitów i ortognejsów odznacza się podobnie małym kątem osi optycznych, wobec czego cecha ta wydaje się być właściwą całej formacji metamorficznej bloku Gór Sowich i ma zapewne znaczenie regionalne.

Obok tych wspólnych cech paragnejsów obszaru południowego i północnego zarysowują się między nimi pewne różnice. Najbardziej istotną jest obecność w paragnejsach obszaru północnego sylimanitu, wykształconego jako fibrolit. Spotyka się go niemal we wszystkich odmianach tego obszaru, a szczególnie charakterystyczny jest on dla gnejsów fibrolitowych.

Dalszą interesującą różnicę stanowi występowanie w gnejsach obszaru północnego reliktyw dystenu. Mineral ten nie jest w równowadze z obecnym facjalnym wykształceniem mineralnym gnejsów i ulega częściowemu przeobrażeniu w muskowit. W gnejsach obszaru południowego dysten jest w ogóle nieobecny, a fibrolit zauważono jedynie w silnie sfałdowanym gnejsie opisanym na str. 225.

Gnejsy obszaru południowego wykazują natomiast wyraźniejsze ślady tektonicznego zaangażowania w jakimś późniejszym od ich powstania etapie. Odzwierciedla się to w silniejszym stopniu falistego wygaszania światła w kwarcu i w częstszym podziale jego ziarn na mozaikowy agregat oraz w wykształceniu się odmian silnie sfałdowanych. W związku z tymi tektonicznymi zakłóceniami pozostają też zapewne metascmatyczne infiltracje węglanów i epigenetyczne żyłki skalenia potasowego. Zarazem plagioklasy są tu zazwyczaj silniej zmętniałe, a biotyt częściej ulega chlorytyzacji.

Żyły granitowe różnią się od paragnejsów obecnością poważnych ilości skalenia potasowego, wahających się od kilkunastu do dwudziestu kilku procent; widoczna często u skalenia potasowego wyraźna struktura kratkowa określano niedwuznacznie jako mikroklin. Żyły te są natomiast uboższe w kwarc i biotyt, a bogatsze zazwyczaj w muskowit, który zwykle dorównuje ilością biotytowi, niekiedy nawet nad nim góruje. Plagioklaz właściwych granitów ma skład podobny jak plagioklaz paragnejsów różniąc się odeń jedynie obecnością albitowej obwódki. Kwaśniejsze natomiast są plagioklasy odmian aplitowych (albit — oligoklaz). Granat aplitów nie ma, w przeciwieństwie do granatu paragnejsów, charakteru reliktywnego i odznacza się najczęściej pełnym automorfizmem. Można podejrzewać, że różni się on też składem chemicznym. Natomiast granat pojawiający się niekiedy we właściwych granitach ulega czasami, podobnie jak granat paragnejsów, poważnej resorpcji.

Ortognejsy są najczęściej grubiej ziarniste niż paragnejsy, przy czym obok odmian szarych pojawiają się odmiany o zabarwieniu czerwonym, nie spotykanym wśród paragnejsów. Podobnie jak granity, ortognejsy odróżniają

się od paragnejsów znacznymi ilościami mikroklinu, który niekiedy nawet przeważa nad plagioklazem. Ten ostatni jest zawsze kwaśniejszy niż w paragnejsach.

Spróbujmy obecnie na tle naszkicowanej charakterystyki porównawczej sprecyzować, w jakim stopniu studium niniejsze pozwala na wyjaśnienie problemu migmatyzacji kompleksu paragnejsów oraz na określenie stosunku do nich żył granitowych.

Zarówno paragnejsy jak i towarzyszące im żyły granitowe zaliczyć należy w obecnym ich wykształceniu do facji amfibolitowej według Eskoli. Z drugiej jednakże strony można wątpić, czy obecny stan wykształcenia paragnejsów w facji amfibolitowej był im pierwotnie właściwy. W paragnejsach pojawia się bowiem sylimanit obok relikтового granatu, a sporadycznie również reliktowy dysten. Kombinacja sylimanit — granat (almandyn) jest właściwa subfacji sylimanitowo-almandynowej, wyodrębnionej przez Turnera w obrębie facji amfibolitowej. Można przeto przypuszczać, że subfacja ta poprzedzała obecną właściwą fację amfibolitową paragnejsów. Opierając się nadto na obecności relikatów dystenu można by posunąć się jeszcze dalej i założyć, że pierwotną facją paragnejsów była facja granulitowa. Przy takim założeniu schemat retrogresywnej przemiany metamorficznej kompleksu paragnejsów rysowałby się jak następuje:

facja granulitowa—subfacja sylimanitowo-almandynowa—facja amfibolitowa

Uzyskanie dowodów dla potwierdzenia słuszności tak przyjętego schematu nie jest jednak możliwe na drodze metod mikroskopowych. Koniecznym by tu było określenie składu chemicznego wyodrębnionego z gnejsów granatu. W przypadku słuszności powyższej hipotezy winien by on odbiegać swym składem chemicznym od czystego almandynu i zawierać poważniejszy procent drobiny pyropu i grossularu, co jest cechą charakterystyczną granatów granulitowych.

Proces anatektyczny, który doprowadził do obecnego migmatycznego wykształcenia paragnejsów, dotknął je już po przejściu ich we właściwą fację amfibolitową. Brak jakiegokolwiek istotnego zróżnicowania mineralnego pomiędzy poszczególnymi strukturalnymi odmianami gnejsów nie pozwala na definitywne ustalenie przebiegu tego procesu anatektycznego. Należy jednak przypuszczać, że proces ten nie był połączony z dopływem nowych składników do ulegającego migmatyzacji kompleksu paragnejsowego. W przeciwnym bowiem przypadku należałoby się spodziewać wyraźniejszego zróżnicowania w składzie mineralnym drobnoziarnistych paragnejsów niemigmatycznych oraz gnejsów migmatycznych. W szczególności winno by ono odbić się w składzie jasnych warstewek i żyłek ptygmaticznie pofałdowanych, o ile były one wynikiem iniekcji świeżej porcji magmy w kompleks para-

gnejsów. Na podstawie obserwacji mikroskopowych widzimy jednak, że takiego zróżnicowania nie ma.

Opierając się na powyższych rozważaniach możemy założyć, że materiał jasnych warstewek i żyłek pochodzi z upłynnienia łatwiej topliwych składników samych paragnejsów. Wykształcenie różnych odmian strukturalnych byłoby przeto wywołane różnym nasileniem anatektycznego upłynniania. Paragnejsów drobnoziarnistych nie dotknęło ono wcale, bardziej gruboziarniste odmiany gnejsów migmatycznych doznały zapewne tylko rekryсталizacji, silnie natomiast zaznaczyło się ono u gnejsów z ptygmatycznym żyłkowaniem. Warstewkowe odmiany gnejsów doznawały przy stopniowym upłynnianiu coraz to większego zatarcia i rozmycia warstwowania, co w efekcie końcowym doprowadziło do powstania ziarnistych i bezkierunkowych migmatycznych tonalitów, reprezentujących największe nasilenie procesu anatektycznego. Drobne ilości skalenia potasowego, obecne w gnejsach migmatycznych, ukryte były zapewne uprzednio w oligoklazie, po części jako antypertytowe odmieszania. W czasie postępującego procesu upłynniania zostały one następnie najwcześniej uruchomione i wypełniły zakątki między pozostałymi minerałami.

Wyniki przeprowadzonych badań nie dostarczyły również dostatecznych podstaw do ustalenia stosunku żył granitowych do paragnejsów. Opierając się na wyraźnej różnicy w składzie mineralnym paragnejsów i granitów, wyrażającej się przede wszystkim poważnym udziałem skalenia potasowego w tych ostatnich, można przypuścić, że granity nie są produktem miejscowego upłynniania się pewnych partii kompleksu gnejsów, lecz że intrudowały weń w jakiejś odrębnej fazie. Na temat pochodzenia dostarczającej ich magmy nie można obecnie nic konkretnego powiedzieć. Może to być magma juwenilna, nie pozostająca w żadnym związku z samym kompleksem i obca mu genetycznie, lecz również może ona pochodzić z głębszych horyzontów ultrametamorfozy, w których cały kompleks gnejsów uległ upłynnieniu, wysyłając ku położonym wyżej i częściowo tylko anatektycznie przerobionym partiom swe bardziej ruchliwe składniki.

Wyjściowy dla paragnejsów materiał osadowy musiał być piaszczysto-ilasty, ubogi w wapno, gdyż w przeciwnym przypadku w składzie mineralnym gnejsów pojawiłby się amfibol lub bardziej wapienny plagioklaz. Obecność sylimanitu w gnejsach obszaru północnego wskazuje na nadmiar glinki w tym osadzie. Brak tego minerału w gnejsach obszaru południowego wynika zapewne z różnicy w składzie pierwotnego osadu, który w tym przypadku musiał być w glinę uboższy. O lokalnych zmianach składu pierwotnego osadu świadczy występowanie bogatych w kwarc i w sylimanit gnejsów fibrolitowych, powstałych z partii osadów silnie piaszczystych i szczególnie ubogich w alkalia i wapno.

Jak wynika z przytoczonych powyżej rozważań, nie podobna obecnie, drogą

przeprowadzonych przez autora studiów mikroskopowych, ustalić dokładniej ewolucji metamorficznej kompleksu gnejsowego Sowich Gór i uchwycić poszczególnych jej etapów. Stoi temu na przeszkodzie wielka monotonia i prostota składu mineralnego studiowanych skał, w którym poszczególne etapy polimetamorfozy kompleksu gnejsowego nie zostawiły wyraźnych śladów.

Fakt ten skłonił autora do zajęcia się w dalszym etapie jego studiów amfibolitami i skałami pokrewnymi. Skały te są o wiele bardziej zróżnicowane pod względem wykształcenia mineralnego i strukturalnego niż gnejsy. Są one przy tym bardziej wrażliwe na wywołane procesami metamorficznymi zmiany warunków fizyczno-chemicznych i reagują na nie wyraźniejszymi zmianami składu mineralnego. Stąd też grupie tej właściwe jest większe urozmaicenie składu mineralnego, wyrażające się występowaniem kilku odmian amfiboli, pierwotnych i wtórnych, pojawianiem się niekiedy piroksenu, wreszcie — większą różnorodnością minerałów akcesorycznych (granat, tytanit, rutyl). Skały te wykazują nadto różnorodne wykształcenie strukturalne, z wyraźnymi objawami wzajemnej reakcji pomiędzy poszczególnymi składnikami mineralnymi, przy czym niektóre z tych składników mają charakter reliktowy. Dlatego też należało się spodziewać, że studium petrologiczne skał amfibolowych bloku Gór Sowich pozwoli łatwiej uchwycić niektóre przynajmniej etapy przemian metamorficznych, gdyż w tych skałach przemiany te mają największą szansę pozostawienia wyraźniejszych po sobie śladów. Studium takie jest tematem drugiej części niniejszej pracy.

Część II

Amfibolity i inne wtrącenia w kompleksie gnejsów

Badania skał tej kategorii objęły znacznie szerszy obszar, niż obszar gnejsów studiowanych w części pierwszej, rozpościerając się na okolice Dzieńmorowic, Zagórza Śląskiego, Nieganowa, Bystrzycy Górnej i Jedlinki na arkuszu Jedlina-Zdrój oraz na okolice Pogorzałej na arkuszu Świdnica (patrz fig. 2). Oprócz amfibolitów właściwych uwzględnione zostały skały amfibolowo-piroksenowe, serpentynity i granulity. Brak w większości przypadków naturalnych odsłonień zmusił autora do korzystania w znacznej mierze z luźnych okazów znalezionych na drogach lub po polach, czy też na stokach wzgórz. Wyjątek stanowiły: łom w amfibolicie koło Nieganowa oraz odsłonięcia w okolicy Bystrzycy Górnej.

A. OPISY SZCZEGÓŁOWE

Petrograficzne studium skał amfibolowych pozwoliło na wyróżnienie kilku odrębnych grup, które opisane będą w porządku następującym: 1° paraamfibolity, 2° amfibolity granatowe o strukturach diablastycznych, 3° amfibolity

granoblastyczne, 4° skały piroksenowo-amfibolowe, 5° serpentynity. Na końcu opisane będą również granulity, które nie należą wprawdzie petrograficznie do skał amfibolowych, jednakże w terenie są zawsze z nimi stowarzyszone i przypuszczalnie pozostają z nimi w bliższym petrogenetycznym związku.

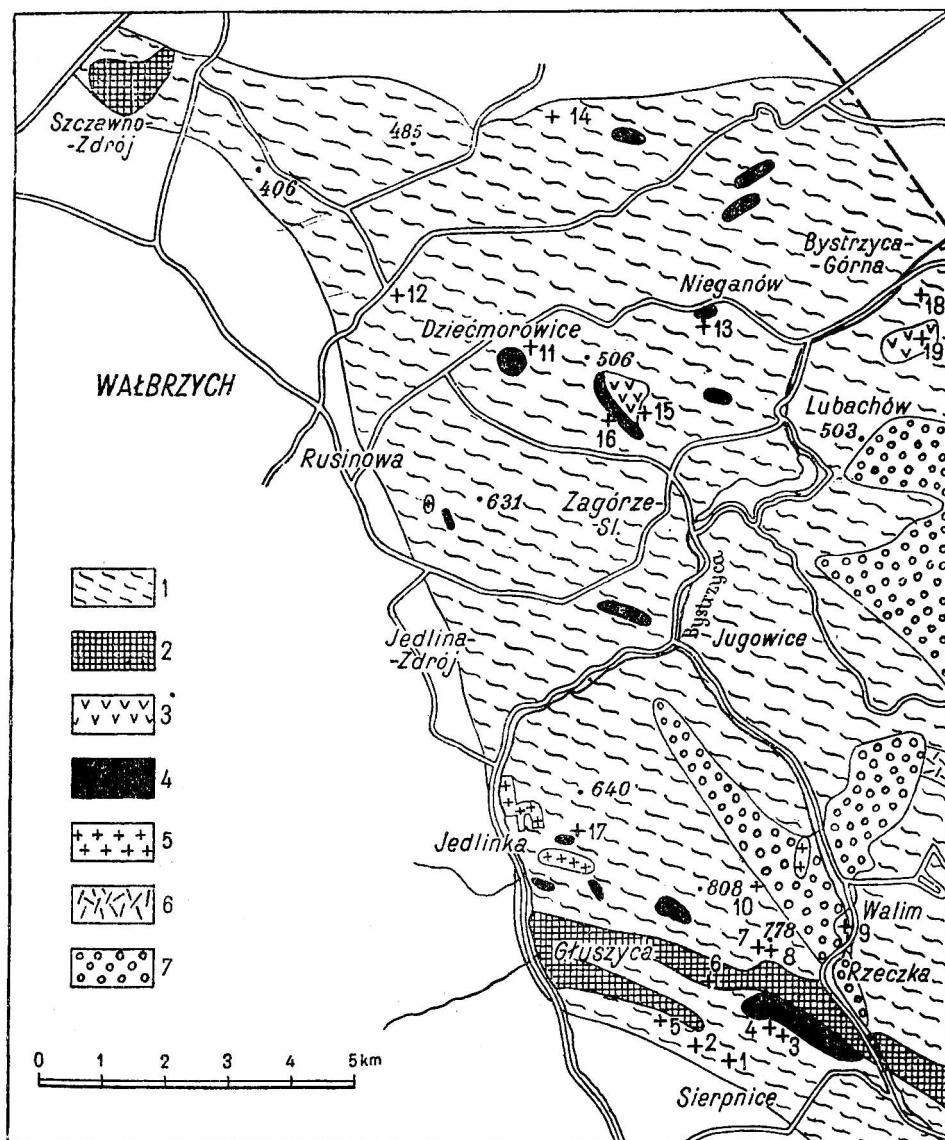


Fig. 2

Mapka przeglądowa północno-zachodniej części bloku Góry Sowie

1 paragnejsy i gnejsy migmatyczne, 2 ortognejsy, 3 granulity, 4 amfibolity, serpentynity i skały piroksenowo-amfibolowe, 5 porfiry, 6 hiperyt, 7. kumł

1. *Paraamfibolity*

Wśród gnejsów migmatycznych odsłonięcia przy sztolniach na południowym krańcu Walimia (punkt 9 na fig. 1) spotykamy czarne, zwarte i bardzo drobnoziarniste skały, w których składzie bierze dominujący udział brunatno-oliwkowa hornblenda, w towarzystwie czerwono-brunatnego biotytu i podrzędniejszych ilości plagioklazu i kwarcu. Możemy przy tym wyróżnić dwie odmiany: nieco grubiej ziarnistą, zawierającą granat, i zupełnie afanitową, wyraźnie łupkowatą, pozbawioną granatu.

Odmiana pierwsza megaskopowo ma wygląd skały masywnej, pozbawionej laminacji. W mikroskopie jednak zaznacza się dość wyraźnie pewna kierunkowość tekstury. Wyraża się ona tendencją poszczególnych słupków hornblendy do układania się w przybliżeniu równolegle, chociaż nigdy nie tworzą one dłuższych i zwartych pasemek lub warstewek. Hornblenda ma najczęściej postać ksenomorficznych porfiroblastów o bardzo zmiennych rozmiarach. Należy ona do odmiany zwyczajnej, o kącie z/γ równym około 17° i dwójłomności równej 0,027. Pleochroizm jej waha się od barwy zielonkawo-żółto-brunatnej (dla γ i β) do słomkowo-żółtej (dla α).

Towarzyszący hornblendzie biotyt tkwi najczęściej wśród skupień jej ziarn przyrastając do nich niekiedy w sposób krystalograficznie zorientowany: (001) biotytu $\parallel$ do (110) hornblendy.

Plagioklaz jest zupełnie świeży i czysty tworząc najczęściej drobne i zaokrąglone, przeważnie niezblźniazzone ziarenka, rzadziej nieco większe tabliczki z dostrzegalnymi prążkami zbliźniaczeń albitowych, a czasami też peryklinowych. Ma on wyraźną budowę pasową z typową dla skał metamorficznych inwersją pasów. Jądro zawiera 24—27% anortytu, w obwódce udział jego wzrasta do około 40%, a niekiedy dochodzi nawet do 50%. W środku niektórych ziarn plagioklazu zauważyć można relikty jakiejś starszej jego generacji. Zachowały się one w bardzo drobnych, zmętniałych fragmentach, trudnych do bliższego określenia. Odnaczają się one bardzo małymi kątami znikania światła oraz niższymi, niż otaczający je plagioklaz, współczynnikami załamania, co pozwala przypuszczać, że należą one do kwaśnego oligoklazu.

Granat pojawia się w dużych najczęściej porfiroblastach, wykształconych w dość osobliwy sposób. Rzadko kiedy są one zaokrąglone, najczęściej mają kształty nieprawidłowe i rozczłonkowane o zawiłych konturach. Niekiedy od jądra porfiroblastu granatu odgałęziają się wydłużone odnogi lub drobne wypustki. Ziarna granatu są sitowo poprzetykane drobnymi fragmentami kwarcu i skalenia, a czasami zamykają w sobie większe, również nieprawidłowo ukształtowane partie jasnych składników, wśród których często widoczne są skupienia tlenków żelaza. Sporadycznie trafiają się w granacie blaszki biotytu, natomiast, rzecz szczególna, nie ma w nich nigdy kryształ-

ków hornblendy. Stosunek tych dwu minerałów jest osobliwy: unikają one wzajemnego kontaktu. Porfiroblasty granatu otoczone są zawsze wąskim pierścieniem ziarn jasnych składników, a dopiero nieco dalej pojawia się hornblenda. W pobliżu ziarn granatu pojawiają się niejednokrotnie drobne i automorficzne kryształki hornblendy, czasami jednak są one właśnie od strony zwróconej ku granatowi pozbawione prawidłowych ograniczeń ścianami, tak jak gdyby uległy wyżarciu.

Charakterystycznym minerałem akcesorycznym jest tytanit w drobnych soczewkowatych ziarenkach; obok niego obecne są grudki tlenków żelaza i nieliczne malutkie pałeczki apatytu. Ilościowy skład mineralny skały w % obj. podany jest poniżej:

Kwarc	10,3
Plagioklaz	29,2
Hornblenda	41,3
Biotyt	14,5
Granat	1,8
Tlenki żelaza	1,7
Tytanit	0,9
Apatyt	0,3
	100,0

Odmiana łupkowata amfibolitu z Walimia jest skałą zupełnie afanitową. W mikroskopie kierunkowa tekstura widoczna jest doskonale dzięki równoległemu ułożeniu cieniutkich blaszek biotytu oraz słupków hornblendy. Dostrzega się zarazem pewne warstwowanie w składzie mineralnym skały, istnieją bowiem naprzemianlegle powtarzające się warstewki bogate w hornblendę, zubożałe zaś w biotyt i jasne składniki, oraz cieńsze od nich warstewki złożone z biotytu, plagioklazu i kwarcu przy zupełnym prawie zaniku hornblendy. Skała w odróżnieniu od opisanej poprzednio nie zawiera granatu i tytanitu, pozostałe składniki są natomiast te same, różniąc się jedynie znacznie drobniejszymi rozmiarami swych ziarn.

2. *Amfibolity granatowe o wykształceniu diablastycznym*

Ten typ amfibolitów spotykany jest w postaci luźnych bloków w kilku punktach okolic wsi Dzieńmorowice (fig. 2, punkty 11 i 12). Są to skały szaropielate, zwarte, niekiedy nieco plamiste, w których dostrzec można drobnutkie ziarenka czerwono-różowego granatu oraz oddzielne skupienia ciemnych minerałów, wśród których połyskują miejscami drobne słupki hornblendy. Jasne składniki są megaskopowo nierozpoznawalne.

W mikroskopie stwierdzić możemy, że dominującym minerałem tych skał jest hornblenda występująca w dwojakiej postaci: w większych krystaloblastach oraz jako agregat drobnutkich ziarn o diablastycznej strukturze.

Drugim ilościowo istotnym składnikiem jest granat, w dużych zazwyczaj porfiroblastach, przeobrażających się częściowo w hornblendę.

Udział jasnych składników—kwarcu i plagioklazu—w składzie mineralnym jest najczęściej znikomy i w niektórych tylko przypadkach pojawiają się one nieco obficie. Jako akcesoryczne występują tlenki żelaza, tkwiące z reguły w krystaloblastach hornblendy; miejscami tylko, i to nie we wszystkich skałach, spotykamy ziarna tytanitu i rutylu.

Hornblenda krystaloblastów reprezentowana jest przez dwie genetycznie z sobą związane odmiany: brunatną oraz bładozielonkawą lub zgoła bezbarwną, powstałą wtórnie z brunatnej. Proces przeobrażania się hornblendy brunatnej w zielonkawą widoczny jest niekiedy w tym samym ziarnie. Jądro jego stanowi odmiana brunatna, obwódkę — zielonkawą. Obie odmiany mają ten sam kąt $z/\gamma =$ około 16° . Pleochroizm świeżej, nieprzeobrażonej hornblendy brunatnej zmienia się od barwy żółtawo-brunatnej dla γ i β , do prawie bezbarwnej dla α . We wstępnych stadiach jej przeobrażania się w odmianę zielonkawą pleochroizm staje się słabszy przybierając odcienie żółtawo-zielonkawe. Wtórna hornblenda ma większą skalę zabarwień. Najczęściej są to różne odcienie bładozielone, rzadko wyraźnie zielonkawe, w innych przypadkach jest ona zupełnie bezbarwna. Dla takich zupełnie bezbarwnych odmian stwierdzono przy dużym kącie osi optycznych charakter dodatni oraz $z/\gamma = 18^\circ$.

Diablastyczny agregat złożony jest z drobniotkich ziarenek, najczęściej gęsto przy sobie skupionych; kształty tych ziarenek są rozmaite; niektóre z nich są zaokrąglone, inne wykształcone pałeczkowato lub nawet pręcikowo, jeszcze inne wygięte robaczkowato lub kształtów zupełnie nieprawidłowych, lecz nigdy kanciastych. Zupełnie pewna identyfikacja mineralna wszystkich ziarn tego agregatu nie jest możliwa. Stoi temu na przeszkodzie zbyt mały rozmiar poszczególnych osobników krystalicznych agregatu, uniemożliwiający pełne badania optyczne. Niektóre z ziarn agregatu z całą pewnością należą do hornblendy brunatnej lub zielonkawej, jak świadczy o tym ich pleochroizm. Inne są zupełnie bezbarwne i niepleochroiczne, tak że mogą być równie dobrze uważane za jakąś bezbarwną odmianę hornblendy, jak za piroksen. Część z nich wykazuje duże kąty między wektorem γ a kierunkiem osi z , u nieco zaś większych osobników spotkanych w jednej z badanych odmian stwierdzono przy średnim kącie osi optycznych charakter dodatni. Jest przeto najbardziej prawdopodobne, że w diablastycznym agregacie reprezentowane są zarówno hornblenda jak i jednoskośny diopsydowy piroksen. Ułożenie poszczególnych ziarenek diablastycznego agregatu jest miejscami zupełnie bezładne, gdzie indziej jednakże, zwłaszcza przy pręcikowym wykształceniu, poszczególne osobniki układają się równolegle lub nieco tylko promieniście i takie partie agregatu wygaszają światło jednolicie.

Granat ma charakter wybitnie reliktowy i ulega przeobrażeniu w horn-

blendę. Ziarna jego są zatokowo powyżerane; w zatoki te wnika diablastyczny agregat. Niekiedy większe ziarna granatu są rozczłonkowane na drobniejsze fragmenty, pomiędzy które wnika hornblenda. Czasami dookoła ziarn granatu tworzą się obwódki kelifitowe złożone z pręcików hornblendy.

Tlenki żelaza w postaci nieforemnych grudek tkwią zawsze w krystaloblastach hornblendy brunatnej.

Tytanit i rutyl występują często razem w tej samej skale, aczkolwiek nie we wszystkich odmianach są one obecne.

Poszczególne spotykane w okolicy Dzieńmorowic odmiany wykazują pewne różnice w stanie zachowania się pierwotnej brunatnej hornblendy, w stopniu przeistoczenia granatu i w sposobie wykształcenia się diablastycznego agregatu. Bardziej istotne różnice tych odmian można naszkicować jak następuje:

Odmiana pierwsza. — Krystaloblasty brunatnej hornblendy są stosunkowo nieliczne, przy czym proces jej przemiany w odmianę zielonkawą jest bardzo mało zaawansowany. Tylko nieliczne ziarna odmiany brunatnej są miejscami lekko zzieleniałe. Skala ta uboższa jest od innych odmian w granat. Proces jego zaniku zaznacza się zatokowym wyżarciem jego ziarn, które z reguły otoczone są kelifitową obwódką promieniście ułożonych drobnych pręcików hornblendy, przy czym bardzo często dookoła obwódek kelifitowych tworzy się druga obwódka, złożona z pręcikowo wykształconych ziarenek kwarcu, również promieniście ułożonych. Nie spotyka się natomiast rozpadu większych ziarn na drobniejsze fragmenty.

Diablastyczny agregat tworzy w tle skały zwarte plamy i pola, łączące się najczęściej ze sobą wydłużonymi pasmami lub wstęgami. Spośród skupień tego agregatu przezierają oddzielne, drobne plamki czysto kwarcowo-plagioklazowe. Oba te minerały stanowią ponadto tło skały. Ich ilościowy udział w składzie skały jest trudny do określenia wobec silnego krycia ich przez diablastyczny agregat. W składzie tego ostatniego bierze poważny udział hornblenda brunatna. Obok niej obecne są również osobniki bezbarwne i niepleochroiczne, przy czym niekiedy na granicy oddzielnych wysepek kwarcowych z diablastycznym agregatem zauważyć można lokalną rekrystalizację osobników diablastycznego agregatu na większe ziarenka, należące niewątpliwie do jednoskośnego piroksenu. Rutyl i tytanit są w tej odmianie obecne.

Odmiana druga. — Proces przeobrażania się pierwotnej hornblendy brunatnej we wtórną jest tu wyraźniej widoczny niż w odmianie pierwszej. Hornblenda wtórna jest najczęściej zielonkawa, lecz niekiedy bywa zupełnie bezbarwna.

Przeobrażenie granatu jest w tej skale znacznie dalej posunięte. Ziarna jego są silnie spękane, a powstałymi w ten sposób szczelinami wnika do

ich wnętrza drobnoziarnisty agregat hornblendy, dzielący je na fragmenty drobniejsze. Obok hornblendy szczeliny te wypełnia często jakaś jasno żółtawa, bliżej nieokreślona, masa. Być może, że jest to odmiana chlo-rytu, zawierająca Fe_2O_3 . Te produkty rozpadu tworzą w porfiroblastach granatu całą sieć, w której tkwią w kształcie oczek partie nie naruszone tym procesem.

Czasami jednakże w środku porfiroblastów granatu widoczne są krystaloblasty pierwotnej brunatnej hornblendy, oblane przez ziarno granatu. Sprawia to takie wrażenie, jak gdyby hornblendą ta była starsza od granatu. Obwódki kelfitowe dookoła granatu w tej odmianie utworzone są z większych i dobrze zindywidualizowanych, oddzielnych kryształków hornblendy zielonkawej.

Diablastyczny agregat, w którym uczestniczy odmiana zielonkawa, kryje silniej niż w odmianie poprzedniej jasne tło skały, którego składniki tylko tu i ówdzie przezierają zeń w drobnych plamkach. W niektórych miejscach przestrzenie pomiędzy oddzielnymi ziarnami granatów wypełnione są nieco bardziej gruboziarnistym agregatem zielonkawego amfibolu. Lokalnie w tle skały pojawia się substancja talkowa. Rutyl i tytanit są i tutaj obecne.

Odmiana trzecia. — Od innych odmian odróżnia ją poważny zanik hornblendy pierwotnej, która ma tutaj bledsze, cynamonowo-brunatne barwy pleochroiczne. Większość krystaloblastów hornblendy należy do odmiany wtórnej, bezbarwnej lub co najwyżej bardzo bladozielonkawej.

Dalszą szczególną cechą tej odmiany amfibolitu jest pojawienie się obok hornblendy niewielkich ilości pomarańczowo-rdzawego biotyту; blaszki jego tkwią najczęściej w hornblendzie.

Granat ma tylko niekiedy i to zwykle niezupełnie wykształcone obwódki kelfitowe, podobnie jak w odmianie poprzedniej grubiej krystaliczne. W odróżnieniu od odmian wyżej opisanych do wnętrza jego ziarn wnikają często większe krystaloblasty hornblendy. W niektórych partiach szlifu widać całe zespoły ściśle ze sobą graniczących porfiroblastów granatu i krystaloblastów hornblendy, bez jakiegokolwiek obwódki kelfitowej na wspólnej granicy.

Diablastyczny agregat, drobniej ziarnisty niż w odmianach poprzednich, kryje niemal całkowicie tło jasnych składników, których pojedyncze osobniki widoczne są jedynie pod silnym powiększeniem. Rutylu i tytanitu brak w tej odmianie.

Amfibolity granatowe o diablastycznej strukturze występują niekiedy wspólnie z gnejsami hornblendowymi, przy czym pomiędzy obu tymi typami skał stwierdzamy istnienie przejść. Można je dobrze prześledzić na materiale petrograficznym pochodzącym z płytkiego lecz dość długiego łomu, położonego koło kolonii Nieganów przy szosie z Bystrzycy Górnej do Wał-

brzycha (punkt 13 na fig.2). Już wstępne studium mikroskopowe tych skał, przeprowadzone przez autora, wykazało, że jest to interesujący zespół skał, noszący ślady kilku etapów metamorfozy. Szczegółowe ich opracowanie petrograficzne wykonane zostało przez J. Kornasia w Zakładzie Mineralogii i Petrografii Uniwersytetu Poznańskiego, w ramach pracy magisterskiej. Przedstawiona poniżej ich petrograficzna charakterystyka oparta jest na wynikach tej pracy oraz na własnych studiach autora.

Właściwe amfibolity różnią się od gnejsów hornblendowych drobniejszym ziarnem i ciemniejszą, czarno-zielonkawą barwą. W skład zespołu głównych tworzących je minerałów wchodzi; 1^o *kwarc* w ziarnach zmiennej wielkości, przy czym większe jego osobniki wygaszają często falisto; 2^o *plagioklaz*, albitowo, niekiedy nadto peryklinowo zbliżniaczony; o wyraźnej pasowej budowie, z jądrem andezynowym (32—40% An), z obwódką na pograniczu andezynu i labradoru (45—55% An), w czystych zazwyczaj tabliczkach, niekiedy tylko noszących ślady niezbyt zaawansowanego procesu serycytyzacji; 3^o *hornblenda* o pleochroizmie: γ = brunatna, β = oliwkowa, α = słomkowo-żółta, o dwójłomności od 0,025—0,027 i kącie $z/\gamma = 14 - 18^\circ$, obrzeżona czasami rąbkami wtórnej, prawie bezbarwnej i niepleochroicznej hornblendy, o nieco wyższej dwójłomności.

Składnikom tym towarzyszy zazwyczaj zmienna, lecz na ogół podrzędna ilość czerwono-brunatnego biotyту, którego blaszki są częściowo przeobrażone w zielonkawy, lekko pleochroiczny chloryt, o podnormalnych niebiesko-sinych lub fioletowych barwach interferencyjnych. Zupełnie wyjątkowo i w znikomych ilościach pojawia się ponadto muskowit.

Do charakterystycznych cech tych amfibolitów należy obecność reliktowego granatu, otoczonego mniej lub więcej wyraźnymi obwódkami kelifitowymi, oraz występowanie piroksenów. Te ostatnie mają dwojakiego rodzaju wykształcenie. Po pierwsze, spotykamy je w postaci zespołów drobnych, zaokrąglonych ziarenek, najczęściej gęsto przy sobie skupionych. Zespoły te układają się zazwyczaj w wydłużone smugi i sznureczki, ciągnące się równolegle przez cały szlif. Przeprowadzone przez J. Kornasia pomiary optyczne pozwoliły stwierdzić, że mamy tu do czynienia z diopsydem, o dwójłomności 0,024—0,028 i kącie $z/\gamma = 42 - 44^\circ$.

Drugi sposób wykształcenia piroksenów jest odmienny. Nie tworzą one w tym przypadku zaokrąglonych ziarenek, lecz drobniejsze znacznie osobniki, o najrozmaitszych kształtach ksenomorficznych. Najczęściej są to wydłużone pałeczki, proste lub robaczkowate czy haczykowato zagięte, niekiedy utwory soczewkowate lub soplówate, czasem o kształtach zupełnie nieprawidłowych. Dwójłomność ich jest znacznie niższa; często cechują się one prostym znikaniem światła, z ułożeniem wektora γ zgodnie z wydłużeniem, a więc mają cechy optyczne wskazujące na hipersten. Zdaniem J. Kornasia hipersten ten uczestniczy stale w budowie obwódek keli-

fitowych dookoła granatów. Późniejsze badania autora wskazują na to, że sprawa ta nie jest tak prosta, aczkolwiek istnieje niewątpliwy związek pomiędzy tworzeniem się hiperstenu a procesem kelifityzacji granatu. Związek ten prześledzić możemy w szlifach kilku różnych okazów amfibolitów.

W jednym z nich widać bardzo charakterystyczne rozmieszczenie diablastycznego hiperstenu. Tworzy on lokalne zagęszczenia większej liczby osobników, które jednakże nie przytykają do siebie, lecz są rozmieszczone oddzielnie i ułożone w różnych kierunkach. Ogólny zarys takiego skupienia jest najczęściej owalny, przy czym szczególnie często występują one w bliskości granatu. Ponadto dookoła ziarn granatu powstaje niekiedy wieniec złożony z pojedynczych kryształków piroksenu, promienisto ułożonych i stanowiących zaczątek obwódki kelifitowej. Na podkreślenie zasługuje fakt, że w tymże okazie amfibolitu hipersten tworzy czasami wrostki w plagioklazie.

W innym z okazów krótkie żerdki hiperstenu tworzą wyraźne obwódki dookoła granatów. Poszczególne osobniki hiperstenu są tutaj również od siebie oddzielone i wrastają od brzegów granatu w czyste tło jasnych składników. Zagęszczenie ich dookoła granatu jest tu wyraźniejsze niż w przypadku poprzednim. Na szeregu innych okazów śledzić możemy stopniowy rozwój obwódki kelifitowej. Szerokość jej dookoła granatów wzrasta, poszczególne składające się na nią robaczkowato powyginane osobniki zagęszczają się coraz bardziej krzyżując i przeplatając się w zawiły sposób. Zarazem tło, w które wrastają osobniki obwódki kelifitowej, staje się mętne i przybiera zabarwienie brudno żółtawe. Można zarazem stwierdzić, że ma ono wysoką dwójłomność, wskazującą na serycyt albo na talk. Identyfikacja mineralogiczna tworzących obwódkę kelifitową osobników jest tutaj trudniejsza i nie może być z całą ścisłością przeprowadzona. Większość z nich wykształcona jest w podobny robaczkowaty sposób jak hipersten w poprzednio opisywanych przypadkach i ma współczynniki załamania wyraźnie wyższe niż tło obwódki. Część tych osobników ma niewysokie barwy interferencyjne i niekiedy proste znikanie światła. Inne natomiast są silniej dwójłomne, a przy oświetleniu kondensorem zdradzają lekko oliwkowe zabarwienie. Wobec tego można uznać za prawdopodobne, że część przynajmniej osobników w obwódkach kelifitowych stanowi słabo zabarwiona hornblenda.

Ponadto w diablastyczny zespół produktów kelifityzacji granatu wplatają się niejednokrotnie blaszki biotyту, drobne osobniki hornblendy oraz łuseczki chlorytu. W niektórych skałach chloryt bierze poważny udział w budowie obwódki kelifitowej przeplatając się w diablastyczny sposób z jakimś minerałem o wysokiej dwójłomności, o niższych jednak niż chloryt współczynnikach załamania (serycyt, talk?). Ten chlorytowo-serycytowy czy też talkowy zespół stanowi ostatnie stadium wykształcenia się obwódek kelifitowych, widoczne w niektórych tylko amfibolitach. Niekiedy proces

rozpadu granatu jest tak daleko posunięty, że w środku diablastycznego zespołu produktów kelifityzacji pozostaje niewielki tylko fragment pierwotnego ziarna granatu, aż wreszcie w niektórych partiach skały pojawia się sam diablastyczny agregat tkwiąc w kształcie owalnych skupień w tle skały.

Wśród składników akcesorycznych pospolite są tlenki żelaza, tkwiące jako nieregularne gniazda w hornblendzie i w biotycie, drobne wprysnięcia pirytu, lokalne skupienia tytanitu, małe ziarenka cyrkonu i słupki apatytu; w jednym ze szlifów zauważył nadto autor pojedyncze ziarenko rutylu.

Gnejsy hornblendowe są zazwyczaj grubiej ziarniste i jaśniejsze. W składzie ich uderza przewaga jasnych składników nad hornblendą. Stopniowy wzrost ilości hornblendy daje szereg przejść do amfibolitów. Pomiędzy skrajnymi ogniwami gnejsów hornblendowych a amfibolitami zarysowują się następujące różnice: 1^o W gnejsach brak diablastycznego agregatu, wskutek czego w miejsce struktury diablastycznej pojawia się struktura granoblastyczna. Ich granaty nie mają nadto obwódki kelifitowych. Jednakże i tutaj są one wyraźnie reliktowe, co jest widoczne w nieprawidłowych kształtach ich ziarn i w zatokowym ich wyżarciu, a niekiedy w rozdrobnieniu większego ziarna na mniejsze fragmenty. 2^o Proces przemiany pierwotnej hornblendy brunatnej we wtórną odmianę bezbarwną jest w nich znacznie dalej posunięty. Hornblendą bezbarwną nie tylko obrasta częściej brunatną, ale w niektórych skałach tworzy osobne ziarna i zyskuje niekiedy ilościową przewagę nad brunatną. 3^o Gnejsy zawierają poważniejsze ilości biotytu, przy czym proces jego przemiany w chloryt jest tu znacznie dalej posunięty, tak że niekiedy blaszki biotytu są całkowicie w chloryt przeobrażone. 4^o Plagioklasy gnejsów, o składzie analogicznym jak w amfibolitach, są silniej zserycytyzowane, zwłaszcza w obrębie większych tabliczek.

Na zakończenie charakterystyki petrograficznej skał z łomu w Nieganowie nieco uwagi należy poświęcić *chlorytowi*. Jest on obecny w dwu odmianach: zielonkawej i pleochroicznej (γ = jasnozielone, α = bezbarwne), odznaczającej się pięknymi niebiesko-sinymi, granatowymi lub fioletowymi barwami interferencyjnymi i mającej ujemny charakter optyczny, oraz w odmianie bladezielonkawo-żółtawej, niepleochroicznej i pozbawionej subnormalnych barw interferencyjnych. Pierwsza odmiana (pennin) jest produktem rozkładu biotytu. Proces ten, zapoczątkowany w amfibolitach, przybiera szczególne nasilenie w gnejsach hornblendowych, w których pennin tworzy często piękne pseudomorfozy po biotycie, a w niektórych okazach całkowicie go zastępuje. Ponadto wypełnia on drobne szczeliny w granacie oraz tworzy epigenetyczne żyłki ciągnące się niekiedy przez cały szlif. Blade ubarwiona i niepleochroiczna, zapewne słabo żelazista, odmiana chlorytu powstaje przypuszczalnie z granatu, pojawia się bowiem przede wszystkim w jego

bezpośrednim sąsiedztwie, rzadziej rozszana jest w drobnych plamkach w tle skały. Chloryt ten nie tworzy nigdy żyłek czy infiltracji w szczeliny innych minerałów, ani też nie wykazuje żadnego genetycznego związku z biotytem.

Gnejsy hornblendowe wykształcone podobnie jak w Nieganowie spotykamy też koło wsi Pogorzała (p. 14 na fig. 2). W lesie, na prawym zboczu potoku płynącego ku N (ku wsi Witoszów Górny), pomiędzy wzgórzami Lipiną (Lindenberg, 466 m) a Mrowiną (Ameisenberg, 461 m) spotykamy piękne skałki gnejsów migmatycznych i warstewkowych. Około 50 m na N od skałek leży niewielki łomik w gnejsach hornblendowych, drobno- i średnio-ziarnistych. Skały te przypominają bardzo gnejsy uprzednio opisane. Struktura ich jest również granoblastyczna, a obok kwarcu i andezynu występują w nich: brunatno-oliwkowa hornblenda i czerwono-brunatny biotyt w zmiennych wzajemnych proporcjach. W niektórych skałach biotyt zyskuje przewagę nad hornblendą, w innych mamy stosunek odwrotny. Odmiany bogatsze w hornblendę stanowią przejście do właściwych amfibolitów. Reliktowy granat, o nieprawidłowych i wyżartych konturach, przetkany sitowo kwarcem, jest silnie spękany, a niekiedy rozpada się na kilka drobniejszych fragmentów. W spękaniu te i szczeliny wnika taki sam pennin o podnormalnych barwach interferencyjnych, jaki występuje w gnejsach okolic Nieganowa. Jest on tutaj również produktem chlorytyzacji biotyту.

3. Amfibolity o strukturze granoblastycznej

Obok amfibolitów o strukturze diablastycznej spotykamy w obrębie kompleksu gnejsowego Gór Sowich amfibolity o strukturze granoblastycznej. Głównym minerałem kolorowym jest w nich różnie ubarwiona hornblenda, biotyt obecny jest w podrzędnych ilościach, pirokseny zaś, podobnie jak granat, są spotykane tylko w niektórych typach skalnych.

Spośród opracowanych przez autora przedstawicieli tej grupy amfibolitów wyróżnia się jako osobny typ amfibolit z okolic wsi Zagórze Śląskie (punkt 16 na fig. 2). Na mikroskopowy obraz tej średnioziarnistej skały składa się granoblastyczna mozaika hornblendy, plagioklazu i kwarcu, w której tkwią ziarna granatu, piroksenu, tytanitu, piryту, tlenków żelaza, apatyту i sporadycznie się trafiające łuseczki biotyту i chlorytu.

Hornblenda, składnik ilościowo przeważający, należy do odmiany oliwkowo-brunatnej, o kącie $z/\gamma =$ około 17° . Duże jej kryształoblasty są zazwyczaj zupełnie niezmienione, w wyjątkowych tylko przypadkach lekko zielonkawo plamiste lub obrzeżone na swych zakończeniach rąbkami hornblendy zielonkawej. Tabliczki albitowo i peryklinowo zbliźniaczonego andezynu, z obwódką na pograniczu andezynu i labradoru (inwersyjna budowa pasowa) mają różny stopień świeżości. Jedne z nich są zupełnie czyste, inne silnie

zmętniałe w następstwie procesu serycytyzacji. Granat znajduje się w stanie daleko posuniętego rozkładu. Nieliczne jego ziarna są rozdrobnione na fragmenty i otoczone brudnawoszarą i silnie zmętniałą masą łuseczkowatą, o znacznej dwójłomności (talk?). Masa ta przetkana jest licznymi grudkami tlenków żelaza, drobnymi osobnikami hornblendy, o nieco intensywniejszym i bardziej oliwkowym ubarwieniu, oraz z rzadka drobnymi strzępkami biotyту. Miejscami widoczne są w niej nadto drobne plamki zielonkawego penninu, wnikające niekiedy wzdłuż spękań do ziarn granatu.

Charakterystyczną cechą opisywanej skały stanowi obecność nielicznych wprawdzie, lecz dość dużych ziarn piroksenu, o nieprawidłowych kształtach, niekiedy zatokowo powyżeranych, z wnikającą do ich wnętrza hornblendą. Są one mocno spękane i silnie zabrudzone bliżej nieokreślonymi, brudno żółtawo-brunatnymi produktami rozkładu, co uniemożliwia ściślejsze ich określenie. Na podstawie znacznej dwójłomności, ukośnego znikania światła względem rzadko tylko dostrzegalnych prawidłowych kierunków łupliwości, dodatniego charakteru optycznego oraz dość dużego kąta osi optycznych można jedynie mniemać, że mamy tu do czynienia z piroksenem jednoskośnym, zapewne zbliżonym do diopsydu. Poza tym skała zawiera liczne, soczewkowate najczęściej ziarenka tytanitu, niekiedy spotykane w pokazanych rozmiarach. Liczne są też dość duże, zwarte grudki piryту, tkwiące zazwyczaj w krystaloblastach hornblendy. Gdziekolwiek trafiają się szkieletowo wykształcone tlenki żelaza.

Augit diopsydowy pojawia się również w amfibolicie, znalezionym luźno na zboczu wzgórza 601,2 m na południe od Jedlinki (p. 17 na fig. 2). Jest to amfibolit zawierający granat, którego porfiroblasty, widoczne już gołym okiem, mają zazwyczaj nieprawidłowe kształty i są sitowo poprzetykane licznymi wrostkami kwarcu. Głównym, wyraźnie ilościowo przeważającym składnikiem jest brunatna hornblenda, o pleochroizmie: $\gamma = \beta =$ brunatna, $\alpha =$ słomkowo-żółta. Większe jej krystaloblasty wykazują w swym jądrze dla kierunku γ odcień nieco zielonkawy. Duże ziarna hornblendy są zazwyczaj ksenomorficzne, natomiast drobne jej kryształki wykazują niekiedy pełny automorfizm. W niektórych partiach skały pojawia się również druga, zielonkawa odmiana hornblendy, wykształcona w postaci pilśni drobnych słupków i igiełek.

Składniki jasne reprezentowane są przez ksenomorficzne ziarna kwarcu i tabliczki albitowo zbliźniaczonego andezynu o wyraźnej inwersyjnej budowie pasowej. Diopsyd tworzy zwarte agregaty, złożone z dużej liczby małych zaokrąglonych ziarenek.

Pozostałe amfibolity o granoblastycznej strukturze nie zawierają już piroksenu. Przeważają wśród nich odmiany odznaczające się bardzo bladym zabarwieniem hornblendy. Są one zazwyczaj pozbawione granatu lub weń ubogie, przy czym charakter tego minerału jest zawsze reliktowy.

Z minerałów tytanowych pospolity jest rutyl w drobnych, pojedynczo rozsianych ziarenkach, oblanych niekiedy dużymi grudkami tlenków żelaza, a więc powstałych niewątpliwie z rozkładu ilmenitu. W niektórych amfibolitach pojawia się tytanit, niekiedy w pokaźniejszych ilościach, tworząc lokalne gniazda złożone ze znacznej liczby soczewkowatych ziarenek. Biotyt obecny jest jedynie w ilościach zupełnie podrzędnych, niekiedy w towarzystwie muskowitu.

Dość pospolitym składnikiem jest ubogi w żelazo, bladozielonkawo-żółtawy, prawie bezbarwny i niepleochroiczny chloryt, o dodatnim charakterze i bliskim zeru kącie osi optycznych. Jako akcesoryczne spotykane są cyrkon i apatyt.

Amfibolity o strukturze granoblastycznej napotkać możemy zarówno w okolicach Dzieńmorowie (p. 11 na fig. 2), jak też na S od Jedlinki. Są one przeważnie średnio- i gruboziarniste, o plamistym wyglądzie wywołanym nierównomiernym rozmieszczeniem słupków hornblendy na tle jasnych składników. Z wyglądu są one podobne do gabra, przy czym kierunkowe ułożenie hornblendy nadaje często tym skałom smużystą lub łupkowatą teksturę. Kartujący geologowie niemieccy określili je mianem „amfibolitów gabrowych”.

Hornblenda jest tu zazwyczaj bardzo blado żółtawo-oliwkowa, a dla kierunku a — zupełnie bezbarwna. W niektórych amfibolitach jej duże, ksenomorficzne krystaloblasty, obficie poprzątkowane dość dużymi ziarnami jasnych minerałów, rozrzucone są w skałę bezładnie i pojedynczo.

W innych przypadkach hornblenda skupia się lokalnie w większe zwarte agregaty, złożone z bezładnie ułożonych ziarn mniej więcej równej wielkości, dając obraz struktury mozaikowej („Pflasterstruktur”). Czasami w amfibolitach o tej strukturze pojawia się nieco granatu, noszącego wyraźnie reliktowy charakter. Ziarna jego pozbawione są najczęściej prawidłowych konturów; od brzegów wnikają w nie kryształki hornblendy. Niekiedy zauważyć można, że z większych ziarn granatu pozostały tylko drobniotkie fragmenty, pogrążone w bardzo drobnokrystalicznej masie, złożonej z igiełek hornblendy i łuseczek jakiegoś blaszkowatego minerału, przypominającego talk czy serycyt. Przeobrażenie się granatu w ową masę jest niewątpliwie natury diaforycznej.

Inne amfibolity wykazują znaczne zróżnicowanie w wielkości ziarn hornblendy. Po części pojawia się ona w dużych, pojedynczych poikiloblastach, po części wykształcona jest w postaci drobnych słupków. Skupiają się one w zwarte agregaty, przy czym tworzące je osobniki hornblendy układają się zgodnie ze swym wydłużeniem. Poszczególne agregaty są wyciągnięte również w tym samym kierunku i przybierają postać soczewek, niekiedy przechodzących w bardziej wydłużone smugi, przez co tekstura kierunkowa jest bardzo dobitnie podkreślona. Tło jasnych składników złożone

jest z drobnoziarnistego zespołu kwarcu i silnie zmętniałego plagioklazu. W tle tym pojawiają się nadto sferolityczne skupienia łuseczek bardzo blado-żółtawo-zielonkawego chlorytu oraz smużki blaszek muskowitu.

Poniższa tabelka przytacza dla ilustracji składu mineralnego tych amfibolitów analizy planimetryczne dwu skał z okolic Jedlinki:

	% obj.	
	I	II
Kwarc	5,6	3,8
Plagioklaz	33,8	43,7
Hornblenda	59,2	49,8
Biotyt	0,5	—
Chloryt	0,6	2,2
Tlenki żelaza	0,2	0,5
Apatyt	0,1	—
	100,0	100,0

Niektóre amfibolity wykazują strukturę niejednorodną z lokalnymi przejściami od struktury granoblastycznej do nematoblastycznej, jak możemy to stwierdzić na przykładzie z okolic Dziećmorowic. Na czystym tle kwarcowo-andezynowej mozaiki rozsiane są dość drobne, szkieletowo wykształcone krystaloblasty hornblendy. W niektórych partiach szlifu jest ona lekko żółtawo-brunatna, w sąsiednich ziarna jej przybierają zabarwienie bladozielonkawe, przy czym miejscami obserwujemy przejście odmiany brunatnawej w zielonkawą. Ta ostatnia jest miejscami wyraźnie przeciętno wykształcona, dając niewielkie, owalne zazwyczaj skupienia silnie wydłużonych słupków i igiełek, ułożonych przeważnie równolegle, niekiedy nawzajem się krzyżujących.

W pewnych partiach szlifu obserwujemy nadto gęste i zbite skupienia drobnych łuseczek serycytu, w środku których tkwią drobne, pojedyncze kryształki zoizytu. Skała zawiera nieco rdzawego biotytu, drobne ilości blado zielonkawo-żółtego chlorytu, nieliczne małe ziarenka granatu i tu i ówdzie rozsiane ziarenka rutylu.

Wśród amfibolitów o granoblastycznej strukturze widoczne są niekiedy przejścia do gnejsów hornblendowych. Przykład takiego przejścia stanowią skały z doliny potoczku Pijanica pobrane nieco wyżej, niż opisane w pierwszej części pracy gnejsy (punkt 4 na fig. 1).

Ciemniejsza odmiana ziarnista jest amfibolitem, w którym pojedyncze krystaloblasty hornblendy rozrzucone są w skałe równomiernie, wykazując tendencję do równoległego układania swych słupków. Hornblenda ta ma zielonkawo-oliwkowy odcień (γ = zielonkawo-oliwkowa, β = zielonkawo-oliwkowo - brunatna, α = bladożółta $\beta > \gamma > \alpha$), dwójłomność 0,024

oraz kąt $z/\gamma = 13^\circ$. Drobne, o falistym wygaszaniu ziarna kwarcu, tabliczki lekko zmętniałego oligoklazu, reliktyowe, silnie zatokowo powyżerane ziarna granatu, dość licznie pojawiające się grudki tlenków żelaza oraz znikome ilości strzępków blaszek biotyту uzupełniają mikroskopowy obraz skały.

W szaropopielatej, smużystej odmianie widzimy stopniową przemianę amfibolitu w gnejs hornblendowy. Przemiana ta daje się dobrze prześledzić w szlifie. Pewne partie są jeszcze amfibolitem, w którym pojawiają się drobne tylko żyłki, złożone niemal wyłącznie z ziarn kwarcu. W innych jasne żyłki wyodrębniają się lepiej oddzielając grubsze warstewki zawierające hornblendę w ilości wyraźnie malejącej. W końcowym efekcie otrzymujemy gnejs hornblendowy, w którym naprzemianlegle powtarzają się jasne warstewki kwarcu oraz ciemniejsze, w skład których obok kwarcu i oligoklazu wchodzi również hornblenda. Zmianę ilościowego składu mineralnego przy tym procesie podaje poniższe zestawienie:

	% obj.		
	Amfibolit	Gnejs hornblendowy	
		I	II
Kwarc	10,2	25,5	39,6
Oligoklaz	36,7	42,4	42,4
Hornblenda	48,5	30,6	14,7
Biotyt	0,3	—	0,2
Chloryt	—	0,1	ślady
Granat	2,0	—	1,7
Tlenki żelaza	2,1	1,4	1,3
Apatyt	0,2	—	0,1
	100,0	100,0	100,0

Odmianą od wyżej opisanych jest skała z łomu na zboczu Moszny (p. 8 na fig. 1). Obok opisanych na str. 240 granitów występuje tam wśród gnejsów migmatycznych dochodząca do 70 cm miąższości soczewka jasnej, średnioziarnistej skały, w której gołym okiem dobrze są widoczne czarne i połyskliwe słupki hornblendy. W mikroskopie stwierdzić możemy, że jest to granoblastyczna skała o równym ziarnie, mająca wygląd skały magmowej. Dominującym minerałem jest zawierający około 42% anortytu andezyn, albitowo, a często również peryklinowo zbliźniaczony. Duże jego tabliczki, zwykle zupełnie czyste i czasami tylko lekko zserycytizowane, tworzą zazębiając się wzajemnie główne tło skały. W zakątkach między nimi z rzadka tylko widoczne są drobnutki i zaokrąglone ziarenka kwarcu.

Zielona hornblenda o wyraźnym pleochroizmie ($\gamma = \beta$ — ciemnozielone, α — słomkowo-żółte) i kącie $z/\gamma = 13^\circ$ rozrzucona jest w skale dość nieregularnie, w nielicznych ksenomorficznych krystaloblastach, i sprawia

wrażenie minerału wydzielonego później niż plagioklaz. Sporadycznie tylko i w niewielkim rozmiarze widoczny jest proces przeobrażania się jej w zielonkowy chloryt o niebiesko-sinich, anormalnych barwach interferencyjnych.

Biotyt dostrzegalny jest w skale jedynie w śladach tworząc najczęściej w sąsiedztwie hornblendy drobne, strzępiaste, po części przemienione w chloryt łuseczki.

Duże porfiroblasty granatu z rzadka tylko są w tle skały widoczne. Mają one nieprawidłowe, zatokowo powyżerane kontury i najczęściej otulone są krystaloblastami hornblendy.

Charakterystycznym minerałem akcesorycznym jest tytanit, rozsiany w licznych drobnitkach soczewkowatych ziarenkach. Tkwią one najczęściej w plagioklazie, rzadziej spostrzegamy je w hornblendzie, w której wywołują niekiedy dookoła siebie słabe pola pleochroiczne. Apatyt w dość dużych ziarnach, miejscami skupiających się po kilka, i widoczne tu i ówdzie drobne ziarenka cyrkonu stanowią pozostałe składniki akcesoryczne. Ilościowy skład mineralny w % obj. przedstawia się następująco:

Kwarc	0,7
Plagioklaz	89,8
Hornblenda	6,2
Granat	1,1
Tytanit	1,5
Apatyt	0,5
Chloryt	0,2
	100,0

Jak widać z powyższej tabelki, skała ta składem swym różni się znacznie od uprzednio opisanych. Zawiera ona nieduże ilości hornblendy, ubóstwo kwarcu nie pozwala jednak zaliczyć jej do grupy gnejsów hornblendowych. Biorąc pod uwagę jej magmowy wygląd najprościej uważać ją za jakiś leukodioryt. Nie można jednak wyłączyć takiej ewentualności, że jest to jakiś leukoamfibolit, w którym proces migmatyzacji zatarł pierwotną strukturę krystaloblastyczną.

4. Skały piroksenowo-amfibolowe

Wśród formacji krystalicznych Gór Sowich występują obok amfibolitów właściwych skały o nieco odmiennym wykształceniu mineralnym. Z wyglądu bywają one często podobne do amfibolitów i na geologicznych mapach niemieckiego obszaru Gór Sowich zostały do nich zaliczone. Jednakże już pobieżny ich przegląd mikroskopowy pozwala stwierdzić, że brak w nich zupełnie plagioklazu, a więc za amfibolity uważane być nie mogą. Ponieważ jedynymi głównymi minerałami tych skał są amfibole i jednoskośny piroksen, przeto autor wyodrębnił je w osobną grupę skał piroksenowo-amfibolowych.

Pojawienie się w niektórych przypadkach drobnych ilości plagioklazu i kwarcu stanowi przejście do właściwych amfibolitów. Wśród skał amfibolowo-piroksenowych występują często wkładki serpentynitów, a ponadto skały te zdają się być szczególnie związane z występowaniami granulitów na terenie bloku Gór Sowich.

Zmienność wykształcenia i składu mineralnego tych interesujących skał prześledzić można doskonale w odsłonięciach przy stacji kolejowej w Bystrzycy Górnej. Rzadkim w Górach Sowich szczęśliwym zbiegiem okoliczności mamy tu dobre odsłonięcia, po części naturalne, a po części sztuczne, ciągnące się na przestrzeni przeszło 300 m od mostu drogowego nad wkopem linii kolejowej ku południowi, początkowo w samym wkopie, a następnie w zboczach położonych tuż przy samej stacji kolejowej w Bystrzycy Górnej po stronie wschodniej (p. punkt 18 na fig. 2. Występowania tych skał nie zaznaczono na mapce, gdyż jest ono zbyt drobne).

Wygląd megaskopowy odsłaniających się tu skał jest zmienny, zarówno pod względem grubości ziarna jak i zabarwienia. Przeważnie są to skały czarne, ale zdarzają się również intensywnie zielone. Zazwyczaj są one wyraźnie złupkowane, z dość zmiennym biegiem i upadem; ogólnie bieg waha się pomiędzy N a NE, z upadem ku SE.

W kompleksie skał amfibolowo-piroksenowych występują parokrotnie wkładki serpentynitów, ponadto przecina go kilka żył pegmatytowych, dochodzących do 2 m miąższości. Składają się one z grubokrystalicznego zespołu skaleni i kwarcu bez udziału łyszczyków.

Przegląd skał występujących w odsłonięciach przy stacji kolejowej w Bystrzycy Górnej pozwala na wyróżnienie następujących bardziej typowych odmian:

a) *Czarne gruboziarniste skały piroksenowo-amfibolowe.* — Duże, czarniawo-brunatne kryształy tych minerałów są rozmieszczone bezładnie i miejscami pokryte czerwono-żółtym nalotem wodorotlenków żelaza. W mikroskopie możemy stwierdzić, że piroksen jest jednoskośny, bezbarwny i niepleochroiczny. Duże jego krystaloblasty o słupowym pokroju mają liczne wrostki grudek tlenków żelaza bądź to układających się zgodnie z kierunkiem łupliwości ich gospodarza, bądź też tworzących sznureczki ukośne względem łupliwości. Krystaloblasty piroksenu tworzą główną, gruboziarnistą masę skały. Towarzyszy im hornblenda, odgrywająca tu jednak podrzędną ilościowo rolę. Jest ona żółtawo-zielonkawa z prawie niedostrzegalnym pleochroizmem, optycznie neutralna. Krystaloblasty jej są ksenomorficzne w stosunku do piroksenu i wypełniają wolne przestrzenie między jego ziarnami. Oprócz gruboziarnistego zespołu piroksenowo-hornblendowego pojawia się miejscami w skale znacznie drobniej ziarnisty agregat, złożony z tych samych minerałów. W tym drobnoziarnistym agregacie hornblenda uzyskuje przewagę nad piroksenem.

b) *Czarne grubo- i średnioziarniste skały amfibolowe.* — Megaskopowo widoczne są jedynie silnie błyszczące kryształki hornblendy. Czasami są one równej w przybliżeniu wielkości, kiedy indziej w drobniej ziarnistym tle słupków hornblendy widoczne są duże jej krystaloblasty, dochodzące w przekroju do kilku cm^2 . Wreszcie trafiają się niekiedy partie złożone niemal wyłącznie z takich dużych krystaloblastów. Skały te wskutek nierównej ziarnistości są niezbyt zwarte i łatwo ulegają wietrzeniu. W mikroskopie przekonać się możemy, że skała ma skład prawie monomineralny. Jedynym bowiem niemal składnikiem jest zielonkawo-oliwkowa hornblenda, o pleochroizmie: γ — żółtawo-zielonkawa, β — brunatno-zielonkawa, α — jasno-żółtawa z zielonkawym odcieniem. Krystaloblasty tej hornblendy, o słupowym przekroju, zazębiają się wzajemnie, dając typowy obraz struktury mozaikowej (Pflasterstruktur). W zakątkach między nimi tkwią drobne ilości niedużych blaszek brunatnego biotyту.

c) *Zielonkawa, średnioziarnista skała amfibolowo-piroksenowa.* — Wy różnia się od poprzednich znacznie jaśniejszą, zieloną barwą. Utworzona jest z granoblastycznego zespołu ksenomorficznych i przeważnie zaokrąglonych ziarenek hornblendy i piroksenu, ściśle się zazębiających, co daje obraz typowej struktury mozaikowej, przy czym hornblenda przeważa ilościowo nad piroksenem. Zabarwienie jej jest bladozielone, pleochroizm niedostrzegalny. Kąt osi optycznych zbliża się do 90° ; u większości ziarn stwierdzić możemy ujemny charakter optyczny, chociaż zdarzają się i takie, które wykazują charakter dodatni. Piroksen jest zupełnie bezbarwny z kątem $2V_\gamma$ około 60° oraz kątem z/γ — 35° , a więc mniejszym niż u diopsydu, a zbliżonym do jadeitu. Może to być przeto diopsyd zawierający nieco drobiny jadeitowej, a więc zbliżony do omfacytu.

d) *Zielonkawa skała amfibolowa.* — Jasnozielona skała, silnie skliważowana, średnio- lub gruboziarnista, makroskopowo sprawiająca wrażenie monomineralnej. Mikroskopowe jej badanie potwierdza to przypuszczenie, składa się ona bowiem niemal całkowicie z bezbarwnego i niepleochroicznego amfibolu, bardzo podobnego do hornblendy skały poprzedniej. Kąt osi optycznych wynosi prawie 90° , charakter optyczny ujemny, kąt z/γ = 24° . Ziarna tego amfibolu są ksenomorficzne i niejednokrotnie zawierają liczne drobnutkie wrostki, słupkowate lub igielkowate, mające wyraźnie niższe od amfibolu współczynniki załamania. Ze względu na zbyt niskie rozmiary identyfikacja tych wrostków jest niemożliwa. Podkreślić jednak warto, że są one krystalograficznie zorientowane, układając się swym wydłużeniem zgodnie z kierunkiem osi krystalograficznej z amfibolu. W odróżnieniu od skał dotychczas opisywanych w skale tej pojawia się nieco brudnobrunatnej masy, przypuszczalnie złożonej z zanieczyszczonego talku. Tkwi ona w zakątkach pomiędzy krystaloblastami amfibolu.

e) *Czarna drobnoziarnista skała bogata w granat.* — Zwięzła skała, w której widoczne są gołym okiem słupki hornblendy i ziarenka granatu. Ten ostatni rozsiany jest bardzo nierównomiernie i wykazuje przy tym znaczną rozpiętość wielkości swych ziarn. W niektórych partiach jest on szczególnie zagęszczony, nadając skale swymi drobnymi, milimetrowej przeciętnie średnicy, czerwawymi ziarenkami specyficzny wygląd. W innych partiach ziarna jego są rzadziej rozsiane, osiągają zato nieco większe rozmiary, przekraczające wielkość ziarenek grochu. Są wreszcie takie, zazwyczaj nieco łupkowate partie skały, które są granatów zupełnie pozbawione. Zawierają one natomiast niekiedy obfite wprysnięcia kruszców.

Mikroskopowo stwierdzić możemy, że głównymi minerałami są: hornblenda, piroksen i granat. Ich stosunek ilościowy jest zmienny, jak uwidacznia tabelka analiz planimetrycznych²:

	% obj.	% obj.
	I	II
Hornblenda	10,6	38,5
Piroksen	20,6	17,8
Granat	31,3	24,5
Tło talkowe	35,2	14,6
Chloryt	0,7	0,2
Tlenki żelaza	1,6	4,4
	100,0	100,0

Hornblenda jest wyraźnie pleochroiczna, γ — intensywnie zielona, β — oliwkowa, α — bladożółta. Ksenomorficzne jej krystaloblasty wykazują znaczną zmienność swych rozmiarów, przy czym drobniejsze wyróżniają się nieco bardziej niebieskawym odcieniem dla drgań świetlnych, zgodnych z kierunkiem γ .

Jednoskośny piroksen tworzy duże na ogół osobniki, niemal zawsze bezbarwne. Niektóre tylko jego ziarna zdradzają słabe ślady pleochroizmu w bladozielonkawych odcieniach.

Granaty mają postać dużych porfiroblastów o ksenomorficznych przeważnie zarysach, rzadziej są hipidiomorficzne. Ziarna ich są zazwyczaj silnie spękane i zawierają liczne wrostki piroksenu, rzadziej hornblendy. Otoczone są zawsze przez kelifitowe obwódki, wykształcone w niezwyklej okazałości. Obwódki te składają się z promieniście dookoła granatu ułożonych włókienek i pręcików hornblendy o wykształceniu diablastycznym, tkwiących w łusczkowatej masie jakiegoś bezbarwnego minerału o wysokiej dwójłomności, a mającego wyraźnie niższe współczynniki załamania niż hornblenda, może to być przeto talk lub serycyt. Brak skaleni i poważna ilość magnezu w głównych jej minerałach przemawiają za pierwszą ewentualnością.

² Analizy planimetryczne wykonał J. Sankiewicz.

W budowie samej obwódki kelifitowej zarysowują się pewne różnice. Wewnętrzne jej partie złożone są z włóknistej wykształconej hornblendy bezbarwnej, zewnętrzne — z nieco grubszych i robaczkowato powyginanych pałeczek hornblendy zielonkawej. Na zewnętrznym brzegu obwódek osadzają się obficie grudki tlenków żelaza.

Tło skały wypełniające wolne przestrzenie pomiędzy krystaloblastami piroksenów, amfiboli i granatów złożone jest z agregatu nieregularnie przeraastających się łuseczek tego samego minerału, w którym pograżone są pręciki hornblendy obwódek kelifitowych. W tej agregatowej masie widoczne są drobne ziarenka chlorytu. Tworzy on nadto miejscami skupienia większych sferolitycznie ułożonych łuseczek lub też w postaci cieniutkich żyłek wypełnia spękania w granacie. Jest to ten sam zielonkawy pennin, o subnormalnych niebiesko-sinich barwach interferencyjnych, który występuje w skałach z Nieganowa.

W niektórych skałach obserwujemy daleko posunięte przeobrażenia granatu, piroksenu i amfiboli, prowadzące do stopniowego zlewania się ich z tłem. W takich skałach pojawia się jednocześnie nieco albitowo zbliżniaczonego plagioklazu (oligoklaz-andezyn), tworzącego skupienia w pobliżu ziarn granatu.

Skład granatu występującego w opisanych skałach był przedmiotem osobnego studium przeprowadzonego przez J. Sankiewicza w Zakładzie Mineralogii i Petrografii Un. Poznańskiego.

Na podstawie wykonanej analizy chemicznej ustalony został następujący skład tego granatu (w % wag.):

Almandyn	42,5
Grossular	24,9
Pyrop	23,5
Spessartyn	6,5
Andradyt	2,6
	100,0

Jak widać z powyższego zestawienia, granat ten zawiera obok drobiny almandynu poważne ilości pyropu i grossularu. Tak daleko posunięta możliwość tworzenia kryształów mieszanych pomiędzy grossularem a szeregiem almandyn-pyrop realizowana jest wśród granatów tylko w rzadkich przypadkach. Granaty gnejsów i łupków krystalicznych są zazwyczaj bardzo bogate w almandyn, podobnie jak granaty amfibolitów.

Natomiast, jak wynika to z pracy F. Heritscha (9), granaty eklogitów zawierają znaczne ilości pyropu i grossularu. Porównując skład analizowanego granatu z ustalonym we wspomnianej pracy zakresem zmienności granatów eklogitowych dochodzimy do wniosku, że granat z omawianej skały amfibolowo-piroksenowej mieści się w ramach granatu eklogitowego, co ma istotne znaczenie dla ustalenia pierwotnej facji metamorficznej studiowanych skał.

Dodam, że obfitość granatów w tych skałach była przyczyną określenia ich przez kartujących geologów niemieckich jako „amfibolity eklogitowe”. Jest to jednak niesłuszne, wobec braku w tych skałach jasnych składników.

Partie skały nie zawierające granatu mają poza tym skład mineralny analogiczny do wyżej opisanych skał bogatych w ten minerał.

Obok krystaloblastów hornblendy i piroksenu występuje w nich taki diablastyczny agregat zielonkawej hornblendy jak w zewnętrznych partiach obwódek kelifitowych, tylko nieco grubiej krystaliczny. Jest on również pogrążony w masie talkowej oraz przetkany tlenkami żelaza, gromadzącymi się szczególnie obficie po jego brzegach. Agregat ten zajmuje pokaźne partie szlifów, a w nim na kształt wysp tkwią pojedyncze, większe krystaloblasty hornblendy.

f) *Drobnoziarniste skały amfibolowe*. — Są one nieco łupkowate, przy czym megaskopowo dostrzegalne są drobne, kierunkowo ułożone słupki hornblendy. W mikroskopie widzimy, że krystaloblasty jej pogrążone są w szaro-brunatnej masie, przypuszczalnie talkowej. Można przy tym niejednokrotnie stwierdzić, że masa ta tworzy się na koszt amfibolu, wdzierając się ona bowiem częstokroć zatokowo w jego ziarna pozbawiając je prawidłowych kształtów. Niekiedy proces ten posunięty jest tak daleko, że ze słupka hornblendy pozostaje tylko nieznaczna część. Hornblenda jest blado zabarwiona, γ — blado-niebieskawo-zielona, β — żółtawo-zielonkawa, α — prawie bezbarwna, z lekko słomkowym odcieniem, kąt α/γ wynosi 16° . Niekiedy w masie talkowej można również zauważyć niewielkie okrągławe ziarenka piroksenu.

Podobna skała pojawia się na kontakcie z żyłą pegmatytową, biegnącą zgodnie z uwarstwieniem. Skała na kontakcie jest ciemnopopielata, jaśniejsza niż wyżej opisana. Gołym okiem widoczne są słupki hornblendy oraz gdzie-niegdzie białe-siwe i szkliste ziarenka kwarcu. Ten ostatni tworzy nadto drobne żyłki. W skład skały wchodzi ta sama bladozielonkawa hornblenda, o znacznej rozpiętości rozmiarów krystaloblastów, pogrążonych w przeważającym ilościowo, lekko zabrudzonym tle skały. Z tła tego przezierają gdzie-niegdzie ksenomorficzne tabliczki albitowo zbliźniaczonego plagioklażu oraz ziarenka kwarcu. W skale pojawia się nadto nieco bezbarwnego chlorytu.

Przy północnym krańcu odsłonięć skał amfibolowych odsłaniają się we wkopie kolejowym na NW jego zbocza, tuż przy moście drogowym, skały łupkowate o wyraźnym warstewkowaniu. Składają się one z naprzemiennie powtarzających się ciemnych warstewek, z widocznymi listewkami skaleni i słupkami hornblendy, ułożonymi równolegle do łupkowatości, oraz z warstewek jasnych kwarcowo-skaleniovych. Zmienna grubość zarówno jasnych jak i ciemnych warstewek nadaje skale urozmaicony wygląd. Partie, gdzie ciemne warstewki osiągają miąższość do kilku lub nawet do

kilkunastu cm, mają wygląd skały amfibolowej, jasno żyłkowej — większe jasne partie przypominają wyglądem żyły aplitowe. Niektóre partie wreszcie składają się z cieniutkich, na przemian gęsto powtarzających się jasnych i ciemnych warstewek. Niekiedy zauważyć można w grubszych jasnych warstewkach soczewkowate skupienia większych ziarn hornblendy, opłynięte przez łupkowate partie skały.

Skład mineralny ciemnych warstewek jest prosty: plagioklaz i hornblenda są tu głównymi minerałami. Plagioklaz należący do oligoklazu jest ksenomorficzny i zazwyczaj silnie zmętniały. Słupki hornblendy mają wyraźny pleochroizm: γ — ciemnozielona, β — zielona z brązowym odcieniem, α — bladożółta, kąt $z/\gamma = 17^\circ$.

Jasne żyłki złożone są głównie z ziarenek kwarcu i silnie zmętniałego oligoklazu. Ziarenka kwarcu, w nieznacznym tylko stopniu wykazujące faliste wygaszanie światła, są zazwyczaj jednokierunkowo wydłużone i układają się w równoległe smugi, do których swym ułożeniem dostosowuje się również plagioklaz. W skrajnym przypadku kierunkowego ułożenia jasnych składników powstają wyraźne, oddzielne pasemka: zupełnie przejrzyste kwarcu i silnie zmętniałe plagioklazu. W ten sposób podkreślona zostaje bardzo wyraźnie łupkowa tekstura skały.

Ciemne składniki odgrywają w jasnych żyłkach rolę ilościowo podrzędną. Na pierwszy plan wysuwa się tu hornblenda, o takim samym kącie z/γ jak hornblenda ciemnych warstewek, lecz o nieco ciemniejszych barwach pleochroicznych: γ — bardzo ciemno-, prawie czarno-zielona, β — brunatno-zielona, α — jasnożółta. Tak mocne barwy pleochroiczne typowe są dla niektórych silnie żelazistych odmian zawierających alkalia. Hornblenda wykształcona jest przeważnie w postaci drobniotkich kryształków, choć pojawiają się i większe jej krystaloblasty o oliwkowym zabarwieniu, obrzeżone bardziej zielonkawą obwódką.

W składzie jasnych żyłek pojawia się obok hornblendy jednoskośny piroksen w drobnych, ksenomorficznych ziarenkach, rzadziej w większych hipidiomorficznych słupkach. W szlifie jest on zabarwiony bladozielonkawo z nieco niebieskawym odcieniem. Na ogół ziarna jego są pozbawione pleochroizmu, niektóre jednak, zwłaszcza w przekrojach prostopadłych do jednej z osi optycznych, wykazują wyraźny, aczkolwiek słaby pleochroizm, w barwach od zielonkawej do bladożółtej. Na podstawie zabarwienia tego piroksenu można snuć przypuszczenia, że jest to diopsyd chromowy, gdyż zwyczajny diopsyd jest w szlifie bezbarwny.

Ponadto w szlifie jasnych żyłek widoczne są dość liczne drobne i soczewkowate ziarenka tytanitu, gdzieś tam drobne i zaokrąglone ziarenka bladoróżowego granitu i miejscami spotykane przy słupkach hornblendy bladozielonkawą łuseczki chlorytu, o niebiesko-sinych, podnormalnych barwach interferencyjnych.

5. *Serpentynity*

Wśród opisanych wyżej skał amfibolowo-piroksenowych trafiają się miejscami wkładki serpentynitów. Jedne z nich są czarne i afanitowe, inne zawierają w czarnym tle skały cienutkie żyłeczki chryzotyłu, najczęściej równoległe ułożone. Wśród tej ostatniej kategorii serpentynitów pojawiają się niekiedy odmiany jaśniejsze, ciemnoszaro-zielone, charakteryzujące się bardzo gęstymi, niezwykle prawidłowo i równoległe wykształconymi żyłkami chryzotyłu.

Obie te odmiany składają się z czystego serpentynu, bez śladów pierwotnych składników mineralnych. W odmianie afanitowej można jednak dostrzec ślady pierwotnej struktury ziarnistej. Serpentyń tworzy bowiem siatkę wzajemnie się łączących żyłek barwy bladożółtawej, w których jego włókienka ułożone są prostopadłe do brzegów, a pomiędzy żyłkami zachowane są na kształt oczek okrągławe zarysy ziarenek jakichś pierwotnych minerałów, obecnie wypełnione całkowicie substancją serpentynową. Nie można wobec tego odcyfrować pierwotnej natury tych ziarn, należy jednak przypuszczać, że są to relikty oliwinu w siatkowej strukturze serpentynu („Maschenstruktur”). W tle serpentynowym widoczne są dość liczne, izotropowe ziarenka jasnobrunatnego spinelu chromowego — pikotyту. Osiągają one niekiedy dość znaczne rozmiary i bywają otoczone obwódką tlenków żelaza. Te ostatnie wykształcone są ponadto w postaci szkieletowej tworząc obramowania oczek siatki serpentynowej.

W odmianach serpentynitów z żyłkami chryzotyłu pierwotna struktura skały uległa już zatarciu. W świetle spolaryzowanym przy skrzyżowanych niokolach wyraźnie występują równoległe wstęgi żyłek chryzotylowych, odcinające się od reszty tła serpentynowego wyższą barwą interferencyjną. Brak tu zupełnie pikotyту, tlenki zaś żelaza układają się w prawie prostolinijne sznureczki równoległe względem siebie, a prostopadłe do kierunku wstęg chryzotyłu. Wielkość poszczególnych, nanizanych na te sznureczki ziarenek tlenków żelaza waha się w szerokich granicach — od subtelnego pyłku aż do grudek sporych rozmiarów.

Poza obszarem odkrywek przy stacji kolejowej w Bystrzycy Górnej serpentynity odsłaniają się przy wejściu do łomu w granulicie, około 700 m na SES od stacji kolejowej oraz w drodze wiodącej do tego łomu. W drodze tej, około 250 m od skrzyżowania jej z torem kolejowym sterczą bloczki czarnej skały afanitowej, w której gołym okiem rozpoznać gdzieś można drobne czarne, błyszczące kryształki. W mikroskopie stwierdzić można, że mamy tu do czynienia z serpentynizowaną skałą ultrazasadową. Zachowały się w niej liczne relikty minerałów pierwotnych: oliwinu i piroksenu, porożrywane żyłkami serpentynu na drobne fragmenty. W oliwinie stwierdzono ujemny charakter optyczny, piroksen jest jednoskośny, ziarna zaś jego nie-

kiedy przetkane drobnymi wrostkami. Wrostki te są czarno-brunatne i zrzadka tylko przeświecające; mają one kształt pałeczek układających się w ziarnie piroksenu jedna za drugą w równoległe szeregi prostolinijne.

W skale pojawiają się nadto duże ziarna pikotyту, obrosłe tlenkami żelaza. Z zachowanych reliktyw mineralnych wnioskować można, że skałą pierwotną był zapewne werlit.

6. Granulity

Skały amfibolowo-piroksenowe i serpentynity, których petrograficzną charakterystykę przedstawiono powyżej, występują w obrębie niedużego płata granulitu. Płat ten o powierzchni około 0,5 km² położony jest niemal w całości po południowej stronie stacji kolejowej w Bystrzycy Górnej, a mały tylko, północno-wschodni jego cypel przekracza tor kolejowy w kierunku północnym.

Występowanie tego granulitu przypada przeważnie na dolinę rzeki Bystrzycy, gdzie przykryty on jest utworami aluwialnymi i dyluwialnymi. Jedyne odsłonięcie świeżej, niezwiędniętej skały jest nieduży łom, położony w lesie, w dolinie małego prawobrzeżnego dopływu Bystrzycy, około 700 m na SES od stacji kolejowej (punkt 19 na fig. 2).

Odsłaniający się w tym łomie granulit jest zwięzłą drobnoziarnistą, sińawo-popielatą skałą, z widocznymi gołym okiem licznymi, okrągłymi, częstokroć snużyście zagęszczonymi ziarenkami czerwono-brunatnego granatu oraz z wprysnięciami malutkich ziarenek piryту.

Struktura skały jest granoblastyczna, utworzona przez allotriomorfowy zespół drobniutkich ziarenek skalenia i kwarcu oraz znacznie na ogół większe, zaokrąglone porfiroblasty granatu. Z minerałów ciemnych zauważyć można jedynie skąpe ilości brunatnego biotyту. Kwarc, przeważający ilościowo składnik skały, wykazuje dość znaczną rozpiętość wielkości ziarna — od zupełnie drobnych do dość dużych, zazwyczaj wydłużonych i zbliżających się wielkością do ziarn granatu; nie wykazuje on przy tym falistego znikania światła. Skalenie reprezentowane są przez skałen potasowy oraz oligoklaz, zawierający około 25% anortytu. Skałen potasowy występuje w postaci drobniutkich plamek o nieregularnych kształtach, pozbawionych jakichkolwiek śladów mikroklinowej kratki bliźniaczej i odcinających się swym ujemnym reliefem od pozostałych jasnych składników skały. Oligoklaz wykształcony jest w drobnych, albitowo zbliźnionych tabliczkach i jest niejednokrotnie zmętniały. Granaty pojawiają się w zaokrąglonych przeważnie ziarnach i zawierają wrostki kwarcu, oligoklazu i tlenków żelaza. Czasami zauważyć można w środku ziarna pojedyncze osobniki kwarcu lub oligoklazu, sięgające pokaźnych rozmiarów i pierścieniowato przez granat otoczone. Z minerałów akcesorycznych wymienić należy rutil, występujący w brunatnych niedużych ziarenkach o zaokrąglonym kształcie; jest on w ska-

le dość nieregularnie rozproszony, miejscami tworząc drobne skupienia. Z innych minerałów akcesorycznych występują: piryty tworzący dość obfite wprysnięcia, nieco tlenków żelaza, cyrkonu i apatytu.

Skała wykazuje wyraźną laminację, dostrzegalną już po części megaskopowo. Laminacja ta wywołana jest kierunkowym układaniem się ziaren kwarcu i skaleni. Powstają w ten sposób oddzielne, ciągnące się na znacznej przestrzeni szlify warstewki przejrzyste, złożone z wydłużonych ziarenek kwarcu i zmętniałe, zbudowane z tabliczek oligoklaz. Warstewki te opływają ziarenka granatu, również zazwyczaj w kierunku warstewkowania wydłużone. Kierunkowy charakter tekstury skały podkreślony jest nadto przez układanie się łuseczek biotytu w cieniutkie przerywane pasemka, przebiegające pomiędzy warstewkami kwarcu i skalenia.

Podobny płat granulitu występuje w okolicach Zagórza Śląskiego (punkt 16 na fig. 2), przy czym na szczególną uwagę zasługuje fakt, że i tutaj razem z granulitem pojawiają się skały piroksenowo-amfibolowe oraz serpentynity, analogiczne do skał spotykanych przy stacji kolejowej w Bystrzycy Górnej. Niestety, na obszarze Zagórza Śląskiego brak zupełnie naturalnych odkrywek, tak że z konieczności ograniczyć się trzeba do materiału zebranego z dróg i pól.

Sam granulit jest drobnoziarnistą, siwo-popielatą skałą wyraźnie warstwowaną. Ziarna granatu są gołym okiem niewidoczne. Przegląd mikroskopowy niektórych znalezionych okazów pozwala stwierdzić, że skała ta nie różni się jakościowym składem mineralnym od granulitu z Bystrzycy Górnej. Zaznaczają się natomiast pewne różnice ilościowe i strukturalne. Granulit z Zagórza Śląskiego jest nieco grubiej ziarnisty, a plagioklasy jego są silniej zmętniałe. Granat wykształcony jest w ziarenkach znacznie mniejszych niż granat granulitu z Bystrzycy Górnej, mniej jest też skalenia potasowego. W niektórych przypadkach pojawia się obficie biotyt, tworząc większe blaszki, a wtedy skałen potasowy znika prawie zupełnie. Obserwacje te wskazywałyby na powstawanie biotytu kosztem skalenia potasowego i granatu. Ilościowy skład mineralny granulitów ilustruje poniższa tabela:

	% obj.	% obj.
	I	II
Kwarc	49,5	53,2
Oligoklaz	21,1	26,8
Skaleń potasowy	12,2	0,5
Granat	16,5	5,3
Biotyt	0,6	14,2
Rutyl	0,1	—
	100,0	100,0

I — granulit z Bystrzycy Górnej; II — granulit z Zagórza Śląskiego.

B. PRÓBA CHARAKTERYSTYKI FACJALNEJ

Wśród skał, które były przedmiotem studium w drugiej części niniejszej pracy, zaznacza się znacznie większe zróżnicowanie niż w grupie paragnejsów. Dotyczy to szczególnie skał obfitujących w amfibol i piroksen, których skład ilustruje załączona tabelka składu mineralnego (tab. 2). Wśród skał opisanych w tej części pracy należy wyróżnić trzy zasadnicze grupy skał: a) amfibolity i gnejsy hornblendowe, b) skały amfibolowo-piroksenowe i serpentynity, c) granulity.

Pierwsza grupa skał zawiera zespół krytyczny dla facji amfibolitowej, tj. hornblendę i plagioklaz dość zasobny w anortyt. Jednakże tylko niektóre z tych skał umieścić można bez zastrzeżeń w obrębie właściwej facji amfibolitowej. Są to (opisane na str. 248-9) drobnziarniste amfibolity występujące wśród gnejsów migmatycznych odkrywek w Walimiu. Granat ich, w odróżnieniu od granatu pozostałych skał, nie ma charakteru relikowego, przeciwnie, zdaje się on powstawać na koszt innych składników i to przypuszczalnie głównie hornblendy. Amfibolity te odróżniają się ponadto od pozostałych poważną ilością biotytu. Możemy im przeto z wielkim stopniem prawdopodobieństwa przypisać pochodzenie osadowe i uważać je za produkty metamorfozy bogatszych w żelazo i wapno marglistych wkładek w pierwotnej serii osadowej. Za osadowym ich pochodzeniem przemawia obok drobnziarnistej ich struktury również zauważona w afanitowej ich odmianie naprzemianegła zmienność składu warstewek bogatych w hornblendę i warstewek biotytowo-plagioklazowo-kwarcowych. Jest ona przypuszczalnie wyrazem zmienności składu poszczególnych warstewek pierwotnego osadu, z których jedne były bardziej margliste, bogatsze w wapno, drugie — bardziej ilaste i obfitsze w potas. W odmianie bardziej grubziarnistej późniejsza rekryształizacja (związana być może już z procesem migmatyzacji gnejsów) zatarła pierwotne warstwowanie, a zarazem przyczyniła się do powstania granatu.

Szczególniej interesującą grupą są amfibolity o diablastycznej strukturze, reprezentowane przez skały z okolic Dzieńmorowic oraz z łomu w Nieganowie. We wszystkich tych skałach uderza brak równowagi fizyczno-chemicznej w ich mineralnym wykształceniu. Obecnie są w nich bowiem minerały właściwe warunkom znacznych ciśnień i temperatury, charakterystyczne dla facji granulitowej, a nawet eklogitowej, jak granat, diopsyd, hipersten i rutyl; obok nich występują krytyczne dla facji amfibolitowej hornblenda i plagioklaz, nie brak wreszcie i chlorytu znamiennego dla warunków najpłytszej metamorfozy. Tego rodzaju zespół minerałów przynależnych do różnych facji metamorficznych i teoretycznie nawzajem się wykluczających jak np. hipersten i chloryt, jest nie do pomyślenia w warunkach fizyczno-chemicznej równowagi. Występowanie tego zespołu w amfibolitach z okolic Dzieńmorowic i Nieganowa świadczy o tym, że zmiany warunków były tak szybkie,

T a b e l a 2

Porównanie składu mineralnego gnejsów hornblendowych, amfibolitów i skał amfibolowo-piroksenowych (w % obj.)

	Gnejsy hornblendowe				Amfibolity							Skały piroksenowo-amfibolowe	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Kwarc	30,6	13,7	39,6	25,5	0,7	10,3	10,3	18,1	10,2	5,6	3,8	—	—
Plagioklaz	43,2	58,9	42,4	42,4	89,8	29,2	36,0	28,1	36,7	33,8	43,7	—	—
Hornblenda	3,6	12,0	14,7	30,6	6,2	41,3	34,1	37,3	48,5	59,2	49,8	10,6	38,5
Piroksen	—	—	—	—	—	—	—	6,5	—	—	—	20,6	17,8
Biotyt	15,2	7,8	0,2	—	—	14,5	1,1	4,7	0,3	0,5	—	—	—
Chloryt	6,1	0,8	—	0,1	0,2	—	6,8	—	—	0,6	2,2	0,7	0,2
Granat	0,4	2,0	1,7	—	1,1	1,8	8,9	1,4	2,0	—	—	31,3	24,5
Tlenki żelaza i siarcz.	0,6	4,3	1,3	1,4	—	1,7	2,2	3,3	2,1	0,2	0,5	1,6	4,4
Tytanit	—	—	—	—	1,5	0,9	—	—	—	—	—	—	—
Apatyt	0,3	0,5	0,1	—	0,5	0,3	0,6	0,6	0,2	0,1	—	—	—
Tło talkowe	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	35,2	14,6

1,2 — gnejsy hornblendowe z łomu w Nieganowie

3,4 — gnejsy hornblendowe z doliny potoczku Pijanica

5 — „leukoamfibolit” z łomu na zboczu góry Moszna

6 — paraamfibolit z odkrywki w Walimiu

7,8 — amfibolity z łomu w Nieganowie

9 — amfibolit z doliny potoczku Pijanica

10,11 — amfibolity z okolic Jedlinki

12,13 — skały piroksenowo-amfibolowe z okolic Bystrzycy Górnej

iż minerały w nowych warunkach fizyczno-chemicznych nietrwałe nie zdążyły ulec całkowitemu przeobrażeniu, lecz pozostały w postaci reliktyw (granat, pirokseny).

Trudno przeto zaliczyć omawiane amfibolity do jakiejś określonej facji metamorficznej, gdyż ich obecne wykształcenie jest wynikiem nałożenia się na siebie kilku kolejnych etapów ich metamorfozy, przechodzących poprzez różne facje metamorficzne. Obecność w nich zarówno hornblendy jak diopsydu i granatu zbliża ich obecne wykształcenie najbardziej do wyróżnionej przez Korżyńskiego subfacji almandynowo-diopsydowo-hornblendowej, stanowiącej przejście pomiędzy facją amfibolitową a granulitową (fide 20, str. 458—459).

Przy rozważaniach na temat kolejnych przemian metamorficznych amfibolitów o diablastycznej strukturze należy uwzględnić następujące momenty:

Sposób wykształcenia diablastycznego agregatu. — W skład jego wchodzi zarówno pirokseny jak hornblenda. W skałach z okolic Dziećmorowic wiadocznym jest, że agregat ten tworzył się na koszt granatu. Z drugiej jednakże strony poważny jego udział ilościowy w składzie skały nasuwa wątpliwości, czy tylko granat był dlań materiałem wyjściowym. W skałach z Nieganowa część diablastycznego agregatu jest produktem procesu kelifityzacji granatu. W niektórych skałach pojawia się nadto diablastycznie wykształcony hipersten.

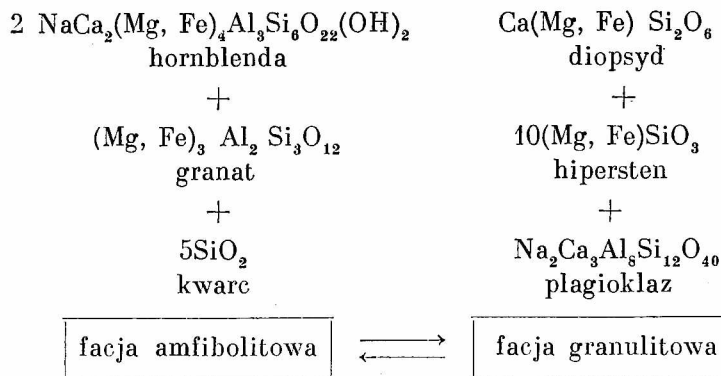
Proces kelifityzacji i przeróbki granatu. — Opierając się zarówno na obserwacji skał z Nieganowa jak i z okolic Dziećmorowic, kolejne etapy tego procesu można by ustalić w sposób następujący. Zaczątek tworzenia się obwódki kelifitowych stanowią pojedyncze osobniki hiperstenu, skupiające się dookoła granatu w czystym tle skaleniowo-kwarcowym. W dalszym etapie rozwoju tych obwódek bierze udział obok piroksenu również hornblenda, a w zespół pałeczek i pręcików tych minerałów wplatają się biotyt i chloryt oraz substancja talkowa, czy też serycytowa. W skałach okolic Dziećmorowic obwódki kelifitowe doznają rekrystalizacji w większe ziarna wtórnej hornblendy.

Obecność krytaloblastów brunatnej hornblendy w porfiroblastach granatów dowodzi, że hornblenda ta powstała wcześniej lub przynajmniej jednocześnie z granatem.

Opierając się na powyższych spostrzeżeniach można by pokusić się o następujące ustalenie kolejności przemian metamorficznych, którym uległy amfibolity diablastyczne.

Pierwotną fację stanowiła facja amfibolitowa. W wyniku zwiększenia temperatury i ciśnienia amfibolity przeszły poprzez subfację almandynowo-hornblendowo-diopsydową do facji granulitowej. Połączone to było z częściowym rozpadem hornblendy i równoczesnym utworzeniem się diopsydu oraz z roz-

kładem drobin almandynowej granatu, dostarczającej hiperstenu i plagioklazu. Przemianę tę można schematycznie wyrazić następująco:



Na skutek przebiegu tej reakcji w prawo powstał diablastyczny agregat piroksenowy oraz hiperstenowe obwódki kelifitowe dookoła granatu. Ten ostatni zubożał przy tym o drobinę almandynową a wzbogacił się w drobinę grossularu, a zapewne również pyropu, zbliżając się składem do granatów eklogitowych.

Zanim jednak osiągnięty został stan równowagi w nowej facji granulitowej, nastąpiło diaforyczne przeobrażenie ponownie w fację amfibolitową. Hipersten obwódek kelifitowych oraz część diopsydu diablastycznego agregatu uległy wtedy przeobrażeniu z powrotem w amfibol (przejście reakcji w lewo w powyższym schemacie). Jednocześnie jednak granat, bogatszy w grossular i pyrop, nie był już trwały w facji amfibolitowej i uległ wspólnie z hiperstenem przeobrażeniu w amfibol i plagioklaz. Obecność obok siebie rutyli i tytanitu w amfibolitach wskazuje na to, że przejście tych skał w fację granulitową trwało krótko, gdyż w przeciwnym razie tytanit musiałby przeobrazić się w rutil.

Występujące w Nieganowie wspólnie z amfibolitami gnejsy hornblendowe przynależą już bardziej zdecydowanie do facji amfibolitowej, gdyż jedynie reliktowy charakter ich granatu może nasuwać podejrzenia co do istnienia jakiejś wcześniejszej facji metamorficznej. Stosunek tych gnejsów do amfibolitów nie jest przy tym zupełnie jasny. Różnią się one bowiem od amfibolitów strukturą, brakiem piroksenów i kelifitowych obwódek wokół granatów, zawierają więcej biotyty i wtórnej hornblendy. Różnice te mogą mieć przyczynę w odmiennym materiale wyjściowym tych dwu grup skał, tak że istnienie pewnych nawiązań pomiędzy gnejsami hornblendowymi a amfibolitami byłoby tylko konsekwencją częściowego zatarcia przez proces polimetamorfozy pierwotnych różnic w ich mineralnym wykształceniu. Z drugiej jednak strony możliwe jest również, że gnejsy hornblendowe są produktami migmatyzacji amfibolitów. Proces ten zatarł przy tym relikty facji granulitowej.

towej. Wspólne występowanie gnejsów hornblendowych z amfibolitami czyni to drugie przypuszczenie bardziej prawdopodobnym.

O tym, że przynajmniej część gnejsów hornblendowych powstała przez migmatyzację amfibolitów, świadczy przykład gnejsu hornblendowego z okolic Pijanicy (punkt 4 na fig. 1), w którym stopniowe przejście amfibolitów w gnejs, na skutek infiltracji żyłek kwarcowych, jest dobrze widoczne. Podobnego też zapewne pochodzenia są gnejsy hornblendowe okolic Pogorzałej.

Amfibolity o strukturze granoblastycznej nie wykazują już tak wyraźnych reliktyw, wskazujących na facje poprzedzające fację amfibolitową. Pojawiają się wśród nich odmiany zawierające obok granatu również diopsyd, co wskazuje na subfację przejściową pomiędzy facją amfibolitową a granulitową. Obecność niekiedy dość sporych ilości tytanitu świadczy o tym, że nie zawsze facja granulitowa została w nich w pełni osiągnięta. Inne bezgranatowe odmiany zawierają znowu rutyl, pospolity minerał tytanu w facji granulitowej. Jeżeli uwzględnimy nadto fakt, że granat tych amfibolitów nosi również wyraźne znamiona minerału relikowego, przeobrażającego się w hornblendę i masę talkową (a więc musi się różnić składem od almandynów facji amfibolitowej), przypuszczenie, że studiowane amfibolity oscylowały w swym wykształceniu facjalnym na pograniczu facji amfibolitowej i granulitowej, nabiera coraz to większych cech prawdopodobieństwa. Niektóre z nich w wyraźniejszym stopniu wkroczyły w zasięg facji granulitowej, inne ograniczyły się do subfacji almandynowo-hornblendowo-diopsydowej (np. opisany na str. 256—257 amfibolit z Zagórza Śląskiego).

Cykl metamorficznych przemian amfibolitów Gór Sowich nie zakończył się na retrogresywnym przejściu w fację amfibolitową. W następstwie dalszego przemieszczenia w sferę wpływu niższych ciśnień i temperatur (spływanie horyzontu metamorficznego) skały te doznały nowych diaforycznych przeobrażeń. Uwidocznily się one przede wszystkim w przeobrażaniu się wcześniejszej brunatno-oliwkowej hornblendy we wtórną zielonkawą lub bezbarwną. Dalszym etapem diaforycznych przeobrażeń jest powstawanie chlorytu i talku kosztem granatu, czy też kosztem amfiboli i piroksenów jego kelifitowej obwódki. Proces ten daje się zauważyć zarówno w amfibolitach o strukturze diablastycznej jak i w amfibolitach o strukturze granoblastycznej.

Zakończeniem diaforycznych przeobrażeń jest przejście biotyty w zielonkawą pennin, szczególnie wyraziście widoczne w gnejsach hornblendowych. Proces ten jest późniejszy niż powstawanie chlorytu, gdyż, jak możemy to stwierdzić w amfibolitach z Nieganowa, pennin wnika w splekania granatów po utworzeniu się chlorytowo-serycytowej obwódki. Należy podkreślić, że podobny chloryt o subnormalnych barwach interferencyjnych trafia się niekiedy, choć rzadziej, również jako produkt rozkładu biotyty paragnejsów, skutkiem czego proces chlorytyzacji biotyty nabiera znaczenia cechy regionalnej dla całego kompleksu.

Skały piroksenowo-amfibolowe odróżniają się od właściwych amfibolitów brakiem skaleni i kwarcu. Charakterystycznym ich składnikiem jest jednokośny piroksen, odgrywający tu rolę minerału pierwotnego. Obok niego pojawia się hornblenda bardzo blado przeważnie zabarwiona, a więc uboga w żelazo. Niektóre ze skał tu występujących zawierały pierwotnie również obfity oliwin, lecz uległy późniejszemu przeobrażeniu w serpentynity. Proces ten prześledzić można kolejno w serpentynicie z relikdami oliwinu i piroksenu, w serpentynicie afanitowym i w serpentynicie z żyłkami chryzotylu, w którym pierwotna struktura skały uległa już całkowitemu zatarciu.

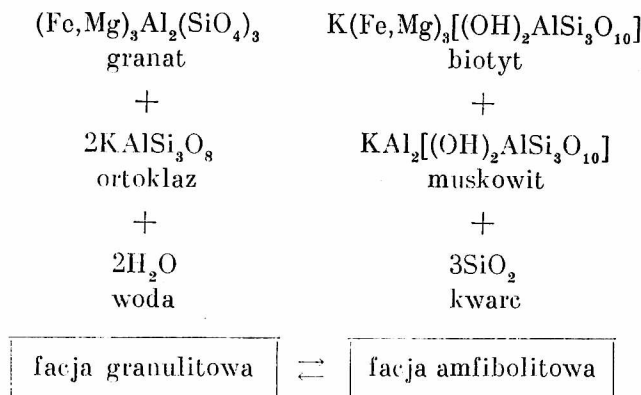
Najprościej byłoby przeto przyjąć, że skały piroksenowo-amfibolowe były pierwotnie ultrazasadowymi skałami magmowymi z rodziny perydotytów i piroksenitów. Trudno jednak ustalić dokładnie poszczególne etapy ich metamorficznych przeobrażeń. Obecność w niektórych z nich granatu o składzie granatu eklogitowego, otoczonego obwódkami kelifitowymi, nasuwa przypuszczenie, że pierwotną facją tych skał była facja eklogitowa. Brak tego minerału w pozostałych odmianach skał nie świadczy jednak wcale przeciw możliwości zaliczenia ich do facji eklogitowej. Zróżnicowanie mineralne tej facji nie jest dostatecznie poznane i, jak w każdej facji, zależeć ono musi od ryczałtowego składu chemicznego skał podlegających metamorfozie. Właściwe eklogity odpowiadają chemizmem gabrom, mają więc dostateczną ilość glinki do utworzenia granatu oraz dość sodu dla jadeitowej drobiny piroksenu. W pozbawionych prawie zupełnie glinu i sodu skałach ultrazasadowych ani granat ani drobina jadeitu nie mają z czego powstać.

Występowanie tych skał wspólnie z granulitami, reprezentującymi również fację wysokich ciśnień i temperatur, umacnia przypuszczenia uczynione wyżej na temat facji eklogitowej. W takim przypadku hornblenda byłaby wtórnej diaftorycznej natury tworząc się przy przejściu skał piroksenowo-amfibolowych z facji eklogitowej w amfibolitową. Nie jest jednakże wyłączone, że, podobnie jak założyliśmy to dla amfibolitów, pierwotną była facja amfibolitowa, następnie skały te przeszły w fację eklogitową, by później wrócić znów do amfibolitowej.

Należy przy tym podkreślić, że w obecnym stanie wykształcenia mineralnego występują w kompleksie opisywanych skał minerały należące do różnych stref metamorficznych, od najgłębszej *kata* (granat, piroksen) poprzez *mezo* (amfibol) do *epi* (talk). Powstanie talku w postaci brudnawej masy, wypełniającej tło niektórych skał tej grupy, jest niewątpliwie natury diaftorycznej. W skałach tych uderza przeto brak równowagi fizyczno-chemicznej, podobny, jaki dostrzega się w amfibolitach okolic Nieganowa i Dzieńmorowie.

Granulity mają najbardziej określony charakter facjalny, wyrażony typowym dla facji granulitowej zespołem mineralnym: kwarc — skałen potasowy — plagioklaz — granat, z rutylem jako składnikiem akcesorycz-

nym. Obecność drobnych ilości biotytu jest natury diaforycznej i wskazuje na tendencję przejścia w fację amfibolitową. Powstanie jego można wyrazić schematycznie następującym równaniem:



Wyraźniejsze znamiona takiej przemiany widoczne są w granulitach z okolic Zagórza Śląskiego, w których widzimy spadek ilości skalenia potasowego przy równoczesnym zwiększaniu się ilości biotytu i zmniejszaniu ilości granatu. Gdyby proces ten posunął się jeszcze dalej, przeszlibyśmy stopniowo do drobnoziarnistych paragnejsów niemigmatycznych, analogicznych do spotykanych w okolicach Pijanicy. Stwierdzenie tego rodzaju przejść potwierdziłoby wysunięte przez K. Smulikowskiego przypuszczenie, że pierwotną facją kompleksu paragnejsów była facja granulitowa.

Ewolucja metamorficzna kompleksu Gór Sowich

Zanim przystąpimy do rozważań na temat ewolucji metamorficznej całego kompleksu krystalicznego Gór Sowich, celowe będzie podanie krótkiej zbiorczej charakterystyki skał opisanych w poprzednich częściach pracy. Charakterystykę tę przeprowadzimy opierając się na ilościowym składzie mineralnym poszczególnych skał, uzyskanym drogą analiz planimetrycznych.

Posłużymy się przy tym metodą graficzną, analogiczną do zastosowanej przez K. Smulikowskiego w jego pracy o obszarach granitowych północnego Wołynia (17). Wykres użyty przez autora składa się z dwu części: 1) trójkąta koncentracyjnego, którego wierzchołki odpowiadają parametrom: Q, P' i A', wyrażającym ilości kwarcu, plagioklastu zawierającego ponad 12,5% anortytu oraz skalenia potasowego — przeliczone na sumę 100, 2) prostokątnego układu współrzędnych, w którym na osi odciętych umieszczono parametr plagioklastu P (bez względu na to, czy ma on więcej czy mniej niż 12,5% anortytu), a na osi rzędnych sumę minerałów ciemnych (Σ maf).

W tak sporządzonym wykresie (patrz obok fig. 3) umieszczono paragnejsy, granity migmatyczne, granulity, gnejsy hornblendowe i amfibolity objęte niniejszym studium. Pominęte są jedynie skały piroksenowo-amfibolowe, dla których, z uwagi na brak w nich jasnych składników, stosowany wykres nie może być przydatny.

W trójkącie koncentracyjnym zaznaczają się trzy oddzielne grupy skał: paragnejsy, granity migmatyczne i amfibolity. Z trójkąta tego możemy zarazem odczytać, że najbogatsze w kwarc są paragnejsy, gdyż ich punkty projekcyjne leżą przy boku $P'Q$ bliżej wierzchołka Q , przy czym szczególnie bogate w kwarc są niektóre jasne żyłki gnejsów migmatycznych, zwłaszcza obfitujące w fibrolit. Granity zawierają mniej więcej równe ilości kwarcu i plagioklazu; odróżniają się od pozostałych grup tym, że zawierają poważniejsze ilości skalenia potasowego. Ich punkty projekcyjne odsunięte są przeto wyraźnie od boku $P'Q$ ku środkowi trójkąta i rozsiewają się w pobliżu wysokości do boku $P'Q$. Jedynie granit aplitowy z obszaru południowego (pozycja 15 tabeli ze str. 242) znalazł się na linii $A'Q$, gdyż jego plagioklaz zawiera mniej niż 12,5% anortytu, wliczony przeto został do skalenia alkalicznego (parametr A').

Amfibolity odznaczają się wyraźną przewagą plagioklazu nad kwarcem, a ich punkty projekcyjne, leżąc na linii QP' , przesunięte są ku wierzchołkowi P' .

Zróznicowanie tych trzech grup widoczne jest również w dolnej części wykresu. Amfibolity zajmują prawą jego stronę i wykazują przy tym najwyższą zawartość minerałów ciemnych. Jedynie „leukoamfibolit” z łomu na górze Moszna odbiega wyraźnie od pozostałych amfibolitów swą znikomą ilością minerałów ciemnych.

Paragnejsy rozsiane są po lewej stronie wykresu leżąc wyraźnie bliżej osi odciętych niż amfibolity. Granity skupiają się na niewielkim stosunkowo polu w środkowej części wykresu i to zupełnie blisko osi odciętych — są przeto najuboższe w minerały ciemne.

Z dwu umieszczonych w trójkącie granulitów, granulit z Bystrzycy Górnej leży blisko pola paragnejsów odsuwając się odeń nieco w kierunku wierzchołka A' , gdy tymczasem granulit z Zagórza Śląskiego wpada w to pole całkowicie. W ortogonalnej części wykresu oba granulity mieszczą się w polu zajmowanym przez paragnejsy.

W ten sposób wykres ujawnia odrębność paragnejsów, amfibolitów i granulitów migmatycznych. Gnejsy hornblendowe zajmują stanowisko pośrednie między paragnejsami a amfibolitami, granulity zaś zbliżone są do paragnejsów. W obu granulitach głównymi składnikami są podobnie jak w paragnejsach, kwarc i oligoklaz. Granulit z Bystrzycy Górnej zawiera ponadto skażeń potasowy, lecz ilość tego skażenia nie jest duża, w dodatku jest to jedyny minerał potasowy tej skały, stąd też ogólną ilością potasu granulit

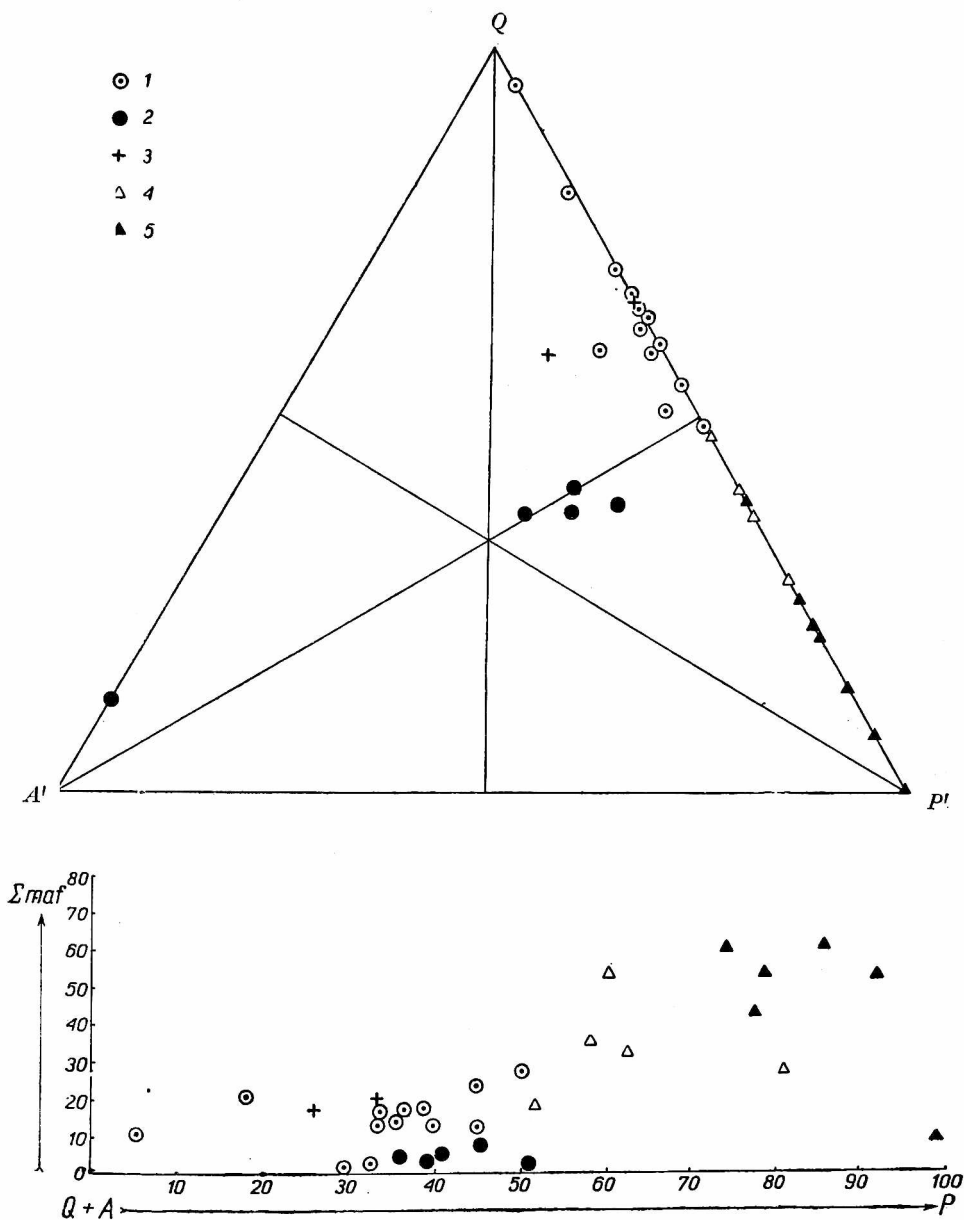


Fig 3

Wykres składu mineralnego skał kompleksu Gór Sowich

1 paragnejsy i gnejsy migmatyczne, 2 granity migmatyczne, 3 granulity, 4 gnejsy hornblendowe, 5 amfibolity

ten nie wiele odbiega od paragnejsów. Granulit z Zagórza Śląskiego jeszcze bardziej upodabnia się składem mineralnym do paragnejsów. Możemy przeto uważać, że granulity te powstały z podobnego materiału wyjściowego jak paragnejsy — są przeto paragranulitami.

Oczywiście, że zbyt mała liczba skał umieszczonych w projekcji — zarówno dla gnejsów hornblendowych (4), jak zwłaszcza dla granulitów (2) — nie pozwala na ustalenie ściślejszych powiązań genetycznych tych skał z paragnejsami.

Przeprowadzenie powyższej analizy porównawczej głównych typów skał studiowanego wycinka bloku Gór Sowich możliwe było dzięki posiadaniu przez autora wystarczającej do tego celu liczby ilościowych danych składu mineralnego. Natomiast autor nie dysponuje własnymi analizami chemicznymi skał bloku Gór Sowich. W studium swym ograniczył się do metod mikroskopowych, one bowiem mogły dostarczyć najważniejszych wskázówek na temat metamorfozy bloku Gór Sowich.

Chcąc uzupełnić ten brak autor przytacza w tabeli 3 (str. 281) kilka analiz chemicznych paragnejsów, zaczerpniętych z literatury. Dotyczą one wprawdzie skał pochodzących w miejsc leżących poza obszarem objętym niniejszym studium, mogą jednakże posłużyć do ilustracji chemizmu paragnejsów bloku Gór Sowich. W celach porównawczych umieszczono w tej tabeli również analizę ortognejsu.

W tabeli poniższej uderza fakt, że niektóre analizy paragnejsów (np. 2 lub 5) wykazują niski procent potasu. Ponieważ i w innych analizach tych skał procent potasu nie jest duży, można sądzić na tej podstawie, że paragnejsy Gór Sowich są na ogół ubogie w potas.

Ortognejs zawiera więcej alkaliów niż paragnejsy, natomiast uboższy jest w magnez, żelazo dwuwartościowe i tytan, co wywołane jest zapewne tym, że zawiera on mniej biotyту.

Spróbujmy obecnie, opierając się na uzyskanym w niniejszym studium materiale obserwacyjnym, naszkicować przypuszczalny przebieg procesu polimetamorfozy całego kompleksu krystalicznego Gór Sowich.

Pierwotny kompleks osadowy pogrążał się stopniowo coraz głębiej i ulegał metamorfozie, przechodząc w fację amfibolitową, po części w fację granulitową. Nie można przy tym całkowicie wykluczyć możliwości, że miejscami, w głębszych swych partiach, osiągnął on nawet fację eklogitową. Co prawda, na poparcie tego ostatniego przypuszczenia brak dotąd konkretnych dowodów, gdyż właściwych i typowych eklogitów nie udało się dotychczas wykryć na terenie całego bloku Gór Sowich. Jedynym faktem uzasadniającym to przypuszczenie byłaby obfitość granatu o składzie typowym dla eklogitów w skałach piroksenowo-amfibolowych okolic Bystrzycy Górnej, trudno jednak mieć pewność, czy kompleks Gór Sowich stadium facji eklogitowej osiągnął. Być może, że doszły do niej pewne niższe jego partie

(np. wspomniane wyżej skały z Bystrzycy Górnej), dla większości jednakże kompleksu właściwiej będzie ograniczyć się do facji granulitowej. Z rozważań na temat amfibolitów o strukturze diablastycznej (str. 273—274) można przy tym wysunąć wniosek, że przejście w fację granulitową trwało krótko, pewne partie kompleksu nie osiągnęły jej w pełnym stopniu i raczej znalazły się na pograniczu facji amfibolitowej i granulitowej.

T a b e l a 3
Wyniki analiz chemicznych gnejsów Gór Sowich*

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	66,01	65,59	64,13	67,18	68,64	72,41
Al ₂ O ₃	15,54	16,46	17,54	15,42	15,99	14,11
Fe ₂ O ₃	0,54	2,54	0,98	0,73	0,76	0,94
FeO	6,25	3,47	4,77	5,70	2,56	1,88
MgO	2,16	2,50	1,95	1,43	1,18	0,86
CaO	1,48	3,47	0,52	1,50	3,40	0,92
Na ₂ O	2,94	3,04	3,07	2,70	4,69	4,16
K ₂ O	2,76	1,81	3,15	3,12	1,86	3,14
H ₂ O±	1,61	1,29	2,61	1,91	0,70	1,16
TiO ₂	0,70	0,61	0,87	0,34	0,68	0,29
P ₂ O ₅	0,30	0,17	0,22	0,18	0,30	0,25
SO ₃	—	—	0,07	—	—	0,10
	100,29	100,95	99,88	100,21	100,76	100,22

* Wyciąg z tabeli I dzieła: Regionalna geologia Polski, t. II: Sudety (autorzy: H. Teisseyre, K. Smulikowski, J. Obero), wydawanego przez Polskie Towarzystwo Geologiczne i będącego obecnie w druku.

1 — paragnejs biotytowy — Zagórze Śląskie, powiat Wałbrzych (an. Eyme)

2 — paragnejs biotytowy — Piskorzów, powiat Dzierżoniów (an. Fischer)

3 — paragnejs biotytowy — Poniatów koło Wałbrzycha (an. Klüss)

4 — gnejs migmatyczny — Rościszów, powiat Dzierżoniów (an. Eyme)

5 — gnejs migmatyczny — Rościszów, powiat Dzierżoniów (an. Fischer)

6 — ortognejs dwumikowy — Szczawno koło Wałbrzycha (an. Klüss)

Metamorfoza retrogresywna przeniosła formacje skalne kompleksu z powrotem w zasięg facji amfibolitowej. Przemiana ta musiała dokonać się na tyle szybko, że możliwe było zachowanie się reliktowych minerałów facji granulitowej, jak dystenu w gnejsach, piroksenu rombowego w amfibolitach oraz granatu w jednych i drugich.

Proces anatektycznego upłynniania rozpoczął się w którymś z etapów powrotu do facji amfibolitowej. Wskazuje na to obecność w jasnych żyłkach migmatycznych relikтового dystenu, który musiał powstać przed utworzeniem się tych żyłek.

Proces anatektyczny wywołany został zapewne nie tyle przez podwyżkę

temperatury, która już w etapie granulitowym musiała być wysoką, ile raczej przez znaczną obniżkę ciśnienia, co umożliwiło upłynnianie łatwiej topliwych składników kompleksu. Brak znamion anatektycznego upłynniania się w toku postępu metamorfozy w kierunku facji granulitowej można by wytłumaczyć zbyt silną kompresją w okresie zanurzania się.

Brak skalenia potasowego w gnejsach migmatycznych oraz względne ubóstwo tych gnejsów w potas nasuwają przypuszczenie, że paragnejsy zubożały w potas w czasie procesu anatektycznego. Pierwsze porcje „palinogenetycznej” magmy, tworzącej się podczas anateksis, zawierały przypuszczalnie poważne ilości potasu. Mogły one następnie wędrować ku górnym częściom kompleksu gnejsowego; te wzbogacone w potas partie zostały zapewne później całkowicie zniszczone, tak że obecnie nie mamy już właściwie śladów tej wędrówki. Za jedyne jej świadectwo można by uważać żyły opisanych w pierwszej części pracy migmatycznych granitów, bogatych w skałki potasowy.

Z procesem upłynniania pozostaje zapewne w bliskim czasowym związku tworzenie się sylimanitu, występuje on bowiem często zwłaszcza w jasnych żyłkach, bogatych w kwarc. Można przeto przypuszczać, że sylimanit utworzył się w fazie bezpośrednio poprzedzającej proces upłynniania — zapewne w subfacji almandynowo-sylimanitowej.

Zakończenie metamorficznej ewolucji formacji krystalicznych bloku Gór Sowich stanowiły przemiany diaforyczne, związane z przemieszczeniem całego bloku w strefę płytszej metamorfozy. W czasie tego przemieszczenia zachodziły wzajemne przesunięcia całych pakietów skalnych, doznających przy tym w mniejszym lub większym stopniu kataklazy, a w pewnych strefach ulegających wywalcowaniu lub po części mylonityzacji. Zwłaszcza skały obszaru południowego wykazują wyraźniejsze deformacje tektoniczne tego rodzaju, np. odmiany gnejsów, opisane na str. 224—225 lub aplity — na str. 230—231.

Deformacje te ułatwiły przemiany diaforyczne, były jednak zbyt słabe, by spowodować zniszczenie wykształcenia mineralnego i struktur facji amfibolitowej oraz umożliwić przejście kompleksu krystalicznego Gór Sowich w fację zieleńcową.

Przemiany diaforyczne zaznaczyły się wyraźnie w amfibolitach, gnejsach hornblendowych i skałach piroksenowo-amfibolitowych przez procesy powstawania wtórnej hornblendy, chlorytu, masy talkowej i serpentynu.

Dostrzegalne są one jednak również w paragnejsach, przede wszystkim w procesie ich serycytyzacji. Powstanie jasnego łyszczyku, o własnościach optycznych fengitu zapewne należy również uznać za przemianę diaforyczną. Za takim ujęciem przemawia fakt, że łyszczyk ten obecny jest zarówno w paragnejsach, jak w granitach migmatycznych, czy też ortognejsach. Należy więc sądzić, że utworzył się on wtedy, gdy obecne wykształcenie litologiczne bloku Gór Sowich było już w zasadzie ukończone.

Podany niżej wykres (fig. 4) ilustruje hipotetyczny przebieg ewolucji metamorficznej formacji krystalicznych bloku Gór Sowich.

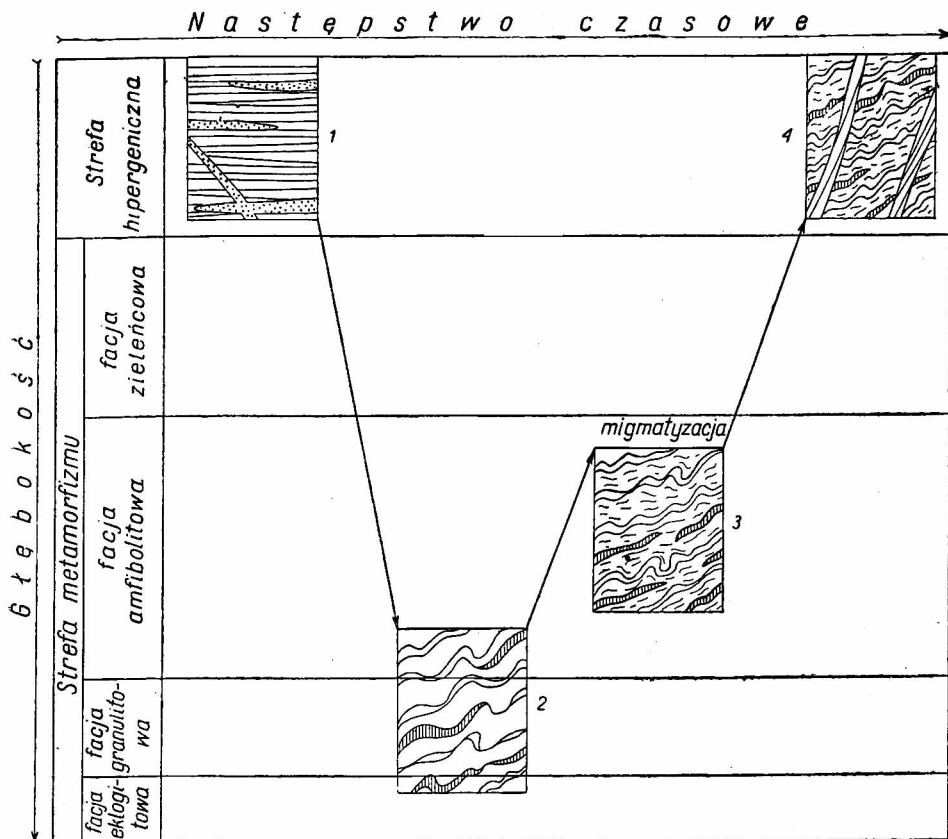


Fig. 4

Schemat ewolucji metamorficznej kompleksu krystalicznego Gór Sowich i jej etapy

1 pierwotna seria osadowa, piaszczysto-łłasta z wtrąceniami zasadowych magmowców; 2 paragnejsy biotytowe z wtrąceniami amfibolitów; w głębszych poziomach granulity i ew. eklogity; 3 migmatyzacja kompleksu paragnejsów i amfibolitów, 4 dyslokacje nieciągłe kompleksu, objawy diaforezy, szczególnie w strefach mylonityzacji

LITERATURA CYTOWANA

1. BACKLUND H. G. Zur genetischen Deutung der Eklogite.—Geol. Rdsch. Bd. 27, 1936.
2. BARTH T. F. W. Theoretical petrology. — New York 1952.
3. BARTH T. F. W., CORRENS C. W., ESKOLA T. Die Entstehung der Gesteine. — Berlin 1939.
4. CHUDOBA K. Mikroskopische Charakteristik der gesteinsbildenden Mineralien. — Freiburg 1932.

5. DATHE E. Erläuterungen zur geol. Karte von Preussen 1:25 000. Blatt Langenbielau 1904; Blatt Rudolfswaldau 1904.
6. FINCK L. Erläuterungen zur geol. Karte von Preussen 1:25 000. Blatt Schweidnitz 1924; Blatt Reichenbach 1924.
7. FISCHER G. Das Dach des Moldanubikums in Schlesien. — Jb. Preuss. Geol. L.-A., Bd. 56, 1935.
8. HENTSCHEL K. Die kalksilikatischen Bestandmassen in den Gneissen der Eulengebirgen (Schlesien). — Min.-Petr. Mitt. Bd. 55, 1943.
9. HERITSCH FR. Studien über Chemismus der Granaten. — N. Jb. Min., Geol., Pal. B.-Bd. 55a.
10. KSIĄŻKIEWICZ M. Zarys budowy geologicznej Sudetów i ich przedgórza. — Wiad. Muzeum Ziemi t. III, 1947.
11. LEPSIUS R. Geologie von Deutschland, Bd. III, Tl. 4. 1913.
12. MEISTER E. Erläuterungen zur geol. Karte von Preussen 1:25 000. Blatt Gnadefrei.
13. MEISTER E., FISCHER G. Geologische Übersichtskarte von Deutschland 1:200 000. Blatt Schweidnitz.
14. POLAŃSKI A. Góry Sowie (Przewodnik do wycieczek XXIV Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Sudetach w r. 1951). — Roczn. PTG. t. 21. 1951.
15. SCHUEMANN K. H. Metatexis und Metablastesis. — Min.-Petr. Mitt. Bd. 48, 1937.
16. SMULIKOWSKI K. Uwagi o starokrystalicznych formacjach Sudetów (The old crystalline formations of the Sudeten Mts.) — Roczn. PTG t. 21. 1951.
17. SMULIKOWSKI K. Studia petrologiczne obszarów granitowych na północnym Wołyniu (Petrological studies in the granitic areas of North-Volhynia). — Arch. Mineral. TNW, t. XVI, 1946. s. 43—257; English summ. p. 258—321.
18. TEISSEYRE H. Sprawozdanie z prac geologicznych wykonanych w Sudetach w r. 1947. — Bad. Fizj. nad Polską Zach., Pozn. Tow. Przyj. Nauk, t. I, 1948.
19. TURNER F. J. Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks. — Mem. Geol. Soc. Am. v. 30, 1940.
20. TURNER F. J. & VERHOOGEN J. Igneous and metamorphic petrology. — New York 1951.
21. WINCHELL A. N. Elements of optical mineralogy (An introduction to microscopic petrography), v. 2. — New York 1951.

А. ПОЛЯНСКИ

(Кафедра Геохимии Варшавского Университета)

ИССЛЕДОВАНИЯ МЕТАМОРФИЗМА КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ СОВИХ ГОР (СУДЕТЫ, ПОЛЬША)

РЕЗЮМЕ

Микроскопически были изучены парагнейсы, мигматитовые граниты, амфиболиты, серпентиниты, гранулиты и пироксено-амфиболовые породы северо-западной части кристаллического блока Сових Гор (Судеты, Польша). На основании полученных данных представлена предполагаемая последовательность метаморфической эволюции этого блока, в ре-

зультате которой наступило замещение первоначального осадочного комплекса амфиболовой и частично гранулитовой фациями, а иногда быть может даже эклогитовой. Под влиянием процесса ретрогрессивного метаморфизма наступило обратное замещение этого комплекса амфиболовой фацией, сопровождаемое мигматизацией гнейсов.

Процесс метаморфизма завершился диафорическими преобразованиями в эпизоне.

A. POLAŃSKI

(Department of Geochemistry of the University of Warsaw)

ON THE METAMORPHISM OF CRYSTALLINE FORMATIONS OF THE SOWIE MTS.
(MIDDLE SUDETEN)

ABSTRACT

Microscopic studies have been made of paragneisses, migmatitic granites, amphibolites, pyroxene-amphibole rocks, serpentinites and granulites from the north-western sector of the crystalline block of the Sowie Mts. (Polish Sudeten). The hypothetical sequence of different stages of the metamorphic evolution of this block has been grounded on these studies. The parent sedimentary rocks are shown to have passed into the amphibolite facies, locally into the granulite facies, and in parts, may be, even replaced by the eclogite facies. Retrogressive metamorphism is responsible for a return of granulitic or eclogitic rocks into the amphibolite facies, accompanied by migmatization of gneisses. The evolution terminated in diaphthoritic transformations in a shallow zone of metamorphism.

SUMMARY

The crystalline block of the Sowie Mts., Poland, is an independent structural unit within the central portion of the tectonic mosaic of the Sudety Mts. Its area has the contours of a rectangular triangle and stretches over about 600 square kilometres. The boundary line between this block and the adjacent structural units of the Sudety Mts. is of tectonic character. The marginal Sudety fault cuts the Sowie Mts. block into two uneven parts: the smaller south-westerly section constitutes within the Central Sudety Mts. what is strictly speaking the Sowie Mts., while the larger north-easterly section is a part of the hilly Sudety foreland.

Our present petrographic and genetic knowledge with regard to the rock formations in the block of the Sowie Mts. is but too restricted. German geologists who mapped this area based their rock classification almost solely on their field observations and megascopic descriptions but rarely supplemented by somewhat inadequate microscopic studies. The earlier classification of gneisses adopted by Dathe (5)¹, dividing them into the a) biotite—and b) two mica types, is artificial and without genetic grounds. The more

¹ Figures in italics in brackets refer to the literature quoted on pp. 283—284.

recent classification by Finck and Meister (6, 12) adopting the division into a) paragneisses, b) orthogneisses and c) mixed gneisses, though based on genetic principles, is nevertheless lacking sufficient petrographic evidence. The last few years have yielded a synthetic description by K. Smulikowski (16) of the available petrographic data relative to the block of the Sowie Mts.

Paragneisses resulting from metamorphism of the various sandy-argillaceous sediments, such as greywackes, arkoses and the like, are the chief petrographic constituents of the block of the Sowie Mts. Paragneisses are made up mainly of oligoclase, quartz and biotite. Among the paragneisses the following types may be distinguished showing various gradations of texture: fine-grained indistinctly laminated leptite-gneisses; bedded gneisses with intercalations of thin streaky layers of biotite; sillimanite or fibrolite gneisses, and variously developed migmatitic gneisses. The last mentioned are the most common varieties within the block of the Sowie Mts.; arterites and bedded gneisses being the types most frequently found among them. In consequence of the effacement of migmatitic structures the gneisses undergo a transition into granular migmatitic tonalites. Amidst the paragneisses veins of granite are also frequently found with a considerable content of potash feldspar and muscovite.

Orthogneisses occur solely at the south-westerly margin of the gneiss complex, within the chain of the Sowie Mts. proper. They are granular rocks, grey or sometimes pink or reddish, differing in their composition from paragneisses by important amounts of potash feldspar (microcline) as well as muscovite.

In addition to the above cited rock types numerous minor intercalations of extensive petrographic variability are recorded here. Amphibolites belong to the most common ones, there are also hornblende gneisses, aplite gneisses and serpentinites; pegmatites are frequent. Limestone intercalations occur only exceptionally.

The age of the Sowie Mts. crystalline complex has not as yet been determined. The presence of gneiss pebbles in Culm and Upper Devonian conglomerates hints at the conclusion that they are older than these. The majority of investigators are disposed to assign the pre-Cambrian age to that complex.

The age problem of the Sowie Mts. complex is connected with the problem of its metamorphic evolution. That question calls for detailed petrographic investigation not of the gneisses only, but also of all above named intercalations.

The present paper contains a preliminary report on the microscopic study of gneisses and granites within the area between the localities of Głuszyca, Rzeczką, Walim and Sierpnica (see fig. 1, p. 224), as well as of amphibolites and other intercalations within a larger area stretching over the northwestern section of the crystalline block of the Sowie Mts (fig. 2, p. 247).

Paragneisses, which constitute the chief lithologic element of the area under investigation, display a marked monotony of their mineral composition. Their chief mineral constituents are: quartz in xenomorphic grains with undulatory extinction; oligoclase showing albite twinning with 15-20 per cent of anorthite; biotite exhibiting a pleochroism: $\gamma \cong \beta =$ brown, $\alpha =$ straw-coloured. As a rule they are accompanied by garnets with irregular grain contours and of a distinctly relict character, iron oxides, apatite and zircon. Potash feldspar is present in gneisses in quite negligible amounts, mostly interspersed as minute irregular spots amidst the other light-coloured constituents. Biotite is sometimes accompanied by muscovite, as a rule in small quantities. It is distinguished by the small angle of the optical axes, thus approaching phengite. This type of light-coloured mica does not occur in paragneisses only, but also in migmatitic granites and in orthogneisses so that apparently it is the regional type mineral.

In addition to minerals here mentioned sillimanite formed as fibrolitic felt often makes its appearance in paragneisses of the northern sector of the investigated area, whereas it occurs but exceptionally in the southern sector. Similarly, paragneisses of the northern sector rather frequently contain fine relict grains of kyanite, while it is absent from the southern sector. Alongside the marked monotony of their mineral composition paragneisses are greatly differentiated in what concerns their structure, texture and the grain size of their components. Among them are: a) fine-grained *non-migmatitic gneisses*, almost without lamination; b) *fibrolitic gneisses* showing isolated lumps of fibrolite-quartz aggregates; c) *migmatitic gneisses*. Among these most frequent are *bedded gneisses* with distinctly differentiated quartz-oligoclase light layers and with biotite-rich dark layers; also *gneisses with ptygmatic folding*, showing light coloured veins strongly folded and winding their way across the rockground. These ptygmatic veins show no important content of potash feldspar.

Migmatitic granites differ from paragneisses by more considerable amounts of potash feldspar frequently developed as microcline with perfect lattice structure. They also have a higher muscovite content, sometimes preponderating over that of biotite. In addition to normal middle-size grained varieties of granite, aplite-, sometimes tourmaline-bearing types occur.

Orthogneisses are mostly coarser grained than paragneisses, and besides the grey varieties, reddish ones make their appearance, a colour never recorded among paragneisses. Like granites, orthogneisses differ from paragneisses by their considerable microcline content sometimes preponderating over that of plagioclase. The latter is always more acid than in paragneisses (ca. 10—12 per cent An content). Their muscovite content is also often higher than that of biotite.

In the second part of the present paper the author reports on the following rocks:

1. *Para-amphibolites*. — These are compact and markedly fine-grained rocks, with brownish-olive hornblende as predominant component, accompanied by red-brown biotite and minor amounts of oligoclase and quartz. Besides a coarser grained garnet-bearing type, a completely aphanitic and schistose garnet-free type is recorded.

2. *Diablastic garnet amphibolites*. — The presence of the diablastic aggregate, consisting of minute, as a rule closely arranged grains, is the index character of these amphibolites. Hornblende is present in the aggregate, sometimes diopside; hypersthene occurs also in some rocks of this group. In addition to the primary brown hornblende a secondary greenish or colourless variety makes its appearance, bordering or partially substituting the brown hornblende. The garnets have been corroded by the diablastic aggregate; sometimes they have kelyphite rims consisting of hornblende and pyroxene rods. Brown biotite occurs in some amphibolites in addition to hornblende. The light constituents are represented by quartz and plagioclase with an inverse zoned structure (andesine core, andesine-labrador rim). Rutile and sphene are accessory constituents.

Hornblende gneisses — coarser grained granoblastic rocks — sometimes accompany this variety of amphibolites; the transition process of the brown hornblende to a secondary variety is here more advanced than in the case of amphibolites, moreover they are richer in biotite. Their garnets have no kelyphite rims. The diaphthoretic chloritisation of biotite is visible in amphibolites and to a still greater extent in hornblende gneisses.

3. *Granoblastic amphibolites*. — Hornblende, sometimes olive-brown, mostly however, pale yellowish-green, is their chief constituent. Monoclinic pyroxene and garnet are found only in some rocks. Of the titanium minerals sphene is common, rutile less frequent. Occasionally granoblastic amphibolites gradually pass into hornblende-gneisses in consequence of a decreasing hornblende content and an increasing quartz and plagioclase content.

4. *Pyroxene-amphibole rocks* from Bystrzyca Górna. — Contrariwise to amphibolites these rocks do not contain any light constituent (quartz or feldspar). Monoclinic pyroxene and hornblende, olive-green or pale green, are their chief minerals. The quantitative ratio of these two minerals is variable; there occur varieties with a preponderance of pyroxene, and others which show a predominance of hornblende or even monomineralic rocks composed of hornblende alone. Megascopically they are coarse- to fine-grained rocks, black or green coloured. Besides garnetless varieties, garnet-rich rocks also appear. The garnet is surrounded by distinct kelyphite rims composed of hornblende rods. The chemical analysis of garnet separated

from these rocks has shown it to be rich in pyrope and grossularite molecules, a composition proper to eclogite garnets. In garnet-rich rocks and occasionally in garnetless varieties a dirty scaly mass, probably composed of talc, appears in the rockground.

5. *Serpentinities*. — Several intercalations of serpentinite have been recorded from among the above described pyroxene-amphibole rocks. Some are black and aphanitic, others, in a black rockground, contain thin chrysolite veinlets, as a rule with a parallel arrangement. These rocks are composed of pure serpentine, with iron oxide points in its rockground arranged in elongated strings, and larger picotite grains. Ultrabasic serpentinitised rocks showing preserved olivine and pyroxene relicts occur in close proximity to the afore mentioned rocks.

6. *Granulites*. — These are also recorded around Bystrzyca Górna. They are fine-grained, ash-grey rocks showing numerous grains of red-brown garnet frequently arranged in dense streaks, visible with the unaided eye, and also inclusions of minute pyrite granules. In addition to garnet they also contain quartz, oligoclase and potash felspar as well as small amounts of biotite. Rutile is here an accessory constituent. Granulites also occur in the neighbourhood of Zagórze Śląskie. They differ from the Bystrzyca granulites in the almost complete absence of alkali felspar, smaller amount of garnet and higher biotite content. Stress should be laid on the fact that the granulites of Zagórze Śląskie are associated with the same pyroxene amphibole rocks as those of Bystrzyca Górna.

Results of micrometric analyses of mineral composition of the examined rocks are listed in tables 1 and 2, pp. 242 and 272). They are used in the construction of a diagram plotted for comparative purposes (p. 279), which consists of two parts: a concentration triangle with three parameters: A' (alkali felspar), P' (plagioclase with more than 12.5 per cent anorthite) and Q (quartz) — and an orthogonal graph having as abscissae the parameter P, as ordinates the sum of mafic minerals (Σ maf). Three distinct rock groups occupy separate areas in this diagram, corresponding to a) paragneisses and migmatitic gneisses, b) migmatitic granites, and c) amphibolites. Hornblende gneisses occupy an intermediate position between paragneisses and amphibolites, while granulites approach rather the area of paragneisses.

The present writer suggests the following conclusions pertaining to the metamorphic evolution of the crystalline Sowie Mts. formation.

1° The parent sedimentary material for paragneisses must have been sandy-argillaceous, with a poor lime content, since otherwise an amphibole or some calcic plagioclase would participate in the mineral composition of the gneisses. The presence of quartz- and sillimanite-rich fibrolitic gneiss intercalations, derived from strongly arenaceous beds, particularly poor in alkalis and lime, suggests local variation in the composition of the primary

strata. The absence of sillimanite in the gneisses of the southern sector points at a greater scarcity of alumina in primary sediments.

2° In their present stage of development paragneisses and granite veins accompanying them belong to the amphibolitic facies. The presence of sillimanite and of the relicts of almandine suggests a previous sillimanite-almandine subfacies (Turner) while kyanite relicts indicate a still earlier granulite facies. The occurrence of granulites within the area of the gneiss complex is an additional argument in favour of this view.

3° The anatectic process which is responsible for the present migmatitic development of the paragneisses was probably not connected with an inflow of granitizing emanations. Should this have been so, greater differences in the mineral composition of fine grained non-migmatitic paragneisses and migmatites might be expected. This should have been revealed particularly in the composition of light layers and veinlets pygmatically folded, in case they were an outcome of fresh invasion of magma into the paragneiss complex. On the ground of microscopic observations no such differentiation could be noted. It may, therefore, be presumed that the material constituting the light layers and veinlets originated from the solution „in situ” of the more fusible constituents of the paragneisses themselves.

4° Data collected in the course of research work have not furnished sufficient ground for establishing the connexion between the granite veins and the paragneisses. On the basis, however, of important differences in mineral composition between the paragneisses and the granites, consisting in the presence of considerable amounts of potash feldspar in the latter rocks, it may be assumed that the granite veins are not a product of local fusion of some portions of the paragneisses but that they intruded into the paragneisses in the course of some independent stage of orogenesis.

5° The lack of physico-chemical equilibrium in the mineralogic development is particularly striking in amphibolites, mostly so in their diablastic varieties. In addition to minerals characteristic of the granulite and even of the eclogite facies, such as garnet, diopside, hypersthene and rutile, they also contain hornblende and plagioclase, an assemblage typomorphic for the amphibolite facies, as well as chlorite occurring solely under epimetamorphic conditions. The joint occurrence of all these minerals certifies that the dislocation metamorphism had not been strong or long enough, so that the unstable minerals did not yield to complete alteration under changed physico-chemical conditions but remained in the form of relicts. It is, therefore, somewhat difficult to refer the amphibolites to any defined metamorphic facies, since their present development results from the superimposition of a number of successive metamorphic stages involving gradual transition through various metamorphic facies. In the presence of both hornblende and diopside as well as garnet, their development approaches

mostly the almandine-diopside-hornblende subfacies (Korżyński *vide* 20, pp. 458-459), intermediate between the amphibolite and the granulite facies.

6° The successive stages of metamorphism in amphibolites may be suggested on ground of the following observations: a) hypersthene, diopside and hornblende are constituents of the diablastic aggregate; b) it is hypersthene which was responsible for the initial stage of kelyphite rims around garnet, while, along hypersthene, hornblende also participated in their further development; c) brown hornblende crystalloblasts are included in garnet porphyroblasts, which means that hornblende is older or at least of the same age as garnet.

It may, therefore, be assumed that the amphibolite facies was the primitive one. Next, the amphibolites passed through the almandine-hornblende-diopside subfacies into the granulite facies. This was accompanied by partial disintegration of hornblende with the simultaneous formation of diopside and the disintegration of garnet responsible for the supply of hypersthene and plagioclase (see reaction scheme p. 274). A diablastic pyroxene aggregate was then formed as well as the hypersthene-bearing kelyphite rims around garnet. At the same time the garnet lost the almandine molecule and was enriched in the grossularite and pyrope molecules, thus approaching the composition of eclogite garnets.

Before, however, equilibrium in the granulite facies was attained a retrogressive transition into the amphibolite facies occurred. The hypersthene of the kelyphite rims and a part of diopside in the diablastic aggregate were then re-transformed into amphibole. The presence of rutile alongside with sphene in amphibolites points to the relatively brief duration of the transition process of these rocks into the granulite facies, since otherwise sphene must have been transformed into rutile.

7° Originally, the pyroxene-amphibole rocks were probably ultrabasic igneous rocks of the peridotite and pyroxenite group. The presence of eclogite garnet in some pyroxene-amphibole rocks suggests the eclogite facies to have been the original facies of these rocks. The absence of this mineral in other rock varieties does not exclude them from being referred to the eclogite facies. Since the eclogites proper in their chemical composition correspond to gabbros, they contain sufficient alumina and soda for the formation of garnet and jadeite, while neither the garnet nor the jadeite molecule can be formed within the ultrabasic rock almost completely devoid of these elements.

The process of polymetamorphism within the whole crystalline massif of the Sowie Mts. may, therefore, be sketched as follows.

The original sedimentary complex was gradually engulfed deeper and deeper, being metamorphosed first into the amphibolite-and next, in parts, into the granulite facies. The transition to the granulite facies was but of

short duration; some sections of the complex did not fully attain it, remaining at the intermediate stage between the amphibolite- and the granulite facies. On the other hand, the attainment of the eclogite facies by some of the lowest sections of the complex is not out of the question.

Retrogressive metamorphism took the rock complex back within the zone of the amphibolite facies while the process of anatectic re-fusion was begun during one of the stages of retrogression. This is indicated by the presence of the light migmatitic veinlets with kyanite relicts obviously preceding the formation of the veinlets.

Diaphthoresis, responsible for the formation of chlorite, talc and sericite, marked the final evolutionary stage of metamorphism in the complex under investigation. Figure 4 on p. 283 contains a schematic illustration of the described processes.

MARIA TURNAU-MORAWSKA
(Zakład Petrografii Skał Osadowych Uniwersytetu Warszawskiego)

ORIENTACJA OPTYCZNA WYDŁUŻONYCH ZIARN KWARCU W PIASKACH

STRESZCZENIE

Autorka przeprowadziła serię pomiarów kątów wygaszania ziarn kwarcu w piaskach względem kierunku najdłuższej osi ziarna. Graficzne przedstawienie wyników analiz piasków różnego wieku z terenu Polski oraz porównanie z wynikiem podobnej analizy granitognejsu prowadzi do wniosku, że wydłużenie ziarn kwarcu w skałach piaszczystych, zgodne najczęściej z osią krystalograficzną c lub z kierunkiem ściany romboedru (1011), jest spowodowane ciśnieniem kierunkowym w skałach macierzystych, nie jest natomiast skutkiem obróbki mechanicznej ziarn piasku.

SPIS RZECZY

Wyniki dotychczasowych obserwacji i wnioski dotyczące genezy wydłużonych ziarn kwarcu w piaskach	293
Wyniki analiz piasków różnego wieku i genezy z terenu Polski	296
Wnioski wynikające z porównania analiz dawniejszych i własnych	300
Literatura cytowana	301

WYNIKI DOTYCHCZASOWYCH OBSERWACJI I WNIOSKI DOTYCZĄCE GENEZY WYDŁUŻONYCH ZIARN KWARCU W PIASKACH

Studia petrograficzne dotyczące piasków i piaskowców dostarczyły już przed kilkunastu laty obserwacji, że w skałach tych licznie występują ziarna o kształtach wydłużonych, przy czym kierunek wydłużenia jest najczęściej zgodny z kierunkiem osi krystalograficznej c lub też nieznacznie odchyła się od tego kierunku.

Jedną z pierwszych pozycji w odnośnej literaturze jest praca S. Biskupskiego nad utworami trzeciorzędowymi północnej krawędzi Podola (1)¹. Autor przeprowadza m. in. pomiary kątów wygaszania kierunku najdłuższej średnicy ziarn kwarcu i stwierdza, że największy procent zbadanych ziarn wykazuje kąt 0—5°. Przyczyna tego faktu leży, jego zdaniem, w me-

¹ Cyfry kursywą w nawiasach odsyłają do spisu literatury na końcu artykułu.

chanizmie obróbki ziarn pod działaniem wody i „wiąże się ściśle ze znanym kierunkowym zróżnicowaniem twardości u kwarcu” (l. c. str. 234).

Wyniki powyższe były na ogół zgodne z wynikami obserwacji J. Tokarskiego i jego współpracowników, wykonanych przed wojną oraz w roku 1945. Nie stwierdzono wówczas znaczniejszych różnic w charakterze krzywych, ilustrujących orientację optyczną dłuższych osi ziarn kwarcu w zależności od wieku skał, ani też od pochodzenia materiału piaszczystego. Wyniki tych analiz nie zostały opublikowane. J. Tokarski wspomina o nich jedynie w referacie wygłoszonym na Zjeździe Geologiczno-Naftowym we Lwowie w roku 1929 (7) podkreślając znaczenie tych badań dla zagadnień tektonicznych, związanych z osadami silnie zdiagenezowanymi i zdeformowanymi.

W roku 1939 i w kilku latach następnych ogłoszono w amerykańskiej literaturze mineralogiczno-petrograficznej szereg prac rozpatrujących prawidłową orientację kierunków optycznych w wydłużonych ziarnach kwarcu pisków i piskowców oraz przyczyny tej prawidłowości. Wyniki badań okazały się na ogół zgodne z obserwacjami Biskupskiego i Tokarskiego, zaznaczyły się jednak różnice w poglądach dotyczących genezy wydłużonych ziarn kwarcu w skałach osadowych.

R. G. Wayland (9) przeprowadził analizę petrograficzną ordowickiego piskowca typu „St. Peter-Sandstone” i stwierdził, że w skale tej, nie wykazującej żadnych śladów dynamicznej deformacji, większość ziarn daje w szlifach mikroskopowych przekroje zbliżone do eliptycznych; przeważają nadto w skale ziarna wydłużone w kierunku osi krystalograficznej *c*. Zdaniem tego autora ziarna kwarcu w analizowanym piskowcu, zanim osadziły się w morzu ordowickim, przeszły wiele cykli sedymentacyjnych, między innymi także i transport eoliczny. Ponieważ — jak przypuszcza Wayland — głównym składnikiem pisków są kwarc granitów i porfirów, których kształty zbliżone są do kulistych raczej niż do elipsoidalnych, owo wydłużenie ziarn badanego piskowca może być wyjaśnione jedynie działaniem czynników abrazyjnych. Czynniki te silniej ścierają ziarna równoległe do osi krystalograficznej *c* niż w innych kierunkach, zgodnie ze zróżnicowaną twardością ścian kwarcu. Na podstawie wyników obserwacji i rozważań genetycznych autor idzie w swych wnioskach jeszcze dalej, tłumacząc prawidłową orientację optyczną ziarn kwarcu w wielu skałach metamorficznych pochodzenia osadowego obróbką mechaniczną materiału pierwotnego i równoległym ułożeniem dłuższych osi ziarn kwarcu w czasie procesów sedymentacji.

R. A. Rowland (5) analizował orientację optyczną dłuższych osi ziarn kwarcu w piskowcach dolno-karbońskich i stwierdził, że większość ziarn wykazuje wydłużenie równoległe do ścian romboedru jednostkowego. Zjawisko to tłumaczy większą twardością kwarcu w kierunku równoległym do ścian tego romboedru, niż w innych kierunkach.

P.D. Krynine (4) stwierdził wydłużenie ziarn kwarcu przeważnie zgodne z kierunkiem osi krystalograficznej c w piaskowcach pensylwańskich typu „Third Bradford Sand” oraz w piaskowcach triasowych doliny Connecticut. Przyczynę tego faktu widzi on w pierwotnej orientacji ziarn kwarcu w macierzystych granitach i skałach metamorficznych, gdzie — według jego obserwacji — są one wydłużone zgodnie z osią krystalograficzną c . Obróbka mechaniczna ziarn w czasie transportu zmierza raczej do wytwarzania ziarn kulistych, nie zaś ziarn eliipsoidalnych o coraz to bardziej wydłużonych osiach. Według Krynine’a procesy sedymentacyjne nie zmieniają na ogół pierwotnego wydłużenia ziarn nawet w piaskach kilkakrotnie przerobionych. Procesy diagenetyczne mogą powodować dalsze wydłużanie ziarn kwarcu w kierunku osi krystalograficznej c skutkiem łatwiejszej regeneracji kryształów równoległe do kierunku najmniejszego ciśnienia.

Bogaty materiał doświadczalny pracy E. Ingersona i J. L. Ramischa (3) popiera pogląd Krynine’a. Autorzy ci rozwiązują przede wszystkim zagadnienie zróżnicowanej twardości ścian kryształów kwarcu. Dawniejsze doświadczenia w tej dziedzinie, przedstawione w dziełach C. Hintzego (2) i R.B. Sosmana (6), dotyczyły odporności kryształów kwarcu na rysowanie i drażnienie, przy czym wyniki różnych doświadczeń nie były tu zgodne. Ingerson i Ramisch obserwowali szybkość ścierania różnych ścian kryształów kwarcu przy użyciu karborundu i stwierdzili, że najpodatniejsze na ścieranie są sztucznie uzyskane ściany dwuścianu podstawowego, najodporniejsze zaś są ściany romboedru (1011). Jeśliby zatem wydłużony kształt ziarn kwarcu w piaskach był skutkiem abrazji w czasie transportu, to ziarna te powinny być wydłużone w kierunku prostopadłym do osi krystalograficznej c . Wymienieni autorzy zanotowali ponadto ważną obserwację co do kierunku łupliwości ziarn kwarcu, wchodzącego w skład kwarców żyłowych, granitów i gnejsów. Skały te poddano kruszeniu w młódcierzu; okazało się, że ziarna rozłupują się przy tym procesie najczęściej równoległe do ścian romboedru jednostkowego, natomiast nie wykazują łupliwości równoległej do głównej osi krystalograficznej.

Z powyższych doświadczeń wynika, że zaobserwowane w piaskach kierunki wydłużenia ziarn kwarcu równoległe do osi krystalograficznej c nie są wynikiem ani procesów szlifujących ani kruszących, które zachodzą w czasie sedymentacji piasków. Kierunki te muszą być zatem odziedziczone po skałach macierzystych.

Wniosek powyższy został potwierdzony przez wykonaną przez Ingersona i Ramischa analizę orientacji optycznej ziarn kwarcu w próbkach granitów i skał metamorficznych, rozluźnionych skutkiem silnego zwietrzenia tych skał. Okazało się, że kwarcie zarówno kwaśnych skał magmowych jak i metamorficznych mają kształty najczęściej wydłużone i że na krzywych ilustrujących stosunek osi krystalograficznej do wydłużenia występują dwie

kulminacje: jedna dla ziarn wydłużonych zgodnie z osią krystalograficzną c , druga — zazwyczaj niższa — dla ziarn wydłużonych według ściany romboedru ($10\bar{1}1$).

Wyniki badań najnowszych nad wydłużeniem ziarn kwarcu w skałach osadowych stwierdzają zatem, że wydłużenie zgodne z osią krystalograficzną c jest związane z pierwotną orientacją ziarn w granitach, gnejsach i łupkach kwarcowych, natomiast wydłużenie zgodne z kierunkiem ściany romboedru może być zarówno odziedziczone po skale macierzystej, jak też może powstać w wyniku kruszenia większych ziarn kwarcu w czasie transportu.

WYNIKI ANALIZ PIASKÓW RÓŻNEGO WIEKU I GENEZY Z TERENU POLSKI

Wnioski wynikające z prac Krynine'a oraz Ingersona i Ramischa przeszły już do nowszej literatury podręcznikowej. Oparte na bogatym materiale obserwacyjnym nie budzą w chwili obecnej zastrzeżeń.

Celem sprawdzenia ważności powyższych wniosków dla skał piaszczystych Polski oraz ilustracji zaobserwowanych w nich prawidłowości wykonałam serię pomiarów kątów wygaszania względem kierunku najdłuższej osi ziarn kwarcu w piaskach różnego wieku. Do analizy wybrano jedynie piaski luźne, nie zaś skały scementowane. W ten sposób wyłączony został wszelki wpływ czynników związanych z diagenetą osadu tak, że obserwowana orientacja dłuższych osi mogła być wiązana wyłącznie z charakterem materiału macierzystego oraz ze stopniem obróbki mechanicznej ziarn. Wobec tego, że pomiary zostały wykonane na materiale luźnym w preparatach proszkowych, użyto przy pomiarach kątów wygaszania zwyczajnego mikroskopu polaryzacyjnego, nie zaś mikroskopu zaopatrzonego w stolik Fiodorowa.

Do analizy wybrano piaski następujące:

1° górnokarboński piasek arkozowy z Kwaczały (okolice Chrzanowa), którego materiał pochodzi przypuszczalnie bezpośrednio z granitognejsów, ziarna zaś kwarcu wykazują cechy krótkiego transportu i nieznacznej obróbki mechanicznej;

2° dwie próbki piasków z serii piaskowca pstrego z Alwerni oraz z Miękinii, których cechą jest wyraźne na ogół obtoczenie ziarn kwarcu;

3° piasek tortoński z Trzydnika Wyżyny Lubelskiej, wykazujący niski stopień obróbki mechanicznej;

4° dwie próbki piasków wydmyowych: z Zalesia koło Warszawy oraz z Ostrołęki², wykazujące pod względem obróbki mechanicznej cechy piasków transportowanych przez czynnik eoliczny.

Dla porównania oznaczyłam orientację optyczną ziarn kwarcu w kilku otoczkach granitognejsów, zebranych w żwirach arkozy kwaczalskiej, po-

² Próbkę piasku z Zalesia dostarczył mi uprzejmie mgr W. Karaszewski, próbkę z Ostrołęki — dr E. Chlipalska.

chodzących zaś przypuszczalnie ze skał, które dostarczyły materiału dla piasków arkozowych.

Charakterystykę każdego z analizowanych piasków uzyskałam w sposób następujący: we frakcji o średnicy ziarna około 0,1 mm zmierzyłam na 100 ziarnach o wyraźnie wydłużonych kształtach kąt wygaszania pomiędzy wektorem optycznym γ' a kierunkiem najdłuższej średnicy ziarna. Uzyskane z pomiarów kąty zostały zgrupowane w klasy o przedziałach 10-stopniowych, a kątom tym przyporządkowano liczby ziarn, których

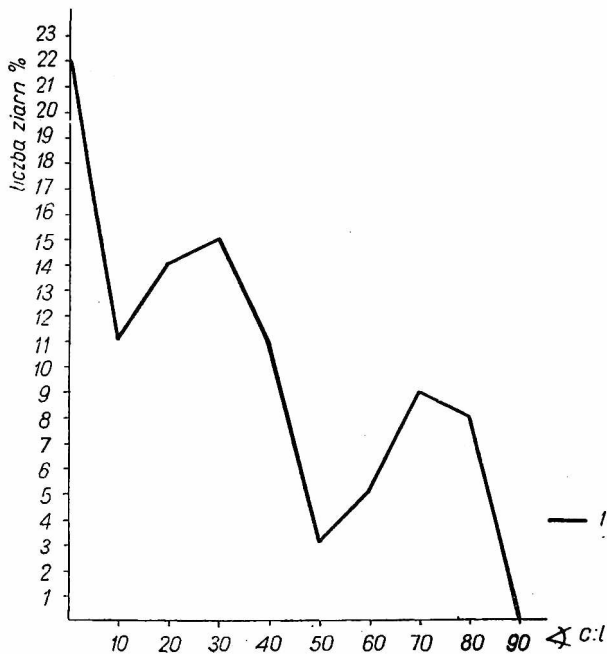


Fig. 1

Orientacja optyczna ziarn kwarcu w otoczaku gnejsów ze zwirowańkozy kwaczalskiej
c oś krystalograficzna kwarcu;
l kierunek największego wydłużenia

kąty mieściły się w obrębie danego przedziału wraz z jego górną granicą. Dla piasków zależność liczby ziarn w procentach od kątów wygaszania przedstawiono graficznie w diagramach 2—4 (fig. 2—4), natomiast diagram 1 (fig. 1) ilustruje analogiczny rozsiew ziarn w zależności od wielkości kąta wygaszania dla granitognejsu z arkozy kwaczalskiej.

W diagramie 3 umieszczono ponadto wykres charakteryzujący piasek mioceński z Gólgór według liczb podanych przez S. Biskupskiego.

Z ilustracji graficznej rozsiewu ziarn na różne przedziały kątów wygaszania odczytać można następujące fakty:

1° Wszystkie diagramy charakteryzujące analizowane piaski są wybitnie podobne do odpowiedniego diagramu granitognejsu z arkozy kwaczalskiej.

2° Na wszystkich diagramach zaznaczają się trzy kulminacje: pierwsza w przedziale kątów 0—10°, druga w przedziale 30—40°, trzecia zaś odpo-

wiada kątom większym od 60° , zbliżonym często do kierunków prostopadłych do osi głównej kwarcu. Pierwsza z tych kulminacji jest zwykle najwyższa, druga — niższa, trzecia — najniższa. Wyjątek stanowi piasek z Zalesia, którego diagram odznacza się nieco wyższą kulminacją dla przedziału $30-40^\circ$ niż dla przedziału $0-10^\circ$.

3° Charakter diagramu nie jest zależny ani od wieku piasku, ani od pochodzenia materiału. Nie zaznacza się wyraźna różnica w diagramach piasku arkozowego z Kwaczały i piasku tortońskiego z Trzydnika, mimo że różnią się one wiekiem i że piasek arkozowy czerpie materiał bezpośrednio ze skał

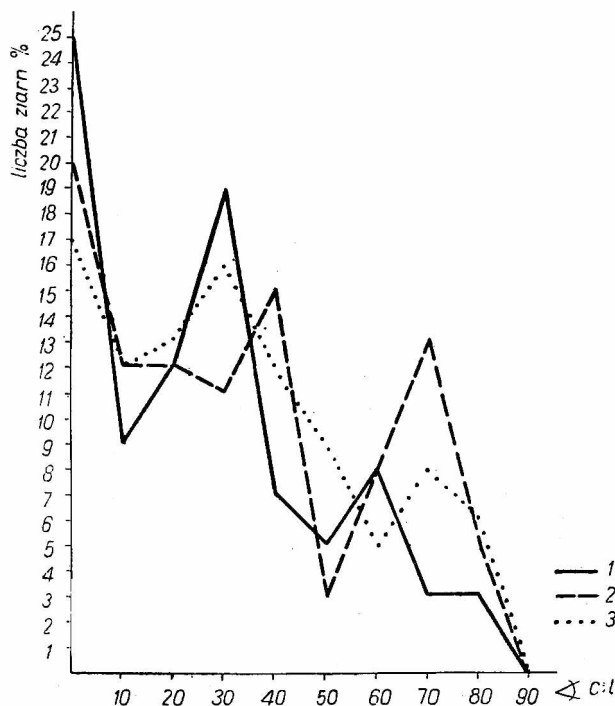


Fig. 2
Orientacja optyczna ziarn kwarcu
1 w piasku arkozowym Kwaczały,
2 w piasku z serii piaskowca pstrego z Miękini, 3 w piasku z serii piaskowca pstrego z Alwerni

krystalicznych, piasek zaś tortoński przypuszczalnie z wielokrotnie przerobionych osadów. Obydwa te piaski odznaczają się jednak podobnym charakterem obróbki mechanicznej ziarna i to jest, być może, przyczyną analogii diagramów. Z obserwacji innych diagramów wynika natomiast, że piaski, których stan obróbki mechanicznej wskazuje na transport eoliczny, są w wykresach scharakteryzowane przez nieco niższe kulminacje niż piaski nieznacznie zmienione czynnikami transportu. W interpretacji powyższego faktu mogłaby się nasunąć uwaga, że dla ziarn, które skutkiem obróbki mechanicznej uzyskały kształty bardziej zbliżone do kulistych, istnieje trudność w uchwyceniu najdłuższej ich osi. Zaznaczam jednak, że przy pomiarach uwzględniane były jedynie ziarna wyraźnie wydłużone. Tendencję do wy-

różniania kulminacji jestem skłonna wyjaśniać z jednej strony szlifowaniem ziarn prostopadle do osi krystalograficznej c (kierunek najmniejszej twardości) i związaną z tym eliminację ziarn wydłużonych, z drugiej strony — odchylaniem się najdłuższej osi ziarna od jej pierwotnego kierunku skutkiem zmiany kształtu ziarna na drodze obróbki mechanicznej.

Przy interpretacji wyników analiz własnych jak i też odnośnych analiz innych autorów nasunęło mi się pytanie, dlaczego kulminacja dla przebiegu zbliżonego do kierunku α' jest zawsze niższa niż dla kierunku γ'

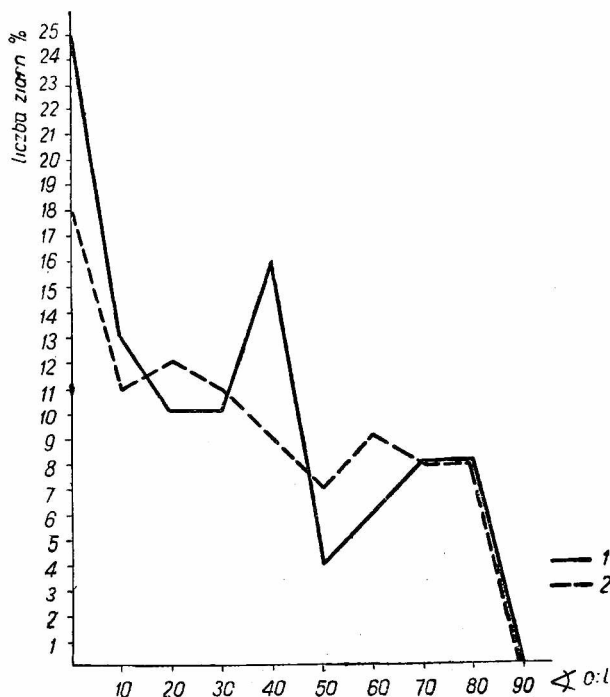


Fig. 3

Orientacja optyczna ziarn kwarcu

1 w piasku tortońskim z Trzydnika (Wyżyna Lubelska), 2 w piasku tortońskim z Gologór

i dla kierunku odpowiadającego kątom $30-40^\circ$? Studia nad orientacją optyczną kwarcu w skałach metamorficznych, których wyniki zebrane są m. in. w podręczniku F. J. Turnera (8), stwierdzają, że w skałach tych występują obok ziarn wydłużonych w kierunku osi c i w kierunku ścian romboedru ($10\bar{1}1$) także i ziarna wydłużone w kierunku prostopadłym do osi c . Ziarna ostatniego typu powinny być w piaskach najpospolitsze, gdyż czynniki abrazyjne szybciej ścierają ziarno kwarcu w kierunku prostopadłym do c , niż w innych kierunkach, jak dowiodły doświadczenia Ingersona i Ramischa; pierwotne wydłużenie takich ziarn powinno być tym wyraźniejsze, im dłużej były one transportowane. Podrzędność kulminacji dla ziarn wydłużonych prostopadle do c dowodzi zatem, że skały metamorficzne dostarczające takich kwarców są mniej pospolite. Można więc przypuścić, że głównym

źródłem pierwotnym większości piasków są granity i granitognejsy, w których trzecia kulminacja (dla kierunku α') jest mało wyraźna.

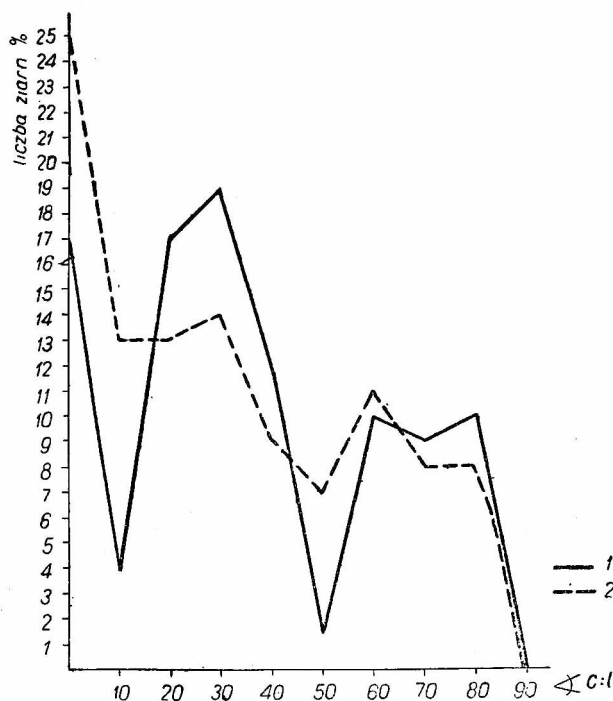


Fig. 4
Orientacja optyczna ziarn kwarcu
1 w piasku wydmyowym z Zalesia koło Warszawy, 2 w piasku wydmyowym z Ostrołęki

WNIOSKI WYNIKAJĄCE Z PORÓWNIANIA ANALIZ DAWNIEJSZYCH I WŁASNYCH

Z nowszych prób wyjaśnienia przyczyny wydłużenia ziarn kwarcu, będącego składnikiem niezdeformowanych dynamicznie skał piaszczystych, w kierunku osi krystalograficznej c , czy też wzdłuż ścian romboedru ($10\bar{1}1$), zgodnie wynika, że kształt ten jest związany z charakterem ziarn kwarcu w dostarczających pierwotnego materiału granitach, granitognejsach i różnych bogatych w kwarc łupkach krystalicznych. Kształt ten nie zmienia się wybitnie w czasie transportu i może się zachować nawet poprzez kilka cykliów sedymentacyjnych.

Wniosek ten jest poparty następującymi obserwacjami:

1° Diagramy rozsiewu ziarn w zależności od kątów wygaszania względem kierunku wydłużenia ziarn, charakteryzujące piaski różnego wieku i różnego pochodzenia z terenu Polski, są zgodne z odpowiednim diagramem charakteryzującym kwarc granitognejsu, który dostarczył materiału dla piasków arkozowych Kwaczały.

2° Na wszystkich diagramach zaznaczają się dwie kulminacje procentów ziarn, przypadające na przedziały kątów wygaszania $0-10^\circ$ i $30-40^\circ$, oraz

trzecia podrzędna kulminacja, zbliżająca się często do przedziału 80—90°. Pierwsze dwie kulminacje zostały przez kilku autorów stwierdzone w granitach i granitognejsach, trzecia — w niektórych skałach metamorficznych.

3° Mimo podobieństw charakteryzujących różne piaski diagramów zaznacza się w piaskach, które przeszły fazę transportu eolicznego, pewna tendencja do obniżenia i wyrównania kulminacji. Fakt ten popiera słuszność twierdzenia, że wydłużenie ziarn jest ściśle związane z materiałem macierzystym, nie jest natomiast skutkiem działania czynników abrazyjnych. Obróbka mechaniczna ziarn piasku, którą najenergiczniej przeprowadza czynnik eoliczny, może wprawdzie zmodyfikować w sposób nieznaczny kształty ziarn wydłużonych działaniem ciśnienia kierunkowego w skale macierzystej, nie może być natomiast uważana za czynnik ściierający ziarna równoległe do osi krystalograficznej c ani do ścian romboedru (1011)

LITERATURA CYTOWANA

1. BISKUPSKI S. Z. petrografii trzeciorzędu okolic Gologór na północnej krawędzi Podola (Beiträge zur Petrographie der tertiären Gesteine aus der Umgebung von Gologóry am Nordrande von Podolien). — Kosmos t. LXI, zesz. 1, seria A, 1936.
2. HINTZE CARL. Handbuch der Mineralogie, Bd. I. — Leipzig 1915, p. 1275.
3. INGERSON E. & RAMISCH J. L. Origin of shapes of quartz sand grains. — Am. Min. v. 27, No. 9, 1942.
4. KRYNINE P. D. Petrology and genesis of the Third Bradford Sand. — Penn. St. Coll. Bull. No. 29. 1940.
5. ROWLAND R. A. Petrofabric determination of quartz grain orientation. — Bull. Geol. Soc. Am. v. 51, 1940.
6. SOSMAN R. B. The properties of silica. — New York 1927.
7. TOKARSKI J. Zagadnienia petrografii skał osadowych w związku z badaniami geologicznymi w Karpatach (Les problèmes de la pétrographie des roches sédimentaires en liaison avec les recherches géologiques dans les Karpates). — Pam. I Zj. Geol.-Naft. we Lwowie (1929), 1930.
8. TURNER F. J. Mineralogical and structural evolution of metamorphic rocks. — Mem. Geol. Soc. Am. v. 30, 1948.
9. WAYLAND R. G. Optical orientation in elongate clastic quartz. — Am. J. Sci. v. 237, No. 2, 1939.

M. ТУРНАУ-МОРАВСКА

(Лаборатория Петрографии осадочных пород Варшавского Университета)

ОПТИЧЕСКАЯ ОРИЕНТИРОВКА УДЛИНЕННЫХ ЗЕРЕН КВАРЦА В ПЕСКАХ

РЕЗЮМЕ

Автором была произведена серия измерений углов погасания в зернах кварца относительно направления длиннейшей оси зерна. Графики анализов песков различного возраста на территории Польши и сравнение с данными подобных анализов гранитогнейсов привели к следую-

шему выводу: причиной удлинения зерен кварца в песчаных породах, обычно соответствующего кристаллографической оси c или направлению стенки ромбоэдра ($10\bar{1}1$), является действие стресса на материнские породы, а не позднейшая механическая обработка зерен песка.

M. TURNAU-MORAWSKA

(Laboratory of Sedimentary Petrography of the University of Warsaw)

OPTICAL ORIENTATION OF ELONGATED QUARTZ SAND GRAINS

SUMMARY

Recent investigations concerning elongation of quartz grains in sands and sandstones showed a tendency of these grains to be elongated parallel to the c -axis and to the rhombohedral cleavage. S. Biskupski (*1*)¹, R. A. Rowland (*5*) and R. G. Wayland (*9*) concluded that this elongation is correlated with differential hardness of quartz. P. D. Krynine (*4*), and Ingerson and Ramisch (*3*) suppose that this elongation is due rather to original shape of quartz in granite, gneiss and quartzose crystalline schist. Abrasion tests performed by Ingerson and Ramisch on oriented prisms showed that quartz is harder on prism faces than normal thereto. The authors conclude that elongation of quartz grains cannot be due to differential abrasion during transport.

The author has made a statistical study of angles between the c -axes and the axes of elongation of grains in sands of different age and provenance. Results of analyses confirmed the conclusions of Krynine, and Ingerson and Ramisch. Figures 2—4 showing relation of c -axis and elongation are similar for all studied sands and present a strong maximum for grains elongated parallel to c -axis and rhombohedral cleavage. A third less prominent maximum corresponds to grains elongated normal to the c -axis. The influence of abrasion, expressed in rounding of grains in sands submitted to eolian transport, is found slightly to overshadow the prominence of maxima on diagrams. Consequently the observed elongation of quartz grains in sands cannot be interpreted as result of differential abrasion during transport.

¹ Figures in italics in brackets refer to the literature quoted on p. 301.

ZYGMUNT WALENCZAK
(Zakład Geochemii Uniwersytetu Warszawskiego)

METODY BIOGEOCHEMICZNE W BADANIU ZAWARTOŚCI NIKLU W SERPENTYNITACH DOLNOŚLĄSKICH

STRESZCZENIE

Przedstawiono wstępne badania biogeochemiczne na terenie Dolnego Śląska, w szczególności dotyczące różnicowania się zawartości Ni, Fe, Mg w popiele liści brzoź rosnących na terenach serpentynitowych.

SPIS RZECZY

Wstęp	303
Doświadczalne podstawy biogeochemicznych poszukiwań złóż kruszców	305
Metody analityczne w badaniach biogeochemicznych	309
Wstępne badania terenowe	310
Omówienie wyników	314
Literatura cytowana	315

WSTĘP

Na możliwości spożytkowania szaty roślinnej w poszukiwaniach geologicznych wskazywał już w 1841 roku rosyjski geolog A. Karpinskij. W parę lat później (1855) duński uczony J.G. Forchhammer (2)¹ licznymi analizami skał, gleb, popiołów roślin i wody morskiej dowiódł bardzo szerokiego rozpowszechnienia w przyrodzie wielu metali ciężkich. We wszystkich przez niego analizowanych próbach były prawie zawsze obecne takie pierwiastki jak: Pb, Cu, Ni, Co, Ba, Mn.

W popiołach roślin zawartość tychże pierwiastków niejednokrotnie znacznie przewyższała ich stężenie w glebach i skałach, przy czym wiele gatunków roślin wykazywało szczególne zdolności do obfitszego nagromadzania w swych tkankach niektórych spośród składników mineralnych.

Forchhammer pierwszy poruszył zagadnienie zależności „bujnego” (jak się wyraził) rozwoju roślin od wystarczającej ilości pierwiastków metalicznych w glebach. Zwiększoną koncentrację pewnych rzadszych pierwiastków

¹ Cyfry kursywą w nawiasach odsyłają do spisu literatury na końcu artykułu.

w organizmach roślinnych wiązał on z jakimiś szczególniejszymi potrzebami odżywczymi poszczególnych gatunków roślinnych z jednej strony, a z drugiej — ze wzbogaceniem się w te składniki środowiska odżywczego. Już wówczas starano się praktycznie zużytkować specyficzne właściwości flory roślin cynkolubnych. A mianowicie pojawienie się roślinności symptomatycznej dla wychodni złóż kruszców cynku wyzyskano w tymże czasie w okolicach Akwizgranu do wykrywania nowych miejsc występowania rud cynkowych.

W dziedzinie badań składu elementarnego substancji żywej w latach późniejszych badania zostały skierowane niemal wyłącznie na drogę eksperymentów fizjologicznych, z całkowitym pominięciem prześledzenia naturalnego obiegu pierwiastków w przyrodzie. Notowano wprawdzie coraz częściej przykłady pośredniego wzbogacania się roślinności w niektóre rzadsze pierwiastki w związku z pojawianiem się ich w glebach w zwiększonej ilości. F. Sertini np. (1890), analizując popioły roślin z gleb z wyspy Elby bogatych w minerały beryl i turmalin, wykrywał w popiołach roślin beryl. Zawartość BeO dochodziła tam niekiedy do 2%. W Ameryce Pn. W.G. Bateman i L.S. Wells (1917, 1) wykonali szereg analiz popiołów roślin rosnących z dala od obszarów występowania kruszców miedzi i porównali je z analizami roślin z miejsc wzbogaconych w Cu. Okazało się, że podwyższenie zawartości miedzi w podłożu prowadzi również do zwiększenia koncentracji tego metalu w organizmach roślinnych rozwijających się na terenach miedzionośnych.

Przełomowego znaczenia w rozwoju tej gałęzi nauk nabrały jednakże dopiero dwa dzieła o podstawowym znaczeniu, opublikowane przez W. I. Wernadskiego: „Biosfera” (17) i „Oczerki Geochimii” (18). Były one owocem długoletnich wnikliwych studiów nad historią naturalną pierwiastków w skorupie ziemskiej. Wyłożone są w nich teoretyczne podstawy nowej, wyodrębnionej przez Wernadskiego dyscypliny nauk przyrodniczych — biogeochemii. W ujęciu Wernadskiego jest to nauka, która nie tylko bada rozmieszczenie i migrację pierwiastków za sprawą organizmów żywych, lecz również śledzi rolę organizmów żywych w procesach geologicznych. To powiązanie nauk biologicznych z geochemią i innymi naukami o Ziemi pozwala też na szersze i pełniejsze ujęcie zjawisk związanych z cyklicznym obiegiem pierwiastków za pośrednictwem organizmów żywych w biosferze.

Biogeochemia, od zarania swego powstania otoczona troskliwą opieką Związku Radzieckiego, znalazła warunki doskonałego rozwoju. W zorganizowanej przez Wernadskiego w Leningradzie pierwszej na świecie Pracowni Biogeochemicznej (nazwanej później jego imieniem) podjęto systematyczne prace nad ustaleniem przeciętnego składu chemicznego organizmów żywych oraz nad związaną z tym zagadnieniem metodyką badań. W parę lat później biogeochemia zaczyna święcić swoje pierwsze tryumfy poza granicami Związku

Radzieckiego, początkowo uprawiana głównie w krajach skandynawskich, gdzie na czoło wysunęły się prace szkoły geochemicznej V. M. Goldschmidta (1932), a następnie w wielu innych pracowniach geochemicznych.

Od trzeciego dziesiątka lat tego stulecia można zanotować niezwykle szybki rozwój badań nad tzw. mikroelementami, tj. pierwiastkami pojawiającymi się w organizmach żywych zwykle w ilościach bardzo małych, mającymi równocześnie zasadnicze znaczenie dla normalnego rozwoju roślin i zwierząt. Stworzyło to z kolei praktyczne możliwości skorzystania z tych osiągnięć dla agrotechniki i hodowli. Największym jednak bodźcem do jeszcze intensywniejszego rozkwitu tej najmłodszej z dyscyplin geologicznych były pierwsze udane próby lokalizacji złóż przy pomocy metod biogeochemicznych. Podjęto je równocześnie w roku 1938 w Związku Radzieckim (S. M. Tkalicz) i w krajach skandynawskich (S. Palmquist, N. Brundin i in.).

Od tego czasu coraz więcej uwagi zwraca się na możliwości praktycznego zastosowania osiągnięć biogeochemii do celów zwiększenia bazy surowcowej. W ciągu stosunkowo krótkiego czasu te nowe metody poszukiwawcze zostały doświadczalnie wypróbowane i niejednokrotnie już oddały usługi w prospekcji nowych źródeł rud i kruszców. Zwiększają one znacznie możliwość szybkiej i taniej lokalizacji złóż pod stosunkowo niewielkim przykryciem, a także umożliwiają wyodrębnianie spośród rozległych obszarów terenów wzbogaconych w poszczególne pierwiastki oszczędzając wiele czasu i środków na wstępne badania metodami stosowanymi dotychczas.

W 1951 roku w Zakładzie Mineralogii i Petrografii Uniwersytetu Poznańskiego podjęto z inicjatywy prof. dra K. Smulikowskiego badania biogeochemiczne na terenie Dolnego Śląska, kontynuowane obecnie przy Katedrze Mineralogii i Geochemii Uniwersytetu Warszawskiego.

Przedstawione w niniejszym artykule wyniki wstępnych badań terenowych mają na celu zorientowanie się w możliwości zastosowania nowych metod poszukiwawczych na terenie Dolnego Śląska. W szczególności objęły one zagadnienie rozmieszczenia niklu w roślinach na tle występowania tego pierwiastka w podłożu.

DOŚWIADCZALNE PODSTAWY BIOGEOCHEMICZNYCH POSZUKIWANŹ ZŁOŻ KRUSZCÓW

Badania geochemiczne W. I. Wernadskiego i współpracowników ujawniły ustawiczną wędrówkę pierwiastków chemicznych w strefie bytowania organizmów żywych. Procesy wietrzenia skał sprzyjają migracji wielu składników w nich zawartych. Minerale pierwotne ulegają rozkładowi a na ich miejsce powstają połączenia bardziej trwałe w nowych warunkach fizykochemicznych. Część uwolnionych w tych procesach elementów składowych zostaje przyswojona przez roślinność i za jej pośrednictwem uczestniczy

w nowym, biogeochemicznym obiegu w przyrodzie. Skutkiem ustawicznego ruchu wód w przyrodzie pomiędzy glebami i podścielającymi je skałami odbywa się odwieczna wymiana pierwiastków. Uruchomione w procesach rozkładu i utleniania złóż pierwotnych, mogą się one na tej drodze rozpraszać na tereny przyległe. W rezultacie prowadzi to do powstawania niekiedy nawet rozległych obszarów, wyróżniających się zwiększoną lub zmniejszoną koncentracją jednego czy też nawet kilku pierwiastków chemicznych.

Ze zjawiskiem tym związana jest charakterystyczna reakcja biologiczna flory i fauny rozwijającej się na danym terenie, dzięki niemu może też dochodzić do wtórnego nagromadzania się niektórych pierwiastków, bądź w żywych organizmach, bądź też po ich obumarciu w warstwach zawierających ich szczątki. A. P. Winogradow (19) obszary te nazwał prowincjami biogeochemicznymi. Gleby i roślinność takich prowincji wykazują zwykle dziesięciokrotnie a czasem nawet stokrotnie większe stężenie charakterystycznych dla danego obszaru pierwiastków w porównaniu z ich przeciętną zawartością w biosferze. Znalazłszy się na terenach o skrajnie wysokich (lub niskich) koncentracjach niektórych elementów w środowisku odżywczym organizmy zaczynają chorować — następuje swego rodzaju endemia, która może utrzymywać się w ciągu długich okresów czasu. Znamy już dzisiaj wiele prowincji o nadmiarze niektórych składników chemicznych, objawiającym się ich toksycznym działaniem na organizmy roślinne i zwierzęce. Na przykład w Północnej Ameryce na rozległych obszarach utworzyły się gleby pochodzenia wulkanicznego zawierające spore ilości selenu (do 0,008% wag.). Selen stał się przyczyną groźnej choroby zwierząt roślinożernych, zwanej tam alkalozą. Roślinność gleb bogatych w związki molibdenu powoduje również objawy zatrucia zwierząt domowych (15). W Południowej Afryce skały dunitowe zawierające platynę są tak dalece pozbawione roślinności, że swego czasu korzystano z tego zjawiska w poszukiwaniu platyny (4).

Z drugiej znów strony niedostatek niektórych pierwiastków powoduje specyficzne niedomagania organizmów. Poznano już wiele chorobliwych objawów u roślin i zwierząt, związanych z niedomiarem w pożywieniu kobaltu, cynku, miedzi, fluoru, jodu, baru i in. Na obszarach prowincji biogeochemicznych w ciągu tysięcy generacji liczne organizmy zdołały się przystosować do skrajnych koncentracji poszczególnych pierwiastków. To przystosowanie było często związane z powstawaniem wielu zmian morfologicznych, powodujących opisywanie organizmów jako odmiany, ekotypy, mutacje chemiczne, rasy edaficzne, czy też nawet jako osobne podgatunki i gatunki. Obok dobrze już dzisiaj zbadanej flory roślin galmanowych znamy cały szereg roślin nagromadzających pokażniejsze ilości litu, boru, glinu i in. pierwiastków. Flory i fauny edaficzne posiadają wybitne zdolności

do poważniejszej akumulacji poszczególnych związków w swych tkankach, o czym przekonuje nas załączone zestawienie.

<i>Thlaspi calaminare</i> (15)	do 17,0%	Zn w popiele
<i>Armeria halleri</i> (15)	5,0%	Zn „
<i>Viola calaminaria</i> (15)	3,5%	Zn „
<i>Mollinia altissima</i> (4)	2,0%	Pb „
<i>Melandrium silvestre</i> (8)	3,2%	Cu „
<i>Alyssum hertolonii</i> (7)	7,8%	Ni „
<i>Thalictrum</i> sp. (18)	około 0,01%	Li „
<i>Astragalus racemosus</i> (15)	1,5%	Se w suchej masie roślinnej
<i>Onopsis condensata</i> (15)	0,9%	Se „

Roślin związanych z terenami wzmożonego pojawiania się niektórych pierwiastków używano w charakterze wskaźników w wykrywaniu wychodni nowych ich złóż. Niedostateczna jednak liczba takich prostych indykatorów spośród roślin, ich stosunkowa rzadkość oraz trudności w identyfikacji nie pozwoliły na szersze zastosowanie geobotanicznych metod poszukiwawczych. Natomiast szczególniejszego znaczenia nabrało zjawisko masowego podwyższania się we wszystkich organizmach zawartości danych składników elementarnych w związku ze wzmożoną ich podażą w środowisku odżywczym. Okazało się bowiem, że w tym przypadku oprócz roślin wskaźnikowych, szczególnie uprzywilejowanych w selektywnym nagromadzaniu składników nieorganicznych, również cała pozostała flora zaopatruje się w nie obficie. W ślad za tym może następować wtórne koncentrowanie się niektórych rzadszych i rozproszonych pierwiastków w najbardziej powierzchniowych warstwach gleb. Jak to wykazały badania V. M. Goldschmidta (3), obumarłe części roślin, układające się na powierzchni gleby, ulegają rozkładowi; część składników łatwo ługujących się zostaje odprowadzona przez wody opadowe, a część trudniej rozpuszczalna, w tym wiele związków metali rzadkich, pozostaje na miejscu wzbogacając cienką warstwę próchnicy w te pierwiastki.

Śpostrzeżenia te starano się użytkować w krajach skandynawskich w celu poszukiwania nowych złóż metali rzadkich. Pobierano w tym celu systematycznie próby gleb leśnych lub części roślin z obszarów podejrzanych o występowanie minerałów miedzi, cynku, srebra, niklu, wolframu i innych metali. Następnie poddawano je analizie spektralnej lub rentgenospektralnej (stąd też nazwano początkowo tego rodzaju poszukiwania „prospekcją spektralną”) i na tej podstawie starano się wyznaczyć obszary domniemanego występowania danego pierwiastka w podłożu. Tego rodzaju próby przeprowadzane były później ze zmiennym szczęściem w różnych krajach. Na

przykład w 1939 r. udało się w ten sposób w Południowej Walii wykryć żyły wolframu i kasyterytu, w Grecji lokalizowano w ten sposób złoża chromitu, w Nowej Funlandii zaś przeszło 10-ciometrowa warstwa utworów młodszych nie była przeszkodą w otrzymaniu dodatnich wyników przy poszukiwaniu złóż kruszców niklu (9).

Badania te jednakże nosiły charakter raczej doświadczalny. Uzyskiwane na tej drodze wyniki niejednokrotnie okazywały się mało zadawalające. Duże trudności przysparzała niezwykle różnorodność w przyswajaniu związków nieorganicznych przez poszczególne organizmy roślinne. Okazało się bowiem, że pobieranie składników odżywczych przez rośliny zależy nie tylko od ich cech gatunkowych, lecz także w dużym stopniu od stosunków geograficznych, klimatycznych, rodzaju podłoża, pory roku, pH gleby i od wielu jeszcze innych, niekiedy trudno uchwytnych, czynników. Urozmaicona rola fizjologiczna poszczególnych pierwiastków w życiu roślin wpływa również na zróżnicowanie ich koncentracji w obrębie samej rośliny. Wszystko to znacznie komplikuje wybór najprzydatniejszej metody polowej. Czasem nawet trudności wydawały się być tak duże, że celowość stosowania tych metod w praktyce poszukiwawczej stawiały pod znakiem zapytania. Dużym osiągnięciem ostatnich lat było z jednej strony wypracowanie odpowiedniej techniki badań w warunkach polowych z możliwością dokonywania analiz na miejscu pobrania próby, z drugiej zaś teoretyczny rozwój zagadnienia oparty na podstawie już uzyskanych wyników badań.

W tej ostatniej dziedzinie doniosłego znaczenia nabrały podjęte w Pracowni im. W. I. Wernadskiego prace zmierzające do ustalenia przeciętnego ilościowego udziału w budowie biosfery poszczególnych pierwiastków. Wprowadzone pierwszy raz przez Wernadskiego tzw. klarki biosfery (nazwane tak przez analogię do klarków skorupy ziemskiej, wyrażających zawartość pierwiastków w procentach wagowych), są bardzo przydatne do obserwacji ilościowych. Opierając się na nich łatwiej udaje się nam śledzić ilościowy rozdział takich np. par pierwiastków jak nikiel i kobalt, miedź i cynk, cynk i kadm, podczas ich wędrówki za sprawą organizmów żywych.

Pomimo ustawicznego doskonalenia metodyki badań stosowanie w praktyce biogeochemicznych metod poszukiwawczych uzależnione jest od wielu nie dających się z góry przewidzieć komplikacji. Wymagają one zawsze indywidualnego podejścia w rozwiązywaniu określonego regionalnego zadania, od wyboru bowiem odpowiedniej metody polowej zależy powodzenie lub niepowodzenie poszukiwań. Stanowi to ujemną stronę tych metod, gdyż nie można tu z góry ustalić jakichś szczegółowych recept czy też przepisów postępowania w badaniach terenowych. Pomyślny wynik uzależnia się więc niejednokrotnie od doświadczenia i wprawy osoby prowadzącej poszukiwania. Wyeliminowanie tych trudności zależy w dużym stopniu od dalszego rozwoju badań nad elementarnym składem substancji żywej.

METODY ANALITYCZNE W BADANIACH BIOGEOCHEMICZNYCH

Ilości poszczególnych mikroelementów w popiołach roślin i glebach wahają się w szerokich granicach. W załączonej tabeli podane są orientacyjne dane co do zawartości niektórych metali ciężkich w glebach i roślinach oraz przytoczona jest względna czułość najczęściej stosowanych w ich oznaczaniu metod: kolorymetrycznej i spektrograficznej.

Pierwiastek	Przeciętna zawartość		Względna czułość analiz	
	w glebach	w popiołach roślin	spektralnych	kolorymetrycznych
Zn	0,005 %	n. 0,01 %	0,01 %	0,001 %
Cu	0,002	n. 0,01	0,0005	0,001
Ni	0,005	n. 0,001	0,0005	0,001
Co	0,002	n. 0,001	0,001	0,001
Mo	0,0003	n. 0,0001	0,001	0,0001
Cr	0,001	n. 0,0001	0,0005	0,001
Pb	0,0005	n. 0,001	0,001	0,001

W poszukiwaniach biogeochemicznych zmuszeni jesteśmy korzystać z działek, setek a nawet tysięcy oznaczeń nieraz śladowych tylko ilości metali ciężkich. Stąd też tego rodzaju analizy nie mogą zajmować dużo czasu, a ich masowy charakter zmusza do stosowania przy tym jak najdalej idącej ekonomii zużycia materiałów. Odbywa się to na ogół kosztem większej dokładności, stosowanej jedynie w analizach kontrolnych lub w próbach wzorcowych. Zwykle w oznaczaniu pierwiastków śladowych względna dokładność nie przekracza 30—50%. Jeżeli wziąć pod uwagę, iż wahania zawartości poszczególnych mikroelementów, nabierające znaczenia wskaźnikowego w poszukiwaniach biogeochemicznych, znacznie przewyższają granicę 100%, przekraczając często nawet stosunek 1:20, to wskazana dokładność może być z powodzeniem uznana za wystarczającą. Szersze zastosowania, ze względu na dużą czułość i przydatność do seryjnych oznaczeń, znalazły metody: spektrograficzna, kolorymetryczna i chromatograficzna. Te dwie ostatnie przystosowano do warunków polowych tak dalece, że pozwalają one na analizowanie próbek przez personel niewyszkolony i nie wymagają przy tym skomplikowanych urządzeń. Szybkość tego rodzaju analiz jest zadziwiająco duża: np. pomysłowa metoda chromatograficzna opracowana przez L.E. Reichena (11) pozwala w ciągu dnia jednej osobie wykonać 30 oznaczeń Ni w roślinach z dokładnością względną 30% i to z możliwością wykonywania analiz na miejscu pobrania prób.

Najbardziej jednak wszechstronną okazała się analiza spektrograficzna. Jej bezsprzecznymi zaletami są: stosunkowo duża czułość, operowanie małymi ilościami prób bez potrzeby ich rozpuszczania, charakter dokumen-

talny — zdjęcia utrwalone na kliszy mogą być przechowywane, a następnie w razie potrzeby porównywane z innymi analizami. Przewyższa ona również pozostałe metody możliwością równoczesnego śledzenia kilku a nawet kilkunastu pierwiastków, co jest ważną zaletą w tego rodzaju poszukiwaniach.

Autor posługiwał się w swoich badaniach spektrografem kwarcowym ISP 22 o średniej dyspersji. Analizowaną próbkę umieszczano w otworze dolnej elektrody grafitowej o średnicy wewnętrznej 2 mm i głębokości 5 mm. Górna elektroda tej samej grubości co i dolna (o średnicy 3,5 mm) była płasko zeszlifowana. Widmo zdejmowano na płytach graficznych GO 5,5 lub czulszych GO 3,0 naświetlając 60 sek (lub krócej) przy szczelinie 0,02 mm. Jako źródło wzbudzenia służył łuk prądu zmiennego zasilany z generatora PS 39 o natężeniu 8A. W charakterze prób wzorcowych używano popiołów tego samego gatunku roślin, w których oznaczane pierwiastki sprawdzono kolorymetrycznie metodą E.B. Sandella (13). Porównywanie zaczernienia linii odbywało się na drodze wizualnej za pomocą spektroprojektoru PS 18.

Tego rodzaju postępowanie pozwala na bardzo szybkie określanie małych ilości składników metalicznych w popiołach roślin. Przy pewnej wprawie błąd względny oznaczenia nie przekracza 30% dla zawartości nie przewyższających 0,05% (powyżej 0,05% wzrasta on do 50 i więcej procent). Można zwiększyć dokładność przez kilkakrotne zdejmowanie jednego i tego samego widma. W większości przypadków uzyskiwano zupełnie zadowalające wyniki stosując dwukrotne tylko fotografowanie jedno pod drugim widm tej samej próby. Duże błędy mogą wynikać z bezpośredniego porównywania widm popiołów z różnych gatunków roślin, np. z liści brzozy i liści topoli, lub też z tego samego gatunku, ale z innych części rośliny np. popiołu liści z popiołem kory. Stąd pożądanym jest używanie wzorców jak najbardziej zbliżonych swym składem do badanych prób. Poważniejsze zmiany koncentracji głównych składników popiołów, w szczególności zaś zwiększenie ilości wapnia, wpływa na zmianę intensywności linii analitycznych pozostałych pierwiastków.

Ilość popiołu uzyskiwana z danej części rośliny zmienia się nie tylko zależnie od gatunkowej przynależności osobnika, ale także zależnie od stosunków wodnych i charakteru podłoża wykazując pod tym względem duże zróżnicowanie. Na przykład w liściach brzozy (*Betula verrucosa*) zebranych z terenu Dolnego Śląska zawartość popiołu wahała się w granicach od 3,4% (podłoże granitowe) do 6,8% (wapienie). Pora roku i wiek drzewa także odgrywają rolę w możliwościach nagromadzania składników nieorganicznych.

WSTĘPNE BADANIA TERENOWE

Badania terenowe objęły głównie ultrazasadowe skały Dolnego Śląska, w szczególności położony na południe od Sobótki masyw serpentynitowy oraz mniejszy od niego, położony w okolicach Ząbkowic, w miejscowościach Szklary

i Tomice (p. fig. 1) Ta właśnie partia serpentynitowa ma miejsca rozłożonej w sposób charakterystyczny skały serpentynitowej, tak dalece wzbogaconej w nikiel i żelazo, że jest ona przedmiotem eksploatacji i przeróbki hutniczej.

Powstawanie partii zwietrzzeliny wzbogaconych w nikiel przypisuje K. Spangenberg (14) następowaniu w pewnym miejscu i bezpośrednio po sobie dwóch odrębnych procesów geologicznych: procesu wietrzenia w warunkach

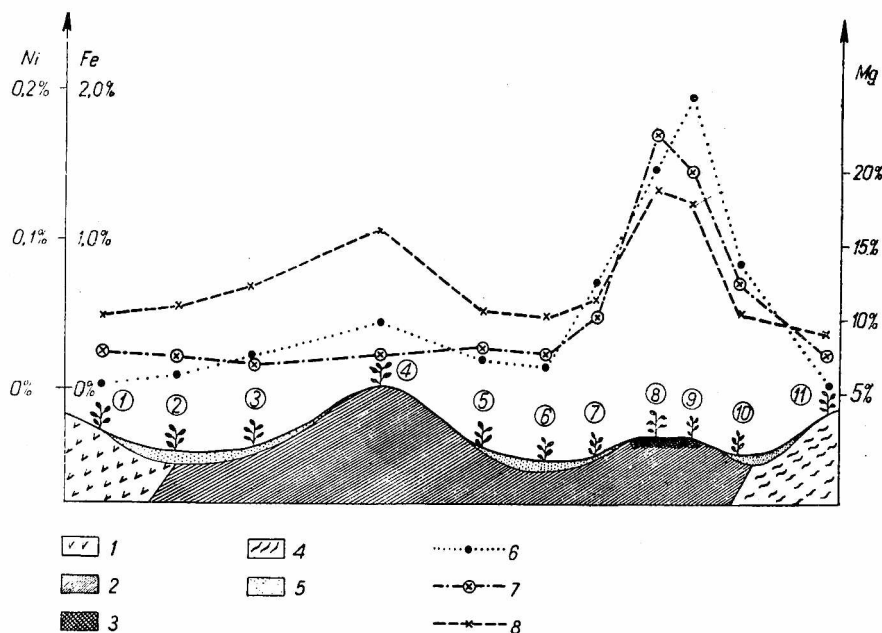


Fig. 1

Schematyczny wykres zróżnicowania Ni, Mg i Fe w popiele liści *Betula verrucosa* na dolnośląskich terenach serpentynitowych

1 gabbro, 2 serpentynit, 3 rozłożony serpentynit wzbogacony w Fe i Ni, 4 gnejs, 5 utwory młodsze, 6 zawartość %-wa Ni w popiele liści *B. verrucosa*, 7 zawartość %-wa Fe w popiele liści *B. verrucosa*, 8 zawartość %-wa Mg w popiele liści *B. verrucosa*

Cyfry w kółkach oznaczają miejsca pobrania próbek

kach tropikalnych (laterytyzacji) i uprzedniego przeobrażenia hydrotermalnego skały serpentynitowej. Jedynie bowiem w rezultacie nałożenia się tych dwóch niezależnych od siebie procesów mogła się, według poglądów Spangenberg, wytworzyć zwietrzelina o tak dużej miąższości, że przetrwała ona trzeciorzędową, a także późniejszą, np. dyluwialną denudację. W charakterystycznie zabarwionych na kolor czerwono-brunatny partiach rozłożonej skały doszło do względnie dużej koncentracji żelaza (8–40%), niklu (0,3% do nawet kilku procent; przeciętnie od 0,6–1,2%), glinu (0,9–4,5%). Uruchomiona została w procesach wietrzenia tropikalnego również krzemionka,

magnez zaś występujący tu także w postaci magnezytu pochodzenia hydrotermalnego został w większej części odprowadzony.

Z miejsc występowania rud niklu pobrano szereg gatunków roślin rosnących bezpośrednio na złożu i poddano je analizie kolorymetrycznej na zawartość niklu. Wyniki tych analiz przedstawia poniższa tabela:

Nazwa rośliny	% popiołu	Zawartość Ni w popiele
<i>Alnus glutinosa</i>	6,8	0,35%
<i>Alnus incana</i>	6,2	0,31
<i>Betula verrucosa</i>	5,1	0,20
<i>Populus tremula</i>	9,1	0,11
<i>Populus nigra</i>	9,8	0,02
<i>Quercus pedunculata</i>	7,5	0,06
<i>Salix caprea</i>	8,7	0,22
<i>Salix fragilis</i>	7,9	0,17
<i>Sambucus racemosa</i>	13,1	0,07
<i>Pinus silvestris</i>	2,3	0,16
<i>Larix europaea</i>	9,2	0,11

Zbadano również rozmieszczenie niklu w poszczególnych częściach sosny i brzozy z tego samego miejsca:

<i>Pinus silvestris</i>	% popiołu	Zawartość Ni w popiele
Igły	2,3	0,16%
Młode gałązki (1—2 lat)	1,7	0,12
Starsze gałązki (3—6 lat)	0,9	0,06
Korzenie (bez kory)	1,2	0,07
<i>Betula verrucosa</i>	% popiołu	Zawartość Ni w popiele
Liście	5,1	0,20%
Młode gałązki (1—2 lat)	1,8	0,11
Starsze gałązki (3—6 lat)	0,7	0,07
Korzenie (bez kory)	0,8	0,05

Dla porównania przytoczyć można, że przeciętna zawartość Ni w popiele liści *Betula verrucosa*, zebranych z okolic Warszawy, waha się w granicach 0,003—0,005%, w igłach zaś *Pinus silvestris*—0,004—0,006%.

W dalszych badaniach ograniczono się jedynie do trzech najpospolitszych na tych obszarach drzew: sosny, brzozy i dębu.

Zanalizowano popioły z liści brzoź rosnących na różnorodnym, charakterystycznym dla okolicznych obszarów podłożu. Oznaczono w nich na drodze

kolorymetrycznej zawartości niklu i żelaza oraz wagowo — magnez. Uzyskane w ten sposób dane przedstawiono w postaci wykresu ilustrującego schematycznie zależność różnicowania się zawartości tych pierwiastków w zależności od typów podłoża. Próby liści zebrane były z drzew wieku 10 do 20 lat w miesiącach letnich, tj. w okresie ich najpełniejszego rozwoju.

Próba nr 1 zebrana była z brzozy wyrosłej bezpośrednio w szczelinie skały gabrowej góry Ślęzy koło Sobótki.

W popiele znaleziono: 0,005% Ni, 0,25% Fe, 10,0% Mg, zawartość popiołu w liściach: 4,0%.

Próba nr 2 pochodziła z brzozy rosnącej u podnóża masywu serpentynitowego (Góra Sępia) na utworach pochodzenia glacialnego z dość często spotykanymi fragmentami skał serpentynitowych. Znajdująca się w bezpośrednim sąsiedztwie odkrywka, powstała w wyniku eksploatacji żwiru, wskazywała na znaczną miąższość tego rodzaju podłoża (przewyższającą 10 m).

W popiele znaleziono: 0,009% Ni, 0,21% Fe i 10,8% Mg; zawartość popiołu w liściach 4,2%.

Próba nr 3 należała do brzozy rozwijającej się na podłożu lessowym pokrywającym warstwą grubości około 2 m utwory glacialne, a te z kolei leżały pokładem prawie 2 m grubości na serpentynicie nie zdradzającym objawów brunatno-czerwonego wietrzenia.

Zawartość Ni wynosiła 0,025%, Fe 0,20%, Mg 12,0%; popiół stanowił 3,9% suchej masy roślinnej.

Próba nr 4 zebrano z drzewa wyrosłego wśród sterczących bloków niezwiertzonego serpentynitu na samym prawie szczycie Góry Sępiej. Wykryto tu 0,045% Ni, 0,25% Fe, 16,0% Mg; popiołu było 4,0%.

Próby nr 5 i 6 należały do drzew rosnących na utworach polodowcowych, przeważnie o charakterze piaszczystym lub żwirowatym, z nierzadkimi okruchami skrzemieniałej brunatno-rudej zwietrzliny serpentynitowej. Grubość nadkładu tych utworów przewyższała 8—12 m. Wyniki analiz: próba nr 5: 0,021% Ni, 0,32% Fe, 10,5% Mg; próba nr 6: 0,018% Ni, 0,28% Fe, 10,2% Mg; zawartość popiołów: 4,9% i 4,5%.

Próba nr 7. — Drzewa, z których zebrano liście, rosły na podłożu lessowym spoczywającym około dwumetrową warstwą na serpentynicie, który wykazywał objawy brunatnego przeobrażenia. Znaleziono tu: 0,088% Ni, 0,52% Fe, 11,5% Mg; popiołu 4,8%.

Próby nr 8 i 9 są to średnie wartości dla liści zebranych z kilkunastu okazów rosnących na dwóch oddzielnych odkrywkach powstałych w wyniku eksploatacji rud niklu. W popiołach znaleziono: 0,17% i 0,20% Ni, 1,87% i 1,75% Fe, 19,1% i 18,2% Mg; zawartość popiołu wynosiła 5,6% i 5,1%.

Próba nr 10 pochodziła z brzozy rozwijających się w pobliżu hałd, w niedalekiej odległości od wymienionych odkrywek. Dała ona 0,09% Ni, 0,75% Fe, 10,4% Mg; popiół stanowił 5,3% suchej masy liści.

Próba nr 11 została zebrana z gnejsów sowiogórskich. W liściach tej brzozy znaleziono: 0,004% Ni, 0,26% Fe, i 9,1% Mg, przy zawartości popiołu 3,5%.

Stosunkowo najmniejsze ilości niklu, żelaza i magnezu wykryto w liściach brzozy wyrosłej na wapieniach w miejscowości Wojcieszów Górny (Dolny Śląsk); stanowiły one tylko 0,002% Ni, 0,16% Fe i 6,3% Mg, przy ogólnej zawartości popiołu 6,8%.

OMÓWIENIE WYNIKÓW

Przytoczone analizy wskazują niedwuznacznie na wyraźne koncentrowanie się niklu w roślinie w przypadku podwyższania się zawartości tego pierwiastka w podłożu. W miejscach występowania rud żelazo-niklowych zaobserwować można wybitne nagromadzenie się niklu i żelaza w liściach drzew rosnących na tych obszarach. Względna koncentracja niklu w popiołach z liści niektórych pospolitych drzew wyraża się tutaj stosunkiem 1:50, dla żelaza zaś cyfrą 1:10 w odniesieniu do przeciętnej zawartości tych pierwiastków w roślinach, rozwijających się zdala od obszarów niklonośnych. Próby z drzew wyrosłych na brunatno-czerwonej zwietrzelinie charakteryzują się także dużą zawartością krzemionki w popiołach. Na przykład w liściach brzozy spotyka się tam do 8% SiO_2 , gdy tymczasem przeciętnie nie znajdujemy jej więcej niż 2—4%; w popiele liści olchy znaleziono przeszło 20% SiO_2 , co kilkakrotnie przewyższa normalnie przeciętną zawartość tego pierwiastka w tej roślinie. Zachowanie się magnezu jest mniej charakterystyczne, niektóre bowiem próby (wyżej nie przytoczone), pobrane z miejsc występowania czerwonej zwietrzeliny, nie wykazywały wcale objawów wyraźnego nagromadzenia tego pierwiastka w liściach.

Roślinność rozwijająca się na skałach serpentynitowych, pozbawionych objawów brunatno-czerwonego wietrzenia, wykazuje również zwiększone ilości niklu, jakkolwiek co do bezwzględnej wartości są one znacznie mniejsze, aniżeli w próbach z terenów występowania rud. Poza tym popioły tej roślinności charakteryzują się stosunkowo niewielką zawartością żelaza. Widocznie w naszych warunkach klimatycznych nikiel jest łatwiej niż żelazo uruchamiany w tego rodzaju podłożu. Duża ruchliwość Ni sprzyja jego rozszerzaniu się w utworach młodszych bezpośrednio sąsiadujących z serpentynitami. Utrudnia to znacznie dokładniejszą lokalizację miejsc o zwiększonej koncentracji tego pierwiastka w podłożu serpentynitowym.

W toku dalszych badań wykonano szereg analiz spektralnych, które wskazały na różnicowanie się zawartości chromu w popiołach roślin. I tak np. okazuje się, że spośród zbadanych różnych gatunków drzew brzoza okazała się najmniej przydatną w poszukiwaniach tego pierwiastka; absorbuje ona przeciętnie tylko nieznaczne ilości chromu (poniżej 0,001% Cr w popiele liści), a nawet zebrane z hałdy chromitu w pobliżu kopalni w Tapadłach koło Sobótki próbki wykazywały zaledwie dostrzegalne wzbogacenie w ten pier-

wiastek oraz przeciętną tylko zawartość żelaza. Wyraźniejsze ilości Cr przyswajała brzoza dopiero na terenach występowania rud żelazo-niklowych. Wskazuje to na intensywniejsze uruchamianie tego pierwiastka w strefie wietrzenia skał w postaci łatwiej przyswajalnych połączeń, a więc dopiero w warunkach tropikalnych. Na to wskazują zresztą również obserwacje W.O. Robinsona (12), który w południowo-amerykańskich glebach, w przypadku pojawienia się większych ilości Cr, przypisuje temu pierwiastkowi działanie toksyczne. Inne gatunki drzew zebrane w Szklarach znacznie łatwiej przyswajały ten pierwiastek aniżeli brzoza. Szczególnie podatna pod tym względem wydaje się być sosna.

Wybitne wzbogacanie się w żelazo części roślin rozwijających się na podłożu wzbogaconym w ten pierwiastek zilustrował S. M. Tkalicz (16) również na przykładzie tego samego gatunku brzozy. W liściach brzóz rosnących w bezpośrednim kontakcie wietrzejących złóż kruszców żelaza i miedzi znajdował on do 9% Fe w popiele liści. Wartość ta przekraczała przeszło dwudziestokrotnie przeciętną koncentrację Fe w liściach z drzew rosnących zdale od wychodni złóż kruszców. Jak wykazały analizy, gatunek ten także i w naszych warunkach klimatycznych reaguje na znaczniejsze różnice w zawartości żelaza.

Analizy spektralne wykazały również wyraźne zmniejszenie się zawartości Ba, Sr i Zn w popiołach brzóz rosnących bezpośrednio na podłożu serpentynowym. Zawartość miedzi pojawiającej się w ilościach rzędu 0,01%, nie ulega większym wahaniom. Natomiast w przeciwieństwie do zawsze obecnego Pb, utrzymującego się na tym samym mniej więcej poziomie, Ag koncentruje się w sposób widoczny w roślinności z odkrywek w Szklarach.

Autor próbował także zastąpić niewygodne w warunkach polowych zbieranie próbek liści drzew pobieraniem prób młodych, 1 do 2-letnich, gałązek. Poczynione w tym kierunku doświadczenia wypadły pomyślnie. Popioły z tych części roślin wykazują wprawdzie na ogół trochę mniejsze bezwzględne koncentracje poszczególnych mikroskładników, ale w zasadzie zachowują się analogicznie jak popioły liści. Sposób ten pozwala na uniezależnienie się od pory roku, a także upraszcza sprawę suszenia i transportu prób.

Stosowanie gałązek zamiast liści ma poza tym jeszcze inną dodatnią stronę. Liście bowiem są w stopniu znacznie większym niż gałązki zanieczyszczone pyłem i kurzem, zwłaszcza w okolicach przemysłowych lub w sąsiedztwie szos i dróg, co utrudnia uzyskanie miarodajnych wyników analitycznych.

LITERATURA CYTOWANA

1. BATEMAN W. G., WELLS L. S. Copper in the flora of a copper-tailing region. — Am. Chem. Soc. J. v. 39, 1917.
2. FORCHHAMMER J. G. Ueber den Einfluss des Kochsalzes auf die Bildung der Mineralien. — Pogg. Ann. Phys. v. 95, 1855.

3. GOLDSCHMIDT V. M. The principles of distribution of chemical elements in mineral and rocks. — J. Chem. Soc. London, v. 1, 1937.
4. LINSTOW O. Bodenanzeigende Pflanzen. — Abh. Preuss. Geol. L.-A. II. 114, 1929.
5. MALJUGA D. P. O počvach i rasteniach kak poiskovom priznake na metally. — Priroda no. 1, 1953.
6. MALJUGA D. P. Opyt primeneniya počvenno-florističeskogo metoda razvedki v usloviyah zauralskoj stepnoj provincii. — Dokl. Akad. Nauk SSSR, t. 76, 1951.
7. MINGUZZI S., VERGNANO O. Nickel content of the ash of Alyssum bertolonii (fide Chem. Abstr. v. 44, 1950).
8. PRAT S., KOMAREK K. Ueber Kupfer im Boden und in den Pflanzen einer kupferreichen Gegend (fide Chem. Zentralbl. v. II, 1935, p. 870).
9. RANKAMA K. On the use of the trace elements in some problems of practical geology. — C.-R. Soc. Geol. Finl. v. XIV, 1940.
10. RANKAMA K. Some recent trends in prospecting. Chemical, biogeochemical and geobotanical methods. — Min. & Metall., June 1947.
11. REICHEN L. E. Geochemical field method for determination of nickel in plants. — Anal. Chem. v. 23, 1931.
12. ROBINSON V. O., EDDINGTON G. & BYERS H. C. Chemical studies of infertile soils derived from rocks high in Mg and generally high in Cr and Ni. — U. S. Dept. Agr. Techn. Bull. 1935, p. 471.
13. SANDELL E. B. Colorimetric determination of traces of metals. — New York 1944.
14. SPANGENBERG K., MÜLLER M. Die lateritische Zersetzung des Peridotits bei der Bildung der Nickelerzlagstätte von Frankenstein in Schlesien. — Heidelb. Beitr. Min. Petr. v. 1, 1949.
15. ŠKOLNIK M. JA. Značenie mikroelementov v žizni rastenii i v zemledelii. — Izd. Akad. Nauk SSSR, Moskva 1950.
16. TKALIČ S. M. Soderžanije železa v rasteniach kak poiskovyj priznak. — Priroda no. 1, 1953.
17. VERNADSKIJ V. I. Biosfera. — Leningrad 1926.
18. VERNADSKIJ V. I. Očerki geochimii. — Moskva—Leningrad 1949.
19. VINOGRADOV A. P. Biogeochemičeskie provincii. — Tr. Jub. Sessii posv. stol. so dn. rožd. Dokučajeva. — Izd. Akad. Nauk SSSR.-Moskva-Leningrad 1949.

3. ВАЛЕНЧАК

(Лаборатория Геохимии Варшавского Университета)

БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПРИ ИССЛЕДОВАНИЯХ СОДЕРЖАНИЯ НИКЕЛЯ В НИЖНЕ-СИЛЕЗСКИХ СЕРПЕНТИНИТАХ

РЕЗЮМЕ

Автор представил основы биогеохимических методов при разведочных работах в рудных месторождениях, осветил некоторые аналитические проблемы, возникающие при разведках и привел результаты, полученные им во время предварительных работ, произведенных главным образом в области серпентиновых массивов Нижней Силезии. Анализы растительной золы из этих районов отражают значительную дифференциацию

в содержании никеля и железа. Наибольшее количество Ni и Fe содержат растения в местах выступления на поверхность серпентинового детрита богатого этими элементами. Относительная концентрация в останках листьев *Betula verrucosa*, выражена для Ni цифрами 1:50, и для Fe 1:10 в отношении среднего содержания в растениях произрастающих на не-серпентиновой почве.

Результаты показаны на графике (стр. 311 польского текста). Автор обсудил также вопрос присутствия следов хрома и других элементов в растениях изученной им области и высказал несколько замечаний относительно различных методов техники исследований.

Z. WALENCZAK

(Laboratory of Geochemistry of the University of Warsaw)

BIOGEOCHEMICAL METHODS IN DETERMINING THE NI CONTENT OF LOWER SILESIAN SERPENTINITES

SUMMARY

The writer reports on the primary principles for the biogeochemical methods in metal ore prospecting, and on his own preliminary investigation and observation work in that respect within the serpentinite rocks massifs of Lower Silesia, Poland. This included the differentiation problem as regards the Ni, Fe and Mg content in ashes of *Betula verrucosa* determined in samples taken from various types of subsoil rock ground. A diagrammatic scheme has been plotted showing the varying content of these three elements in samples collected from different substrata (fig. 1, p. 311). The maximum nickel content (up to 0,20 per cent) has been recorded in the ashes of *Betula verrucosa* growing on the brown-red detritus enriched in Ni and Fe, at a locality called Szklary. From among other plants investigated in that respect the *Alnus glutinosa* has shown the highest (0,35 per cent) Ni content. Plants from limestone terrains at Wojcieszów have shown the lowest (0,002 per cent) Ni content. Data pertaining to iron, chromium and some other trace elements in plants from that area are discussed and some remarks made on methods of prospecting.

ST. J. THUGUTT

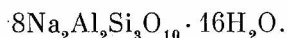
(członek tytularny Polskiej Akademii Nauk)

ROLA WODY W ZEOLITACH

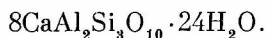
Woda zeolitów w odróżnieniu od wody krystalizacyjnej, biorącej czynny udział w strukturze sieciowej, szczególną odznacza się biernością tkwiąc obojętnie w przestrzeniach sieciowych. Wyrugowana stamtąd ustroju nie narusza i łatwo daje się zastąpić innymi cieczami.

Przy bliższym badaniu okazuje się jednak, że niezależnie od bierności zasób zawartej w sieci zeolitów wody nie jest ani dowolny, ani przypadkowy, lecz ściśle uzależniony od natury przynależnego zeolitowi kationu. Inna jest ilość wody, gdy tym kationem jest jon sodowy, inna, gdy miejsce sodu zajmuje jon wapniowy. Wbrew oczekiwaniom rozmiary próżni sieciowych wpływu decydującego na ilość wchłanianej wody nie mają.

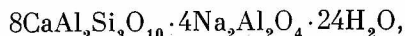
Weźmy jako przykład rombowy epinatrolit



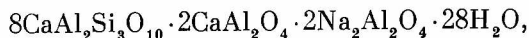
Drogą wymiany jonu sodowego na jon wapniowy powstaje rombowy episkolecyt:



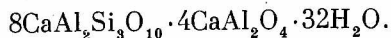
Ilość zawartej w nim wody przekracza o jedną trzecią zasób uprzednio posiadany. To samo dotyczy rombowego tomsonitu



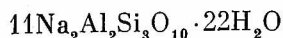
z którego zrazu powstaje komptonit



a potem bardziej jeszcze uwodniony gismondyn (I)¹.

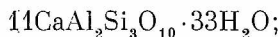


Z rombowego natrolitu

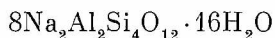


¹ Liczby kursywą w nawiasach odnoszą się do literatury podanej na końcu komunikatu.

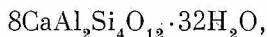
wytwarza się jednoskośny skolecyt



z regularnego analcymu



— jednoskośny lomonit



oba z odpowiednio zwiększonym przydziałem wody.

Nie należy zapominać, że neutralne z pozoru cząsteczki wody zeolitów zawierają tetraedrycznie rozmieszczone ładunki i już z tego względu nie mogą zachowywać się obojętnie umożliwiając istnienie pewnych tylko struktur (2).

LITERATURA

1. THUGUTT ST. J. Zeolites. Chemical properties and origin (Zeolity. Cechy chemiczne i pochodzenie). — Roczn. PTG t. 18, 1948, s. 9 i 16. 1949. — Bull. Acad. Pol. Cl. III, 1, s. 211. 1953.
2. SMULIKOWSKI K. Geochemia. — Warszawa 1952, s. 79.

ST. J. THUGUTT

(Membre titulaire de l'Académie Polonaise des Sciences)

LE RÔLE DE L'EAU ZÉOLITIQUE

RÉSUMÉ

L'auteur démontre que la quantité d'eau zéolitique n'est jamais arbitraire, qu'elle dépend strictement de la nature chimique du kation y présent.

D'autre côté les molécules d'eau, contenant des charges tétraédriquement disloquées, sont incapables de se maintenir indifféremment. Elles rendent possible l'existence de certaines structures seulement.

FENGIT Z OKOLIC GORZANOWIC KOŁO BOLKOWA

W górach Kaczawskich (Sudety) koło Gorzanowic w szurfach odsłoniła się spoczywająca na zieleńcach warstewka śnieżnobiałego, bardzo drobno-luseczkowatego fengitu, o tłustym jedwabistym połysku i o wykształceniu serycytowym. Swym wyglądem zewnętrznym fengit ten bardzo przypomina drobny proszek talkowy. Łuseczki jego są tak drobne, że z trudem poddają się badaniom mikroskopowym. Na niektórych trochę większych łuseczkach i agregatach udało się stwierdzić, że fengit ten ma tak mały kąt osi optycznych, że jest prawie jednoosiowy, optycznie ujemny, ma proste znikanie światła i słaby pleochroizm w barwach bładozielonych o schemacie $\alpha < \beta = \gamma$ (α prawie bezbarwna, β i γ lekko zielonkawe). W celu oczyszczenia masy fengitowej od domieszek próbkę przesłamowano. Okazało się, że frakcja klastyczna stanowi tu około 14,4% wag. Składają się na nią wybitnie ostro-kanciaste okruchy kwarcowe wielkości do 1 cm z licznymi wrostkami lśnią-cych automorficznych kryształków magnetytu (wielkości 0,20 — 0,40 mm). Oczyszczoną przez szlamowanie masę fengitową poddano analizie chemicznej. Wyniki analizy chemicznej wraz z przeliczeniem na wzór łuszczyków zamieszczone są poniżej:

	I	II	Srednia	Stos. atom. kationów	Stos. tlenu w tlen- kach	Stos. kationów	
SiO ₂	49,63	49,66	49,64	0,8265	1,6530	Si	3,315
Al ₂ O ₃	26,64	26,58	26,61	0,5220	0,7830	Al ⁴	0,685
Fe ₂ O ₃	2,99	3,05	3,02	0,0378	0,0567	Al ⁶	1,409
FeO	1,18	1,23	1,20	0,0167	0,0167	Fe ^{'''}	0,152
MgO	3,11	3,22	3,16	0,0784	0,0784	Fe ^{''}	0,067
CaO	0,31	0,29	0,30	0,0053	0,0053	Mg	0,314
Na ₂ O	0,29	0,52	0,40	0,0128	0,0064	Ti	0,072
K ₂ O	9,73	9,84	9,78	0,2076	0,1038	Ca	0,021
TiO ₂	1,46	1,42	1,44	0,0180	0,0360	Na	0,051
MnO	—	—	—			K	0,833
H ₂ O+	4,61	4,49	4,55	0,5050	0,2525	(OH)	2,025
H ₂ O—	0,26	0,25	0,25				
	100,21	100,55	100,35		2,9918		

mnożnik stosunków atomowych dla przeliczeń na stosunki kationów = $\frac{12}{2,9918} = 4,01096$

Summaryczny wzór badanego fengitu przedstawia się następująco:



Wzór ten prawie idealnie zgadza się z teoretycznym wzorem łyszczyków, wykazuje tylko niewielki niedobór kationów międzywarstwowych.

J. ANSILEWSKI

(Laboratory of Petrography of the Igneous Rocks of the University of Warsaw)

PHENGITE FROM GORZANOWICE, NEAR BOLKÓW

SUMMARY

The writer describes a thin layer of snow-white, fine-scaled monoaxial and optically negative phengite, recorded from Gorzanowice in the Kaczawa Chain of the Sudety Mts., Poland. The phengite mass after being purified by elutriation was subjected to a chemical analysis. Its results are listed in the Polish text together with the formula of the investigated phengite.

UNIVERSALNYJ STOLIK FEDOROWA.—Izdatelstvo Akademii Nauk SSSR. s. 837. Moskva 1953.

Pod redakcją A. N. Zawarickiego ukazało się w ubiegłym roku obszerne dzieło, zawierające 55 większych i mniejszych prac źródłowych o tzw. metodzie uniwersalnej Fiodorowa — od pierwszego komunikatu twórcy tej metody z r. 1891 aż do ostatnich prac jego następców z r. 1951.

Po historycznym wstępie redaktora pt. „Rozwój metody uniwersalnej Fiodorowa i jej zastosowanie do badania skaleni” następuje 19 prac samego Fiodorowa; od r. 1889 przedzielają je prace pierwszych jego współpracowników: E. D. Stratonowicza (2 prace) i W. W. Nikitina (1). Po nich od r. 1907 podano prace Nikitina (5), W. J. Sokołowa (2), A. N. Zawarickiego (9), A. K. Bołdyrewa (2), D. S. Bielankina (1), W. A. Nikołajewa (1), Ł. A. Wardanianca (4), D. S. Korżińskiego (2), N. K. Razumowskiego (1), A. P. Lebie-diewa (1), A. Kucharenki (1), W. N. Łodocznikowa (2) i A. J. Wołżenkowa (1).

Już sam spis tych nazwisk ilustruje dostatecznie dobrze znany fakt szczególnego rozwoju tej metody w ZSRR, gdzie istnieje specjalny instytut naukowy imienia E. S. Fiodorowa.

Do książki tej nie mogły być oczywiście włączone, bez przekształcenia jej w parotomowe dzieło, prace o charakterze podręcznikowym M. A. Usowa, W. W. Nikitina, M. Bereka, M. Reinharda, L. Chomarda i R. C. Emmonsa oraz oryginalne prace uczonych niemieckich, szwajcarskich, francuskich i amerykańskich.

Pierwszą niezmiernie cenną część książki stanowią przekłady i przedruki oryginalnych prac Fiodorowa. Fiodorow ogłaszał pierwsze swe prace głównie po niemiecku w redagowanej przez P. Grotha w Monachium „Zeitschrift für Kristallographie” w latach 1894—1902. Oryginały tych prac są obecnie bardzo trudno dostępne, co oczywiście podnosi wartość przekładów w referowanym dziele. Prace Fiodorowa nie znalazły na razie odzwierciedlenia na zachodzie, być może dlatego, że niemiecki styl autora był dość trudny i zawiły, powoływał się on nadto na swe poprzednie prace, ogłoszone wyłącznie po rosyjsku. Dopiero po wyjściu w druk podręcznika Nikitina w tłumaczeniu L. Duparca i V. Devriesa pt. „La méthode universelle de Fedoroff”, a szczególnie po pojawieniu się w sprzedaży dużego czteroosiowego stolika w wykonaniu firmy Leitz, zaczęto interesować się metodą. Obecnie stanowi ona podstawowe narzędzie badań petrograficznych w Niemczech, Szwajcarii i Stanach Zjednoczonych. U nas rozwój jej przerwała II wojna światowa niszcząc aparaturę i rękopiśmienne wyniki licznych pomiarów. Należy się spodziewać, że w niedługim czasie uda się wznowić te badania.

Sam zasadniczy pomysł metody Fiodorowa jest genialnie prosty. Badania minerałów w mikroskopie polaryzacyjnym są z natury rzeczy ograniczone ze względu na to, że w szlifach skał ma się do czynienia z dowolnymi przekrojami kryształów i że istnieje możliwość obracania szlifu tylko w jego własnej płaszczyźnie. Metoda ortoskopowa nie daje odpowiedzi na pytanie, czy mamy do czynienia z minerałem optycznie jednoosiowym czy dwuosiowym. Metoda konoskopowa rozstrzyga tę wątpliwość, ale nie pozwala na precyzyjne oznaczenie położenia przekroju minerału względem elipsoidy współczynnikaowej (indykatrysy), a nieraz same obrazy osiowe są trudne do rozpoznania. Fiodorow

wpadł na pomysł, aby, zamiast przepuszczać przez przekrój minerału światło w różnych kierunkach jednocześnie, jak w metodzie konoskopowej, zachować jeden i ten sam kierunek światła, natomiast umożliwić obroty i nachylanie przekroju tak, aby można było nastawić na bieg promieni każdy żądany kierunek. Był to odpowiednik do wynalezionej również przez niego (współcześnie z Goldschmidtem i Czapskim) goniometrii teodolitowej.

Stolik Fiodorowa to kilkucentymetrowy statyw przyśrubowany do powierzchni stolika mikroskopu polaryzacyjnego i obracający się razem z tym stolikiem. W poprzek statywu leży pierwsza pozioma oś stolika Fiodorowa, nazwana osią J (immobile Achse). Oś ta obraca oprawę kolistą, w której leży obracalny pierścień; jego oś nazywa się M (mobile Achse). W pierwszej konstrukcji dwuosowego stolika w tym pierścieniu leżała już płytka szklana, a na niej badany szlif. Ta względnie prosta konstrukcja pozwalała już z zupełną pewnością odróżniać kryształy izotropowe, jedno- i dwuosowe; inne oznaczenia wymagały nieco skomplikowanych manipulacji, które zostały zarzucone z chwilą, gdy Fiodorow zdecydował się powiększyć liczbę osi do czterech dodając wewnątrz pierścienia M dalszą oś poziomą H, a na niej drugą oprawę z pierścieniem N (horizontale Achse H i normale Achse N). Taka konstrukcja wymagała znacznie większej precyzji wykonania części mechanicznych stolika, gdyż im więcej osi, tym trudniej osiągnąć to, aby przecinały się one dokładnie w tym samym punkcie. Zawieszony na tych czterech osiach szlif mikroskopowy mógł być nie tylko obracany i nachylany w ten sposób osiami N i H, aby jeden z wektorów optycznych znalazł się dokładnie na osi J, ale ponadto można było jeszcze stwierdzić, z którym wektorem indyktrisy ma się do czynienia. Odczyty na podziałkach pozwalały ustalać liczbowo położenia przekrojów indyktrisy względem płaszczyzny przekroju minerału w szlifie, a co za tym idzie — wykreślać te położenia pierwotnie na siatce stereograficznej Fiodorowa, a potem na praktyczniejszej od niej siatce Wulfa. Oś J służyła tu również do pomiaru kąta osi optycznych w przekroju $n_{\alpha\gamma}$ indyktrisy. Dla uniknięcia zmiany kierunków przy przechodzeniu światła z minerału do powietrza zastosowano szklane segmenty półkuliste, a do pomiarów dwójłomności, do wykreślania łuków bardzo płaskich itp. — inne przyrządy pomocnicze jak kompensator Nikitina (później Bereka), liniał stereograficzny Fiodorowa, cyrkiel trójnożny itd.

Metoda Fiodorowa już w samym swym zaraniu obrała za główny teren swego zastosowania badanie skaleń z ich złożonymi zjawiskami różnorodnych zbliźniaczeń. Skoro istniała możliwość oznaczenia położenia indyktrisy w przestrzeni, to było rzeczą oczywistą, że, oznaczwszy położenia indyktrys dwóch osobników bliźniaka, otrzymywało się położenia osi i płaszczyzny bliźniaczej względem indyktrisy; pomocne przy tym były ślady łupliwości i płaszczyzn zrostu, których położenia też mogły być wyznaczane przez obrót koło osi stolika. W badaniach tych odkryte zostało 19 praw bliźniaczych, jakim podlegają plagioklasy, a jednocześnie coraz dokładniej ustalano położenia indyktrisy względem kierunków geometryczno-krytalograficznych poszczególnych ogniw szeregu albitowo-anortytowego. Ostatnim wyrazem postępu w tej dziedzinie są nowe wykresy plagioklazów, podane w formie azymutów i „szerokości geograficznych” odpowiednich kierunków względem osi indyktrisy n_g , n_m i n_p w pracy Zawarickiego z r. 1942.

W r. 1929 badacz amerykański Emmons ulepszył stolik Fiodorowa dodając do czterech osi piątą K, prostopadłą do H w płaszczyźnie poziomej. Dzięki temu dodatkowi można było, badając bliźniak plagioklazu, ustawić indyktryse pierwszego osobnika w położeniu od przodu do tyłu, od lewej do prawej i pionowym jej wektorów zachowując wyjściowe położenia osi M i I. Te dwie ostatnie osie umożliwiały wyznaczenie położenia osi bliźniaczej i płaszczyzny bliźniaczej względem indyktrisy pierwszego osobnika, a co za tym idzie, odczytanie kątów, potrzebnych do oznaczenia prawa bliźniaczego i pro-

centowej zawartości anortytu, bez konstruowania rzutu na siatce Wulfa, co bardzo przyspiesza oznaczenie plagioklastu. W przedostatniej pracy referowanego dzieła Zawarickij proponuje konsekwentnie dodanie jeszcze jednej osi poziomej L pomiędzy osiami I i M. Po wprowadzeniu tego ulepszenia będzie można, po zorientowaniu w przestrzeni indyktrysy pierwszego osobnika, tak samo zorientować indyktrycę drugiego obrotem koła trzech osi jemu przyporządkowanych.

Od samego zarania metody Fiodorowa brane były pod uwagę i coraz bardziej ulepszone metody oznaczania spólczynników załamania, pomiary dwójłomności, a nawet zastosowania stolika Fiodorowa do goniometrii teodolitowej (Zawarickij 1929). Emmons opracował metodę termiczno-wariacyjną do oznaczania spólczynników załamania. Przez zastosowanie segmentów o różnych spólczynnikach załamania umożliwione zostało badanie nie tylko plagioklastów, ale i innych ważnych minerałów skałotwórczych jak amfibole i pirokseny.

Jednocześnie była ulepszana coraz bardziej i aparatura, tak że w chwili obecnej istnieją specjalne obiektywy przystosowane do segmentów stolika. I wreszcie przerzucono most pomiędzy dwiema dotychczas od siebie izolowanymi dziedzinami: ortoskopią i konoskopią pod postacią tzw. metody stereokonoskopowej (Wardanianc 1947, dzieło ref., str. 817).

Z wielkim uznaniem należy podkreślić fakt, że Akademia Nauk ZSRR spełniła tak sumiennie swój obowiązek względem wielkiego uczonego wydając obecnie dzieło, które powinno stać się księgą podręczną każdego petrografa, zdobywającego ścisłe wyniki naukowe. Przedtem już w r. 1949 pojawił się nakładem Akademii pokaźny tom prac Fiodorowa pt. „Symetria i struktura kryształów”.

TADEUSZ WOJNO

TOM F. W. BARTH. *Theoretical Petrology. A textbook on the origin and the evolution of rocks.* — Ed. J. Wiley & Sons, p. 387, fig. 146. New York 1952.

Autor tej książki to uczeń, asystent i współpracownik V. M. Goldschmidta z czasów, gdy ten wielki uczony kładł teoretyczne podwaliny pod nowoczesną krystalochemię i geochemię. Stąd też w całej działalności autora na polu nauki o skałach przebiega usilne dążenie do oparcia tej nauki na podstawach fizyczno-chemicznych. Prawdziwy jej postęp i rozwój jest, jego zdaniem, uzależniony przede wszystkim od doskonalenia się umiejętności fizyczno-chemicznego interpretowania obserwacji petrograficznych, gromadzonych zarówno w terenie jak i w pracowniach. Umiejętność ta jest ciągle jeszcze zbyt mało uprawiana przez większość petrografów na całym świecie i autor pragnąłby przy pomocy omawianej książki przyczynić się do jej rozpowszechnienia i ugruntowania przedstawionych w niej zasad.

Książka ta jest zwięzłym, niemal że szkicowym przeglądem tych zagadnień petrologicznych, które już dziś dadzą się ugruntować na podstawach fizyczno-chemicznych. Nie wnika ona w szczegóły, lecz daje zwarty, jasny i plastyczny pogląd na zagadnienia genezy skał wszelkiego rodzaju, dające się dziś interpretować w oparciu na ścisłych teoretycznych i doświadczalnych fundamentach. Każdy petrograf, mineralog i geochemik przeczyta ją z żywym zainteresowaniem i z wielkim dla swej własnej pracy pożytkiem.

Książka ta składa się z czterech części, bardzo nierównych pod względem objętości i bogactwa materiału. Nierówność ta jest spowodowana po części różnym stanem znajomości rozmaitych grup skalnych, po części — osobistymi inklinacjami autora, który zawsze najwięcej się interesował skałami magmowymi. Części te są następujące:

I. *Fizyka i chemia ziemi.* — Omówione są tu najnowsze hipotezy powstania układu słonecznego i ziemi, termika i rozkład ciśnienia w globie ziemskim, jego budowa stre-

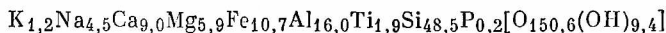
fowa. Krótki lecz bardzo wnikliwy rozdział poświęcony jest tym teoretycznym podstawom termodynamiki, które stanowią klucz do rozwikłania zagadki struktury kuli ziemskiej. W końcu rozpatrzone są ważne dla petrologii dane z geochemii litosfery, tj. ilościowe proporcje pierwiastków chemicznych oraz cykliczność procesów geochemicznych w ciągu całej historii kuli ziemskiej. Cykle te zilustrowane są interesującymi schematami graficznymi.

II. *Tworzenie się skał osadowych.* — Część ta jest nieproporcjonalnie krótka (tylko 24 stron) i swą lapidarną szkicowością rażąco odbija od reszty książki. Właściwie ogranicza się ona do skrótu geochemii procesów sedymentacyjnych świadcząc o tym, że autor w swej pracy naukowej mało uwagi poświęcał skałom osadowym.

III. *Skały magmowe.* — W przeciwieństwie do poprzedniej ta część jest, wspaniale rozbudowana wypełniając około 60% całej książki. Odrazu widać, że ta grupa skalna jest najbliższa osobistym upodobaniom autora. Część ta składa się z 4 rozdziałów.

A. *Sposoby klasyfikacji petrograficznej* w oparciu na składzie mineralnym i chemicznym oraz metody petrochemicznych przeliczeń dla celów klasyfikacyjnych. Omówione są tu systemy czysto chemiczne Niggiego i petrografów amerykańskich (tzw. system CIPW¹) oraz możliwości ich udoskonalenia. Jako interesującą nowość autor wprowadza własny system przeliczania analiz skał na stosunki atomowe tworzących skałę pierwiastków. Obliczenie takie dokonywa się dla pewnej umownej jednostki objętości skały, zwanej „standardową komórką skały”, która zawiera 160 anionów tlenu i OH oraz zbliżoną do 100 sumę wszelkich kationów. Wprowadza się więc pełną analogię obliczania składu skały do obliczania składu minerału w obrębie komórki elementarnej jego struktury. Podobnie do formuł krystallochemicznych minerałów, również i skały magmowe uzyskują stosowne formuły przypadające na umowną jednostkę ich mieszanej wewnętrznej budowy, z których zawsze można wyliczyć ich normy mineralne.

Na przykład pewien diabaz daje się wyrazić formułą następującą:



Metoda ta jest szczególnie użyteczna przy porównywaniu składu skał podległych przekształceniom metasomatycznym zachodzącym na ogół bez zmian objętościowych. Umożliwia ona wówczas ilościowe uchwycenie składników doprowadzanych i odprowadzanych przy metasomatozie skały.

B. *Fizyko-chemia minerałów skałotwórczych.* — Po krótkim wstępie o zasadach reguły faz autor przechodzi kolejno przez różne główne układy minerałów skałotwórczych i ich wzajemne warunki równowagi przy krystalizacji ze stopów: krzemionka, skalenie i skalenoidy, krzemionka i skalenoidy w stosunku do skalenia, melility, oliwiny i pirokseny, plagioklaz-oliwin-piroksen. Omawia on najnowsze wyniki doświadczeń laboratoryjnych i poucza, jakie wnioski można z nich wyciągnąć dla interpretacji spostrzeżeń petrograficznych. Następnie naświetla znaczenie zasady reakcji dla geologii, dyskutuje różne możliwości przy krystalizacji magm bazaltowych, a w końcu procesy tworzenia się i różnicowania systemów rezydualnych, tzw. magm resztkowych. Rozdział ten jest kapitalnym skrótem wszystkich podstawowych zagadnień fizyczno-chemicznych, dotyczących krystalizacji minerałów skałotwórczych, i każdemu doświadczonemu nawet petrografowi dostarcza wielu nowych aspektów naukowych.

C. *Magmy i ich pomieszczenia.* — Omówiona jest tu natura i przypuszczalne pochodzenie magm, możliwości ciekłego odmieszania w ich obrębie, systemy krzemianów z wodą, faza par przegrzanych w magmach i procesy hydrotermalnej dyferencjacji, lepkość i temperatura magm, utwory piroklastyczne oraz zagadnienia tzw. tektoniki magmowej w zna-

¹ Nazwany tak od pierwszych liter nazwisk Crossa, Iddingsa, Pirssona i Washingtona.

czeniu H. Cloosa. W rozdziale tym mniej jest na prawdę nowych i oryginalnych sposobów ujmowania i przedstawiania zagadnień.

D. *Skąły jako produkty określonych procesów.* — Rozdział ten rozpoczyna się krótkim przeglądem różnych czynników dyferencjacji magmowej i sposobów graficznego ilustrowania tego procesu oraz klasyfikacją serii skalnych. Następnie omówione są najpospolitsze i bezspornie magmowe typy skalne, tj. bazalty — osobno bazalty oceanów, osobno bazalty kontynentów wraz ze związanymi z nimi diabazami, lamprofirami i innymi produktami skalnymi. Dla lepszego objaśnienia tych podstawowych typów przytoczone są konkretne przykłady z różnych stron świata. Z kolei przedstawione są różne raczej specjalne typy skalne pod kątem widzenia petrogenety: skały alkaliczne, karbonatyty, skały silnie potasowe, pegmatyty, skały monomineralne. W końcu opisane są skały stref orogenetycznych, zagadnienie granitów oraz granityzacji geosynklin. Rozdział ten jest szczególnie bogaty w informacje i interesujący, napisany z wysokim darem syntetycznego ujęcia i z wielkim obiektywizmem naukowym, unikającym narzucania czytelnikom w sposób sugestywny pewnych własnych lub modnych hipotez petrogenetycznych.

IV. *Skąły metamorficzne.* — Po krótkim wstępie na temat rodzajów metamorfizmu podany jest przegląd minerałów metamorficznych oraz podstawy termodynamiczne przekształceń metamorficznych z zastosowaniem matematyki wyższej. Rola temperatury i rola ciśnienia w przestoczeniach mineralnych są omówione z osobna pod kątem widzenia energetyki struktur krystalicznych. Oddzielny rozdział traktuje metamorfizm kontaktowy, zarówno w czysto termicznym wykształceniu, jak też w połączeniu z metasomatozą. Opisano tu układy mineralne hornfelsów, głównie opierając się na klasycznej pracy Goldschmidta, oraz powstawanie skarnów i związane z tym procesy mineralizacji. Dalszy rozdział rozważa warunki równowagi krzemianów z lotnymi składnikami, głównie z wodą i z węglanami.

Następny rozdział poświęcony jest strukturze skał metamorficznych, zawartym w nich reliktom, wykształceniu tekstur łupkowych i mechanizmowi deformacji w skałach. Ujęcie szkicowe tylko daje zaledwie bardzo ogólny wgląd w te skomplikowane zjawiska. Rekrystalizację i krystaloblastezę jako procesy reakcji wewnętrznych w skale, przebiegających w stanie stałym, objaśniono najpierw na układach mineralnych złóż solnych, później dopiero wprowadzając działanie rozpuszczalników w skałach krzemianowych. Krótko są omówione różne rodzaje struktur krystaloblastycznych, przy czym powstawanie idioblastów tłumaczy się przede wszystkim siłą krystalizacji, którą matematycznie wyraża się wzorem Ramberga i definiuje się jako nadmiar ciśnienia wytrzymywany przez rosnący kryształ przy danym stopniu przesyceń.

Szczególnie atrakcyjny jest rozdział poświęcony metamorficznej dyfuzji i metamorficznej dyferencjacji. Wyróżnia się tu i omawia oddzielnie cztery pojedyncze działania: konkreję, sekrecję, wzbogacanie w składniki najtrwalsze i rozpuszczanie. Przy tym zbyt słabo jednak podkreślony jest fakt, że w metamorficznych procesach najczęściej proste działania kombinują się ze sobą na rozmaite sposoby i w znacznym stopniu są od siebie uzależnione. Szczególnie interesujące są przykłady pegmatytów pochodzenia czysto metamorficznego, które mogą być albo konkrecyjne albo sekrecyjne.

Dwa rozdziały o facjach metamorficznych są ujęte krótko lecz doskonale dając bardzo plastyczny obraz zróżnicowania formacji krystalicznych pod tym względem, w zależności od warunków termodynamicznych w skorupie ziemskiej. Następujący potem rzut oka na całość metamorfizmu regionalnego poucza, jak poszczególne facje wiążą się ewolucyjnie w serie metamorficzne, i podaje konkretne przykłady takich powiązań.

Przy tej sposobności autor podkreśla, że przyjęta na ogół teza o chemicznej niezmienności skał w toku metamorfozy regionalnej jest nieściśła i nielogiczna. Metamorficzne

przeistoczenia zawsze prawie połączone są z mniejszą lub większą wędrówką składników chemicznych w obrębie przekształcających się skał, a więc z metasomatozą. Zmiany chemizmu przy metamorficznych przeobrażeniach jednych skał w inne autor ilustruje przy pomocy porównywania formuł chemicznych własnego pomysłu (opisanych przy skałach magmowych), co umożliwia wyróżnienie ilościowe kationów wypartych ze skały i wprowadzonych w miejsce tamtych. Sposób ten zakłada niezmiennosc objętości skały przy przeobrażeniu. Zdaniem podpisanego bardzo często nie odpowiada to rzeczywistości, gdyż zmiany objętości skał przy metamorficznych przeobrażeniach zachodzą zwykle na poważną skalę. Wnioski o wędrówkach kationów wyciągane z porównania formuł równoobjętościowych wydają się więc nader wątpliwe.

Ostatni, bardzo krótki rozdział książki poświęcony jest migmatytom, jako produktom ultrametamorfozy. Przytoczona jest tu nomenklatura Scheumanna, Backlunda, Junga i Roquesa i omówiona geneza migmatytów według poglądów Wegmanna. Według tego badacza istnieją dwa różne typy występowania migmatytów: 1) w osłonie masywów granitowych intrudujących w stanie magmy, 2) w strefach zgranityzowanych metasomatycznie bez udziału czynnej magmy granitowej.

W sumie stwierdzić należy, że omawiana książka stanowi osiągnięcie naukowe wysokiej klasy i poważnie rozszerza horyzonty myśli naukowej w zakresie petrologii skał krystalicznych. Powinien ją przeczytać każdy petrograf i geochemik oddający się czy to pracy naukowo-badawczej, czy też dydaktycznej na stopniu uniwersyteckim w wymienionej dziedzinie. Powinna ona stać się także obowiązkową lekturą każdego pracownika przygotowującego się do egzaminów kandydackich z zakresu petrografii. Nie jest ona natomiast przeznaczona jako lektura samodzielna dla studentów na poziomie magisterskim. Zbyt wiele skrótów, zaledwie naszkicowanych ujęć oraz śmiałych teoretycznych uogólnień mogłoby w niedoświadczonym umyśle wytworzyć obraz niewłaściwych proporcji w naukowej problematyce petrologii.

KAZIMIERZ SMULIKOWSKI

E.S. LARSEN jr., N.B. KEEVIL & H.C. HARRISON. Method for determining the age of igneous rocks using the accessory minerals. — Bull. Geol. Soc. Am. v. 63, pp. 1045—1052. October 1952.

Oznaczenia wieku bezwzględnego są jedną z podstawowych metod nowoczesnej geologii. Zastosowanie ich jest konieczne szczególnie w rejonach występowania skał, których rozpoziomowanie na podstawie kryteriów paleontologicznych jest niemożliwe. Metody datowania, oparte na akumulacji produktów rozpadu promieniotwórczego, przewyższają znacznie wszystkie inne metody pod względem dokładności, prostoty i zasięgu stosowania. Zastosowanie jednak najlepszych nawet metod jest w praktyce bardzo ograniczone. Metoda ołowiowa znajduje zastosowanie do minerałów o wysokiej promieniotwórczości, metodę helową stosuje się jedynie do minerałów odznaczających się dobrą retencją helu, metoda strontowa nadaje się tylko do minerałów rubidowych itd.

Larsen, Keevil i Harrison opracowali metodę znacznie rozszerzającą zakres stosowalności oznaczeń ołowiowych. Promieniotwórczość skał magmowych koncentruje się głównie w minerałach akcesorycznych. Założeniem pracy Larsena i współpracowników jest separacja minerałów akcesorycznych skał magmowych i dokonanie na nich oznaczeń metodą ołowiową.

Oprócz zwiększonej zawartości pierwiastków promieniotwórczych warunkiem powodzenia metody jest nieobecność ołowiu zwykłego w wyseparowanych minerałach. Promienie jonowe potasu i ołowiu są prawie równe ($1,33 \text{ \AA}$ i $1,32 \text{ \AA}$), w związku z tym ołów koncentruje się raczej w minerałach potasowych danej skały magmowej. Natomiast

w cyrkonie np., będącym jednym z najpospolitszych minerałów akcesorycznych, wobec dużych różnic promieni jonowych cyrkonu i ołowiu ($0,82 \text{ \AA}$ i $1,32 \text{ \AA}$) niepromieniotwórczy ołów raczej nie występuje. Przytoczone przez autorów zestawienie analiz poszczególnych minerałów diorytu kwarcowego z Kalifornii ilustruje proporcjonalność pomiędzy procentową zawartością potasu i ołowiu w minerałach. Proporcjonalność ta nie obowiązuje minerałów promieniotwórczych (apatyt, cyrkon, tytanit, allanit, monacyt), w których zawartość ołowiu wybitnie wzrasta, bez równoległego zwiększenia ilości potasu. W minerałach promieniotwórczych ołów jest w przeważającej części radiogeniczny.

Warunkiem dokładności metody jest doskonałe wydzielenie minerałów promieniotwórczych ze skały macierzystej, eliminujące wszelkie zanieczyszczenia. Opracowanie odpowiedniej metody rozdzielania minerałów jest więc zasadniczą częścią pracy.

Próbę rozdrobnioną przesiano dzieląc ją na frakcje 40—60, 60—100, 100—200 i poniżej 200 oczek. Stwierdzono wzbogacenia w minerały ciężkie we frakcjach 60—100 i 100—200 oczek. Wzbogacone frakcje poddano rozdzielaniu bromoformem przeprowadzając tę operację w 4-olitrowych zlewkach. Separację powtórzono w lejkach rozdzielczych otrzymując minerały o ciężarze wyższym od bromoformu (2,8).

Wydzieloną bromoformem frakcję ciężką rozdziela się następnie elektromagnetycznie. Rozdzielenie magnetyczne daje następujące grupy minerałów: 1) magnetyt, 2) biotyt, hornblenda, ilmenit, 3) biotyt, hornblenda, allanit, piroksen, 4) monacyt, 5) tytanit, 6) cyrkon, apatyt, fluoryt, piryty, molibdenit, skaleń, kwarc (frakcja niemagnetyczna).

Różne minerały promieniotwórcze można separować stosując różne warianty rozdziału frakcji niemagnetycznej. Na przykład dla cyrkonu frakcję niemagnetyczną rozdziela się za pomocą jodku metylenu. Frakcja ciężka zawiera głównie cyrkon i siarczki. Podgrzewa się ją do 450°C , piryty nabiera własności magnetycznych, po czym separuje się go za pomocą magnezu. Preparat końcowy zawiera ponad 99% cyrkonu.

W czasie przeprowadzania separacji należy zwrócić szczególną uwagę na konieczność uniknięcia zanieczyszczeń ołowiem. Należy sprawdzać czystość odczynników, używać sit płóciennych, oczyszczać kruszarki itp.

Ołów oznaczano spektrograficznie, zawartość pierwiastków promieniotwórczych — za pomocą licznika alfa. Stosunek toru do uranu przyjęto na podstawie literatury. Czas wykonania pełnego oznaczenia wieku jest, według autorów, 1 tydzień przy pracy 1 człowieka.

Oznaczenia wieku dokonano na 8 próbach skał typu granodiorytu (ze względu na stonkowo dużą zawartość minerałów akcesorycznych w tych skałach), o znanym wieku bezwzględny. Dla skał starych zgodności oznaczeń są dobre, dla młodych błąd jest duży. Błąd ten, wynikający z obecności ołowiu zwyczajnego i zanieczyszczeń preparatu minerałów promieniotwórczych, można by zmniejszyć udoskonalając separację minerałów. Oznaczenia były wykonane głównie na preparatach cyrkonu, dla których wyniki są bardzo dobre. Gorsze wyniki otrzymano z oznaczeń na preparatach monacytu i allanitu. Oznaczenia dokonane na preparatach apatytu i tytanitu są obarczone jeszcze większym błędem.

Metoda opracowana przez Larsena i współpracowników pozwala na dokonanie szybkiego oznaczenia wieku bezwzględnego niektórych typów skał magmowych. Jest ona niewątpliwie poważnym krokiem naprzód w kierunku upowszechnienia stosowalności metod bezwzględnego datowania, choć tego zagadnienia nie wyczerpuje.

Zastosowanie powyższej metody będzie dużą pomocą dla geologów kartujących rejony występowania skał magmowych.

JERZY BUREK

BRIAN MASON. *Principles of Geochemistry*. — Ed. J. Wiley & Sons, New York, Chapman & Hall Ltd. London p. 1—VII, 276, 1952.

Geochemia jest najmłodszą gałęzią nauk geologicznych a rozwój jej datuje się od kilku zaledwie dziesiątków lat. Stąd też liczba podręczników z zakresu geochemii jest bardzo niewielka, i to nawet w skali światowej. Przede wszystkim wymienić tu należy podręczniki radzieckie, a zwłaszcza opracowania dwóch czołowych geochemików: Wernadskiego i Fersmana. Również i w naszej literaturze naukowej posiadamy oryginalny podręcznik geochemii, pióra prof. K. Smulikowskiego.

Nauka anglosaska dość późno zaczęła interesować się geochemią, pierwszy zaś pełny i nowoczesny podręcznik geochemii w języku angielskim ukazał się dopiero po drugiej wojnie światowej. Autorami tego obszernego i źródłowego podręcznika nie są zresztą uczeni anglosascy, lecz dwaj fińscy geochemicy: K. Rankama i Th. G. Sahama. Podręcznik B. Masona jest drugim podręcznikiem geochemii w języku angielskim, a zarazem pierwszym, którego autorem jest Anglik. Nie ma on charakteru podręcznika źródłowego i nie zawiera przy tym wcale części szczegółowej, która by omawiała geochemię poszczególnych pierwiastków. Jak to wyjaśnia autor w przedmowie, treścią swą podręcznik ten pokrywa się z jednosemestralnym kursem wykładów prowadzonych przezeń w uniwersytetach N. Zelandii i Stanów Zjednoczonych.

Książka dzieli się na 11 rozdziałów, napisanych zwięźle, zarazem jasno i przystępnie. Rozdział pierwszy (Wstęp) podaje zakres geochemii opierając się na cytatach definicji tej nauki przez Clarke'a i Goldschmidta. Ograniczenie się do powyższych, ongiś właściwych definicji, zawężyło nieco rzeczywisty zakres zainteresowań geochemii. W szczególności autor pominął fakt, że geochemia interesuje się nie tylko obecnym rozmieszczeniem pierwiastków na Ziemi, ale również zmianą tego rozmieszczenia na tle geologicznej skali czasu, a nawet przedgeologicznej historii Ziemi. Zakończenie tego rozdziału stanowi zwięzła historia geochemii.

Rozdział drugi (Ziemia w stosunku do Wszechświata) zawiera najważniejsze wiadomości z kosmochemii. Interesujące są w nim rozważania na temat wieku Wszechświata w oparciu o częstość kosmiczną różnych pierwiastków promieniotwórczych. Natomiast opis różnych poglądów na temat powstania układu słonecznego nie należy już do tematyki geochemii.

Zwięźle lecz wyczerpująco omówiony został przez autora skład chemiczny i pochodzenie meteorytów. W zakończeniu rozdziału autor porusza zagadnienia częstości pierwiastków we wszechświecie i ilustruje je znaną tabelą Goldschmidta, uzupełnioną nowszymi danymi oraz wykresem zależności tej częstości od liczby porządkowej pierwiastka.

Rozdział następny: Budowa i skład Ziemi należy do najlepiej napisanych rozdziałów podręcznika. Zwięźle i jasno wprowadza autor czytelnika w zagadnienie nieciągłości budowy wnętrza Ziemi, opierając się na danych sejsmicznych, i przytacza ważniejsze poglądy na temat budowy tego wnętrza. Na dalszą treść rozdziału składają się dane o składzie chemicznym skorupy ziemskiej, krótki opis składu strefy przejściowej i jądra Ziemi oraz niektóre obliczenia składu całości Ziemi. Wśród tych obliczeń znajdują się obliczenia własne autora. W końcowych ustępach rozdziału porusza autor pokrótce takie interesujące zagadnienia jak proces pierwotnego geochemicznego różnicowania się Ziemi w przedgeologicznym okresie jej historii. Okres ten trwał do chwili, gdy na powierzchni Ziemi zapanowały warunki podobne do obecnych, kiedy to skorupa składała się już ze skał i istniała już hydrosfera.

Rozdział czwarty stanowi dość niespodziewaną dygresję w treści podręcznika. Jest to omówienie pewnych praw termodynamiki oraz podstawowych zagadnień krystalochemicznych. Rozdział napisany jest podobnie zwięźle jak poprzednie. Zbyt dużą je-

dynie wydaje mi się matematyczna strona wstępu poświęconego prawom termodynamiki. W chwili obecnej dalecy jesteście od możliwości stosowania przytoczonych tam równań do zagadnień nauk o Ziemi. Niepotrzebny jest również ustęp poświęcony obliczaniu energii sieciowej kryształów.

Dwa następne rozdziały noszą tytuły: magmatyzm i skały magmowe, sedimentacja i skały osadowe. Oba zawierają obok ustępów o treści geochemicznej również ustępy, dla których właściwszym miejscem byłby podręcznik petrografii. Należy tu np. omówienie ważniejszych minerałów skałotwórczych lub niektórych układów trójskładnikowych, ważnych dla teoretycznych rozważań petrologii skał magmowych, oraz rozważania nad procesem krystalizacji soli z wody morskiej. Obok tych zbytecznych dygresji rozdziały te zawierają wiele interesujących wiadomości z zakresu geochemii. W rozdziale dotyczącym skał magmowych autor bardzo udanie szkicuje geochemię szczegółową niektórych pierwiastków śladowych. W kilku zdaniach podaje on dla każdego z tych pierwiastków najbardziej charakterystyczne rysy magmowego odcinka jego geochemii. Zbyt mało natomiast miejsca poświęca geochemii pegmatytów i innych utworów okresu pomagmowego. Nie tylko pomija on prace Fersmana z tego zakresu (co można by tłumaczyć niemożnością korzystania z literatury rosyjskiej), lecz również nie podaje wyników prac Goldschmidta na ten temat. Zuboża to niewątpliwie w dużym stopniu treść tego rozdziału.

W rozdziale dotyczącym sedimentacji i skał osadowych autor omawia pokrótce najważniejsze czynniki fizyczno-chemiczne, decydujące o wędrowce pierwiastków w strefie hipergenicnej (potencjał jonowy, pH, potencjał „redox”, stan koloidalny), oraz podaje geochemiczną klasyfikację i krótką charakterystykę produktów wietrzenia i sedimentacji.

Rozdziały 7—9, zatytułowane: hydrosfera, atmosfera, biosfera, podają zwięzłą charakterystykę tych stref geochemicznych, ilustrowaną szeregiem tabel. Rozdziały te bardziej niż poprzednie odpowiadają swą treścią zakresowi podręcznika. W rozdziale o biosferze podaje autor dane o stosunkach izotopów węgla w poszczególnych odcinkach jego cyklu geochemicznego i na tym pięknym przykładzie wykazuje, jak dane tego rodzaju mogą być wyzyskane dla prób obliczania rzędu wielkości całkowitej ilości węgla i ropy naftowej w skorupie ziemskiej.

Rozdział 10 (Metamorfizm i skały metamorficzne) rozbudowany jest nadszpodziewanie szeroko i w znacznej części swej treści nie ma związku z geochemią. Charakterystyka mineralna różnych facji metamorficznych czy też teoretyczne rozważania na temat pewnych układów dwu lub wieloskładnikowych mają niewątpliwie podstawowe znaczenie dla petrologii skał metamorficznych, nie należą jednak do zadań geochemii. Geochemia interesuje się bowiem przede wszystkim takimi procesami metamorficznymi, w których zaznaczają się wyraźniejsze zmiany składu chemicznego. Są to już jednakże procesy metasomatozy metamorficznej, które w podręczniku potraktowane są bardzo pobieżnie. Rozdział 10 powinien znajdować się w książce bezpośrednio po rozdziale 6 (skały osadowe), gdyż w ten sposób wraz z rozdziałem 5 i 6 tworzyłby całość dotyczącą litosfery.

Krótki rozdział ostatni (Cykle geochemiczne) mówi o krążeniu pierwiastków w różnych środowiskach geochemicznych zewnętrznych stref Ziemi. Całość procesów tego krążenia określa autor mianem cyklu geochemicznego. Cykl ten ilustruje on pomysłowym wykresem. W wykresie tym pewne zastrzeżenia budzi pozycja biosfery. Można by bowiem z wykresu sądzić, że do biosfery docierają pierwiastki jedynie z atmosfery i hydrosfery, co jest oczywiście niezgodne z prawdą.

W całości uznać należy książkę B. Masona za wartościowe wzbogacenie geologicznej literatury podręcznikowej. Duży talent autora w przystępnym przedstawianiu poruszanych w książce zagadnień podnosi jeszcze jej walory. Książka ta odda przeto duże usługi geologom, a także chemikom czy też wogóle przyrodnikom, w zaznajamianiu się ich

z zagadnieniami geochemicznymi, a po części także petrograficznymi. Również i specjalizujący się z zakresu mineralogii i geochemii z przyjemnością skorzystają z tej książki, aczkolwiek nie może ona mieć dla nich charakteru podręcznika podstawowego.

ANTONI POLAŃSKI

GEOCHIMICA ET COSMOCHIMICA ACTA. Editors: C. W. Correns, E. Ingerson, S. R. Nockolds, F. A. Paneth, L. R. Wager, F. E. Wickman. — Pergamon Press Ltd. London.

Zajmująca się losem pierwiastków chemicznych w przyrodzie geochemia jest uprawiana poza granicami Polski z dużym rozmachem. Dla niej stworzono specjalne katedry w wyższych uczelniach, oddano do dyspozycji pracownie i zakłady. Atoli organu poświęconego wyłącznie geochemii nie było. Prace z tego zakresu były rozproszone po różnych wydawnictwach, związanych przeważnie z geologią i mineralogią.

Dopiero w roku 1951, dzięki zabiegom zwolenników tej nowej wiedzy, stworzono specjalny organ, wydawany przez londyńską „Pergamon Press”, obejmujący obok chemii globu ziemskiego chemię Wszechświata. W liczbie wydawców figurują: Correns z Getyngi, Ingerson z Waszyngtonu, Nockolds z Cambridge, Paneth z Durham, Wager z Oksfordu i Wickman ze Sztokholmu. Do Komitetu Redakcyjnego należy 34 najwybitniejszych geochemików i kosmochemików. Prace są ogłaszane w trzech językach: francuskim, niemieckim i angielskim. Przedruki w obcych wydawnictwach niedozwolone. Sześć zeszytów, wydawanych w dwumiesięcznych odstępach czasu, składa się na mniej więcej trzystustronicowy tom, zawierający, poza pracami oryginalnymi, od czasu do czasu krótkie sprawozdania z odnośnej literatury.

Czasopismo to jest dotychczas bardzo mało znane w naszym kraju. Pożytecznym więc będzie dokonać krótkiego przeglądu jego tematyki naukowej za minione dwa lata (1952 i 1953) podając zwięzłe streszczenia niektórych bardziej interesujących artykułów.

Przeglądu tego dokonamy według siedmiu głównych działów tematycznych:

I — podstawy teoretyczne geochemii (2), II — kosmochemia wraz z chemią meteorytów (9), III — geochemia izotopów (7), IV — geochemia procesów minero-genetycznych i geologicznych (1), V — geochemia poszczególnych grup mineralnych lub skał, VI — geochemia poszczególnych pierwiastków (8), VII — geochemia regionalna (4).

Liczby w nawiasach oznaczają ilości artykułów z danego działu tematyki, opublikowane w okresie sprawozdawczym (1952—53).

I — Podstawy teoretyczne geochemii

L.H. AHRENS. The use of ionization potentials. Part 1. Ionic radii of the elements. — GCA v. 2, pp. 155—169, 1952;

Part 2. Anion affinity and geochemistry. — Ibidem v. 3, pp. 1—29. 1953.

W części 1 autor dyskutuje wartości promieni jonowych pierwiastków, będące dotychczas w użyciu we wszelkich rozważaniach krystalochemicznych, a należące głównie do dwu zbiorów: a) promienie jonowe czysto empiryczne V. M. Goldschmidta i b) promienie jonowe uniwalentne wyliczone przez L. Paulinga. Wartości obu tych zbiorów dla poszczególnych rodzajów jonów są przeważnie bardzo bliskie sobie, w wielu jednak przypadkach wyraźnie od siebie odbiegają. Zdaniem autora, wartości Paulinga zasługują na większe zaufanie. Jedną z przyczyn nieścisłości danych Goldschmidta jest przyjmowanie dla anionu tlenowego O^{-2} promienia 1,32 Å, gdy tymczasem wedle nowszych danych przy braku wszelkiej polaryzacji jonowej powinien on wynosić 1,40 Å. Dokonawszy rewizji dotychczasowych podstaw teoretycznych i doświadczalnych autor zestawia nowy skorygowany zbiór promieni jonowych kationów.

Promienie jonowe kationów (w koordynacji 6)
według Ahrensa (p. l. c. str. 168, tabela 16)

Ac ³⁺	1.18	Er ³⁺	0.89	Nd ³⁺	1.04	Sc ³⁺	0.81
Ag ⁺	1.26	Eu ³⁺	0.98	Ni ²⁺	0.69	Se ⁴⁺	0.50
Ag ²⁺	0.89	F ⁷⁺	0.08	Np ³⁺	1.10	Se ⁶⁺	0.42
Al ²⁺	0.51	Fe ²⁺	0.74	Np ⁴⁺	0.95	Si ⁴⁺	0.42
Am ³⁺	1.07	Fe ³⁺	0.63	Np ⁷⁺	0.71	Sm ³⁺	1.00
Am ⁴⁺	0.92	Fr ⁺	1.80	O ⁶⁺	0.10	Sn ²⁺	0.93
As ³⁺	0.58	Ga ³⁺	0.62	Os ⁶⁺	0.69	Sn ⁴⁺	0.71
As ⁵⁺	0.46	Gd ³⁺	0.97	P ³⁺	0.44	Sr ²⁺	1.12
At ⁷⁺	0.62	Ge ²⁺	0.73	P ⁵⁺	0.35	Ta ⁵⁺	0.68
Au ⁺	1.37	Ge ⁴⁺	0.53	Pa ³⁺	1.13	Tb ³⁺	0.93
Au ³⁺	0.85	Hf ⁴⁺	0.78	Pa ⁴⁺	0.98	Tb ⁴⁺	0.81
B ³⁺	0.23	Hg ²⁺	1.10	Pa ⁵⁺	0.89	Tc ⁷⁺	0.56
Ba ²⁺	1.34	Ho ³⁺	0.91	Pb ²⁺	1.20	Te ⁴⁺	0.70
Bc ²⁺	0.35	I ⁵⁺	0.62	Pb ⁴⁺	0.84	Te ⁶⁺	0.56
Bi ³⁺	0.96	I ⁷⁺	0.50	Pd ²⁺	0.80	Th ⁴⁺	1.02
Bi ⁵⁺	0.74	In ³⁺	0.81	Pd ⁴⁺	0.65	Ti ³⁺	0.76
Br ⁵⁺	0.47	Ir ⁴⁺	0.68	Pm ³⁺	1.06	Ti ⁴⁺	0.68
Br ⁷⁺	0.39	K ⁺	1.33	Po ⁶⁺	0.67	Tl ⁺	1.47
C ⁴⁺	0.16	La ³⁺	1.14	Pr ³⁺	1.06	Tl ³⁺	0.95
Ca ²⁺	0.99	Li ⁺	0.68	Pr ⁴⁺	0.92	Tm ³⁺	0.87
Cd ²⁺	0.97	Lu ³⁺	0.85	Pt ²⁺	0.80	U ⁴⁺	0.97
Ce ³⁺	1.07	Mg ²⁺	0.66	Pt ⁴⁺	0.65	U ⁶⁺	0.80
Ce ⁴⁺	0.94	Mn ²⁺	0.80	Pu ³⁺	1.08	V ²⁺	0.88
Cl ⁵⁺	0.34	Mn ³⁺	0.66	Pu ⁴⁺	0.93	V ³⁺	0.74
Cl ⁷⁺	0.27	Mn ⁴⁺	0.60	Ra ²⁺	1.43	V ⁴⁺	0.63
Co ²⁺	0.72	Mn ⁷⁺	0.46	Rb ⁺	1.47	V ⁵⁺	0.59
Co ³⁺	0.63	Mo ⁴⁺	0.70	Re ⁴⁺	0.72	W ⁴⁺	0.70
Cr ³⁺	0.63	Mo ⁶⁺	0.62	Re ⁷⁺	0.56	W ⁶⁺	0.62
Cr ⁶⁺	0.52	N ³⁺	0.16	Rh ³⁺	0.68	Y ³⁺	0.92
Cs ⁺	1.67	N ⁵⁺	0.13	Ru ⁴⁺	0.67	Yb ³⁺	0.86
Cu ⁺	0.96	Na ⁺	0.97	S ⁴⁺	0.37	Zn ²⁺	0.74
Cu ²⁺	0.72	Nb ⁴⁺	0.74	S ⁶⁺	0.30	Zr ⁴⁺	0.79
Dy ³⁺	0.92	Nb ⁵⁺	0.69	Sb ³⁺	0.76		
				Sb ⁵⁺	0.62		

Z uwagi na doniosłość zastosowań w rozważaniach mineralogicznych podajemy dla użytku polskich czytelników ten zbiór w alfabetycznym porządku pierwiastków (patrz wyżej tabela według Ahrensa Nr. 16 ze str. 168 referowanej pracy).

W części 2 autor dyskutuje naturę wiązań między metalami i niemetalami i wnioskuję, że w procesie ich wzajemnego łączenia się istnieje pewne stadium przejściowe, w którym wolne jony mają wpływ dominujący na własności produktu tego procesu. Powinowactwo anionowe określa on jako siłę przyciągania anionów przez kation w owym stadium przejściowym i uważa potencjały jonowe kationów za względną miarę owego powinowactwa. Stosując te pojęcia stara się następnie objaśnić szereg ważnych w geochemii zagadnień jak rozdział niektórych pierwiastków pomiędzy fazy siarczkowe i krzemianowe, geochemiczne pokrewieństwo pierwiastków, zachowanie się kationów o równej wartościowości i bliskich rozmiarach przy frakcyjnej krystalizacji krzemianów, punkty topliwości izomorficznych krzemianów oraz parę innych bardziej teoretycznych spraw dotyczących krystalochemii.

KAZIMIERZ SMULIKOWSKI

W. KUHN & S. VIELHAUER. Analogieversuche zur Ausbreitung von Bebenwellen in einem homogenen Erdinnern. Beziehungen zwischen den Ausbreitungsgeschwindigkeiten von longitudinalen und transversalen Wellen im relaxierenden Medien. — GCA v. 3, pp. 169—185. 1953.

II — Kosmochemia wraz z chemią meteorytów

W. WAHL. The brecciated stony meteorites and meteorites containing foreign fragments. — GCA v. 2, pp. 91—117. 1952.

E. JEREMINE & M. LELUBRE. Sur la météorite d'Oubari. — Ibidem v.2, pp. 217—228 1952.

H.C. UREY. Chemical fractionation in the meteorites and the abundance of the elements. — Ibidem. v 2, pp. 269—282. 1952.

H.C. UREY. The origin and development of the Earth and other terrestrial planets: A correction. — Ibidem, v. 2, pp. 263—268. 1952.

F.A. PANETH, P. REASBECK & K.I. MAYNE. Helium 3 content and age of meteorites. — Ibidem, v. 2, pp. 300—303. 1952.

Zeszyt 6 tomu 3 jest w całości poświęcony najnowszym studiom nad meteorytami żelaznymi. Składają się nań artykuły następujące:

F.A. PANETH. Recent studies on iron meteorites. I. Introduction. — GCA, v. 3, pp. 257—260. 1953.

K.F. CHACKETT, P. REASBECK & E.J. WILSON. Determination of helium content — Ibidem, v. 3, pp. 261—271. 1953.

J.C. DALTON, J. GOLDEN, G.R. MARTIN, R.E. MERCER & S.J. THOMSON. Determination of the uranium and thorium content. — Ibidem, v. 3, pp. 272—288. 1953.

G.R. MARTIN. The origin of meteoritic helium and the age of meteorites. — Ibidem, v. 3, pp. 288—309. 1953.

III — Geochemia izotopów

H. von ECKERMANN, H. von UBISCH, F.E. WICKMANN. A preliminary investigation into the isotopic composition of carbon from some alkaline intrusions. — GCA v. 2, pp. 207—210. 1952.

F.E. WICKMAN. Variations in the relative abundance of the carbon isotopes in plants. — Ibidem v. 2. pp. 243—254. 1952.

H. CRAIG. The geochemistry of the stable carbon isotopes. — Ibidem, v. 3, pp. 53—92. 1953.

J.H. REYNOLDS & J. VERHOOGEN. Natural variations in the isotopic constitution of silicon. — Ibidem, v. 3, pp. 224—234. 1953.

H.G. THODE, J. MACNAMARA & W.H. FLEMING. Sulphur isotope fractionation in nature and biological time scales. — GCA, v. 3, pp. 235—243. 1953.

Zbadano stosunki ilościowe izotopów siarki $S^{32}:S^{34}$ w morskich złożach siarczków i siarczanów różnego wieku w bardzo szerokiej skali czasu geologicznego. Okazało się, że w formacjach liczących ponad 700—800 milionów lat stosunek ten był stały (około 22,10) jednakowy w siarczkach jak i w siarczanach, i nie podlegał zmianom. Od tego czasu jednak rozpoczęło się wyraźne i stopniowo wzrastające różnicowanie izotopów, przy czym S^{34} malała w siarczkach, wzrastała natomiast w siarczanach. W utworach współczesnych stosunek $S^{32}:S^{34}$ wynosi: w siarczkach około 23,1, w siarczanach zaś 21,7—21,8 (rozpiętość około 7%). Zróżnicowanie izotopów najprawdopodobniej dokonuje się w związku z cyklem biochemicznym siarki w przyrodzie i wymianą izotopów przy reakcji $S^{32}O_4 + H_2S^{34} \rightleftharpoons S^{34}O_4 + H_2S^{32}$. Wypływa stąd wniosek, że przed młodszym prekambrem (700—800 milionów lat) organizmy autotroficzne, zdolne do utleniania H_2S , nie odgrywały istotnej roli.

KAZIMIERZ SMULIKOWSKI

F.E. WICKMAN. Wird das Häufigkeitsverhältnis der Kohlenstoffisotopen bei der Inkohlung verändert? — Ibidem v. 3, pp. 244—252. 1953.

Wymieniona w tytule praca stanowi dalszy ciąg dociekań autora w dziedzinie biogeochemii węgla. Autor wykazał (tamże, 1952, t. 2, s. 243—254)¹, że głównym czynnikiem regulującym stosunki izotopów węglowych w roślinach współczesnych są warunki ekologiczne, w żadnym jednak razie okoliczności dotyczące ich gatunku lub rodzaju.

Obecne badania mają na celu wyświetlenie stosunku izotopów węglowych w roślinach uległych zwęgleniu. Ponieważ w tym przypadku stopień zwęglenia dużą rolę może odgrywać, poddano analizie węgle różnego wieku. Badano więc 1° węgiel brunatny okresu plioceńskiego, tworzący na Sumatrze potężne złoża, przeobrażone ciepłem lawy andezytowej na twardy lśniący węgiel brunatny obok węgla kamiennego, antracytu i koksu naturalnego; 2° dolnosaski węgiel zagłębia wealdeńskiego z resztkami nagozależkowych i pterydofitów, który powstał przy udziale ciśnienia i podniesionej temperatury w terenie tektonicznie silnie zaburzonym; 3° węgiel westfalski wieku karbońskiego w analogicznych jak poprzedni wytworzony warunkach.

W żadnym z wymienionych okazów wpływu metasomatozy na wzajemny stosunek izotopów węglowych nie zauważono. W poszczególnych złożach różniła się jednak średnia podziału izotopów, z tendencją wzrostu w miarę obniżającego się ich wieku. Znalaziono mianowicie dla węgla karbońskiego $C^{12}/C^{13} = 90,64$, dla wealdeńskiego = 90,77, dla plioceńskiego = 91,01. Fakt ten bynajmniej nie upoważnia do snucia daleko idących wniosków o zmiennym stosunku izotopów węglowych w dwutlenku węgla ówczesnej atmosfery.

ST. J. THUGUTT

W. DANSGAARD. Comparative measurements of standards for carbon isotopes. — GCA v. 3, pp. 253—256. 1953.

¹ Patrz recenzję w Przegl. Geol. nr 6 (1953), s. 31.

IV — Geochemia procesów minerogenetycznych i geologicznych

RIAD A. HIGAZY. Behaviour of the trace elements in a front of metasomatic metamorphism in the Dalradian of Co. Donegal. — GCA v. 2, pp. 170—184. 1952.

V — Geochemia poszczególnych grup mineralnych lub skał

P. SCHAUFELBERGER. Was is Laterit? — GCA v. 3, pp. 47—52. 1953.

M.D. FOSTER. Geochemical studies of clay minerals: III. The determination of free silica and free alumina in montmorillonite. — Ibidem v. 3, pp. 143—154. 1953.

VI — Geochemia poszczególnych pierwiastków

PETTERSSON & H. ROTSCI. The nickel content in deep-sea deposits. — GCA v. 2, pp. 81—90. 1952.

Dokonano oznaczeń niklu, manganu i żelaza w 77 próbkach osadów głębokomorskich z różnych oceanów uzyskując przeciętne zawartości 0,056% NiO, 3,13% MnO₂ i 6,21%, Fe₂O₃. Koncentracja jest znacznie większa, niż można się było spodziewać na podstawie znanej dotąd przeciętnej zawartości niklu w skałach ziemskich. Najciekawsze są wyniki analiz z dłuższych, kilkunastumetrowych profili mułów głębokomorskich, dostarczonych przez ekspedycję oceanograficzną „Albatros”. Okazało się, że zawartość niklu jest wybitnie zmienna w różnych głębokościach osadu, przy czym nie widać tu wyraźnej korelacji ze zmiennością manganu i żelaza, poza tym, że zwolnienie sedymentacji powoduje zgodne podwyższenie, przyspieszenie zaś sedymentacji — zgodne obniżenie koncentracji wszystkich trzech pierwiastków. Autorzy przypuszczają, że koncentracja niklu w mułach abysalnych jest w przeważającym stopniu pochodzenia kosmicznego. Jest to poparte najnowszymi ocenami łącznej masy pyłu kosmicznego, opadającego corocznie na powierzchnię Ziemi. Masa ta przekracza wiele tysięcy razy łączną masę większych meteorytów.

KAZIMIERZ SMULIKOWSKI

D.M. SHAW. The geochemistry of indium. — Ibidem, v. 2, pp. 185—206. 1952.

Ind został odkryty w roku 1863 zupełnie przypadkowo. Dwaj niemieccy badacze, F. Reich i T. Richter, poszukując spektroskopem talu we freiberskim sfalerycie, dostrzegli w widmie zamiast prążka zielonego prążek niebieski, wskazujący na obecność nowego pierwiastka, nazwanego przez nich indem ze względu na indygowy odcień widma.

Ind występuje w przyrodzie w wielkim rozproszeniu, stąd trudności w stwierdzeniu jego obecności. Zwykły spektrograf jest za mało czuły, dlatego autor dołączył specjalną dwulukową aparaturę, umożliwiającą nie tylko jakościowe, ale i ilościowe określenie tego pierwiastka. Niski punkt topliwości indu, wynoszący 155° C, umożliwił jego koncentrację drogą frakcjonowanej destylacji surowca, zaprawionego salmiakiem oraz węglanem litowym w charakterze topnika.

Zawartość indu w destylacie oceniano przez porównanie jego widma z widmami odpowiednio dobranych wzorców, złożonych z szeregu mieszanek o wiadomej zawartości indu. Granica czułości oznaczeń wynosiła 0,02 ppm¹ z możliwością błędu $\pm 20\%$.

Przedmiot badań autora stanowiły rozmaite minerały, poza jedynym pierwiastkiem — grafitem, różnego rodzaju tlenki, siarczki, halidy, fosforany, krzemiany, a nadto rozmaite

¹ Skrót „ppm” oznacza „parts per million”, tj. 1:1 000 000, czyli gram na tonę,

skały ogniowe, osadowe i metamorficzne, osady morskie głębinowe, złoża solne, meteoryty, w ogólnej liczbie 177 okazów.

Ind samodzielnych minerałów nie tworzy, lecz w niektórych stanowi drobną zazwyczaj domieszkę, w wyjątkowych tylko przypadkach dochodzącą do 1%. Nacechowany chalkofilią występuje w sfalerycie, chalkopirycie i innych siarczках. W strukturach krzemianów zajmuje miejsce dwuwartościowego żelaza i manganu. W pegmatytach towarzyszy kasyterytowi, wolframitowi i szelitowi. Unika cyrkonu, apatytu, lepidolitu, tytanitu, kaolinu, berylu, turmalinu. Nie napotkano go również w halitach, skaleniach i skałeniowcach. Spośród minerałów zbadanych w omawianej pracy najwyższe zawartości indu wykazała hornblenda (5,8 ppm), chalkopiryt (4,8 ppm) i muskowit (4,5 ppm).

W rzędzie skał ogniowych najwyższą zawartość indu wykazały skały zasadowe i ultrazasadowe, np. bazalt z Aleutów (0,32 ppm), pegmatyt diabazowy z Finlandii (0,30 ppm) oraz, nieoczekiwanie, granit rapakiwi z Åva w Finlandii (2,0 ppm). W rzędzie skał osadowych najbardziej obfitują weń utwory gliniaste, boksyty, lateryty. Spośród skał metamorficznych najbardziej charakterystyczne dlań okazały się gnejsy, granulity i fyllity, zwłaszcza obfitujące w granat i mikę.

Przypuszczenie Goldschmidta, że ind nagromadza się w głębokomorskich bułach żelazowo-manganowych, okazało się niesłusznym. Koloidalny wodzian indu przedostaje się wprawdzie do wód morskich i oceanicznych, gdzie zostaje absorbowany przez fosforany pochodzenia biogenicznego, atoli obecności jego ani w wodzie morskiej, ani w złożach solnych wykazać nie zdołano. Nie znalazł go również autor w meteorytach Arizony, Kanzasu i Teksasu, jakkolwiek Goldschmidt ocenia średnią zawartość indu w meteorytach na 0,15 ppm. Przeciętna zawartość indu w skorupie ziemskiej wynosi według oceny autora $1,0 \pm 0,02$ ppm.

ST. J. THUGUTT

D.M. SHAW. The geochemistry of thalium. — CGA v. 2, pp. 118—154. 1952.

E.B. SANDELL. The beryllium content of igneous rocks. — Ibidem, v. 2, pp. 211—216. 1952.

L.H. AHRENS, W.H. PINSON & M.M. KEARNS. Association of rubidium and potassium and their abundance in common igneous rocks and meteorites. — Ibidem, v. 2, pp. 229—242. 1952.

R.A. COOLEY, A.V. MARTIN, C. FELDMAN & J. GILLESPIE. The hafnium to zirconium abundance ratio and specific radioactivity of some ores. — Ibidem v. 3, pp. 30—33. 1953.

K.H. WEDEPOHL, Untersuchungen zur Geochemie des Zinks. — Ibidem v. 3, pp. 93—142. 1953.

W. BEHNE. Untersuchungen zur Geochemie des Chlor und Brom. — Ibidem v. 3, pp. 186—215. 1953.

Dotychczasowe badania warunków występowania chloru w litosferze ograniczały się przeważnie do złóż solnych i do wody morskiej. Mniej interesowano się materiałem skał i minerałów, a już najmniej zwracano uwagę na brom w litosferze. Potrzeba wypełnienia istniejącej luki nasuwała się sama przez się. Zadania tego podjął się Walter Behne. Dysponując bogatym materiałem skał i minerałów wykonał on 172 oznaczenia chloru i 113 oznaczeń bromu w próbkach zmielonych w młynie kulkowym do średnicy ziarna nie wyższej od 3μ. Chlor z bromem i jodem oznaczony został metodą Vollharda, brom z jodem — metodą Van Der Meulena. Z różnicy obu oznaczeń wyliczono zawartość chloru, przy czym dolna granica zawartości chloru w skale wynosiła 0,002%, bromu — 0,0001%. W ten sposób zbadano skały magmowe, utwory powulkaniczne, gazy, mofety, produkty

wietrzenia granitu, utwory osadowe pochodzenia chemicznego i biogenicznego, wody rzeczne i deszczowe, meteoryty kamienne i żelazne oraz ważniejsze minerały skałotwórcze.

Zawartość chloru występującego w skałach magmowych wahała się w granicach 20 do 970 g/t zmniejszając się wyraźnie w kierunku skał zasadowych. Najwyższą normę osiągnęły oczywiście skały sjenitowe, obfitujące w minerały grupy sodalitowej obok eukolitu i eudialitu. Można było stwierdzić, że chlor występujący w granitach koncentruje się głównie w amfibolu i w biotycie. W muskowiecie i w kwarcu chloru nie znaleziono. Chlor zawarty we wrostkach skaleniowych w postaci chlorków dał się łatwo wypłukać wodą przekroploną.

Zawartość bromu we wrostkach biotytowych i amfibolowych nie przekraczała 9,4 g w tonie. Brom utworów osadowych wahał się w granicach od 1 g do 1,37 g w tonie. W piaszczystych iłach septyariowych bromu nie znaleziono. Natomiast był on obecny w kaolinicie, montmorylonicie, illicie, w tufach wapiennych, zawierających pozostałości roślinne, w torfach, w dolomitach, w skałach zwietrzałych, górując w nich wyraźnie ponad chlorem. W meteorytach kamiennych było go 10 g w tonie, czyli więcej niż w skałach magmowych.

Ogólny bilans chlorowców zawartych w litosferze przedstawia się jak następuje:

skały magmowe zawierają 150 g chloru i 3,1 g bromu w tonie

skały osadowe „ 154 g „ i 3,9 g „ „

Ilość chloru zawartego w wodzie morskiej przekracza 225-krotnie ilość dostarczoną morzu przez procesy wietrzeniowe. Ilość bromu jest 36,3 razy większa od zawartości bromu w skałach magmowych.

W konkluzji autor przychyliła się do poglądu, że chlor znajdujący się w wodzie morskiej musi przynajmniej częściowo pochodzić z pierwotnej atmosfery.

ST. J. THUGUTT

VII — *Geochemia regionalna*

E.M. PATTERSON. A petrochemical study of the Tertiary lavas of north-east Ireland.— GCA v. 2, pp. 283—299. 1952.

H.W. FAIRBAIRN, I.H. AHRENS & L.G. GORFINKLE. Minor element content of Ontario diabase. — Ibidem v. 3, pp. 34—46. 1953.

G.C. AMSTUTZ. Geochemistry of Swiss lavas. — Ibidem v. 3, pp. 157—168. 1953.

L.R. WAGER & R.L. MITCHELL. Trace elements in a suite of Hawaiian lavas. — Ibidem v. 3, pp. 217—223. 1953.

POLSKA BIBLIOGRAFIA MINERALOGICZNA
1940 — 1950

Począwszy od niniejszego zeszytu wznawiamy w Archiwum Mineralogicznym dział Polskiej Bibliografii Mineralogicznej nawiązując do tradycji tego wydawnictwa z ostatnich lat przedwojennych. Bibliografia ta będzie uwzględniać prace z dziedziny krystalografii, mineralogii, petrografii i geochemii, opublikowane przez badaczy polskich zarówno w wydawnictwach krajowych jak i zagranicznych. Będziemy starali się włączyć do bibliografii również prace z innych dziedzin nauk geologicznych (np. ze stratygrafii), o ile w treści swej przynoszą nowe dane (lub analizy), dotyczące skał lub minerałów.

Ponieważ w dawniejszych tomach Archiwum Bibliografia Mineralogiczna Polski doprowadzona została do roku 1939 włącznie, w niniejszym tomie podajemy jej ciąg dalszy, tj. prace za okres 1940—1950. W tomie następnym (XIX, 1955) uzupełnimy ją za okres 1951—1954, w dalszych zaś tomach będziemy ją podawać corocznie bieżąco, za każdy rok poprzedzający wydanie danego tomu Archiwum, ewentualnie z uzupełnieniami z lat wcześniejszych.

Pragnąc zapewnić naszej bibliografii całkowicie wyczerpującą zupełność Redakcja prosi Czytelników Archiwum Mineralogicznego o nadsyłanie uwag i uzupełnień, które będą mogły być uwzględnione w najbliższym z kolei tomie.

1. BARTKOWSKI TADEUSZ. Z badań nad jeziorem Krępa (Recherches sur le lac Krępa). — Bad. fizjogr. Pozn. TPN t. 2, z. 1, s. 1—8, tab. 1, rês. fr. 1950. (tabele składu petrograf. żwiru).
2. BIALĄCZEWSKI ANTONI. Fosforyty krajowe dla celów hutniczych. — Hutnik t. 13, s. 161—164, m. 1, rys. 2. 1946.
3. BIALĄCZEWSKI A. Złóża rudy żelaznej na Dolnym Śląsku. — Ibidem t. 13, s. 436—441, rys. 6. 1946.
4. BIALĄCZEWSKI A. Nasze rudy darniowe. — Ibidem t. 15, s. 61—64, m. 1. 1948.
5. BOBROWSKI WŁADYSŁAW. Notatka o występowaniu drobnych ilości manganu w Mierzawie koło Jędrzejowa (Note concerning the occurrence of small amounts of manganese in Mierzawa in the vicinity of Jędrzejów, Southern Poland). — Biul. PIG t. 58, s. 3—4, English summ. p. 5. 1949.
6. BOHDANOWICZ KAROL. Niektóre teoretyczne podstawy geologii złóż kruszcowych. — Prz. górń. t. 1 (32), s. 297—306, tab. 2. 1945.
7. BOHDANOWICZ K. Mangan. — Ibidem t. 2 (33), s. 648—663. 1946.
8. BOHDANOWICZ K. Magnez. — Ibidem t. 3 (34), s. 885—888. 1947.

9. BOLEWSKI ANDRZEJ. Mineralogia. Cz. I. Krystalografia opisowa. — Spółdz. Wydawn. Prac. techn. Szkół Akad. Kraków, s. 106, rys. 195, 4^o powiel. 1946.
10. BOLEWSKI A. Mineralogia. Cz. I. Krystalografia. — Br. Pom. Stud. Akad. Górn. Kraków, s. 1—144, rys. 248, 4^o powiel. 1948.
11. BOLEWSKI A. Mineralogia. Cz. II. Fizyczne własności kryształów i minerałów: ciężar właściwy, optyka, ciepło. — Stow. Stud. Akad. Górn. Kraków, s. 1—94, +4, rys. 94, 4^o powiel. 1947.
12. BOLEWSKI A. Mineralogia. Cz. III. Chemiczne własności kryształów i minerałów. Powstawanie, występowanie i współwystępowanie minerałów. Opis najważniejszych minerałów. Użytkowanie minerałów. — Stow. Stud. Akad. Górn. Kraków, s. 1—320, rys. 18, 4^o powiel. 1946.
13. BOLEWSKI A. Mineralogia. Cz. III (wyd. 2). — Br. Pom. Stud. Akad. Górn.-Hutn. Kraków, s. 1—364, tab. 5. 4^o powiel. 1948.
14. BOLEWSKI A. Mineralogia. Cz. III (wyd. 3). — Br. Pom. Stud. Akad. Górn.-Hutn. Kraków, s. 1—307, rys. 13, 4^o powiel. 1950.
15. BOLEWSKI A. Petrografia węgla kamiennego. — Br. Pom. Stud. Akad. Górn. Kraków, s. 1—1842, tab. 1. 1946.
16. BOLEWSKI A. Wynik badań petrograficznych złoża fosforytów z Chałupek koło Tarłowa. — Prz. gór. t. 2 (33), s. 101—110, m. 1, tab. 1. 1946.
17. BOLEWSKI A. Złoto. — Wiedza i Życie t. 15, s. 838—849. 1946.
18. BOLEWSKI A. Petrografia węgla. — Br. Pom. Stud. Akad. Górn.-Hutn. Kraków, s. 1—39+1, m. 2, tab. 2, 4^o powiel. 1948.
19. BOLEWSKI A. Składniki węgla. — Wiedza i Życie t. 17, s. 179—185, il. 12. 1948.
20. BOLEWSKI A. Zagadnienie klasyfikacji węgla. — Prz. gór. t. 4, s. 373—388. 1948.
21. BOLEWSKI A. Mineralne surowce ceramiczne. Kurs. uzup. dla techników ceram. Cz. I, s. 1—137, rys. 132; 1949. Cz. II. Opis najważniejszych surowców ceramicznych, s. 1—206; 1950. 4^o powiel.
22. BOLEWSKI A., GRUSZCZYK HUBERT. Krakowska pospółka wiśłana jako kruszywo do betonu. — Cement t. 1, s. 31—34. 1945.
23. BOLEWSKI A., GRUSZCZYK H., JODŁOWSKI ZDZ. Żużłowe spoiwa mieszanne. — Inst. Techniki Budowl., Pr. Komis. Żużłowej t. 5, s. 1—18, 4^o. 1950.
24. BUDKIEWICZ MIECZYŚLAW. Karbońskie łupki ogniotrwałe. — Hutnik t. 15, s. 237—238. 1948.
25. BUDKIEWICZ M. Łupki towarzyszące pokładom węgla w krakowskim obszarze Zagłębia Węglowego. — Prz. gór. t. 4, s. 913—920, rys. 1. 1948.
26. BUDKIEWICZ M. Skały ilaste kopalni „Janina” w Libiążu. — Biul. mater. ogniotrw. t. 3, s. 68—73. 1948.
27. BUDKIEWICZ M. Skała kwarcowo-topazowa z Kamienia na Dolnym Śląsku; komunikat tymczasowy (Quartz-topaz bearing rock from Kamień in Lower Silesia; preliminary note). — Biul. PIG nr 58, s. 12—16, tab. 1, English summ. p. 17. 1949.
28. BUDKIEWICZ M. Złoża kaolinu w zachodniej części Dolnego Śląska. — Biul. mater. ogniotrw. nr 4, s. 132—137. 1949.
29. CHAJEC WŁADYSŁAW. Jod w nawierconych solankach. — Nafta t. 4, s. 28—29. 1948.
30. CHAJEC W. Jod i brom w naftowych solankach wglębnych. — Nafta t. 5, s. 366—372, rys. 2. 1949.
31. CHORAŻY M., NIEDZIAKIEWICZ J., KOZŁOWSKI T. Charakterystyka węgla koksujących z Polskiego Zagłębia Węglowego (Characteristics of coking coal districts). — Biul. Inst. Węgl., Kom. 29, s. 592—595, il. 1. 1948.

32. CZARNOCKI STEFAN. Geologia węgla. — Wydawn. Centr. Zarz. Przem. Węgl. Katowice, s. 1—87, rys. 40. 1947.
33. CZEŻOWSKI ADAM. Rozmieszczenie łomów kamieni naturalnych w Polsce i najbliższym jej sąsiedztwie. — Inst. Bad. Budown. W: Kamieniołomy nr 1, s. 27—90, m. 1. 1946.
34. CZEŻOWSKI A. Kamieniołomy śląskie. Wyniki badań laboratoryjnych materiałów kamiennych używanych do budowy i utrzymania dróg w Polsce. — Ibidem nr 3, s. 5—84, m. 5, il., s. 88—159. 1948.
35. DOBRZAŃSKI BOHDAN. Studia gleboznawcze nad lessami północnej krawędzi Podola (Pedological investigations of loess on the northern margin of Podolia). — Rocz- i UMCS, ser. E. I, t. 2, s. 1—59, English summ. p. 56—57. 1947.
36. DOBRZAŃSKI B. Fizyczne własności lessu. — Prz. geogr. t. 22, 1948/49, s. 89—95. 1950.
37. DOBRZAŃSKI B., MALICKI ADAM. Rzekome loessy i rzekome gleby loessowe okolic Leżajska (Pseudo-loesses and pseudo-loess soils in the environment of Leżajsk). — Rocz- i UMCS, ser. B, t. 3, s. 415—424, English summ. p. 425—426. 1949.
38. DOMINIKIEWICZ MIECZYŚLAW. Teoria budowy rdzenia kaolinowego (The theory of the building of kaolin pith). — Arch. mineral. t. 17, 1947, s. 191—237, rys. 24, English summ. p. 238—281. 1948.
39. GAJDŌWNA EUGENIA. Badania piasku z wydmy „Zadroże” (Investigations of sands from the dune Zadroże). — Studia Soc. Sc. Tor. Suppl. 1, s. (11)—(13), English summ. p. (14). 1949.
40. GAWĘŁ ANTONI. O pewnej chemicznej metodzie poszukiwania kruszców. — Wiad. Muzeum Ziemi t. 3, s. 71—77. 1947.
41. GAWĘŁ A. O zastosowaniu sztucznych wód siarczanych w lecznictwie.—Wszechśw. s. 57—58. 1947.
42. GAWĘŁ A. Puławskit. — Wszechśw. s. 127. 1947.
43. GAWĘŁ A. Geologiczne warunki występowania soli niebieskiej, ametystu i fioletowego fluorytu (Geological conditions of origin of blue salt, amethyst and violet fluorite). — Rocz. PTG t. 17, 1947, s. 39—60, English summ. p. 51—58. 1948.
44. GAWĘŁ A. Kobalt w Polsce. — Wszechśw. s. 26—27. 1948.
45. GAWĘŁ A. Dolomityzacja w wapieniach jurajskich okolic Krakowa (Dolomitisation des calcaires jurassiques des environs de Cracovie). — Rocz. PTG t. 18, 1948, s. 292—308, tab. 1, rys. 1, rés. fr. s. 309—317. 1949.
46. GAWĘŁ A. Nefryt (La néphrite). — Wiad. Muzeum Ziemi t. 4, 1948, s. 65—74, rés. fr. p. 75—76. 1949.
47. GAWĘŁ A. Śnieg i lód. — Wszechśw. s. 1—6, rys. 4, il. 1949.
48. GAWĘŁ A. Stefan Kreutz 1883—1941. — Rocz. PTG t. 19, 1949, z. 1, s. 73—85, portret 1. 1950.
49. GIEDROJĆ JURAHA STANISŁAWA. Moreny czołowe okolic jeziora Gardno; komunikat (Frontal moraines of the region of Gardno lake). — Czas. geogr. t. 20, 1949, s. 239—244, m. 1. 1950.
50. GLASER ROMAN. Analizy typowych rop polskich ze szczególnym uwzględnieniem zawartych w nich części olejowych. — Nafta t. 4, s. 189—193. 1948.
51. GŁOWIŃSKA AMALIA. Bogactwa mineralne morza. — Bibl. pop.-nauk. „Książka i Wiedza”, s. 1—89+2, rys. 13, 16°. Warszawa 1950.
52. GOERLICH EDWARD. „Popiół węglowy”. — Prz. górń. t. 4 (35), s. 1167—1185. 1948.

53. GOERLICH E. Z zagadnień krystalochemii krzemianów. — Wiad. chem. t. 3, s. 16—35. 1949.
54. GRABIANKA SEWERYN oraz współpracownicy: EL., L., J., J., S., Z. Z badań nad promieniotwórczością globalną skał i minerałów w zastosowaniu do wiertnictwa, I. — Kosmos, organ Tow. Przyr. w Palestynie, t. 10, nr 3, s. 139—152. 1942.
55. GRABIANKA S. Radioaktywność wód źródłanych w Polsce i zagadnienie leczniczego ich uradioaktywnienia. — Odb. ze „Wszechświata”. s. 56. Koło Przyr. im. Kopernika w Palestynie, Tel Aviv 1943.
56. JAHN ALFRED. Less, jego pochodzenie i związek z klimatem epoki lodowej (Loess, its origin and connection with the climate of the glacial epoch). — Acta geol. pol. t. 1, z. 3, s. 257—302, tab. 3, English summ. p. 303—310. 1950.
57. JAROSZEWICZ-HALICKA ANTONINA. I. Kryteria petrograficzne w zastosowaniu do stratygrafii moren; II. Zagadnienie barwy moren; III. Orientacja dłuższych osi głazów narzutowych jako wskaźnik kierunku ruchu lądolodu (aneks do sprawozdania ze Zjazdu plejstoceńskiego w Krakowie 1—3. III. 1946). — Wiad. Muzeum Ziemi t. 3, s. 184—186. 1947.
58. JASKÓLSKI STANISŁAW. Geologia złóż kruszcowych: 2. Złoża osadowe i metamorficzne, cz. II i III. — PZWS, Kraków, tekst s. 1—145 + 3 i atlas. 1950.
59. KAHANE SZYMON. Przyczynek do charakterystyki węgla koksujących Zagłębia Wałbrzyskiego: III. Badanie węgla koksowniczych kopalni Mieszko (Contribution to the characteristics of coking coals of Wałbrzych: III. Examination of the coking coals of the Mieszko Colliery). — Biul. Inst. Węgl., Kom. 45, s. 1—11, English summ. 1949.
60. KAMIEŃSKI MARIAN. Skały użyteczne Dolnego i Górnego Śląska. — Inst. Śląski, Katowice, s. 1—40, m. 1, 16^o. 1946.
61. KAMIEŃSKI M. Skały budowlane w Polsce (Building rocks in Poland). — Biul. PIG nr 57, s. 1—104, m. 1, rys. 21, English summ. p. 105—134. 1949.
62. KAMIEŃSKI M. Zagadnienie naturalnych surowców dla materiałów wiążących w Polsce. I. Najważniejsze surowce z obszaru Polski. — Cement t. 6/15, s. 85—90, il. 1. 1950.
63. KAMIEŃSKI M., PIĄTKOWSKI A. Kilka uwag o cenomanie okolicy Krakowa (Quelques remarques sur le Cénomanien des environs de Cracovie). — Roczn. PTG t. 19, 1949, s. 419—428, tab. 1, rés. fr. p. 428—433. 1950.
64. KAMIEŃSKI M., SOKALSKI ZDZISŁAW. O niektórych skałach krzemionkowych w Polsce (On some siliceous rocks in Poland). — Roczn. PTG t. 19, 1949, s. 359—366, English summ. p. 366—369. 1950.
65. KARCZEWSKI STANISŁAW. Geologia i mineralogia w szkołach powszechnych i średnich. — Wiad. Muzeum Ziemi t. 3, s. 225—227. 1947.
66. KISIEŁOW WŁODZIMIERZ. Możliwości zastosowania magnezytu śląskiego do produkcji wyrobów magnezytowych. — Biul. mater. ogniotrw. t. 2, s. 249—259. 1947.
67. KISIEŁOW W. Z prac Laboratorium Centr. Z.Z.M.O.: 1. Analizy chemiczne magnezytu występującego w Grochowie i możliwości racjonalizacji jego produkcji. — Ibidem t. 3, s. 280—288. 1948.
68. KISŁOW AFRYKAN. Pomiary ciężarów gatunkowych skał na kopalniach Roztoki-Sądkowa. — Nafta t. 3, s. 7—11, rys. 4. 1947.
69. KLECZKOWSKI ANTONI. Bogactwa mineralne Jugosławii. — Życie Słow. t. 3, s. 101—105. 1948.
70. KLECZKOWSKI A. Złoża ołowiu i cynku w Jugosławii. — Hutnik t. 15, s. 295—299, rys. 5. 1948.

71. KOLBUSZEWSKI J., NADOLSKI L., DYDAKCI Z. Porosity of wind-deposited sands. — *Geol. Mag.* t. 87, p. 433—435, fig. 1. 1950.
72. KOŁACZKOWSKA MARIA. 32 klasy krystalograficzne. — *Studia Soc. Sc. Torun.* suppl. 3, s. 1—61. 1950.
73. KONFERENCJE. Dwie konferencje profesorów i wykładowców nauk mineralogiczno-geologicznych w Uczelniach Politechnicznych w Polsce. — *Wiad. Muzeum Ziemi* t. 4, 1948, s. 406—410. 1949.
74. KONTKIEWICZ STANISŁAW jr. Złoże rudy żelaznej w Polsce, jej zasoby, wydobycie oraz możliwości produkcyjne. — *Hutnik* t. 12, s. 3—24, m. 1. 1945.
75. KONTKIEWICZ ST. jr. Złoże rudy żelaznej w południowej części ziemi wieluńskiej. — *Ibidem* t. 17, s. 175—182, rys. 3. 1950.
76. KRAJEWSKA H. Piaski złotonośne na Dolnym Śląsku. — *Wszechśw.* s. 316—318, m. 1. 1949.
77. KRAJEWSKI JAN. Własności węgla z kopalni Artur (Properties of coal of Artur Colliery). — *Biul. Inst. Węgl.* nr 50, s. 1—11, m. 1. rys. 6. English summ. 1949.
78. KRAJEWSKI ROMAN. Rudy darniowe w Polsce jako podstawa do rozwoju produkcji surowki thomasowskiej. — *Hutnik* t. 12, s. 62—65, m. 1. 1945.
79. KRAJEWSKI R. Możliwości znalezienia złóż fluorytu na Dolnym Śląsku. — *Ibidem* t. 13, s. 378—380, m. 1, rys. 1. 1946.
80. KRAJEWSKI R. Przegląd polskich złóż rudnych z uwagi na ich znaczenie gospodarcze. — *Ibidem* t. 14, s. 348—354. 1947.
81. KRAJEWSKI R. Bogactwa kopalne. Złoże rud na Dolnym Śląsku. W: *Oblicze Ziemi Odzyskanych. Dolny Śląsk, Książ.-Atlas*, t. 1, s. 319—344, m. 1, il. 1, rys. 11. 1948.
82. KREUTZ STEFAN. Kilka dat z historii Katedry i Zakładu Mineralogicznego Uniwersytetu Jagiellońskiego w Krakowie (Quelques dates de l'histoire de la Chaire et de l'Institut Minéralogique de l'Université de Cracovie). — *Wiad. Muzeum Ziemi* t. 4, 1948, s. 275—285, rés. fr. p. 285—287. 1949.
83. KRYGOWSKI BOGUMIŁ. Monografia przemysłu materiałów budowlanych województwa poznańskiego. — *Mater. Budowl.* t. 2, z. 3, s. 3—27, m. 4, rys. 10. 1947.
84. KRYGOWSKI B. Z badań nad narzutnikami Ziemi Zachodnich (Some results of investigations on glacial boulders in the western provinces of Poland). — *Bad. fizjogr. Pozn. TPN*, t. 1, s. 48—57, English summ. 1948.
85. KSIĄŻKIEWICZ MARIAN. Afrykańskie złoto. — *Wszechśw.* s. 6—10, il. 3. 1948.
86. KSIĄŻKIEWICZ M. Przekątne uwarstwienie niektórych skał fliszowych (Current bedding in Carpathian Flysch). — *Rocz. PTG* t. 17, 1947; s. 137—149, rys. 1, English summ. p. 149—152. 1948.
87. KSIĄŻKIEWICZ M. Uwarstwienie spływowe we fliszu karpackim (Slip-bedding in the Carpathian Flysch). — *Rocz. PTG* t. 19, 1949, s. 493—501, rys. 3, English summ. p. 502—504. 1950.
88. KUHŁ JAN. Anhydryt z Nowego Łądka, pow. Lwówek, i jego wartość przemysłowa. — *Cement* t. 3/12, s. 101—103. 1947.
89. KUHŁ J. Ślaski dolomit triasowy jako surowiec przemysłowy. — *Biul. mater. ogniotrw.* t. 3, s. 49—68. 1948.
90. KWAŚNIEWICZ MIECZYSLAW. Zasoby piasku na pustyni Błędowskiej. — *Prz. gór.* t. 4 (35), s. 59—76, m. 3, rys. 2, tab. 1. 1948.
91. LASKOWSKI TADEUSZ. Cechy węgla polskiego w porównaniu z węglem innych zagłębi. — *Prz. gór.* t. 2 (33), s. 730—742, rys. 3. 1946.
92. LASKOWSKI T. Zagadnienie przeróbki miazgi w Polskim Przemśle Węglowym (The problem of preparation of coal fines in the Polish Coal Industry). — *Biul. Inst. Węgl., Kom.* 23, s. 1—82+2, m. 4, tab. 4, rys. 19, English summ. p. 79—80. 1948.

93. LASKOWSKI T., MIELECKI TADEUSZ, WITALIŃSKI WINCENTY. Węgiel matowy i palny łupek węglowy (Dull coal and combustible coal shale). — Ibidem, Kom. 40, s. 1—16, rys. 5, English summ. 1948.
94. LASKOWSKI T., SZCZERBIŃSKI JÓZEF, KRAJEWSKI JAN, OLSZEWSKA KONSTANCJA. Badania petrograficzne pokładu 510 w Zagłębiu Górnos Śląskim (Petrographic investigations of the seam 510). — Ibidem, Kom. 41, s. 1—16, m. 12, tab. 12, English summ. 1949.
95. LESIECKI W. Rozmieszczenie materiałów kamiennych na Ziemiach Polskich. — Kamień i Wapno t. 1, z. 2/3, s. 11—13, m. 2. 1946.
96. LEWANDOWSKI ANZELM. Systematyka a własności chemiczne naturalnych wodorotlenków żelazowych (Chemical properties and classification of natural ferric hydroxides). — Arch. Mineral. t. 17, 1947, s. 170—189. English summ. p. 190. 1948.
97. LICZNERSKI EDWARD. Przyczynek do oznaczenia części lotnych w węglu (Contribution to indicate volatile matter). — Kom. Inst. Węgl. nr 34, s. 1—6. 1946.
98. ŁASZKIEWICZ ANTONI. Zabytki przyrody nieożywionej w Karkonoszach. — Chrońmy przyr. ojc. t. 2, z. 9/10, s. 9—14, il. 1. 1946.
99. ŁASZKIEWICZ A. Mineralogia w szkole podstawowej. — Geogr. w szkole t. 1, z. 3, s. 13—22. 1948.
100. ŁASZKIEWICZ A. Światło w kryształach. — Wszechśw. s. 166—172, rys. 11. 1950.
101. MALICKI ADAM. Kras loessowy (The karst phenomena in the beds of loess). — Roczn. i UMCS ser. IB, s. 132—153, il. 5, English summ. p. 153—155. 1946.
102. MALICKI A. Materiały budowlane w okolicy Lublina. — Mater. budowl. t. 2, nr 12, s. 19—23, m. 1. 1947.
103. MALICKI A. Geneza i rozmieszczenie lessów w środkowej i wschodniej Polsce (The origin and distribution of loess in Central and Eastern Poland). — Roczn. i UMCS, 4 B, 1949, s. 195—223, m. 1, rys. 1, il. 2, English summ. p. 224—228. 1950.
104. MAŁKOWSKI STANISŁAW. Plejstoceny zagadnienia petrograficzne (Petrographic problems of the Pleistocene). — Starunia nr 21, s. 9—13. 1946.
105. MAŁKOWSKI ST. Nasze Wczoraj, Dziś i Jutro (o warsztatach pracy naukowej i zbiorach w zakresie nauk o Ziemi przed i w czasie II wojny światowej). — Wiad. Muzeum Ziemi t. 3, s. 3—11. 1947.
106. MAŁKOWSKI ST. O warszawskich zbiorach z zakresu nauk o Ziemi (The Warsaw geological collections). — W: Ziemia i jej dzieje. Przewodnik po I wystawie Muzeum Ziemi, s. 3—8, English summ. p. 25—28, Muzeum Ziemi. Warszawa 1948.
107. MAŁKOWSKI ST. Uwagi o kształceniu geologa (Training of a geologist). — Wiad. Muzeum Ziemi, t. 4, 1948, s. 1—12. English summ. p. 12—14. 1949.
108. MAŁKOWSKI ST. Józef Morózewicz 1865—1941. — Roczn. PTG t. 19, 1949, z. 1, s. 137—145, portret, rês. fr. p. 146—149. 1950.
109. MARKOWSKA WANDA. Szkolne zbiory mineralogiczne, petrograficzne i geologiczne. — Geogr. w szkole t. 3, s. 53—57, il. 5. 1950.
110. MAŚLANKIEWICZ KAZIMIERZ. Zygmunt Weyberg 1872—1944. — Roczn. PTG t. 19, 1949, z. 1, s. 283—284, portret, rês. fr. p. 284—285. 1950.
111. MAŚLANKIEWICZ K., TURKOWSKI TADEUSZ. Domejko (Domejko) Ignacy (Żegota), 1802—1889. — W: Pol. Słownik Biograf. PAU, t. 5. 1939—1946.
112. MAZURKIEWICZ LUCJAN. Przemysł cementowy na Ziemiach Odzyskanych i jego możliwości rozwojowe w oparciu o bazy surowca. — Cement t. 3 (12), s. 153—156, m. 1. 1947.
113. MIELECKI TADEUSZ. Przyczynek do poznania zawartości chloru w polskich węglach (Contribution to indicate the chlor content in Polish coals). — Biul. Inst. Węgl., Kom. 36, s. 1—5, English summ. 1948.

114. MIELECKI T. O zawartości siarki w węglach Zagłębia Górnosląskiego (Sulphur content in coals of Upper Silesia Coalfield). — Ibidem. Kom. 65, s. 1—5, rys. 2. 1950.
115. MIELECKI T., LICZNERSKI EDWARD. O średniej zawartości substancji mineralnej w węglach Zagłębia Górnosląskiego, oznaczonej metodą kalorymetryczną Brinsmaida (Average inorganic matter content in Upper Silesian coals determined by the Brinsmaid calorimetric method). — Ibidem, Kom. 56, s. 1—27, rys. 23, English summ. p. 4. 1949.
116. MIŁASZEWICZ OLGIERD, KAHANE SZYMON. Przyczynek do charakterystyki węgla koksujących Zagłębia Wałbrzyskiego: IV. Badanie węgla koksowniczych kopalni Wiktorii. (Contribution to the characteristic of coking coals of Wałbrzych District: IV. Examination of the coking coals of the Victoria Colliery). — Ibidem, Kom. 58, s. 1—31, m. 1, rys. 6, English summ. p. 29. 1949.
117. OBERC ANDRZEJ. Stratygrafia warstw krośnieńskich na podstawie ciężkich minerałów. — Spraw. PAU, 1947, nr. 6, s. 233. 1948. — Stratigraphie des couches de Krosno en vertu des minéraux lourds. C.-R. Acad. Pol. nr 4—6. 1947.
118. OBERC JÓZEF. Zagadnienia geologiczne kulmu sowiogórskiego. — Spraw. Pozn. TPN, 1949, nr 1 (40), s. 159—162. 1950.
119. PAZDRO ZDZISŁAW. Łupki bitumiczne Karpat. — Nafta t. 4, s. 161—164. 1948.
120. PENKALA TADEUSZ. Krystalografia geometryczna. — PZWS, s. 3+169, rys. 242, 4^o. 1950.
121. PIOTROWSKI TADEUSZ, SIDILLO MICHAŁ. Węgiel dolno-sląski jako surowiec dla koksowni. — Prz. górń. t. 4 (35), s. 757—763, rys. 3. 1948.
122. POBORSKI CZESŁAW. Złoże i kopalnia rud „Staszic” w Rudkach, w Górach Świętokrzyskich. — Prz. górń. t. 3 (34), s. 26—33, tab. 4, rys. 6. 1947.
123. POLAŃSKI ANTONI. A new essay of evaluation of the chemical composition of the Earth. — Bull. Soc. Amis Sc. Poznań, sér. B 9, p. 25—46, fig. 1. 1948.
124. POLAŃSKI A. Skały alkaliczne płyty wschodnio-europejskiej. — Spraw. Pozn. TPN nr 1 (38), s. 126—127. 1948.
125. POLAŃSKI A. Z zagadnień biogeochemii (Sur quelques problèmes de la biogéochimie). — Wiad. Muzeum Ziemi t. 4, 1948, s. 33—59, rys. 3, rés. fr. p. 59, 1949.
126. PYJÓR STANISŁAW, RÓŻYCKI STEFAN ZBIGNIEW. Łupki bitumiczne. — Mater. budowl. t. 3, s. 150—157, m. 1. 1948.
127. RÓŻYCKI FELIKS. Torf i węgiel brunatny na terenie Łodzi. — Spraw. Łódz. TN, 1948, t. 3, z. 1, s. 70—72. 1949.
128. RÓŻYCKI STEFAN ZBIGNIEW. Interglacialne łupki bitumiczne w Barkowicach Mokrych koło Sulejowa (Interglacial bituminous shales in Barkowice Mokre near Sulejów, Central Poland). — Biul. PIG nr 29, s. 16—23, rys. 1, m. 1, tab. 1, English summ. p. 24. 1947.
129. RÓŻYCKI ST. Z. Jurajskie skały krzemionkowe nad Pilicą i ich znaczenie praktyczne (Jurassic siliceous rocks on the Pilica river, Central Poland, and their practical significance). — Biul. PIG nr 29, s. 3—13, m. 1, English summ. p. 14—15. 1947.
130. RÜHLE EDWARD. Budowa geologiczna okolicy wsi Kornicy w powiecie białskim (The geological structure of neighbourhood of village Kornica in Biała Podlaska district, Eastern Poland). — Biul. PIG nr 29, s. 25—29, English summ. 1947.
131. SAMÓJŁŁO JULIAN. Skały wylewne na terenie Dolnego Śląska. — Kamień i Wapno t. 1, z. 2/3, s. 13—14. 1946.
132. SAMÓJŁŁO J. Rozmieszczenie piaskowców na terenie Górnego i Dolnego Śląska. — Ibidem t. 1, z. 6/7, s. 9—11. 1946.

133. SAMÓJŁŁO J. Występowanie granitu w pobliżu Świdnicy. — Ibidem t. 2, z. 6/7 s. 35—36, m. 1. 1947.
134. SAMSONOWICZ JAN. Geologia z początkami mineralogii. — PZWS, wyd. 1, s. 1—132, m. 1, rys. 97, 1946; wyd. 2, 1948; wyd. 3, 1950.
135. [SAMSONOWICZ J.] j. s. Metoda strontowa oznaczania wieku geologicznego skał. — Wszechśw. s. 61—62. 1946.
136. SIEDLECKI STANISŁAW, WIESER TADEUSZ. Porfir w dolinie Czernki (A porphyry in the Czernka valley). — Roczn. PTG t. 17 1947, s. 103—119, rys. 14. English summ. p. 121—135. 1948.
137. SIELAWA WIKTOR. Noworudzki łupek ogniotrwały. — Hutnik t. 14, s. 468—476, rys. 8. 1947.
138. SMULIKOWSKI KAZIMIERZ. Naturalne zasoby przemysłu kamieniarskiego na Ziemiach Zachodnich. — Prz. zach. s. 130—138. 1946.
139. SMULIKOWSKI K. O dolomitach z Imielina na Górnym Śląsku (On the dolomite of Imielin, Upper Silesia, Poland). — Roczn. PTG t. 16, s. 159—167. English summ. p. 167—168. 1946.
140. SMULIKOWSKI K. Z petrografii warstw goduńskich okolicy Jaworza na Śląsku Cieszyńskim. — Spraw. Pozn. TPN t. 13, 1945/46, s. 93—97. 1946.
141. SMULIKOWSKI K. Kamienie budowlane Polski. — Mater. budowl. t. 2, nr 4, s. 5—9, nr 6, s. 6—16, nr 7/8, s. 7—18, nr 9, s. 6—9, m. 5, rys. — B-ka mies. Mater. budowl. s. 1—37, m. 2, 4^o. 1947.
142. SMULIKOWSKI K. Prace sekcji mineralogiczno-petrograficznej. — W: Badania geologiczne na Śląsku. Sprawozdanie z prac sekcji geologicznej Instytutu Śląskiego, wykonanych w Sudetach w r. 1946. — Inst. Śl. Ser. 5, Kom. 32, s. 1—3. 1947.
143. SMULIKOWSKI K. Studia petrologiczne obszarów granitowych na północnym Wołyniu (Petrological studies in the granitic areas of North-Volhynia). — Arch. mineral. t. 16, 1946, s. 43—257, tab. 2, m. 1, rys. 10, English summ. p. 258—321. 1947.
144. SMULIKOWSKI K. Zadania polskiej nauki o ziemi na zachodzie Rzeczypospolitej. — Spraw. Pozn. TPN nr 2 (37), s. 229—237. 1947.
145. SMULIKOWSKI K. Notatki petrologiczne z okolic Korca i doliny Słuczy na Wołyniu (Petrological notes from the Archaean areas of Korczyk and Słucz valleys in Volhynia). — Arch. mineral. t. 17, 1947, s. 1—89, rys. 8, English summ. p. 90—126. 1948.
146. SMULIKOWSKI K. Losy pierwiastków w przyrodzie. — Czytelnik, Wiedza Powsz. Cykl: Chemia nieorganiczna. z. 3, s. 1—32, rys. 2. 1949.
147. SMULIKOWSKI K. On the anatectic differentiation in granitic areas. — XVIII Intern. Geol. Congress, 1948, London, Abstracts, p. 1—9. 1949.
148. SMULIKOWSKI K. Uwagi o starokrystalicznych formacjach Sudetów. — Spraw. Pozn. TPN, 1949, nr 1 (40), s. 163—167. 1950.
149. SMULIKOWSKI K., POLAŃSKI A., TOMKIEWICZ M. Contribution à la pétrographie de Iles Canaries (Przyczynek do petrografii Wysp Kanaryjskich). — Arch. mineral. t. 15, p. 57—139, carte 1, fig. 9, streszcz. pol. s. 140—145. 1945.
150. STRZEMSKI MICHAŁ. O piaskowcach triasowych tzw. „pstrych”, występujących w Tumlinie, pow. kielecki (Variegated Triassic sandstones found at Tumlin, district of Kielce). — Pam. PINGW, Puławy t. 19, s. 52—63. English summ. p. 64—65. 1949.
151. STRZEMSKI M. O nieznanym rodzaju rędzin dewońskich (An unknown kind of Devonian „rendzina”). — Roczn. i Nauk Roln. t. 54, s. 541—550, tab. 3, il. 1, English summ. p. 551. 1950.

152. STRZEMSKI M. Przyczynek do poznania gleb kambru świętokrzyskiego (A contribution to the knowledge of the soils overlying the Cambrian rocks of the Holy Cross Hills). — *Rocz. i Nauk roln.* t. 54, s. 587—597, il. 3, rys. 1, tab. 5, English summ. p. 597—598. 1950.
153. STRZEMSKI M. Rędziny dolomitowe okolic Kajetanowa, woj. kieleckie (The dolomitic rendzinas of the neighbourhood of Kajetanów, voivodship of Kielce). — *Ibidem* t. 54, s. 523—538, il. 2, rys. 1, tab. 6, English summ. p. 538—539. 1950.
154. STRZEMSKI M. Rędziny i borowiny gipsowe okolic Buska i Wiślicy. — *Ibidem* t. 54, s. 437—483, m. 1, rys. 1, il. 5, tab. 4, English summ. p. 480—482. 1950.
155. SUJKOWSKI Z. Some problems of manganese nodules. — *Report XVIII Intern. Geol. Congr.* 1948, 8, p. 1—71, London 1950. — *XVIII Intern. Geol. Congr.* 1948. Abstracts, p. 57.
156. SWARYCZEWSKI ANTONI. Kamienie szlachetne. — Wyd. „Horyzont”, Bibl. przyrodn. 1. Kraków 1946.
157. SWARYCZEWSKI A. Meteoryty. — *Wszechśw.* s. 264—267, il. 2. 1947.
158. SWARYCZEWSKI A. Krystalizacja salmiaku z chlorkiem kadmu: II. Grupa przestrzenna $4\text{NH}_4\text{Cl} \cdot \text{CdCl}_2$ (The crystallization of ammonium chloride with cadmium chloride: II. Space group of $4\text{NH}_4\text{Cl} \cdot \text{CdCl}_2$). — *Arch. mineral.* t. 17, 1947, s. 163—167, English summ. p. 168—169. 1948.
159. SZCZERBIŃSKI JÓZEF. Badania petrograficzne niektórych pokładów z kopalni Brzeszcze (Petrographic tests of some layers in the Colliery of Brzeszcze). — *Biul. Inst. Węgl.* nr 1, Kom. 18, s. 1—20, rys. 24, English summ. p. 21. 1947.
160. SZCZERBIŃSKI J. Własności petrograficzne węgla południowo-wschodniej części Zagłębia (Petrographic features of coal of south-eastern Upper Silesian Coalfield). — *Ibidem*, Kom. 55, s. 1—36, rys. 43, English summ. p. 35—36. 1949.
161. SZCZERBIŃSKI J., KRAJEWSKI JAN. Badania petrograficzne pokładów węgla z kopalni N. — *Ibidem*, Kom. 1, s. 7—17. 1947.
162. SZCZUROWSKI ADAM. Węgiel brunatny okolic Konina. — *Prz. górń.* t. 4, s. 255—261, m. 1. 1948.
163. SZYMBORSKI W. Kaoliny i gliny dolno-śląskie. Wyniki badań. — *Biul. mater. ogniotrw.* t. 4, s. 138—140. 1949.
164. ŚWIDZIŃSKI HENRYK. Karol Bohdanowicz. Wspomnienie pośmiertne. — *Prz. geogr.* t. 21, s. 341—347, portret. — *Nafta* nr 6. 1947.
165. TEISSEYRE HENRYK. Zagadnienie utworów dewońskich i diabazów w Strumyku na północ od Wałbrzycha. — *Spraw. Pozn. TPN*, 1949, t. 1 (40), s. 171—174, 1950.
166. THUGUTT STANISŁAW JÓZEF. Contribution à la connaissance des biotites (Przyczynek do znajomości biotytów). — *Arch. mineral.* t. 15, p. 207—220, streszcz. pol. s. 221—226. 1945.
167. THUGUTT ST. J. Filipyty, ich ustrój wewnętrzny i pochodzenie, O kurcycie z okolic Symferopola. O ustroju i pochodzeniu muskowitu. O ustroju wewnętrznym chacaltaitu. Przyczynek do znajomości biotytów. Tomsonit, jego ustrój i pochodzenie. O pewnych uwodnionych dwukrzemianach glinowych. O pochodzeniu korundu w skałach przeobrażonych. W sprawie pasowego ustroju plagioklazów w skałach metamorficznych. O ograniczonej możliwości stosowania promieni Roentgena do diagnostyki minerałów. (tylko tytuły prac). — *Spraw. PAU* nr 7. 1945; *PAU Wykaz Prac mat.-przyr. w Polsce 1939—1945*, s. 238—239, (tylko tytuły prac w jęz. obcych). 1947.
168. THUGUTT ST. J. Sur certains hydro-alumobisilicates (O pewnych uwodnionych dwukrzemianach glinowych). — *Arch. mineral.* t. 15, p. 233—235, streszcz. pol. s. 236—239. 1945.

169. THUGUTT ST. J. Sur la courzite des environs de Symphéropol (O kurcycie z okolic Symferopola). — Ibidem. t. 15, p. 182—184, streszcz. pol. s. 185—187. 1945.
170. THUGUTT ST. J. Sur la genèse du corindon de roches métamorphiques (O pochodzeniu korundu w skałach przeobrażonych). — Arch. mineral. t. 15, p. 240—242, streszcz. pol. s. 243—245. 1945.
171. THUGUTT ST. J. Sur la structure interne de la chacaltayite (O ustroju wewnętrznym chacaltaitu). — Ibidem t. 15, p. 202—203, streszcz. pol. s. 204—206. 1945.
172. THUGUTT ST. J. Sur la structure interne et l'origine des phillipsites (Filipsyty, ich ustrój wewnętrzny i pochodzenie). — Ibidem t. 15, p. 158—166, streszcz. pol. s. 167—181. 1945.
173. THUGUTT ST. J. Sur la structure interne et l'origine des muscovites (O ustroju i o pochodzeniu muskowitów). — Ibidem t. 15, p. 188—195, streszcz. pol. s. 196—201. 1945.
174. THUGUTT ST. J. Sur la structure interne et l'origine de la tomsonite (Tomsonit, ustrój i pochodzenie). — Ibidem t. 15, p. 227—229, streszcz. pol. s. 230—232. 1945.
175. THUGUTT ST. J. Sur la structure laminée des plagioclases constituant les roches métamorphiques (W sprawie pasowego ustroju plagioklazów w skałach metamorficznych). — Ibidem t. 15, p. 246—247, streszcz. pol. s. 248—249. 1945.
176. THUGUTT ST. J. Sur le sulfate acide de potasse par rapport à l'amphigène et la sanidine (O produktach rozkładu leucytu i sanidynu pod wpływem wodnego roztworu kwaśnego siarczanu potasowego). — Ibidem t. 15, p. 147—151, streszcz. pol. s. 152—157. 1945.
177. THUGUTT ST. J. Quelques remarques sur les rayons X, concernant la diagnose des minéraux (O ograniczonej możliwości stosowania promieni Roentgena do diagnostyki minerałów). — Ibidem t. 15, p. 250—252, streszcz. pol. s. 253—256. 1945.
178. THUGUTT ST. J. Analcym, ustrój i pochodzenie (Sur l'origine de l'analcime). — Ibidem t. 16, 1946, s. 26—34, rés. fr. p. 35—42. 1947.
179. THUGUTT ST. J. O sodalicie i jego pochodnych (Sur la sodalite et ses dérivés). — Ibidem t. 16, 1946, s. 1—13, rés. fr. p. 14—25. 1947.
180. THUGUTT ST. J. Harmotom, ustrój i pochodzenie (Sur la composition et l'origine de l'harmotome). — Ibidem t. 17, 1947, s. 140—144, rés. fr. p. 145—147. 1948.
181. THUGUTT ST. J. Przyczynek do znajomości chabazytów i gmelinitu (Contribution à la connaissance de la chabasie et de la gmelinite). — Ibidem t. 17, 1947, s. 148—155, rés. fr. p. 156—162. 1948.
182. THUGUTT ST. J. O symetrii i ustroju wewnętrznym natrolitu i epinatrolitu. — Spraw. PAU nr 6, s. 312. 1949. — Natrolite and epinatrolite, symmetry and constitution. — C.-R. Acad. Pol. nr 6/7, p. 16. 1949.
183. THUGUTT ST. J. Początki życia na ziemi a izotopy węglowe (The beginning of life and carbon isotopes). — Wiad. Muzeum Ziemi t. 4, 1948, s. 60—64, English summ. p. 64. 1949.
184. THUGUTT ST. J. Zeolites. Chemical properties and origin (Zeolity, cechy chemiczne i pochodzenie). — Roczn. PTG t. 18, 1948, p. 5—34, streszcz. pol. s. 35. 1949.
185. TOKARSKI ADAM. Z tajemnic fliszu karpackiego. — Wiad. Muzeum Ziemi t. 3, s. 44—71, rys. 17. 1947.
186. TOKARSKI JULIAN. Co należy wiedzieć o skałach. I. Skały magmowe. II. Skały osadowe. — Wszechśw. s. 38—43; 78—81. 1945.
187. TOKARSKI J. Izofemy tetrytu. — Spraw. PAU t. 46, nr 7, s. 162—163. 1945. — Les isofèmes du tetryt. — C.-R. Acad. Pol. no 1/7, p. 7—8. 1945.
188. TOKARSKI J. O metamorfizacji skał. — Wszechśw. s. 40—44. 1946.
189. TOKARSKI J. O niektórych szczególnych właściwościach wody. — Ibidem s. 60—61. 1946.

190. TOKARSKI J. Skały plejstocenijskie (Pleistocene rocks). — *Starunia* nr 21, s. 7—9. 1946.
191. TOKARSKI J. Ciężkie minerały jako wskaźniki stratygraficzne serii fliszowych. — *Nafta* t. 3, s. 261—264, rys. 3. 1947.
192. TOKARSKI J. The loams of the Worochta region in the eastern Carpathian and their relation to Podolian loess (Iły z Worochty w Karpatach Wsch. i ich stosunek do lessu podolskiego). — PAU, Wykaz Prac mat.-przyr. w Polsce w latach 1939—1945, s. 213—214. 1947.
193. TOKARSKI J. The alkali rocks from Janowa Dolina in Wołyń. — *Ibidem*, s. 213. 1947.
194. TOKARSKI J. Microgeological studies of the Carpathian Flysch. Part I: Profile of the Opór valley (Studia mikrogeologiczne fliszu karpackiego. I. Profil doliny Oporu). Part. II: Profile in Targowiska, western Carpathians (Profile z Targowiska, Karpaty Zach.). — *Ibidem* p. 211—212. 1947.
195. TOKARSKI J. Petrographical analysis of the deep boring in Uhersko near Stryj (Analiza petrograficzna głębokiego wiercenia z Uherska koło Stryja). — *Ibidem* p. 212—213. 1947.
196. TOKARSKI J. On Podolian bentonite. — *Ibidem*, p. 213. — Geneza bentonitu podolsko-wołyńskiego. — *Spraw. PAU* t. 48, nr 3. 1947. — Sur la genèse du bentonite de Podole et de Wołyń. — *C.-R. Acad. Pol.* nr 1—3. 1947.
197. TOKARSKI J. Geneza bentonitu podolsko-wołyńskiego (On the origin of the so-called „bentonite” from Podole and Wołyń). — *Bull. Intern. Acad. Pol. A*, 1947, s. 48—58. 1948.
198. TOKARSKI J. The porometer, a new apparatus for measurements of the imbibing capacity of rocks. — PAU, Wykaz Prac mat.-przyr. w Polsce w latach 1939—1945, s. 215. 1947.
199. TOKARSKI J. Tectonics of the Tatra granite in the light of the isofeme theory (Tektonika Tatr w świetle teorii izofem). — *Ibidem*, p. 214. 1947.
200. TOKARSKI J. A tentative natural systematics of igneous rocks (Próba naturalnego układu systematycznego skał ogniwych). — *Ibidem*, p. 214—215. 1947.
201. TOKARSKI J. Zagadnienie soli potasowych w Polsce. — *Wszczęśw.* s. 174—176. 1947.
202. TOKARSKI J. O uproszczonej metodzie analizy krzemianów. II. Termiczny rozkład krzemianów chlorkiem wapnia. — *Spraw. PAU*, 1947, nr 6, s. 231—232. 1948. — Méthode simplifiée de l'analyse des silicates. II. Décomposition thermique des silicates par le chlorure de chaux. — *C.-R. Acad. Pol.* nr 4/6. 1947.
203. TOKARSKI J. Potasowe magmowce Wołyń (A potassium rock from Janowa Dolina, district Wołyń). — *Arch. mineral.* t. 17, 1947, s. 127—138, English summ. p. 139. 1948.
204. TOKARSKI J. Nauki mineralogiczne w Polsce (La minéralogie en Pologne). — PAU, *Hist. Nauki Pol.* w monograf. nr 5, s. 5—36, rés. fr. p. 37—38. 1948.
205. TOKARSKI J. Wyniki poszukiwań wskaźnika morenowego dyluwium tatrzańskie (Results of research on the moraine index in the Tatra diluvium). — *Starunia* nr 24, s. 1—11, rys. 3, English summ. p. 11—16. 1948.
206. TOKARSKI J. Thermal transformation of volcanic tuffs from the district of Kraków — *Bull. Intern. Acad. Pol. A*, s. 115—126. 1950.
207. TOKARSKI J., OBERC A. Z petrografii partii reglowej Tatr. — *Spraw. PAU*, nr 9, s. 504—505. 1949.
208. TOKARSKI ZBIGNIEW. O surowcach krzemionkowych (kwarcyty, łupki kwarcytowe, piaski). — *Biul. mater. ogniotrw.* t. 2, s. 161—185. 1947.
209. TOKARSKI Z. O możliwości stosowania surowców z Wiśniówki Małej. — *Ibidem* t. 3, s. 73—75. 1948.

210. TOKARSKI Z. Wyniki badania kaolinów i glin. — Ibidem t. 3, s. 127—157. 1948.
211. TOKARSKI Z. Surowce ceramiczne Polski. — Prz. techn. s. 153—158, m. 1. 1949.
212. TOKARSKI Z. Les matières premières céramiques en Pologne. W: Confér. techn. mondiale, 2-e Congr. Techn. Intern., p. 10+6, carte 1. Le Caire 1949.
213. TOKARSKI Z., SZYMBORSKI W. Gliny ogniotrwałe z Turowa. — Biul. mater. ogniotrw. t. 4, s. 129—131. 1949.
214. TURNAU-MORAWSKA MARIA. Microgeological research in the central part of the crystalline Tatra (Badania mikrogeologiczne w części środkowej masywu krystalicznego Tatr). — PAU Wykaz Prac mat.-przyr. w Polsce w latach 1939—1945, s. 218. 1947.
215. TURNAU-MORAWSKA M. O siarczku ołowiu, zwanym galeną. — Wszechśw. s. 75—76, rys. 5. 1947.
216. TURNAU-MORAWSKA M. Permotrias lądowy Tatr i jego stosunek do trzonu krystalicznego (Permian and Triassic continental facies of Tatra and their relation to the crystalline mass). — Roczn. UMCS 2B, s. 187—226, tab. 1, il. 20. 1947.
217. TURNAU-MORAWSKA M. Prakarpaty w świetle analiz petrograficznych (Pre-carpathian chain in light of petrographical analysis). — Ibidem, s. 1—13, rys. 1, English summ. p. 13—25. 1947.
218. TURNAU-MORAWSKA M. Złóża szmaragdu. — Wszechśw. s. 229—231, rys. 3. 1947.
219. TURNAU-MORAWSKA M. Kwarc na usługach radiotechniki. — Ibidem s. 47—50, rys. 4. 1948.
220. TURNAU-MORAWSKA M. Kwiaty z kryształów. — Ibidem, s. 243—246, il. 6, rys. 2. 1948.
221. TURNAU-MORAWSKA M. La sédimentation du grès permotriasique du Tatra. — XVIII Intern. Geol. Congr. 1948, London, Abstracts, p. 107. 1948.
222. TURNAU-MORAWSKA M. Z mikrogeologii trzonu krystalicznego Tatr (Microgeological researches in the central part of the crystalline Tatra). — Kosmos t. 65 A, s. 59—99, tab. 1, English summ. p. 99—100. 1948.
223. TURNAU-MORAWSKA M. Piaskowiec albski okolic Rachowa nad Wisłą (An Albian sandstone in the environment of Rachów on the Vistula river). — Roczn. UMCS B3, s. 33—57, il. 12, rys. 1, English summ. p. 58—66. 1949.
224. TURNAU-MORAWSKA M. Żelazo w dziejach ziemi i rozwoju życia organicznego. — Wszechśw. s. 85—88, rys. 1, il. 1. 1949.
225. TURNAU-MORAWSKA M. Minerale półwyspu Kola na tle zagadnień współczesnej geochemii. — Ibidem s. 51—54, m. 1. 1950.
226. TURNAU-MORAWSKA M. Petrografia skał osadowych w Polsce na tle zagadnień współczesnej sedymentologii (Petrography and petrology of sedimentary rocks in Poland). — Wiad. Muzeum Ziemi t. 5, z. 1, s. 42—61, English summ. p. 61—62. 1950.
227. TURNAU-MORAWSKA M. Spostrzeżenia dotyczące sedymentacji i diagenety sarmatu Wyżyny Lubelskiej (Remarks concerning sedimentation and diagenesis of Sarmatian deposits on the Lublin Upland). — Roczn. UMCS 4B, 1949, s. 135—182, il. 23, English summ. p. 182—194. 1950.
228. TURNAU-MORAWSKA M. Zagadnienie Prakarpat i ich stosunek do krystalicznych trzonów sąsiednich. — Prz. geogr. t. 22, 1948/49, s. 291—294. 1950.
229. WĘGLORZ E. Jantar-bursztyn. — Wszechśw. s. 116—118. 1950.
230. WIESER TADEUSZ. Egzotyki krystaliczne w kredzie śląskiej okolic Wadowic (Crystalline exotic blocks in the Silesian Cretaceous of the Wadowice area). — Roczn. PTG t. 18, 1948, s. 37—105, m. 1, tab. 1, English summ. p. 106—150. 1949.

231. WIESER T. Siarczanowe produkty wietrzenia na złożu dwusiarczku żelaza Gór Świętokrzyskich (Sulphate weathering products on the iron disulphide deposit of the Holy Cross Mts). — Roczn. PTG t. 19, 1949, s. 445—467, rys. 10, English summ. p. 468—477. 1950.
232. WŁAZIŃSKI ZYGMUNT. Badania poszukiwawcze za złożami glin ogniotrwałych w Jarosławie i Busku k. Strzegomia. — Biul. mater. ogniotrw. t. 4, s. 52—63, rys. 10. 1949.
233. WOJCIECHOWSKI JAN. Złoto rodzime i minerały towarzyszące w żyłach kruszcowej pod Szczawnicą (Native gold and associated ore minerals of the mineral vein near Szczawnica). — Acta geol. pol. t. 1, z. 2, s. 143—148, English summ. p. 148—149. 1950.
234. WOJNO TADEUSZ. Ueber einige Beziehungen bei den kristallographischen Symmetrie-Operationen. — Schweiz. mineral.-petrogr. Mitt. Bd. 28, S. 114—126. 1948.
235. WOJNO T. Krystalografia i mineralogia. Według wykładów prof. dra Tadeusza Wojny na Wydz. Chem. Politechniki Łódzkiej opracowali: Józef Mordawski i Rajmund Sołowiecz. Sprawdził i uzupełnił Tadeusz Wojno. — Kom. Wyd. Bratn. Pom. Stud. Polit. Łódzkiej, s. 1—259+II, rys. 281, 4^o. Łódź 1948.
236. WOLSKI JAN. Osobliwości geologiczne Ziemi Odzyskanych. Kwarcyt ogniotrwały z Kamieniowic. — Biul. mater. ogniotrw. t. 2, s. 104—106, 143—145. 1947.
237. WUTTKE GUSTAW. Lekcja na temat: przeobrażenia minerałów (w związku z punktem II,3 programu klasy VIII — Życie skorupy ziemskiej jako czynnik nieprzerwanej przemiany wskutek działania sił wewnętrznych i zewnętrznych). — Geogr. w szkole t. 2, nr 2, s. 22—30, il. 3, rys. 2. 1949.
238. WUTZEN EUGENIUSZ. O racjonalnym wykorzystaniu noworudzkiego łupku ogniotrwałego. — Prz. górn. t. 4, s. 764—788, rys. 3. 1948.
239. ZAWIŚLAK LUBOMIRA. Charakterystyka niektórych kwarcytów w Polsce. — Biul. mater. ogniotrw. t. 5, s. 12—17. 1950.
240. ZIELENIEWSKI STANISŁAW. O wiwianitach bagiennych Niziny Polskiej (Sur les vivianites palustres de la Plaine Polonaise). — Arch. mineral. t. 15, s. 1—50, rys. 3, rés. fr. p. 51—56. 1945.
241. ZWIERZYCKI JÓZEF. Ocena benzyny według liczby oktanowej. — Prz. górn. t. 1 (32), s. 329—334. 1945.
242. ZWIERZYCKI J. Złóża cyrkonu na Pomorzu Zachodnim. — Hutnik t. 14, s. 150—152. 1947.
243. ZWIERZYCKI J. Geologia złóż węgla brunatnego. W: Węgiel brunatny w Zachodniej Polsce, s. 1—28, m. 1, il. 1, rys. 1. B. d.
244. ZWIERZYCKI J., POBORSKI CZ., CZECHOWSKI M., PRZEDPEŁSKI J. Węgiel brunatny w Zachodniej Polsce. — Inst. Węgl., Bibl. Wydawnictw t. 12, s. 1—92, m. 2, rys. 8. 1949.

SPIS OPRACOWANYCH CZASOPISM I WYDAWNICTW CIĄGLYCH POPRZEDZONY
SKRÓTAMI ICH NAZW

Abstr. XVIII Congr.	= XVIII Congrès Géologique International... Abstracts. London
Acta geol. pol.	= Acta Geologica Polonica, wyd. Muzeum Ziemi
Arch. mineral.	= Archiwum Pracowni Mineralogicznej TNW = Archiwum Mineralogiczne TNW
Bad. fizjogr. Pozn. TPN	= Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią Pozn. Tow. Prz. Nauk. Wyd. mat.-przyr. Kom. Fizjo- graficzny

- Biul. Inst. Węgl. = Biuletyn Instytutu Węglowego = Biuletyn Instytutu Naukowo-Badawczego Przemysłu Węglowego
 Biul. PIG = Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego
 Biul. mater. ogniotrw. = Biuletyn Przemysłu Materiałów Ogniotrwałych
 Bull. intern. Acad. Pol. = Bulletin International de l'Académie Polonaise des Sciences, Classe des Sciences Mathématiques et Naturelles, Série A
 Bull. Soc. Amis Sc. Poznań = Bulletin de la Société des Amis des Sciences, Poznań Ser. B. Sc. mathém. et nat.
 C.-R. Acad. Pol. = Comptes-rendus Mensuels de l'Académie Polonaise, Cl. Sc. mathém. et natur.
 Cement = Cement = Cement—Wapno—Gips
 Chrońmy przyr. ojcz. = Chrońmy Przyrodę Ojczystą. Państwowa Rada Ochrony Przyrody
 Czas. geogr. = Czasopismo Geograficzne, Kwartalnik Zrzeszenia Pol. Nauczycieli Geografii = Pol. Tow. Geograficznego.
 Geogr. w szkole = Geografia w szkole
 Geol. Mag. = Geological Magazine, London
 Hutnik = Hutnik, miesięcznik Organizacji Hutniczych, czas. poświęcone sprawom hutnictwa polskiego
 Kamień i Wapno = Kamień i Wapno, Organ Przem. Kamieniołomów i Eksploatacji Mineral. w Polsce
 Kosmos = Kosmos, czas. Pol. Tow. Przyrodników im. Kopernika
 Mater. budowl. = Materiały Budowlane, C. Z. P. M.
 Nafta = Nafta, Instytut Naftowy
 Pam. PINGW = Pamiętnik Państw. Instytutu Nauk. Gospod. Wiejskiego w Puławach, ser. A.
 Pr. Komis. matem.-przyr. = Prace Komisji matem.-przyrodniczej Tow. Przyj. Nauk w Poznaniu, ser. A, B
 Pozn. TPN
 Pr. PIG = Prace Państw. Instytutu Geologicznego
 Prz. budowl. = Przegląd Budowlany
 Prz. geogr. = Przegląd Geograficzny, Pol. Tow. Geograficzne
 Prz. gór. = Przegląd Górniczy, Instytut Węglowy
 Prz. techn. = Przegląd Techniczny
 Prz. zach. = Przegląd Zachodni
 Przem. chem. = Przemysł Chemiczny
 Rocz. PTG = Rocznik Pol. Towarzystwa Geologicznego
 Rocz-i Chem. = Roczniki Chemii, Pol. Towarzystwo Chemiczne
 Rocz-i Nauk roln. = Roczniki Nauk Rolniczych i Leśnych = Roczniki Nauk Rolniczych
 Rocz-i UMCS ser. B, E. = Roczniki (Annales) Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie
 Schweiz. mineral.-petrogr.Mitt. = Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, Zürich
 Spraw. Łódz. TN = Sprawozdania z czynności i posiedzeń Łódzkiego Tow. Naukowego
 Spraw. PIG = Sprawozdania Pol. Instytutu Geol.= Spraw. Państw. Instytutu Geologicznego
 Spraw. Pozn. TPN = Sprawozdania Poznań. Towarzystwa Przyj. Nauk

Spraw. PAU	== Sprawozdania z czynności i posiedzeń Pol. Akademii Um.
Starunia	== Starunia, Pol. Akademia Um.
Studia Soc. Sc. Tor.	== Studia Societatis Scientiarum Torunensis
Węgiel	== Węgiel G.Z.P.W.
Wiad. chem.	== Wiadomości Chemiczne
Wiad. Muzeum Ziemi	== Wiadomości Muzeum Ziemi
Wiedza i Życie	== Wiedza i Życie
Wszechśw.	== Wszechświat
Życie Słow.	== Życie Słowiańskie
