

Krzysztof DZIEMIAŃCZUK*, Barbara WOJNAR**

MINERALIZACJA TYTANOMAGNETYTOWA I ILMENITOWO- -HEMATYTOWA W ROZWOJU METAMORFICZNO-STRUKTURALNYM KOMPLEKSU ŁUPKOWO-KWARCYTOWEGO POŁUDNIOWEJ CZĘŚCI MASYWU STRZELINA

SPIS TREŚCI

Streszczenie	79
Wstęp	79
Występowanie	81
Skład mineralny	83
Chemizm i pochodzenie skal wyjściowych	87
Zjawiska metamorfizmu	89
Rozwój strukturalny, sekwencja zjawisk deformacji i rekrystalizacji	93
Przypuszczalna geneza okruszcowania skal strzeleńskich	98
Literatura	100
Titanomagnctite and ilmenite-haematite mineralization related to metamorphic and structural development of a crystalline complex of schists and quartzites: southern part of the Strzelin Granitoid Massif (Sudetes) – summary	102

Streszczenie

W prezentowanej pracy przedstawiono nową koncepcję genezy mineralizacji kruszcowej w skałach metamorficznej osłony warwicyjskich granitoidów masywu Strzelina.

Przeprowadzone badania wykazały, że kruszconośne łupki i kwarcyty przeszły wieloetapową ewolucję metamorficzno-tektoniczną. Początek dały im drobnoziarniste osady ilaro-piaszczysto-mułowcowe, wzbogacone w pewnych poziomach domieszkami wytrąconych z wody morskiej związków Fe, Ti i B. Zasadniczym przeobrażeniem osady te uległy w trakcie metamorfizmu regionalnego, synchronicznego z I fazą deformacji, przebiegającego w warunkach *P-T* określonych wystąpieniem paragenezy ortoklaz + syllimanit (izograda K-skaleń + Al_2SiO_5 ; Winkler 1970). W warunkach zbli-

żonych do początków anatektycznego upłynniania skał utworzyły się roztwory stałe tlenków Fe i Ti. Ich rozpad odzwierciedla okres zmian retrogresywnych po I fazie deformacji. Rekrystalizacja metamorficzna związana z dwoma kolejnymi etapami deformacji zaznaczyła się słabo i tylko lokalnie. Termiczny wpływ intruzji granitoidowej znalazł odbicie w chaotycznej rekrystalizacji wielu minerałów (syllimanit II, turmalin II, andaluzyt, mikroperyt ortoklazowy). Przejawił się także w formie dużych, regularnych kryształów tlenków Fe i Ti, powstałych w wyniku wewnętrznych przemieszczeń jonów tych metali, bez doprowadzenia materiału z zewnętrznego źródła – magmy granitoidowej.

WSTĘP

Pierwsze informacje o występowaniu minerałów kruszcowych w granitoidach masywu Strzelina oraz w pewnych ogniwach skalnych ich me-

tamorficznej osłony pojawiły się w literaturze już w drugiej połowie XIX wieku. Wzmianki o akcesorycznym występowaniu piryty, pirotynu, magne-

* Zakład Geologii Złóż Surowców Mineralnych Dolnego Śląska, Oddział Dolnośląski Instytutu Geologicznego, al. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław.

** Samodzielna Pracownia Geologii Sudetów Instytutu Nauk Geologicznych Polskiej Akademii Nauk, ul. Podwale 75, 50-449 Wrocław.

tytu, hematytu, molibdenitu, arsenopiryty i psylo-melanu w skałach strzeleńskich spotyka się często w publikacjach starszych autorów niemieckich (Rose 1867; Schumacher 1878; Traube 1888; Behr 1921; Scheumann 1936). Na obecność minerałów kruszcowych zwracali uwagę także późniejsi badacze skał masywu strzeleńskiego (Borkowska 1959, 1961; Kowalski 1956; Wójcik 1968; Bereś 1969). Pierwsze systematyczne badania nad przejawami mineralizacji kruszcowej w regionie strzeleńskim podjął jednakże dopiero Olszyński (1972a,b, 1973). W utworach hydrotermalnych, pegmatytowych i aplitowych granitoidów okolic Strzelina zidentyfikował on bogaty i urozmaicony zespół minerałów kruszcowych, reprezentowany przez: molibdenit, pirotyt, chalkopiryt, sfaleryt, waleryt, kubanit, bizmut rodzimy, piryty, melnikowit, melnikowit-piryty i melnikowit-markasyt. Genezę mineralizacji kruszcowej w granitoidach strzeleńskich cytowany autor wiąże z dyferencjacją i intruzją resztkowego stopu pomagmowego (Olszyński 1972a).

Zbliżony zespół minerałów kruszcowych, aczkolwiek zubożony o molibdenit, bizmut rodzimy, waleryt i kubanit, zawierają zmetamorfizowane skały węglanowe masywu Strzelina. Podobieństwo paragenez kruszcowych pojawiających się w skałach z Przeworna i Gębzyca do paragenez spotykanych w samych granitoidach pozwoliło Olszyńskiemu (1973) na wysnucie wniosku, iż procesy mineralizacji kruszcowej, związane z intruzją granitoidów, miały szerszy zasięg i objęły także metamorficzną osłonę. Zdaniem cytowanego autora siarczki Cu, Fe i Zn w zmetamorfizowanych skałach węglanowych zawdzięczają powstanie hydrotermalnym procesom okruszcowania, stanowiącym kontynuację kontaktowego oddziaływania magm granitoidowych na skały osłony.

W analogiczny sposób tłumaczy też Olszyński powstanie okruszcowania w innym ogniwie metamorfiku Strzelina, w łupkach łuszczycowo-syllimanitowo-kwarcytowych okolic Romanowa. Uważając tutejszy typ występowania tlenkowych kruszców Fe i Ti za wyjątkowy, autor ten zakłada, że tytanomagnetyt i ilmenito-hematyt mogły powstać w fazie pegmatytowej, w strefie przykontaktowej z intruzją granitoidów Gromnika (Olszyński 1972b).

Prezentowana praca ma na celu przedstawienie nieco odmienniejszej koncepcji genezy mineralizacji kruszcowej w skałach metamorfiku Strzelina. Związanie procesu powstawania kruszców w skałach osłony wyłącznie z kontaktowym oddziaływaniem magmy granitoidowej wydaje się bowiem autorom zbyt wielkim uproszczeniem. Niewątpliwie

udział minerałów kruszcowych w budowie mezoskopowych struktur tektonicznych wskazuje niedwuznacznie, że były one obecne, przynajmniej w pewnych ogniwach skalnych metamorfiku strzeleńskiego, w stadiach poprzedzających etap waryscyjskiej intruzji granitoidowej. Wyjaśnienie problemu genezy okruszcowania wymaga przeto od stworzenia skomplikowanej ewolucji metamorficznej i strukturalnej skał osłony granitoidów strzeleńskich.

W niniejszym artykule w zasadzie pragniemy ograniczyć się jedynie do zrelacjonowania wyników badań petrologiczno-strukturalnych, przeprowadzonych w kwarcytach i łupkach łuszczycowo-syllimanitowo-kwarcytowych. Odsłaniające się w południowej części masywu łupki i kwarcyty z syllimanitem (fig. 1) stanowią wyraźny horyzont litologiczny, poszczególne stadia rozwoju tektoniczno-metamorficznego w ich obrębie są stosunkowo łatwe do odcyfrowania, a intensywność i zasięg mineralizacji kruszcowej wskazują, że przy lepszym rozpoznaniu nagromadzenia tlenków Fe i Ti w tych skałach mogłyby, być może uzyskać w przyszłości znaczenie gospodarcze. Wydaje się nam również, że wyjaśnienie mechanizmu powstania okruszcowania w łupkach łuszczycowo-syllimanitowo-kwarcytowych i kwarcytach może mieć zasadnicze znaczenie dla rozstrzygnięcia zagadnienia metalogenezy w całym metamorfiku strzeleńskim.

Do podjęcia próby wyjaśnienia tego mechanizmu zachęcił nas, po wspólnym pobycie w terenie badań, Profesor Igor Kisiel z Wrocławskiego Oddziału Polskiej Akademii Nauk. W czasie pracy wielokrotnie korzystaliśmy z rad i uwag Docent Heleny Dziedzicowej, która zawsze znajdowała czas na dyskusję i przegląd zebranego przez nas materiału. Oba wspomnianym osobom składamy serdeczne podziękowania.

Dziękujemy również Profesor Marii Borkowskiej, Profesorowi Kazimierzowi Smulikowskiemu i Docentowi Alfredowi Majerowiczowi, których cenne uwagi krytyczne, odnoszące się do wcześniejszej pracy jednego z nas (B.W.), pośrednio, lecz w istotny sposób wpłynęły na ostateczny kształt prezentowanego artykułu.

Za dyskusję oraz różnorodną pomoc w prowadzonych przez nas pracach dziękujemy koleżankom i kolegom z ING PAN: Mgr Alicji Grad, Dr. Jerzemu Mroczkowskiemu, Dr. Bolesławowi Wajsprychowi i Mgr. Krzysztofowi Miszewskiemu oraz Dr. Michałowi Mierzejewskiemu, Dr. Andrzejowi Muszyńskiemu, Dr. Ryszardowi Kryzie i Mgr. Czesławowi Augustowi z Uniwersytetu Wrocławskiego.

Panu Mgr. Januszowi Janeczkiowi z Uniwersytetu Wrocławskiego dziękujemy za identyfikację i oznaczenie stopnia uporządkowania struktury wewnętrznej skaleni potasowych metodą rentgenograficzną.

Materiały i obserwacje wykorzystane w prezentowanej pracy zostały zebrane w trakcie badań prowadzonych w ramach problemu międzyresortowego I-16 „Geodynamika obszaru Polski”.

WYSTĘPOWANIE

Nazwą łupków łyszczykowo-syllimanitowo-kwarcytowych i kwarcytów określone zostały (Wójcik 1965, 1968; Beres 1969) skały wydzielone na mapie Behra (1919) jako gnejsy inekcyjne, a opisane jako łupki łyszczykowe inekowane magmą granitową, w których budowie

oprócz kwarcu i łyszczyków, uczestniczą też skałenie, sillimanit oraz magnetyt (Behr 1921).

Meister i Fischer (1935) określali je jako skały sillimanitowo-kwarcowe, po części gnejsowate, i przypisywali im wiek dolnodewoński.

Główna wychodnia łupków łyszczykowo-sylli-

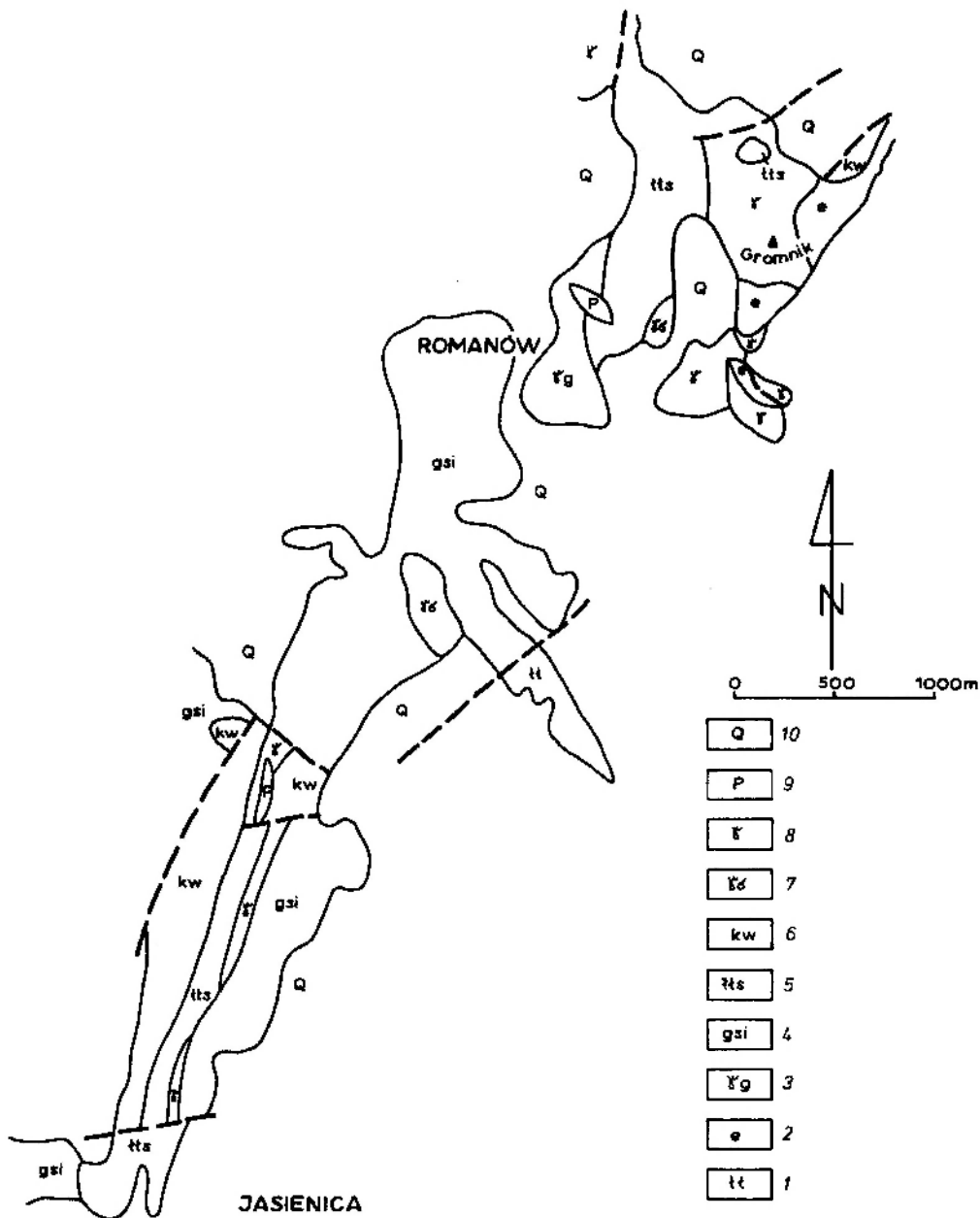


Fig. 1

Szkic geologiczny południowej części masywu strzeleńskiego. Wydzielenia litologiczne według Behra (1919), Wójcika (1965) i Wrońskiego (1974). Wiek serii skalnych według Oberca (1966, 1968, 1972, 1975)

Proterozoik: 1 – łupki łyszczykowe; 2 – skały wapienno-krzemianowe; 3 – granitognejsy; 4 – granitognejsy sillimanitowe; 5 – łupki łyszczykowo-syllimanitowe i kwarcytowe. Dolny i środkowy dewon: 6 – kwarcyty i łupki kwarcytowe. Karbon: 7 – granodioryty kwarcowe; 8 – granity; 9 – pegmatyty, 10 – czwartorzęd

Geological sketch-map of the southern part of Strzelin massif. Lithologies after Behr (1919), Wójcik (1965), and Wroński (1974); age of rock-series after Oberc (1966, 1968, 1972, 1975)

Proterozoic: 1 – mica schists; 2 – erlans; 3 – granite-gneisses; 4 – sillimanite granite-gneisses; 5 – mica-sillimanite and quartzitic schists. Lower and Middle Devonian: 6 – quartzites and quartzitic schists. Carboniferous: 7 – quartz granodiorites; 8 – granites; 9 – pegmatites, 10 – Quaternary

manitowo-kwarcytowych i kwarcytów obejmuje obszar położony na wschód od Romanowa (wzgórze Wyżna), północne stoki Gromnika i wzgórze Borowa (fig. 1). Skały tego obszaru stanowiąc mają jedno z ogniw starszego kompleksu metamorficznego masywu Strzelina i w dotychczasowej literaturze przypisywano im wiek proterozoiczny (Oberc 1966, 1968, 1972, 1975; Wójcik 1968).

Analogiczne skały pojawiają się również w południowo-zachodniej części masywu, w strefie południkowo ułożonych odsłoneń pomiędzy wzgórzami Nowoleska Kopa i Mlecznik (fig. 1). Przynależność stratygraficzną skał strefy Nowoleska Kopa–Mlecznik interpretowano w literaturze w sposób rozmaity: utożsamiano je z gnejsami strześlińskimi; uważano, że reprezentują wkładki łupków łuszczkowych w gnejsach proterozoicznych, czy też uznawano w nich ekwiwalenty dewońskich warstw z Jegłowej (Oberc 1966; Chmura 1967; Wójcik 1968). Jednakże występujące w nich zespoły mineralne, okruszcowanie tlenkami żelaza, inwentarz struktur fałdowych identyczny z obserwowanym w okolicy Gromnika (zwłaszcza udział lamin skaleniowych w budowie mezoskopowych struktur fałdowych), a także przejawy wieloetapowego metamorfizmu, pozwalają na uznanie w skałach strefy Nowoleska Kopa–Mlecznik południowego przedłużenia wystąpień łupków łuszczkowo-syllimanitowo-kwarcytowych i kwarcytów regionu Wyżna–Borowa.

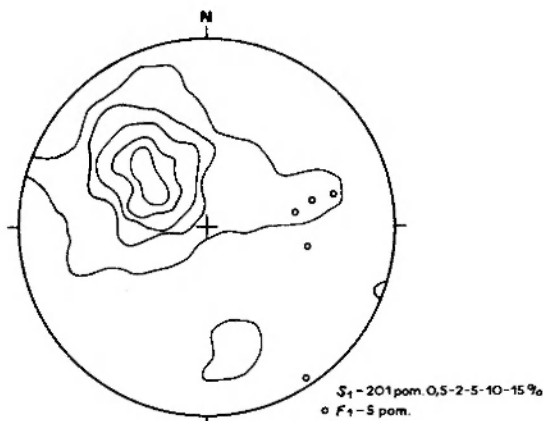


Fig. 2

Diagram orientacji biegunów powierzchni foliacji S_1 i osi fałdów F_1 dla obszaru leżącego na południe od elewacji Przeworno (rejon Nowoleska Kopa–Mlecznik). Uwaga: wszystkie diagramy zamieszczone w pracy zostały wykonane na siatce Schmidta przy użyciu półkuli dolnej

Structural diagram showing the orientation of S_1 foliation surfaces and F_1 fold axes for the area south of the Przeworno elevation (vicinity of Nowoleska Kopa and Mlecznik hills). Note: all are lower hemisphere projections on the Schmidt's equal area net

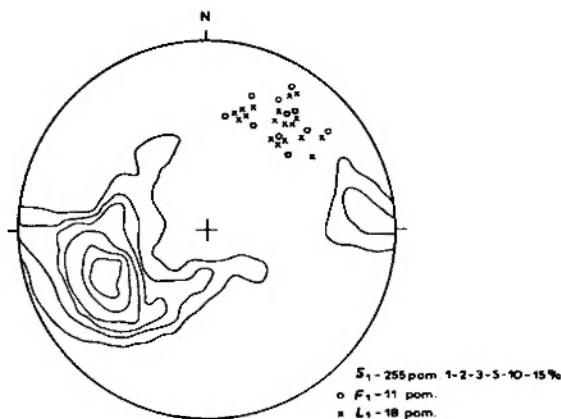


Fig. 3

Diagram orientacji biegunów powierzchni foliacji S_1 , osi fałdów F_1 i lineacji L_1 dla obszaru leżącego na północ od elewacji Przeworno (rejon Wyżna–Borowa)

Orientation diagram of S_1 foliation, F_1 fold axes, and L_1 lineation for the area north of the Przeworno elevation (vicinity of Wyżna and Borowa hills)

Pomiędzy tymi dwiema strefami powierzchniowych wystąpień łupków i kwarcytów z syllimanitem przebiega równoleżnikowo elewacja Przeworna, wzdłuż której jednostki tektoniczne budujące masyw strześliński uległy miały wydzwignięciu, przy czym maksimum podniesienia przypadać ma na okolice Dobroszowa (Oberc 1966, 1972, 1975). Wydzwignięcie wzdłuż linii elewacji spowodowało przypuszczalnie w wyniku późniejszych procesów denudacyjnych odsłonięcie najgłębszych, jądrowych partii jednostki Dobroszowa, w tym także okruszczonych tlenkami żelaza łupków i kwarcytów. Wschodnie tych ostatnich właśnie w sąsiedztwie elewacji Przeworno wykazują największe zasięgi powierzchniowe, natomiast ku N i S szybko zanikają pod nakładem młodszych skał (fig. 1).

Na południe od elewacji Przeworno, w rejonie Nowoleskiej Kopy–Mlecznika skały kompleksu kwarcytowo-łupkowego zapadają pod kątem $\sim 45^\circ$ ku SE (fig. 2), co przy wychodni szerokości ± 750 m daje miąższość rzeczywistą w przybliżeniu 600 m. W strefie Wyżna–Borowa natomiast skały omawianego kompleksu zapadają ku NE i E pod średnim kątem $\sim 40^\circ$ (fig. 3), co przy wychodni o maksymalnej szerokości również 750 m daje miąższość rzeczywistą w przybliżeniu 540 m. W strefie północnej zaznaczają się dwa obszary podwyższonej koncentracji tlenków żelaza. Rzeczywista miąższość tych stref wynosi w przybliżeniu 100 m.

Powyższe rozważania, dotyczące miąższości warstw skalnych, w obrębie których obserwuje się przejawy mineralizacji kruszczowej, oparte są

wyłącznie na obserwacjach powierzchniowych. Należy jednak wspomnieć, że w rejonie Dobroszowa i Nowolesia, w wyniku badań magnetycznych, potwierdzonych następnie sondowaniami elektrooporowymi, w obrębie skał interpretowanych jako przynależne do serii jełgowskiej, w strefie obejmującej wzgórze Folwarczna (Nowoleska Kopa) i Nowoleska Kopa (Wyżna)* Małozewski *et al.* (1970) wydzielili soczewkę tzw. kwarcytów

żelazistych, wywołujących duże anomalie magnetyczne. Kwarcyty te zalegają pod utworami czwartorzędowymi na głębokości kilkudziesięciu metrów, na północ od szczytu Nowoleskiej Kopy. Wśród utworów kwarcytowych masywu Strzelina, zgodnie z wiedzą autorów, jedynie skały określane w prezentowanej pracy jako łupki łyszczykowo-syllimanitowo-kwarcytowe i kwarcyty wykazują silne właściwości magnetyczne.

SKŁAD MINERALNY

Serię łupków łyszczykowo-syllimanitowo-kwarcytowych i kwarcytów cechuje niejednolite wykształcenie, zaznaczające się zarówno w pionie, jak i wzdłuż warstw. Zmienność pozioma, jak się wydaje, jest związana z wpływem intruzji granitoidowej. W kierunku kontaktu z granitoidami Gromnika oraz w najbliższym sąsiedztwie żyłek i soczewek pegmatytowych zaznacza się wyraźny wzrost rozmiarów wszystkich składników mineralnych omawianych skał, szczególnie dobrze widoczny w przypadku łyszczyków, tlenków żelaza i skałeni. Zmienność pionowa najprawdopodobniej wiąże się ze zmiennością litologiczną pierwotnych osadów, przejawiającą się alternacją lamin i warstw o odmiennym składzie mineralnym.

W strefie północnej, w rejonie Wyżnej-Boro wej, dominują odmiany o charakterze łupków dwułyszczykowych, z podrzędnymi raczej, nieregularnymi wkładkami i soczewkami jasnych skał, makroskopowo zbliżonych do kwarcytów. Ciemnoszare partie łupkowe cechuje wyraźnie kierunkowa tekstura, zaznaczona równoległym ułożeniem lamin zbudowanych z blaszek i plastrów brunatnego biotyту, oddzielonych warstewkami, w których przeważają jasne minerały – szary kwarc i kremowy lub kremoworóżowy skałen, z podrzędną domieszką jasnej i ciemnej miki. Warstwy te cechuje jedwabisty połysk, spowodowany obecnością delikatnej pilśni fibrolitowej. Z warstwami łupkowymi przestrzennie związane jest okruszcowanie tlenkami żelaza, niekiedy tak gęsto rozsianymi w tle skalnym, że wyraźnie oddziałują na igłę magnetyczną kompasu.

Jasne partie o charakterze kwarcytów również wykazują zróżnicowanie. Obok kilkudecymetrowej miąższości zespołów warstw zbudowanych z drob-

nych, dobrze obtoczonych ziarenek kwarcowych „spojonych” skaleniem i oddzielonych od siebie milimetrowymi laminkami łyszczykowymi. spotyka się warstwy wyłącznie kwarcowe czy kwarcowo-muskowitowe, rzadziej kwarcowo-syllimanitowe, z reguły grubiej ziarniste.

Odmiany kwarcytowe dominują w strefie Nowoleska Kopa-Mlecznik. W tym obszarze warstwy łupków łyszczykowych o kilku do kilkunastocentymetrowej miąższości, często z dobrze widocznymi makroskopowo kryształkami i grudkami tlenków Fe i Ti, przeławicają kilkudecymetrowej

Tabela 1

Skład chemiczny łupków łyszczykowo-syllimanitowo-kwarcytowych i kwarcytów

Chemical composition of mica-sillimanite-quartzite schists and quartzites

	1	2	3	4	5
SiO ₂	62,78	64,13	77,94	82,25	55,24
Al ₂ O ₃	18,30	18,85	18,12	9,61	21,06
Fe ₂ O ₃	5,65	4,02	0,38	2,18	10,50
FeO	3,90	2,78	0,14	1,46	4,88
MnO	0,033	0,033	0,015	0,016	0,006
MgO	1,29	0,65	0,23	0,36	0,76
CaO	0,36	1,07	0,63	0,61	0,70
Na ₂ O	0,41	0,58	0,29	0,26	0,82
K ₂ O	4,43	4,86	0,68	1,02	3,26
TiO ₂	0,96	1,16	0,23	0,53	2,15
P ₂ O ₅	0,17	0,12	0,06	0,10	0,18
H ₂ O ⁺	1,15	1,14	0,66	0,50	0,36
H ₂ O ⁻	0,16	0,10	0,05	0,05	0,07
CO ₂	0,59	0,66	1,03	0,76	0,03
Sc	0,02	0,02	0,02	0,01	—
	100,553	100,173	100,475	99,716	100,016

1 – łupek łyszczykowo-syllimanitowo-kwarcytowy, okruszczony tlenkami żelaza i tytanu, zachodnia skałka na wzgórzu Boro wa; 2 – łupek łyszczykowo-syllimanitowo-kwarcytowy, okruszczony tlenkami żelaza i tytanu, wschodnia skałka na wzgórzu Boro wa; 3 – łupek kwarcowo-syllimanitowy, przewarstwienie w granitognejsach syllimanitowych, odsłonięcie na E od Nowolesia; 4 – łupek łyszczykowo-syllimanitowo-kwarcytowy, okruszczony tlenkami żelaza i tytanu, skałka na wschód od Romanowa.

Analizy 1-4 wykonane zostały w Laboratorium Chemicznym Zakładu Projektów i Dokumentacji Geologicznych w Katowicach, analiza 5 w Zakładzie Projektów i Dokumentacji Geologicznych Kombinatu Geologicznego Północ w Warszawie.

* W nawiasach podano nazwy geograficzne stosowane przez autorów cytowanego artykułu. W prezentowanej pracy natomiast nazwy wzgórz podawane są zgodnie z nazewnictwem stosowanym na wydanej w 1978 r. przez PPWK mapie „Wzgórze Niemczańsko-Strzeleńskie”.

Analizy mikrometryczne łupków łyszczykowo-syllimanitowo-kwarcytowych w % objętości
 Mineral composition of mica-sillimanite-quartzite schists (in volume per cent)

Nr próby Sample no.	Kwarc Quartz	Sylli- manit Silli- manite	Biotyt Biotite	K- skaleń K- feldspar	Musko- wit Musco- vite	Tlenki Fe Fe- oxides	Anda- luzyt Anda- lusite	Cyrkon Zircon	Tur- malin Tour- maline	Rutyl Rutile	Granat Garnet
1	18,52	21,98	30,76	22,94	5,20	0,51	—	0,08	—	—	—
2	33,61	15,26	23,57	16,98	3,34	6,56	—	0,68	—	—	—
3	58,50	35,02	3,76	0,87	1,21	0,53	—	0,11	—	—	—
4	44,40	20,21	18,11	9,10	4,34	3,38	—	0,46	—	—	—
5	56,30	23,71	11,20	1,25	3,56	3,61	—	0,36	—	—	—
6	76,20	5,44	2,43	1,03	14,28	0,42	—	0,20	—	—	—
7	25,25	19,55	13,97	21,60	3,26	10,97	5,09	0,31	—	—	—
8	73,41	26,59	—	—	—	—	—	—	—	—	—
9	29,78	19,28	22,72	10,96	4,66	8,12	3,21	0,54	0,72	—	—
10	65,18	18,00	6,73	1,10	7,78	0,83	0,20	0,06	0,12	—	—
11	70,31	4,75	4,52	—	18,93	—	—	—	—	0,57	0,32
12	57,30	16,67	6,88	2,46	10,78	3,60	—	0,31	—	—	—
13	66,80	14,11	6,11	6,54	5,12	0,93	—	0,29	—	—	—
14	62,25	13,98	10,17	10,33	1,48	1,79	—	—	—	—	—
15	68,33	15,64	4,68	9,07	2,84	1,66	—	1,78	—	—	—
16	36,51	14,08	12,95	7,27	20,83	6,55	1,05	0,17	0,59	—	—
17	62,31	7,04	4,88	8,54	14,93	1,31	0,49	0,45	—	0,05	—

1-6 – odsłonięcie przy szosie Biały Kościół-Przeworno, około 50 m na E od zabudowań wsi Romanów; 7 – skałki u podnóża południowego stoku wzgórza Wyżna; 8 – skałka przy szosie Biały Kościół-Przeworno, około 80 m ku NE od zabudowań wsi Romanów; 9 – skałka na szczycie wzgórza Wyżna; 10-11 – skałki na północnym stoku wzgórza Wyżna; 12-13 – wschodnia skałka na wzgórzu Borowa; 14-15 – zachodnia skałka na wzgórzu Borowa; 16-17 – stary kamieniołom na szczycie wzgórza Mlecznik.

miąższości zespoły warstw kwarcytowych, poprzedzane milimetrowej grubości laminami łyszczykowymi. Niektóre z warstw takich zespołów odznaczają się wyraźnie zlepionym charakterem. Ilościowa dominacja odmian kwarcytowych nad łupkowymi w strefie południowej była przypuszczalnie jedną z głównych przyczyn korelowania tych skał z kwarcytową serią Jegłowej.

Omawiane łupki łyszczykowo-syllimanitowo-kwarcytowe i kwarcyty wykazują wielką zmienność składu mineralnego (tabele 1 i 2), co przypuszczalnie jest spowodowane w równej mierze zmiennością skał wyjściowych, jak i wpływem późniejszych procesów metamorficznych, jakim podlegały owe skały w toku ewolucji.

Zdecydowanie dominującym ilościowo składnikiem omawianych skał jest kwarc, występujący w różnorodnych postaciach i w kilku generacjach. Spotyka się drobne, okrągławe ziarenka tego minerału, otoczone wąską, brunatną obwódką, wśród mozaiki ząbających się, poligonalnych ziarn. Najczęściej takie zaokrąglone ziarenka kwarcu pojawiają się w formie wrostków w skaleniu potasowym (fig. 4B; pl. II, 1). Kwarc buduje również samodzielne laminy (fig. 4A; pl. II, 8), ograniczone laminami syllimanitowymi lub syllimani-

towo-łyszczykowymi, w obrębie których całkowicie zrekrystalizował kierunkowo. Poszczególne ziarna tego minerału przybierają wówczas kształty zbliżone do prostokątów czy równoległoboków i układają się obok siebie, tworząc wyklonujące się warstewki, zakończone niekiedy osobnikami o zarysach trójkątnych. W warstewkach o większej miąższości krawędzie ziarn kwarcu są nachylone do siebie pod kątem 120°, dając charakterystyczną strukturę granoblastyczno-poligonalną, typową dla hornfelsów (Mason 1978). Tego rodzaju ziarna kwarcu, podobnie jak i wcześniej omówione, wygaszają światło z reguły spokojnie, jednorodnie. W rzadszych wypadkach spotyka się laminy kwarcowe, w których osobniki tego minerału wykazują zaburzenia sieci krystalicznej, wyrażające się falistym czy też smużystym wygaszaniem. Granice stref falistego wygaszania, w przypadku kiedy są wyraźniej zaznaczone, układają się równoległe do siebie i mniej więcej skośnie do kierunków wyznaczonych przez laminy syllimanitowo-łyszczykowe (fig. 4A). W podobny sposób układają się w tych ziarnach szczeliny pęknięć. Zrekrystalizowane kierunkowo ziarna kwarcu drugiej generacji często zawierają wrostki syllimanitu i biotyту. W odsłonięciach położonych

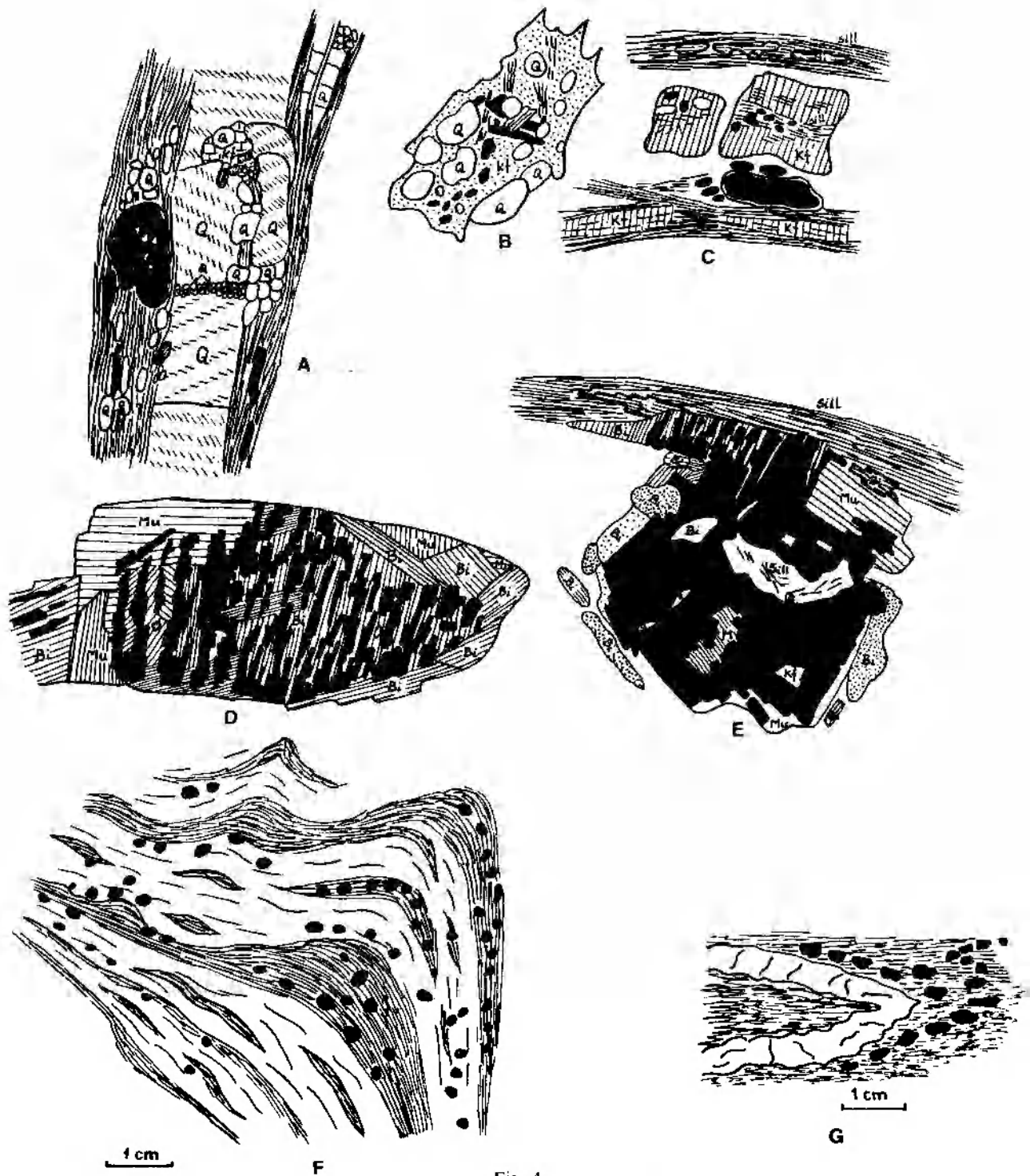


Fig. 4

Rozwój automorficznych kryształów tlenków żelaza w łupkach lyszczykowo-syllimanitowo-kwarcytowych rejonu Wyżnej-Borowej

A – drobne, zaokrąglone i nieforemne grudki tlenków Fe, ułożone równoległe do lamin lyszczykowo-syllimanitowych i zgodnie z foliacją S_1 ; B – grudki tlenków Fe w ksenomorficznym skaleniu potasowym starszej generacji; C – grudki tlenków Fe, towarzyszące wrostkom igieł sillimanitu w skaleniu potasowym starszej generacji; wrostki fibrolitu w skaleniu ułożone są równoległe do powierzchni foliacji S_1 i nieznacznie wygięte; D – rekryształizacja związków Fe i Ti w postaci kryształów szkieletowych, narastających na agregatach chaotycznie ułożonych blaszek jasnej i ciemnej miki; E – automorficzny, zbliżony kształtem do regularnego, kryształ tlenku żelaza, poikiloblastycznie zamykający w swoim wnętrzu wrostki minerałów powstałych w I etapie metamorfizmu, rozwinięty z kryształu szkieletowego, rekryształizującego w obrębie blaszek obu lyszczyków; F – schematyczny odrys fałdu F_2 z łupków lyszczykowo-syllimanitowo-kwarcytowych ze skałek na szczycie Borowej; G – schematyczny odrys fałdu F_1 w łupkach lyszczykowo-syllimanitowo-kwarcytowych ze wzgórza Wyżna

Development of automorphic iron-oxide crystals in mica-sillimanite-quartzitic schists of the vicinity of Wyżna and Borowa hills

A – small, rounded and formless nubs of Fe-oxides aligned along mica-sillimanite laminae concordant with S_1 foliation; B – Fe-oxide nubs within a xenomorphic grain of older-generation potassium feldspar; C – Fe-oxide nubs accompanying inclusions of sillimanite needles within potassium feldspars of older generation; fibrolite inclusions in feldspars are aligned parallel to S_1 foliation surfaces and slightly bent; D – Fe- and Ti-compounds recrystallized in the form of skeletal crystals which accrete on chaotically arranged aggregates of bright and dark mica flakes; E – automorphic iron-oxide crystal of almost regular shape containing poikiloblastic inclusions of minerals developed through first stage of metamorphism, which developed from a skeletal crystal that recrystallized within an aggregate of two micas; F – schematic sketh of F_2 fold in mica-sillimanite-quartzitic schists (summit of Borowa hill); G – schematic sketch of F_1 fold in mica-sillimanite-quartzitic schists from Wyżna hill

blisko intruzji Gromnika kwarc, reprezentujący najmłodszą generację, tworzy typowe przerosty mikropegmatytowe w skaleniu potasowym.

Drugim bardzo ważnym ilościowo składnikiem omawianych skał jest syllimanit (tab. 2), skupiony najczęściej w charakterystycznych agregatach fibrolitowych (pl. II, 5), w głównej mierze wyznaczających swoim ułożeniem kierunkową teksturę omawianych skał. Włóknisty syllimanit jest w obrębie omawianych łupków jednym z najstarszych składników, tworzy wrostki niekiedy kierunkowo ułożone w kwarcu, skaleniu potasowym (fig. 4C), obu łyszczkach i turmalinie. Pryzmatyczna odmiana syllimanitu, występująca w łupkach z sąsiedztwa intruzji Gromnika, reprezentuje drugą generację tego minerału (pl. II, 3, 4).

Biotyt, generalnie dominujący ilościowo nad jasnym łyszczkiem (tab. 2), również występuje w kilku generacjach. Najstarszymi są przypuszczalnie łuseczki i drobnutkie blaszki brunatnoczerwonego biotyту (α – bladeżółtawy, β γ – ciemnoczerwobrunatnawy), wolne od wrostków, same natomiast często zamknięte w obrębie ziarn kwarcu. Późniejsze byłyby biotyty reprezentowane przez silnie wydłużone blaszki, kilkakrotnie przekraczające rozmiarami poprzednio opisane biotyty I generacji, o schemacie barw pleochroicznych: α – bladeżółtawy, niemal bezbarwny, $\beta = \gamma$ – ciemnobrunatny, czasem z lekko zielonkawym odcieniem. Biotyty II często zamykają w swoim wnętrzu okrągłe ziarna kwarcu i zarazem są intensywnie korodowane przez ten minerał. W wyniku takiej korozji dochodzi niekiedy do odseparowania wrostków cyrkonu, zawartych pierwotnie w ciemnym łyszczku. Blaszkę i listewki biotyту II generacji ustawiają się śladami łupliwości ukośnie, rzadziej niemal równoległe do kierunku wyznaczonego przez agregaty syllimanitu i laminy zbudowane z łusek biotyту I generacji.

Bardzo duże, brunatne blaszki i plastry ciemnego łyszczku, kilkunastokrotnie przekraczające wymiary osobników I generacji tego minerału, występujące w sąsiedztwie granitoidów i skał z nimi związanych, reprezentują trzecią generację biotyту (pl. II, 3). W skałach z sąsiedztwa granitoidów intruzji Gromnika na granicy biotyту i skalenia potasowego obserwowano struktury daktylitowe. W nielicznych przypadkach biotyt zawiera wrostki rutylu, wykształcone jako siatka saganitowa.

Jedynym przedstawicielem skalenia jest skałen potasowy – ortoklaz, o stopniu uporządkowania struktury wewnętrznej 0,31 (oznaczonym dyfrakto-metrycznie metodą Sosiedki 1974). Nadzwyczaj

rzadko spotykane pojedyncze plagioklasy występują w ilościach akcesorycznych. W trakcie badań mikroskopowych jedynie w dwóch przypadkach natrafiono na pojedyncze osobniki polisyntetycznie zbliżonego plagioklazu, występującego w przestrzeniach interstycjalnych pomiędzy drobnymi, okrągłymi ziarnami kwarcu. Ze względu na ich bardzo niewielkie rozmiary, formę występowania oraz stan zachowania niemożliwe było bliższe oznaczenie ich składu.

Olsański (1972b), dysponujący zapewne znacznie lepiej zachowanym materiałem (jak można przypuszczać reprezentującym strefy najbliższe kontaktu z granitem), plagioklasy łupków łyszczkowo-syllimanitowo-kwarcytowych określa jako kwaśne plagioklasy na podstawie pisemnej opinii A. Nowakowskiego.

Skalenie potasowe występują w omawianych skałach w stosunkowo dużych ilościach (tab. 2) i wydaje się, że powstały również w kilku etapach. Najstarsze najprawdopodobniej są skalenie występujące jako wąskie rąbki w interstycjach pomiędzy okrągłymi ziarnami kwarcu (pl. II, 1). Do drugiej generacji należą, jak się wydaje, ksenomorficzne formy skalenia, niekiedy o kształtach zbliżonych do tabliczkowych, zamykające w swoim wnętrzu liczne okrągłe ziarna kwarcu oraz wrostki fibrolitu, ukierunkowane, a nawet lekko wygięte (pl. II, 2; fig. 4B). Skalenie potasowe z odsłoneń położonych w sąsiedztwie kontaktu z granitoidami stanowią niewątpliwie najmłodsze składniki w omawianych skałach. Zawierają one bowiem wrostki wszystkich minerałów występujących w otoczeniu, łącznie z andaluzytem i pryzmatycznym syllimanitem (pl. II, 3). Skalenie te stanowią typowe mikropertyty ortoklazowe, wykazujące zespół cech typowych dla pertytów metasomatycznych (Smulikowski 1955). Tę najmłodszą generację reprezentują też skałen tworzące przerosty mikropegmatytowe z kwarcem, obserwowane w próbach z odsłoneń najbliższych kontaktów z granitoidami. Niektóre z tych skalenia cechuje plamiste, niespokojne wygaszanie; w pojedynczych przypadkach obserwowano niewyraźne zaczątki, słabo jeszcze wykształconej, kratki bliźniaczej, typowej dla mikroklinu. Znacznie częściej obserwowano mikroklin w osłoneżach strefy Mlecznika. W skałach tej strefy mikroklin cechuje lepiej już na ogół wykształcona kratka bliźniacza; nosi on również znamiona minerału powstałego w końcowym etapie rozwoju skały.

Ogólna zawartość muskowitu, podobnie jak i pozostałych składników, jest zmienna (tab. 2).

Z reguły jasny lyszczyk ustępuje ilościowo biotytowi, któremu najczęściej towarzyszy, tworząc z nim równoległe zrosty, z wyjątkiem partii, w których jest jedynym przedstawicielem lyszczyków. W tym ostatnim przypadku powstaje on wyraźnie kosztem sillimanitu i przybiera postać włóknistą (pl. II, 7), dla której August i Kryza (1979) stosują nazwę fibromuskowitu.

W dużych ilościach, osiągając lokalnie zawartość ponad 17% występują w omawianych skałach tlenki żelaza i tytanu: tytanomagnetyt i ilmenito-hematyt (Olszyński 1972b). Są one wyraźnie związane z ciemnymi warstewkami lyszczykowo-syllimanitowymi (fig. 4F; pl. II, 5); w obrębie warstewek kwarcytowych i kwarcowo-skalenio- wych pojawiają się rzadziej. Wydaje się, że i one tworzyły się w dwóch etapach. Drobniejsze, często zaokrąglone osobniki (fig. 4A, C; pl. I, 6; pl. II, 5) oraz kryształy szkieletowe, rozwinięte na dużych blaszkach biotyty i rzadziej muskowitu (fig. 4D, E), pojawiły się przypuszczalnie jeszcze przed intruzją granitoidową. Powstanie bardzo dużych, automorficznych kryształów tlenków Fe i Ti (fig. 4E; pl. I, 5), zawierających liczne wrostki lyszczyków, kwarcu (niekiedy z wrostkowym fibrolitem) i skalenia potasowego, spo-

wodowane było przypuszczalnie rekryształizacją kryształów szkieletowych w obrębie biotyty.

W dwóch generacjach występuje również akcesoryczny, zielony turmalin. Mniejsze, owalne bądź nieregularne, wydłużone osobniki tego minerału, o pleochroizmie w barwach od żółtawozielonkawej, niemal bezbarwnej, do intensywnie ciemnozielonej, biorące udział w budowie lamin sylimanitowych, są niewątpliwie starsze od kilkunastokrotnie przewyższających je rozmiarami, automorficznych kryształów tego minerału (o schemacie barw pleochroicznych: ϵ – żółtobrunatnawy, z lekkim różowawym odcieniem, ω – zielony, z lekko niebieskawym odcieniem), pojawiających się w łupkach z odsłoneń najbliższych kontaktu z granitem.

Występowanie andaluzytu jest ograniczone do kilku próbek ze stoków i szczytu Wyżnej oraz ze szczytu Mlecznika. Mineral ten występuje najczęściej w obrębie agregatów muskowitowych (pl. II, 7). Wydaje się, że jest on jednym z najmłodszych składników mineralnych, aczkolwiek starszym od skalenia potasowego i przynajmniej częściowo mógł powstać kosztem włóknistego sylimanitu (pl. II, 8).

CHEMIZM I POCHODZENIE SKAŁ WYJŚCIOWYCH

W dotychczas opublikowanej literaturze, dotyczącej regionu Strzelina, zaznacza się pewne różnicowanie poglądów co do genezy omawianych łupków z sillimanitem. Część autorów wiąże ich powstanie z termicznym (Nowakowski za Olszyńskim 1972b), czy też metasomatycznym (Bereś 1969) oddziaływaniem magmy granitoidowej na skały osłony; inni uważają, że powstały one w czasie metamorfizmu regionalnego ilasto-piaszczysto-mułowcowych osadów geosynklinalnych, towarzyszącego ruchom proterozoicznym (Oberc 1966, 1968, 1972, 1975) czy też proterozoiczno-kaledońskim (Wójcik 1968).

Objęte badaniami łupki wykazują znaczne różnicowanie składu mineralnego (tab. 2), przejawiające się makroskopowo występowaniem warstw jasnych (kwarcyty, kwarcyty sillimanitowe, łupki kwarcowo-skalenio- we i kwarcowo-muskowitowe), przewarstwionych ciemniejszymi laminami wzbogaconymi w biotyt i sillimanit, kwarc z rozproszonym grafitem, turmalin i tlenki żelaza. Fakt występowania warstw jasnych, przewarstwionych laminami zbudowanymi z ciemniejszego materiału, był, jak się zdaje, jedną z głównych przyczyn przypisywania omawianym skałom iniekcyjnej ge-

nezy (Behr 1919, 1921). W świetle przeprowadzonych obecnie badań wydaje się, że owa alternacja materiału jasnego i ciemnego bierze początek w zmienności pierwotnego składu osadów, a częściowo wywołana została późniejszymi procesami metamorficznymi.

Dla badanych łupków lyszczykowo-syllimanitowo-kwarcytowych i kwarcytów jedną z najważniejszych cech jest występowanie skalenia potasowego, a obecność albitu w zasadzie ogranicza się do pertytów w ortoklazie. Pojawienie się skalenia potasowego w dwóch postaciach: interstycjalnej i poikiloblastycznej, Bereś (1969) wiązał z feldspatyzacją mikroklinową, spowodowaną emanacjami magmowymi, nieznacznie wyprzedzającymi czy też następującymi krótko po intruzji granitoidów Gromnika. Autor ten równocześnie podkreślił zupełny brak oznak feldspatyzacji plagioklazowej w omawianych skałach.

Jednakże przyjęcie metasomatozy potasowej, związanej z intruzją granitoidową, jako jedynej źródła wzbogacenia w potas, nie tłumaczy niewątpliwie obecności skalenia już w najwcześniejszych fazach rozwojowych omawianych skał, a także ich wyraźnej koncentracji w obrębie poszczegól-

gólnych warstewek, oddzielonych kilkudecymetrowymi pakietami lamin zupełnie pozbawionych tych minerałów. Bardziej prawdopodobne wydaje się przyjęcie obecności potasu już w pierwotnych osadach. Przypuszczenie to potwierdza charakterystyczna forma występowania skalenia potasowego I generacji. Skaleń ten pojawia się w postaci bardzo wąskich rąbków, wypełniających przestrzenie interstycjalne pomiędzy wyraźnie zaokrąglonymi, drobnymi ziarnami kwarcu. Nieodparcie nasuwa się myśl o detrytycznym pochodzeniu tych ziarn kwarcowych i o powstaniu skalenia w wyniku rekrystalizacji przypuszczalnie ilastego pierwotnie spoiwa.

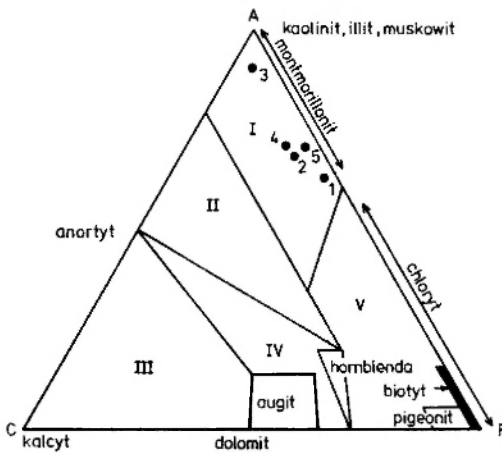


Fig. 5

Położenie punktów projekcyjnych łupków łyszczykowo-syllimanitowo-kwarcytowych (1-5 według tabeli 1) na trójkącie ACF według Fyfe'a, Turnera, Verhoogena (1958), z uwzględnieniem podziału skał metamorficznych na pięć wielkich klas chemicznych (według Williamsa, Turnera, Gilberta 1955): I – pochodne osadów pelitycznych, bogatych w Al ilowców, łupków i mułowców; II – pochodne skał kwarcowo-skalenioowych, piaskowców i kwaśnych skał magmowych; III – pochodne osadów wapiennych, wapieni i dolomitów, z domieszką kwarcu i minerałów ilastych; IV – pochodne zasadowych skał magmowych, ich tufów i osadów tufogenicznych, z domieszką osadów marglistych bogatych w Ca, Al, Mg, Fe; V – pochodne ultrazasadowych skał magmowych, skał serpentynitowych i chlorytowych oraz osadów wzbogaconych w Mg i Fe

Location of projection points of mica-sillimanite-quartzitic schists (1-5 according to table 1) on ACF triangle (Fyfe, Turner, Verhoogen 1958). The division of metamorphic rocks into main five chemical classes (Williams, Turner, Gilbert 1955) is also taken into account: I – derivatives from pelitic sediments, Al-rich claystones, shales, and siltstones; II – derivatives from quartz-feldspar rocks, sandstones, and acid igneous rocks; III – derivatives from carbonate sediments, limestones and dolomites, with an admixture of quartz and clay minerals; IV – derivatives from basic igneous rocks, and their tuffs, with admixture of marly sediments rich in Ca, Al, Mg, and Fe; V – derivatives from ultrabasic igneous rocks, serpentinites, and chloritic rocks, as well as sediments enriched in Mg and Fe

Charakterystyczna forma występowania skalenia potasowego I generacji przekreśla również możliwość wyprowadzenia obfitujących weń odmian łupkowych i kwarcytowych z osadów arkozyowych.

Na trójkącie ACF (fig. 5), na którym dokonano podziału skał metamorficznych pod względem chemizmu na pięć wielkich grup, punkty projekcyjne uzyskane z analiz chemicznych omawianych skał (tab. 1) wpadają w pole klasy I – skał pelitycznych, grupującej pochodne bogatych w glin osadów pelitycznych.

Z porównania położenia punktów 1-5 na trójkącie ACF (fig. 5) z trójkątem ACF Winklera (1974, s. 45) wynika, że punkty projekcyjne omawianych łupków ułożyłyby się w pobliżu pola IA, reprezentującego również ility i łupki szczególnie bogate w glin.

Przy założeniu izochemicznych zmian mineralnych w trakcie metamorfizmu regionalnego, porównanie składu chemicznego łupków łyszczykowo-syllimanitowo-kwarcytowych (zwłaszcza analizy 1, 2 i 5, tab. 1) ze średnim składem chemicznym reprezentatywnej skały pelitycznej Shawa (1956) również wykazuje daleko idącą zbieżność, oprócz zwykłego zubożenia w H_2O i CO_2 . Wyraźnie natomiast wyższy jest stosunek $K_2O : Na_2O$ i $MgO : CaO$. Uderzająca jest również wysoka zawartość Fe^{++} , Fe^{+++} i tytanu.

Wzbogacenie osadów pelitycznych w potas zazwyczaj odbywa się przez sorpcję (Shaw 1956); koloidalne i drobnokrystaliczne minerały ilaste wybiórczo adsorbują kationy metali o niskich potencjałach jonowych: $Li > K > Na$, $Mg > Ca$ i $Ba > Sr$. Zdaniem cytowanego autora sorpcja jest jedynym czynnikiem wpływającym na występowanie tych kationów w minerałach ilastych normalnych skał pelitycznych. Poprzez sorpcję następuje również wprowadzenie rozpuszczonych w wodzie morskiej anionów BO_3^{3-} do roztworów interstycjalnych, a później do sieci krystalicznej glinokrzemianów, dzięki czemu możliwa jest krystalizacja turmalinu już w osadzie (Frondele, Collette 1957).

Wydaje się, że sorpcja nie mogła być jedynym źródłem wzbogacenia w potas osadów, które dały początek omawianym łupkom, a zwłaszcza nie mogła wpłynąć na wytworzenie się tak wielkiej przewagi jonów tego metalu nad jonami Na i Ca. Owa wyraźna ilościowa dominacja potasu nad zawartością sodu i wapnia, zaznaczająca się w poszczególnych warstwach łupków łyszczykowo-syllimanitowo-kwarcytowych, powoduje, iż na trójkącie Or-Ab-An (fig. 6) punkty projekcyjne wy-

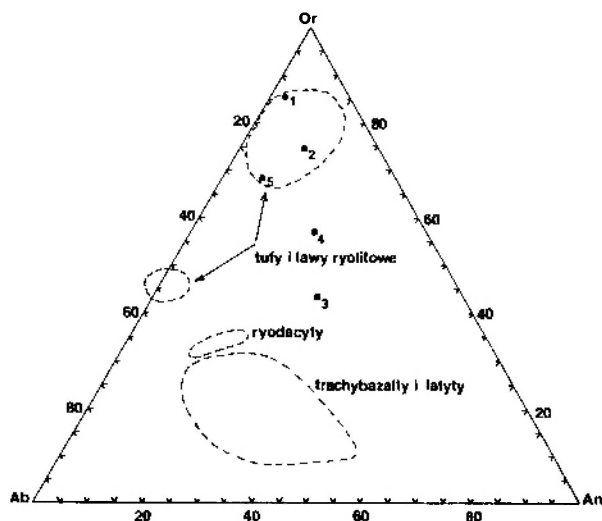


Fig. 6

Położenie punktów projekcyjnych wyliczonych z analiz chemicznych łupków łyszczykowo-syllimanitowo-kwarcytowych i kwarcytów (tab. 1) na wykresie Or-Ab-An, przytoczonym za Nowakowskim (1968)

Location of projection points calculated from chemical analyses of mica-sillimanite-quartzitic schists and quartzites (tab. 1) in the Or-Ab-An diagram cited after Nowakowski (1968)

liczone z analiz chemicznych 1, 2 i 5 (tab. 1) wpadają w pole alkalicznych odmian ryolitów lub ich tufów.

Jeżeli założenie o izochemicznych przemianach mineralnych jest słuszne, a w przypadku przyjęcia metamorfizmu regionalnego jako głównego czynnika wpływającego na ewolucję omawianych skał wydaje się ono w pewnym stopniu usprawiedliwione, można z dużą dozą prawdopodobieństwa przypuszczać, że początek dzisiaj obserwowanym skałom dały morskie osady ilasto-piaszczysto-mułowcowe, z illitem jako dominującym minerałem ilastym. Nie można jednak wykluczyć z całą pewnością, że osady te w pewnych poziomach nie mogły zostać wzbogacone domieszką popiołowych tufów, emitowanych z odległych przypuszczalnie i nie umiejscowionych bliżej w przestrzeni erupcji kwaśnych skał wulkanicznych. Przy rozważaniu hipotetycznej genezy skał wyjściowych dla omawianych łupków nie można jed-

nakże pominąć faktu, iż w odmianach wykazujących największą procentową zawartość skaleni potasowych ilość SiO_2 nie może w pełni odpowiadać pierwotnej zawartości krzemionki w utworach piroklastycznych. Obecność drobnych, wyraźnie obtoczonych ziarenek kwarcowych dowodzi bowiem, że wzbogaceni w kwarc musiały one ulec już w miejscu depozycji.

Przyjęcie założenia o częściowo przynajmniej tufogenicznym pochodzeniu łupków łyszczykowo-syllimanitowo-kwarcowych nie wydaje się zupełnie bezpodstawne, zważywszy, że w sąsiednim obszarze niemczańsko-kamienieckim, z którym niekiedy korelowano starszy kompleks metamorficzny masywu Strzelina, przejawy kwaśnego wulkanizmu podmorskiego zostały rozpoznane i udokumentowane (Dziedzicowa 1973, 1974).

Przyjęcie założenia, że wzbogacenie w potas (i w konsekwencji w skałach potasowych) omawianych skał jest związane z ich powstaniem, przynajmniej częściowo, kosztem skał tufogenicznych, pozwala równocześnie na wytłumaczenie pojawiającego się w całej serii łupków z sillimanitem okruszczenia tlenkami Fe i Ti na gruncie teorii ekshalacyjno-sedymentacyjnej genezy rud żelaza Oftedahla (1958). Taką genezę polimetalicznej mineralizacji w metamorfiku niemczańsko-kamienieckim przyjęli Dziedzic i Chowaniec (1974).

Wyprowadzenie omawianych skał z terrygeniczo-tufitowych osadów, wzbogaconych już pierwotnie w pochodzące z tego samego (aczkolwiek odległego i bliżej nie zidentyfikowanego) źródła wulkanicznego związku K, Fe, Ti i B, tłumaczy ich stosunkowo wysoką zawartość Al_2O_3 . Należy wspomnieć, że w klasycznych, starych formacjach żelazonośnych zawartość glinki jest na ogół niewielka (Eichler 1976) i tylko w rzadkich wypadkach w złożach typu Lahn-Dill może przekroczyć kilkanaście procent, aczkolwiek i wówczas wzbogacenie w Al_2O_3 z reguły następuje epigenetycznie (Quade 1976). W przypadku łupków łyszczykowo-syllimanitowo-kwarcytowych obfitość glinki w owym mieszanym, pierwotnym osadzie należałoby łączyć z materiałem dostarczonym z obszarów lądowych.

ZJAWISKA METAMORFIZMU

Obfitujące w glinę, potas, związki żelaza i tytanu osady ilasto-piaszczysto-mułowcowe, wzbogacone też niewielką domieszką wytrąconego z wody morskiej boru, uległy kilkietapowym przemianom metamorficznym. W czasie głównego metamorfizmu o charakterze regionalnym

zrekrytalizowały niemal wszystkie główne minerały metamorficzne, przy czym zaznaczyło się pewne przesunięcie w czasie maksimum nasilenia rekrytalizacji poszczególnych składników. Szczególnie zawile stosunki wzajemne trzech najważniejszych skałotwórczo (obok kwarcu) minerałów:

biotytu, syllimanitu i ortoklazu, nie pozwalają na ścisłe i jednoznaczne określenie ich wzajemnej sekwencji. Sporo kłopotu nastęcza np. określenie, kosztem jakich minerałów krystalizował syllimanit I. Obserwacje zdają się wskazywać, że mógł on powstać, przynajmniej częściowo, kosztem biotytu.

W omawianych skałach powszechnie spotyka się drobne blaszki ciemnej miki, o zatartych granicach, z wrostkami igiełkowatego syllimanitu. Niektóre z igieł wystają poza granice blaszek i wchodzą w sąsiednie ziarna kwarcu. W centralnych partiach skupień fibrolitowych spotyka się czasami wydłużone pasemka, wykazujące brunatnawe zabarwienie, a nawet pleochroizm. Pojedyncze blaszki biotytu ulegają czasami przy brzegach rozszczepieniu na szereg włókienek przypominających fibrolit. Przypuszczenie, że syllimanit powstał kosztem biotytu dodatkowo potwierdza występowanie drobnych grudek tlenków Fe w obrębie skupień fibrolitowych (pl. II, 5), które można w tym ujęciu interpretować jako uboczne produkty syllimanitacji biotytu.

Proces powstawania syllimanitu kosztem biotytu jest powszechnie znany (np. Tozer 1955). Mason (1978) zwraca uwagę na łatwość nukleacji drobnych kryształów syllimanitu przy granicach blaszek biotytowych, dzięki podobieństwu struktury krystalicznej obu tych minerałów, podkreślając jednocześnie, że minerały cechujące się łatwością nukleacji mogą również stosunkowo łatwo rosnąć metastabilnie.

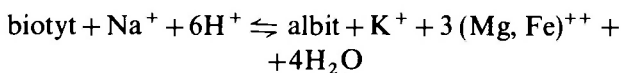
Podobną genezę syllimanitu przyjmował Štelcl (1952) w gnejsach Sudetów wschodnich, a Morawski (1973) – w gnejsach Gór Sowich.

Powstanie fibrolitu w metamorfiku Strzelina wcześniej wiązano z wpływem intruzji granitoidowej (Meister 1932; Borkowska 1959; Nowakowski 1971 za Olszyńskim 1972b). Odmienny pogląd wyraził Oberc (1966, 1975). Negując całkowicie wpływ metamorfizmu termicznego wyraził przypuszczenie, że syllimanit utworzył się kosztem biotytu w proterozoicznym metamorfizmie regionalnym.

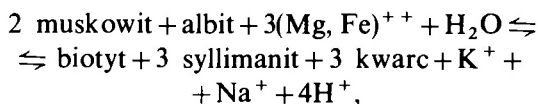
Przypuszczenie o powstaniu syllimanitu kosztem biotytu zdaje się podważać często obserwowane występowanie włókienek fibrolitowych, ułożonych w obrębie blaszek miki podobnie jak w najbliższym otoczeniu (tzn. zgodnie z laminami syllimanitowymi), a niekiedy lekko wygiętych.

Najbardziej prawdopodobne wydaje się jednak, że biotyt i syllimanit tworzą wzajemne przerosty, powstałe w reakcjach wymiany jonowej, zacho-

dzącej w fazie stałej. Według Carmichaela (1969) wymiana ta zachodzi w poszczególnych domenach skały zgodnie z reakcjami:



i

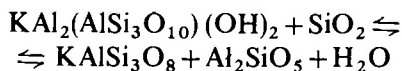


jeżeli stosunek Al/Si w biotycie i plagioklazie nie był identyczny. W drugiej z tych reakcji w miejscach muskowitzu i plagioklazu będą powstawać wzajemne przerosty biotytu i syllimanitu oraz kwarcu w stosunku objętościowym 2 : 2 : 1 (Carmichael 1969).

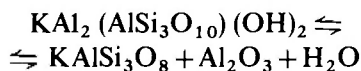
O nieco późniejszym w stosunku do ciemnej miki i syllimanitu powstaniu skalenia potasowego w obrębie omawianych skał świadczy występowanie wrostków obu tych minerałów w pewnych ziarnach ortoklazowych. Powierzchnie przekrojów tych skaleń przyprószone są brunatnymi nalotami, wyraźnie koncentrującymi się w szczelinach łupliwości. Wśród brunatnej, izotropowej substancji, wypełniającej szczeliny łupliwości skaleń, gdzieś można było natrafić na drobniutką łuseczkę anizotropowego minerału, rozbłyskującą interferencyjną barwą jasnej miki (pl. II, 2).

Opisane stosunki mineralne w omawianych skałach wskazują, że pierwsza faza przemian metamorficznych o charakterze regionalnym przebiegała w warunkach określonych pojawieniem się paragenezy: ortoklaz + syllimanit, a więc nieco powyżej izogrady (4a) K-skaleń + Al_2SiO_5 , rozporządzającej najwyższe stadium metamorfizmu Winklera (1970).

W skałach o składzie PG (metapelity, metapsamity → łupki, gnejsy; Winkler 1970) parageneza K-skaleń + Al_2SiO_5 pojawia się dzięki przypadkowi muskowitzu, zgodnie z reakcjami dehydratacji:



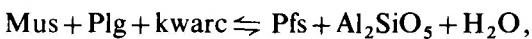
przy nadmiarze kwarcu i



przy niedomiarze krzemionki. Warunki równowagi dla tych reakcji podaje figura 7 za Masonem (1978).

Pierwotne osady, które w wyniku przemian metamorficznych dały początek omawianym łup-

kom i kwarcytom, musiały zawierać w swoim składzie chemicznym pewną niewielką, zwłaszcza w stosunku do udziału potasu, domieszkę Na_2O i CaO (tab. 1). Domieszki te wskazują na obecność niewielkiej ilości paragonitu i margarytu w osadzie, powstałych z przekształcenia pierwotnych minerałów ilastych zarówno pochodzenia lądowego, jak i utworzonych w wyniku wietrzenia rozpylonego szkliwa, dostarczonego w formie popiołów wulkanicznych. Zarówno paragonit jak i margaryt w obecności kwarcu ulegają dehydratacji, w wyniku której powstaje jedna z polimorficznych odmian Al_2SiO_5 i odpowiednia domieszka albitowej i anortytowej składowej w skałeniu potasowym, zgodnie z reakcją:



gdzie:

Mus – biała potasowa mika (roztwór stały: Ms-Pa, Ms-Ma czy Ms-Pa-Ma);

Plg – trójskładnikowa faza plagioklazu (roztwór stały Or-Ab-An);

Pfs – trójskładnikowa faza skalenia potasowego (roztwór stały Or-Ab-An).

Te niewielkie domieszki CaO i Na_2O w skałeniu potasowym powodują pewne, aczkolwiek nieznaczne, przemieszczenia krzywej reakcji dehydratacji muskowitu w polu $T-P$ (Thompson, Tracy 1979).

Winkler (1970) wyróżnia dwa warianty izogrody K-skałen + Al_2SiO_5 . W przypadku łupków łyszczykowo-syllimanitowo-kwarcytowych i kwarcytów będzie to izograda 4a, gdyż istnieją przesłanki świadczące o obecności pierwotnego muskowitu w skałach, a zatem reakcja zachodzić powinna przy ciśnieniach $P_{\text{H}_2\text{O}}$ niższych od 4–3,5 Kb (Winkler 1970). Na niższe ciśnienia wskazuje również fakt, że utworzoną wówczas modyfikacją polimorficzną Al_2SiO_5 jest syllimanit, a nie dysten (fig. 7). Paragenezę mineralną charakterystyczną

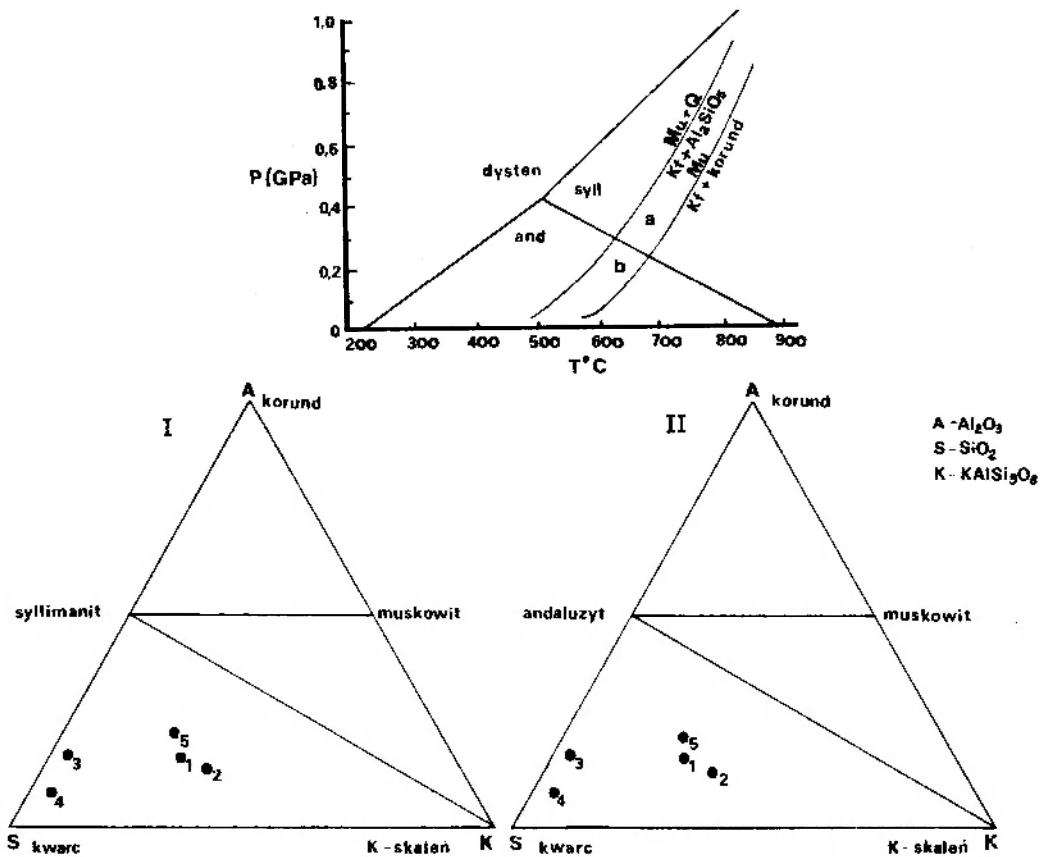


Fig. 7

Warunki równowagi trzech polimorficznych modyfikacji krzemianu Al_2SiO_5 (Richardson 1969) oraz reakcji rozpadu muskowitu przy nadmiarze i przy niedomiarze krzemionki (Turner 1968) w polu zmienności ciśnienia i temperatury według Masona (1978). Trójkąty AKS ukazują paragenezę mineralną w łupkach łyszczykowo-syllimanitowo-kwarcytowych, związane genetycznie z wpływem metamorfizmu regionalnego (I) i kontaktowego (II). Odpowiadają one polom *a* i *b* z wykresu $P-T$

Equilibrium conditions for three polymorphic modifications of Al_2SiO_5 (Richardson 1969) and for muscovite decomposition reaction at an excess and a deficit of SiO_2 (Turner 1968) in the $P-T$ variability field (after Mason 1978). The AKS triangles show mineral parageneses in mica-sillimanite-quartzitic schists that resulted from regional (I) and contact (II) metamorphism; these correspond to fields *a* and *b* on the $P-T$ diagram

dla pierwszej fazy metamorfizmu w łupkach lyszczykowo-syllimanitowo-kwarcytowych i kwarcytach prezentuje trójkąt ASK, odpowiadający polu *b* z figury 7 (wg Masona 1978).

Temperatura równowagi reakcji rozpadu muskowitu wynosi 580°C przy ciśnieniu 1000 barów. Ze wzrostem ciśnienia o około 1 Kb temperatura równowagi podnosi się mniej więcej o około 30°C. Maksymalna temperatura, przy której muskowit może istnieć w obecności SiO₂, wynosi 725°C przy 5 Kb ciśnienia (Winkler 1970).

W warunkach średniociśnieniowego metamorfizmu (2–4 Kb) reakcja definiująca izogradę K-skaleń-syllimanit przebiega w temperaturze 610–630°C (przy 3 Kb, α H₂O = 1), zależnie od zawartości Na₂O i CaO w składzie chemicznym skały. Całkowita natomiast eliminacja muskowitu w wyniku dehydratacji w tym zakresie ciśnień zachodzi przy ~ 640°C, przed rozpoczęciem wytwarzania anatektycznego stopu, zaczynającym się w temperaturze ~ 660°C. Jedynie w przypadku, gdy uwolniona w wyniku rozpadu muskowitu ilość wody jest zbyt mała do nasycenia fazy ciekłej powstającej w czasie upłynniania skały, w reakcje dehydratacji-stapiania włączony zostaje biotyt i w rezultacie powstają typowe, zupełnie pozabawione muskowitu migmatyty (Thompson, Tracy 1979).

Omawiane łupki i kwarcyty zawierają w swoim składzie mineralnym sporą ilość muskowitu (tab. 2). Trudno w chwili obecnej rozstrzygnąć, w jakim procencie minerał ten uległ rozpadowi w czasie pierwszej fazy metamorfizmu. Współwystępowanie muskowitu z polimorficzną odmianą Al₂SiO₅ i skaleniem potasowym jest znane w literaturze (Evans, Guidotti 1966; Guidotti 1966; Cipriani, Sassi, Scolari 1971), a zatem reakcja izogrody K-skaleń + Al₂SiO₅ nie musi pociągać za sobą całkowitego rozpadu muskowitu.

Większość muskowitu uczestniczącego w budowie łupków lyszczykowo-syllimanitowo-kwarcytowych i kwarcytów stanowi niewątpliwie po-syllimanitowy fibromuskowit. Jego powstanie może wskazywać na pewną retrogresję w warunkach *P–T* po głównej fazie metamorfizmu regionalnego. Jednakże w omawianych skałach obserwuje się również gruboblaszkowy muskowit, tworzący niekiedy równoległe zrosty z biotytem budującym laminy równoległe do płaszczyzn foliacji skały. Być może zrekrystalizował on kosztem fibromuskowitu.

W późniejszym okresie w omawianych skałach zaznaczył się wzrost temperatury, związany z intruzją granitoidową. Przejawił się on zarówno

w północnym (region Wyżnej-Borowej), jak i w południowym (region Nowoleskiej Kopy-Mlecznika) obszarze występowania omawianych łupków i kwarcytów. W okresie tym zrekrystalizował pryzmatyczny syllimanit II generacji, duże, automorficzne kryształy turmalinu II, powstał również andaluzyt. Jako ostatni w tym etapie utworzył się skałen potasowy najmłodszej generacji – mikropertyt ortoklazowy, lokalnie przechodzący w formę pośrednią do mikroklinu i tworzący przerosty pismowe z kwarcem. Zamyka on jako wrostki w swoim wnętrzu zarówno turmalin II, jak i syllimanit II i andaluzyt.

Współwystępowanie obu odmian Al₂SiO₅: syllimanitu i andaluzytu, jest szeroko znane i najczęściej tłumaczone oscylacją warunków *P–T* wzdłuż linii równowagi syllimanit/andaluzyt (Hietanen 1956; Rumble 1973), względnie dostrzega się w ich współwystępowaniu ślad przemian metamorficznych w czasie, uwarunkowany zmianami ciśnienia, polimetamorfizmem, metastabilnością odmian polimorficznych, czy też zmianą chemizmu roztworów intergranularnych (Suk 1979).

W omawianych łupkach część andaluzytu mogła powstać kosztem fibrolitu (pl. II, 8). Tę odmianę Al₂SiO₅ spotyka się również w otoczeniu kwarcu w sąsiedztwie syllimanitu (pl. II, 6), najczęściej jednakże obserwuje się andaluzyt w obrębie agregatów muskowitu (pl. II, 7).

Carmichael (1969) sugeruje, że przejście dystenu w syllimanit może odbywać się nie wskutek bezpośredniej nukleacji, lecz za pośrednictwem muskowitu, poprzez cykliczne reakcje, w których biała mika jest fazą przejściową. Glen (1979) opisuje reakcję przechodzenia andaluzytu w syllimanit w warunkach cyklicznej reakcji włączającej jako fazę pośrednią drobnoziarnisty „serycyt”.

Wydaje się, że w omawianych łupkach mogła zachodzić podobna reakcja: syllimanit → fibromuskowit → andaluzyt (+ pryzmatyczny syllimanit).

Ponieważ ze wzrostem temperatury muskowit pozbywa się domieszki paragonitu, zbliżając się do składu Ms_{93,5}Pa_{6,5} (Evans, Guidotti 1966), z sieci krystalicznej lyszczyku uwolniony zostaje Na, wchodzący najczęściej w strukturę plagioklaz (Cipriani *et al.* 1971). Z uwolnieniem sodu z sieci krystalicznej muskowitu można by łączyć rozwój pertytów w neogenicznym skaleniu potasowym, powstałym w omawianych łupkach lyszczykowo-syllimanitowo-kwarcytowych i kwarcytach w wyniku oddziaływania intruzji granitoidowej.

ROZWÓJ STRUKTURALNY, SEKWENCJA ZJAWISK DEFORMACJI I REKRYSZTALIZACJI

Łupki łuszczkowo-syllimanitowo-kwarcytowe i kwarcyty magnetytonośne przeszły paroetapowy rozwój strukturalny. Zarejestrowane w tych skałach struktury tektoniczne, jak się zdaje, wskazują na trzy etapy deformacji. Fałdy, lineacje i powierzchnie związane z pierwszym etapem (D_1 – generacja Mlecznika–Romanowa) oznaczono symbolami F_1, L_1, S_1 . Struktury związane z drugim etapem (D_2 – generacja Borowej) – odpowiednio F_2, L_2, S_2 , a struktury trzeciego etapu (D_3 – generacja Skalic) – F_3, L_3, S_3 .

ETAP D_1 – GENERACJA MLECZNIKA-ROMANOWA

Foliacja krystaliczna S_1 , wyrażona w skali mezo- i mikroskopowej kierunkowym ułożeniem minerałów blaszkowych i wydłużonych osobników kwarcu, jest w skali regionu jedyną penetratywną powierzchnią planarną. Foliacja ta jest z reguły mimetyczna względem pierwotnych granic litologicznych S_0 .

Powierzchnie osiowe fałdów izoklinalnych, zachowanych reliktywnie w postaci izolowanych stref przegubowych, są zawsze zgodne z orientacją foliacji krystalizacyjnej S_1 , wykształconej w otaczających niekompetentnych łupkach (fig. 8–10). Fałdy te zostały uznane przez autorów za najstarsze struktury występujące w omawianym kompleksie (F_1). Izolowane fragmenty stref przegubowych i oderwane fragmenty skrzydeł fałdów F_1 budują warstewki kwarcowe (pl. I, 1–4, 6), zawierające też w swoim składzie pojedyncze interstycjalne skalenie potasowe (bez wrostków syllimanitu), przewarstwione podrzędnymi laminkami

310°

130°



Fig. 8

Relikt izoklinalnego fałdu śródfoliacyjnego w kwarcycie. Foliacja S_1 w otaczającym łupku łuszczkowym przebiega zgodnie z powierzchnią osiową fałdu. Nieczynny kamieniołom na S od wzgórza Mlecznik

Relic of an isoclinal, intrafolial fold in quartzites. Foliation S_1 , which developed in enclosing mica schists, is parallel to the fold axial surface. Abandoned quarry south of Mlecznik Hill

drobnohuseczkowego biotyту I generacji. Izoklinalne fałdy, zachowane reliktywnie w zespołach o znacznej kompetencji (kwarcyty, łupki kwarcytowe), są wiekowym odpowiednikiem foliacji wykształconej zgodnie z ich powierzchniami osiowymi w sąsiadującym materiale niekompetentnym

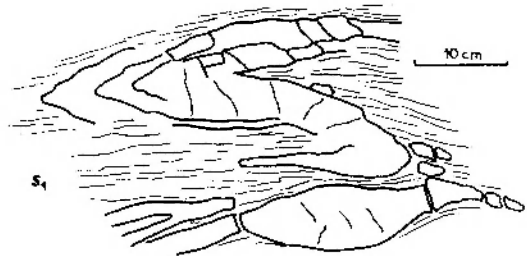


Fig. 9

Izoklinalny fałd śródfoliacyjny w lamie kwarcytowej, otoczonej przez cienkolaminowany łupek łuszczkowo-syllimanitowy. Odślonięcie przy drodze Romanów–Miłocice

Isoclinal, intrafolial fold in a quartzitic lamina enclosed within thinly laminated mica-sillimanite schist. Outcrop near the road from Romanów to Miłocice

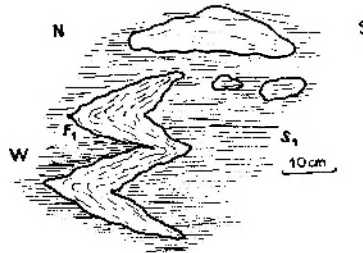


Fig. 10

Relikty izoklinalnych fałdów śródfoliacyjnych w gnejsie syllimanitowym. W otaczającym łupku łuszczkowo-syllimanitowym widoczna tylko foliacja krystalizacyjna S_1 . Odślonięcie na SW stoku Mlecznika

Relics of isoclinal, intrafolial folds in sillimanite gneiss. In the enclosing mica-sillimanite schists the only visible tectonic structure is crystallization foliation S_1 . Outcrop on the SW slope of Mlecznik hill

(łupki łuszczkowe). Tak więc w łupkach łuszczkowo-syllimanitowo-kwarcytowych obserwowana powszechnie foliacja krystalizacyjna nie jest pierwszą powierzchnią anizotropii w skale (S_0) lecz strukturą planarną pochodzenia tektonicznego, związaną z pierwszą regionalną deformacją.

W licznych skałkach rozrzuconych w lesie po północnej stronie szosy Romanów–Miłocice stwierdzono obecność struktur o kształcie litery S i fałdów translacyjnych. Formy te powstały w obrębie wydłużonych soczewek kwarcowych w wyniku laminarnego ruchu, zachodzącego wzdłuż powierzch-

ni foliacji krystalizacyjnej S_1 . W zależności od lokalnej amplitudy translacji obserwuje się różne formy od esowato wygiętych soczewek (fig. 11) do ściśniętych fałdów o powierzchniach osiowych prawie zgodnych z foliacją w otaczającym łupku. Osie tych struktur charakteryzują się większą dyspersją niż genetycznie związany z nimi kliważ (diagram, fig. 12).

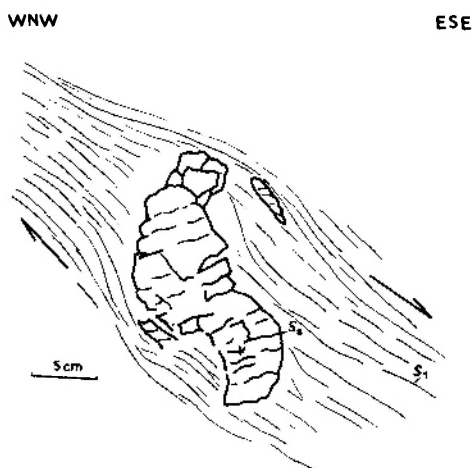


Fig. 11

Esowato wygięta soczewka kwarcu, z wyraźnym systemem spękań (S_2). Struktura powstała w wyniku przesunięć wzdłuż powierzchni S_1 . Względny kierunek laminarnego ruchu zaznaczony strzałkami. Odślonienie obok leśniczówki w Romanowie

S-shaped, bent quartz lense with a distinct fracture system (S_2). The structure resulted from slip movements along S_1 surfaces. Sense of laminar movement is marked with arrows. Outcrop near forester's cottage in Romanów

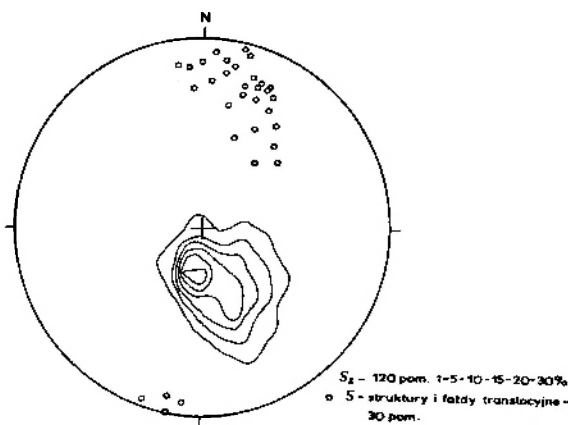


Fig. 12

Diagram orientacji struktur esowatych i osi fałdów translacyjnych oraz biegunów ich powierzchni osiowych w łupkach łyszczykowo-syllimanitowo-kwarcytowych i kwarcytach okolicy Romanowa

Orientation diagram of the axes of S-shaped structures and shear folds in mica-sillimanite-quartzitic schists and quartzites of the vicinity of Romanów

Synchronicznie z tworzeniem I generacji fałdów na powierzchniach równoległych do płaszczyzn osiowych S_1 wykrystalizowały wszystkie główne minerały skałotwórcze omawianych skał. Proces ten zachodził w warunkach głębokiego metamorfizmu, zbliżonych do początków anatektycznego upłynniania skał. W tym pierwszym i zarazem głównym etapie metamorfizmu regionalnego, towarzyszącego pierwszemu etapowi deformacji, prawdopodobnie kosztem minerałów ilastych, być może już przekształconych w łyszczyki, wykrystalizował skałen potasowy i fibrolit, a także grubiej blaszkowy biotyt i tworzący równoległe z nim zrosty muskowit. Z okresem tym związana też była kierunkowa rekrytalizacja kwarcu, tworzyła się pierwsza generacja tlenków Fe i Ti, a w obrębie lamin syllimanitowych krystalizował turmalin I.

Tworzeniu fałdów I generacji towarzyszyły lokalnie silne ruchy w strefach maksymalnego ściskania (zones of maximum shear – Whitten 1966) równoległych do S_1 , powodujące przerwanie lateralnej ciągłości lamin ujętych w struktury F_1 .

Po tej głównej fazie metamorfizmu w łupkach łyszczykowo-syllimanitowo-kwarcytowych zaznaczyła się pewnego rodzaju retrogresja w warunkach ciśnień i temperatur. Przejawiła się ona powstaniem po-syllimanitowego fibromuskowitu w skałach okolic Romanowa, przypuszczalnie z tym etapem wiąże się też rozpad stałych rozтворów tlenków Fe i Ti.

ETAP D_2 – GENERACJA BOROWEJ

Utworzone w pierwszym etapie laminy kwarcowe, kwarcowo-skałeniowe, syllimanitowe, biotytowe i syllimanitowo-łyszczykowe, czasem okruszczone tlenkami Fe i Ti, zostały sfałdowane w II etapie deformacji.

Fałdy drugiej generacji często zbliżone są stylem i geometrią do fałdów F_1 . Jak wynika z dotychczas opublikowanych prac dotyczących rozwoju strukturalnego różnych regionów Sudetów, najważniejszym kryterium rozróżniania fałdów pierwszej i drugiej generacji jest superpozycja tych struktur. W skałach metamorficznej okrywy granitu strzebińskiego jest to jednak nader rzadkie zjawisko, dlatego w nielicznych wypadkach jako kryterium rozdzielania tych dwu generacji przyjęto nakładanie się mezofałdów F_2 na F_1 . W większości odślonień obserwuje się jedynie deformowanie foliacji S_1 przez fałdy F_2 . W tych wypadkach podstawą rozróżniania struktur F_1 i F_2 może być orientacja ich powierzchni osiowych.

Fałdy F_1 charakteryzują się dużą dyspersją osi, ale ich powierzchnie osiowe są zawsze zgodne z orientacją foliacji S_1 . Powierzchnie osiowe drugich fałdów natomiast pozostają zawsze pod dużymi kątami w stosunku do foliacji S_1 .

Geometria fałdów F_2 jest zależna od własności fałdowanej skały. Fałdy w masywnych domenach kwarcytowych i kwarcytowo-skaleniovych są zazwyczaj większe niż struktury w domenach niekompetentnych. Laminy kwarcytowe i kwarcowo-skaleniove otoczone przez cienko laminowane łupki mają tendencję do tworzenia ściśniętych, prawie izoklinalnych fałdów koncentrycznych (fig. 13). Krzywizna łuków wewnętrznych tych fałdów jest zawsze większa niż krzywizna łuków zewnętrznych. W zależności od stopnia rozbieżności izogon zapadu zaliczyć je można do klasy 1B i 1C Ramsaya (1967). Jednocześnie w otaczającym łupku rozwijają się fałdy symilarne z równoległymi (klasa 2 wg Ramsaya 1967) lub lekko zbieżnymi (klasa 3 wg Ramsaya 1967) izogonami zapadu. Konsekwencją takiego mechanizmu fałdowania jest pojawienie się fałdów dysharmicznych w domenach niekompetentnych (fig. 13). Pakiety skał kwarcytowych o stosunkowo dużej miąższości reagowały na deformację inaczej niż pojedyncze laminy kwarcytowe otoczone łupkami. W obrębie takich pakietów obserwuje się najczęściej fałdy F_2 wykształcone w postaci zmodyfikowanych fałdów symilarnych. W powierzchniach osiowych takich form rozwinął się kłiważ. Przykłady tego typu fałdów przedstawiono na figurze 14.

W rytmicznie cienko laminowanych domenach lyszczykowo-kwarcytowych rozwinęły się w etapie D_2 struktury krenulacyjne, w których średnica

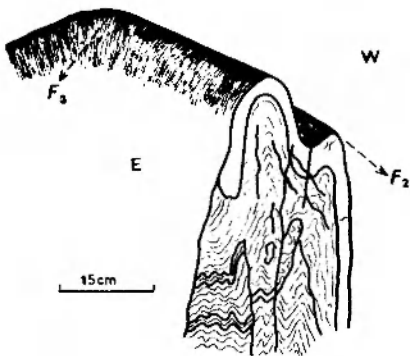


Fig. 13

Fałd generacji Borowej (F_2) z osią zdeformowaną przez fałd generacji Skalic (F_3). Skałki na wzgórzu Borowa

A fold of the Borowa generation (F_2), whose axis was deformed by a fold of the Skalice generation (F_3). Outcrop on Borowa hill

mikrolitonów wynosi najczęściej od 2 do 5 mm. Osie krenulacji są podobnie zorientowane jak osie pozostałych typów fałdów F_2 (fig. 15, 16).



Fig. 14

Fałdy i kłiważ generacji Borowej (F_2 i S_2). Odsłonięcie w rejonie wzgórza Borowa

Folds and axial-plane cleavage of the Borowa generation (F_2, S_2). Outcrop in the vicinity of Borowa hill

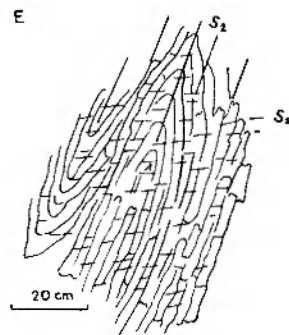


Fig. 15

Fałd generacji Borowej (F_2) w masywnym kwarcycie. Odsłonięcie obok leśniczówki w Romanowie

A fold of the Borowa generation (F_2) in massive quartzite. An outcrop near the forester's cottage in Romanów

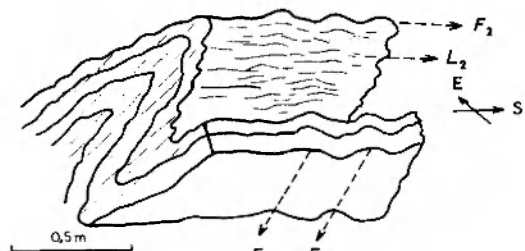


Fig. 16

Fałdy, kłiważ i lineacja generacji Borowej (F_2, S_2, L_2) w masywnym kwarcycie. Skrzydła fałdu F_2 i lineacja L_2 zdeformowane przez nałożone fałdy generacji Skalic (F_3). Próbkę ze starego kamieniołomu przy szosie Skalice-Jasienica

Folds, cleavage, and lineation of the Borowa generation (F_2, S_2, L_2) in massive quartzite. The limbs of fold F_2 and the lineation L_2 are deformed by superposed folds of the Skalice generation (F_3). A specimen from abandoned quarry near the road Skalice-Jasienica

Powierzchnie S_2 wykształcone są z reguły jako kliważ w powierzchniach osiowych drugich fałdów. Zgodnie z kliważem S_2 obserwuje się słabą rekrystalizację minerałów blaszkowych, a do wyjątków należy sytuacja, jaką przedstawiono na figurze 17, gdzie w laminie łuszczycowej doszło do zupełnego zatarcia foliacji S_1 przez nadzwyczaj silną rekrystalizację związaną z deformacją D_2 .

Lineacja związana z fałdami F_2 to głównie lineacja z przecięcia się kliważu osiowego S_2 z foliacją krystalizacyjną S_1 .

Na figurze 18 przedstawiono złożone formy fałdowe o genezie trudnej do jednoznacznego zinterpretowania. Z lewej strony rysunku widoczny jest ściśnięty fałd symilarny z kliważem osiowym, który na podstawie stylu oraz orientacji osi i powierzchni osiowej został zinterpretowany jako fałd generacji Borowej (F_2). Obok foliacja S_1 tworzy wielkopromienne fałdy asymetryczne. Osie struktur oraz kliważe osiowe mają taką samą orientację, co pozwala przypuszczać, że obydwie formy powstawały jednocześnie. Chociaż jednak ściśnię-

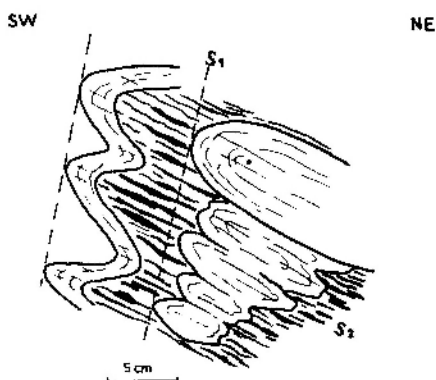


Fig. 17

Fałdy F_2 w kompetentnych laminach kwarcytowych i syngenetyczna foliacja krystalizacyjna S_2 w łupku łuszczycowo-syllimanitowym. Odsłonięcie w rejonie wzgórza Borowa

F_2 folds in competent quartzitic laminae and syngenetic crystallization-foliation S_2 in mica-sillimanite schist. Outcrop in the vicinity of Borowa hill

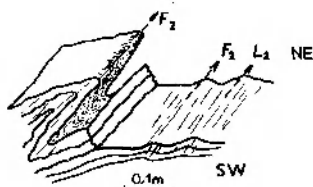


Fig. 18

Ściśnięty fałd symilarny i koaksjalne, asymetryczne fałdy wielkopromienne o jednakowo zorientowanym kliważu osiowym. Odsłonięcie na S od wzgórza Mlecznik

A tight, similar fold and gentle asymmetric, co-axial folds, all displaying the same orientation of their axial cleavages. Outcrop south of Mlecznik hill

ty fałd symilarny można uznać za strukturę F_2 , to wielkopromienne zafalowania są nietypowe dla drugiego etapu deformacji. Ponieważ przypadki współwystępowania form o identycznej orientacji, lecz o zupełnie różnym stylu, są często obserwowane w skałach metamorficznej osłony granitu strzeleńskiego, uważamy, że zjawisko to wymaga dalszych, bardziej szczegółowych badań. Będą one tym trudniejsze, że w regionie strzeleńskim, ze względu na znaczne przykrycie skał krystalicznych osadami trzecio- i czwartorzędowymi, obserwacje mezostruktur z konieczności prowadzi się wyrywkowo, a skąpy materiał z bardzo nielicznych odsłoneń nie pozwala na powiązanie mezoskopowych struktur tektonicznych z makrotektoniką.

W północnej części obszaru badań azymuty zapadu osi fałdów generacji Borowej rozrzucone są w polach $325-20^\circ/0-40^\circ$ i $145-200^\circ/0-40^\circ$, przy czym najwięcej pomiarów grupuje się w strefie $355-5^\circ/3-20^\circ$. Generalnie podobną orientację wykazuje lineacja L_2 , z tym że rozrzut azymutu i wartości kąta zapadu jest tu mniejszy niż w przypadku struktur fałdowych. Orientację fałdów F_2 i lineacji L_2 z obszaru północnego przedstawiono na figurze 19. Zaznaczono na nim również bieguny foliacji S_2 . Jak widać struktury S_2 wykształcone w powierzchniach osiowych drugich fałdów zapadają dość stromo (najczęściej $65-80^\circ$) ku ENE. Orientację struktur generacji Borowej z obszaru południowego przedstawia diagram na figurze 20. Osie fałdów i lineacja zapadają tu pod kątem $2-32^\circ$ ku S i SSE, a nieliczne po-

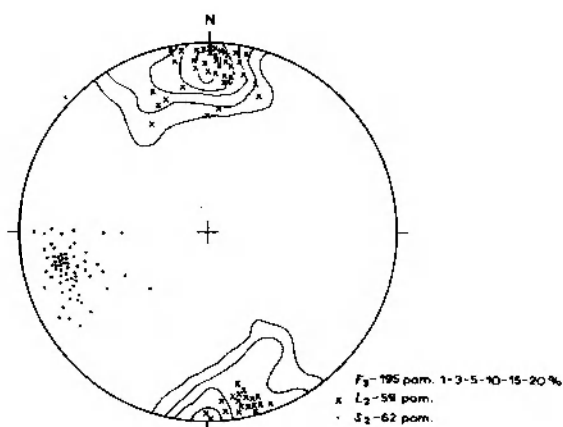


Fig. 19

Diagram orientacji osi fałdów F_2 , lineacji L_2 i biegunów płaszczyzn foliacji S_2 z obszaru położonego na N od elewacji Przeworna (rejon Wyżna-Borowa)

Orientation diagrams of F_2 fold axes, L_2 lineation, and S_2 foliation planes for the area north of the Przeworno elevation (vicinity of Wyżna and Borowa hills)

ETAP D_3 – GENERACJA SKALIC

W trzecim etapie deformacji powstały wielkopromienne fałdy z pionowymi, prawie pionowymi lub stromo nachylonymi powierzchniami osiowymi. W miejscach, gdzie fałdy F_3 deformują starsze struktury (fig. 13, 16) wydzielenie etapu D_3 nie stanowi większego problemu. Nakładanie się fałdów generacji Skalic na struktury generacji Borowej obserwuje się znacznie częściej niż superpozycję F_2 i F_1 . Istnieje jednakże wiele odsłoneń, gdzie obserwuje się jedynie deformowanie, penetratywnej w skali regionu badań, foliacji S_1 przez fałdy odpowiadające stylem i orientacją strukturom generacji Skalic (fig. 21). W powierzch-

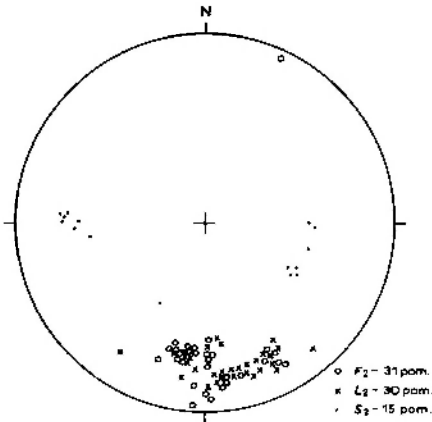


Fig. 20

Diagram orientacji osi fałdów F_2 , lineacji L_2 i biegunów płaszczyzn foliacji S_2 z obszaru położonego na S od elewacji Przeworna (rejon Nowoleska Kopa–Mlecznik). Foliacja S_2 uległa silnej reorientacji w trzeciej fazie deformacji

Orientation diagram of F_2 fold axes, L_2 lineation, and F_2 foliation planes for the area south of the Przeworno elevation (vicinity of Nowoleska Kopa and Mlecznik hills). The S_2 foliation was strongly reoriented during third stage of deformation

miary foliacji S_2 grupują się w dwóch strefach: $80-95^\circ/58-70^\circ$ i $270-300^\circ/55-65^\circ$.

W skali mikroskopowej obserwuje się związane z drugim etapem deformacji przejawy rekrytalizacji łyszczków oraz plastyczną deformację kwarcu (przypuszczalnie translacyjny ślizg na płaszczyznach bazalnych). Ukośnie do powierzchni S_1 , a mniej więcej równoległe do płaszczyzn S_2 ustawione są szczeliny łupliwości w większych blaszkach biotyту i muskowitu oraz granice stref fałlistego wygaszania w ziarnach zrekrystalizowanego w etapie D_1 kwarcu.

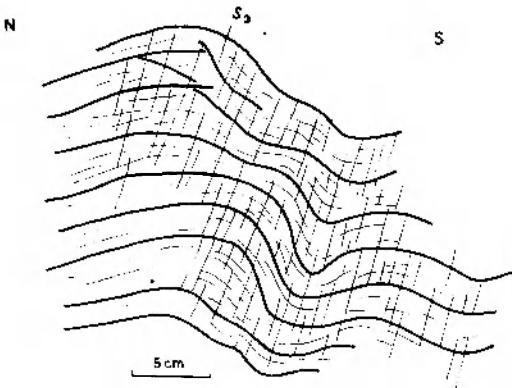


Fig. 21

Fałdy i kłiważ osiowy generacji Skalic w kwarcycie. Odsłonięcie w rejonie wzgórza Borowa

Folds and axial-plane cleavage of the Skalice generation in quartzite. Outcrop in the vicinity of Borowa hill

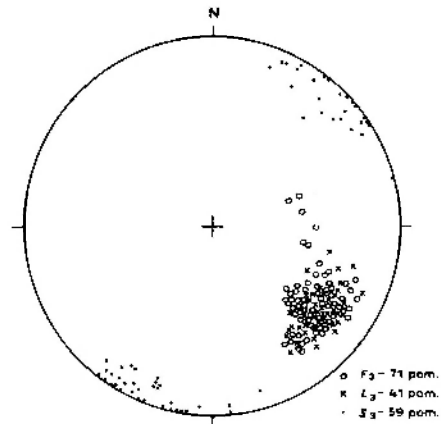


Fig. 22

Diagram orientacji osi fałdów F_3 , lineacji L_3 i biegunów powierzchni foliacji S_3 w obszarze położonym na N od elewacji Przeworna

Orientation diagram of F_3 fold axes, L_3 lineation, and S_3 foliation surfaces for the area north of the Przeworno elevation.

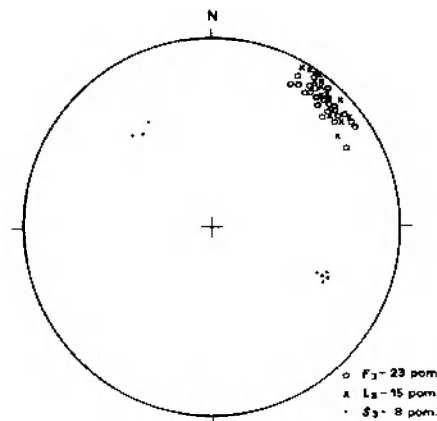


Fig. 23

Diagram orientacji osi fałdów F_3 , lineacji L_3 i biegunów powierzchni foliacji S_3 w obszarze położonym na S od elewacji Przeworna

Orientation diagram of F_3 fold axes, L_3 lineation, and S_3 foliation surfaces for the area south of the Przeworno elevation

niach osiowych fałdów F_3 notuje się wyraźne znamiona kierunkowej rekrytalizacji, czego rezultatem jest lokalny rozwój struktury planarnej S_3 (fig. 21).

W skałach z sąsiedztwa Gromnika z okresem D_3 przypuszczalnie może też być związane powstanie w strefach przegubowych fałdów F_3 chaotycznych agregatów drobnoluseczkowego biotyту i muskowitu, a także soczewkowatych agregatów drobnych skaleni oraz zbitych skupień fibrolitu.

W wyniku przecięcia się S_3 ze starszymi foliacjami powstała lineacja L_3 .

Orientacja struktur generacji Skalic jest inna w N i inna w S części badanego obszaru. Na północy (diagram, fig. 22) osie F_3 koncentrują się w strefie $70-155^\circ/10-55^\circ$, lineacja L_3 ma mniejszy rozrzut w granicach $105-155^\circ/10-40^\circ$. Folia-

cja S_3 jest pionowa lub zapada pod bardzo dużym kątem ku NNE, NE, S i SSW. Na obszarze południowym osie F_3 i lineacja L_3 charakteryzują się małą dyspersją i grupują się w strefie $30-60^\circ/0-15^\circ$, nieliczne zaś pomiary S_3 koncentrują się w dwóch strefach: $150/60^\circ$ i $300/60^\circ$ (fig. 23).

Należy tutaj podkreślić, że chociaż istnienie hipotetycznej elewacji Przeworna (Oberc 1966, 1968, 1972, 1975) znajduje odbicie w kątach upadu struktur generacji Borowej, to z układu orientacji fałdów F_3 i lineacji L_3 wynika zupełnie odwrotny obraz: południowo-wschodnie zapady w obszarze północnym i północno-wschodnie zapady w obszarze południowym wskazywałyby raczej na istnienie dużej struktury synklinalnej o przebiegu równoleżnikowym i osi zapadającej ku E.

PRZYPUSZCZALNA GENEZA OKRUSZCOWANIA SKAŁ STRZELIŃSKICH

W dotychczas opublikowanej literaturze łupkom łyszczykowo-syllimanitowo-kwarcytowym i kwarcytom przypisywano głównie kontaktową genezę, uznając je za typowe hornfelsy syllimanitowo-łyszczykowe, dające przejścia do odmian z andaluzytem (Nowakowski 1971 za Olszyńskim 1972b). Spotykane w tych skałach w okolicy Romanowa (region Wyżnej-Borowej) przejawy mineralizacji kruszcowej wiązano przeto również z oddziaływaniem intruzji granitoidowej (Olszyński 1972a,b). Według Olszyńskiego (1972b) kruszce żelaza i tytanu w sąsiedztwie Gromnika reprezentowane przez tytanomagnetyt (krystalograficznie zorientowane przerosty tytanowego magnetytu, ilmenitu i spinelu) i ilmenito-hematyt powstać miały w wyniku rozpadu roztworów stałych tlenków Fe i Ti. Odmieszanie prowadzące do powstania ilmenito-hematytu przebiegać miało w temperaturze niższej od 600°C ; natomiast proces rozpadu, prowadzący do powstania tytanomagnetytu, zachodził w warunkach stopniowego spadku temperatury w przedziale $700-400^\circ\text{C}$ i nie został całkowicie zakończony.

Nagromadzenie tytanu, zwłaszcza skupionego w ilmenicie i tytanomagnetycie, genetycznie wiąże się ze skałami zasadowymi: gabrami, norytami, anortozytami (Schneiderhöhn 1941; Smirnow 1969; Polański 1974). Ponieważ skały tego typu z masywu Strzelina i jego sąsiedztwa nie są znane, Olszyński (1972b) przyjmuje, że tlenki żelaza i tytanu w omawianych skałach mogły powstać w fazie pegmatytowej w strefie przykontaktowej z intruzją granitoidów Gromnika. Powołuje się przy tym na analogiczny sposób występowania tytano-

magnetytu w pegmatytach okolic Żulovej, aczkolwiek typ występowania kruszców żelaza i tytanu spotykany w okolicy Romanowa uznaje za wyjątkowy.

Od dawna w literaturze wyrażano pogląd, iż najgłębsze, korzeniowe partie intruzji granitoidowej, budującej masyw strzelińsko-żulowski, leżą daleko na południu, w okolicy Żulovej; ku północy intruzja ta tracić ma stopniowo charakter zwartego masywu, stając się w okolicy Strzelina, Białego Kościoła i Górki nagromadzeniem potężnych pni i nieregularnych żył (Cloos 1923; Borkowska 1959). Taka interpretacja budowy masywu Strzelina, jeżeli słuszna, tłumaczy w pewnym stopniu niskotemperaturowość magm granitoidowych, wywnioskowaną głównie na podstawie braku efektów termicznych z przeobrażonymi regionalnie skałami osłony (Oberc 1966, 1975).

Należy podkreślić, że wyznaczone przez Borkowską (1972, 1973) temperatury krystalizacji skaleni w granitoidach strzelińskich są jednymi z najniższych w Sudetach i wynoszą $400-450^\circ\text{C}$ (Strzelin) i 300°C (Górka). Oczywiście wpływ intruzji granitoidowej nie mógł wywołać w skałach osłony wzrostu temperatury powyżej $600-700^\circ\text{C}$, umożliwiającego powstanie stałych roztworów tlenków żelaza i tytanu. Odpowiedni przyrost ciepła mógł zapewnić jedynie metamorfizm regionalny, któremu – naszym zdaniem – uległy osady już pierwotnie bogate w związki żelaza.

Dla wytłumaczenia obecności związków żelaza w pierwotnych osadach posłużyliśmy się koncepcją transportu jonów tego metalu w środowisku morskim, podaną przez Oftedahl (1958). Teoria

Oftedahla (1958), będąca swego rodzaju modyfikacją pierwszej, globalnej koncepcji tworzenia się formacji żelazonośnej typu Lahn-Dill Schneidehöhnna (1941), w stosunku do większości współczesnych poglądów, zakładających związek wulkaniczno-osadowych złóż żelaza z formacją spilitowo-diabazową czy spilitowo-diabazowo-keratofirową (Quade 1976), stanowi hipotezę kontrowersyjną. Jednakże teoria Oftedahla wiążąc genezę rud żelaza z kwaśnym wulkanizmem podmorskim w sugestywny sposób tłumaczy mechanizm powstawania złóż tego metalu w miejscach odległych od terenów bezpośredniej aktywności wulkanicznej. Erupcje czy częściej gazowe emanacje dostarczać miały chlorków czy fluorków Fe^{++} i Fe^{+++} , z których praktycznie tylko żelazo dwuwartościowe w postaci roztworu mogło być transportowane na znaczną odległość, stopniowo utleniając się do Fe^{+++} i w sprzyjających warunkach (zależnych od pH, E_h , zawartości CO_2 i S) mogło być wytrącane z wody morskiej daleko od miejsca emisji w formie tlenków, siarczków czy węglanów. Tego rodzaju ekshalacje mogły być również źródłem emitowanego do wody morskiej boru. Nie rozstrzygnięty pozostaje problem pochodzenia i ewentualnego transportu tytanu. Tytan w chwili obecnej skupiony jest głównie w tytanomagnetycie i ilmenito-hematycie, co mogłoby wskazywać na jego genetyczny związek ze skałami zasadowymi. Nie wiemy jednakże, czy Ti już od początku związany był integralnie z jonami Fe i dostarczony do zbiornika morskiego w formie chlorku przez te same emanacje, czy też raczej stanowił domieszkę w materiale terrygenicznym; wówczas związki obu tych metali utworzyłyby się w miejscu depozycji. Spodziewamy się, że wątpliwości te rozstrzygną przyszłe, bardziej szczegółowe badania geochemiczne.

W trakcie progresywnego metamorfizmu zawarte w osadzie pierwotne tlenki i wodorotlenki żelaza uległy przypuszczalnie dehydratacji i rekrytalizacji odzwierciedlonej we wzroście poszczególnych ziarn czy ich skupień; wtedy też najprawdopodobniej utworzyły się stałe roztwory tlenków Fe i Ti. Część żelaza i tytanu, rozproszona w koloidalnej krzemionce, weszła zapewne początkowo w sieci krystaliczne minerałów ilastych, a następnie rekrytalizujących ich kosztem łyszczyków. Przemiany metamorficzne towarzyszące pierwszej fazie deformacji w łupkach łyszczykowo-syllimanitowo-kwarcytowych i kwarcytach przebiegały w przybliżeniu na pograniczu anateksis. O obecności tlenków żelaza i tytanu w pierwotnych osadach i rekrytalizacji w trakcie

metamorfizmu regionalnego świadczy niewątpliwie ich udział w budowie lamin ujętych w struktury fałdowe starszych generacji (fig. 4F,G).

Po pierwszej fazie deformacji w obrębie omawianych łupków i kwarcytów musiały zachodzić pewne zmiany retrogresywne, a w ich konsekwencji rozpad stałych roztworów tlenków Fe i Ti.

Upatrując główną przyczynę rekrytalizacji tlenków Fe i Ti w metamorfizmie regionalnym nie można jednakże negować całkowicie wpływu metamorfizmu kontaktowego. Termiczne oddziaływanie intruzji granitoidowej bez wątplenia zaznaczyło się w skałach osłony, aczkolwiek prawdopodobnie w znacznie mniejszym stopniu niż dotychczas zwykło się sądzić. W łupkach i kwarcytach z syllimanitem przejawiało się ono rekrytalizacją szeregu minerałów (np. syllimanit II, turmalin II, andaluzyt, mikropertyt ortoklazowy). W kierunku kontaktu z granitoidami (ze względu na zakrycie terenu nigdzie bezpośrednio nie obserwowanego) po rozciągłości warstw zaznacza się wyraźny wzrost rozmiarów kryształów tlenków żelaza, jednakże bez wzrostu ich procentowej zawartości w skale. Duże, regularne kryształy tlenków Fe i Ti tworzyły się najprawdopodobniej kosztem zawartego w skale żelaza, bez dopływu dodatkowego materiału z zewnętrznego źródła — magmy granitoidowej. Można przypuszczać, że powstanie ostatniej generacji kryształów tej grupy minerałów wiązało się jedynie z wewnętrznymi przemieszczeniami jonów żelaza i tytanu w obrębie skały, ułatwionymi zwłaszcza przez stosunkowo wysoką mobilność jonów dwuwartościowego żelaza (granica przemieszczeń kationów Fe^{++} wynosi 2–4 mm, podczas gdy dla jonów Fe^{+++} i Ti tylko około 0,5 mm; Carmichael 1969). Pewne istniejące w skale skupienia żelaza powiększały swoje rozmiary w wyniku zmniejszenia się ich ogólnej liczby. Te nowotworowe kryształy najczęściej mają charakter poikiloblastów, zamykających jako wrostki prawie wszystkie wcześniejsze minerały metamorficzne (fig. 4E), i wyraźnie powstawały poprzez dobudowywanie do wcześniej istniejących skupień żelaza i tytanu uwolnionego z sieci krystalicznej łyszczyków, o czym świadczy pojawienie się w obrębie agregatów jasnej i ciemnej miki charakterystycznych form krystalizacji szkieletovej (fig. 4D,E).

Należy podkreślić, że w skałach wapienno-krzemianowych i wapieniach krystalicznych masywu strzelińskiego również obserwuje się często przejawy mineralizacji kruszcowej (Olszyński 1973). W ilościach ponadakcesorycznych pojawia się w nich również tytanit (chemicznie oznaczona za-

wartość TiO_2 wynosi około 2,5⁰/₀; $FeO+Fe_2O_3$ około 8⁰/₀). Rozwój metamorficzno-strukturalny skał węglanowych masywu Strzelina przebiegał w analogiczny sposób, jak ewolucja łupków łuszczycowo-syllimanitowo-kwarcytowych. Zasadniczym przeobrażeniem uległy one w trakcie metamorfizmu regionalnego towarzyszącego I etapowi deformacji, w warunkach $P-T$ określonych wystąpieniem paragenety diopsyd+ kalcyt, a zatem również zbliżonych do granicy rozpoczęcia anateksis (Wojnar 1979). Związek przestrzenny siarczków metali i częściowo tytanitu z mezoskopowymi strukturami tektonicznymi (S_1, L_2) starszych faz deformacji nie budzi wątpliwości i wskazuje na ich obecność w pierwotnych osadach. Można przypuszczać, że źródło pochodzenia związków żelaza (i miedzi) zawartych w wapieniach krystalicznych i skałach wapienno-krzemianowych mogło być identyczne, jak w przypadku łupków łuszczycowo-syllimanitowo-kwarcytowych i kwarcytów. Fakt, iż w skałach węglanowych utworzyły się nie tlenki, a siarczki, wskazywałby raczej na wytrącanie tych metali w redukcyjnym środowisku stagnującej wody (Oftedahl 1958; Eichler 1976).

Dla fazy hydrotermalnej, integralnie związanej z magmą strzeleńską, charakterystyczny jest odrębny typ polimetalicznej mineralizacji siarczkowej (Fe, Cu, Zn, Bi, Mo – Olszyński, 1972a).

Nagromadzenia tlenków Fe i Ti w łupkach łuszczycowo-syllimanitowo-kwarcytowych i kwarcytach mogą mieć w przyszłości znaczenie ekonomiczne, ponieważ nie są ograniczone do wąskich stref kontaktowych, lecz tworzą rozległy horyzont litologiczny, którego nie możemy jeszcze

bliżej sprecyzować, dysponując jedynie wrywkowymi obserwacjami z odsłoneń. Niemniej jednak już obecnie wiadomo, że zasięg powierzchniowy tego horyzontu jest większy, niż to wynika z dotychczasowych opracowań kartograficznych, obejmuje bowiem również strefę Mlecznika-Nowoleskiej Kopy. Z ekonomicznego punktu widzenia korzystny jest stosunkowo niewielki, stały kąt zapadu horyzontów rudonośnych oraz fakt, że skały okruszczowane pojawiają się bezpośrednio na powierzchni. Ponadto, podczas ewentualnej kompleksowej eksploatacji tytanu i żelaza również glin zawarty w skałotwórczym sillimanicie może mieć znaczenie gospodarcze. Należy również podkreślić, że próbki do analiz chemicznych i mikrometrycznych nie były pobierane ze stref maksymalnego okruszczowania. Próbkę tę pobrano pod kątem badań petrologiczno-strukturalnych, co w konsekwencji nie dość wyraźnie wyeksponowało niezaprzeczone walory ekonomiczno-eksploatacyjne rud tytanowo-żelazowych.

Przejawy mineralizacji kruszczowej podobnego typu i genezy (Fe, Ti, a także Cu) występują w całej metamorficznej okrywie granitu strzeleńskiego.

Pozycja i wysoka koncentracja tlenków Ti i Fe w łupkach łuszczycowo-syllimanitowo-kwarcytowych rejonu Borowa-Wyżna-Nowoleska Kopa-Mlecznik, a także zasięg występowania skał macierzystych skłaniają nas do wniosku, że istnieją podstawy do rozpoczęcia prac nad rozpoznaniem i udokumentowaniem złóż tytanomagnetytu i ilmenito-hematytu w skałach osłony granitu strzeleńskiego.

LITERATURA

- AUGUST C., KRYZA R., 1979: Syllimanit w gnejsach i migmatytach bloku sowiogórskiego. *Geol. Sudetica*, vol. 14, nr 2.
- BEHR J. 1919: Geologische Karte von Preussen, 1: 25 000, Blatt Strehlen. Preuss. Geol. L. A., Berlin.
- 1921: Erläuterungen zur Geologische Karte von Preussen. Blatt Strehlen. Berlin.
- BEREŚ B., 1969: Petrografia granitu Strzelina i okolicy. *Arch. Miner.*, t. 28, z. 2.
- BORKOWSKA M., 1959: Granitoidy kudowskie na tle petrografii głównych typów kwaśnych intruzji Sudetów i ich przedpola. *Arch. Miner.*, t. 21, z. 2.
- 1961: Notes on the lime silicate rocks from Samborowiczki in the Strzelin Granite Massif (Lower Silesia). *Bull. Acad. Pol. Sc., Ser. Geol.-Geogr.*, vol. 9, nr 1.
- 1972: Feldspars of some variscan granitoids of Eastern Lower Silesia and their crystallization conditions. *Bull. Acad. Pol. Sc., Ser. Geol.-Geogr.*, vol. 20, nr 3.
- 1973: Variscan granitoids of the Sudetes and of their foreland. *Revue des problèmes géologiques des zones profondes de l'écorce terrestre en Basse Silésie*, Wyd. Geol., Warszawa.
- CARMICHAEL D. M., 1969: On the mechanism of prograde metamorphic reactions in quartz-bearing pelitic rocks. *Contr. Miner. Petrogr.*, vol. 20.
- CHMURA K., 1967: Rozwój litologiczny jegłowskiej serii kwarcytowej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 37, z. 3.
- CIPRIANI C., SASSI F. P., SCOLARI A., 1971: Metamorphic white micas: definition and paragenetic fields. *Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt.*, Bd. 51, H. 1.
- CLOOS H., 1923: Das Batholithenproblem. *Fortschr. d. Geol. u. Palaont.*, H. 1.
- DZIEDZIC H., 1973: Mineral parageneses in metamorphic bentonite deposits within the Fore-Sudetic Block. *Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. Geol. Geogr.*, t. 21, z. 2.
- 1974: O przejawach wietrzenia podmorskiego w tufoidach rejonu Niemczy. *Acta. Univ. Wratisl., Biul. Inst. Geol.*, z. 1.
- EICHLER J., 1976: Origin of the Precambrian banded iron formations, [w:] K. H. Wolf (red.), *Handbook of Strata-Bound and Stratiform Ore Deposits. II. Regional Studies and Specific Deposits*, vol. 7. Au, U, Fe, Mn, Mg, Sb, W and P Deposits. Amsterdam-Oxford-New York.
- EVANS B. W., GUIDOTTI C. V., 1966: The sillimanite-

- potash feldspar isograde in Western Maine, USA. *Contr. Min. Petrol.*, vol. 12, nr 1.
- FRONDEL C., COLLETTE R. L. 1957: Synthesis of tourmaline by reaction of mineral grains with $\text{NaCl}-\text{H}_3\text{BO}_3$ solution, and its implications in rocks metamorphism. *Am. Miner.*, vol. 42, nr 11/12.
- FYFE W. S., TURNER F. J., VERHOOGEN J., 1958: Metamorphic reactions and metamorphic facies. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 73.
- GLEN R. A., 1979: Evidence for cyclic reactions between andalusite, "sericite" and sillimanite, Mount Franks Area, Willyama Complex N.S.W. *Tectonophysics*, 58.
- GUIDOTTI C. V., 1966: Variations of the basal spacing of muscovite in sillimanite-bearing pelitic schists of NW Maine. *Am. Miner.*, vol. 51, nr 11/12.
- HIETANEN A., 1956: Kyanite, andalusite and sillimanite in the schists in Boehks Butte Quadrangle, Idaho. *Am. Miner.*, 41.
- KOWALSKI W., 1956: Geochemia potasu, sodu, wapnia, rubidu, ołowiu, baru i strontu w granitoidach sudeckich i ich pegmatytach. *Arch. Miner.*, t. 27, z. 1.
- MAŁOSZEWSKI S., MARCHEWKA A., NEY R., WOŹNICKI J., 1970: Występowanie kwarcytów w okolicach Nowolesia i Dobroszowa (Dolny Śląsk) w świetle badań geofizycznych. *Surowce Miner.*, t. 3.
- MASON R., 1978: Petrology of the Metamorphic Rocks. London.
- MORAWSKI T., 1973: The Sowie Góry Area and its petrological problems. *Revue des problemes geologiques des zones profondes de l'ecorce terrestre en Basse Silesie*. Wyd. Geol., Warszawa.
- MEISTER E., 1932: Geologische Karte von Preussen, Blatt Tepliwoda. Geol. L. A. Berlin.
- MEISTER E., FISCHER G., 1935: Geologische Übersichtskarte von Deutschland, 1:200 000, Blatt Schweidnitz. Preuss. Geol. L. A.
- NOWAKOWSKI A., 1968: Wulkanity permskie Gór Suchych. *Geol. Sudetica*, vol. 4.
- OBERC J., 1966: Geologia krystaliniku Wzgórz Strzelińskich. *Acta Geol. Pol.*, vol. 20.
- 1968: Budowa geologiczna Polski, t. 1. Stratygrafia, cz. 1. Proterozoik. Blok przedsudecki na wschód od gnejsów sowiogórskich. Wyd. Geol., Warszawa, s. 88–93.
- 1972: Budowa geologiczna Polski, t. 4. Tektonika, cz. 2. Sudety i obszary przyległe. *Metamorfik Wzgórz Strzelińskich i okolic Doboszowic*. Wyd. Geol., Warszawa, s. 211–224.
- 1975: Tektonika i rozwój wschodniej części bloku przedsudeckiego. *Prz. Geol.*, nr 5.
- OFTEDAHL C., 1958: A theory of exhalative-sedimentary ores. *Geol. Fören. Stockh. Förhandl.*, 8, 1.
- OLSZYŃSKI W., 1972a: Pomagmowa mineralizacja kruszcowa w granitoidach Strzelina. *Acta Geol. Pol.*, vol. 22, nr 1.
- OLSZYŃSKI W., 1972b: Tytanomagnetyt i ilmenito-hematyt w łupkach lyszczykowo-syllimanitowych z Romanowa koło Strzelina. *Acta Geol. Pol.*, vol. 22, nr 2.
- 1973: Mineralizacja kruszcowa w skalach osłony granitoidów strzelińskich. *Acta Geol. Pol.*, vol. 23, nr 3.
- POLAŃSKI A., 1974: Geochemia i surowce mineralne. Wyd. Geol., Warszawa.
- QUADE H. 1876: Genetic problems and environmental features of volcano-sedimentary iron-ore deposits of the Lahn-Dill type, [w:] K. H. Wolf (red.), *Handbook of Strata-Bound and Stratiform Ore Deposits. II. Regional Studies and Specific Deposits*, vol. 7, Au, U, Fe, Mn, Mg, Sb, W and P Deposits. Amsterdam–Oxford–New York.
- RAMSAY J. G. 1967: *Folding and Fracturing of Rocks*. Mc Graw-Hill Book, New York–London–San Francisco.
- ROSE G., 1867: *Beitrag zur Stratigraphie. Palaogeographie und Tektonik des nordmährischen Devons*, [w:] Erläuterungen zu der geognost. Karte vom niederschlesischen Gebirge usw. Hg. v. Justus Roth. Berlin.
- RUMBLE D., 1973: Andalusite, kyanite, and sillimanite from the Mount Moosilauke Region, New Hampshire. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 84.
- SCHEUMANN K. H., 1936: *Sudetische Studien. III. Konglomerattektonite und ihre Begleitgesteine in epizonalen Schieferscholle südlich von Strehlen in Schlesien*. *Min. u. Petr. Mitt.*, Bd. 48.
- SCHNEIDERHÖHN H. 1941: *Lehrbuch der Lagerstättenkunde*, 1. Jena.
- SCHUMACHER E., 1878: Die Gebirgsgruppe des Rummelsberges bei Strehlen. *Ztsch. Deutsch. Geol. Gesell. Jg. 1878*.
- SHAW D. M. 1956: Geochemistry of pelitic rocks. Part III: Major elements and general geochemistry. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 67.
- SOSIEDKO T. A., 1974: Rientgienowskij expriess-mietod opriedielenija stiepieni uporiadocznosti kalijewych polewyc szpatow. *Nauka, Moskwa*, s. 115–118.
- SMIRNOW W. I. 1969: *Gielogija poleznych iskopajemych. Niedra, Moskwa*.
- SMULIKOWSKI K., 1955: *Minerały skałotwórcze*. Wyd. Geol., Warszawa.
- SUK M., 1979: *Petrologie metamorfovanych hornin*. Academia, Praha.
- Štelcl J., 1952: Andalusit-disthenova paragenese severovychodnih casti kerpnicke klenby. *Prirod. Šhorn. Strav. Kraje*, 13.
- THOMPSON A. B., TRACY R. J. 1979: Model systems for anatexis of pelitic rocks. II. Facies series melting and reactions in the system $\text{CaO}-\text{KAlO}_2-\text{NaAlO}_2-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$. *Contr. Miner. Petr.*, 70.
- TOZER C. F. 1955: The mode occurrence of sillimanite in the Glen district, Co. Donegal. *Geol. Mag.*, 92.
- TRAUBE H., 1888: *Die Mineralien Schlesiens*. Breslau.
- WEISS L. E., 1972: *The Minor Structures of Deformed Rocks. A Photographic Atlas*. Berlin.
- WHITTEN E. K. T., 1966: *Structural Geology of Folded Rocks*. Chicago.
- WILLIAMS M., TURNER F. J., GILBERT C. M., 1955: *Petrography*. San Francisco.
- WINKLER H. G. F., 1970: Abolition of metamorphic facies. Introduction of the four divisions of metamorphic stage, and classification based on isograds in common rocks. *N. Jahrb. Mineral. Monatshefte*. Jg. 1970, H. 5.
- 1974: *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. New York–Heidelberg–Berlin.
- WOJNAR B., 1979: *Analiza teksturalna i petrologia skał metamorficznych południowej części masywu strzelińskiego. Praca doktorska (maszynopis)*. Archiwum ING PAN Warszawa.
- WÓJCIK K. 1965: *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000*. Arkusz Kuropatnik. Warszawa.
- 1968: *The Strzelin Granitoid Massif and its cover*. *Biul. Inst. Geol.*, nr 227. Z badań geologicznych na Dolnym Śląsku, t. 17.
- WROŃSKI J., 1974: *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000*. Arkusz Ziębice. Warszawa.

Krzysztof DZIEMIAŃCZUK *, Barbara WOJNAR **

TITANOMAGNETITE AND ILMENITE-HAEMATITE MINERALIZATION RELATED TO METAMORPHIC AND STRUCTURAL DEVELOPMENT OF A CRYSTALLINE COMPLEX OF SCHIST AND QUARTZITES: SOUTHERN PART OF THE STRZELIN GRANITOID MASSIF (SUDETES)

ABSTRACT: A new concept of the ore-mineralisation origin in the metamorphic rocks enclosing Variscan granitoids of the Strzelin massif is presented. The authors investigations have shown a polyphase nature of the metamorphic and tectonic evolution of ore-bearing schists and quartzites. The rocks in question developed from fine-grained argillo-arenaceous and silty sediments containing local concentrations of Fe-, Ti- and B-compounds which had previously precipitated from sea water. The sediments were regionally metamorphosed during the first phase of deformation (D_1), which took place in the P - T conditions characterized by the orthoclase+sillimanite paragenesis (K -feldspar + Al_2SiO_5 isograd, Winkler 1970). The solid solutions of Fe- and Ti-oxides were then generated in the

conditions close to anatectic liquefaction. The processes of these oxides decomposition must have corresponded to retrogressive changes which followed the D_1 phase. Metamorphic recrystallization of two successive deformational events (D_2 and D_3) has been only slightly and locally marked. Thermal influence of the granitoid intrusion on its metamorphic mantle was displayed in the recrystallization of randomly oriented minerals (sillimanite II, tourmaline, andalusite, orthoclase, microperthite) as well as in the growth of large, regular crystals of Fe- and Ti-oxides. The latter process resulted from an internal redistribution of the Fe- and Ti-ions, without any further material supply from the granitoid magma itself.

Summary

INTRODUCTION

The present paper is intended to introduce a new concept of the origin of the ore mineralization in metamorphic rocks enclosing the Strzelin granitoid massif. We consider the previous trials to explain the ore minerals origin made by Olszyński (1972a, b) to be oversimplified for the derived these minerals from the contact influence of granitoid magma exclusively. Ore minerals being unquestionable constituents

of mesoscopic tectonic structures, unequivocally show that their crystallization must have preceded the stage of Variscan granitoid emplacement. The elucidation of mineralization origin needs therefore the complicated tectonic and metamorphic evolution of Strzelin massif country rocks to be restored.

LOCATION OF THE ORE-MINERALISED ROCKS

The ore-bearing schists and quartzites are most extensively exposed in the area located east of Romanów (Wyżna and Borowa hills, northern slopes of Gromnik hill; cf. fig. 1). Mica-sillimanite-quartzitic schists and quartzites crop also out along a meridional zone of exposures between Nowoleska Kopa and Mlecznik Hills. The northern and southern outcrop areas of the ore-bearing schists and quartzites are separated from each other by the equatorially oriented Przeworno elevation. The uplift movements along this eleva-

tion, combined with denudation processes, have caused the exposition of ore-bearing rocks in the core of Dobroszów unit (Oberc 1966). These rocks are immediately covered with younger ones to the north and south from the elevation. The results of geophysical research works carried out in the southern part of the investigated region (Maloszewski *et al.* 1970) seem to indicate the occurrence of ore-bearing quartzites north of the summit of Nowoleska Kopa under a several tens of metres thick Quaternary cover.

* Geological Institute, Lower Silesian Branch, ul. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław.

** Institute of Geology, Polish Academy of Sciences, ul. Podwale 75, 50-449 Wrocław.

MINERAL COMPOSITION

The complex of mica-sillimanite-quartzitic schists and quartzites is non-uniformly developed both when traced along and across the layers. The rocks in question display considerable diversity of their mineral composition (tables 1 and 2), quartz being the most abundant component of them. One may discern a few generations of this mineral. The minute, rounded, presumably detrital grains, present as inclusions in K-feldspar of the first generation (fig. 4B, pl. II, 1) are the oldest ones. The second generation is represented by directionally recrystallized quartz grains composing separate laminae (fig. 4A, pl. II, 8). These grains display undulate or streaky light extinction that reflects disturbances of their crystal lattices. The boundaries of extinction zones are more or less oblique with respect to the sillimanite-micaceous laminae defining foliation planes. The youngest generation quartz corresponds to the micropegmatitic intergrowths in potassium feldspar (orthoclase micropertite).

Another important rock-forming mineral, sillimanite, forms fibrolite aggregates (pl. II, 5) determining the preferred orientation of rock fabric. The prismatic variety of sillimanite, which is present in the vicinity of the contact aureole produced by granitoid magma, constitutes the second generation of this mineral (pl. II, 3, 4).

Biotite, which quantitatively dominates over bright micas (table 2), may also be divided into several generations. Tiny brown-red flakes and leaves of it are the oldest ones. They do not contain inclusions and are often enclosed within the grains of quartz. The younger biotite is represented by strongly elongated flakes several times bigger than the biotite I crystals. The biotite II flakes are often arranged obliquely to foliation planes. The large slices of dark mica correspond to the generation III of biotite.

Relatively abundant orthoclase is the only rock-forming representative of feldspars (tables 1 and 2). It also developed during a few stages of growth. The narrow limb-shaped feldspars present in interstitial spaces between detrital quartz grains are the oldest ones (pl. II, 1). The second generation comprises xenomorphic feldspar crystals enclosing quartz, fibrolite and biotite inclusions (fig. 4B, pl. II, 2). The potassium feldspars from the exposures localized within the zone of contact with granitoids are the youngest constituents of the described rocks, for they contain inclusions of all the surrounding minerals (pl. II, 3). These feldspars are typical orthoclase micropertites (pl. II, 3) and show the classical features of metasomatic perthites (Smulikowski 1955).

Muscovite is, as a rule, less abundant than biotite (table 2), usually accompanying the latter and forming parallel intergrowths with it. A considerable portion of it developed from sillimanite and assumed the fibrous form, which is termed fibromuscovite by August and Kryza (1979).

Fe- and Ti-oxides (titanomagnetite and ilmenite-haematite) appear in large quantities and may locally constitute even 17 percent of the whole rock volume (Olszyński 1972b). They are distinctly connected with dark mica-sillimanite laminae (fig. 4F, pl. II, 5). It seems to us that they were formed at two separate stages as well. The small, rounded individuals (fig. 4C, pl. I, 6, pl. II, 5) and the skeletal crystals (fig. 4D,E) came into existence presumably before the intrusion. Large, automorphic crystals of Fe- and Ti-oxides probably formed through skeletal crystals growth within the biotite flakes.

Andalusite most often appears in the muscovite aggregates (pl. II, 7). It is one of the youngest components and, partly at least, may have developed at the cost of fibrolite (pl. II, 8).

CHEMICAL COMPOSITION AND ORIGIN OF THE INITIAL ROCKS

The investigated schists and quartzites show considerable variability of mineral composition (table 2), which manifests itself in the alternation of bright layers and dark laminae. It seems that this interlayering of bright and dark material has arisen both out of the original variability of the initial deposits and, partly, out of later metamorphic events.

One of the most conspicuous features of these rocks is the almost exclusive occurrence of potassium feldspar, while plagioclases appear only in accessory quantities. Feldspar origin was hitherto considered as due to microcline feldspathisation (Bereš 1969). The acceptance of the concept of potassic metasomatism (connected with the granitoid intrusion) as the only cause of potassium concentration does not, however, allow to explain the presence of feldspar at the earliest developmental stages of the rocks under consideration, nor the distinct feldspar concentrations within some laminae enclosed by a few decimetres thick sets of other laminae completely devoid of this mineral. The assumption that potassium was present already in the initial sediments seems to be more probable. The characteristic appearance of the generation I potassium-feldspar seems to confirm the above supposition.

In the triangle ACF (fig. 5), projection points obtained

from the chemical analyses (table 1) fall in the field of the class I — pelitic rocks. If we compare the chemical composition of our schists and quartzites to the mean composition of the Shaw's (1956) representative pelitic rock, provided the mineral changes during regional metamorphosis are isochemical ones, we shall observe (in addition to usual reduction of H₂O and CO₂ contents) far-going convergence. The ratios (K₂O : Na₂O) and (MgO : CaO) are, however, distinctly higher than those of the representative rock. Strikingly high are also the contents of Fe⁺⁺⁺, Fe⁺⁺ and titanium.

If our assumption of the isochemical character of mineral changes is right, we may further suppose that the described schists and quartzites developed from marine argillo-arenaceous and silty deposits. Taking into account the distinct domination of potassium over other alkalis, we cannot, however, exclude the possibility that those deposits may have been enriched (but only in some horizons) with an admixture of ash tuffs emitted from distant, and difficult to localize, acid volcanic eruption centres. Such supposition may be helpful in explaining the Fe- and Ti-oxides mineralization (which is widespread within the whole series of sillimanite-bearing schists) on the ground of the Oftedal's (1958) exhalative-sedimentary theory of iron-ores origin.

METAMORPHIC PROCESSES

Marine argillo-arenaceous and silty deposits rich in Al, K, Fe and Ti underwent polyphase metamorphic processes. Almost all the main metamorphic minerals were formed in them during the main, regional metamorphic stage. The determination of mutual age relations between the three most important (not including quartz) rock-forming minerals, i.e. biotite, fibrolite and orthoclase, has been extremely important to estimate the physical conditions during the metamorphism. The fibrolite genesis was hitherto explained as due to the contact influence of the granitoid intrusion (Meister 1932; Borkowska 1959; Nowakowski 1971, in: Olszyński 1972b). Oberc (1966, 1975), however, expressed the opinion that sillimanite had developed in regional-metamorphism processes at the cost of biotite. Our observations indicate that biotite and sillimanite of the investigated rocks intergrow each other. We may conclude that the intergrowths were formed as a result of solid phase ion-exchange reactions (Carmichael 1969). The slightly later age of crystallization of potassium feldspar (I) in mica-sillimanite-quartzitic schists and quartzites is proved by the occurrence of biotite and sillimanite inclusions in some orthoclase grains (pl. II, 2).

The mineral interrelationships in schists and quartzites point out that the first phase of metamorphic changes took place in the conditions defined by the orthoclase + sillimanite paragenesis, i.e. somewhat above the 4a isograd (K-feldspar + Al_2SiO_5 ; fig. 7) which, according to Winkler (1970), opens the highest stage of metamorphism.

The initial sediments, from which the present-day schists and quartzites developed, must have contained small amounts of admixed paragonite and margarite. These micas underwent dehydration in presence of quartz, and this process resulted in fibrolite growth as well as albite and anorthite component formation within potassium feldspars (Thompson and Tracy 1979).

The rocks under discussion contain considerable amounts of muscovite (table 2), but it is difficult to estimate what portion of this mineral was decomposed during the phase I of metamorphism. The K-feldspar + Al_2SiO_5 isograd reaction need not, however, involve a complete decomposition of muscovite, for the cases of a coexistence of potassium feldspar with polymorphic varieties of Al_2SiO_5 are known in nature (Evans and Guidotti 1966; Cipriani *et al.* 1971). A prevalent portion of the muscovite may be unquestionably considered as post-sillimanite fibromuscovite. Its formation may indicate some retrogression in the P - T conditions, which succeeded the main phase of metamorphism.

The prismatic variety of sillimanite, automorphic tourmaline II, andalusite, and orthoclase microperthite crystallized much later in connection with the temperature rising due to the granitoid magma emplacement. The andalusite of schists may have partly developed out of sillimanite, but not in the way of direct nucleation. In our opinion, in accordance with the suggestions by Carmichael (1969) and Glen (1979), it formed through a cyclic reaction in which the fibromuscovite played a role of transitive phase.

STRUCTURAL EVOLUTION AND THE SEQUENCE OF DEFORMATION AND RECRYSTALLIZATION PHENOMENA

Mica-sillimanite-quartzitic schists and quartzites underwent polyphase structural development. Tectonic structures recorded in these rocks seem to indicate the existence of three deformational stages. Folds, lineations and planar structures connected with the first stage (D_1 – Mlecznik-Romanów generation) have been designated as F_1 , L_1 and S_1 , while the structures formed during the second stage (D_2 – Borowa generation) – as F_2 , L_2 , and S_2 , and again those originated at the third stage (D_3 – Skalice generation) as F_3 , L_3 and S_3 , respectively.

STAGE D_1 : MLECZNIK-ROMANÓW GENERATION

The crystallization foliation S_1 defined by preferred orientation of flaky minerals is the only regionally-penetrative planar structure. As a rule, it runs parallel with respect to the boundaries of lithologic units (S_0) and, therefore, may be termed mimetic foliation. Axial surfaces of isoclinal folds (the relics of which preserved in the form of isolated hinge zones) are always concordant with the S_1 foliation (figs. 8, 9 and 10). We found these folds (F_1) to be the oldest tectonic structures of the investigated rock complex. Isolated and torn-apart fragments of hinge zones and limbs of the F_1 folds embrace quartzose layers, which, in turn, contain single interstitial feldspars intersected by subordinate laminae of tiny-flaked biotite of the first generation. In many tors in the vicinity of Romanów, there are observed some S-shaped lenses of quartz and shear folds resultant from laminar movements along the S_1 planes (fig. 11).

During the D_1 deformational stage, all the main metamorphic minerals of the rocks under consideration were formed. The processes of their crystallization took place in the conditions close to anatexis. The preferred orientation of quartz as well as the formation of the first generation of Fe- and Ti-oxides should also be assigned to the D_1 event.

STAGE D_2 : BOROWA GENERATION

The quartz, quartz-feldspar, biotite, and mica-sillimanite laminae, which had been brought about during the D_1 stage, were next folded in the D_2 stage of deformation. The F_2 folds geometry depended on the mechanical properties of rocks being folded. Folds in domains where massive quartzites prevail are usually larger than those developed in domains comprising less competent schists. Quartzitic laminae enclosed with thinly laminated schists had a tendency to form tight concentric folds (fig. 13). Depending on the extent of dip-isogons divergence, one may assign those folds to the 1B or 1C classes of Ramsay (1967). Simultaneously, in the enclosing schists similar-type folds developed, with parallel (class 2) or weakly convergent (class 3) dip isogons. As a consequence of such a mode of folding, disharmonic structures appeared in less competent layers (fig. 13). In relatively thick quartzitic layers encompassed with schists, the F_2 folds are often developed as modified similar folds containing the S_2 axial cleavages (figs 14–16). Exceptionally, the S_2 surfaces may attain the form of crystallization foliation (fig. 17).

In microscopic scale, the features of mica recrystallization and ductile quartz deformation are observable.

STAGE D_3 : SKALICE GENERATION

Gentle folds with subvertical axial planes developed at the third stage of deformation (figs 13, 16; pl. II, 7, 8). Distinct marks of parallel recrystallization along the axial planes of F_3 folds may be noted. The recrystallization resulted in local development of the S_3 planar structures.

Lineation L_3 is defined by the intersection of S_3 surfaces and older foliations.

In the rocks of the vicinity of Gromnik Hill, the D_3 stage produced chaotic aggregates of biotite and muscovite as well as lenticular aggregates of feldspar and compact fibrolite concentrations.

PROBABLE ORIGIN OF THE MINERALIZATION

Numerous observations deny the hitherto hold views on a contact origin of the ore mineralization in the country rocks of Strzelin granitoids.

Ore-bearing rocks in the vicinity of Romanów are not typical hornfelses developed under thermal influence of the granitoid intrusion. Originally they had been sedimentary rocks, which were then transformed during regional metamorphism that was mainly synchronous with the D_1 phase of deformation. Since the crystallization temperatures of the Strzelin granitoid magmas are considered as relatively low, i.e. 300–450°C as pointed out by Borkowska (1972, 1973) who estimated the feldspar crystallization temperatures, it might only be the processes of regional metamorphism that could cause the increase of temperature up to 600–700°C, as necessary for the production of Fe- and Ti-oxide solid solutions (Olszyński 1972b). Such a low temperature of the granitoid magma might be a consequence of the specific geological position of the Strzelin intrusion (Cloos 1923, Borkowska 1959). The presence of orthoclase+sillimanite paragenesis (which developed as a result of muscovite dehydration) is the evidence of metamorphic conditions close to the limits of anatexis.

The Fe- and Ti-oxides take part in the fold structures of oldest generation, and this fact is proof of their primary, sedimentary genesis. These metal oxides were concentrated in

the initial rocks due to precipitation of Fe- and Ti(?) compounds (as well as B-compounds of exhalative origin) from sea water. The content of Fe- and Cu-sulfides in the neighbouring carbonate rocks may prove the reductive conditions of sedimentation. It should not be excluded, however, that Ti and, partly, Fe together with Al may all have originally been present in terrigenous deposits.

Weak retrogression connected with the changes of P - T conditions (decomposition of Fe- and Ti-oxide solid solutions and muscovitisation of fibrolite) followed the D_1 phase of deformation.

Thermal influence of the granitoid magma on its country rocks had been reflected in recrystallization of several minerals (sillimanite II, tourmaline II, andalusite, orthoclase, microperthite) and caused the growth of large automorphic crystals of Fe- and Ti-oxides by means of adding of the skeletal crystals (which recrystallized within mica aggregates to already existing concentrations of these oxides). Thus, the development of the oxide minerals of this generation took place at the cost of the Fe and Ti compounds already contained in the rocks, without any additional material supply from an external source – that is from the granitoid magma.

Translated by Pawel Aleksandrowski

PLANSZE I OBJAŚNIENIA

PLANSZA I

PLATE I

Starszy kompleks metamorficzny masywu strzelińskiego.
Łupki łyszczykowo-syllimanitowo-kwarcytowe i kwarcyty
Older metamorphic complex of the Strzelin massif.
Mica-sillimanite-quartzitic schists and quartzites

1. Izoklinalny fałd F_1 w łupku łyszczykowo-syllimanitowo-kwarcytowym. Lamina kwarcowa zaciśnięta w izolowany fałdek sprawia wrażenie soczewki kwarcowej. Południowy stok Wyżnej. Nieznaczne pomniejszenie
Isoclinal F_1 fold in mica-sillimanite-quartzitic schist. Quartz lamina, bent in a tight isolated fold-hinge, resembles quartz lense. The southern slope of Wyżna Hill. Slight diminution of size
2. Prawie izoklinalny fałdek F_1 w łupku łyszczykowo-syllimanitowo-kwarcytowym. Szczyt Borowej. Negatyw. Pow. $2,5\times$
Almost isoclinal F_1 fold in mica-sillimanite-quartzitic schist. The summit of Borowa Hill. Negative. Enlarg. $2.5\times$
3. Izoklinalny fałdek F_1 w łupku łyszczykowo-syllimanitowo-kwarcytowym. Południowy stok Wyżnej. Nieznaczne pomniejszenie
Small isoclinal F_1 fold in mica-sillimanite-quartzitic schist. The southern slope of Wyżna Hill. Slight diminution of size
4. Prawie izoklinalne fałdy F_1 w łupku łyszczykowo-syllimanitowo-kwarcowym. Szczyt Borowej. Nieznaczne pomniejszenie
Almost isoclinal F_1 folds in mica-sillimanite-quartzitic schist. The summit of Borowa Hill. Slight diminution of size
5. Tlenki żelaza w łupku łyszczykowo-syllimanitowym. Odślonięcie na NE od szosy Romanów-Miłowice, ok. 30 m na E od ostatnich zabudowań wsi Romanów. Nieznaczne pomniejszenie
Iron oxides in mica-sillimanite schist. An exposure located NE of the road Romanów-Miłowice, about 30 m E from the last buildings of Romanów village. Slight diminution of size
6. Tlenki żelaza w łupku łyszczykowo-syllimanitowym. Odślonięcie na południowym stoku Wyżnej. Nieznaczne pomniejszenie
Iron oxides in mica-sillimanite schist. An exposure on the southern slope of Wyżna Hill. Slight diminution of size



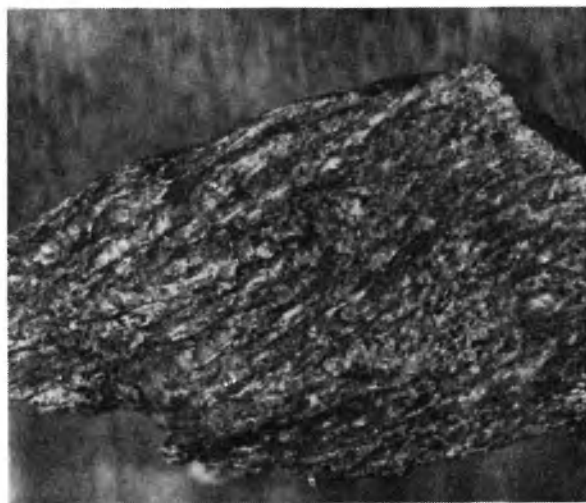
1



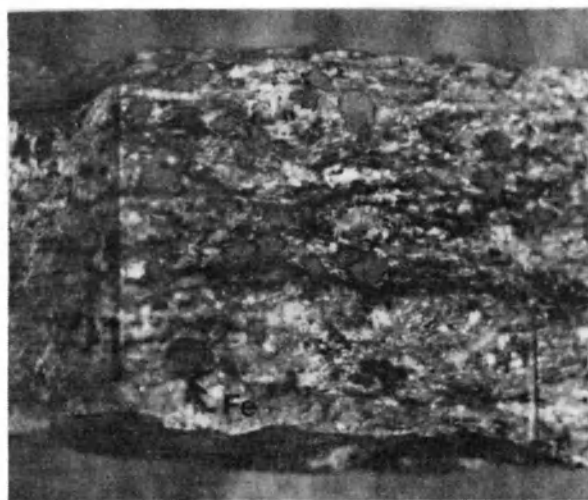
2



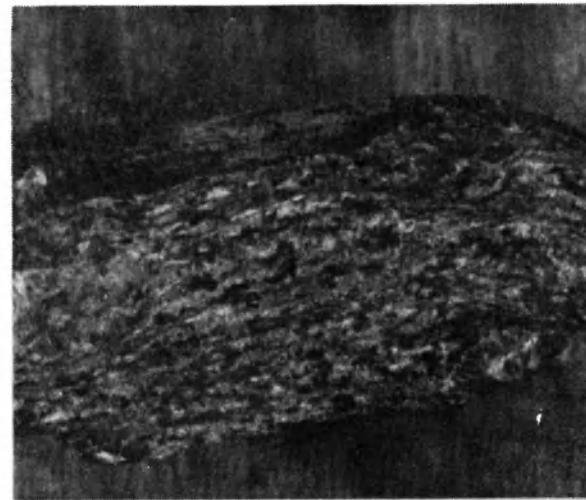
3



4



5



6

Krzysztof DZIEMIAŃCZUK, Barbara WOJNAR – Mineralizacja tytanomagnetytowa i ilmenito-hematytowa w rozwoju metamorficzno-strukturalnym kompleksu łupkowo-kwarcytowego południowej części masywu Strzelina

Titanomagnetite and ilmenite-haematite mineralization during metamorphic and structural development of a crystalline complex of schists and quartzites in the southern part of the Strzelin Granitoid Massif (The Sudetes)

PLANSZA II

PLATE II

Starszy kompleks metamorficzny masywu strzelińskiego.

Łupki łuszczykowo-syllimanitowo-kwarcytowe i kwarcyty

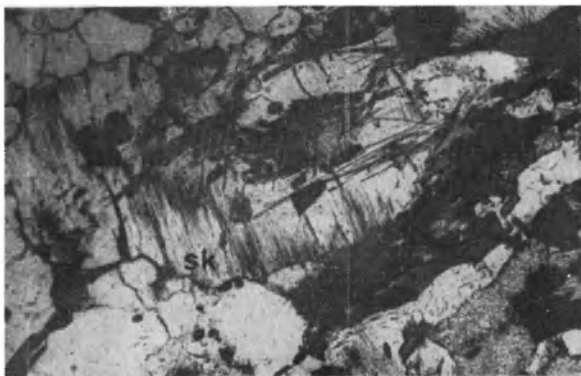
Older metamorphic complex of the Strzelin massif.

Mica-sillimanite-quartzitic schists and quartzites

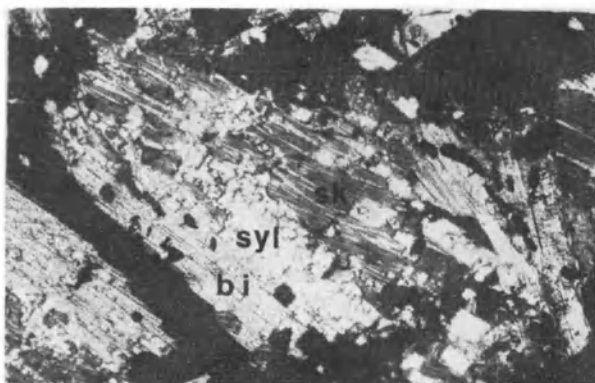
1. Łupek kwarcowo-fibrolitowy ze szczytu Borowej. Parageneza skażeń potasowy + Al_2SiO_5 . Wrostki igieł sillimanitu w interstycjalnym skaleniu potasowym I generacji (strzałka). Część drobnych ziaren kwarcu (Q), zwłaszcza na granicy ze skaleniem (sk) wykazuje wyraźnie zaokrąglone kształty. Nikole skrzyżowane, pow. 35 ×
Quartz-fibrolite schist from the summit of Borowa Hill. Potassium feldspar + Al_2SiO_5 paragenesis. Inclusions of sillimanite needles within generation I interstitial potassium feldspar (an arrow). Some fine quartz grains (Q), especially those abutting against feldspar (sk), display distinctly rounded shapes. Nicols crossed. Enlarg. 35 ×
2. Łupek łuszczykowo-syllimanitowo-kwarcytowy z południowego stoku Wyżnej. Parageneza: skażeń potasowy + Al_2SiO_5 . Igły sillimanitu i nieforemne grudki tlenków żelaza tworzą w skaleniu potasowym wzrostki. W szczelinach, łupliwości skalenia (sk), podkreślonych brunatnymi nalotami tlenków żelaza, sporadycznie zachowały się drobnutkie łuseczki jasnej miki. Nikole skrzyżowane. Pow. 35 ×
Mica-sillimanite-quartzitic schist from the southern slope of Wyżna Hill. Potassium feldspar + Al_2SiO_5 paragenesis. Sillimanite needles and shapeless nubs of iron oxides form inclusions within potassium feldspar. Tiny flakes of bright mica are sporadically preserved in cleat cracks of feldspar (sk) accentuated by brown efflorescences of iron-oxides. Nicols crossed. Enlarg. 35 ×
3. Łupek łuszczykowo-syllimanitowo-kwarcytowy ze szczytu Wyżnej. Parageneza: skażeń potasowy + Al_2SiO_5 . Pryzmatyczny sillimanit II generacji (syl), związany genetycznie z termicznym oddziaływaniem intruzji granitoidowej Gromnika, zrekrystalizował w strefie granicznej między mikropertrytem ortoklazowym (sk) i biotytem (bi). Nikole skrzyżowane. Pow. 25 ×
Mica-sillimanite-quartzitic schist from the summit of Wyżna Hill. Potassium feldspar + Al_2SiO_5 paragenesis. Prismatic sillimanite of generation II (syl), which resulted from thermal influence of the Gromnik granitoid intrusion, recrystallized within the boundary zone between orthoclase microperthite (sk) and biotite (bi). Nicols crossed. Enlarg. 25 ×
4. Łupek łuszczykowo-syllimanitowo-kwarcytowy ze szczytu Wyżnej. Parageneza: skażeń potasowy + Al_2SiO_5 oraz polimorficzne modyfikacje krzemianu Al_2SiO_5 , związane genetycznie z termicznym oddziaływaniem intruzji granitoidowej Gromnika. W obrębie tej samej skały współistnieją: sillimanit I generacji (syl) jako wzrostki fibrolitu w skaleniu potasowym – pertycie ortoklazowym (sk), andaluzyt (and) i pryzmatyczny sillimanit II generacji (strzałka). Nikole skrzyżowane. Pow. 35 ×
Mica-sillimanite-quartzitic schist from the summit of Wyżna Hill. Potassium feldspar + Al_2SiO_5 paragenesis. Polymorphic modifications of Al_2SiO_5 , related to thermal influence of the Gromnik granitoid intrusion, are also observable. Within the same rock there coexist: sillimanite of generation I (syl), present as fibrolite inclusions in potassium feldspar, with orthoclase perthite (sk), andalusite (and) and prismatic sillimanite of generation II (arrow). Nicols crossed. Enlarg. 35 ×
5. Łupek łuszczykowo-syllimanitowo-kwarcytowy ze stoków Borowej. Fragmenty laminy fibrolitowej (syl) i kwarcowej (Q) z kierunkowo ułożonymi, nieregularnymi grudkami tlenków żelaza starszej generacji (Fe). Nikole równoległe. Pow. 25 ×
Mica-sillimanite-quartzitic schist from the slopes of Borowa Hill. Fragments of fibrolite (syl) and quartz (Q) laminae that contain directionally arranged, irregular nubs of older generation iron-oxides (Fe). Nicols parallel. Enlarg. 25 ×
6. Łupek łuszczykowo-syllimanitowo-kwarcytowy ze stoków Wyżnej. Zrekrystalizowany w obrębie agregatu blaszek muskowitu (mu) andaluzyt sąsiaduje z lamina fibrolitową. Nikole równoległe. Pow. 25 ×
Mica-sillimanite-quartzitic schist from the slopes of Wyżna Hill. Andalusite, which recrystallized within an aggregate of muscovite flakes (mu), borders upon a fibrolite lamina. Nicols parallel. Enlarg. 25 ×
7. Łupek łuszczykowo-syllimanitowo-kwarcytowy ze stoków Wyżnej. Rekrystalizacja andaluzytu w obrębie agregatu fibromuskowitowego. Nikole równoległe. Pow. 35 ×
Mica-sillimanite-quartzitic schist from the slopes of Wyżna Hill. Andalusite that recrystallized within a fibromuscovite aggregate. Nicols parallel. Enlarg. 35 ×
8. Łupek łuszczykowo-syllimanitowo-kwarcytowy ze stoków Wyżnej. Wydłużone ziarna andaluzytu (and) sąsiadują z laminką kierunkowo zrekrystalizowanego kwarcu. Andaluzyt w tym przypadku powstał przypuszczalnie kosztem fibrolitu, którego relikty zachowały się jako wzrostki w kwarcu. Nikole równoległe. Pow. 25 ×
Mica-sillimanite-quartzitic schist from the slopes of Wyżna Hill. Elongated andalusite grains (and) border upon a thin lamina of directionally recrystallized quartz. In this case andalusite presumably developed from fibrolite, the relics of which are preserved in quartz. Nicols parallel. Enlarg. 25 ×



1



2



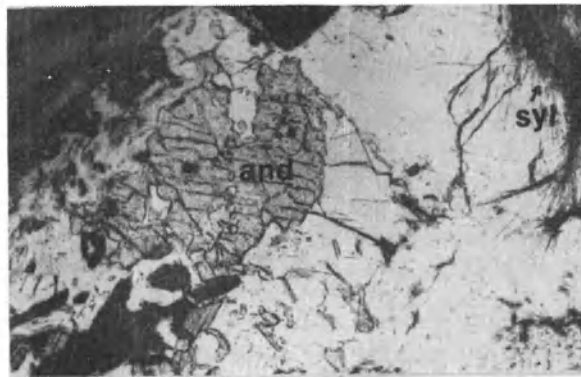
3



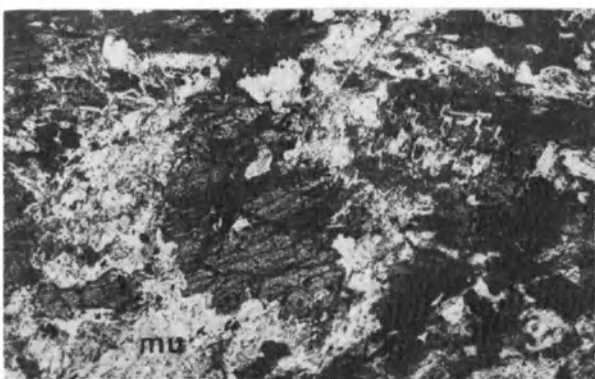
4



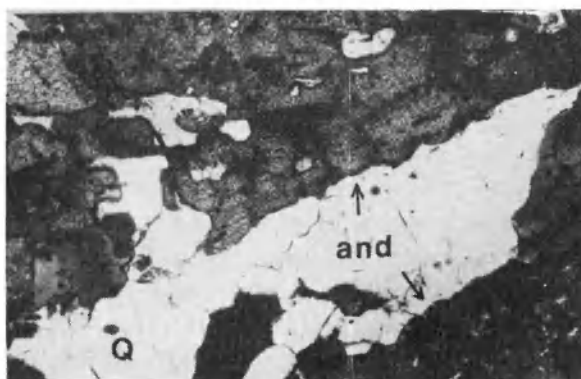
5



6



7



8

Krzysztof DZIEMIAŃCZUK, Barbara WOJNAR – Mineralizacja tytanomagnetytowa i ilmenito-hematytowa w rozwoju metamorficzno-strukturalnym kompleksu kupkowo-kwarcytowego południowej części masywu Strzelina

Titanomagnetite and ilmenite-haematite mineralization during metamorphic and structural development of a crystalline complex of schists and quartzites in the southern part of the Strzelin Granitoid Massif (The Sudetes)