

Marek Wojciech LORENC¹

ROLA MAGM ZASADOWYCH W EWOLUCJI INTRUZJI GRANITOIDOWYCH (STUDIUM PORÓWNAWCZE WYBRANYCH MASYWÓW HERCYŃSKICH)²

Role of basic magmas in the granitoid evolution
(a comparative study of some Hercynian massifs)

Abstrakt. Wyniki badań terenowych, petrograficznych i chemicznych wskazują na obecność dwu typów magm, biorących udział w formowaniu się granitoidowych masywów Strzelina i Kłodzka - Złotego Stoku (Dolny Śląsk, Polska) oraz zachodniej części Batolitu Systemu Centralnego (Hiszpania, Portugalia). Wśród granitów wydzielono dwa rodzaje: anatektyczne, dwułyżczykowe S-granity z kordierytom i metamorficznymi ksenolitami oraz I-granity biotytowe lub biotytowo-hornblendowe z rzadkimi ksenolitami oraz licznymi magmowymi maficznymi enklawami (MME). Wysoko usytuowane intruzje ciał gabrowo-diorytowych wykazują oznaki mieszania i miksacji, prowadzących do zmiennej hybrydyzacji co wskazuje, że w procesie tworzenia się granitoidów nie brała udziału wyłącznie magma jednego typu. Skład mineralny i chemiczny oraz kształt licznych MME, miejscami wykazujących oznaki rozwoju orbikularnego, wskazują na kilka pulsów bardziej maficznej magmy w obręb magmy felzytowej oraz na znaczne różnice temperatur między nimi. Największe koncentracje takich enklaw spotyka się w skałach o składzie granodiorytu i tonalitu, a ich pochodzenie jest ściśle związane z procesami reakcji magmy kwaśnej i zasadowej w wyniku skomplikowanych mechanizmów. Koegzystencja skał kwaśnych i zasadowych wydaje się być efektem reakcji magm pochodzenia płaszczowego i skorupowego w tak różnych reżimach tektonicznych jak strefy kolizyjne typu kontynent-kontynent czy aktywne brzegi płyt kontynentalnych nad strefami subdukcji. W pracy przedstawiono przykłady plutonizmu hercyńskiego ze wskazaniem ważnej roli magm zasadowych w genezie granitoidów.

Key words: Basic and acid magma, hybridization, S- and I-type granitoids.

¹ Instytut Nauk Geologicznych PAN, Samodzielna Pracownia Geologii Sudetów, ul. Podwale 75, 50-449 Wrocław.

² Wpłynęło 15 listopada 1991, przyjęto do druku 18 lutego 1992.

Abstract. Field, petrographical and chemical data give evidence for the existence of two types of magma that contributed to the formation of the studied granitoid massifs of Strzelin and Kłodzko - Złoty Stok (Lower Silesia, Poland) and western part of the Central System Batholith (Spain, Portugal). Two types of rocks were distinguished among granites: S-type anatectic two-mica granites with cordierite and metamorphic xenoliths, and I-type biotite (\pm hornblende) granitoids with rare xenoliths and abundant magmatic mafic enclaves (MME). The shallow level intrusions of gabbro-dioritic rocks show clear evidence of magma mingling, mixing, and certain degrees of complex hybridization indicating that the granitoids cannot be led out from one type of magma. The mineral and chemical composition and shape of abundant MME, in parts showing features of orbicular development, suggest several pulses of a more mafic magma into felsic one, and wide thermal difference between the two. The biggest concentration of such enclaves occurs in granodiorites and tonalites, and their origin is closely connected with processes of interaction of acid and basic magmas achieved by various mechanisms. The coexistence of acid and basic rocks seems to be result of interaction of mantle and crustal magmas in such different tectonic regimes like continent-continent collision setting and the active margins of the continental plates above subduction zones. Typical examples of the both "*hercynotype*" and "*andintotype*" plutonism are described with clear evidence of important role played by basic magmas in the granitoid genesis.

SPIS TREŚCI

Wstęp 5
Skały magmowe masywu strzelińskiego 5
Szkic geologiczny i historia badań 5
Litologia i petrografia 7
Omówienie wyników analiz chemicznych 14
Skały magmowe masywu kłodzko-złotostockiego 23
Szkic geologiczny i historia badań 23
Litologia i petrografia 26
Omówienie wyników analiz chemicznych 37
Skały magmowe środkowej i zachodniej części Półwyspu Iberyjskiego 45
Szkic geologiczny i historia badań 45
Litologia i petrografia 50
Omówienie wyników analiz chemicznych 58
Petrogenetyczna klasyfikacja skał magmowych 68
Zależność charakteru plutonizmu od reżimu tektonicznego 75
Geneza magmy granitoidowej 78
Koegzystencja skał kwaśnych i zasadowych 83
Znaczenie magmowych maficznych enklaw (MME) i synintruzyjnych dajek zasadowych 87
Podsumowanie i wnioski regionalne 96
Podziękowania 103
Literatura 103
Summary 113

WSTĘP

Obecność skał zasadowych w obrębie granitoidów jest faktem od dawna obserwowanym zarówno w wielkich batolitach, jak i drobnych plutonach, niezależnie od reżimu tektonicznego, w którym granitoidy te występują. Koegzystencja ta objawia się w szerokim spektrum możliwości, począwszy od pojedynczych intruzji czy pni skał zasadowych, a na drobnych, maficznych enklawach skończywszy. Zjawisko to wzbudzało zrozumiałe zainteresowanie wielu geologów i na przestrzeni lat było różnie tłumaczone.

W prezentowanym artykule autor przedstawia problem koegzystencji skał kwaśnych i zasadowych oraz próbę interpretacji znaczenia tych drugich w procesie tworzenia i mobilizacji granitoidów. Opierając się na bogatej literaturze zarówno archiwalnej, jak i najnowszej opracowany został materiał zebrany z różnych regionów. Pierwszym z nich był obszar Dolnego Śląska, na którym analizowano waryscyjskie granitoidy strzelińskie, oraz masywu kłodzko-złotostockiego. Drugim obszarem, stanowiącym bezpośrednie porównanie zwłaszcza z masywem strzelińskim, był Batolit Systemu Centralnego na Półwyspie Iberyjskim, a dokładniej wybrane jego części w zachodniej Hiszpanii i środkowej Portugalii.

Cały zebrany materiał terenowy umożliwił przeprowadzenie badań porównawczych, obserwację wzajemnych podobieństw i różnic, dając w efekcie podstawy do ustalenia zależności między udziałem magmy zasadowej a genezą granitoidów w różnych reżimach tektonicznych.

SKAŁY MAGMOWE MASYWU STRZELIŃSKIEGO

SZKIC GEOLOGICZNY I HISTORIA BADAŃ

Masyw granitoidowy Strzelina był obiektem badań wielu geologów, w związku z czym jego budowa geologiczna była już wielokrotnie i szczegółowo przedstawiana (m.in. Oberc 1966; Bereś 1969). Unikając więc kolejnego, precyzyjnego opisu budowy całości masywu niżej będzie przedstawiona jedynie zwięzła charakterystyka stosunków geologicznych stwierdzonych w jego północnej części, omówionej bardziej szczegółowo we wcześniejszych opracowaniach autora (Lorenc 1981, 1984a).

Objęty badaniami obszar rozciąga się między Strzelinem na północy a Nowolesiem na południu (fig. 1) i stanowi północny fragment dużej jednostki geologicznej znanej jako masyw strzeliński. Masyw ten w głównej mierze jest zbudowany z hercyńskich granitoidów, których szczegółowa analiza petrograficzna została opracowana przez Borkowską (1956, 1959), Beresia (1969) i Lorenca (1984a, b). Pozostałą część masywu stanowią skały osłony metamorficznej, zaliczone przez Beder-

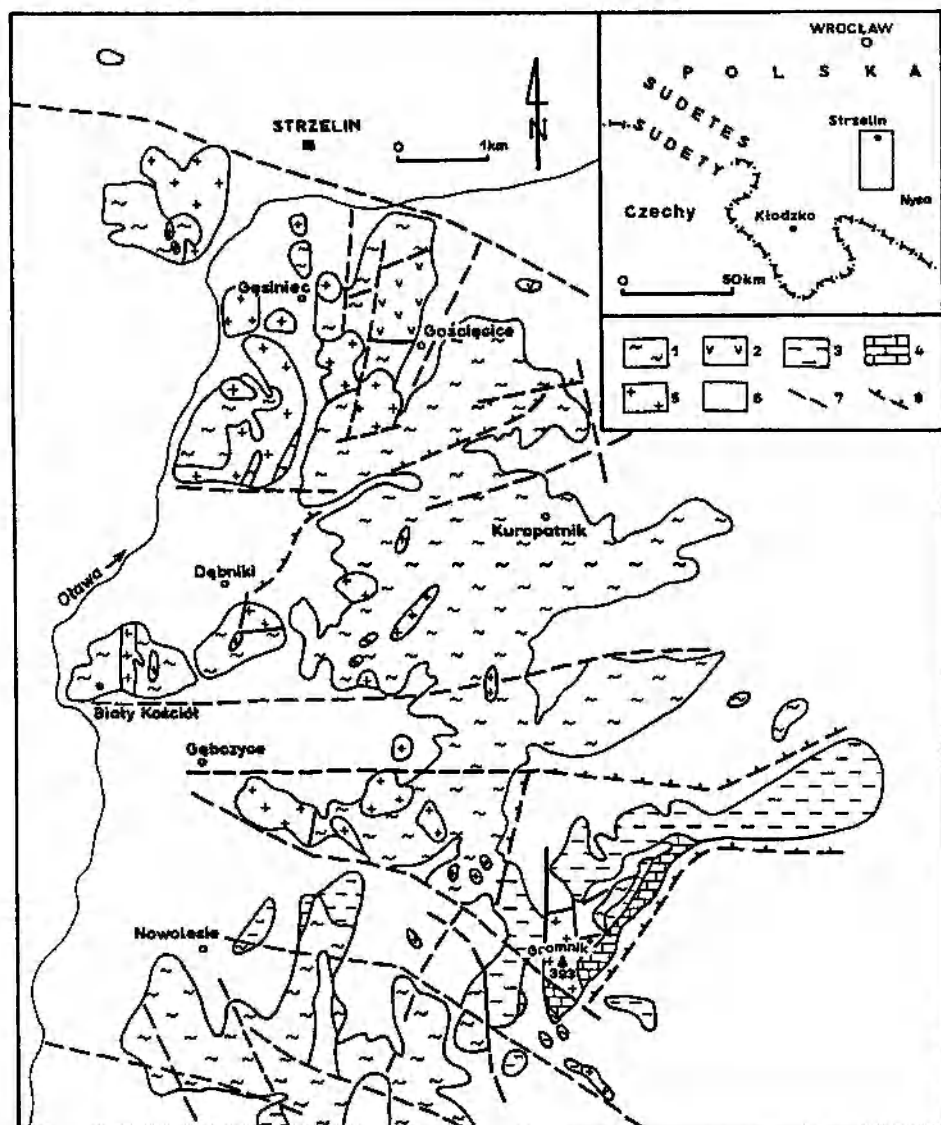


Fig. 1. Szkic geologiczny masywu strzelińskiego (wg Oberca 1988). 1 – gnejsy (nie-rozdzielone); 2 – amfibolity; 3 – kwarcyty i łupki kwarcytowe; 4 – skały wapienno-krzemianowe; 5 – granitoidy; 6 – skały osadowe kenozoiku; 7 – ważniejsze uskoki; 8 – nasunięcia

Geological sketch of the Strzelin massif (after Oberc 1988). 1 – gneisses (undivided); 2 – amphibolites; 3 – quartzites and quartzofeldspathic schists; 4 – calc-silicate rocks; 5 – granitoids; 6 – Cenozoic deposits; 7 – major faults; 8 – overthrusts

kego (1935) do dolnego dewonu. Dokładniejszego podziału skał w obrębie osłony dokonali Teisseyre *et al.* (1957) i Oberc (1966), wyodrębniając nie tylko skały dewońskie lecz także proterozoiczne. Jak wykazały badania Wojnar (1979), skały obu kompleksów (starszy i młodszy *sensu* Oberc *op. cit.*) zostały jednakowo, polifazowo zdeformowane podczas podewońskiego metamorfizmu regionalnego.

Z budowy geologicznej masywu strzelińskiego, uaktualnionej danymi z otworów wiertniczych wynika, że w odróżnieniu od części południowej mającej charakter typowej intruzji, jego część północna reprezentuje bardzo płytką strefę peryferyczną, gdzie granit intrudował w obręb skał metamorficznych pojedynczymi, grubymi żyłami (Borkowska 1959; Bereś 1969). Brak wyraźniejszych zmian kontaktowych był spowodowany dość niską temperaturą krystalizacji granitu w granicach 300 - 450°C (Borkowska 1972, 1973) oraz bliskim granitowi składem skał intrudowanych. Sądząc po wynikach analiz petrograficznych i chemicznych próbek pochodzących z otworów wiertniczych należy spodziewać się, że najgłębsza część intruzji znajduje się na południu głęboko pod osłoną skał metamorficznych. Istnieją też istotne podobieństwa składu mineralnego, pozwalające korelować drobne wystąpienia granitu w okolicach Maciejowic (na południe od masywu strzelińskiego) z granitoidami strzelińskimi (Borkowska 1959; Lorenc - mat. niepubl.). Ponadto przyjmuje się, że wyraźne południkowe wydłużenie masywu strzelińskiego (wraz z jego ewentualną południową prolongacją) mogło być uzależnione od istnienia w skałach osłony dużej dysjunkcji przebiegającej południkowo (Cloos 1922) lub głębokiej strefy dyslokacyjnej (Achramowicz, Lorenc 1986; Lorenc 1987b). Nieciągłość ta nie jest wprawdzie znaczona na mapach geologicznych jednak na jej przypuszczalne istnienie może wskazywać obecność dużych, wykartowanych uskoków południkowych w skałach metamorficznej osłony (Wójcik 1968; Oberc 1966). Morfologicznym wskaźnikiem istnienia tej nieciągłości w podłożu może być południkowy bieg rzek Oławy (fig. 1) i Krynki (poza obszarem ujętym na mapie), ograniczających od zachodu i wschodu masyw strzeliński.

LITOLOGIA I PETROGRAFIA

Najbardziej typową skałą dla masywu strzelińskiego jest granit biotytowy, wykształcony w odmianie drobno- i średnioziarnistej. Lokalnie występują także inne rodzaje skał, jak na przykład jaśniejszy i bardziej drobnoziarnisty granit biotytowy z Gromnika, bogaty w gnejsowe ksenolity, dwuływczykowy granit z Białego Kościoła czy obfitujący w nodule pinitowe granit z Gębczyc (fig. 1). Te właśnie lokalne odmiany grupują się w środkowej części trójkąta QAP (fig. 2) i reprezentują granitoidy typu "S" wg klasyfikacji White'a i Chappella (1977),

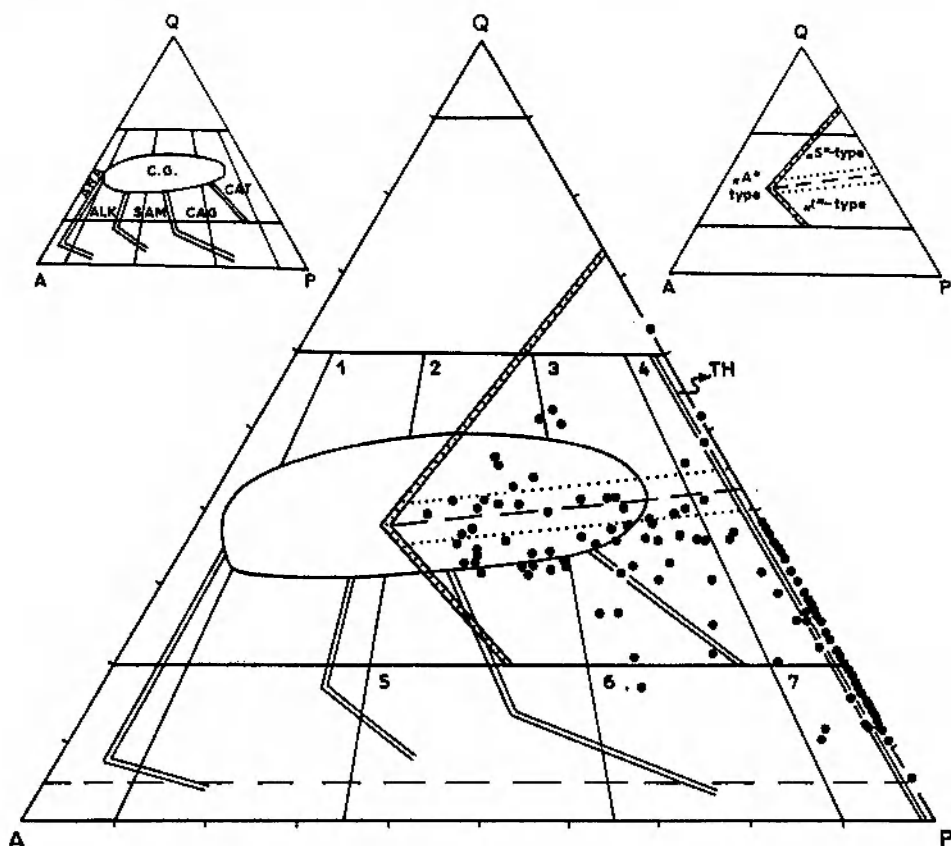


Fig. 2. Trójkąt QAP z klasyfikacją wg Lameyre'a i Bowdena (1982) i Bowdena *et al.* (1984) dla skal masywu strzełińskiego. CG – granity pochodzenia skorupowego. Serie skał magmowych: ANA – alkaliczna sodowa; ALK – alkaliczna potasowa; SAM – subalkaliczna monzonitowa; CAG – wapniowo-alkaliczna granodiorytowa (normalna); CAT – wapniowo-alkaliczna tonalitowa lub trondhjemitowa; TH – toleitytowa. Mały trójkąt po prawej stronie przedstawia pola typów "A", "S" oraz "I" wg White'a i Chappella (1977). 1 – syenogranity; 2 – monzogranity; 3 – granodiority; 4 – tonality; 5 – monzonity; 6 – monzodiority; 7 – dioryty i gabra

Triangular QAP diagram with classification of Lameyre, Boeden (1982) and Bowden *et al.* (1984) as applied to the rocks of the Strzelin massif. CG – crustal granites. Igneous rocks series: ANA – sodic alkaline; ALK – potassic alkaline; SAM – monzonitic subalkaline; CAG – granodioritic calc-alkaline (normal); CAT – tonalitic or trondhjemitic calc-alkaline; TH – tholeiitic. The small upper-right triangle shows fields of the "A"-type, "S"-type and "I"-type granitic rocks after White, Chappell (1977). 1 – syenogranites; 2 – monzogranites; 3 – granodiorites; 4 – tonalites; 5 – monzonites; 6 – monzodiorites; 7 – diorites and gabbros

powstające najprawdopodobniej przez homogenizację gnejsów i ich anatektyczną mobilizację (Oberc 1966; Morawski 1973).

Niewielkie ciała drobno- i średnioziarnistych tonalitów oraz kwarcowych diorytów stwierdzono w okolicach wzgórza Gromnik oraz między Gościęciami a Gęsińcem. W tym drugim obszarze większe ilości diorytów oraz tonalitów hornblendowo-biotytowych obserwowano jedynie w rdzeniach wiertniczych (Lorenc, Lewczuk 1981).

We wszystkich odmianach intruzywnych granitoidów typu "I" bardzo liczne są ksenolity skał metamorficznych, pochodzące przypuszczalnie z osłony brzeżnej i dachowej intruzji (Lorenc 1984a). Spotyka się tu także okrągłe i elipsoidalne enklawy maficznych skał magmowych (pl. I, pl. II, pl. III, I, 2), których pochodzenie należy wiązać z przypuszczalną obecnością większej ilości skał maficznych w głębszych partiach masywu (Lorenc 1984a, 1988a; Lorenc, Saavedra 1989).

Wyniki analiz petrograficznych przedstawiono na trójkącie klasyfikacyjnym QAP w wersji zmodyfikowanej przez Lameyre'a i Bowdena (1982) oraz Bowdena *et al.* (1984). Z wykresu tego wynika, że badane skały należą do trzech serii: wapniowo-alkalicznej granodiorytowej (CAG), wapniowo-alkalicznej tonalitowej (CAT) oraz toleitowej (TH) przy czym należy zaznaczyć, że punkty projekcyjne tonalitów i kwarcowych diorytów odpowiadają przede wszystkim maficznym enklawom i skałom pochodzącym z większych głębokości, a uzyskanym dzięki otworom wiertniczym.

Odrębną grupę skał stanowią te, których punkty projekcyjne na omawianym wykresie grupują się w polu granitów pochodzenia skrupowego (CG) czyli typu "S" według klasycznego podziału (White, Chappell 1977). Skały te, występujące głównie w południowej części masywu, różnią się od wymienionych wcześniej obecnością muskowitu oraz tak charakterystycznych minerałów jak kordieryt czy syllimanit (pl. III, 3, 4). Ponadto nie spotyka się w nich nigdy owalnych enklaw maficznych skał magmowych lecz jedynie metamorficzne ksenolity.

Innego typu projekcję graficzną stanowi trójkąt uwzględniający wzajemne proporcje sumy kwarcu i skalenia potasowego, minerałów maficznych oraz plagioklazu (fig. 3). Rozkład punktów projekcyjnych potwierdza istnienie dość dużej grupy granitoidów leukokratycznych anatektycznego pochodzenia oraz odrębnej grupy skał bardziej maficznych odpowiadających typowi "I". Pojedyncze punkty położone u podstawy trójkąta po jego lewej stronie reprezentują skały maficzne, najprawdopodobniej nie związane genetycznie bezpośrednio z tonalitami i diorytami po stronie prawej.

Jakościowy i ilościowy skład mineralny wszystkich badanych skał został przedstawiony w tabeli 1, w której skały zebrano w cztery reprezentatywne grupy: gabro-dioryty, tonality, granity i granodioryty

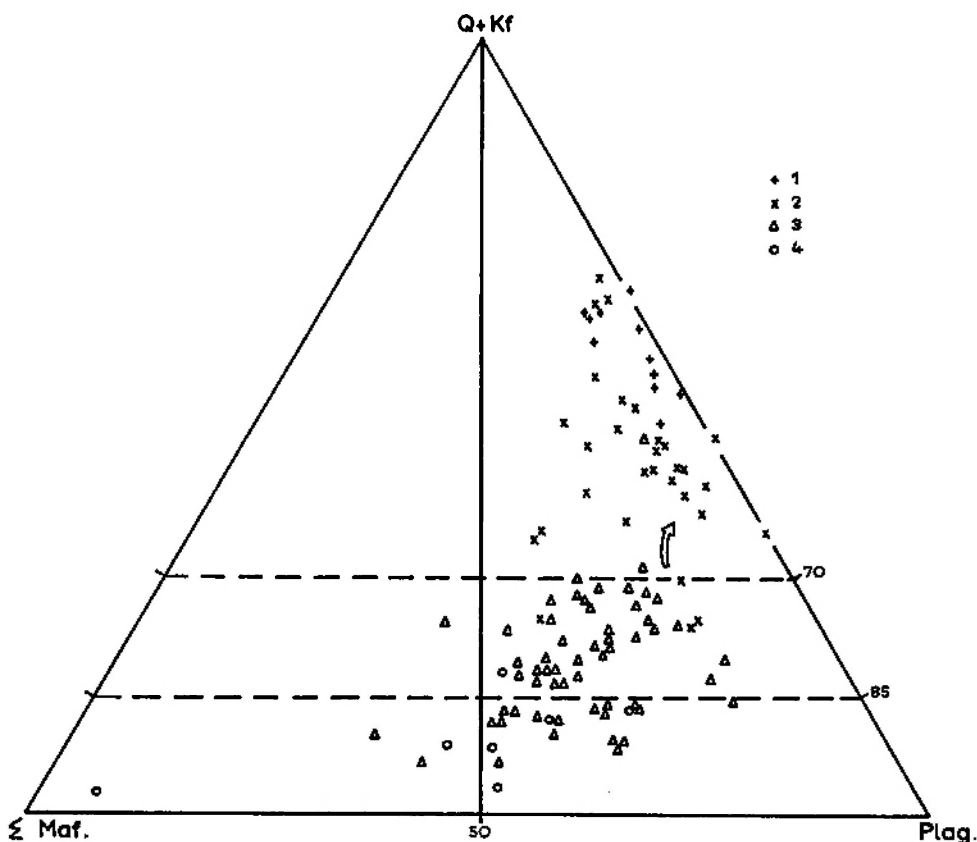


Fig. 3. Skály masywu strzelińskiego w trójkącie wg Tindle'a i Pearce'a (1983). Skály zasadowe grupują się przy podstawie trójkąta. Strzałka wskazuje trend frakcjonacji skał intruzywnych. Σ maf. = biotyt + amfibol + piroksen. 1 – granity dwułyszczkowe, kordierytowe i leukogranity; 2 – granity i granodiority biotytowe; 3 – tonality i monzodiority; 4 – diority i gabra

Triangular diagram of modal data (Tindle, Pearce 1983) as applied to the rocks of the Strzelin massif. Note position of basic rocks near the basis of triangle. Arrow indicates fractionation trend of intrusive rocks. Σ maf. = biotite + amphibole + pyroxene. 1 – two-mica granites, cordierite granites and leucogranites; 2 – biotite granites and granodiorites; 3 – tonalites and monzodiorites; 4 – diorites and gabbros

biotytowe oraz granity dwułyszczkowe z kordierytem, z podaniem wartości średnich wraz ze standardowym odchyleniem.

Granit strzeliński jest skałą izotropową o strukturze homogenicznej i tylko w niektórych miejscach wykazuje ślady tekstur kierunkowych. Subhedralne lub euhedralne plagioklasy są zbliżone według prawa albitowego i peryklinowego. Często jest obserwowana zonalność plagioklazów, zawierających w części centralnej 20 - 25%

Tabela (Table) 1

Reprezentatywny skład mineralny skał magmowych masywu strzeleńskiego
 (w procentach)
 Representative mineral composition of igneous rocks from the Strzelin massif
 (in volume per cent).

	I		II		III		IV	
	\bar{x}	<i>s</i>	\bar{x}	<i>s</i>	\bar{x}	<i>s</i>	\bar{x}	<i>s</i>
Kwarc Quartz	7,0	(3,8)	20,3	(7,6)	28,7	(7,4)	35,2	(4,2)
Mikroklin Microcline	0,9	(1,0)	0,8	(2,3)	12,1	(6,7)	19,1	(6,1)
Plagioklaz Plagioclase	45,4	(14,0)	50,2	(7,6)	44,9	(6,6)	35,3	(5,8)
Biotyt Biotite	19,6	(6,6)	19,6	(7,8)	8,9	(8,4)	7,8	(6,6)
Muskowit Muscovite	-	-	-	-	2,3	(3,9)	1,5	(2,5)
Amfibol Amphibole	21,7	(15,2)	6,1	(6,6)	0,4	(1,5)	-	-
Chloryt Chlorite	tr	-	tr	-	tr	-	0,3	(0,6)
Apatyt Apatite	0,5	(1,0)	0,6	(1,2)	0,2	(0,5)	tr	-
Epidot Epidote	-	-	tr	-	-	-	tr	-
Kordieryt Cordierite	-	-	-	-	-	-	1,5	(2,9)
Syllimanit Sillimanite	-	-	-	-	-	-	tr	-
Granat Garnet	-	-	-	-	-	-	tr	-
Cyrkon Zircon	-	-	tr	-	tr	-	tr	-
Tytanit Sphene	tr	-	1,5	(2,4)	-	-	-	-
Min. nieprz. Opaque min.	tr	-	tr	-	tr	-	tr	-
% An w plag.	45	(12)	39	(7)	29	(6)	20	(3)

\bar{x} – wartość średnia; *s* – standardowe odchylenie; tr – ślady. I – gabro-dioryty (11); II – tonality (60); III – granity i granodioryty biotytowe (15); IV – dwu-
 szczykowe granity z kordierytom (20)

\bar{x} – medium value; *s* – standard deviation; tr – traces. I – gabbro-diorites (11);
 II – tonalites (60); III – biotite granites and granodiorites (15); IV – two-mica
 granites with cordierite (20)

An, a w partiach brzeżnych 13 - 15% An. Skaleń potasowy tworzy ziarna anhedralne, interstycjalne z drobnym mikroperytytem oraz wyraźną kratką polisyntetycznych zliźniaczeń; na kontakcie z plagioklazem pojawia się myrmekit. Mozaikowe agregaty kwarcu są złożone z ziarn anhedralnych o falistym wygaszaniu światła, ale pojedyncze drobne ziarna tego minerału występują też w formie wrostków w skaleniu potasowym. Euhedralne blaszki biotyту są rozproszone nieregularnie w obrębie skały, wykazując w niektórych przypadkach oznaki wyraźnej chlorytyzacji. Muskowit pojawia się tu rzadko i w niewielkich ilościach, przeważnie tworząc przerosty z biotytem. Obecność syllimanitu oraz anhedralnego lub euhedralnego kordierytu jest również sporadyczna (pl. III, 3, 4), przy czym ten drugi bywa najczęściej silnie spinityzowany (Lorenc 1987a). W odmianie granitu z kordierytem plagioklasy mają nieco bardziej wapniowe jądra (28% An). Grupę minerałów akcesorycznych w granicie strzeelińskim stanowią apatyt, tytanit i cyrkon.

Opisany granit jest odmianą najbardziej typową dla masywu strzeelińskiego. Jak już wspomniano, w okolicach Gromnika, Gębzcyc i Białego Kościoła (fig. 1) występują jasne granity typu "S", które w dalszej analizie ujęto w grupę granitów dwuływczykowych. Granit ze szczytu Gromnika różni się od granitu strzeelińskiego jaśniejszą barwą i bardziej droбноziarnistą strukturą. Ważną różnicę stanowi obecność muskowitu w ilości do 1%, tworzącego równoległe zrosty z biotytem lub występującego wewnątrz plagioklazów, których kosztem przypuszczalnie wzrastał.

Granit z Gębzcyc jest skałą również droбноziarnistą, w której udział biotyту i muskowitu jest prawie równy w granicach 1%. Charakterystyczną cechą tej odmiany granitu jest obecność sferycznych, ciemnych nodul otoczonych leukokratycznymi obwódkami. Nodule te, zbudowane z kwarcu, plagioklazu (28% An) oraz dużej ilości biotyту, chlorytu i serycytu (sporadycznie spotykano pojedyncze ziarenka andaluzytu), są wykształcone w sposób typowy dla jednej z odmian granitu typu "S" (*sensu* White, Chappell 1977) i odpowiadają produktom rozpadu obecnego w tych miejscach wcześniej kordierytu (Didier, Dupraz 1985; Lorenc 1987a).

Granit z Białego Kościoła jest odmianą dwuływczykową, w której udział biotyту i muskowitu jest nieco większy (po około 3%) niż w odmianach z Gromnika czy Gębzcyc. Jest to ponadto jedyna odmiana granitu, w której liczne kry gnejsowe wykazują jednakową orientację przestrzenną powierzchni foliacji, zgodną z orientacją analogicznych powierzchni we właściwej osłonie metamorficznej. Powszechne przeraśnięcie się ziarn zaciera ewentualne struktury konsolidacyjne i utrudnia odtworzenie sekwencji krystalizacji.

Granodioryty są, podobnie jak granit strzeliński, drobno- i średnioziarniste, rzadko wykazujące struktury z płynięcia. Podobnie też jak granit, występują one w dwu odmianach w zależności od obecności lub braku minerałów peraluminowych. W odmianie zawierającej te minerały plagioklaz tworzy euhedralne, zonalne tabliczki o andezynowych jądrach (30 - 32% An) i oligoklazowych obwódkach (20 - 25% An), zbliżone według prawa albitowego. Skaleń potasowy o wyraźnej kratce bliźniaczej tworzy ziarna anhedralne z licznymi wrostkami kwarcu i plagioklazu. Ciemny łyszczyk to euhedralny biotyt, zawierający liczne wrostki drobnego cyrkonu otoczone silnie pleochroicznymi obwódkami. Udział muskowitu, tworzącego zrosty z biotytem, nie przekracza 5 - 6% masy skały, a pozostałe minerały peraluminowe reprezentują całkowicie spinityzowane ziarna kordierytu lub pinitowe pseudomorfozy po tym minerale oraz częściowo zmienione euhedralne ziarna granatu.

W granodiorytach, nie wykazujących obecności minerałów peraluminowych, charakterystycznym składnikiem jest hornblenda, tworząca euhedralne lub subhedralne słupki a także igielkowaty apatyt. W skałach tego typu centra zonalnych plagioklazów są bardziej wapniowe (35% An), a w grupie minerałów akcesorycznych pojawia się charakterystyczny epidot i tytanit.

Kolejnym rodzajem skał są tonality, wykształcone również w dwu odmianach. Tonality biotytowe (bez amfibolu) wykazują znaczne podobieństwo petrograficzne do granodiorytów grupy drugiej, chociaż różnią się od nich większą zawartością łyszczyka, nieco większym ziarnem oraz w niektórych przypadkach teksturą ofitową. W pewnych odmianach tonality występuje mała ilość muskowitu.

Tonality amfibolowe cechuje znacznie drobniejsze ziarno i częściej spotykana tekstura ofitowa. Ich skład mineralny jest reprezentowany przez plagioklaz, kwarc, biotyt, amfibol i mikroklin. Budowa pasowa plagioklazów jest bardzo powszechna i wówczas jądra o składzie labradoru (50 - 55% An) są otoczone obwódkami andezynowymi (35 - 40% An). W niektórych partiach skał jest widoczna słaba biotytyzacja hornblendy, a sporadycznie można spotkać także amfibolowe pseudomorfozy przypuszczalnie po oliwinie lub piroksenie. W grupie minerałów akcesorycznych interesujące są igielkowate kryształki apatytu o elongacji 1:19 do 1:30 oraz euhedralne ziarna tytanitu wielkości do 0,7 mm.

Dioryty są skałami drobnoziarnistymi barwy ciemnozielonej lub czarnej. Głównymi ich składnikami są: plagioklaz, biotyt i amfibol zaś akcesorycznie pojawiają się kwarc, apatyt, tytanit, chloryt i tlenki żelaza; w sporadycznych przypadkach stwierdza się obecność pseudomorfoz amfibolowych po starszych minerałach (piroksen, oliwin).

Euhedralny plagioklaz zmienia swój skład od andezynu (37 - 40% An) w diorytach kwarcowych do labradoru (50% An) w diorytach hornblendowych. W niektórych enklawach (MME) skład plagioklazu przekracza 50% An (50 - 55% lub 55 - 58%), osiągając wartość typową dla skał z pogranicza diorytu i gabra (Lorenc 1988a; Lorenc, Saavedra - w druku). Amfibol jest reprezentowany przez euhedralne słupki hornblendy ($z/\gamma = 15 - 17^\circ$) o wyraźnie zielonych barwach pleochroicznych, niekiedy zawierające drobne wrostki tytanitu. Biotyt natomiast odznacza się czerwono-brunatną barwą, a jego dobrze wykształcone blaszki mogą zawierać pojedyncze wrostki cyrkonu otoczone wyraźnymi polami pleochroicznymi. We wszystkich skałach diorytowych regułą jest znaczna serycytyzacja bardziej wapniowych jąder plagioklazów o budowie pasowej, częściowa biotytyzacja hornblendy oraz chlotrytyzacja biotyту. Zmienne są natomiast proporcje biotyту do hornblendy oraz obecność lub brak kwarcu czy skalenia potasowego w poszczególnych odmianach skał diorytowych. Podobny jest jednak zestaw minerałów akcesorycznych, reprezentowany przez apatyt beżładnie rozproszony w obrębie skały lub w formie wrostków w centrum plagioklazów, euhedralny tytanit i nieregularne agregaty minerałów nieprzezroczystych. W diorytowych enklawach bardzo charakterystycznymi minerałami jest igiełkowaty apatyt (pl. II, 2) oraz poikilitowo poprzerastane blaszki biotyту (pl. III, 2).

OMÓWIENIE WYNIKÓW ANALIZ CHEMICZNYCH

Wyniki analiz chemicznych skał masywu strzezińskiego przedstawiono w tabeli 2, w której wartości średnie (\bar{x}) oraz standardowe odchylenie (s) zostały podane zbiorczo dla trzech oddzielnych grup: tonalitów i diorytów kwarcowych, granitów i granodiorytów biotytowych oraz granitów dwułyżczykowych z kordierytem. Wszystkie analizy chemiczne to analizy nowe, wykonane w 1984 r. przez laboratorium Consejo Superior de Investigaciones Cientificas w Salamance (Hiszpania).

Przeliczenia składu chemicznego na minerały normatywne wykazało, że wszystkie skały charakteryzują się obecnością normatywnego hiperstenu (0,07 - 8,65) oraz normatywnego kwarcu (12,16 - 49,44). W części próbek obserwuje się nadmiar glinki w postaci normatywnego korundu (0,03 - 6,49) gdy tymczasem w pozostałych występuje normatywny diopsyd (1,91 - 6,25).

Z przedstawionej tabeli można wnioskować także o aluminowym charakterze badanych skał. Wartość stosunku A:CNK ($Al_2O_3:CaO + Na_2O + K_2O$) osiąga wartość poniżej 1,0 w skałach obojętnych, wzrastając w przypadku granitów do ponad 1,0. Oznacza to, że część skał ma charakter metaluminowy (dioryty kwarcowe, tonality i część gra-

Tabela (Table) 2

Reprezentatywny skład chemiczny skał magmowych masywu strzelińskiego
 (tlenki w % wag.; elementy śladowe w ppm)
 Representative chemical data for igneous rocks of the Strzelin massif
 (oxides in % weight; trace elements in ppm)

	I		II		III	
	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s
SiO ₂	61,20	(2,38)	71,60	(3,50)	75,21	(0,72)
Al ₂ O ₃	16,10	(0,58)	13,82	(1,05)	12,61	(0,34)
Fe ₂ O _{3t}	6,77	(1,20)	3,22	(1,56)	1,83	(0,93)
TiO ₂	0,63	(0,33)	0,20	(0,28)	0,05	(0,07)
MnO	0,12	(0,02)	0,07	(0,08)	0,04	(0,01)
P ₂ O ₅	0,67	(0,12)	0,18	(0,15)	0,14	(0,05)
MgO	1,98	(1,14)	0,87	(0,84)	0,18	(0,14)
CaO	5,31	(1,55)	2,19	(1,79)	0,89	(0,36)
Na ₂ O	3,49	(0,22)	3,35	(0,32)	3,28	(0,38)
K ₂ O	3,42	(4,43)	3,43	(1,05)	4,42	(0,98)
L.O.I.	0,92	(0,37)	0,75	(0,33)	0,61	(0,09)
Ba	656	(178)	818	(748)	367	(307)
Sr	311	(77)	184	(95)	84	(63)
Rb	62	(20)	123	(48)	259	(135)
Zr	275	(148)	301	(206)	86	(38)
Y	73	(16)	35	(27)	24	(4)
Nb	7	(3)	6	(4)	13	(10)
Ni	20	(19)	5	(11)	-	-
Co	24	(3)	5	(6)	-	-
Cr	47	(31)	10	(6)	13	(9)
A:CNK	0,91	(0,14)	1,11	(0,21)	1,07	(0,08)
D.I.	43	(5)	54	(3)	55	(4)

\bar{x} – wartość średnia; s – standardowe odchylenie; L.O.I. – straty prażenia; A:CNK – mol.Al₂O₃:(CaO+Na₂O+K₂O); D.I. – wskaźnik dyferencyjny. I – dioryty kwarcowe i tonality (21); II – granodioryty i granity biotytowe (16); III – dwuższytkowe granity z kordieritem (4)

\bar{x} – medium value; s – standard deviation; L.O.I. – loss on ignition; A:CNK – mol.Al₂O₃:(CaO+Na₂O+K₂O); D.I. – differentiation index. I – quartz-diorites and tonalites (21); II – biotite granodiorites and granites (16); III – two-mica granites with cordierite (4)

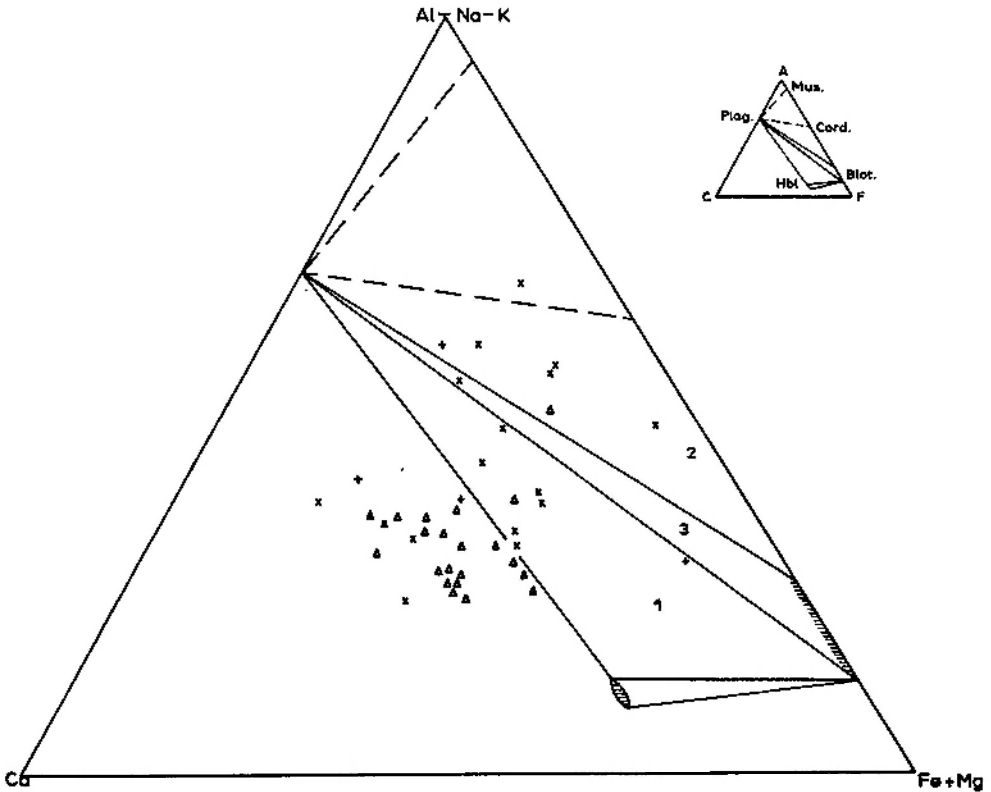


Fig. 4. Skały masywu strzelińskiego w trójkącie ACF (wg White'a 1990). *Pole 1* – metaluminowe granitoidy hornblendowe; *pole 2* – peraluminowe granitoidy muskowitowe z kordierytym, granatem i andaluzytem; *pole 3* – granitoidy biotytowe (granica peraluminowa). Pozostałe objaśnienia jak na figurze 3

Rocks of the Strzelin massif in triangular ACF diagram (after White 1990). *Field 1* – hornblende granitoids (metaluminous); *field 2* – cordierite, garnet, andalusite, and muscovite granites (peraluminous); *field 3* – biotite granitoids (peraluminous boundary). Other symbols same as in Fig. 3

nodiorytów) gdy tymczasem niektóre granodioryty i granity biotytowe oraz wszystkie granity dwułyżczykowe są wyraźnie peraluminowe. Fakt ten jest wyraźnie widoczny na trójkącie ACF (fig. 4), na którym granicę peraluminową stanowi linia plagioklaz - biotyt. Wszystkie punkty projekcyjne, grupujące się w kierunku naroża Ca od tej linii, są metaluminowe, gdy tymczasem wypadające w rejonie pół stabilności kordierytu i muskowitu mają charakter wyraźnie peraluminowy.

Pozycja skał masywu strzelińskiego na trójkącie AFM (fig. 5) nie jest jednoznaczna. Wszystkie punkty grupują się w pobliżu pola magm wapniowo-alkalicznych, jednakże z pewnym rozproszeniem w obręb

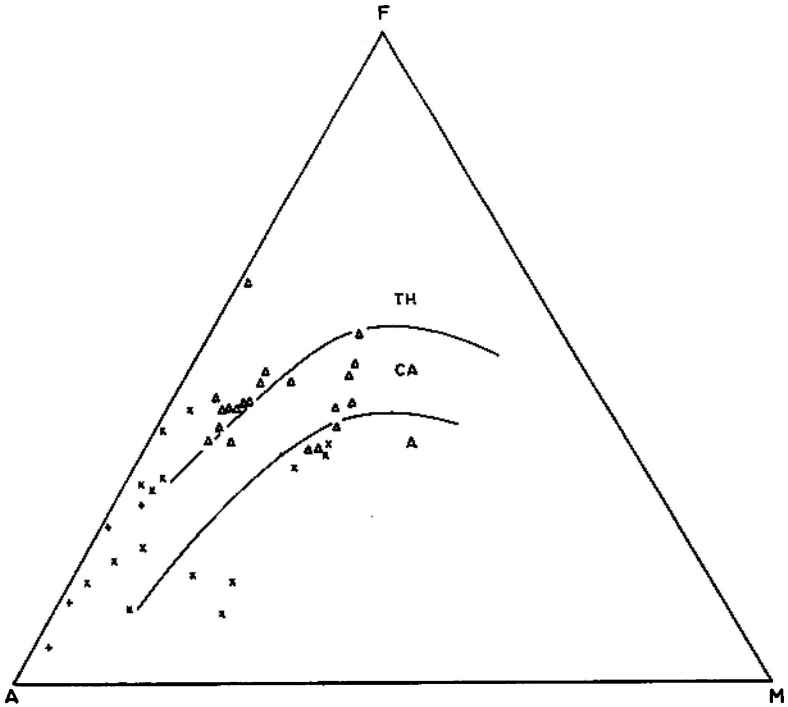


Fig. 5. Pozycja skał masywu strzeleńskiego w trójkącie AFM (wg Irvine'a i Baragara 1971). TH – grupa toleitowa; CA – grupa wapniowo-alkaliczna; A – grupa alkaliczna. Pozostałe objaśnienia jak na figurze 3

Position of intrusive rocks of the Strzelin massif in triangular AFM diagram (after Irvine, Baragar 1971). TH – tholeiitic group; CA – calc-alkaline group; A – alkaline group. Other symbols same as in Fig. 3

pól magm alkalicznych i toleitowych. Na wykresie tym zaznaczają się dwa różne trendy punktów, ale nie do końca zdefiniowane.

Przyjęcia nasuwające się z analizy omawianych wykresów znajdują wyraźne potwierdzenie na diagramie A-B (fig. 6), umożliwiającym wydzielenie podstawowych asocjacji skał magmowych na podstawie zależności dwu parametrów obliczonych z wartości atomowych poszczególnych pierwiastków. Na diagramie tym skały masywu strzeleńskiego wypadają po obu stronach osi B, uzyskując zarówno dodatnie, jak i ujemne wartości parametru A. Oznacza to, że grupa punktów o wartościach "A" należy do asocjacji calcemicznej, a interpretacja rozmieszczenia tych punktów pozwala wyznaczyć ślady podtypów CALC, ALKS i PERALKOS. Omawiana grupa skał reprezentująca dioryty kwarcowe, tonality i część granodiorytów odpowiada w ten sposób grupie skał metaluminowych typu "T" (według klasyfikacji – White, Chappell 1977). Druga grupa punktów o wartościach "+A" reprezentuje

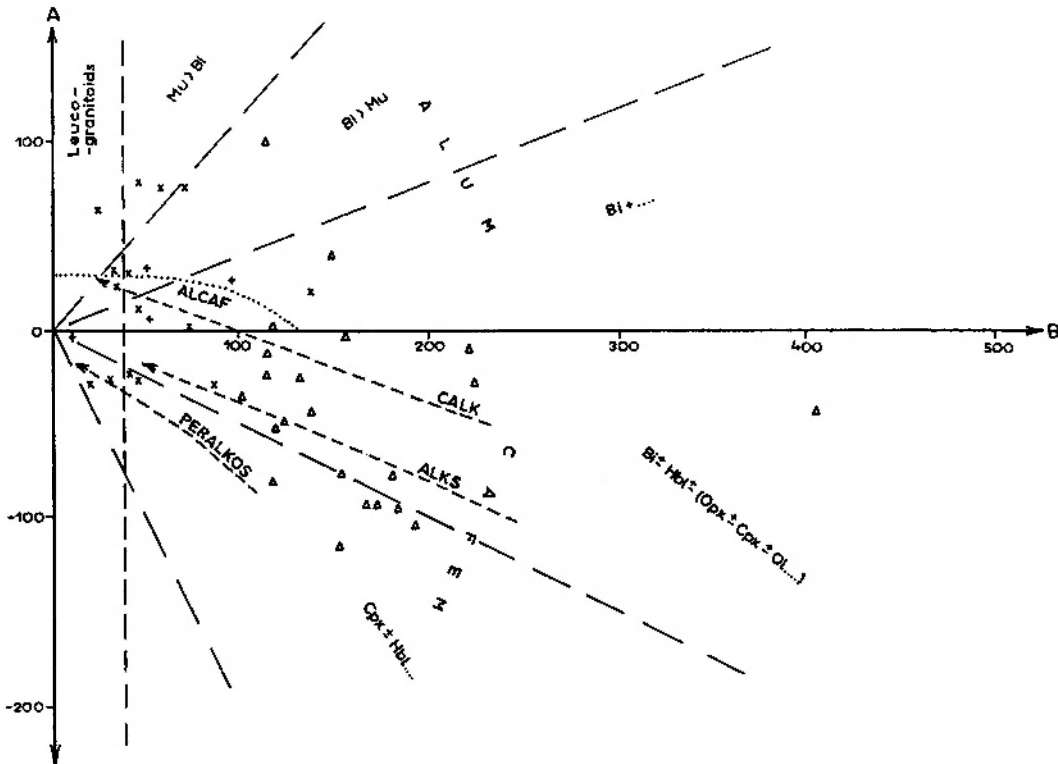


Fig. 6. Klasyfikacyjny diagram "minerałów charakterystycznych" (wg Debon i Le Fort 1983) dla skał masywu strzelińskiego. *ALUM* – asocjacja aluminowa; *ALCAF* – asocjacja alumino-cafemiczna; *CAFEM* – asocjacja cafemiczna; *CALK* – trend wapniowo-alkaliczny; *ALKS* – trend alkaliczny nasycony; *PERALKOS* – trend peralkaliczny przesycony. $A = Al - (K + Na + 2Ca)$; $B = Fe + Mg + Ti$. Pozostałe objaśnienia jak na figurze 3

"Characteristic minerals" classification diagram (after Debon, Le Fort 1983) as applied to the rocks of the Strzelin massif. *ALUM* – aluminous association; *ALCAF* – alumino-cafemic association; *CAFEM* – cafemic association; *CALK* – calc-alkaline trend; *ALKS* – alkaline saturated trend; *PERALKOS* – peralkaline oversaturated trend. $A = Al - (K + Na + 2Ca)$; $B = Fe + Mg + Ti$. Other symbols same as in Fig. 3

skały peraluminowe typu "S", które na podstawie omawianego wykresu i klasyfikacji Debona i Le Forta (1983) można zidentyfikować jako skały asocjacji aluminowej bez wyraźniejszego podtypu. Skały tej grupy to część granodiorytów i granitów biotytowych oraz wszystkie granity dwułyżczykowe. Kilka punktów jest zlokalizowanych także w obrębie podtypu *CALK-SALKL* asocjacji pośredniej *ALCAF* (alumino-cafemicznej), co może świadczyć o istnieniu pewnej grupy skał pochodzenia mieszanego na skutek reakcji magm obu wcześniej wspomnianych asocjacji.

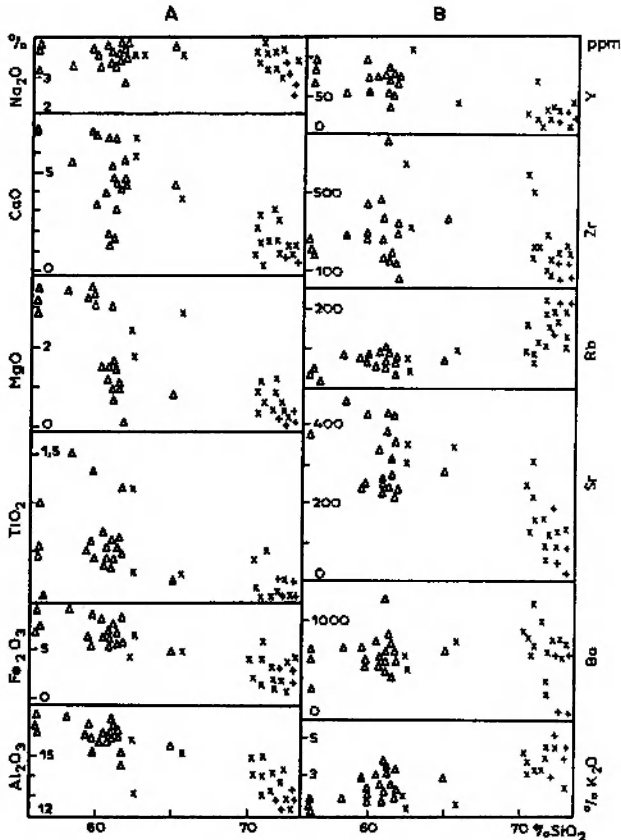


Fig. 7. Skład chemiczny skał masywu strzeleńskiego na diagramach Harkera. Tlenki w % wagowych (A); elementy śladowe w ppm (B). Pozostałe objaśnienia jak na fig. 3

Chemical composition of the rocks from the Strzelin massif in the Harker diagrams. Oxides in % weight (A); trace elements in ppm (B). Other symbols same as in Fig. 3

Zmienność procentowego udziału poszczególnych tlenków i pierwiastków śladowych w stosunku do SiO_2 w badanych skałach przedstawia diagram Harkera (fig. 7), ukazujący duże rozproszenie punktów przy jednoczesnym istnieniu wyraźnie oddzielnych dwu grup: granodiorytów, tonalitów i diorytów kwarcowych ($\text{SiO}_2 = 57,00 - 65,98\%$) oraz granitów biotytowych i dwulyszczkowych ($\text{SiO}_2 = 70,69 - 75,98\%$). Brak tu typowych granodiorytów wypełniających lukę w zawartości SiO_2 w granicach 66 - 70%. Wspomniane już duże rozproszenie punktów i brak zmian proporcjonalnych z tendencją do wyraźnie liniowego ułożenia wyklucza przyjęcie jednego prostego modelu jako mechanizmu wyłącznie odpowiedzialnego za procesy magmowe, które doprowadziły do powstania obserwowanych obecnie skał. Na niektórych

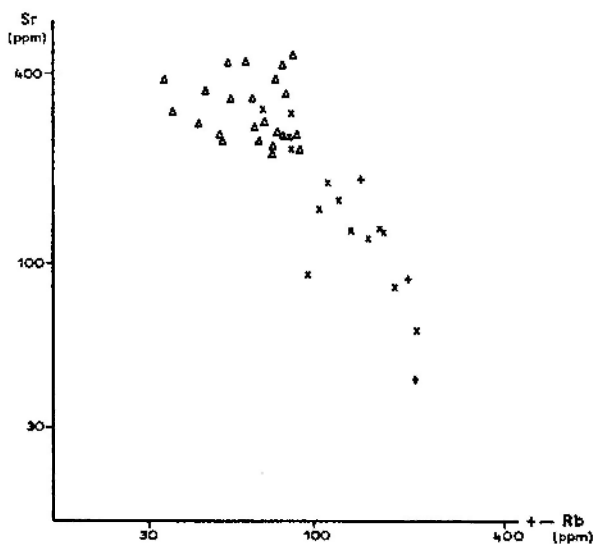


Fig. 8. Rozkład wartości Rb i Sr w skałach masywu strzelińskiego. Zauważalny brak typowych trendów liniowych częściowego topienia (subhoryzontalny) lub frakcyjnej krystalizacji (subwertykalny), (wg Robba 1983). Pozostałe objaśnienia jak na fig. 3

Contents of Rb and Sr in the rocks from the Strzelin massif. Note lack of typical trends of partial melting (sub-horizontal) or fractional crystallization (sub-vertical), (after Robb, 1983). Other symbols same as in Fig. 3

diagramach (CaO, MgO, TiO₂, Y, Zr) słabo zarysowują się pewne tendencje liniowe, wyznaczające istnienie dwu grup skał obojętnych, stowarzyszonych z niektórymi granodiorytami, pomijając brak punktów projekcyjnych odpowiadających wartościom SiO₂ w granicach 66-70%.

Innego rodzaju dwa trendy zarysowują się na diagramach uwzględniających zawartość Sr i Rb. Począwszy od członów najbardziej maficznych udział Sr sukcesywnie maleje wykazując jednak znaczne zróżnicowanie zarówno w obrębie grupy skał obojętnych, jak i w granitoidach biotytowych (zmiana składu plagioklazu i malejący udział procentowy tego minerału). Zawartość Rb utrzymuje się w większości skał na poziomie poniżej 100 ppm, co jest spowodowane dość stałym udziałem biotytytu, ale gwałtownie wzrasta w grupie skał najkwaśniejszych gdzie dominującą rolę odgrywa skałen potasowy przy wzrastającym udziale muskowitu.

Konkretniejsze nieco wnioski nasuwają się z interpretacji wzajemnych proporcji Sr i Rb (fig. 8). Na przedstawionym diagramie trudno jest wprowadzić wyznaczyć typowe trendy dla frakcyjnej krystalizacji bądź też częściowego topienia (Robb 1983), to jednak pewne regular-

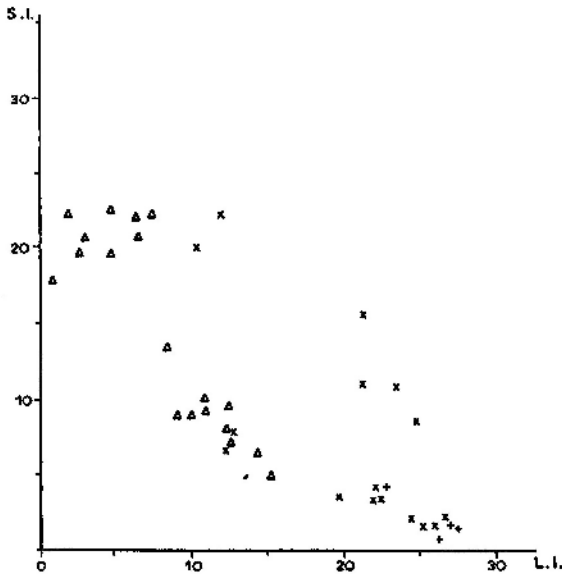


Fig. 9. Stosunek współczynnika krzepnięcia Kuno

($S.I. = \frac{100 \text{ MgO}}{\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}$) do parametru Larsena

($L.I. = \frac{1}{3} \text{SiO}_2 + \text{K}_2\text{O} - [\text{FeO} + \text{MgO} + \text{CaO}]$) w skałach masywu strzeleńskiego. (Por. fig. 20; 32). Pozostałe objaśnienia jak na figurze 3

Kuno solidification index ($S.I. = \frac{100 \text{ MgO}}{\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}$) vs. Larsen index

($L.I. = \frac{1}{3} \text{SiO}_2 + \text{K}_2\text{O} - [\text{FeO} + \text{MgO} + \text{CaO}]$) for the rocks of the Strzelin massif. (Comp. Figs. 20; 32). Other symbols same as in Fig. 3

ności zaznaczają się w obrębie poszczególnych grup badanych skał. Grupa punktów projekcyjnych odpowiadających skałom o składzie pośrednim (dioryty kwarcowe, monzodioryty, tonality) jest znacznie rozproszona i można ją rozpatrywać jako skały hybrydalne, w których przewaga plagioklaz nad biotytem i niewielką ilością skalenia potasowego jest odpowiedzialna za znacznie większą koncentrację Sr względem Rb. Ze skałami tymi zazębiają się granity biotytowe i granodioryty, w których udział plagioklaz, skalenia potasowego i biotyty powoduje wzdłuż ukośnego trendu ewolucyjnego proporcjonalny wzrost zawartości Rb i spadek Sr. Odrębną grupę stanowią granity i leukogranity kordierytowe, w których na miejsce biotyty pojawia się muskowit, a skałen potasowy zaczyna dominować nad plagioklazem.

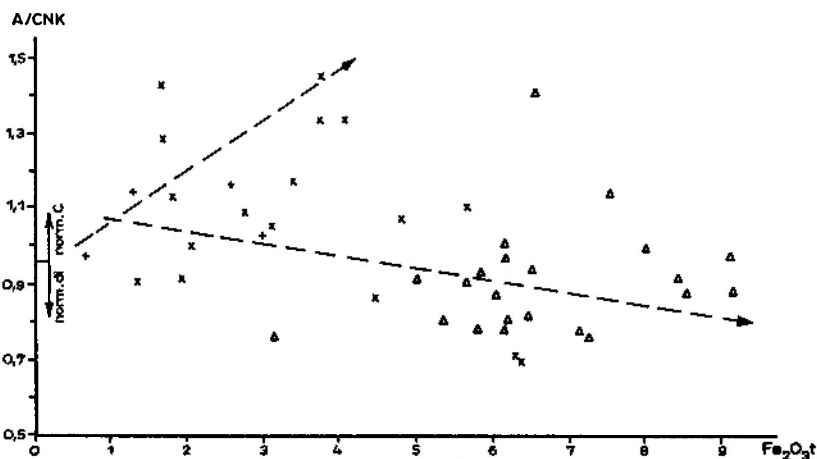


Fig. 10. Tendencja wzrostowa charakteru aluminowego (typ "S") oraz spadkowa (typ "T") ze wzrostem maficzności w skałach masywu strzeleńskiego (wg White'a 1990). $A/CNK = Al_2O_3/CaO + Na_2O + K_2O$. Pozostałe objaśnienia jak na figurze 3

"S"-type rocks of the Strzelin massif are more aluminous as they become more mafic in contrast to the hornblende-bearing "T"-type rocks aluminous character of which decreases (after White 1990). $A/CNK = Al_2O_3/CaO + Na_2O + K_2O$. Other symbols same as in Fig. 3

Na skutek takiej sekwencji krystalizacji udział Rb osiąga tu wartości największe przy nagłym spadku udziału Sr.

Na kolejnym wykresie autor przedstawił wzajemne zależności między wielkościami współczynnika krzepliwości i parametru Larsena (fig. 9). Na diagramie tym można zaobserwować dość wyraźne dwie tendencje. Z jednej strony jest to podział na dwie grupy: dioryty kwarcowe, tonality i część granodiorytów (L.I. = 0 - 15) oraz granity biotyto-owe i dwułuszczkowe (L.I. > 22). Z drugiej zaś strony widoczny jest podział na dioryty kwarcowe i część granodiorytów (S.I. = 5 - 15) oraz granity dwułuszczkowe i część biotyto-owych (S.I. < 5). Na diagramie tym zarysowuje się ponadto przebieg dwu trendów łukowych od członów najbardziej maficznych do felzytowych.

Ciekawy z genetycznego punktu widzenia wydaje się diagram uwzględniający zmianę maficzności skał w zależności od ich charakteru aluminowego (fig. 10). Zgodnie z obserwacjami White'a (1990) zauważa się regularny trend spadkowy stosunku A:CNK ze wzrostem maficzności skał metaluminowych z normatywnym diopsydem (typ "T") oraz tendencję wzrostową tego stosunku dla skał peraluminowych z normatywnym korundem (typ "S").

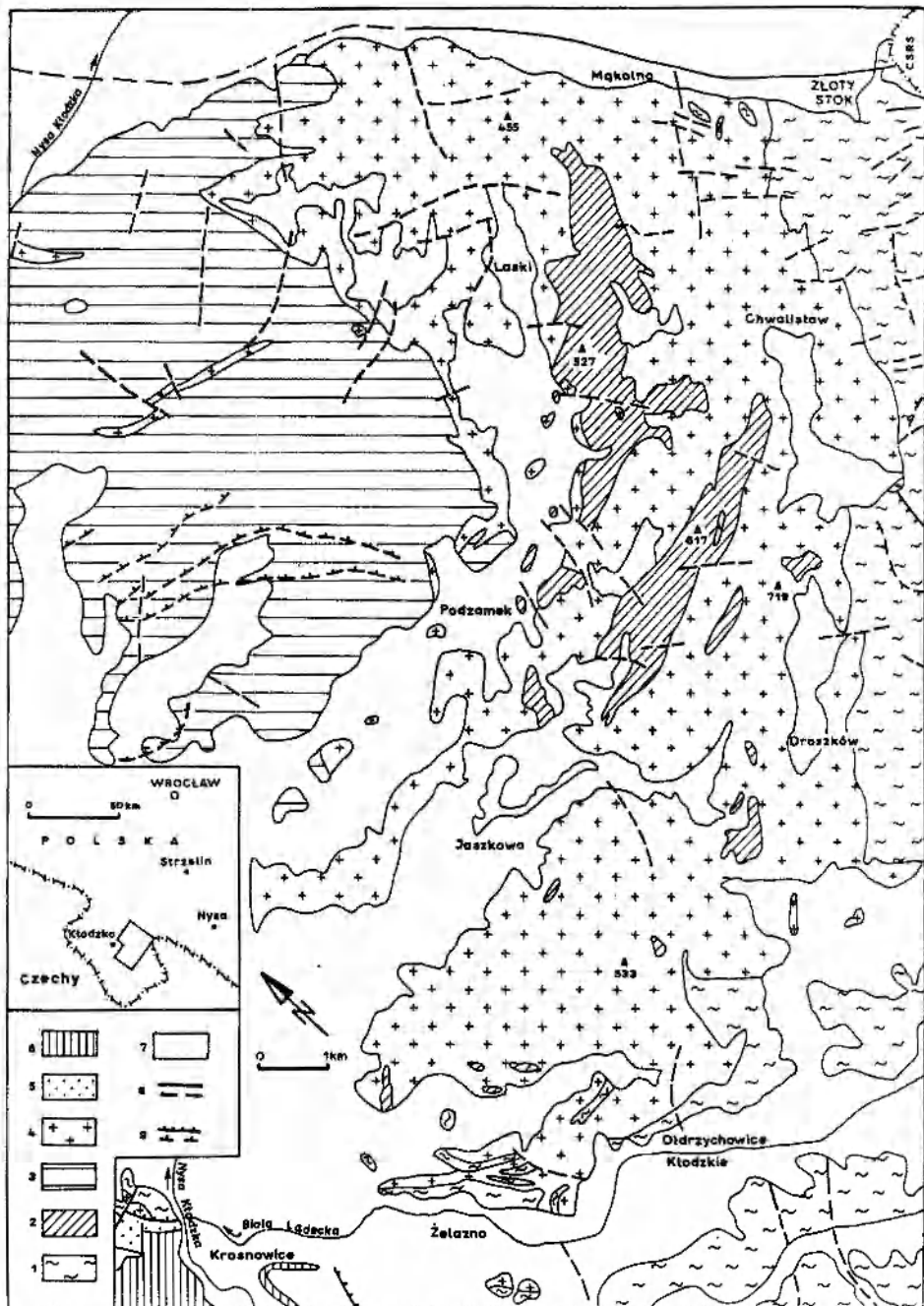
SKAŁY MAGMOWE MASYWU KŁODZKO-ZŁOTOSTOCKIEGO

SZKIC GEOLOGICZNY I HISTORIA BADAŃ

Intruzja kłodzko-złotostocka (w literaturze nazywana masywem granitoidowym³) położona jest w Sudetach Środkowych, a ściślej na granicy między Sudetami Wschodnimi a Zachodnimi. Intruzja ta – czy też masyw – ma kształt półksiężyca zwróconego stroną wypukłą ku południowemu-wschodowi (fig. 11), gdzie skały magmowe kontaktują z metamorfikiem Ładka i Śnieżnika zbudowanym ze skał przeobrażonych w facji amfibolitowej (Smulikowski 1952; Teisseyre 1957, 1971; Oberc 1957, 1972; Don 1964). Po przeciwnej, północno-zachodniej stronie osłonę masywu stanowią utwory facji zieleńcowej metamorfiku kłodzkiego (Wojciechowska 1966, 1970) oraz kontaktowo zmienione skały osadowe Gór Bardzkich (Oberc 1957, 1972). Granica zachodnia i północno-wschodnia intruzji ma charakter dyslokacyjny: pierwszą z nich stanowi rów górnej Nysy, zaś druga to sudecki uskok brzeżny, podkreślony szeroką strefą brekcjonowania i kataklazy. Dość interesującą cechą intruzji kłodzko-złotostockiej są znacznej wielkości relikty skał osłony dachowej, które pomimo wyraźnej rotacji i przeobrażeń kontaktowych można, zdaniem Wojciechowskiej (1975), korelować ze skałami metamorfiku łądecko-śnieżnickiego.

Masyw kłodzko-złotostocki już od dawna był obiektem badań geologicznych. Pierwsze kompleksowe opracowanie tego rejonu przedstawili Beyrich *et al.* (1867), którzy wprowadzili do literatury mylną nazwę *syenity*. Pierwszym z kolei, który zwrócił uwagę na niewłaściwość tej nazwy był Traube (1890), wykazując różnicowanie petrograficzne omawianych skał na podstawie analiz mikroskopowych i chemicznych. Niestety błędna nazwa *syenity* powtarzała się w późniejszych opracowaniach i pokutowała w literaturze jeszcze do niedawna. Jednym z pierwszych autorów, którzy zwrócili uwagę na lokalizację intruzji kłodzko-złotostockiej na dużej południkowej dyslokacji był Cloos (1922) twierdząc, że nieciągłość tę najpierw wykorzystywała magma gabroidowa w etapie pretektonicznym, a następnie późnosyntektoniczna magma kwaśna powodując leukokratyzację starszej intruzji. Z kolei Bederke (1922) uznał, że głęboka szczelina ułatwiała migrację magmy, ale nie zauważył on jakiegokolwiek wieloetapowości. W późniejszych pracach ten sam autor (*op. cit.* 1927, 1935, 1936) nie zmieniając nazwy *syenity* podkreślił ich podobieństwo do skał rejonu Niemczy i Bielic.

³ Autor nie uważa, aby nazwa "granitoidowy" była najbardziej odpowiednią ze względu na to, że w budowie tego masywu oprócz granitoidów znaczny i istotny udział mają skały obojętne i zasadowe (w formie luźnych bloków także ultrazasadowe), których pominięcie w nazwie implikuje niewłaściwe sugestie genetyczne.



Ponadto, łukowy kształt intruzji kłodzko-złotostockiej uznał za dowód jej syntektonicznego i konkordantnego charakteru. Problem dwuetapowości intruzji pojawił się w późniejszej, współautorskiej pracy Berderke'go (Finckh *et al.* 1942), lecz tym razem *syenity* uznano za odmianę starszą, a derywaty melanokratyczne o składzie diorytu jako młodszą intrudującą w formie żył.

Problem genezy magm masywu kłodzko-złotostockiego po raz pierwszy w okresie powojennym został poruszony przez Smulikowskiego (1958) który uznał, że jest to typ "granitoidów mieszanych syntektonicznych" czyli powstałych przez zmieszanie granitoidowej magmy palingenetycznej z obcymi skałami, które napotkała na drodze swej intruzji. Pogląd ten podzielali także późniejsi autorzy (Wieser 1958; Borkowska 1959; Wojciechowska 1975; Wierzchołowski 1976).

Studując literaturę regionalną nie sposób pominąć innych opracowań, których wnioski – jakkolwiek dyskusyjne – mogą rzucić pewne światło na problem genezy intruzji kłodzko-złotostockiej. Na przykład Wieser (*op. cit.*) zauważył, że masyw ten stanowi południowe zakończenie ciągu intruzji ultrazasadowych, zasadowych i średniokwaśnych Sobótki, Niemczy i Szklar co dowodzi, że istnieje tu linia tektoniczna o charakterze głębokoogniskowych deformacji rozłamowych skorupy ziemskiej. Ten sam autor uważa ponadto, że omawiana intruzja równoległa z południkową dyslokacją nie wywierała nacisku na swe otoczenie, a jej ognisko magmowe mieściło się zapewne na przecięciu promieni łuku, tj. po wewnętrznej stronie "półksiężycy" (*n.b.* wykonany ostatnio w tym regionie otwór wiertniczy aż do głębokości 2000 m nie natrafił na ślad skał magmowych!). Godna odnotowania jest także opinia Juskowiaka (1959), który na podstawie minerałów kontaktowych wnioskował o wglębnej iniekcji magmy gabrowej. Równie ważne było stwierdzenie przez Szpilę (1961) stref enklaw zasadowych prze-

Fig. 11. Szkic geologiczny masywu kłodzko-złotostockiego (wg Cwojdziańskiego 1974, 1977, 1978; Emerle-Tubielewicz 1979). 1 – skały metamorfiku Łądka i Śnieżnika; 2 – relikty osłony stropowej; 3 – utwory struktury bardzkiej; 4 – skały magmowe; 5 – utwory permu dolnego; 6 – osady rowu górnej Nysy (kreda górna); 7 – skały osadowe kenozoiku; 8 – ważniejsze uskoki stwierdzone (linie ciągłe) i przypuszczalne (linie przerywane); 9 – nasunięcia

Geological sketch of the Kłodzko-Złoty Stok massif (after Cwojdziański 1974, 1977, 1978; Emerle-Tubielewicz 1979). 1 – the Łądek-Śnieżnik metamorphic unit; 2 – the roof-cover remains; 3 – the Bardo structure; 4 – igneous rocks; 5 – Lower Permian deposits; 6 – Upper Cretaceous deposits of the Nysa graben; 7 – Cainozoic deposits; 8 – major faults recognized (solid lines) and inferred (dashed lines); 9 – overthrusts

chodzących stopniowo w regularne żyły (genetyczne znaczenie tego faktu i jego interpretacja zostaną przedyskutowane w końcowej części artykułu). Sugestie o związku przestrzennym i genetycznym intruzji kłodzko-złotostockiej zawarł autor niniejszej pracy studiując zdjęcie satelitarne Sudetów i widoczne na nim struktury koliste wokół hercyńskich masywów granitoidowych (Lorenc 1987b).

Ostatnie kompleksowe opracowania masywu kłodzko-złotostockiego zostały przedstawione przez Wojciechowską (1975), wyjaśniające tektonikę masywu i jego osłony oraz przez Wierzcholowskiego (1976), zawierające szczegółową analizę petrograficzną skał magmowych i interpretację ich kontaktowego oddziaływania na skały osłony.

LITOLOGIA I PETROGRAFIA

Skład litologiczny intruzji kłodzko-złotostockiej jest bardzo urozmaicony i obejmuje zestaw skał kwaśnych, obojętnych i zasadowych oraz ultrazasadowych, przy czym te ostatnie spotyka się wyłącznie w formie luźnych bloków w okolicach Mąkolna i Droszkowa (fig. 11).

Wszystkie skały masywu kłodzko-złotostockiego są bogate w minerały ciemne (biotyt, hornblenda) przy niewielkim udziale kwarcu. Ponadto bardzo charakterystyczną cechą granodiorytów i tonalitów jest obecność licznych maficznych magmowych enklaw (MME), których charakter petrograficzny odpowiada monzodiorytom, diorytom i gabrom. Wyniki analiz petrograficznych wyraźnie wskazują, że skały obojętne stanowią bardzo liczną grupę całości badanego materiału. Badania terenowe z kolei ujawniły, że właśnie one są typem najbardziej obfitującym w maficzne enklawy.

Skład mineralny poszczególnych grup skał został przedstawiony w formie statystycznej tabeli (tab. 3) ukazującej dla każdej grupy wartości średnie wraz ze standardowym odchyleniem.

Wyniki przeprowadzonych badań petrograficznych zestawiono na trójkącie klasyfikacyjnym QAP (fig. 12), a pozycję klasyfikacyjną skał zasadowych przedstawiono na trójkącie P-Px-Hbl (fig. 13). Rozmieszczenie punktów projekcyjnych na trójkącie QAP wskazuje, że analizowane skały mieszczą się w granicach trzech charakterystycznych serii: wapniowo-alkalicznej tonalitowej (CAT) czyli niskopotasowej, wapniowo-alkalicznej granodiorytowej (CAG) o średniej zawartości potasu oraz toleitowej (TH). Jednocześnie zauważa się, że znaczna większość punktów projekcyjnych omija pole granitów pochodzenia skorupowego (CG) lub według innego podziału granitoidów typu "S", co jak się okaże w dalszej części artykułu jest dość istotnym faktem potwierdzonym również wynikami badań geochemicznych.

Inny rodzaj projekcji graficznej składu mineralnego przedstawia figura 14. Jest to trójkąt uwzględniający wzajemny stosunek sumy

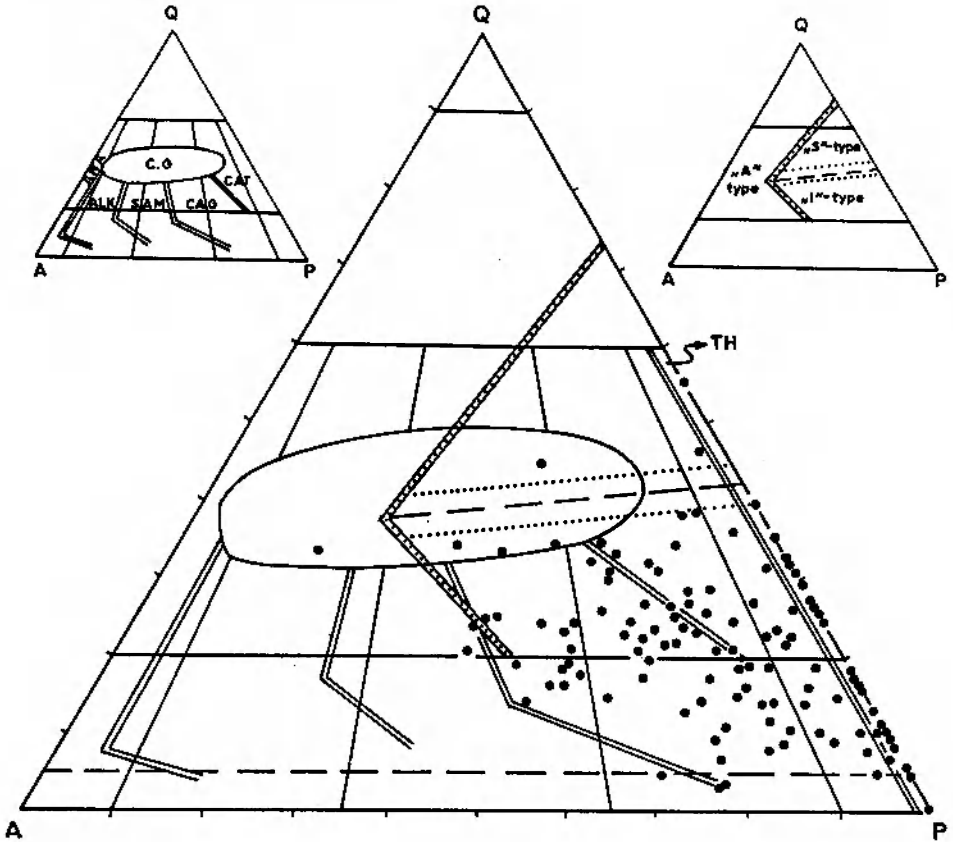


Fig. 12. Trójkąt QAP z klasyfikacją wg Lameyre'a i Bowdena (1982) i Bowden *et al.* (1984) dla skał masywu kłodzko-złotostockiego. Objasnienia jak na fig. 2

Triangular QAP diagram with classification of Lameyre, Bowden (1982) and Bowden *et al.* (1984) as applied to the rocks of the Kłodzko-Złoty Stok massif. Explanations see Fig. 2

kwarcu i skalenia potasowego do plagioklazu oraz minerałów maficznych. Znaczny rozrzut punktów nie potwierdza istnienia jednorodnego trendu genetycznego i nasuwa przypuszczenie o skomplikowanych reakcjach między członami bardziej maficznymi i felzytowymi. Ciekawa wydaje się również pozycja skał zasadowych, których część jest zgrupowana po lewej stronie trójkąta, gdy tymczasem pozostałe występują razem ze skałami obojętymi po stronie prawej. Przypuszczalne wyjaśnienie takiej sytuacji będzie przedstawione przy omawianiu interpretacji analiz chemicznych. Podobnie jak na trójkącie QAP także i tutaj skały pochodzenia skorupowego, które na figurze 14 powinny zajmować pozycję w pobliżu naroża Q + Kf, są reprezentowane w proporcjonalnie minimalnych ilościach.

	I		II		III		IV		V		VI		VII		VIII		IX		
	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	
Cyrkon	-	-	-	-	tr	-	tr	-	tr	-	tr	-	tr	-	tr	-	tr	-	tr
Zircon	-	-	-	-	tr	-	tr	-	tr	-	tr	-	tr	-	tr	-	tr	-	tr
Tytanit	tr	-	tr	-	tr	-	tr	-	tr	-	tr	-	tr	-	tr	-	tr	-	tr
Sphene	2,5	(0,2)	4,6	(0,2)	tr	-	tr	-	tr	-	tr	-	tr	-	tr	-	tr	-	tr
Min. nieprz. Opaque min.																			
% An w plag.	-	-	-	-	53	(3)	39	(5)	38	(4)	37	(6)	35	(3)	37	(7)	33	(4)	

\bar{x} - wartość średnia; s - standardowe odchylenie; tr - ślady; I - hornblendy (2); II - pirokseny (3); III - gabra (16); IV - dioryty (21); V - monzodiority (35); VI - tonality (33); VII - monzony (9); VIII - granodiority (40); IX - granity (19)

\bar{x} - median value; s - standard deviation; tr - traces; I - hornblendes (2); II - pyroxenes (3); III - gabbros (16); IV - diorites (21); V - monzodiorites (35); VI - tonalites (33); VII - monzonites (9); VIII - granodiorites (40); IX - granites (19)

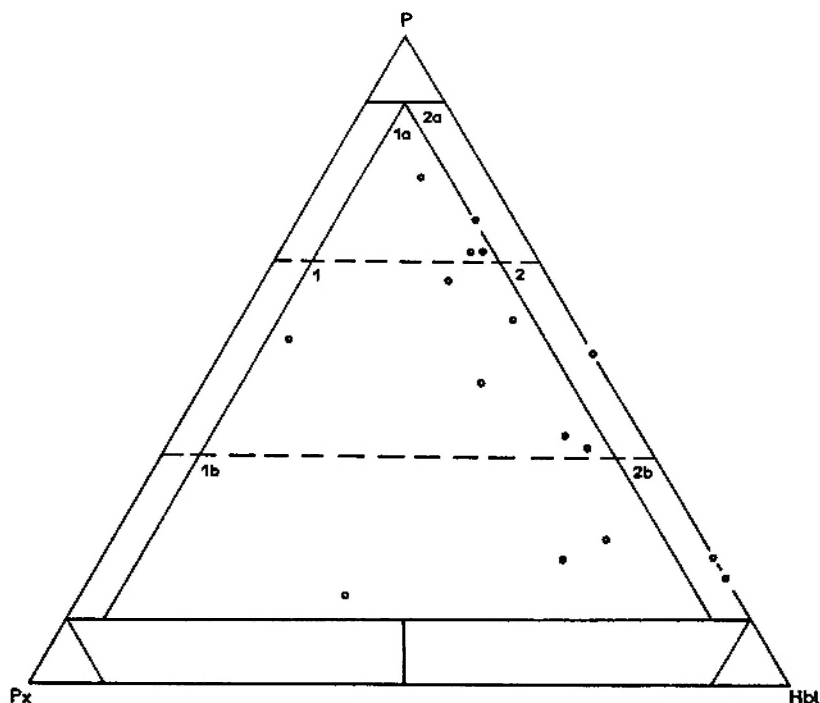


Fig. 13. Skály zasadowe masywu kłodzko-złotostockiego w trójkącie klasyfikacyjnym P-Px-Hbl. 1 – gabra i noryty hornblendowe; 1a – leukogabra i leukonoryty hornblendowe; 1b – melagabra i melanoryty hornblendowe; 2 – gabra hornblendowe; 2a – leukogabra hornblendowe; 2b – melagabra hornblendowe

Basic rocks of the Kłodzko-Złoty Stok massif in triangular diagram of P-Px-Hbl. 1 – hornblende gabbros and hornblende norites; 1a – hornblende leucogabbros and hornblende leuconorites; 1b – hornblende melagabbros and hornblende melanorites; 2 – hornblende gabbros; 2a – hornblende leucogabbros; 2b – hornblende melagabbros

Grupę magmowych skał kwaśnych na badanym terenie reprezentują głównie granodioryty z podrzędnym udziałem granitów i monzonitów (pl. IV, 3), których jakościowy skład mineralny jest raczej podobny: dominują kwarc, mikroclin, plagioklaz i biotyt, w mniejszych ilościach pojawia się amfibol, piroksen i chloryt, zaś akcesorycznie apatyt, tytanit, cyrkon i minerały nieprzezroczyste (tab. 3).

Kwarc we wszystkich odmianach tworzy ziarna anhedralne o fali-stym wygaszaniu światła, grupujące się niekiedy w mozaikowe agregaty z oznakami późniejszej rekrytalizacji. Mikroclin ma postać subhedralnych lub anhedralnych ziarn ze słabo widoczną kratką charakterystycznych zbliźniaczeń. W odmianach o teksturze porfirowatej pojawiają się kryształy euhedralne o charakterze mikropertytu mikroclinowego, zbliźnionzone niekiedy według prawa karlsbadzkiego.

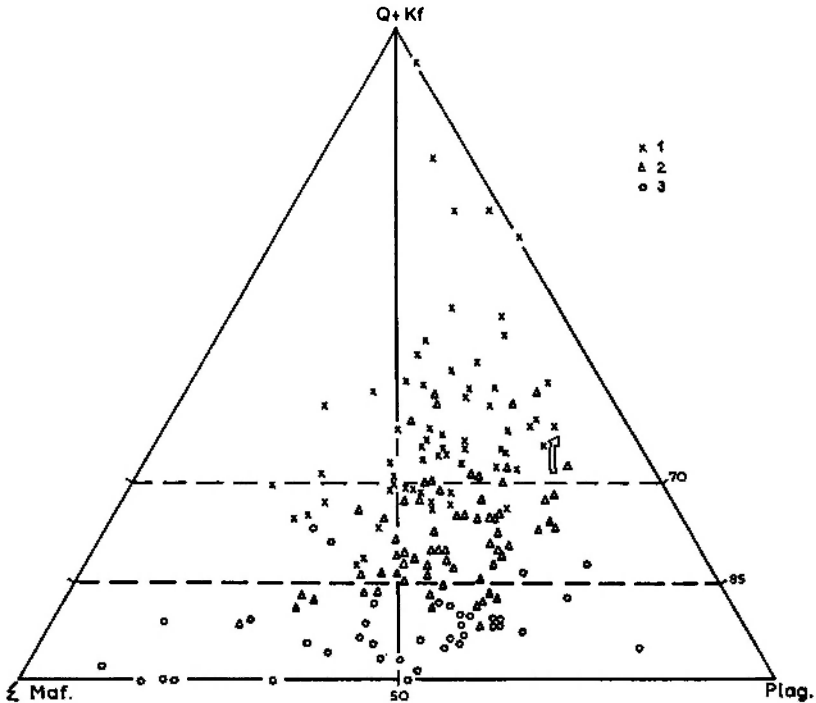


Fig. 14. Skály masywu kłodzko-złotostockiego w trójkącie wg Tindle'a i Pearce'a (1983). Znaczne rozproszenie punktów wskazuje na hybridalne pochodzenie badanych skał. 1 – granity i granodiority biotytowe; 2 – tonality i monzodiority; 3 – diority i gabra

Triangular diagram of modal data (Tindle, Pearce 1983) as applied to the rocks of the Kłodzko-Złoty Stok massif. Dispersion of points indicates hybrid origin of studied rocks. 1 – biotite granites and granodiorites; 2 – tonalites and monzodiorites; 3 – diorites and gabbros

Tak wykształcone ziarna często zawierają pojedyncze wrostki biotytu, apatytu i hornblendy oraz koncentracje pigmentu hematytowego (ten ostatni szczególnie często pojawia się w pobliżu stref dyslokacyjnych). Plagioklaz w całej omawianej grupie skał jest reprezentowany przez andezyn (30 - 40% An), tworzący euhedralne i subhedralne tabliczki z gęstymi zbliżnieniami albitowymi i peryklinowymi. Kryształy o budowie pasowej spotyka się raczej rzadko. W odmianach o teksturze porfirowatej (granodiority, monzonity) występują także większe fenokryształy plagioklazu o podobnym składzie, zawierające drobne wrostki biotytu, hornblendy i apatytu, przy czym ziarna takie często wykazują oznaki postępującej albityzacji. W odmianach równoziarnistych, procesem zmieniającym plagioklasy jest w zmiennym stopniu zaawansowana serycytyzacja. Biotyt jest jedynym łyszczykiem wystę-

pującym w tych skałach i tworzy raczej drobne blaszki z pojedynczymi wrostkami cyrkonu i apatytu. W niektórych przypadkach brunatny biotyt ulega częściowej chlorytyzacji przechodząc stopniowo w pennin. Amfibol jest tu reprezentowany przez hornblendę zwyczajną o typowym kącie $z/\gamma = 15 - 17^\circ$ i wyraźnym zielonym pleochroizmie (α - bladeżółty, β - żółtozielony, γ - szarzielony). Tworzy ona euhedralne lub subhedralne słupki z pojedynczymi wrostkami tytanitu, apatytu i cyrkonu. Miejscami obserwuje się efekty częściowej biotytyzacji i chlorytyzacji hornblendy z jednoczesnym wydzieleniem leukoksenu i epidotu. Spotyka się także ziarna strzępiaste, poikilitowo poprzerastane kwarcem i plagioklazem, zawierające niekiedy relikty częściowo schlorytyzowanego piroksenu. Poza formą reliktową piroksen jest tu spotykany w niewielkich ilościach w formie subhedralnych słupków (pl. IV, 4). We wszystkich przypadkach jest to augit ($z/\gamma = 38 - 40^\circ$), rzadko świeży, najczęściej ulegający stopniowej chlorytyzacji lub amfibolizacji. Grupę minerałów akcesorycznych tworzą tytanit (euhedralne ziarna w tle skały lub pojedyncze wrostki w hornblendzie), cyrkon (euhedralne wrostki w biotycie i amfibolu), apatyt (drobne ziarenka w tle skały oraz wrostki w skaleniach, amfibolu i łyszczyku) oraz nieprzezroczyste grudki i agregaty rozsiane nieregularnie w obrębie skały.

Drugą grupę stanowią skały obojętne o składzie tonalitu, monzodiorytu i diorytu kwarcowego. Głównymi składnikami tych skał jest plagioklaz, biotyt i amfibol, zaś w mniejszych ilościach pojawia się kwarc, mikroklin, piroksen i chloryt. Grupę składników akcesorycznych stanowią (podobnie jak w skałach omawianych wcześniej) apatyt, cyrkon, tytanit i minerały nieprzezroczyste (tab. 3).

Plagioklaz jest tu reprezentowany przez andezyn (30 - 47% An), rzadko labrador (50 - 53% An), tworzące euhedralne i subhedralne tabliczki lub listewki o gęstych zbliżniaczeniach albitowych i peryklinowych (na skutek mechanicznych deformacji lamelki bliźniacze bywają niekiedy powyginane), w niektórych odmianach skał wykazujące normalną budowę pasową. W ziarnach tych spotyka się pojedyncze wrostki biotytu, hornblendy i tytanitu. W odmianach porfirowatych większe fenokryształy stanowi andezyn zbliżniaczony według prawa albitowego, wykazujący oznaki intensywnej serycetyzacji i częściowej albityzacji. W skałach równoziarnistych proces serycetyzacji plagioklazów ma różne nasilenie i w skrajnych przypadkach prowadzi do całkowitego przeobrażenia i rekrytalizacji wtórnego muskowitu. Niewielkie, euhedralne blaszki brunatnego biotytu zawierają pojedyncze wrostki apatytu i cyrkonu, a w skale są rozmieszczone chaotycznie. W przypadku bezpośredniego kontaktu z hornblendą łyszczyki układają się zgodnie z zarysami euhedralnego amfibolu. Proces chlorytyzacji biotytu zaznacza się ze zmienną intensywnością i w skrajnych przypadkach prowadzi do całkowitego zastąpienia łyszczyku przez pennin.

Hornblenda ($z/\gamma = 15 - 18^\circ$) przyjmuje formę euhedralnych i subhedralnych słupków z pojedynczymi wrostkami apatyty i tytanitu. Niektóre z ziarn bywają dotknięte częściową biotytyzacją lub chlorytyzacją z ubocznym wydzieleniem leukoksenu. Podobnie jak w omawianych wcześniej granitoidach także i w tej grupie skał spotyka się pojedyncze ziarna hornblendy poikilitowo poprzerastane kwarcem i plagioklazem oraz silnie schlorytyzowane pseudomorfozy amfibolu po piroksenie. Augit o kącie $z/\gamma = 38 - 40^\circ$ tworzy pojedyncze, euhedralne słupki w znacznym stopniu zmienione przez procesy amfibolizacji i chlorytyzacji. Mikroklin jest tu spotykany w niewielkich ilościach jako drobne, interstycjalne ziarna, a w odmianach porfirowatych także jako ziarna subhedralne, zbliżone według prawa karlsbadzkiego z pojedynczymi wrostkami hornblendy, plagioklazu i apatyty. Na kontakcie z plagioklazem rzadko pojawia się słabo widoczny myrmekit. Kwarc, podobnie jak w granitoidach, tworzy anhedralne ziarna rozproszone w obrębie plagioklazowo-amfibolowego tła. Spotyka się tu również kwarc drugiej generacji o spokojnym wygaszaniu światła, wypełniający przestrzenie między euhedralnymi plagioklazami. Apatyt, oprócz wymienionych wcześniej wrostków, bywa także wykształcony w formie pojedynczych, izometrycznych ziarn wielkości do 0,5 mm z drobnymi wrostkami tytanitu. Pozostałe składniki akcesoryczne są podobnie wykształcone jak w granitoidach wcześniej omówionych.

W grupie skał obojętnych szczególnie wyróżniają się tonality, w których hornblenda poprzerastana poikilitowo przeważa nad ziarnami euhedralnymi, a apatyt poza wrostkami nie tworzy ziarn izometrycznych lecz o pokroju igiełkowatym (elongacja 1:20 do 1:30).

Odmiany tonality, tworzące enklawy w skałach kwaśniejszych, odznaczają się znacznym przeobrażeniem hornblendy i biotyty, obecnością wtórnego epidotu oraz plagioklazów wykształconych w dwu generacjach: 38 - 40% An i 32 - 35% An. Skały diorytowe, tworzące enklawy (pl. V, 1; pl. VI, 2 - 4), charakteryzuje dość powszechna tekstura ofitowa, a w składzie mineralnym intensywnie zserycytizowany plagioklaz (38 - 40% An), wtórny epidot oraz liczne ziarna hornblendy o charakterze poikilitowym.

Gabroidy występują na badanym terenie tylko w formie luźnych bloków i jako enklawy w granodiorytach, tonalitych i monzodiorytach. Skład mineralny pozwala zaklasyfikować je jako hornblendowe leuko- i melagabra oraz hornblendowe gabronoryty (fig. 13). Głównymi składnikami tych skał są: plagioklaz, hornblenda, piroksen i biotyt, zaś pozostałe minerały pojawiają się w ilościach podrzędnych lub wręcz śladowych (tab. 3).

Plagioklaz wchodzący w skład gabroidów tworzy euhedralne listewki i należy do labradoru (50 - 55% An), a jego przestrzenna orientacja często nadaje skałom teksturę ofitową. Budowa pasowa plagioklazów

nie należy tu do rzadkości, podobnie jak gęste zbliźniaczenia albitowe. Ponadto zauważa się oznaki intensywnej serycytyzacji, a niekiedy także słabej albityzacji. Wrostki, jeżeli są obecne, tworzą apatyt i tytanit. Hornblenda jest wykształcona w formie euhedralnych i subhedralnych słupków, często zbliźnionych według [001] i częściowo zmienionych przez biotytyzację lub chlorytyzację. Amfibol ten charakteryzuje się kątem $z/\gamma = 17 - 18^\circ$ oraz wyraźnym pleochroizmem w barwach zielonych (α - bladożółty, β - żółtozielony, γ - szarozielony). Spotyka się również ziarniste, silnie schlorytyzowane agregaty hornblendowe z pojedynczymi relikdami augitu, stanowiące efekt intensywnej amfibolizacji piroksenu. W pewnych przypadkach obserwuje się reakcyjne przerosty na kontakcie amfibolu z plagioklazem. W skałach omawianej grupy piroksen jest reprezentowany przez augit ($z/\gamma = 38 - 40^\circ$), tworzący euhedralne słupki ulegające częściowej amfibolizacji i chlorytyzacji i zawierające w sobie pojedyncze wzrostki apatyty. Tylko w jednej z odmian hornblendowego gabronorytu stwierdzono obecność hiperstenu w formie również euhedralnych słupków. Biotyt, podobnie jak w skałach diorytowych, reprezentują dobrze wykształcone blaszki o brązowym pleochroizmie, z pojedynczymi wzrostkami apatyty i w zmiennym stopniu chlorytyzowane. Spotyka się także biotyt wtórny, powstały z przeobrażenia hornblendy, często otoczony grudkami minerałów nieprzezroczystych. W grupie minerałów, których udział procentowy jest znacznie mniejszy lub wręcz śladowy wyróżnia się kwarc, tworzący ziarna anhedralne o spokojnym wygaszaniu światła, interstycjalny mikroklin, euhedralny oliwin ulegający częściowej chlorytyzacji, również euhedralny tytanit wielkości do 1 mm oraz wtórnie powstały chloryt i serpentyn.

Wspomniane wcześniej enklawy skał gabrowych znajdujące w tonalitych (pl. VI, 1, 2) i monzodiorytach różnią się od opisanych drobniejszym ziarnem, obecnością hornblendy o kącie $z/\gamma = 22^\circ$ oraz biotyty o wyraźnie czerwono-brązowych barwach pleochroicznych. Ponadto w niektórych enklawach spotyka się igiełkowaty apatyt o elongacji około 1:30.

Odrębną grupę skał stanowią skały ultramaficzne reprezentowane przez piroksenity i hornblendyty, a znajdujące wyłącznie w postaci luźnych bloków w okolicach Mąkolna i Droszkowa (fig. 11), których szczegółowe opisy podali już Wierchołowski (1976), Smulikowski (1977, 1979) i Bakun-Czubarow (1989).

Piroksenity oliwinowo-hornblendowe są zbudowane głównie z augitu diopsydowego ($z/\gamma = 41^\circ$) tworzącego subhedralne słupki lub anhedralne ziarna, często zbliźnione według [100] i poprzerastane oliwkowo-zielonym amfibolem. Amfibol ten reprezentowany przez hornblendę ($z/\gamma = 16^\circ$) tworzy także anhedralne ziarna wypełniające przestrzenie między piroksenem a oliwinem. Podobny pokrój wykazuje

oliwin, którego ziarna są nieregularnie splekane i pocięte żyłkami serpentynu. Proces serpentynizacji jest różnie zaawansowany, a w skrajnych przypadkach prowadzi do całkowitego zastąpienia oliwinu przez serpentyn. Minerale łuszczykowe reprezentuje zielono-żółty flogopit, którego drobne blaszki wypełniają przestrzenie między augitem a oliwinem. Grupę składników akcesorycznych stanowią grudki magnetytu i innych minerałów nieprzezroczystych.

Piroksenowe hornblendyty mają grubsze ziarno niż piroksenity, a duże kryształy amfibolu i łuszczyka (flogopit) są poikilitowo poprzerastane pozostałymi składnikami. Hornblendy ($z/\gamma = 17^\circ$) jest reprezentowana przez odmianę brunatną, tworzącą przerosty w augicie oraz zieloną, wykształconą w formie samodzielnych ziarn o charakterze poikilitowym. Euhedralne słupki augitu diopsydowego ($z/\gamma = 39 - 40^\circ$) są poprzerastane hornblendą a także tworzą drobne wrostki w zielonej odmianie hornblendy i w łuszczyku. Oliwin, będąc w zmiennym stopniu serpentynizowany, nie tworzy większych ziarn lecz wyłącznie wrostki w amfibolu i łuszczyku. Składniki akcesoryczne są takie same jak w piroksenitach.

Dyskusyjny pozostaje problem niektórych dajek zasadowych. Część z nich to typowe lamprofiry (Wierchołowski 1976), ale niektóre, jak na przykład opisane z okolic Chwaliszawia (Szpila 1961), zachowują się w sposób nietypowy dla skał tej grupy. Obserwuje się bowiem miejsca, w których dajki te pod względem petrograficznym odpowiadające skałom hybrydalnym ulegają wyraźnemu rozpadowi na pojedyncze enklawy układające się w długie szeregi, stopniowo rozpraszane w obrębie otaczającego je granitoidu. Fakt ten wyraźnie wskazuje, że dajki tego typu intrudowały w obręb nieskonsolidowanego jeszcze granitoidu i ich rozpad na maficzne globule zachodził w środowisku plastycznym (Lorenc 1990, 1991, 1992). Wydaje się więc, że tego typu formy można traktować jako synintruzyjne dajki hybrydalne, przy czym nie bez znaczenia wydaje się opinia Meyersa (1975), że lamprofiry można również traktować jako rezultat asymilacji materiału bazytowego przez magmę kwaśną.

Wyniki badań petrograficznych są zgodne z obserwacjami dokonanymi w terenie i wskazują, że część enklaw maficznych odpowiada niektórym skałom obojętnym *in situ*, gdy tymczasem inne należy wiązać z obecnością i plastycznym rozdrobnieniem synintruzyjnych dajek zasadowych lub hybrydalnych (problem ten będzie dyskutowany w dalszej części artykułu). Istotną zaś cechą wszystkich maficznych enklaw różniącą je od ich odpowiedników *in situ*, jest znacznie drobniejsze ziarno oraz powszechność występowania w nich ziarn hornblendy i biotyту poikilitowo poprzerastanych kwarcem i plagioklazem, a także igielkowatego apatyту.

Tabela (Table) 4

Reprezentatywny skład chemiczny skał magmowych masywu kłodzko-
 złotostockiego (tlenki w % wag.; elementy śladowe w ppm)
 Representative chemical data for igneous rocks of the Kłodzko-Złoty Stok massif
 (oxides in % weight; trace elements in ppm)

	I		II		III	
	\bar{x}	<i>s</i>	\bar{x}	<i>s</i>	\bar{x}	<i>s</i>
SiO ₂	56,05	(4,14)	60,75	(2,90)	64,93	(4,40)
Al ₂ O ₃	15,60	(1,46)	15,37	(1,56)	15,23	(1,26)
Fe ₂ O _{3t}	7,02	(1,70)	6,47	(1,50)	5,12	(0,71)
TiO ₂	0,84	(0,32)	0,71	(0,27)	0,54	(0,33)
MnO	0,14	(0,07)	0,13	(0,15)	0,04	(0,04)
P ₂ O ₅	0,31	(0,16)	0,25	(0,10)	0,16	(0,14)
MgO	5,65	(1,03)	3,32	(1,09)	2,55	(0,80)
CaO	7,10	(1,78)	4,69	(0,78)	2,92	(1,61)
Na ₂ O	2,86	(0,60)	2,99	(0,48)	3,13	(0,66)
K ₂ O	2,81	(1,21)	3,60	(0,71)	3,72	(1,13)
L.O.I.	1,80	(0,72)	1,89	(0,81)	1,83	(0,43)
Ba	980	(323)	991	(275)	900	-
Sr	400	(120)	433	(124)	380	-
Rb	120	(60)	130	(44)	150	-
Zr	180	(54)	238	(36)	255	-
Y	24	(8)	24	(3)	26	-
Nb	25	-	56	(53)	140	-
Ni	213	(177)	51	(15)	34	-
Co	50	(13)	23	(6)	19	-
Cr	800	(583)	168	(74)	90	-
A:CNK	0,75	(0,26)	0,88	(0,53)	1,05	(0,21)
D. I.	37	(6)	44	(7)	53	(5)

\bar{x} – wartość średnia; *s* – standardowe odchylenie; L.O.I. – straty prażenia; A:CNK – mol.Al₂O₃:(CaO+Na₂O+K₂O); D.I. – wskaźnik dyferencyjny. I – gabry i dioryty (17); II – monzodioryty i tonality (28); III – granodioryty i granity biotytowe (8)

\bar{x} – medium value; *s* – standard deviation; L.O.I. – loss on ignition; A:CNK – mol.Al₂O₃:(CaO+Na₂O+K₂O); D.I. – differentiation index. I – gabbros and diorites (17); II – monzodiorites and tonalites (28); III – biotite granodiorites and granites (8)

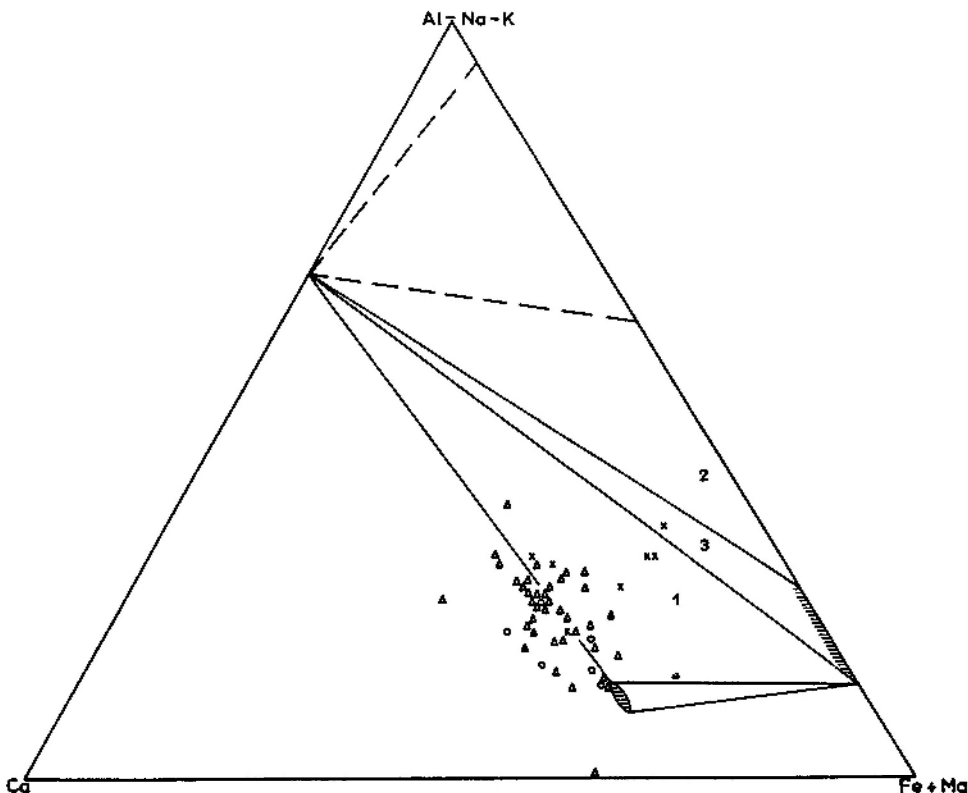


Fig. 15. Metaluminowe skały masywu kłodzko-złotostockiego w trójkącie ACF (wg White'a 1990). Widoczny jest brak granitów peraluminowych. Objasnienia jak na figurze 4. Pozostałe objaśnienia jak na figurze 14

Metaluminous rocks of the Kłodzko-Złoty Stok massif in triangular ACF diagram (after White 1990). Note lack of peraluminous granites. Explanations see Fig. 4. Other symbols same as in Fig. 14

OMÓWIENIE WYNIKÓW ANALIZ CHEMICZNYCH

Wyniki analiz chemicznych skał kłodzko-złotostockich podano w tabeli 4. W tabeli tej materiał badawczy ujęto w trzech grupach odpowiadających kolejno skałom zasadowym, obojętnym i kwaśnym. Do pierwszej grupy włączono 17 analiz diorytów i gabr, do drugiej 28 analiz monzodiorytów i tonalitów, a do trzeciej 8 analiz granodiorytów i granitów biotytowych. Dla poszczególnych grup przedstawiono wartości średnie (\bar{x}) z podaniem wielkości standardowego odchylenia (s). Na cały zestaw 53 analiz chemicznych składa się 26 analiz zaczerpniętych z literatury (Wierchołowski 1976), 7 analiz archiwalnych uzyskanych z materiałów P.I.G. we Wrocławiu oraz 20 analiz nowych, dotychczas nie pulikowanych. Jedynie owe 20 analiz, wykonane przez

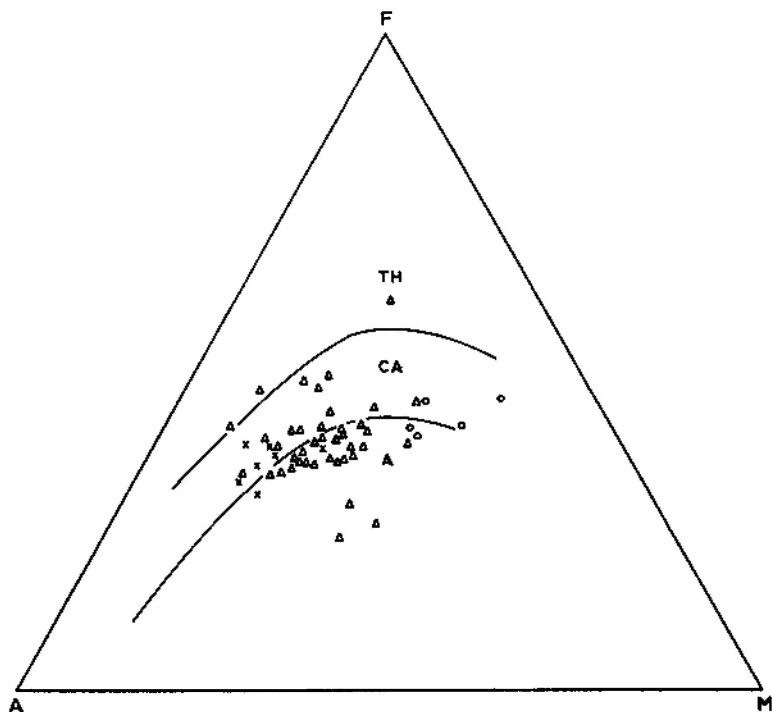


Fig. 16. Skały masywu kłodzko-złotostockiego w trójkącie AFM (wg Irvine'a i Baragara 1971). Objasnienia jak na figurze. 5. Pozostałe objaśnienia jak na figurze 14

Rocks of the Kłodzko-Złoty Stok massif in triangular ACF diagram (after Irvine, Baragar 1971). Explanations see Fig. 5. Other symbols same as in Fig. 14

Przedsiębiorstwo Geologiczne w Katowicach, zawiera oprócz wartości tlenków także oznaczone pierwiastki śladowe. Należy też zaznaczyć, że w grupie tych ostatnich Rb, Sr, Y, Nb i Zr zostały oznaczone w laboratorium Consejo Superior de Investigaciones Científicas w Salamance (Hiszpania).

Wszystkie analizy chemiczne zostały przeliczone na minerały normatywne. Obliczenia te wykazały w omawianych skałach obecność normatywnego hiperstenu w granicach 1,89 - 22,40 i poza czterema najbardziej zasadowymi odmianami (poniżej 54% SiO₂) także normatywnego kwarcu w granicach 0,33 - 37,16. W przypadku wspomnianych czterech skał, w których normatywny kwarc nie występuje, na jego miejscu pojawia się normatywny oliwin osiągając wartości 1,49, 4,91, 13,90 i 16,64. Nadmiar glinki w postaci normatywnego korundu zaznaczył się w niewielkiej liczbie próbek, osiągając wartość w granicach 0,30 - 4,08, gdy tymczasem w pozostałych występuje normatywny diopsyd w granicach 0,40 - 23,66.

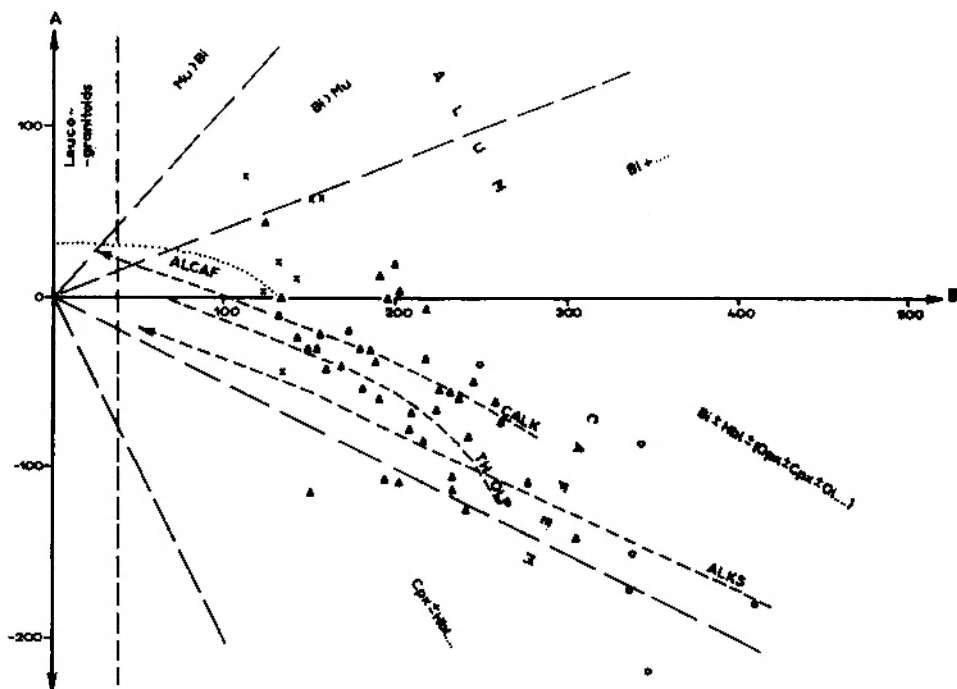


Fig. 17. Klasyfikacyjny diagram "minerałów charakterystycznych" (wg Debona i Le Forta 1983) dla skał masywu kłodzko-złotostockiego. THOLP – trend toleitowy. Inne symbole jak na figurach 6 i 14

"Characteristic minerals" classification diagram (after Debon, Le Fort 1983) as applied to the rocks of the Kłodzko-Złoty Stok massif. THOLP – tholeiitic trend. Other symbols as in Figs. 6; 14

Po przeliczeniu odpowiednich parametrów na wartości atomowe, skały masywu kłodzko-złotostockiego zostały przedstawione na trójkącie ACF (fig. 15). Z wykresu tego wynika, że żadna z analizowanych skał nie przekracza tzw. granicy peraluminowej, a tym samym całość grupuje się w polu skał metaluminowych, bogatych w hornblendę. Nie stwierdza się też skał, w których dominującym łuszczykiem jest muskowitz ani też granitoidów kordierytowych. Bardzo interesująca wydaje się pozycja omawianych skał na trójkącie AFM (fig. 16), gdzie duża ich część zajmuje pole skał szeregu wapniowo-alkalicznego, ale podobna ilość reprezentuje szereg alkaliczny; punkty projekcyjne niektórych skał wypadają nawet w polu szeregu toleitowego.

Sugestie wynikające z omówionych wykresów potwierdza obraz uzyskany na diagramie A-B (fig. 17). Uwzględniając klasyfikację i nomenklaturę podaną przez Debona i Le Forta (1983) należy stwierdzić, że skały rejonu kłodzko-złotostockiego reprezentują metaluminową asocjacje kafemiczną przy minimalnym udziale skał asocjacji aluminow-

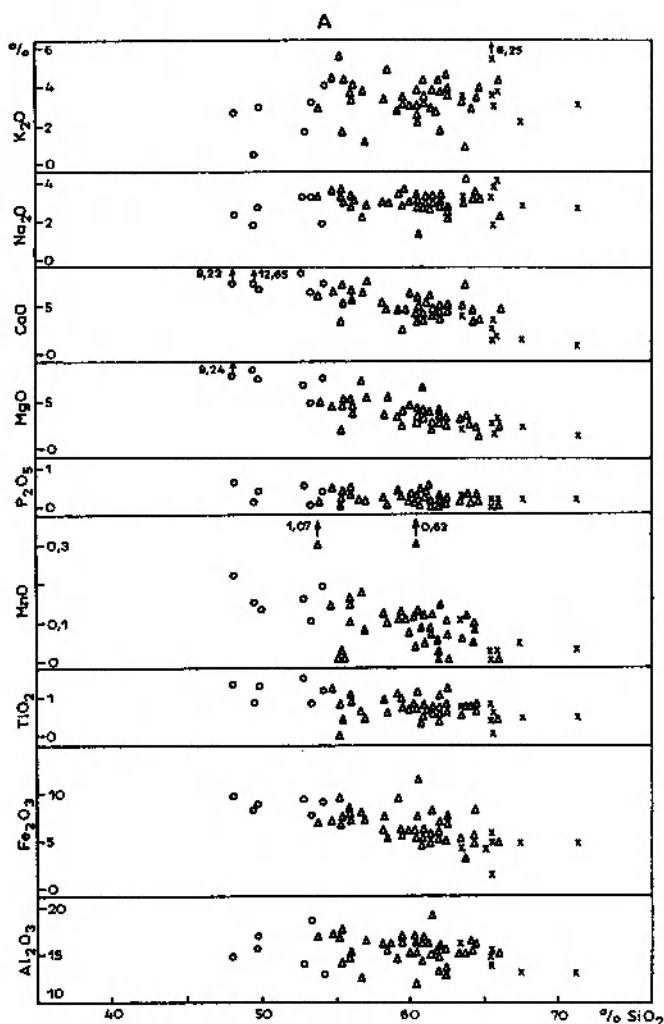


Fig. 18 A. Skład chemiczny skał masywu kłodzko-złotostockiego na diagramach Harkera. Tlenki w % wagowych. Objasnienia jak na figurze 14

Chemical composition of the rocks from the Kłodzko-Złoty Stok massif in the Harker diagrams. Oxides in % weight. Symbols same as in Fig. 14

wej. Co więcej, w obrębie asocjacji cefemicznej zaznacza się wyraźny podtyp wapniowo-alkaliczny oraz ślady podtypów toleitowego i alkalicznego (por. fig. 16).

Zmienność udziału poszczególnych tlenków i pierwiastków śladowych względem SiO_2 w skałach kłodzko-złotostockich przedstawiają diagramy Harkera (fig. 18A i B). Dość duży rozrzut punktów proje-

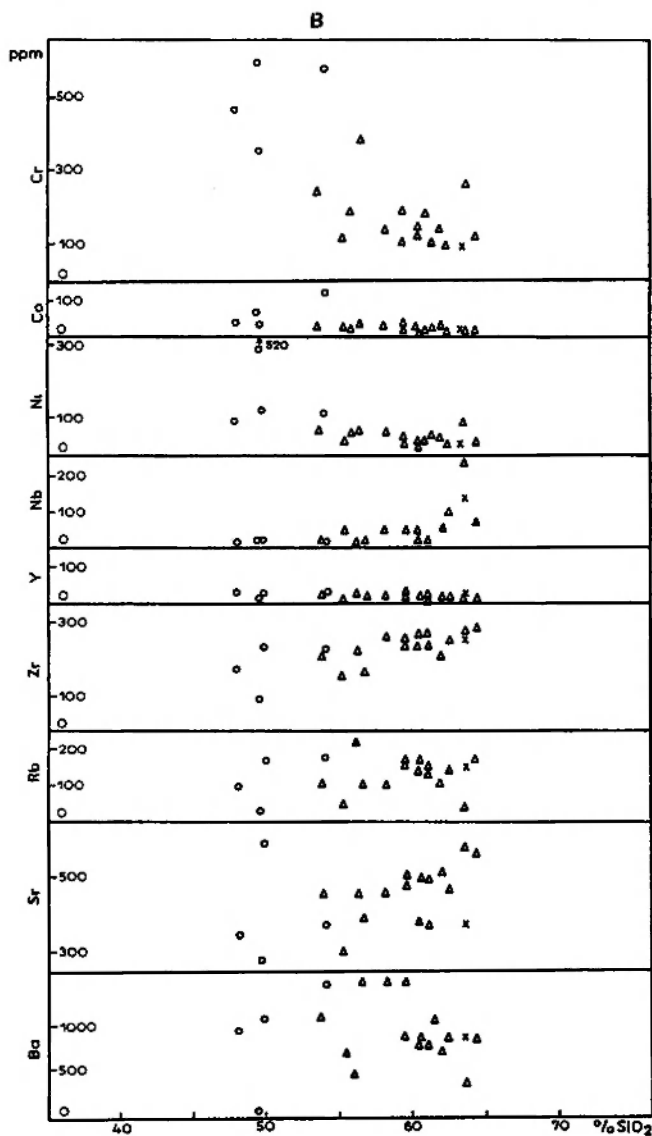


Fig. 18 B. Skład chemiczny skał masywu kłodzko-złotostockiego na diagramach Harkera. Elementy śladowe w *ppm*. Objasnienia jak na figurze 14

Chemical composition of the rocks from the Kłodzko-Złoty Stok massif in the Harker diagrams. Trace elements in *ppm*. Symbols same as in Fig. 14

kcyjnych uniemożliwia wyznaczenie jednoznacznych i prostych trendów genetycznych, co sugeruje nałożenie się różnych procesów podczas ewolucji magmowej tych skał. Wyraźny pozostaje jednak fakt, że bardzo istotną grupą są skały obojętne (pośrednie) o zawartości SiO₂ w granicach 54 - 64%. Punkty projekcyjne tych skał zająają się z pun-

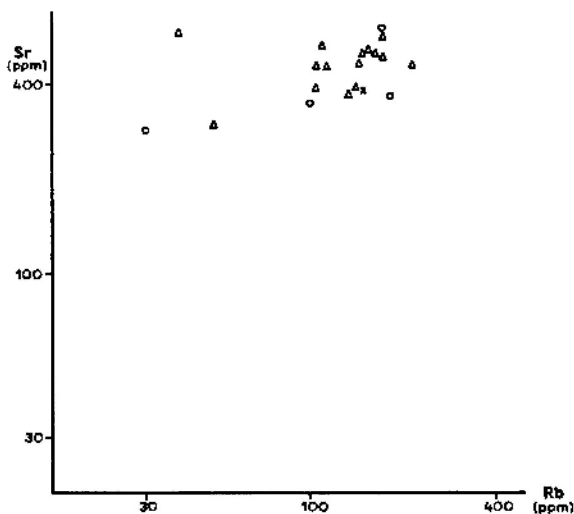


Fig. 19. Rozkład wartości Rb i Sr w skałach masywu kłodzko-złotostockiego. Zauważalny brak trendów liniowych częściowego topienia (subhoryzontalny) lub frakcyjnej krystalizacji (subwertykalny), (wg Robba 1983). Objasnienia jak na figurze 14

Contents of Rb and Sr in the rocks from the Kłodzko-Złoty Stok massif. Note lack of linear trends of partial melting (sub-horizontal) or fractional crystallization (sub-vertical), (after Robb 1983). Symbols same as in Fig. 14

ktami sąsiadujących grup skał zasadowych (48 - 54% SiO₂) i biotyto-
wowych granitoidów (63,5 - 71% SiO₂), co może sugerować ich pośrednią
pozycję w szeregu ewolucyjnym. Warto jednak zwrócić uwagę na grupę
skał zasadowych, w której obrębie tylko część punktów projekcyjnych
zazębia się z punktami grupy skał obojętnych, gdy tymczasem pozos-
tałe mogą reprezentować najbardziej zasadowe człony magmy pier-
wotnej (diagramy zawartości K₂O, CaO, MgO, Al₂O₃, Cr, Ni).

Poparcia przypuszczeń, nasuwających się z interpretacji omówio-
nych wykresów, można szukać na diagramie Sr-Rb (fig. 19), na którym
znaczny rozrzut punktów oraz brak wyraźnych tendencji liniowych
uniemożliwia jednak określenie przewagi częściowego topienia czy też
frakcyjnej krystalizacji (wg interpretacji Robba 1983). Diagram ten
różni się jednak znacznie od wykonanego dla skał strzezińskich (por.
fig. 18), gdyż przedstawione na nim skały pośrednie wykazują znacz-
nie wyższą zawartość zarówno Sr jak i Rb, związaną z obecnością
bardziej zasadowych plagioklazów oraz dużej ilości biotyty. Nieznacz-
nie zarysowujący się trend liniowy w obrębie skał zasadowych wska-
zuje na dość słabą frakcjonację plagioklazów przy jednocześnie
rosnącym udziale biotyty. Zazębianie się punktów odpowiadających
skałom zasadowym i pośrednim pozwala przypuszczać, że te drugie

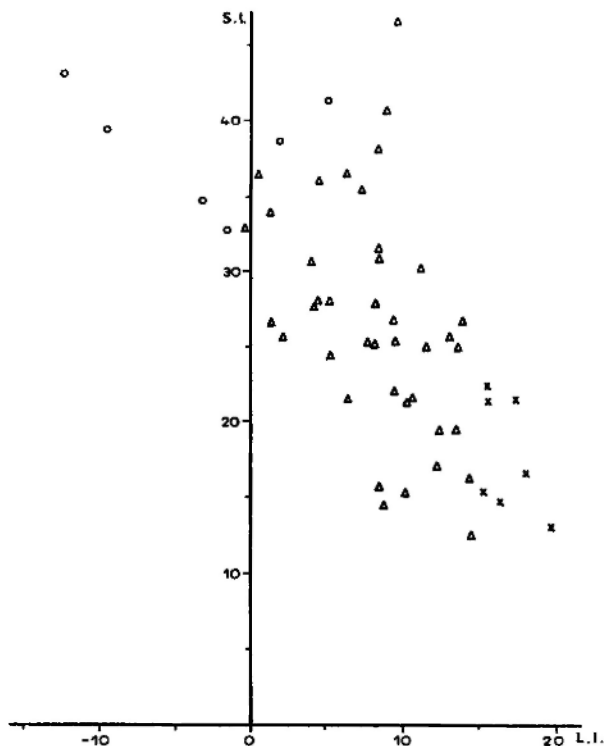


Fig. 20. Stosunek współczynnika krzepliwości Kuno

(S.I. = $\frac{100 \text{ MgO}}{\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}$) do parametru Larsena

(L.I. = $\frac{1}{3}\text{SiO}_2 + \text{K}_2\text{O} - [\text{FeO} + \text{MgO} + \text{CaO}]$) w skałach masywu kłodzko-złotostockiego.

Część skał zasadowych ma ujemną wartość L.I. (interpretacja w tekście). (Por. fig. 9; 32). Objasnienia jak na figurze 14

Kuno solidification index (S.I. = $\frac{100 \text{ MgO}}{\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}$) vs. Larsen index

(L.I. = $\frac{1}{3}\text{SiO}_2 + \text{K}_2\text{O} - [\text{FeO} + \text{MgO} + \text{CaO}]$) for the rocks from the Kłodzko-Złoty Stok

massif. Some basic rocks show negative values of L. I. (interpretation in text). (Comp. Figs. 9; 32). Symbols same as in Fig. 14

stanowią ogniwo przejściowe do granitoidów biotytowych, reprezentowanych na omawianym diagramie tylko przez jedną próbkę.

Ciekawe efekty uzyskano przedstawiając w formie wykresu wzajemną zależność współczynnika krzepliwości (S.I.) i parametru Larsena (L.I.) dla poszczególnych skał (fig. 20). Zaznacza się tu obecność skał zasadowych, obojętnych i kwaśnych, przy czym dominującą grupą są skały obojętne o wartościach L.I. w granicach 0 - 15. Dla kwaśnych granitoidów wartość ta nie przekracza 20 co oznacza, że skały pocho-

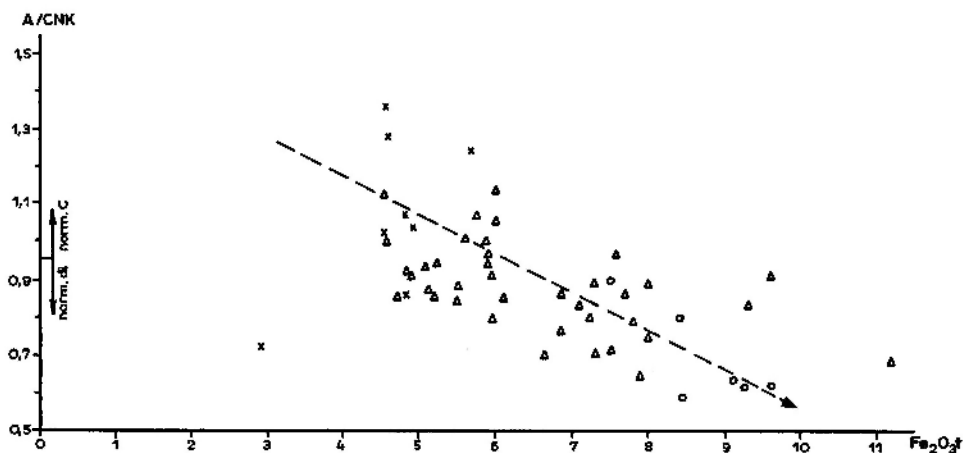


Fig. 21. Spadek aluminowego charakteru metaluminowych skał typu "I" masywu kłodzko-złotostockiego ze wzrostem ich maficzności (wg White'a 1990). Objaśnienia jak na figurze 14

Metaluminous "I"-type rocks from the Kłodzko-Złoty Stok massif are less aluminous as they become more mafic (after White 1990). Symbols same as in Fig. 14

dzienia anatektycznego są w analizowanym materiale nieobecne. Interesująca jest wartość L.I. dla skał zasadowych, gdyż część z nich pokrywa się w wąskim zakresie z wartościami skał obojętnych, gdy tymczasem druga grupa ma znak ujemny (od 0 do -10). Taka dwudzielność zespołu skał zasadowych nasuwa przypuszczenie, że nie reprezentują one grupy genetycznie jednorodnej. Warto w tym miejscu wspomnieć o podobnej sugestii wysuniętej na podstawie obrazu uzyskanego na trójkącie Q + Kf - Maf - Pl (fig. 14) sporządzonego na podstawie danych mikroskopowych.

Pozycja punktów projekcyjnych reprezentujących skały masywu kłodzko-złotostockiego na diagramie uwzględniającym zmianę stosunku A:CNK ze wzrostem maficzności (fig. 21) przedstawia jednolity trend spadkowy od granitoidów po skały zasadowe. Trzy punkty odpowiadające granitoidom bardziej peraluminowym ($A:CNK > 1,1$), wypadające poza głównym trendem, reprezentują być może śladową grupę skał należących do asocjacji aluminowej (por. fig. 17).

Wszystkie omawiane wykresy geochemiczne ukazują raczej skomplikowany obraz genetyczny skał masywu kłodzko-złotostockiego, a ich interpretacja nasuwa wstępne przypuszczenia o słabej dyferencjacji materiału wyjściowego, o istnieniu niejednorodnej grupy skał zasadowych oraz nakładających się wzajemnie procesach petrogenetycznych w środowisku magm różnych szeregów ewolucyjnych.

SKAŁY MAGMOWE ŚRODKOWEJ I ZACHODNIEJ CZĘŚCI PÓŁWYSPU IBERYJSKIEGO

SZKIC GEOLOGICZNY I HISTORIA BADAŃ

Na obszarze Półwyspu Iberyjskiego badania geologiczne autor prowadził w środkowej części zachodniej Hiszpanii oraz w środkowej Portugalii (fig. 22) i dotyczyły one zagadnień koegzystencji skał kwaśnych i zasadowych oraz pochodzenia enklaw w kilku plutonach, należących do tzw. Batolitu Systemu Centralnego.

Szczegółowego podziału skał magmowych w skali całego batolitu dokonały Füster i Villaseca (1987), a wynikające z niego wnioski można przedstawić (zgodnie z oryginalną symboliką) następująco:

G₀ – dwułuszczkowe granitoidy anatektyczne typu kolizyjnego, tworzące synorogeniczne ciała zgodne ze strukturami metamorficznymi, w zmiennym stopniu kontaminowane materiałem otoczenia. Są to granity i leukogranity asocjacji aluminopotasowej z nodulami kordierytowymi, turmalinem i granatem;

G₁ – małe ciała zasadowe i ultrazasadowe pochodzenia płaszczowego i związane z nimi żyły gabro-diorytowe o charakterze aluminowym, asocjacji cafeicznej lub subalkalicznej. Macierzyste magmy tych skał przyczyniły się do ogrzania i częściowego topienia dolnej oraz środkowej skorupy;

G₂ – małe ciała (do 2 km²), zbudowane z diorytów kwarcowych i tonalitów, intrudowane przez późniejsze granitoidy. Są to skały asocjacji cafeicznej, tendencji wapniowo-alkalicznej, zawierające liczne ksenolity skał osłony oraz drobnoziarniste enklawy skał zasadowych;

G₃ – duże ciała plutoniczne (50 - 150 km²), w których granodiorytowe partie brzeżne przechodzą ku centrum w adamelity biotytowe z muskowitem lub kordierytem. Są to skały asocjacji aluminowo-cafeicznej o różnym stopniu peraluminowości;

G₄ – średniej wielkości (1 - 65 km²) ciała leukokratycznych granitów peraluminowych, które uległy silnej dyferencjacji, bogatych w szliiry i ksenolity skał osłony. Charakterystycznymi minerałami są tu: kordieryt, andaluzyt, syllimanit, granat i turmalin.

W badanych przez autora częściach Batolitu Systemu Centralnego występują zarówno granitoidy intruzywne, jak i autochtoniczne, różniące się tak pod względem strukturalnym, jak i składem mineralnym (Alvarado 1980; Lorenc, Saavedra 1985; Bea *et al.* 1987). Granity autochtoniczne odznaczają się jasną barwą, wyraźną teksturą kierunkową, a w składzie mineralnym obecnością muskowitu i licznych nodul kordierytowo-pinitowych. W nodulach tych można spotkać także syllimanit i andaluzyt. Skały te, reprezentowane przez leukogranity i granity albitowo-mikroklinowe, mogą wykazywać zmienne zabarwie-

nie w zależności od ilości nieprzetrawionych podczas granityzacji resztek łupków łyszczykowych. Przedstawione wyżej granity stwierdzono w okolicy Martinamor, Collegos de Sobrinos, Candelario, Bejar i Palomares (fig. 22A), a ich petrogenetyczna interpretacja oparta na obecności kordierytu została przedstawiona przez autora w sposób porównawczy względem masywu strześlińskiego w jednym z wcześniejszych opracowań (Lorenc 1987a).

Granitoidy intruzywne to najczęściej granodioryty równoziarniste lub porfirowate, zawsze ostro kontaktujące ze skałami osłony, zawierające w sobie zarówno ksenolity skał metamorficznych, jak i maficzne magmowe enklawy (MME). Kontakt porfirowatej odmiany granodiorytu (kryształy skalenia potasowego długości do 10 cm) z autochtonicznym leukogranitem można obserwować w okolicach wioski Palomares. Podobny strukturalnie granit, obfitujący w diorytowe MME otoczone leukokratycznymi obwódkami reakcyjnymi, występuje w okolicach Cristobal (fig. 22A). W innym miejscu natomiast (okolicie Cabezas del Villar) można obserwować kontakt granodiorytu z drobnoziarnistym diorytem kwarcowym. Jest to kontakt bardzo wyraźny, przy czym od strony diorytu pojawia się strefa wzbogacona w minerały ciemne (biotyt, hornblendy), gdy tymczasem od strony granodiorytu występuje leukokratyczna strefa kwarcowo-skaleniowa. Analogiczna sytuacja ma miejsce w przypadku diorytowych enklaw w granodiorycie.

Bardzo interesujące plutony granodiorytowe i mieszane są zlokalizowane na terenie prowincji Cáceres (fig. 22B). Masyw Jálama położony na NW od miejscowości Cáceres, zbudowany z granitu biotytowego i gruboziarnistego granodiorytu zawiera dużą ilość owalnych enklaw tonalitywych i drobnoziarnistego granodiorytu. Ponadto spotyka się liczne ksenolity skał osłony dachowej, z których największe w poziomie intersekcyjnym mają powierzchnię kilku kilometrów kwadratowych. Jak wykazały badania eksperymentalne (Saavedra *et al.* 1977), główna krystalizacja skał tego plutonu zachodziła w temperaturze 700 - 740°C przy ciśnieniu 4 - 5 kb. Podobną budowę ukazują intruzja okolic Eljas.

Równie interesująca jest formacja plutoniczna Zarza la Mayor, występująca podobnie jak pluton Jálama w obrębie dolnokambryjskiego kompleksu łupkowo-szarogłazowego bez oznak metamorfizmu regionalnego (fig. 22B). Pierwsze kompleksowe opracowanie tej formacji przedstawili Corretgé-Castanon (1969) i Garcia de Figuerola *et al.* (1971), wyróżniając znaczne ilości diorytów kwarcowych i granitów z podrzędnym udziałem tonalityw, monzonitów i granodiorytów. Późniejsze badania (Lorenc 1981) wykazały ponadto obecność wielkiej masy granodiorytu i monzonitu z licznymi enklawami (MME) o składzie diorytu kwarcowego i hornblendowego.

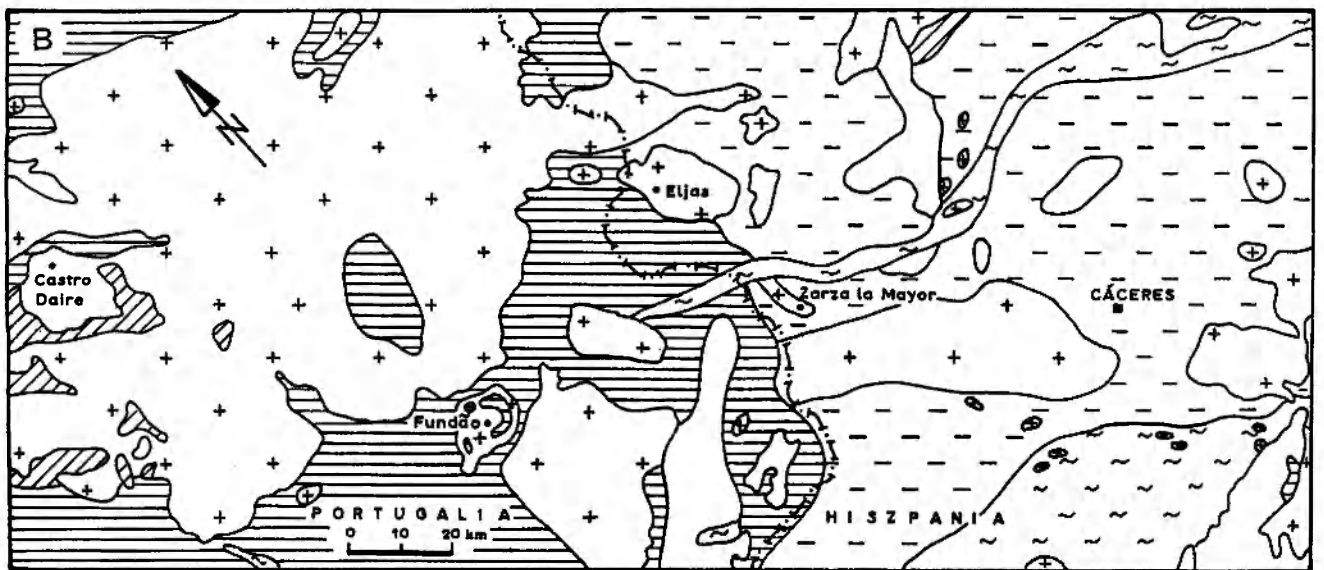
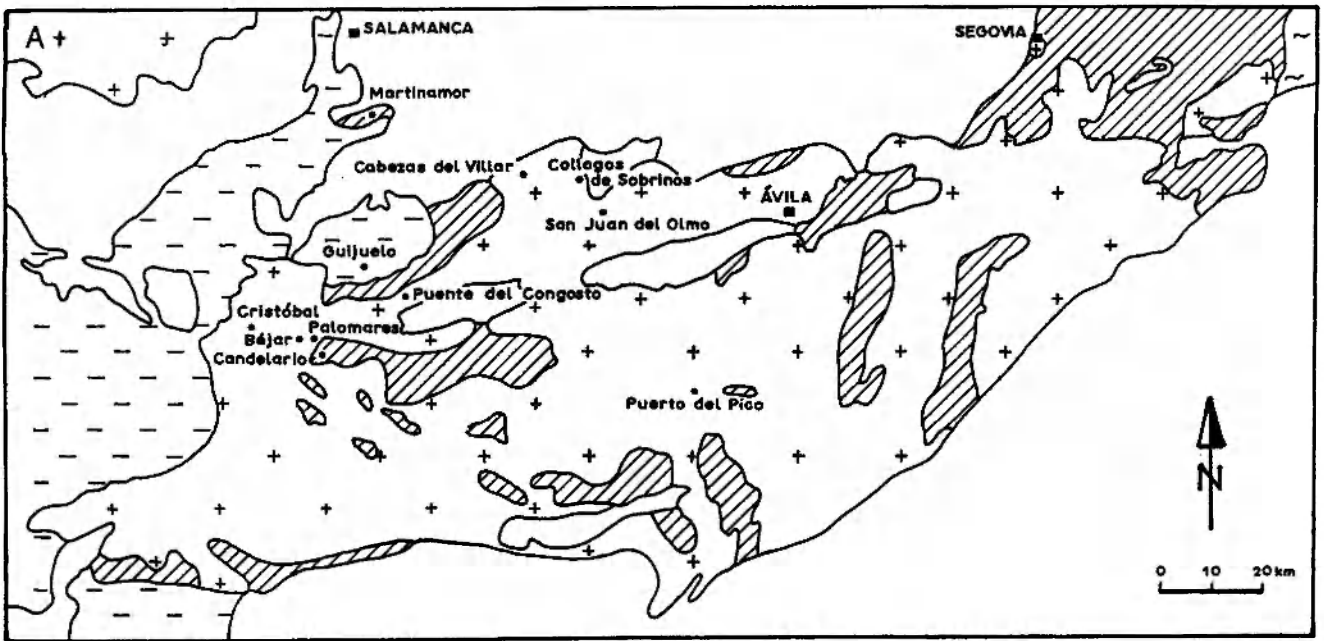
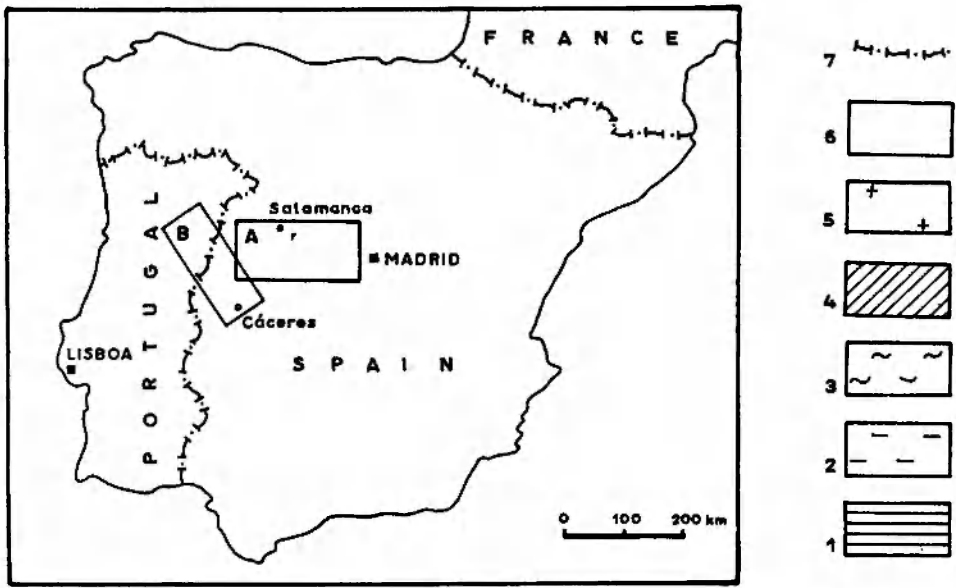


Fig. 22. Lokalizacja i szkic geologiczny obszarów badań na Półwyspie Iberyjskim (wg mapy geologicznej 1:1000000 IGME 1966). 1 – łupki i kwarcyty (prekambr); 2 – łupki, szarogłazy i fyllity (kambr); 3 – łupki (sylur); 4 – skały metamorficzne (nierozdzielone); 5 – granitoidy hercyńskie; 6 – skały osadowe kenozoiku; 7 – granica państwa

Location and geological sketch of the areas studied in the Iberian Peninsula (after 1:1000000 geological map IGME 1966). 1 – schists and quartzites (Precambrian); 2 – slates, greywakes and phyllites (Cambrian); 3 – slates (Silurian); 4 – metamorphic rocks (undivided); 5 – Hercynian granitoids; 6 – Cainozoic deposits; 7 – national boundary

Następny pluton tych okolic, położony na SE od Cáceres, jest zbudowany w zasadniczej części z granitów, ale z dużym udziałem skał o charakterze hybrydalnym, obfitujących w diorytowe enklawy typu MME. Zdaniem Saavedra i Garcia Sanchez (1976) oraz Saavedra (1979) hybrydyzacja magmy z głębokiego podłoża mogła zachodzić bądź to na drodze dyferencjacji *in situ*, bądź też asymilacji skał metamorficznych.

Kolejne dwa plutony, objęte badaniami porównawczymi autora, reprezentują intruzje zonalne położone we wschodniej części Portugalii (fig. 22B). Pierwszy z nich to pluton Castro Daire intrudujący niezgodnie w obręb kompleksu metamorficznego. Charakterystyczną jego cechą jest wyraźna zonalność, chociaż granice między poszczególnymi strefami nie są ostre. Skały występujące w tym obszarze reprezentują ciągi szeregi, począwszy od porfirowatych granitów alkalicznych strefy zewnętrznej przez granodiority strefy pośredniej aż po tonality z niewielką ilością diorytów i gabry strefy centralnej. Godną odnotowania jest obecność monzodiorytowych i tonalityw MME w granicie oraz diorytowych i gabrowych w tonalicy i granodiorycie.

Identyczną niemal budowę i inwentarz skalny ma, położony około 70 km na SE od Castro Daire, zonalny pluton Fundño. W plutonie tym wyróżnia się bowiem dioryty kwarcowe z oznakami dyferencjacji magmowej, granodiority asocjacji aluminowo-żelazistej, monzogranity oraz bogate w CaO i Na₂O leukogranity (Bea *et al.* 1987). Odmienne niż w plutonie Castro Daire, tutaj maficzne enklawy występują tylko w obrębie granodiorytów (Lorenc 1981; Lorenc, Saavedra 1989), a w granitach strefy zewnętrznej spotyka się koncentrycznie ułożone wielkie bloki stanowiące fragmenty osłony stropowej plutonu. Należy w tym miejscu także wspomnieć, że oba wymienione plutony leżą na dwóch równoległych lineamentach związanych ze strefami plastycznego ścinania (ang. *ductile shear zones*): pluton Castro Daire na lineamencie Requa-Verin, a pluton Fundño na lineamencie Vilarica (Ferreira *et al.* 1987).

Bardzo wyraźna strefowość obu portugalskich plutonów może nasyłać przypuszczenie, że reprezentują one koncentryczne formacje plutoniczne typu dajek pierścieniowych. Mechanizm tworzenia się tego typu zonalnych intruzji podali ostatnio Bourne i Danis (1987).

Przedstawione w skrócie intruzje z terenu Hiszpanii i Portugalii stanowiły obszerny materiał porównawczy, a jego interpretacja z petrograficznego punktu widzenia była przedmiotem wcześniejszych opracowań (Lorenc 1981, 1987a; Lorenc, Saavedra 1989). Największą uwagę poświęcił jednak ostatnio autor szczegółowej i kompleksowej analizie mieszanej intruzji okolic Puente del Congosto i Guijuelo.

Objęty badaniami obszar leży na pograniczu południowo-wschodniej części prowincji Salamanca i południowo-zachodniej części pro-

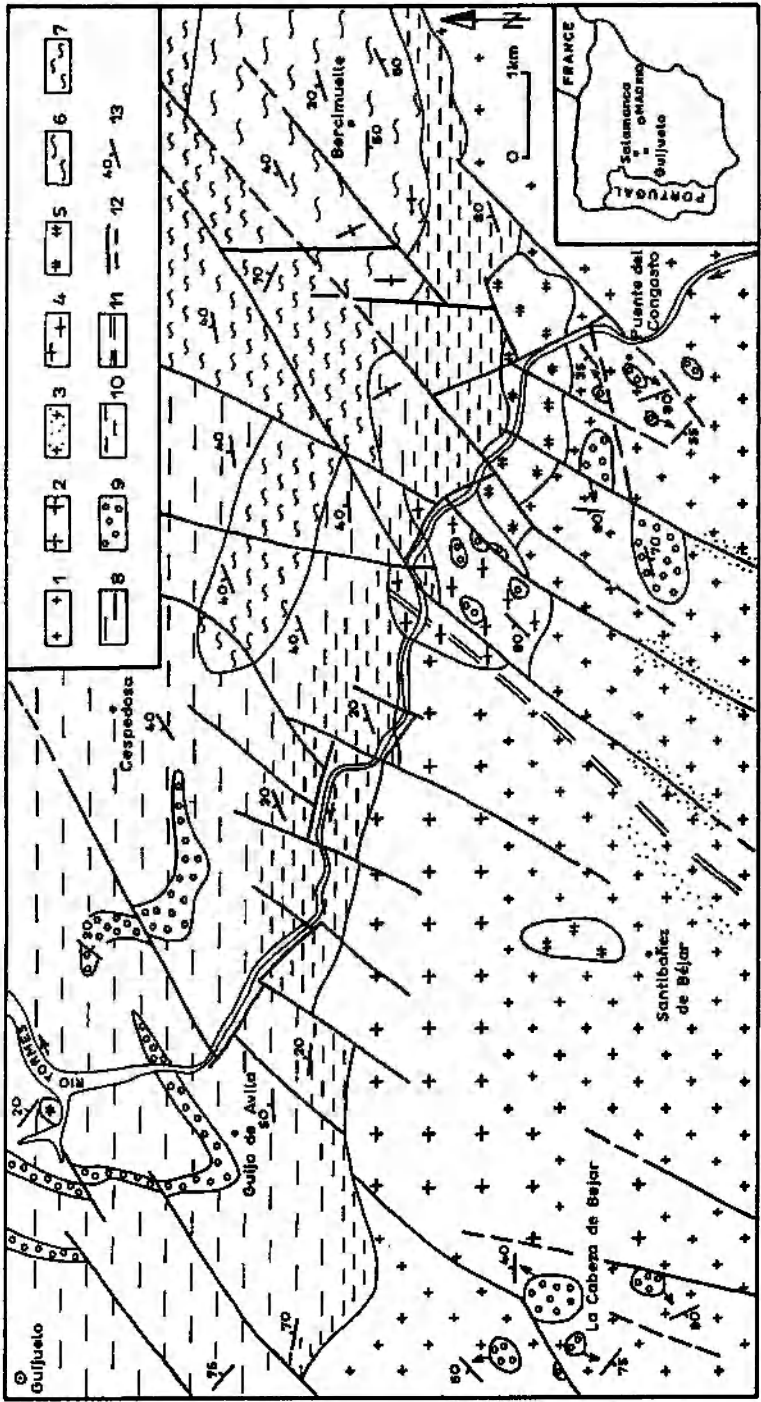


Fig. 23. Szkic geologiczny regionu del Conzosto (wg Lorenca i Saavedra 1985). 1 - granodioryt; 2 - granit; 3 - czwórka odmiana granodiorytu; 4 - leukogranit; 5 - skały zasadowe i porfiry; 6 - gruboziarniste ortognejsy; 7 - drobnoziarniste paragnejsy; 8 - łupki metamorficzne (nierozdzielone, włączając skały wapienne-krzemianowe); 9 - kwarcyty i skały kwarcowo-skaleniowe; 10 - strefa przerozaf kontaktowych; 11 - żyła zasadowa; 12 - ważniejsze uskoki stwierdzone (linie ciągłe) i przypuszczalne (linie przerywane); 13 - pomiary foliacji S₂

Geological sketch of the vicinity of Puente del Conzosto (after Lorenca and Saavedra 1985). 1 - granodiorite; 2 - granite; 3 - rare variant of granodiorite; 4 - leucogranite; 5 - basic and intermediate rocks; 6 - coarse-grained orthogneisses; 7 - fine-grained paragneisses; 8 - metamorphic schists (undivided, calc-silicate rocks inclusive); 9 - quartzites and quartzofeldspathic rocks; 10 - contact aureole; 11 - basic dyke; 12 - major faults (solid lines) and suspected faults (dashed lines); 13 - measurements of foliation S₂

wincji Ávila, obejmując strefę kontaktową hercyńskich granitoidów Batolitu Systemu Centralnego ze skałami osłony metamorficznej (fig. 23).

Skład litologiczny poszczególnych serii skalnych jest dość urozmaicony i był szczegółowo opracowany m.in. przez Babin-Vich (1974), Garcia de Figuerola i Franco (1975), Garcia de Figuerola *et al.* (1980, 1983) oraz Bea i Maldonado (1981). Cytowani badacze w grupie skał metamorficznych wydzielili łupki łuszczkowe, orto- i paragnejsy, kwarcyty oraz leukogranity. Z kolei w grupie skał magmowych wyróżnili granity, granodioryty, gabra i skały żyłowe.

Badania tektoniczne prowadzone na tym obszarze przez Aldaya *et al.* (1973), Babin-Vich (1978, 1979), Diez-Balda (1981) oraz Garcia de Figuerola *et al.* (1983) wykazały istnienie trzech faz hercyńskich deformacji, zachodzących od dolnego dewonu do stefanu. Wykazano też obecność trzech następujących po sobie systemów uskoków o biegach kolejno: NE-SW, NW-SE i N-S (Babin-Vich 1979).

Mimo przeprowadzenia dość szczegółowych badań, istnieją znaczne rozbieżności w opisie i interpretacji poszczególnych faz deformacji hercyńskich. Podobne niezgodności panują w kwestii datowania intruzji granitoidowych, bowiem Diez-Balda (1981) uważa, że intruzje te powstały przed lub w czasie drugiej fazy, gdy tymczasem inni autorzy (Babin-Vich 1974; Ugidoś 1974; Garcia de Figuerola *et al.* 1980, 1983) traktują je jako posttektoniczne, tworzące się po ostatniej fazie deformacji.

Odnosząc poszczególne wydzielenia litologiczne oraz interpretacje tektoniczne do danych regionalnych przedstawionych przez Alvarado (1980) oraz obserwacji własnych (Lorenca 1981, 1987a; Lorenca,

Saavedra 1985, 1988) obraz geologiczny omawianego obszaru nadal pozostaje niejasny. Istnieje jednak możliwość, że nieco nowych danych dostarczą badania petrograficzno-geochemiczne granitoidów tego regionu prowadzone przez autora w ostatnich latach, których część została już opublikowana (Lorenc, Saavedra 1989, 1991a, b), a część pozostaje jeszcze na etapie przygotowania do druku.

LITOLOGIA I PETROGRAFIA

Najbardziej charakterystycznym typem skał magmowych badanego fragmentu Batolitu Systemu Centralnego są biotytowe granity i granodioryty, lokalnie tylko zawierające niewielkie ilości kordierytu, turmalinu i granatu. W obrębie tych skał znajdują się pojedyncze intruzje skał zasadowych i hybrydalnych oraz dość liczne ksenolity skał metamorficznych. Największe bloki, zapewne reprezentujące fragmenty osłony dachowej, występują w południowo-zachodniej i południowo-wschodniej części badanego obszaru (fig. 23), gdzie osiągają wielkość do 1000 m średnicy i wykazują wyraźne oznaki rotacji i kruchej deformacji w obrębie otaczającego je granodiorytu (Lorenc, Saavedra 1985).

Skały magmowe omawianego obszaru można podzielić na cztery charakterystyczne grupy: 1 – skały zasadowe (dioryty, gabra, noryty), 2 – skały obojętne (tonality, monzodioryty, kwarcowe dioryty), 3 – granity i granodioryty biotytowe, 4 – leukogranity i granitoidy zawierające kordieryt. Skład mineralny wszystkich reprezentatywnych grup został przedstawiony w tabeli 5, ukazującej dla poszczególnych minerałów wartości średnie (\bar{x}) wraz ze standardowym odchyleniem (s).

Granity kordierytowe odsłaniają się w okolicy Puente del Congosto oraz Bercimuelle (fig. 23). Skały te mając w swym składzie tak charakterystyczne minerały jak muskowit, kordieryt, syllibanit i andaluzyt wykazują mniej lub bardziej wyraźną foliację (pl. VI, 3, 4). Cechy te poparte obecnością wyłącznie ksenolitów skał metamorficznych oraz charakterem kontaktów zewnętrznych pozwalają uznać te skały za starsze od wyraźnie intruzywnych granitoidów biotytowych. Granity te na trójkącie QAP (fig. 24) zajmują pole granitów pochodzenia skorpupowego (CG), w związku z czym można je uznać za skały anatektyczne typu "S" (*sensu* White, Chappell 1977).

Granity i granodioryty biotytowe są skałami drobno- i średnioziarnistymi, dającymi w terenie wyraźne intruzywne kontakty. Poza ksenolitami skał metamorficznych (pl. VII, 1, 2) liczne są w nich szliry i owalne enklawy o składzie maficznych skał magmowych (pl. VII, 3, 4; pl. VIII, 1 - 3). W terenie bezpośredni kontakt granitów i granodiorytów praktycznie nie istnieje, ponieważ skały te tworzą między sobą

Tabela (Table) 5

Reprezentatywny skład mineralny skał magmowych okolic Puente del Congosto (Hiszpania), (w procentach)
 Representative mineral composition of the Puente del Congosto area (Spain), (in volume per cent)

	I		II		III		IV	
	\bar{x}	<i>s</i>	\bar{x}	<i>s</i>	\bar{x}	<i>s</i>	\bar{x}	<i>s</i>
Kwarc Quartz	3,2	(2,0)	16,0	(6,6)	24,0	(7,3)	31,2	(4,2)
Mikroklin Microcline	-	-	1,1	(2,7)	16,5	(8,9)	18,0	(4,5)
Plagioklaz Plagioclase	42,0	(9,7)	49,5	(6,5)	39,6	(12,3)	27,4	(4,8)
Biotyt Biotite	10,7	(9,0)	20,0	(8,0)	14,5	(7,0)	6,8	(1,8)
Muskowit Muscovite	-	-	-	-	tr	-	3,4	(2,5)
Amfibol Amphibole	27,5	(8,9)	11,0	(17,2)	-	-	-	-
Piroksen Pyroxene	11,3	(14,1)	-	-	-	-	-	-
Oliwin Olivine	2,0	(1,4)	-	-	-	-	-	-
Chloryt Chlorite	5,7	(6,0)	2,0	(2,6)	tr	-	1,2	(1,2)
Apatyt Apatite	0,6	(0,9)	2,2	(7,8)	tr	-	0,6	(0,3)
Epidot Epidote	tr	-	tr	-	-	-	-	-
Kordieryt Cordierite	-	-	-	-	-	-	7,8	(5,5)
Syllimanit Sillimanite	-	-	-	-	-	-	1,6	(0,7)
Andaluzyt Andalusite	-	-	-	-	-	-	2,0	(2,6)
Cyrkon Zircon	tr	-	tr	-	tr	-	tr	-
Tytanit Sphene	tr	-	tr	-	tr	-	tr	-
Min.nieprz. Opaque min.	tr	-	tr	-	tr	-	tr	-
% An w plag.	34	(4)	38	(6)	31	(4)	26	(2)

\bar{x} – wartość średnia; *s* – standardowe odchylenie; *tr* – ślady. *I* – gabro-dioryty (14); *II* – dioryty kwarcowe, monzodioryty i tonality (29); *III* – granodioryty i granity biotytowe (27); *IV* – dwulizyczny granity z kordieritem i leukogranity (18)

\bar{x} – medium value; *s* – standard deviation; *tr* – traces. *I* – gabbro-diorites (14); *II* – quartz-diorites, monzodiorites and tonalites (29); *III* – biotite granodiorites and granites (27); *IV* – two-mica granites with cordierite and leucogranites (18)

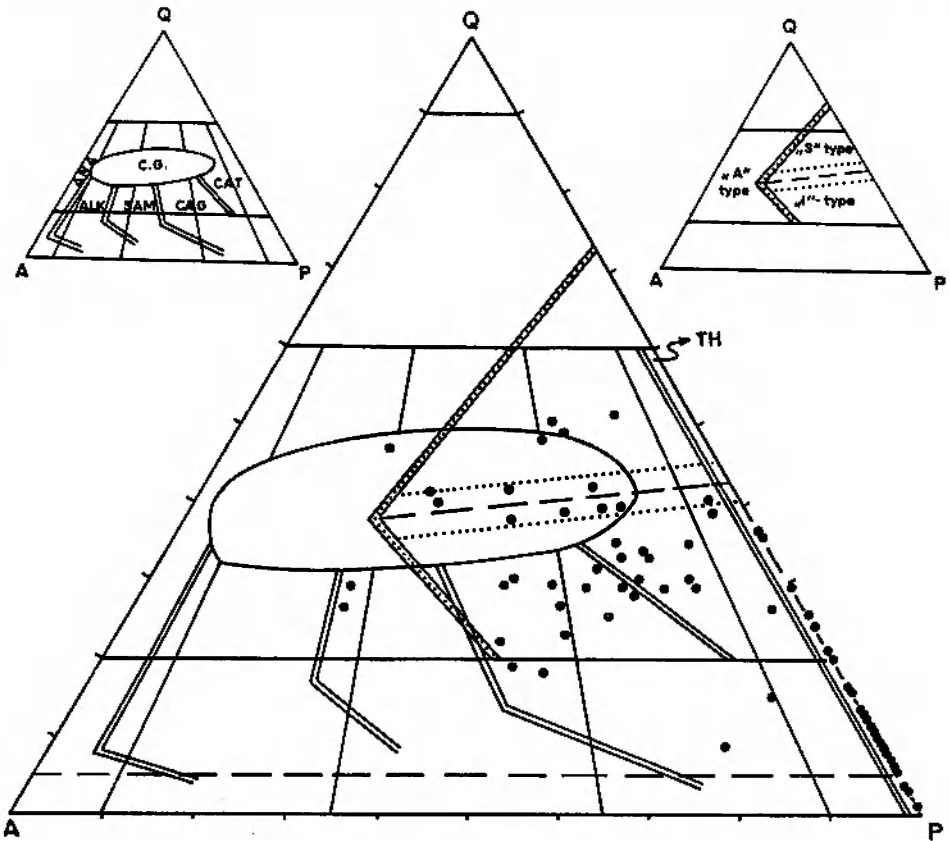


Fig. 24. Trójkąt QAP z klasyfikacją wg Lameyre'a i Bowdena (1982, Bowdena *et al.* 1984) dla skał rejonu Puente del Congosto (Hiszpania). Objasnienia jak na figurze 2

Triangular QAP diagram with classification of Lameyre, Bowden (1982, Bowden *et al.* 1984) as applied to the rocks of the Puente del Congosto area (Spain). Explanations see Fig. 2

strefy stopniowego przejścia mniej lub bardziej wyraźnie zaznaczone (pl. VII, 4). W innym zaś przypadku, między zespołem granit/granodioryt a skałami należącymi do intruzji zasadowych pojawia się wyraźna strefa o charakterze mieszanym, w której skały o składzie pośrednim (tonality, monzodioryty) wykazują oznaki reakcji magmy felzytowej i maficznej. Tutaj też obserwuje się szczególnie duże nagromadzenia maficznych magmowych enklaw (MME). Skały całej tej grupy przedstawione na trójkącie QAP (fig. 24) mieszczą się w granicach serii wapniowo-alkalicznej granodiorytowej (CAG), wapniowo-alkalicznej tonalitowej (CAT) oraz toleitowej (TH), reprezentując charakterystyczny zespół typu "T".

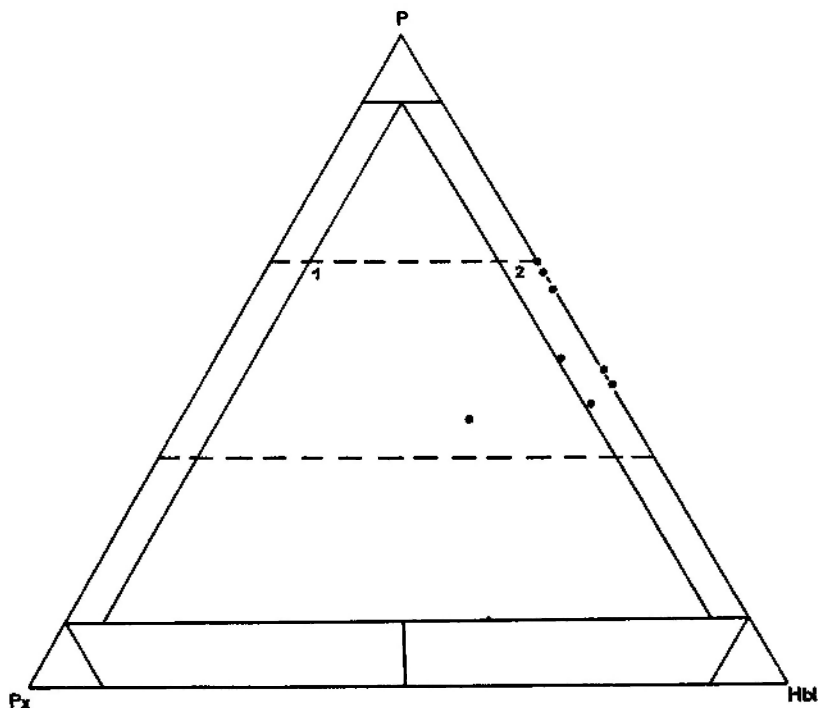


Fig. 25. Skały zasadowe rejonu Puente del Congosto (Hiszpania) w trójkącie klasyfikacyjnym P-Px-Hbl. Objasnienia jak na figurze 13

Basic rocks of the Puente el Congosto area (Spain) in triangular diagram of P-Px-Hbl. Explanations see Fig. 13

Intruzje skał zasadowych (stowarzyszonych z obojętnymi) są zlokalizowane w trzech miejscach badanego obszaru (fig. 23). Pierwsze z nich znajduje się w obrębie skał osłony metamorficznej około 3 km na wschód od Guijuelo, tworząc gabrowo-diorytowy pień z wyraźnymi oznakami kontaktu termicznego. Najważniejsza – z genetycznego punktu widzenia – intruzja skał zasadowych znajduje się w okolicy Puente del Congosto i jest złożona z gabr, diorytów i norytów. Na kontakcie z granitoidami szczególnie dobrze rozwinięta jest strefa skał o charakterze hybrydalnym z wyraźnymi znamionami wszelkich możliwych reakcji zachodzących między magmą maficzną a felzytową (reakcje te będą dokładniej omówione w rozdziale “Koezystencja skał kwaśnych i zasadowych”). Trzecim miejscem występowania skał maficznych są okolice Santibañez de Bejar, gdzie odsłania się pojedynczy pień skał diorytowych.

Skały omówionej grupy, których punkty projekcyjne wypadają w pobliżu naroża P trójkąta QAP zostały dodatkowo przedstawione na

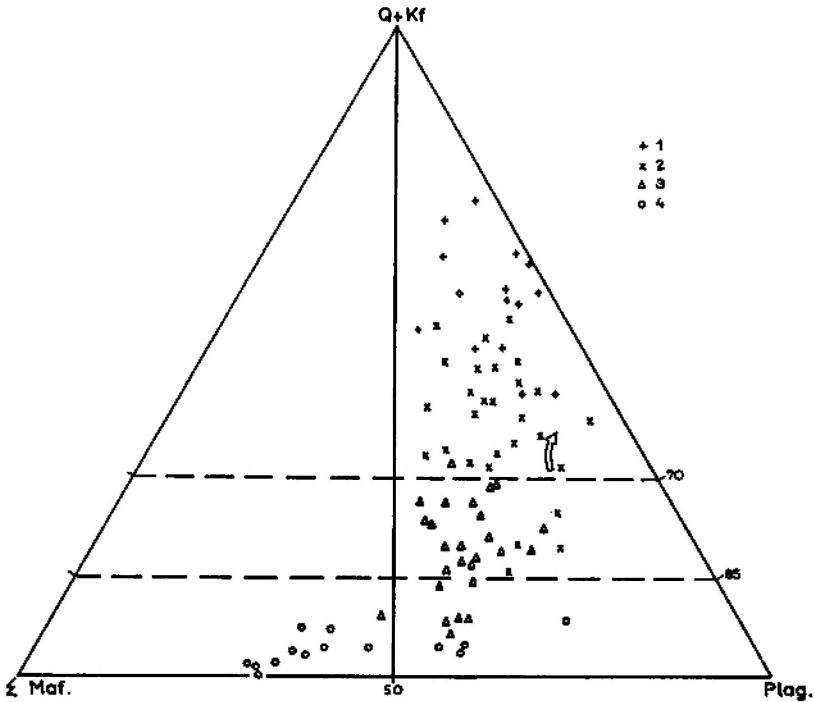


Fig. 26. Skały regionu Puente del Congosto (Hiszpania) w trójkącie wg Tindle'a i Pearce'a (1983). Pewna część skał zasadowych położona po lewej stronie trójkąta nie jest związana z głównym trendem ewolucyjnym. 1 – granity dwulyszczkowe, kordierytowe i leukogranity; 2 – granity i granodiority biotytowe; 3 – tonality i monzodiority; 4 – dioryty i gabra

Triangular diagram of modal data (Tindle, Pearce 1983) as applied to the rocks of the Puente del Congosto (Spain). Note isolated position of some basic rocks that are not connected with the main evolutionary trend. 1 – two-mica granites, cordierite granites and leucogranites; 2 – biotite granites and granodiorites; 3 – tonalites and monzodiorites; 4 – diorites and gabbros

trójkącie P-Px-Hbl (fig. 25), umożliwiającą dokładniejszą ich klasyfikację.

Bardzo interesujący wydaje się obraz uzyskany na trójkącie uwzględniającym wzajemny stosunek sumy kwarc + skałen potasowy do minerałów maficznych i plagioklazów (fig. 26). Zarysowuje się tutaj bowiem ciągły trend od skał zasadowych położonych u podstawy prawej części trójkąta przez skały o charakterze pośrednim (strefy mieszania i miksacji) i granitoidy biotytowe aż do anatektycznych granitów typu "S", zajmujących pozycję u góry prawej części trójkąta. Przy istnieniu tak wyraźnego trendu, niezwykle ważna z genetycznego punktu widzenia wydaje się pozycja pewnej części skał zasadowych stanowiących odrębną grupę, położoną u podstawy trójkąta, ale w jego lewej połowie.

Fakt ten będzie bliżej przedyskutowany w dalszej części artykułu przy omawianiu wyników analiz chemicznych.

Jak już wspomniano wcześniej, skały odpowiadające granitom pochodzenia skorupowego występują w trzech miejscach badanego terenu, gdzie tworzą trzy nieco różniące się odmiany, chociaż wszystkie zawierają w swym składzie kordieryt i syllimanit. Odmiany te to: a – leukogranity okolic Puente del Congosto, b – granity dwułyscopykowe lokalnie występujące w obrębie intruzywnego granodiorytu oraz c – biotytowe granity okolic Bercimuelle.

Anhedralne ziarna mikropertytu mikroklinowego z wyraźną kratką typowych zbliźniaczeń i licznymi wrostkami pozostałych składników przy słabo zaznaczonej albityzacji – to cechy skalenia potasowego wykształconego jednakowo we wszystkich trzech odmianach. Podobny jest również anhedralny kwarc o falistym wygaszaniu światła oraz fibrolitowy syllimanit, miejscami poprzerastany biotytem. Pozostałe składniki mineralne wykazują jednak znaczne różnice w wykształceniu.

W leukogranitach grupy (a) plagioklaz tworzy świeże lub bardzo słabo zserycytizowane tabliczki bez śladów budowy pasowej, o przybliżonym składzie 28 - 30% An, z niewielką ilością wrostków biotyту, kwarcu i spinityzowanego kordierytu. Biotyt jest tu bardzo silnie lub prawie całkowicie schlorotyżowany w zrostach z muskowitem, zawierając liczne wrostki drobniotkiego apatyту i cyrkonu. Kordieryt jest wykształcony w sposób bardzo specyficzny, tworząc okrągłe nodule pinitowe miejscami otoczone wąskimi, leukokratycznymi obwódkami.

W dwułyscopykowych granitach grupy (b) plagioklaz tworzy subhedralne tabliczki (25 - 28% An), częściowo zserycytizowane i zawierające pojedyncze wrostki kwarcu, biotyту i kordierytu. Biotyt pojawia się w zrostach z muskowitem jako blaszki słabo schlorotyżowane z licznymi wrostkami apatyту i cyrkonu. Bardzo charakterystyczny subhedralny kordieryt wykazuje oznaki bardzo silnej pinityzacji i izotropizacji.

Biotytowe granity Bercimuelle (c) różnią się od poprzednich dwu odmian przede wszystkim brakiem muskowitu, a ponadto obecnością plagioklazu wykształconego w dwu generacjach. Jedna z nich to małe euhedralne i świeże tabliczki (25 - 28% An) pozbawione wrostków, ale wykazujące gęste zbliźniaczenia albitowe i peryklinowe. Druga generacja to dość duże euhedralne ziarna, silnie zserycytizowane, zbliźniane według prawa albitowego oraz zawierające pojedyncze wrostki kwarcu i biotyту. Charakterystyczny jest również kordieryt tworzący słabo spinityzowane ziarna z pojedynczymi wrostkami syllimanitu.

Do odmiennej grupy (typ "I") należą granity biotytowe, miejscami porfirowate, stopniowo przechodzące w granodioryty. Głównymi skład-

nikami granitów są: kwarc, mikroklin, plagioklaz i biotyt. Skład plagioklazu w poszczególnych odmianach granitu jest różny. W niektórych są to ziarna jednorodne o zawartości anortytu w granicach 25 - 28%, 30 - 32% lub 32 - 35% (zależnie od odmiany, najczęściej jednak 28 - 30%), zaś w innych wykazują wyraźną budowę pasową o bardziej wapniowych jądrach niż strefy zewnętrzne. Mikroklin najczęściej występuje jako ziarna interstycjalne z charakterystyczną kratką bliźniaczą, ale w niektórych odmianach tworzy też większe kryształy wykazujące niekiedy zbliżnienia karlsbadzkie. Blaszkki biotytu są najczęściej świeże lub słabo schlorotyżowane z pojedynczymi wrostkami cyrkonu, a w pewnych odmianach granitu zupełnie pozbawione wrostków. Wtórny muskowitz pojawia się tu bardzo rzadko tworząc drobniutkie blaszki powstałe przez rekryształizację serycytu w bardziej zmienionych jądrach niektórych plagioklazów.

Granodioryt jest skałą najszerzej rozprzestrzenioną na badanym terenie, a jego głównymi składnikami są: plagioklaz, biotyt, kwarc i mikroklin. Apatyt, chloryt, cyrkon i minerały nieprzezroczyste występują tu w ilościach podrzędnych. Plagioklaz zawiera 30 - 32% An i tworzy euhedralne, wydłużone tabliczki właściwie bez śladów serycytyzacji. Często są to ziarna o budowie pasowej, których jądra tworzy andezyn (45% An), strefę pośrednią kwaśny andezyn (33% An), a strefę zewnętrzną oligoklaz (20% An). Słaba serycytyzacja – o ile ma miejsce – obejmuje wyłącznie partie centralne plagioklazów. Biotyt występuje tu w dużych ilościach tworząc dobrze wykształcone blaszki z drobnymi wrostkami cyrkonu i apatytu, rzadko wykazujące oznaki częściowej chlorytyzacji. Kwarc ma postać ziarn anhedralnych wchodzących w skład zasadniczego tła skalnego, ale pojawia się też jako drobne, okrągłe wrostki w niektórych plagioklazach. Skaleń potasowy jest obecny w mniejszych ilościach jako nieregularne ziarna wzrastające w przestrzeniach interstycjalnych między pozostałymi składnikami skały. Cechą charakterystyczną tych ziarn jest bardzo wyraźna kratka typowych zbliżnień.

Inną grupę skał reprezentują tonality, których głównymi składnikami są: plagioklaz, biotyt, kwarc i hornblenda, z podrzędnym udziałem mikroklinu, chlorytu, apatytu, epidotu, cyrkonu, tytanitu i minerałów nieprzezroczystych. Plagioklaz tworzy euhedralne tabliczki o średnim składzie andezynu (38 - 40% An). W niektórych odmianach spotyka się dwie generacje plagioklazu, z których pierwszą reprezentują zawsze ziarna drobniejsze, zonalne i bogatsze w anortyt, zaś drugą tabliczki większe jednorodne z pojedynczymi wrostkami biotytu, kwarcu i apatytu. Proces serycytyzacji jest na ogół słabo zaawansowany i obejmuje jedynie bogatsze w anortyt jądra pasowych plagioklazów. Drugim głównym składnikiem jest brunatny biotyt, którego blaszki z drobnymi wrostkami apatytu i cyrkonu ulegają niekiedy czę-

ściowej chlorytyzacji. Hornblenda jest minerałem, który pojawia się w bardzo zmiennych ilościach i w niektórych tonalitych przekracza 14% całości składników gdy tymczasem w innych nie występuje wcale. Amfibol ten, odznaczający się kątem $z/\gamma = 15 - 17^\circ$, tworzy euhedralne słupki lub ziarniste agregaty z dużą ilością wrostków kwarcu i apatytu, ulegające częściowej biotytyzacji lub chlorytyzacji. Należy również zaznaczyć, że ziarna poikilitowo poprzerastane kwarcem szczególnie często spotyka się w enklawach (MME) o składzie tonality lub monzodiorytu. Kwarc razem z plagioklazem wchodzi w skład zasadniczego tła skały, gdzie układa się w mozaikowe agregaty anhedralnych ziarn, a także stanowi drobne wrostki w plagioklazie i hornblendzie. W odróżnieniu od ziarn wchodzących w skład agregatów, często wykazujących faliste wygaszanie światła, wrostki odznaczają się wygaszaniem spokojnym. Mikroklin jest obecny w niewielu odmianach tonality tworząc zawsze drobne, interstycjalne ziarna o niezbyt wyraźnej kratce typowych zbliżniaczeń. Z grupy minerałów pobocznych należy wspomnieć o apatycie, który tworzy nie tylko drobne wrostki w składnikach głównych, ale także izometryczne ziarna i kryształki o pokroju igiełkowym, których elongacja przekracza wartość 1:10 (te ostatnie szczególnie liczne są w tonalityowych MME). Nowym minerałem w stosunku do granitów i granodiorytów jest epidot krystalizujący w efekcie wtórnych przeobrażeń hornblendy. Procesowi temu towarzyszy również wzrost tytanitu i agregatów minerałów nieprzezroczystych.

Bardziej maficzną odmianą skał są dioryty kwarcowe, zbudowane głównie z plagioklazu, biotyty i amfibolu; kwarc, apatyt, tytanit, chloryt, epidot i minerały nieprzezroczyste występują tu w ilościach podrzędnych i śladowych. Plagioklaz zawierający 35 - 50% An tworzy euhedralne tabliczki lub listewki, których przestrzenna orientacja może nadawać skale teksturę ofitową. Częste są też kryształy o budowie pasowej, których strefy zewnętrzne mają skład 30 - 36% An, a centralne 46 - 50%; te ostatnie często bywają intensywnie serycytyzowane. Biotyt o pleochroizmie w barwach czerwono-brunatnych może zawierać pojedyncze wrostki cyrkonu, a w przypadku intensywnej chlorytyzacji bywa usiany dużą ilością grudek minerałów nieprzezroczystych. Amfibol w omawianych skałach jest reprezentowany przez hornblendę o kącie $z/\gamma = 15 - 17^\circ$ i zielonych barwach pleochroicznych, ulegającą częściowo wtórnej biotytyzacji i chlorytyzacji. W przypadku istnienia takich przeobrażeń amfibolowi towarzyszą epidot i tytanit. W partiach skały uboższych w minerały ciemne pojawiają się większe ziarna tytanitu, sporadycznie zawierające drobne wrostki plagioklazu i kwarcu.

Grupę skał najbardziej zasadowych na badanym terenie stanowią gabra i noryty, których głównymi składnikami są: plagioklaz, hornblenda, biotyt i piroksen z podrzędnym udziałem chlorytu, kwarcu i oliwinu. Grupę składników akcesorycznych stanowią: apatyt, epidot,

cyrkon, tytanit i minerały nieprzezroczyste. Plagioklaz tworzy euhedralne tabliczki lub listewki o składzie labradoru (50 - 65% An), najczęściej świeże z wyraźnymi prążkami gęstych zbliźniaczeń albitowych. Ziarna te są pozbawione wrostków, a w przypadku skał o teksturze ofitowej pomiędzy nimi bywa zamknięty piroksen (hipersten), wykształcony w formie euhedralnych słupków; słupki te wykazują oznaki częściowej amfibolizacji lub biotytyzacji i późniejszej chlorytyzacji. Hornblenda o kącie $z/\gamma = 22^\circ$ tworzy euhedralne lub subhedralne ziarna świeże lub w zmiennym stopniu dotknięte procesem biotytyzacji. W przypadku zaawansowania tego procesu w obrębie amfibolu pojawia się wtórny tytanit, epidot i grudki minerałów nieprzezroczystych. W pewnych skałach tej grupy (zwłaszcza w MME) obecne są też ziarna hornblendy poikilitowo poprzerastanej kwarcem, plagioklazem i biotytem. W najbardziej zasadowych odmianach pojawia się też hornblenda powstała na skutek przeobrażeń piroksenu. Biotyt bywa wykształcony tak samo jak w diorytach, ale pojawia się też jako minerał wtórny po hornblendzie czy piroksenie. W niektórych MME występują też duże blaszki biotyту poikilitowo poprzerastanego plagioklazem oraz kwarcem. Oliwin występuje tu w niewielkich ilościach tworząc ziarna zaokrąglone, silnie spękane i ulegające zmiennie nasilonej serpentynizacji. Pojedyncze ziarna euhedralnego kwarcu oraz igiełkowatego apatyту są rozproszone w obrębie skał nieregularnie w bardzo drobnych ilościach.

OMÓWIENIE WYNIKÓW ANALIZ CHEMICZNYCH

Przedstawiony niżej materiał obejmuje 67 nowych analiz chemicznych, wykonanych w 1984 r. w laboratorium Consejo Superior de Investigaciones Cientificas w Salamance (Hiszpania). Podobnie jak w przypadku skał z masywu strzełińskiego wartości tlenków wyznaczono metodą spektrofotometryczną (absorpcja atomowa), a pierwiastków śladowych metodą fluorescencji. Wyniki analiz zestawiono w zbiorczej tabeli (tab. 6), w której skały zostały ujęte w czterech reprezentatywnych grupach: skały zasadowe (dioryty, gabra, noryty), skały obojętne (kwarcowe dioryty, monzodioryty, tonality), biotytowe granity i granodiority oraz leukogranity i granity z kordieritem. Dla każdej grupy skał przedstawiono wartości średnie (\bar{x}) wraz ze standardowym odchyleniem (s). Wyniki analiz chemicznych przeliczono na minerały normatywne dzięki czemu okazało się, że wszystkie badane skały wykazują obecność normatywnego hiperstenu w granicach 0,52 - 30,10 oraz normatywnego korundu w granicach 0,57 - 7,38 (z wyjątkiem jednej próbki z normatywnym diopsydem rzędu 0,03). Ponadto znaczna większość skał wykazuje obecność normatywnego kwarcu w granicach 0,31 - 40,07 z wyjątkiem kilku najbardziej zasadowych skał. Te ostat-

Tabela (Table) 6

Reprezentatywny skład chemiczny skał okolic Puente del Congosto (Hiszpania),
 (tlenki w % wag.; elementy śladowe w ppm)
 Representative chemical data for igneous rocks of the Puente del Congosto area
 (Spain), (oxides in % weight; trace elements in ppm)

	I		II		III		IV	
	\bar{x}	<i>s</i>	\bar{x}	<i>s</i>	\bar{x}	<i>s</i>	\bar{x}	<i>s</i>
SiO ₂	46,87	(4,96)	59,26	(3,17)	66,66	(2,43)	72,52	(1,88)
Al ₂ O ₃	19,93	(2,27)	17,66	(1,33)	16,90	(1,44)	15,53	(1,04)
Fe ₂ O _{3t}	9,21	(0,76)	7,55	(1,17)	4,07	(0,66)	2,09	(0,67)
TiO ₂	0,76	(0,14)	1,13	(0,34)	0,57	(0,21)	0,20	(0,09)
MnO	0,18	(0,01)	0,15	(0,02)	0,06	(0,03)	0,04	(0,02)
P ₂ O ₅	0,09	(0,02)	0,11	(0,05)	0,08	(0,04)	0,14	(0,02)
MgO	10,53	(2,15)	3,18	(0,87)	1,49	(1,02)	0,44	(0,19)
CaO	6,36	(1,87)	3,56	(1,12)	1,84	(0,51)	0,34	(0,12)
Na ₂ O	2,47	(0,57)	2,95	(0,48)	3,60	(0,33)	3,18	(0,32)
K ₂ O	2,03	(0,84)	2,78	(0,39)	3,92	(0,59)	4,60	(0,57)
L.O.I.	2,36	(0,77)	1,04	(0,47)	0,82	(0,66)	0,75	(0,29)
Ba	334	(158)	611	(310)	623	(103)	332	(226)
Sr	217	(28)	246	(58)	158	(23)	63	(20)
Rb	55	(22)	80	(20)	137	(36)	207	(31)
Zr	92	(13)	190	(63)	177	(20)	79	(20)
Y	48	(20)	76	(17)	37	(13)	17	(7)
Nb	<10	-	10	(5)	13	(4)	16	(3)
Ni	285	(57)	86	(32)	62	(21)	46	(24)
Co	102	(15)	73	(13)	48	(6)	34	(7)
Cr	503	(99)	95	(73)	34	(11)	24	(7)
A:CNK	1,1	(0,4)	1,2	(0,5)	1,3	(0,4)	1,4	(0,3)
D.I.	31	(B)	45	(4)	58	(2)	60	(4)

\bar{x} – wartość średnia; *s* – standardowe odchylenie; L.O.I. – straty prażenia;
 A:CNK – mol.Al₂O₃:(CaO+Na₂O+K₂O); D.I. – wskaźnik dyferencyjny. I – gabro-dioryty (9); II – dioryty kwarcowe, monzodioryty i tonality (18); III – granodioryty i granity biotytowe (22); IV – dwuluszczkowe granity z kordieritem i leukogranity (18)

\bar{x} – medium value; *s* – standard deviation; L.O.I. – loss on ignition; A:CNK – mol.Al₂O₃:(CaO+Na₂O+K₂O); D.I. – differentiation index. I – gabbro-diorites (9); II – quartz-diorites, monzodiorites and tonalites (18); III – biotite granodiorites and granites (22); IV – two-mica granites with cordierite and leucogranites (18)

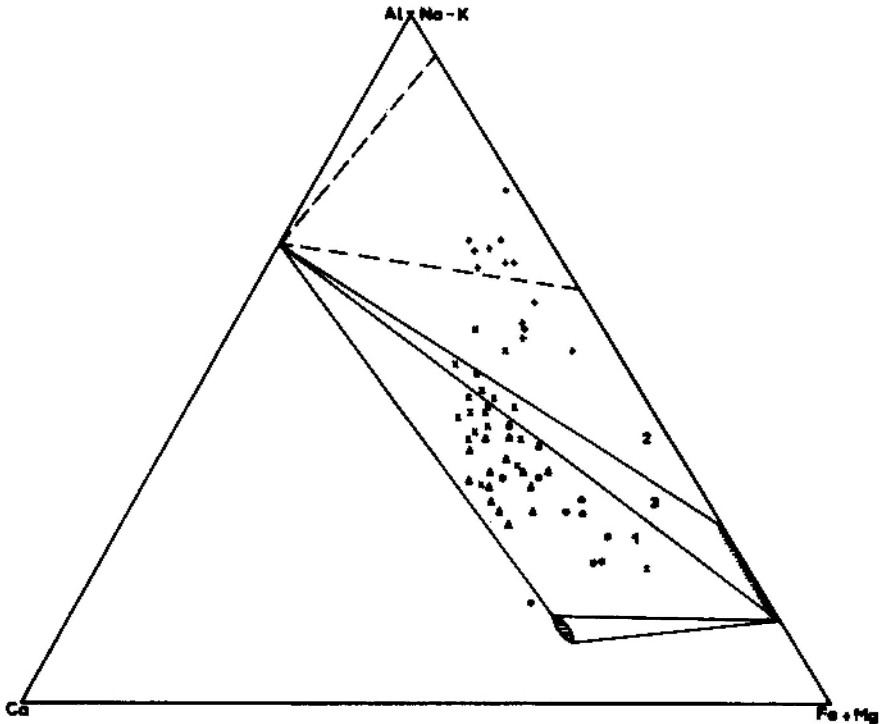


Fig. 27. Skały intruzywne regionu Puente del Congosto (Hiszpania) w trójkącie ACF (wg White'a 1990). Widoczna jest odrębna grupa anatektycznych leukogranitów typu "S" w obrębie pola stabilności kordierytu. Objasnienia jak na figurach 4; 26

Intrusive rocks of the Puente del Congosto area (Spain) in triangular ACF diagram (after White 1990). Note isolated position of anatectic "S"-type leucogranites in the field of stability of cordierite. Explanations see Figs. 4; 26

nie odznaczając się bardzo niską zawartością SiO_2 (38,06 - 45,52) przy braku normatywnego kwarcu zawierają normatywny oliwin w granicach 12,68 - 23,78.

Z przedstawionych wyliczeń oraz danych z tabeli wynika, że jest to seria skał wyraźnie peraluminowych ($A:CNK > 1,1$), włączając część skał zasadowych, w których nadmiar Al_2O_3 objawia się obecnością normatywnego korundu. Jakkolwiek z pewnością są to skały bogate w glin, to jednak kryterium podziału na grupę peraluminową i metaluminową oparte na charakterystycznym stosunku $\text{Al}_2\text{O}_3:\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ nie znajduje potwierdzenia na wykresie ACF (fig. 27). Zaznacza się tu bowiem bardzo duża grupa skał zasadowych, obojętnych i granodiorytów położona poniżej granicy peraluminowej (linia plagioklaz - biotyt) oraz grupa granitów w obrębie samej granicy. W polu skał

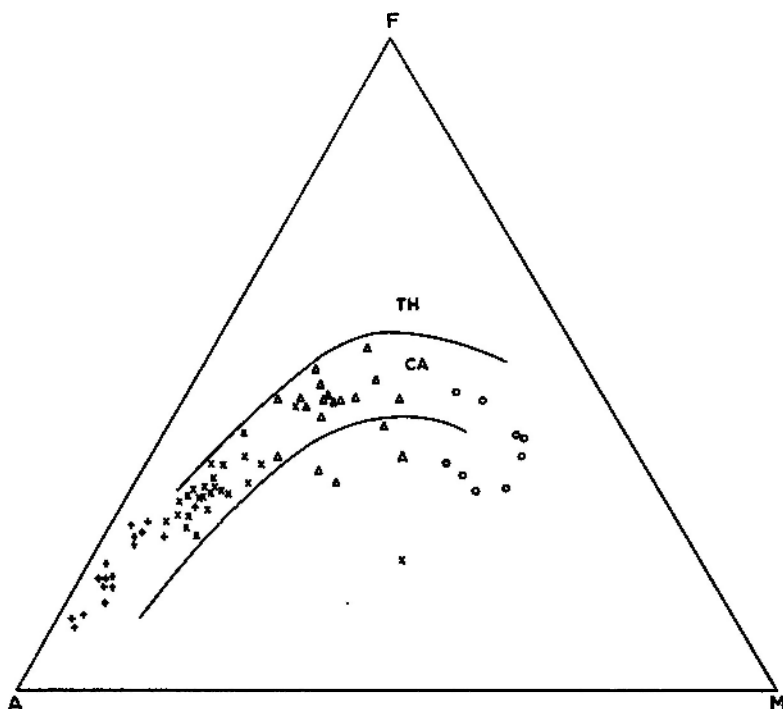


Fig. 28. Charakter chemiczny skał rejonu Puente del Congosto (Hiszpania) przedstawiony na trójkącie AFM (wg Irvine'a i Baragara 1971). Objasnienia jak na figurach 5; 26

Chemical character of intrusive rocks of the Puente del Congosto area (Spain) in triangular AFM diagram (after Irvine, Baragar 1971). Explanations see Figs. 5; 26

typowo peraluminowych położone są jedynie granity dwułyszczkowe, kordierytowe i leukogranity.

Bardzo wyraźny jest rozkład punktów projekcyjnych badanych skał na trójkącie AFM (fig. 28), gdzie z wyjątkiem skał najbardziej zasadowych i kilku obojętnych wszystkie pozostałe wyznaczają klasyczny trend wapniowo-alkaliczny.

W związku z dużą zawartością Al_2O_3 we wszystkich skałach badanego obszaru ich projekcja graficzna na diagramie A-B (fig. 29) decyduje o zaliczeniu ich do asocjacji aluminowej (według terminologii Debona i Le Forta 1983), przy czym skały zasadowe, obojętne i część granodiorytów nie układają się w żaden wyraźniejszy podtyp. Jednocześnie granity dwułyszczkowe, kordierytowe i leukogranity odpowiadające typowi "S" (*sensu* White, Chappel 1977) wyznaczają śladowy podtyp QZR czyli skał bogatych w kwarc. Warto również zaznaczyć, że jedna z zasadowych skał (wspomniana wcześniej jako jedyna wykazująca obecność normatywnego diopsydu) na diagramie A-B jest re-

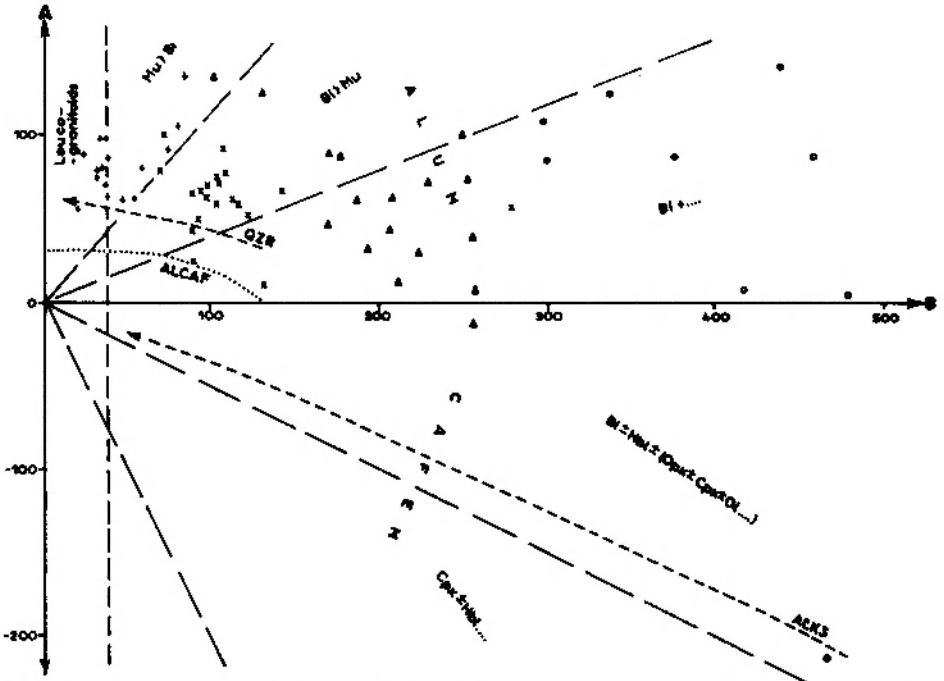


Fig. 29. Klasyfikacyjny diagram "minerałów charakterystycznych" (wg Debona i Le Forta 1983) dla skał regionu Puente del Congosto (Hiszpania). QZR – trend bogaty w kwarc. Objasnienia jak na figurach 6; 26

"Characteristic minerals" classification diagram (after Debon, Le Fort 1983) as applied to the rocks of the Puente del Congosto area (Spain). QZR – quartz-rich trend. Explanations see Figs. 6; 26

prezentowana przez punkt położony w obrębie asocjacji cefemicznej w pozycji prymitywnych magm trendu alkalicznego (ALKS).

Procentowy udział poszczególnych tlenków i pierwiastków śladowych w badanych skałach oraz ich zmienność względem SiO_2 przedstawiają diagramy Harkera (fig. 30A i B), obejmujące pełne spektrum skał od zasadowych po leukogranity. Jakkolwiek w tak szerokim zestawie skał pewne tendencje wzrostowe lub spadkowe są widoczne, to jednak rozrzut punktów jest zbyt duży (nawet przy przyjęciu bardzo małej skali pionowej) aby można było jednoznacznie określić konkretne, proste trendy. Tak więc, podobnie jak w przypadku masywu strzełńskiego, mamy tu znów do czynienia z nałożeniem się różnych procesów magmowych biorących udział w genezie omawianych skał. Zaznaczające się jednak pewne tendencje liniowe na poszczególnych diagramach wskazują na istnienie kilku grup skał, z których skały obojętne zazębiają się z granitoidami biotytowymi z jednej strony oraz z częścią skał zasadowych z drugiej. Odrębne grupy stanowią granity

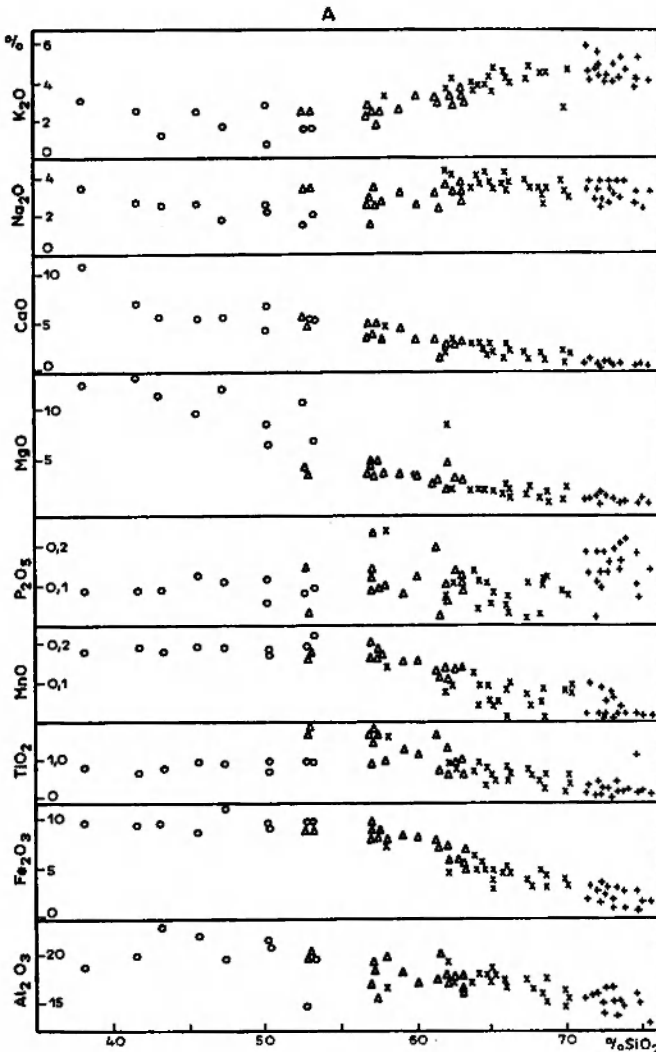


Fig. 30 A. Skład chemiczny skał regionu Puente del Congosto (Hiszpania) na diagramach Harkera. Tlenki w % wagowych. Objaśnienia jak na figurze 26

Chemical composition of the rocks from the Puente del Congosto area (Spain) in the Harker diagrams. Oxides in % weight. Symbols same as in Fig. 26

dwułyszczkowe, kordierytowe i leukogranity oraz znaczna część skał zasadowych. Fakt ten najwyraźniej obrazują diagramy zawartości K_2O , MnO , TiO_2 , Zr , Rb i Sr . Biorąc pod uwagę bardzo szerokie spektrum analizowanych skał, można zauważyć pewne podobieństwa niektórych diagramów do analogicznych wykonanych dla skał masywu strzeleńskiego (w zakresie 56 - 73% SiO_2) oraz masywu kłodzko-złotostockiego (w zakresie 48 - 66% SiO_2).

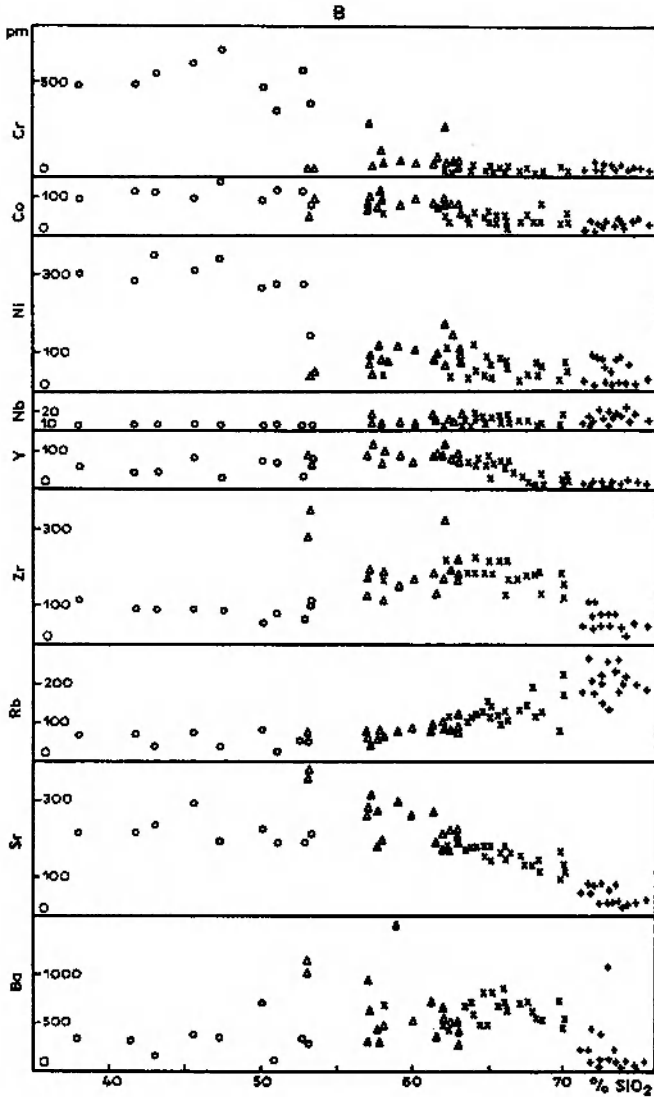


Fig. 30 B. Skład chemiczny skał regionu Puente del Congosto (Hiszpania) na diagramach Harkera. Elementy śladowe w ppm. Objasnienia jak na figurze 26

Chemical composition of the rocks from the Puente del Congosto area (Spain) in the Harker diagrams. Trace elements in ppm. Symbols same as in Fig. 26

Sugestia nałożenia się różnych procesów magmowych znajduje potwierdzenie na diagramie ukazującym zmianę zawartości Sr i Rb (fig. 31), na którym nie da się wyjaśnić rozkładu tych dwu ważnych elementów na zasadzie prostych zmian liniowych w koordynatach logarytmicznych. Co więcej, grupa skał zasadowych jest wyraźnie oddzie-

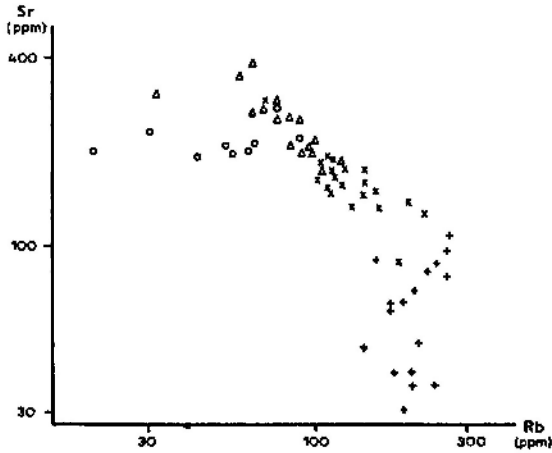


Fig. 31. Rozkład zawartości Rb i Sr w skałach regionu Puente del Congosto (Hiszpania). Widoczny jest liniowy trend biotytowych granitoidów i skał obojętnych. Punkty skał zasadowych i granitów anatektycznych wyznaczają odrębne trendy typowe dla frakcyjnej krystalizacji (subhoryzontalny) i częściowego topienia (subwertykalny). Diagram wg Robba (1983); interpretacja w tekście. Objaśnienia jak na figurze 26

Contents of Rb and Sr in the rocks of the Puente del Congosto area (Spain). Linear trend of biotitic granitoids and intermediate rocks is visible. Note sub-horizontal trend of basic rocks (fractional crystallization) and sub-vertical trend of anatectic granites (partial melting). Diagram after Robb (1983); interpretation in text. Symbols same as in Fig. 26

lona od szeregu skał pośrednich i kwaśnych, podobnie zresztą jak część granitów typu "S" (grupa ta pochodzi z rejonu Bercimuelle). W grupie skał zasadowych obserwuje się wyraźną zmianę zawartości Rb przy względnie niezmiennym udziale Sr, co można tłumaczyć w miarę stałą ilością wapniowego plagioklazu przy zwiększającej się ilości biotyty w miarę rozwoju procesów ewolucyjnych. Skały o charakterze pośrednim zajmują pole łączące skrajne człony poziomego trendu skał zasadowych i ukośnego trendu granitoidów biotytowych. Większa zawartość Rb jest wywołana wzrastającym udziałem biotyty oraz pojawieniem się skalenia potasowego w skałach tej grupy. Zarówno pozycja na diagramie, jak i dane petrograficzne wskazują, że skały te mają charakter hybrydalny i powstały na skutek reakcji magm kwaśnej i zasadowej. Granitoidy biotytowe przedstawiają odrębny trend ewolucyjny wykazujący znaczny spadek udziału Sr i proporcjonalny wzrost udziału Rb, co odpowiada zmianie składu plagioklazu oraz rosnącej ilości skalenia potasowego w tych skałach. Odrębną grupę stanowią granity dwułuszczkowe, kordierytowe i leukogranity, w których udział skalenia potasowego przewyższa udział kwaśnego plagioklazu, a obok biotyty pojawia się muskowit. Te właśnie zmiany mineralne są

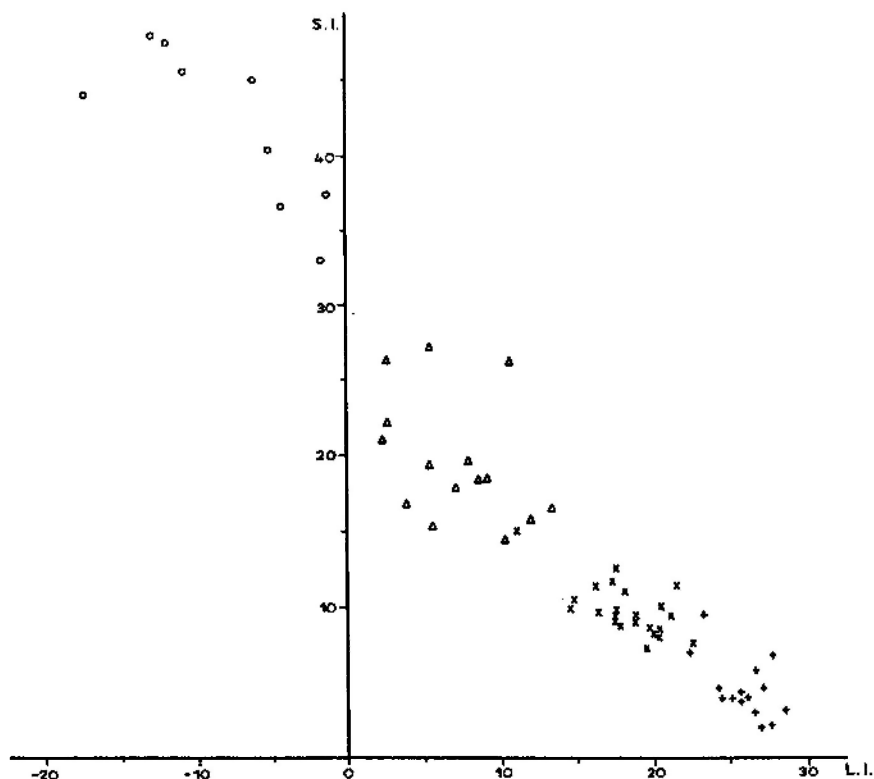


Fig. 32. Stosunek współczynnika krzepliwości Kuno

(S.I. = $\frac{100 \text{ MgO}}{\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}$) do parametru Larsena

(L.I. = $\frac{1}{3}\text{SiO}_2 + \text{K}_2\text{O} - [\text{FeO} + \text{MgO} + \text{CaO}]$) w skałach regionu Puente del Congosto (Hiszpania). Część skał zasadowych ma ujemną wartość L.I. (interpretacja w tekście). (Por. fig. 9; 20). Objasnienia jak na figurze 26

Kuno solidification index (S.I. = $\frac{100 \text{ MgO}}{\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}$) vs. Larsen index

(L.I. = $\frac{1}{3}\text{SiO}_2 + \text{K}_2\text{O} - [\text{FeO} + \text{MgO} + \text{CaO}]$) for the rocks of the Puente del Congosto area (Spain). Some basic rocks show negative values of L.I. (interpretation in text). (Comp. Figs. 9; 20). Symbols same as in Fig. 26

odpowiedzialne za znaczną zmianę zawartości Sr przy względnie nieziennej ilości Rb. Warto także zwrócić uwagę, że część diagramu obejmująca trend ewolucyjny granitoidów biotytowych, począwszy od skał obojętnych (pośrednich) oraz grupę granitoidów leukokratycznych bardzo przypomina analogiczny diagram wykonany dla skał masywu strzeleńskiego (por. fig. 8). Z drugiej zaś strony, trend ewolucyjny skał zasadowych kończący się na grupie skał pośrednich jest podobny do

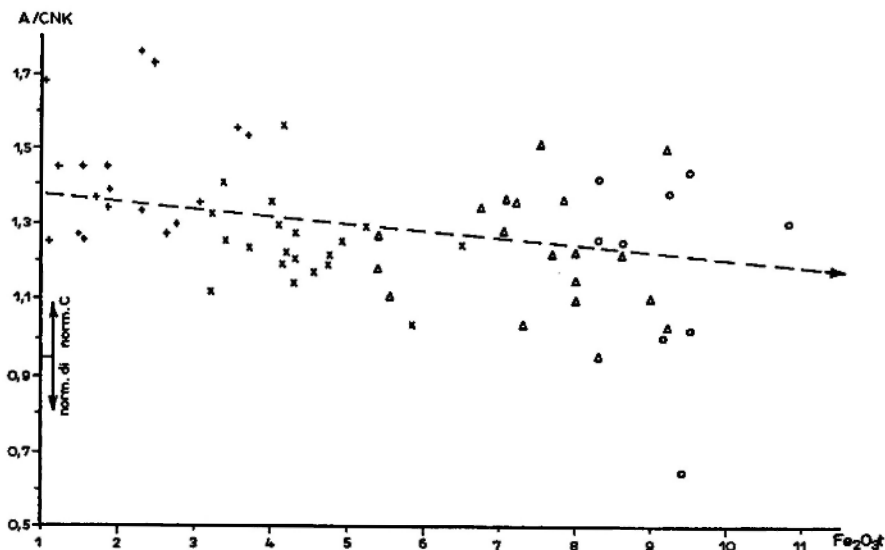


Fig. 33. Trend rozwojowy skał regionu Puente del Congosto (Hiszpania). Ze wzrostem maficzności granodiority, skały obojętne i zasadowe (typ "I") stają się mniej peraluminowe i częściowo metaluminowe (wg White'a 1990). Objasnienia jak na fig. 26

Evolutionary trend of rocks of the Puente del Congosto area (Spain). "I"-type granodiorites, intermediate, and basic rocks become less peraluminous and partially metaluminous as they become more mafic (after White 1990). Symbols same as in Fig. 26

trendu rozwojowego skał kłodzko-złotostockich (por. fig. 19), pomijając wyższą zawartość Sr w tych drugich.

Ciekawy wydaje się rozkład punktów projekcyjnych omawianych skał na diagramie ukazującym zmianę wartości współczynnika krzepliwości i parametru Larsena (fig. 32). Po prawej stronie diagramu (dodatnie wartości L.I.) oddziela się wyraźna grupa skał obojętnych z podrzędnym udziałem skał zasadowych (L.I. = 0 - 15), granodiorytów i granitów biotytowych (L.I. = 15 - 22) oraz granitów dwuylszczykowych, kordierytowych i leukogranitów (L.I. > 22). Istnieją tu jednak także punkty grupujące się po lewej stronie diagramu (ujemne wartości L.I.). Jest to grupa reprezentująca skały zasadowe, jak widać z pozycji na diagramie, nie związane bezpośrednio z granitoidami. Cechy mineralne i strukturalne tych skał pozwalają przypuszczać, że genetycznie są one związane z magmą zasadową pochodzenia płaszczowego.

Godna uwagi jest również pozycja badanych skał na diagramie uwzględniającym zmianę stosunku A:CNK ze wzrostem ich maficzności (fig. 33). Jakkolwiek większość badanych skał ma charakter peraluminowy (A:CNK > 1,1) i wykazuje obecność normatywnego korundu,

to jednak zauważa się wyraźny trend spadkowy od grupy skał typu "S" (anatektyczne leukogranity, granity dwuśluszczykowe i kordierytowe) aż po bogate w żelazo granitoidy i skały obojętne typu "I".

PETROGENETYCZNA KLASYFIKACJA SKAŁ MAGMOWYCH

W poprzednich rozdziałach autor wielokrotnie powoływał się na różne klasyfikacje, w związku z czym należy nieco uwagi poświęcić także i temu problemowi.

W literaturze geologicznej przewija się kilka jednocześnie używanych klasyfikacji skał magmowych, opartych zarówno na ich składzie mineralnym, jak i chemicznym.

Najstarszy z używanych wciąż obecnie podziałów uwzględnia wskaźnik alkaliczno-wapniowy (Peacock 1931) oraz charakter aluminowy skał (Shand 1951), wyróżniający skały "peraluminowe", "metaluminowe" i "peralkaliczne". Zgodnie z tym podziałem skały "wapniowo-alkaliczne" są produktem magmatyzmu łuków wyspowych, magmy "alkaliczne" i "peralkaliczne" są związane z umiejscowieniem śródpłytowym, a "peraluminowe" granity powstają przez anateksis skał osadowych, głównie podczas kolizji kontynentalnych.

Klasyczny już i ogólnie stosowany podział zaproponowany został przez badaczy australijskich (Chappell, White 1974; White, Chappell 1977) na podstawie skał strefy fałdowej Lachlan (SE Australia). Badacze ci (*op. cit.*) uznając, że procesem prowadzącym do powstania batolitowych ilości granitoidów jest proces topienia skał skorupy, wyróżnili trzy typy granitoidów:

"A" – anorogeniczne granity o zmiennym składzie mineralnym, reprezentowane przez małe intruzje o charakterze post-tektonicznym;

"S" – granitoidy powstałe przez przetapianie skał pochodzenia osadowego;

"I" – granitoidy powstałe przez przetapianie starszych, metaluminowych skał magmowych o składzie od granitu do gabra.

Klasyfikacja ta zaczyna jednak budzić coraz częściej wątpliwości wśród geologów oraz nie wydaje się być uniwersalna i adekwatna do wszystkich regionów magmowych. Wątpliwości tego typu przedstawili na przykład Yagüe *et al.* (1983) odnośnie do skał wschodniej części Batolitu Systemu Centralnego Hiszpanii, gdzie typowy dla skał "S" kordieryt w niektórych przypadkach pojawia się w skałach związanych z ewolucją granitoidów biotytowych ewidentnie typu "I", mając ponadto cechy minerału krystalizującego bezpośrednio z magmy (Lorenc 1987a). Podobne zastrzeżenia dotyczą diagnostycznego dla skał typu "S" ilmenitu, którego obecność stwierdzono także w hornblendowych tonalitach i niektórych wapniowo-alkalicznych skałach zasadowych o wyraźnej charakterystyce typu "I". Równie kontrowersyjne jest kryte-

rium podziału oparte na obecności normatywnego korundu lub diopsydu, gdyż obserwuje się stopniowe przejścia granitów biotytowo-hornblendowych z normatywnym diopsydem w facje biotytowe z normatywnym korundem. Ponadto w skałach tych zawartość normatywnego korundu jest mniejsza niż powinna być w typie "S", a wyższa niż w typie "I", w których zresztą całkowicie zanika.

Uniwersalność dyskutowanego podziału kwestionują także Turpin *et al.* (1990) podkreślając, że peraluminowe granity mogą powstać przez topienie peraluminowych skał magmowych, tak więc klasyfikacja na typy "I" oraz "S" nie może być bezkrytycznie stosowana.

W ostatnich latach Didier *et al.* (1982) zaproponowali, że biorąc pod uwagę charakter enklaw, granity mogą być podzielone na: pochodzenia płaszczowego lub płaszczowo-skorupowego (typ "M") oraz skorupowego (typ "C"), przy czym w tej drugiej grupie wydzielono podtyp "CS", powstający przez anateksis skał osadowych oraz podtyp "CI" jako efekt anateksis skał magmowych. Podział ten bywa używany dla warwscyjskich granitoidów Masywu Centralnego Francji.

W tym samym czasie ukazał się bardzo obecnie popularny podział Pitchera (1983), stanowiący uzupełnioną modyfikację propozycji sprzed kilku lat (Pitcher 1979). Jest to podział uwzględniający cechy petrograficzne, geochemiczne i strukturalne ciał intruzywnych w zależności od reżimu tektonicznego, w którym występują (dokładniejsze omówienie w rozdziale "Zależność charakteru plutonizmu od reżimu tektonicznego").

Kolejny podział został zaproponowany w oparciu o powszechnie stosowany trójkąt QAP (Lameyre, Bowden 1982; Bowden *et al.* 1984), na którym w zależności od położenia punktów projekcyjnych wydzielono siedem serii granitoidowych. Serie te, wydzielone na podstawie skał pochodzących z różnych środowisk tektonicznych, odpowiadają wszystkim typom wydzielonym przez Pitchera (1983).

Pozycja analizowanych w tym artykule skał w stosunku do powyższej klasyfikacji została omówiona w poprzednich rozdziałach i przedstawiona na figurach 2, 12 i 24.

Opierając się całkowicie na składzie chemicznym skał magmowych Debon i Le Fort (1983) przyjęli, że głównym kryterium podziału tego typu skał jest ich charakter aluminowy. Na tej też podstawie, ustalając parametry diagramu według odpowiednich wartości kationowych, wydzielono trzy główne asocjacje, w których obrębie zaznaczono charakterystyczne trendy ewolucyjne. Grupa skał metaluminowych odpowiada asocjacji kafemicznej (CAFEM), której pochodzenie wiąże się ze źródłem płaszczowym lub hybrydalnym płaszczowo-skorupowym z dominacją czynnika płaszczowego. Z kolei w grupie skał peraluminowych wydzielono asocjację alumino-kafemiczną (ALCAF) przypuszczalnie z hybrydalnego źródła z przewagą składnika płaszczowego lub skorupo-

wego oraz asocjacje aluminową (ALUM) głównie lub całkowicie pochodząca z anateksis materiału skorupowego.

Zgodnie z powyższą klasyfikacją skały obszarów, omawianych w niniejszym artykule, zostały przedstawione na figurach 6, 17 i 29.

Ostatnio zaproponowano także podział oparty na wartościach stężeń takich elementów śladowych, jak Rb, Sr, Y, Nb i Zr, umożliwiające powiązanie granitoidów z odpowiednim reżimem tektonicznym (Pearce *et al.* 1984; Harris *et al.* 1986). Wydzielono w ten sposób następujące cztery grupy granitoidów:

“ORG” – granity grzbietów oceanicznych (także plutonicznych kompleksów ofiolitowych), obejmujące serie nie związane z subdukcją i wywołane procesem subdukcji;

“VAG” – granity łuków wulkanicznych, prekolizyjne, obejmujące rejony (a) toleitowych łuków oceanicznych (dioryty kwarcowe, tonality), (b) wapniowo-alkalicznych łuków oceanicznych lub kontynentalnych (dioryty kwarcowe, tonality, monzonity kwarcowe, granodiority) oraz (c) wysokopotasowe serie wapniowo-alkaliczne aktywnych brzegów kontynentalnych (monzonit kwarcowy, granodioryt, granit);

“COLG” – granity kolizyjne, związane z procesami kolizji typu kontynent-kontynent (rzadziej kontynent-łuk lub łuk-łuk). W grupie tej wydzielono dwie podgrupy: “syn-COLG”, czyli synorogeniczne peraluminowe granity muskowitzowe odpowiadające typowi “S” Pitchera (1983, 1987) oraz “post-COLG” czyli posttektoniczne, reprezentowane przez biotytowo-hornblendowe, metaluminowe do lekko peraluminowych monzonity kwarcowe, granodiority i granity serii wapniowo-alkalicznych typu “I” Pitchera;

“WPG” – granity śródpłytowe, posttektoniczne obejmujące: syenity, granity alkaliczne i granity intrudujące w obręb skorupy kontynentalnej.

Powyzszy podział – jakkolwiek często stosowany – w przypadku granitoidów hercyńskiej strefy orogenicznej Europy nie może być bezkrytycznie stosowany, gdyż skomplikowana geneza niektórych masów daje zafałszowane wyniki na odpowiednich wykresach (np. duża liczba punktów projekcyjnych grupuje się w obrębie pola “VAG”).

Dużym zainteresowaniem i ogólną akceptacją cieszy się ostatnio klasyfikacja umożliwiająca przedstawienie petrograficznie zróżnicowanych serii skalnych w odpowiednich reżimach tektonicznych (Batchelor, Bowden 1985). Podział ten oparty został na wartościach parametrów R1 i R2 (Roche *et al.* 1980) i umożliwia określenie czy petrogenetyczny model obejmuje frakcyjną krystalizację, częściowe topienie czy też proces mieszania się magm. Ważne wydaje się również, że wydzielone na diagramie pola można korelować z odpowiednimi warunkami tektono-magmowymi zdefiniowanymi przez Pitchera (1979, 1983). Główną cechą omawianego diagramu jest progresja składu w

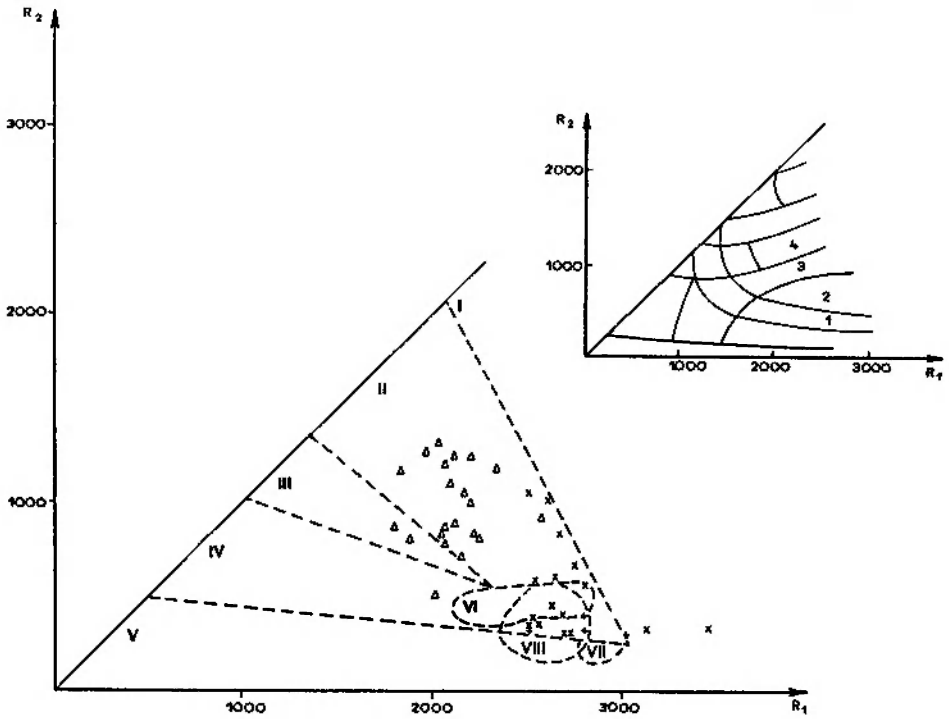


Fig. 34. Multikationowy diagram R₁-R₂ zastosowany dla skał masywu strzeleńskiego. Klasyfikacja geochemiczna wg de La Roche *et al.* (1980): 1 – granit; 2 – granodioryt; 3 – tonalit; 4 – dioryt. Podział wg Batchelora i Bowdena (1985): I – grupa frakcjonatów płaszczowych (toleitowa); II – asocjacja prekolizyjna (wapniowo-alkaliczna i trondhjemitowa); III – asocjacja wyniesienia postkolizyjnego (wapniowo-alkaliczna wysokopotasowa); IV – asocjacja późno-orogeniczna (subalkaliczna monzonitowa); V – asocjacja postorogeniczna i anorogeniczna (alkaliczna i peralkaliczna); VI – asocjacja synkolizyjna (anatektyczne leukogranity dwułyżczykowe); VII – asocjacja postorogeniczna; VIII – granity anatektyczne. $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$; $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$. Pozostałe objaśnienia jak na figurze 26

Multicationic diagram R₁-R₂ as applied to the rocks of the Strzelin massif. Geochemical classification after de La Roche *et al.* (1980): 1 – granite; 2 – granodiorite; 3 – tonalite; 4 – diorite. Division after Batchelor, Bowden (1985): I – group of mantle fractionates (tholeiitic); II – pre-plate collision association (calc-alkaline and trondhjemitic); III – post-collision uplift association (high-potassic calc-alkaline); IV – late-orogenic association (sub-alkaline monzonitic); V – post-orogenic and anorogenic association (alkaline and peralkaline); VI – syn-collision association (anatectic two-mica leucogranites); VII – post-orogenic association; VIII – anatectic granites. $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$; $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$. Symbols same as in Fig. 26

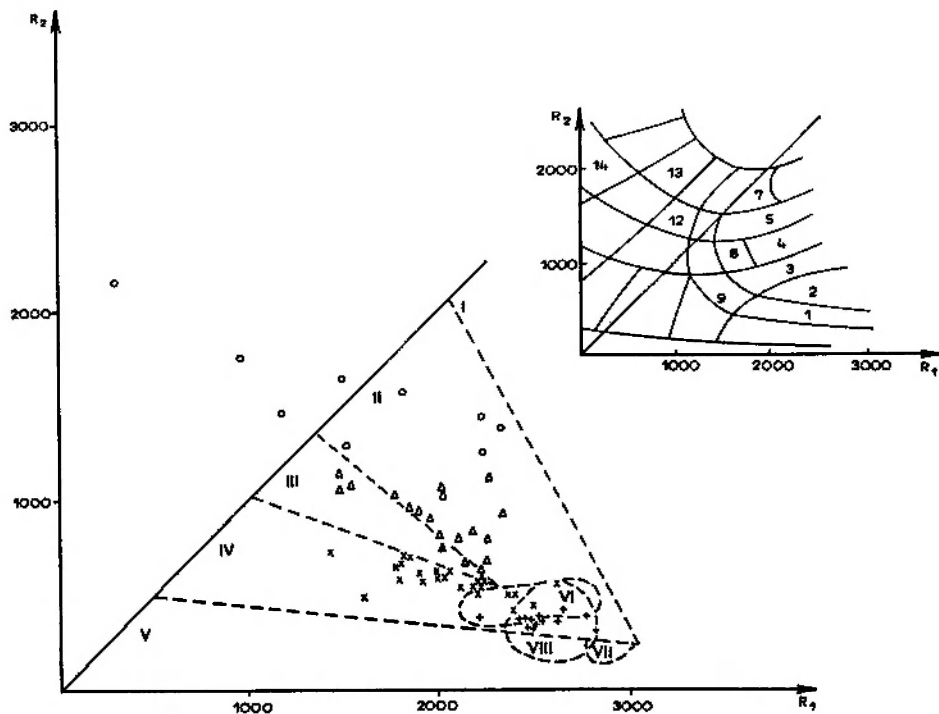


Fig. 35. Multikationowy diagram R1-R2 zastosowany dla skał regionu Puente del Congosto (Hiszpania). 1 – granit; 2 – granodioryt; 3 – tonalit; 4 – dioryt; 5 – gabbro-dioryt; 7 – gabbro oliwinowe; 8 – monzodioryt; 9 – monzonit kwarcowy; 12 – syenogabbro; 13 – teralit; 14 – ijolit. Objasnienia jak na figurach 26; 34

Multicationic diagram R1-R2 as applied to the rocks of the Puente del Congosto area (Spain). 1 – granite; 2 – granodiorite; 3 – tonalite; 4 – diorite; 5 – gabbro-diorite; 7 – olivine gabbro; 8 – monzodiorite; 9 – quartz monzonite; 12 – syenogabbro; 13 – theralite; 14 – ijolite. Explanations see Figs. 26; 34

ciągu cyklu orogenicznego, począwszy od etapu sprzed kolizji płyt reżimu subdukcyjnego, przez prekolizyjny etap wyniesienia, aż do plutonów późnoorogenicznych, który to trend nazwano trendem źródłowym. Odrębne pola zajmują skały reprezentujące magmatyzm postorogeniczny i anorogeniczny, a także anatektyczne granity synkolizyjne, które można korelować z typem "S". Przy klasyfikacji tej zaznaczono ponadto, że mieszanie się stopów reprezentujących produkty frakcjonacji magmy pochodzenia płaszczowego (frakcjonaty płaszczowe) i magm prekolizyjnych reżimu subdukcyjnego daje stop o składzie pośrednim oraz, że jeżeli wszelkie dane reprezentują reżim mieszania się, to stop kwaśny i zasadowy musiały koegzystować aż do momentu

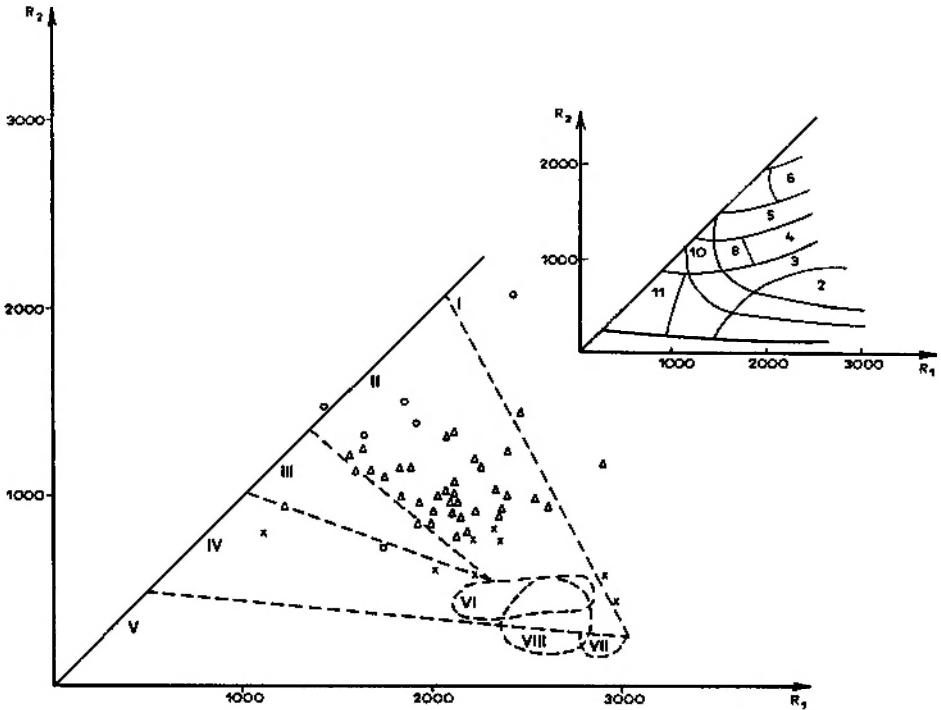


Fig. 36. Multikationowy diagram R1-R2 zastosowany dla skał masywu kłodzko-złotostockiego. 2 – granodioryt; 3 – tonalit; 4 – dioryt; 5 – gabro-dioryt; 6 – gabro-noryt; 8 – monzodioryt; 10 – monzonit; 11 – syenit. Objaśnienia jak na figurach 26; 34

Multicationic diagram R1-R2 as applied to the rocks of the Kłodzko-Złoty Stok massif. 2 – granodiorite; 3 – tonalite; 4 – diorite; 5 – gabbro-diorite; 6 – gabbro-norite; 8 – monzodiorite; 10 – monzonite; 11 – syenite. Explanations see Figs. 26; 34

utworzenia się składu pośredniego, mając niezależne pochodzenie (Batchelor, Bowden 1985).

Zastosowując diagram R1-R2 do badanych przez autora skał z omawianych wcześniej masywów, na odpowiednich wykresach (fig. 34, 35, 36) przedstawiono zarówno pozycję tych skał względem klasyfikacji Roche *et al.* (1980), jak również ich podział w zależności od reżimu tektonicznego (Batchelor, Bowden 1985). Ogólnie można uznać, że we wszystkich trzech przypadkach klasyfikacja tych skał odpowiada klasycznemu podziałowi opartemu na trójkącie QAP (por. fig. 2, 12, 24). Istotną różnicę stanowi jedynie lokalizacja trzech skał z rejonu Puente del Congosto (Hiszpania) w polach odpowiadających syenogabrom, te-

ralitom i ijolitom, krystalizujące z magm niewątpliwie pochodzenia płaszczowego.

Analizując porównawczo pozycję skał omawianych trzech regionów, w przypadku masywu strzebińskiego (fig. 34) zauważa się istnienie dwu odrębnych grup skał. Jedna z nich obejmuje pola anatektycznych magm synkolizyjnych pochodzenia skorupowego i do niej należy zaliczyć peraluminowe granity dwułuszczkowe i kordierytowe. Druga grupa to skały o charakterze hybrydalnym, reprezentowana przez tonality i dioryty, odpowiadające udziałowi stopu pochodzenia dolnoskorupowego lub płaszczowego, które grupują się w polu magm prekolizyjnych.

Diagram, przedstawiający skały okolic Puente del Congosto, (fig. 35) reprezentuje klasyczny przykład intruzji, wchodzących w skład hercyńskich batolitów Europy. Obserwuje się tu charakterystyczny magmatyzm bimodalny, którego zasadowe i obojętne człony grupują się w polu magm prekolizyjnych, a skały monzonitowe przedstawiają śladowo reprezentowany plutonizm późnoorogeniczny. Dość istotną ilościowo grupą są anatektyczne skały synkolizyjne, do których należą granity dwułuszczkowe, leukogranity i granity z kordierytem, wszystkie niewątpliwie pochodzenia skorupowego.

Biorąc pod uwagę wcześniej zinterpretowane wyniki analiz petrograficznych i geochemicznych oraz obrazy uzyskane na diagramach R1-R2, można zauważyć pewne podobieństwo masywu strzebińskiego do opracowywanej części strefy iberyjskiej, chociaż zróżnicowanie skał pierwszego z wymienionych obszarów jest znacznie mniejsze, a stopień ich odsłonięcia i świeżości znacznie gorszy. Ogólnie zaś można uznać, że obraz przedstawiony przez skały strzebińskie stanowi fragment bardziej kompletnie zarysowanego rozwoju genetycznego intruzji hiszpańskiej, reprezentującej przykład hercyńskich stref orogenicznych typu kolizyjnego.

Diagram ukazujący pozycję skał kłodzko-złotostockich w koordynatach R1-R2 (fig. 36) znacznie odbiega od omawianych wcześniej obszarów, gdyż znakomita większość analizowanych skał zajmuje wyłącznie pole magm prekolizyjnych (reżimu subdukcyjnego), począwszy od granodiorytów aż po gabra. Jednocześnie niewielka grupa skał reprezentuje produkty frakcjonacji magm płaszczowych, a jedynie trzy punkty wypadają w pobliżu granicy pól magm prekolizyjnych i późnoorogenicznych. Bardzo istotny jest ponadto brak skał pochodzenia skorupowego, które powinny zająć pole anatektycznych magm synkolizyjnych, tak charakterystycznych dla stref kolizyjnych i tak licznie obecnych w obrębie materiału skalnego z Hiszpanii oraz masywu strzebińskiego.

Na zakończenie prezentacji różnych podziałów genetycznych skał magmowych należy zwrócić uwagę na bardzo ważną systematykę, opartą na wartości stosunku inicjalnego izotopów strontu $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Zestawienie wyników badań wielu badaczy (Hughes 1982) wskazują, że najniższe wartości tego stosunku obliczono dla meteorytów węglowych (0,698) i achondrytów (0,699). Dla skał ziemskich najniższą wartość wykazują bazalty typu MORB bez oznak kontaminacji materiałem skorupowym (0,702 - 0,703); nieco wyższy stosunek inicjalny w granicach 0,703 - 0,706 wykazują alkaliczne bazalty wysp oceanicznych. Z tym zakresem zazębiają się wartości dla skał andyjskich, sukcesywnie wzrastające od członów najbardziej maficznych (0,704), przez skały typu "I" powstałe z magm frakcjonowanych (0,704 - 0,705) aż po człony najbardziej felzytowe, wzbogacone w materiał pochodzący z przetapiania metasedymentów (0,705 - 0,708). Jak podają niektórzy badacze (m.in. Halliday *et al.* 1980; Weis, Deutsch 1984) wartość stosunku inicjalnego $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,704$ jest wartością graniczną dla skał pochodzenia płaszczowego, gdy tymczasem udział w magmie materiału skorupowego manifestuje się w skałach wartością w granicach 0,706 - 0,708. Przykładem tej drugiej grupy są skały typu "S", które zdaniem Pitchera (1983) charakteryzują się wielkością 0,708, gdy tymczasem w hercyńskich "S"-granitoidach utrzymuje się ona w granicach 0,706 - 0,717. Odrębną grupę stanowią granitoidy anorogeniczne stref ryftowych (np. ryftów afrykańskich), wykazujące bardzo szeroki zasięg wartości stosunku inicjalnego $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ od 0,703 do 0,712 (Hughes 1982; Pitcher 1983).

Podczas opracowywania tego artykułu autor nie dysponował danymi izotopowymi dla skał, występujących na analizowanych obszarach.

ZALEŻNOŚĆ CHARAKTERU PLUTONIZMU OD REŻIMU TEKTONICZNEGO

Nawiązując do podziału Pitchera (1983, 1987), biorącego pod uwagę związek plutonizmu z charakterem tektonicznym środowiska geologicznego, warto przypomnieć i bliżej przedstawić wydzielone typy:

Zachodnio-pacyficzny (M) – obszaru łuków wysp – związany ze strefami subdukcji płyt oceanicznych (gabra i "M"-granitoidy o stosunku inicjalnym $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0,704$);

Andyjski (I) – stref subdukcji płyt oceanicznych i kontynentalnych rozwijający się przy aktywnych brzegach kontynentów, związany z partialnym topieniem górnego płaszcza przy pewnym udziale składnika skorupowego (granodioryty tonality i gabra o stosunku inicjalnym $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0,706$ i wartości $A/CNK < 1$);

Kaledoński (I) – późnego stadium wyniesienia, związany z częściowym topieniem dolnej, tonalitowej skorupy i udziałem składnika płaszczowego (granity biotytowe, appinitowe dioryty i gabra o stosunku inicjalnym $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ w granicach 0,705 - 0,709 i wartości A/CNK ok. 1);

Hercyński (S) – stref kolizji kontynentalnych w obrębie skracającej się i pogrubianej skorupy, związany z anatektycznym przetapianiem (migmatyty, leukogranity silnie peraluminowe o stosunku inicjalnym $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0,708$ i wartości $A/\text{CNK} > 1,05$);

Nigeryjski (A) – anorogeniczny magmatyzm ryftowy związany z przetapianiem materiału płaszczowego i dolnoskorupowego w warunkach bezwodnych (granity biotytowe oraz alkaliczne granity i syenity o stosunku inicjalnym $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ w szerokich granicach 0,703 - 0,712).

W związku z charakterem środowiska geologicznego, w którym występują badane przez autora granitoidy, w dalszej części artykułu pominięto typy *zachodnio-pacyficzny (M)*, *kaledoński (I)* oraz *nigeryjski (A)*, natomiast porównawczo omówiono typy *andyjski (I)* i *hercyński (S)* z wyraźnym uwypukleniem cech charakterystycznych dla każdego z nich i podkreśleniem istniejących różnic.

Fakt wypełniania przez magmę kaldronów czy też tworzenia batolitów diapirowych determinuje natura skorupy ziemskiej w zależności od tego czy plutonizm ma miejsce w reżimie tensyjnym aktywnych brzegów sztywnych płyt kontynentalnych nad strefami subdukcji (“andynotyp”), czy też w reżimie kompresyjnym orogenów śródkontynentalnych (“hercynotyp”). W pierwszym przypadku skorupa podścielona jest materiałem wytopionym ze skorupy oceanicznej i górnego płaszczu, gdy tymczasem w drugim ma ona charakter sialiczny i powstaje przez tektoniczne pogrubianie.

Zgodnie z interpretacją przedstawioną przez Pitchera (*op. cit.*) intruzje typu andyjskiego mają charakter “kanałowy” i przemieszczają się dość szybko wzdłuż głębokich dyslokacji, tworząc wąskie pióropusze ciepła w obrębie górnej skorupy. W takich strefach źródło ciepła musi leżeć w płaszczu, a intrudujące magmy przynajmniej w części pochodzą z górnego płaszczu lub jego krawędzi wzbogaconej składnikiem uwolnionym z subdukowanego materiału oceanicznego. Batolity takich stref noszą ponadto oznaki obecności zasadowych “prekursorów” w formie gabrowych intruzji, maficznych enklaw i synplutonicznych dajek.

W orogenach kolizyjnych natomiast, magmy wędrujące w szerokim pióropuszu ciepła formują ciała globularne, przemieszczające się diapirowo w obrębie “ciągliwej” osłony, przy czym aktywność pojedynczego diapirowo może być dłuższa niż magmy wypełniającej kaldrony. W orogenach tego typu dominuje źródło skorupowe, wynikające z powtarzających się epizodów częściowego topienia na skutek ciepła generowanego przez tektoniczne pogrubianie skorupy albo przez gorące magmy zasadowe sejsmicznie wtłaczane w podstawę głębokich uskoków (Price, Sinton 1978; Petro *et al.* 1979; Visona 1986; Pitcher 1987). Tak więc w reżimie kompresyjnym dominującym mechanizmem jest diapirowe przebijanie, a modelowanie poszczególnych intruzji zachodzi

w wyniku wielofazowego wypełniania rozprzestrzeniających się "balonów" (ang. "balooning", sensu Barbarin 1989). Granity skorupopochodne są więc zasadniczo bezkorzeniowe, a zmienność ich składu zależy od różnorodności skorupy. Istnieją także przypadki gdy regionalna kompresja doprowadziła do powstania głębokich uskoków, stanowiących drogę migracji magmy zasadowej w dolną skorupę (Castro 1985). Skutkiem takiego mechanizmu mogą być zjawiska termiczne uruchamiające granodioryty, które migrują w wyższe poziomy podczas późniejszych faz regionalnego ścinania.

Rozpatrując związek plutonizmu ze środowiskiem geologicznym nie sposób pominąć pewne analogie istniejące między przedstawionym podziałem (Pitcher 1983, 1987), a klasyfikacją opartą na korelacji składu chemicznego skał magmowych z reżimem tektonicznym (Pearce *et al.* 1984; Harris *et al.* 1986). Analogie te bardzo wyraźnie przedstawił Cobbing (1987, 1990), który uwzględniając wyniki własnych badań z obszaru południowo-wschodniej Azji oraz interpretację badaczy australijskich (White, Chappel 1983) wykazał, że na odpowiednich diagramach granitoidy synkolizyjne odpowiadają typowi "S", prekolizyjne "VAG" odpowiadają typowi "I" oraz anorogeniczne granitoidy "WPG" typowi "A". Istotna jest tu również uwaga, że granitoidy postkolizyjne są trudne do wydzielenia graficznego, gdyż jako powstające na skutek topienia zarówno dolnej skorupy, jak i górnego płaszczka na skutek adiabatycznej dekompresji, mogą mieć skład "WPG" lub "VAG" (Pearce *et al.* 1984).

Omówione zależności rozszerzają prezentowany wcześniej podział Pitchera (1983, 1987) nie zmieniając interpretacji tektonicznej ani lokalizacji stref źródłowych opisywanych w niniejszym artykule granitoidów typu "hercyńskiego" i "andyjskiego", czyli reprezentujących odpowiednio: magmy "S" kontynentalnych stref kolizyjnych oraz magmy "I", tworzące się w warunkach kolizji typu ocean-kontynent.

Jakkolwiek używany dotychczas termin "typ hercyński" rozumiany był jako synonim środowiska kompresyjnego kolizji płyt kontynentalnych i w związku z tym przeważającej ilości peraluminowych magm anatektycznych, to jednak ostatnie prace badaczy austriackich i czechosłowackich prowadzone na terenie Masywu Czeskiego pozwalają rozpatrywać plutonizm warycyjski w nieco innym świetle. Obecność niskopotasowego plutonizmu typu "I" (sensu Pitcher 1983), reprezentowanego przez szereg granodioryt-tonalit, stowarzyszony z hornblendowymi skałami zasadowymi i obfitujący w maficzne enklawy, bardzo przypomina batolity "typu andyjskiego". Nasuwa się więc przypuszczenie o możliwości istnienia późnopaleozoicznego reżimu tektonicznego podobnego do typu kordylieryjskiego, związanego z dewońską strefą subdukcji (Palivcova 1984; Liew *et al.* 1989; Finger, Frasl 1990; Finger *et al.* 1990). Biorąc zaś pod uwagę obecność zarówno skał typu

"T", będących efektem subdukcji litosfery oceanicznej pod brzeg kontynentu (magmatyzm taki nie jest typowy dla strefi śródkontynentalnych), jak i peraluminowych, synkolizyjnych granitów typu "S" powstających na skutek intensywnego przetapiania skał skorupy kontynentalnej (anateksis) można wnioskować, że zapisane zostały w ten sposób zarówno wcześniejsze zjawiska typu kordyliery, jak i późniejsze związane z konsekwentnie postępującą kolizją kontynentalną.

Podobne sygnały dotyczące Sudetów przedstawili także polscy badacze identyfikując unikalnie kompletny kompleks bardzki, dokumentujący obecność basenu oceanicznego i wtórnej, śródsudeckiej strefy subdukcji z charakterystycznymi osadami dna oceanicznego i rowu (Wajspyrch 1986; Paszkowski *et al.* 1990), a także ciała skał ultramaficznych, pojawiające się wzdłuż wschodniego brzegu Lugosudeticum, reprezentujące przypuszczalnie intruzje związane z subdukcją w strefie zamykania się basenu (Narebski 1990).

GENEZA MAGMY GRANITOIDOWEJ

Chcąc przedstawić aktualne poglądy na genezę magmy granitoidowej należy wyjść od najbardziej znanego i powszechnie stosowanego podziału tych skał, wprowadzonego do literatury geologicznej przez badaczy australijskich (Chappell, White 1974; White, Chappell 1977, 1988; Chappell, Stephens 1988; White 1990), zgodnie z którym wydzielono typy "S", "T" oraz "A", przyjmując proces topienia jako nadrzędny mechanizm tworzenia się magm.

Zgodnie z powyższą koncepcją granitoidy typu "S" (suprakraсталne) powstają ze skał bogatych w K_2O , przy czym najczęściej materiałem wyjściowym są bogate w illit gliny wietrzeniowe pochodzące z rozkładu innych skał (np. andezyty), z których sód i wapń w formie tlenkowej zostały odprowadzone do wody morskiej i tam związane w wapienie (nie biorące udziału w formowaniu granitów). Granity powstałe z takiego źródła mają w związku z tym niskie wartości Na i Ca, natomiast wysoki stosunek K:Na; podobnie wysoki stosunek mają też łupki krystaliczne i szarogłazy stanowiące alternatywne źródło granitoidów typu "S". Wszystkie omawiane skały wyjściowe są ponadto peraluminowe, co determinuje również peraluminowy charakter granitoidów powstałych z przetopienia metamorficznych ekwiwalentów tych skał, ponieważ niemożliwe jest powstanie skał metaluminowych z takiego protolitu. Należy jednak nadmienić, że granitoidy tego typu mogą tworzyć się także w konsekwencji postępującej dyferencjacji anatektycznej.

Najlepszym przykładem granitoidów typu "S" są granity muskowi-towe i leukogranity pochodzenia anatektycznego, których cechą charakterystyczną jest obecność kordierytu (pl. III, 3; pl. IV, 1, 2; pl. VI, 3,

4). Szczegółowe studium petrogenetycznego znaczenia tego minerału stanowiło temat odrębnego opracowania (Lorenc 1987a), można więc jedynie wspomnieć, że wykształcony on bywa dwojako: w formie graniastych ziarn wskazujących pochodzenie magmowe oraz jako okrągłe nodule, których pochodzenie wiąże się z metasomatycznym przemieszczeniem elementów w obrębie skały całkiem lub prawie całkiem skonsolidowanej. Biorąc pod uwagę skąpe informacje w literaturze na temat nodul kordierytowych, warto przytoczyć kilka najbardziej charakterystycznych cech tego typu form oraz przedstawić mechanizm ich powstawania, szczegółowo omówiony przez badaczy francuskich (Dier, Dupraz 1985). We wszystkich przypadkach stwierdza się, że:

- nodule są otoczone jasną obwódką o teksturze identycznej z granitem;

- w granitach wykazujących foliację w pobliżu nodul jest ona niewidoczna w związku z brakiem biotyту w obrębie aureoli, a w przypadku obecności tego minerału wewnątrz nodul jest on zorientowany zgodnie z foliacją;

- niektóre szliry bywają przecinane przez ciągi nodul układające się w żyłki;

- pewne nodule rozwijają się także wzdłuż mikropęknięć, które tworzyły się po konsolidacji granitu.

Uwzględniając przedstawione cechy oraz dane mineralogiczne Dier i Dupraz (*op. cit.*) wnioskuje, że stały zespół różnych proporcji kwarcu i kordierytu tworzących nodule może zastępować zespół złożony z kwarcu, skalenia potasowego, biotyту, granatu, syllimanitu i spinelu (także w zmiennych proporcjach). W takim przypadku SiO_2 i Al_2O_3 pochodzą z rozpadu skalenia potasowego i plagioklazę, zaś FeO i MgO można wiązać z usunięciem biotyту. Zwykle jednak ilość biotyту jest zbyt mała do utworzenia kordierytu, tak więc biotyt staje się nietrwały wokół nodul, co wyjaśnia powstanie aureoli odbarwionego granitu. Kwarc natomiast w części ma charakter pierwotnego rezydium granitowego, ale w części powstaje podczas tworzenia się nodul. W końcowym etapie, po uformowaniu się kordierytu, nadmiar K_2O , Na_2O i CaO obecny w roztworach przyczynia się do pinityzacji tego minerału, co tłumaczy rzadkość występowania świeżego kordierytu w tego typu skałach.

W odróżnieniu od omówionych skał pochodzenia suprakrustalnego, granitoidy typu "I" powstają przez topienie starszych, metaluminiowych skał magmowych, które nie doznały znaczącego wietrzenia chemicznego (White, Chappell 1974; Chappell, White 1977). Szczególny rodzaj stanowią małe ciała maficznych granitów i gabr związane z łukami wysp, pochodzące z częściowego topienia subdukowanej skorupy oceanicznej lub materiału płaszczowego leżącego nad skłonem, które uznać należy za typ "M" (Chappell, Stephens 1988; White 1990). W

dalszej konsekwencji topienia materiału "M" tworzą się "I"-tonality, a w etapie finalnym "I"-granodioryty. Zdaniem badaczy (*op. cit.*) takie wieloetapowe topienie i asymilacja stowarzyszone z sukcesywną krystalizacją i/lub frakcjonacją restytu z powstałej magmy mogą generować skały felzytowe, nawet o zawartości SiO_2 do 75%. Granitoidy typu "I" są zawsze biotytowe lub biotytowo-hornblendowe, przy czym łuszczkowe obwódki wokół amfibolu wskazują na reakcję hornblendy z bardziej peraluminową częścią tej samej magmy podczas etapu chłodzenia. Należy wspomnieć, że pewna część "I"-granitoidów może być lekko peraluminowa; dotyczy to skał wyłącznie biotytowych, ponieważ sam łuszczek jest minerałem peraluminowym.

Bardzo ważną rolę, zwłaszcza w późniejszych etapach ewolucji magmy i jej przemieszczania, odgrywa woda zawarta w rezydualnym fluidzie. Tym też sposobem magma "wilgotniejsza" będzie szybciej zastygać przy spadku ciśnienia, co wyjaśnia dlaczego tonality i granodioryty łatwiej migrują w wyższe poziomy skorupy niż na przykład granity dwułuszczkowe. Jednocześnie bardziej "sucha" magma o dość dużej lepkości staje się mobilna w miarę wzrostu zawartości H_2O , jako rezultatu normalnych procesów krystalizacyjnych lub przez absorpcję wody ze skał otoczenia (Pitcher 1978, 1987).

W przypadku gdy skały typu "I" oraz "S" występują razem oznacza to, że wyjściowa magma pierwszego typu była uboższa w wodę i gorętsza niż druga. Wynika to z granic stabilności hornblendy w metaaluminowym materiale źródłowym typu "I" oraz biotytu w peraluminowym materiale typu "S". Jest to także naturalną konsekwencją składu mineralnego, gdyż na przykład zmetamorfizowane wulkanity ulegają topieniu w wyższych temperaturach niż bogatsze od nich w wodę metasedymenty.

Zdaniem Wyllie'go (1983) większość dużych ciał granitoidowych zawiera w wyjściowej magmie poniżej 2% H_2O i przez większość swej ewolucji pozostaje nienasycona H_2O . Nieco większą wartość przyjmują Frost i Mahood (1987) zakładając, że obecność fenokryształów plagioklaz w większości maficznych enklaw oraz w wielu intruzjach wymaga zawartości wody poniżej 3%, gdy tymczasem obecność wczesnej hornblendy we wszystkich typach skał wymaga przynajmniej 3% H_2O w stopie. Przedstawione wartości są w ogólnym zarysie zgodne z przyjmowanymi przez Clemensa (1984) i White'a (1990), którzy uważają, że skały granitoidowe zawierają 2 - 4% H_2O , a w warunkach ciśnienia około 7 kb (0,7 GPa), w których częściowe topienie może zainicjować powstanie tego typu magm, wolna woda nie istnieje. W systemie kwarc + plagioklaz + skałen potasowy + muskowit + biotyt, pierwszy stop powstaje gdy tylko H_2O pojawi się na skutek rozpadu muskowitu w obecności kwarcu, plagioklaz i skałen potasowego, dając przy temperaturze 700°C stop zawierający około 10% H_2O . Podczas chł-

dzenia segregowany stop będzie dawał granity muskowitzowe, a przy podgrzaniu do temperatury 850°C ilość wody będzie mniejsza (około 4%) przy wzroście ilości stopu (White, *op. cit.*). W tych warunkach zaczyna się rozpad biotyty dając większą ilość H₂O i nowego stopu mieszającego się ze stopem muskowitzowym. Powstanie stopu muskowitzowego w skałach kwarcowo-skaleniovych może być produktem tworzenia się migmatytów i normalnie jest za mała do powstania magmy; dopiero rozpad biotyty umożliwia taki proces.

Przedstawiony model dotyczy genezy granitoidów typu "S" (Clemens, Wall 1981). Dla granitoidów typu "I" wymagany jest najpierw rozpad biotyty, a następnie hornblendy. Przy topieniu bardziej kompleksowych zespołów mineralnych więcej faz nie będzie ulegać topieniu, pozostając jako nieprzetopione rezyduum czyli restyt.

Ogólnie w literaturze geologicznej dominują dwa nurty interpretacyjne dotyczące genezy magm granitoidowych oparte na 1 – częściowym (partialnym) topieniu i 2 – frakcyjnej krystalizacji. Próbę graficznego rozdzielenia efektów finalnych obu tych procesów na diagramie Sr-Rb przedstawił Robb (1983), wskazując jednocześnie, że w niektórych jednostkach gdzie skały kwaśne przeważają nad zasadowymi na ogół zakłada się progresywne topienie jako mechanizm nadrzędny, jednakże obecność pewnych kumulatów sugeruje, że zachodziła również frakcyjna krystalizacja. W każdym przypadku nie jest jednak możliwe całkowite oddzielenie obu tych procesów, chociaż konieczne jest ustalenie, który z nich dominował. W istocie jednak, oprócz częściowego topienia i frakcyjnej krystalizacji (dokładniejsze omówienie w dalszej części artykułu), na proces genezy magmy składa się wiele innych mechanizmów i przedstawienie tego zagadnienia w formie prostego schematu wydaje się niemożliwe. Obrazową opinię w tej sprawie przedstawił W. S. Pitcher twierdząc, że: *„...zastygłe zawartości zbiorników magmowych mogą reprezentować tylko rezyduum oryginalnego wypełnienia. Co więcej, rezydua te duszą się przez długi czas we własnym sosie, komplikując w ten sposób świadectwo ewolucji magmowej. Ponadto kaprysy erozji rzadko umożliwiają nam obserwację wypełnienia i wydaliny zbiornika w tym samym miejscu.”* (Pitcher 1987, s. 57).

Radykalny pogląd przeciwko konwencjonalnym mechanizmom różnicowania się magm przedstawił Hildreth (1981) utrzymując, że gradient składowy istniał w wyjściowej magmie macierzystej jeszcze przed uformowaniem się fenokryształów, co zostało ustalone w zbiorniku magmowym przez mechanizm dyfuzji, uruchomiony konwekcyjnym przejściem stopu ku chłodniejszemu powierzchni. Interpretacja ta nie zyskała sobie jednak ogólnego uznania.

Jednym z modeli opartych na mechanizmie konwekcji jest model konwekcyjnej frakcjonacji (Sparks *et al.* 1984), zgodnie z którym po krystalizacji pierwotnych kryształów lekki stop rezydualny ulega kon-

wekcji w wyżej leżąca część zbiornika magmy ułatwiają powstanie adkumulatu. Jeżeli rezydualne fluidy mają większą gęstość to nie ulegną one konwekcji lecz utworzy się statyczny stop interkumulusowy, a gdy krystalizacja posunie się do dużego nagromadzenia kryształów, wówczas utworzy się ortokumulat. Przyjmuje się też (*op. cit.*), że tego typu separacja frakcji płynnej od kryształów powoduje zróżnicowanie składu podczas progresywnej krystalizacji od ścian ku wnętrzu oraz od dna ku górze zbiornika. W modelu tym wymiana między fluidem a magmą zbiornika zachodzi na drodze konwekcji, a nie statycznej dyfuzji, zaś krytycznym czynnikiem nie jest stopień nagromadzenia kryształów lecz warunek czy płyny rezydualne są lżejsze czy cięższe w czasie gdy krystalizacja osiągnie przestrzenie międzyziarnowe.

Interesującą koncepcją jest model AFC czyli połączenie asymilacji i frakcyjnej krystalizacji (Allegre, Minster 1978; De Paolo 1981; Campbell, Turner 1987) zakładający, że magma uwolniona przez frakcyjną krystalizację jest wciąż mieszana z magmą kontaminowaną przez asymilację. W takim przypadku oba wymienione procesy jednocześnie przyczyniają się do chemicznej i izotopowej ewolucji magmy. W takiej sytuacji uwolniona przez topienie dachu lekka magma utworzy w górnej części zbiornika wtórną magmę hybrydalną, która nie będzie mieszać się z gęściejszą magmą części dolnej. Geochemia magmy hybrydalnej będzie zaś kontrolowana przez asymilację wyprzedzającą frakcyjną krystalizację. W konsekwencji najbardziej frakcjonowane magmy będą tym samym najbardziej kontaminowane. W modelu tym większość ciepła potrzebna do topienia dachu pochodzi z ukrytego ciepła uwolnionego przy krystalizacji w dolnym poziomie, a do strefy górnej przenoszonego przez tzw. "poziom podwójnej dyfuzji".

Bardzo obrazowym efektem procesu AFC są trzy koncentryczne plutony południowej Szkocji, opisane przez Halliday'a *et al.* (1980) i Stephensa *et al.* (1985), w których strefy zewnętrzne tworzą skały metaluminowe typu "I", przechodzące ku centrum w peraluminowe granitoidy typu "S". Ku centrum plutonów konsekwentnie rośnie też w skałach zawartość SiO₂, wartość stosunku A/CNK oraz stosunku inicjalnego ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (od 0,7041 do 0,7059; od 0,7052 do 0,7069; od 0,7060 do 0,7109). Właśnie te ostatnie wartości wskazują, że w budowie tych plutonów brały udział magmy zasadowe pochodzenia płaszczowego, ulegające podczas swej ewolucji stopniowej frakcyjnej krystalizacji, hybrydyzacji i kontaminacji materiałem skorupowym.

W podsumowaniu omówionych procesów można przyjąć, że wapniowo-alkaliczne plutony granitoidowe rozwinęły swoje podstawowe cechy chemiczne nie w poziomie ich umiejscowienia i końcowej konsolidacji, ale w zbiorniku magmowym ulokowanym w głębszych poziomach. Pogląd taki podzielają m.in. Zorpi *et al.* (1989). W wielu przypadkach finalnym epizodem historii plutonów jest iniekcja małych ilo-

ści magmy zasadowej w obręb magmy kwaśnej częściowo skryształizowanej, tworząca szeregi maficznych enklaw i dajek przecinających niejednokrotnie plutony o budowie zonalnej.

KOEGZYSTENCJA SKAŁ KWAŚNYCH I ZASADOWYCH

W najogólniejszym ujęciu (Vogel, Wilband 1978) proces koegzystencji magm kwaśnych i zasadowych rozpatruje się jako efekt trzech różnych mechanizmów:

- a. dwie magmy składowo nie związane ze sobą, pochodzące z dwóch oddzielnych zbiorników, a intrudujące wspólnie;
- b. magma zasadowa intruduje w obręb granitu stapiając jego część, przy czym złożony stop kwaśno-zasadowy powstaje przy mieszanii ograniczonym przez dyfuzję obu stopów;
- c. frakcjonalne topienie z całkowitym oddzieleniem sukcesywnych stopów na poszczególnych etapach, czyli powstanie jednocześnie dwóch niemieszalnych stopów z tego samego źródła.

Bardzo powszechnie obserwowane zjawisko chłodzenia magmy zasadowej względem kwaśnej wyklucza raczej możliwość (c) potwierdzając ewentualność sporadycznych przypadków zgodnych z mechanizmem (a). Jednocześnie bardzo liczni badacze (m.in. Pitcher 1978; Petro *et al.* 1979; Reid *et al.* 1983; Fyfe 1987; Holden *et al.* 1987; Barbarin 1988, 1989; Zorpi *et al.* 1989) wskazują, że w generacji batolitów granitoidowych magma zasadowa działa najczęściej jak "mechanizm spustowy" i wbrew swej felzytowej naturze batolit taki może być rozpatrywany jako manifestacja aktywności magmy zasadowej. Intruzje magmy zasadowej w dolną skorupę dostarczają bowiem ciepła, powodując jej częściowe topienie i uruchamiając procesy mieszania i miksacji oraz prowadząc do powstania magm hybrydalnych o składzie pośrednim i magm felzytowych. W takiej sytuacji większość materiału zasadowego egzystuje jako maficzne magmowe enklawy (MME), szliry i rozproszone fazy maficzne w skałach plutonicznych o składzie pośrednim. W sytuacji przeciwnej, czyli w obszarach zdominowanych przez magmę zasadową, oddziaływanie termalne magmy felzytowej może być niewystarczające do ochłodzenia magmy zasadowej i rozbicia jej na MME; zaistnieje wówczas intensywne trawienie małych ilości stopu felzytowego przez człon zasadowy. Należy przy okazji nadmienić, że wielkość ziarna enklaw zmienia się jako funkcja ilości dostarczanej dopływem magmy maficznej; ziarno jest zazwyczaj większe jeśli ilość nowego stopu była mała w porównaniu z magmą otoczenia, i odwrotnie (Balhaus, Glikson 1989).

Proces bezpośredniej reakcji magmy zasadowej i kwaśnej odznaczających się wyraźnie różnymi cechami mineralnymi, chemicznymi i

fizycznymi, prowadzi do różnych faz wzajemnego mieszania, przy czym termin "mieszanie" należałoby rozszerzyć zgodnie z terminologią angielską, stosującą dwa różne pojęcia w zależności od stopnia rozpoznawalności faz pierwotnych w efekcie finalnym procesu, a mianowicie: "mingling" i "mixing". Istnieje wprawdzie jeszcze termin "blending", odpowiadający "zlewaniu" się dwu magm, ale jako rzadko używany w prezentowanym opracowaniu nie będzie bliżej dyskutowany. W związku z powyższym, w dalszej części pracy będą stosowane dwa terminy, odpowiadające nomenklaturze angielskiej, a mianowicie: "mieszanie" i "miksacja".

Mieszanie (ang. *mingling*) obejmuje reakcję dwu magm tworzących heterogeniczne rozwarstwienia lub skały bogate w eklawy i zachodzi wówczas gdy kontrast lepkości jest duży lub gdy czas potrzebny do homogenizacji jest mały. Proces ten zaczyna dominować gdy kontrast zawartości SiO₂ przekracza 15%. Ważne jest ponadto, że w efekcie tego procesu członów wyjściowych reagujących magm, chociaż nieco zmienione, są wciąż rozpoznawalne w skali makroskopowej. Najbardziej spektakularnym efektem działania procesu mieszania jest obecność magmowych maficznych enklaw (MME), często układających się w roje zawarte w hybrydalnym tle. Bardzo charakterystyczne są w takim przypadku: kształt enklaw, ich krenulowane brzegi często noszące ślady intensywnego chłodzenia, a także ich silna elongacja bez oznak deformacji w stanie płynnym (Sparks, Marshall 1986; Frost, Mahood 1987; Barbarin 1988; Eberz, Nicholls 1988; Hanson *et al.* 1988; Vernon *et al.* 1988).

Miksacja (ang. *mixing*) zachodzi wówczas gdy reagujące magmy tworzą jednorodny hybryd, przy założeniu podobnych i w miarę niskich lepkości członów wyjściowych oraz na tyle długiego czasu aby zaistniała konieczna dyfuzja składników. W innych przypadkach proces ten zachodzi powoli i jest możliwy tylko wtedy gdy stopień stygnięcia jest niski, a turbulentna konwekcja i mechanizmy dyfuzyjne operatywne. Przyjmuje się również, że płynna homogenizacja jest możliwa tylko wtedy gdy ilość składnika maficznego jest większa niż połowa całości reagującej masy lub gdy różnica składu obu magm jest mniejsza niż 10% SiO₂. Po zakończeniu procesu miksacji cechy oryginalnych magm wyjściowych nie są widoczne w skali makroskopowej, ale w skali mikroskopowej relikty obu członów (zespoły minerałów nierównowagi) mogą być rozpoznawalne. Proces miksacji, utożsamiany z całkowitą homogenizacją, objawia się takimi zmianami mineralnymi jak: resorbowane centra plagioklazów, relikty augitu w hornblendzie, megakryształy skalenia potasowego z obwódkami oligoklazu, obwódki klinopiroksenu lub amfibolu wokół oliwinów, droбноziarniste maficzne obwódki wokół okrągłych ksenokryształów kwarcu oraz obecność w skałach "suknowej" hornblendy (Cantagrel *et al.* 1984; Sparks,

Marshall 1986; Frost, Mahood 1987; Barbarin 1988; Poli *et al.* 1989; Vernon 1984, 1990). W skali MME proces miksacji zaznacza się obecnością dyfuzyjnych kontaktów, hybrydalnych obwódek oraz nieregularną zmianą zawartości minerałów maficznych w ich otoczeniu (Hanson *et al.* 1988). Zaznaczyć należy, że stopień intensywności tego procesu zależy od jego dynamiki, stosunku gęstości obu magm oraz interwału czasowego umożliwiającego wymianę składników (Eberz, Nicholls 1988).

Oba omówione procesy prowadzą w efekcie do hybrydyzacji, objawiającej się generalnym rozwojem hornblendy, skalenia potasowego i kwarcu, przy czym ilość skał hybrydalnych i zawartość w nich SiO_2 zależą od różnicy składu między reagującymi członami wyjściowymi, kontrastu lepkości, frakcji magmy maficznej, stopnia turbulencji i chłodzenia (Cocherie *et al.* 1984; Zorpi *et al.* 1989). Istotna jest również uwaga, że całkowita hybrydyzacja zachodzi tylko wtedy gdy obie magmy zachowują się jako ciała płynne po uzyskaniu termicznej równowagi; w innym przypadku – co się zdarza częściej – hybrydyzacja jest niekompletna i magmy wykazują wyraźne różnice i niejednorodności.

Zgodnie z wnioskiem Vernona (1990) można przyjąć, że wysoko w skorupie stosunek magmy kwaśnej do zasadowej jest duży, co sprawia dogodne warunki do zaistnienia procesów mieszania (z lokalną jedynie miksacją) i tworzenia globul MME na skutek szybkiego stygnięcia magmy zasadowej. W głębszych poziomach proporcje magmy zasadowej mogą być generalnie większe, a tym samym jej stygnięcie wolniejsze, prowadzące do efektywnej miksacji i znacznie słabszego mieszania.

Studium literatury potwierdza obserwacje autora, zwłaszcza z obszaru Sierra de Paimán (Argentyna) i masywu kłodzko-złotostockiego, że skały hybrydalne występują jako strefy przy maficznych intruzjach i stopniowo zmieniają się w granodioryt z jednej strony i w skały maficzne z drugiej (Lorenc, Pérez 1987; Lorenc 1988b, 1990, 1992). W niektórych przypadkach jednak maficzne intruzje nie są widoczne, ale pojawia się silnie hybrydyzowany maficzny granodioryt (pl. VI, 2) do diorytu kwarcowego z licznymi enklawami typu MME, sugerujący bliskość skał zasadowych. Jak wykazali Frost i Mahood (1987), większość skał o zawartości SiO_2 poniżej 63% powstała przez reakcję magmy granodiorytowej z wysokoaluminową magmą bazaltową (gabrową), powodując separację enklaw i hybrydyzację. Z reologicznego punktu widzenia, termiczna i krystaliczna bariera tej reakcji ogranicza maksymalną zawartość SiO_2 w skale hybrydalnej (przy ciśnieniach odpowiadających warunkom skorupowym) do około 63%. Ponadto wyliczenia badaczy (*op. cit.*) wykazały, że skały hybrydalne nie mogą mieć mniej niż 54% ani więcej niż 63% SiO_2 .

Ustosunkowując się do problemu magm zasadowych w kontekście koegzystencji z magmami kwaśnymi można przytoczyć spostrzeżenia Pitchera (1987), że będąc generalnie hornblendonośne i poddane hybrydyzacji są one często "prekursorami" zjawisk granitowych przy jednocześnie znacznej ich separacji i luce w składzie. Tak więc koegzystencja ta wprawdzie wskazuje na jeden proces topienia, to jednak wydaje się, że magmy zasadowa i kwaśna powstały oddzielnie i mogą pochodzić z różnych źródeł. Pogląd taki zdają się potwierdzać wyniki badań pierwiastków ziem rzadkich (Cocherie *et al.* 1984) nasuwające przypuszczenie, że skały zasadowe wywodzone z wyjściowego stopu o składzie bazaltu, mogły ewoluować albo z heterogenicznego obszaru źródłowego płaszczka, albo ze stopu płaszczowego, który doznawał kruszałnej kontaminacji.

W nawiązaniu do interpretacji zachowania się magmy zasadowej podczas intruzji w obręb magmy granitoidowej prowadzącej – jak już wspomniano wcześniej – do powstania synintruzyjnych dajek zasadowych i enklaw typu MME, warto przedstawić ten problem w świetle zależności od turbulencji. Ustosunkowując się zatem do wcześniejszych badań innych badaczy (Furman, Spera 1985; Hyndman, Foster 1988) można stwierdzić, że:

— przy małej zawartości kryształów (0 - 30%) materiał maficzny ulega szybkiemu rozproszeniu dając izolowane ksenokryształy, dyfuzyjne warstwowanie, zespoły minerałów nierównowagi i drobne okrągłe enklawy,

— przy średniej zawartości kryształów (30 - 50%) konwekcja powoduje powstanie różnej wielkości szlirów i małych rojów enklaw,

— przy dużej zawartości kryształów (50 - 70%) powolna już konwekcja powoduje powstanie deformowanych, synintruzyjnych dajek zasadowych i ich szeregów oraz dużych rojów enklaw,

— w gęstym środowisku (powyżej 70% kryształów), po ustaniu konwekcji, iniekcja magmy zasadowej kończy się powstaniem niezdeformowanych, synintruzyjnych dajek i dajek złożonych, ciętych przez aplity i pegmatyty granitowe.

We wszystkich badanych przez autora terenach istnieją liczne dowody różnie zaawansowanych procesów hybrydyzacyjnych, począwszy od częściowego mieszania się magm aż po efekty skomplikowanej miksacji. Oznakami tych procesów jest zaokrąglony kształt maficznych enklaw, wchłanianie megakryształów skalenia potasowego z magmy kwaśnej w obręb zasadowej i ich rotacja, a także elongacja enklaw i megakryształów zgodna z kierunkiem laminarnych lub turbulentnych ruchów magmy. Finalny stopień homogenizacji takich skał bywa zmienny. W niektórych przypadkach obserwuje się tylko obecność kryształów skalenia w obrębie maficznego materiału jako efekt mechanicznego wchłaniania (Hibbard 1981), gdy tymczasem w innych miej-

scach spotyka się igiełkowate ziarna apatyty oraz minerały z oznakami stanu nierównowagi (wapniowe jądra plagioklazów korodowane przez fazę bardziej sodowa, biotytyzowana i poikilitowa hornblenda, itp.). Istnieją ponadto liczne znamiona nierównowagi między reagującymi magmami zaznaczone aktywnością fazy uwodnionej. Można więc przypuszczać, że na przykład obecność hornblendy (pierwotnej i wtórnej) czy innych uwodnionych minerałów wskazuje na obecność pewnej, jakkolwiek niewielkiej, ilości wody. Podobnie obecność początkowych stadiów rozwoju struktur orbikularnych interpretuje się działalnością hydromagmy lub połączeniem pochodzenia magmowego i efektów hydrometasomatycznych w skałach obojętno-zasadowych (Elliston 1984, 1985; Vernon 1985; Symes *et al.* 1987; Lorenc, Saavedra 1991a). Ważnym efektem wynikającym z miksacji jest na przykład obecność skalenionych aureoli wokół enklaw, czy też rozwój biotyty po hornblendzie, zachodzące na skutek migracji elementów w fazie płynnej, w tym przypadku wzbogacenia w potas materiału ubogiego w ten element.

W każdym z analizowanych przez autora obszarów oznaki koegzystencji magm o różnym składzie były w różnym stopniu ewidentne i w sposób mniej lub bardziej klasyczny rozwinięte. Prezentacja badanych plutonów na wykresach, odpowiadających przedstawianym w literaturze modelom, uwidacznia ich złożony charakter, wynikający z różnego składu litologicznego i różnych warunków tektonicznych.

ZNACZENIE MAGMOWYCH MAFICZNYCH ENKLAW (MME) I SYNINTRUZYJNYCH DAJEK ZASADOWYCH

Wielu badaczy zwracało uwagę na obecność w granitoidach owalnych ciemnych enklaw, używając do ich określenia różnych terminów. Spotyka się więc w literaturze takie nazwy jak *enclaves homogenes* (Lacroix 1893), *cognate inclusions* (Harker 1900), *autoliths* (Holland 1900), *endogene Einschlüsse* (Salomon 1908-1910, *fide* Didier 1973), *microgranular enclaves* (Didier 1973), *comagmatic inclusions* (Didier *et al.* 1982) oraz *microgranitoid enclaves* (Vernon 1984). W związku z tym, że komagmowy charakter większości tego typu enklaw został ostatnio zakwestionowany (Holden *et al.* 1987), pewna grupa nazw wydaje się być obecnie niewłaściwa. Ostatni z wymienionych terminów, jakkolwiek bardzo popularny w literaturze ostatnich lat, zdaniem autora również może budzić pewne zastrzeżenia, ponieważ enklawy o składzie dioryty, gabra czy noryty, nawet jeśli są drobnoziarniste, trudno nazwać *mikrogranitoidami*. W takiej sytuacji autor skłania się do stosowania nazwy bardziej uniwersalnej i nie implikującej przesłanek genetycznych. Warunki takie wydaje się spełniać stosowana przez Barbarin (1988) nazwa *magmatic mafic enclaves*, której polskim ek-

wiwalentem powinny być *magmowe maficzne enklawy*. Z uwagi na to, że w polskiej wersji nazwa ta nie brzmi najlepiej (pomijając fakt, że jest zbyt długa), autor przyjął używanie jej w wersji bardziej opisowej *enklawy typu MME* lub w skrócie *MME*⁴.

Kształt omawianych enklaw jest owalny lub kulisty (pl. I, 2, 4; pl. V, 1, 4; pl. VIII, 4), co wskazuje na przyjmowanie przez globule magmy zasadowej formy o najmniejszej energetycznie powierzchni w środowisku płynnym lub plastycznym otaczającej magmy granitoidowej. Niekiedy spotyka się także enklawy o brzegach krenulowanych i zatokowych (pl. I, 1; pl. V, 3; pl. VIII, 2), rozwijające się jako charakterystyczne dla procesów mieszania się magm o różnym składzie, tym bardziej wskazujące na płynność środowiska (Vernon 1983, 1984; Hanson *et al.* 1988). Zakłada się również, że enklawy o kształtach nieregularnych powstały przez fragmentację większych, zestalających się globul (Vernon *op. cit.*; Wiebe, Wild 1983). Enklawy elipsoidalne i dyskoidalne spotyka się w partiach granitoidów wykazujących mniej lub bardziej widoczne struktury z płynięcia, a także w brzeżnych częściach intruzji przy kontakcie z osłoną. W takich przypadkach elongacja enklaw waha się w granicach od 2:1 do 5:1. Istnieją jednak strefy w obrębie plutonów granitoidowych oddzielone wyraźnymi granicami, w których wydłużenie występujących tam enklaw wzrasta ku centrum tych stref, osiągając w ekstremalnych przypadkach wartość 40:1 (Vernon *et al.* 1988). Zarówno enklawy, jak i ich tło mają w takich miejscach wyraźną foliację podkreślona ułożeniem plagioklaz, hornblendy i biotyту, ale nie wykazują deformacji typowych dla stanu stałego, takich jak struktury mylonityczne, agregaty kwarcowe, strefy ścinania, itp. Ekstremalne wydłużenie enklaw wskazuje w takim przypadku na dużą prędkość przepływu przy intensywnej miksacji mechanicznej i dyfuzyjnej, ułatwionej powiększoną powierzchnią i zredukowaną grubością enklaw. Strefy takie odzwierciedlają wąskie obszary kanałowych systemów zasilania, wzdłuż których zachodziło szybkie przemieszczanie magmy (*op. cit.*).

Kolejną charakterystyczną cechą MME jest wielkość ich ziarna odróżniająca je od skały otaczającej. Dość drobnoziarnista struktura wskazuje raczej na szybką krystalizację wywołaną chłodzeniem w warunkach plutonicznych, gdyż nawet przy niewielkiej różnicy składu bardziej zasadowe enklawy będą szybciej krystalizowały niż ich otoczenie. Chłodzenie to będzie zaś tym gwałtowniejsze im większy jest

⁴ We wcześniejszych swych opracowaniach autor określał omawiane enklawy terminem "autolity", co w świetle ostatnich badań okazuje się błędem terminologicznym. W nowszych artykułach stosowany jest już termin "magmowe maficzne enklawy" lub w skrócie MME.

kontrast składu globul magmy zasadowej i felzytowej magmy otoczenia. Logiczną konsekwencją postępującej krystalizacji na skutek chłodzenia jest następnie wzrost lepkości maficznych enklaw. Obrazowym efektem gwałtownego chłodzenia jest obecność we wszystkich enklawach igiełkowatego apatyty (pl. II, 2), a w skali makroskopowej obecność drobnoziarnistych stref brzeżnych (pl. I, 4; pl. II, 1; pl. V, 4; pl. VIII, 2). Strefy takie są znane z literatury jako ochłodzone brzegi (ang. *chilled margins*) i były opisywane przez bardzo wielu badaczy (m.in. Didier 1973, 1987; Reid *et al.* 1983; Wiebe, Wild 1983; Vernon 1983, 1984; Cantagrel *et al.* 1984; Cook 1988; Hanson *et al.* 1988; Vernon *et al.* 1988; Lorenc 1984b, 1990). Autor skłania się w tym przypadku do opinii m.in. Eberza i Nichollsa (1988, 1990), zgodnie z którą "ochłodzone brzegi" akumulowały wczesną fazę krystalizacji i zostały wzbogacone w elementy śladowe wskutek dyfuzji i metasomatozy, nie odzwierciedlając składu enklawy ani otaczającego stopu. Na zasadzie kontrastu enklawy pozbawione takich brzegów reprezentują albo fragmenty większych enklaw rozproszone w krzepnącej magmie, albo też inny składowo typ magmy enklaw wciągniętej w procesy mieszania, a krzepnącej bez skrajnie szybkiego chłodzenia. Interpretacja taka nie potwierdza poglądu Didiera (1987) jakoby enklawy takie wskazywały na umiejscowienie z dala od stref mieszania lub erozję partii brzeżnych enklaw podczas transportu w obrębie granitu.

Należy także wspomnieć o rzadkich przypadkach gdy ostro ograniczone "ochłodzone brzegi" bywają otaczane strefą hybrydalną i stopniowo przechodzą w kontakty dyfuzyjne, wskazujące najprawdopodobniej na lokalne procesy miksacji.

Omawiając problem istnienia "ochłodzonych brzegów" trzeba także zauważyć, że chociaż zjawisko to jest dyskutowane w literaturze od niedawna, to jednak po raz pierwszy zostało ono opisane na początku lat trzydziestych. Słuszne wnioski wydały się wówczas niewiarygodne i stwierdzono, że: „...odnosi się wrażenie, że ksenolity były ochłodzone przez inwadującą magmę, co jest oczywiście absurdem.” (Wells, Woolridge 1931, s. 190, *fide* Vernon 1983, s. 91). Pierwsze zaś uznanie za fakt reakcji chłodzenia globul magmy zasadowej w obrębie magmy kwaśnej przedstawili Wilcox (1944) oraz Wager i Bayley (1953), (*fide* Yoder 1973).

Pochodzenie enklaw typu MME było interpretowane przez poszczególnych autorów różnie, przy czym wśród wielu dyskusyjnych głosów dominowały cztery poglądy:

a – Odmieszanie restytowe: MME reprezentują materiał rezydualny (restyt), który ulega sukcesywnemu odmieszaniu podczas wędrówki "mieszanki kryształów" ze źródła, co w przedstawieniu graficznym daje linearny trend na diagramach zmian chemicznych (White, Chappell 1977);

b – Komagmowość: MME są komagmowe z magmą otoczenia i zostały uformowane przez fragmentację wcześniej utworzonych stref ochłodzonych magmy macierzystej lub przez krystaliczną akumulację (Ferschtater, Borodina 1977; Phillips *et al.* 1981; Barbarin 1989; Dodge, Kistler 1990; Pin *et al.* 1990);

c – Niemieszalność stopów: MME reprezentują składnik maficzny wynikający z niemieszalności w obrębie magmy pośredniej (Bender *et al.* 1982; Metzger *et al.* 1985; Geringer *et al.* 1987);

d – Reakcja dwu magm: otwarte systemy magmowe, które mogą być mniej lub bardziej regularnie wypełniane pierwotną magmą, związaną lub nie związaną z magmą stanowiącą zawartość zbiornika. MME reprezentują resztki składnika maficznego dodanego do zbiornika magmy felzytowej lub pośredniej (Blake *et al.* 1965; Debon 1980; Didier *et al.* 1982; Didier 1987; Holden *et al.* 1987; Eberz, Nicholls 1988).

Ustosunkowując się do wszystkich czterech interpretacji należy zwrócić uwagę na wyniki badań izotopowych (Holden *et al.* 1987; Eberz *et al.* w druku), które wykazały, że stosunek wyjściowy izotopów Nd w enklawach jest wyższy niż w otaczającym je granitoidzie o 1-2 ϵ . Fakt ten zdaniem badaczy (*op. cit.*) wyklucza pochodzenie komagmowe MME (wersja "b"), restytowe (wersja "a"), a tym samym teorię niemieszalności (wersja "c"). Jednocześnie potwierdzono magmowe-płaszczowe pochodzenie pierwotnej magmy enklaw i jej ochłodzenie w magmie kwaśnej (wnioskowane dodatkowo obecnością igielkowego apatyty i drobnoziarnistych brzeźnych stref enklaw), czyli mieszanie się dwóch składników: członu maficznego i felzytowego, izotopowo bardziej ewoluowanego (wersja "d").

Wątpliwości co do komagmowego pochodzenia MME może budzić także fakt ich obecności nie tylko w obszarach gdzie granitoïdy intrudowały w osłonę skał wulkanicznych, z których mogłyby być wywodzone, ale także w strefach gdzie skały wulkaniczne nie występują, a powszechność MME jest niemal regułą. Obecność takich enklaw w skałach magmowych nie związanych z wulkanitami i do tego częściej stwierdzaną w tonalitych i granodiorytach niż w członach bardziej kwaśnych podkreślał autor już wielokrotnie (Lorenc 1984b, 1988a, b, 1990; Lorenc, Lewczuk 1981; Lorenc, Pérez 1987; Lorenc, Saavedra 1985, 1989). Podobne obserwacje oraz wątpliwości co do komagmowego charakteru MME przedstawili ostatnio Bedard (1990) i Cobbing (1990). Interpretując pochodzenie MME przyjmuje się zatem, że stanowią one efekt mieszania się magm i że reprezentują maficzne, możliwie zmodyfikowane człony wyjściowe tego procesu. Są to więc globule magmy maficznej, które krzepły w warunkach plutonicznych na kontakcie z płynną lub częściowo skryształizowaną magmą otoczenia o bardziej ewoluowanym składzie. Koegzystencję taką potwierdzają

wspomniane już wyniki badań izotopowych (Holden *et al.* 1987), które wykazały wysokie wartości ϵ_{Nd} różne w enklawach i ich otoczeniu, wynoszące odpowiednio - 0,7 do +1,6 i od - 2,0 do +0,6.

Istotny udział w procesie tworzenia się MME miała również miksacja polegająca głównie na modyfikacji ich składu mineralnego. Wiadomo jednak, że miksacja mechaniczna mogła zaistnieć bezpośrednio przed zastygnięciem enklaw, a ich ostre kontakty i brak zmiany składu granitoidów tuż przy kontakcie i w większej od niego odległości może wskazywać, że ani czas, ani temperatura nie były wystarczające do umożliwienia miksacji dyfuzyjnej w okresie między etapem mieszania a krystalizacją (Vernon *et al.* 1988). Problem zasygnalizowali już wcześniej Büsch i Otto (1980) uważając, że jak długo ostatnie części rezydualnego stopu istnieją wzdłuż granic ziarnowych enklaw, tak długo będą one podatne na mechaniczną deformację (zaokrąglanie, spłaszczanie) przez powoli przemieszczający się granit. Z drugiej zaś strony, te same ilości rezydualnego stopu zabezpieczają enklawy przed jakąkolwiek wymianą chemiczną na kontakcie z granitoidem podczas jego konsolidacji, co w efekcie daje ostre granice enklaw.

Istotne zmiany w składzie mineralnym enklaw i otaczającego je granitoidu wywołują procesy dyfuzyjne zachodzące dość powoli przy niewielkim kontraście termicznym, dając w efekcie także nieostre granice enklaw. Przy dużej różnicy temperatur efekty działania procesów dyfuzyjnych objawiają się obecnością leukokratycznych aureoli w granitoidowym tle przy kontakcie z enklawami (Lorenc 1981, 1984b; Lorenc, Saavedra 1989; Zorpi *et al.* 1989). Zjawisko to jest wynikiem migracji Si, K i Rb w kierunku składnika zasadowego, gdy tymczasem obecność ciemnych stref peryferycznych w enklawach należy wiązać z migracją Ca, Fe, Mg i Ti w kierunku otoczenia enklawy (Wiebe 1973; Zorpi *et al.* 1989; Lorenc, Saavedra w druku). W konsekwencji takiego procesu enklawy ulegają wzbogaceniu w Si, K, Rb, Cs, P i Zr i zubożeniu w Ca, Fe, Mg i Ti. Na skutek działania mechanizmów dyfuzyjnych i migracji elementów, charakterystycznym efektem w enklawach jest m.in. zastępowanie oliwinu i piroksenu przez biotyt i amfibol.

Jak już wspomniano wcześniej, procesy mieszania i miksacji prowadzą do hybrydyzacji zarówno enklaw, jak i magmy otaczającej. Najczęściej obserwowanym wynikiem tych procesów jest obecność dużej ilości maficznych enklaw zawartych w hybrydalnym tle (skały takie Yoder nazwał skałami "emulsyjnymi"). W małych rojach enklaw tło między nimi jest podobne do granitoidu otoczenia roju, ale ze wzrostem liczebności enklaw staje się ono bardziej maficzne. Taka sytuacja sugeruje, że roje małe reprezentują akumulacje enklaw skupionych przez osadzanie lub konwekcję w magmie otoczenia. Jednocześnie zaś obfitość MME i ewentualna obecność ciał zasadowych odpowiada obfitości magmy płaszczowej biorącej udział w formowaniu zawierają-

cych je granitoidów, przy czym zarówno kształt czy liczebność MME oraz wielkość ich ziarna, jak i skład granitoidów zależą od proporcji obu składników w mieszaninie (Frost, Mahood 1987; Balhaus, Glikson 1989; Barbarin 1988, 1989; Castro *et al.* 1990b).

Z przedstawionych danych wynika, że zarówno enklawy, jak i otaczające je granitoidy są skałami hybrydalnymi, których skład nie odzwierciedla składu magm pierwotnych, a powstałymi przez niekompletne wymieszanie magm zasadowej i kwaśnej. Jednocześnie obecność nierzadko spotykanych "enklaw podwójnych" (pl. I, 3, 4; pl. V, 2) świadczy o wielokrotnym procesie mieszania podczas ewolucji danego plutonu (Barriere 1977; Cantagrel *et al.* 1984; Lorenc 1984b; Achramowicz, Lorenc 1986; Didier 1987; Barbarin 1988; Christiansen, Venchiarutti 1990). W centralnych partiach takich plutonów występuje duża ilość skał zasadowych oraz towarzyszące im enklawy najbardziej maficzne, zaś strefy brzeżne są złożone z jaśniejszych skał hybrydalnych o składzie diorytu, diorytu kwarcowego czy tonalitu. Strefę kontaktową z granitoidami stanowią roje enklaw w hybrydalnym tle oraz pojedyncze enklawy oddzielone od siebie żyłkami granitu, przy czym skład tych enklaw jest porównywalny ze składem enklaw znacznie oddalonych od kontaktu i konwekcyjnie lub turbulentnie przemieszczonych w obręb granitu (Didier 1987; Lorenc 1990).

W nawiązaniu do procesu hybrydyzacji należy jeszcze wspomnieć, że omawiane enklawy mogą zawierać wewnątrz lub na granicy z otoczeniem megakryształy plagioklazów, skalenia potasowego lub kwarcu (pl. IV, 4). Podobieństwo wielkości, zonalności, składu i rodzaju wrostków w jądrach dużych plagioklazów w MME i otaczającym je granitoidzie sugerują, że jądra tych kryształów wzrastały w tych samych warunkach fizycznych i w tej samej magmie. Jednocześnie dość niska zawartość cząsteczki anortytowej (andezyn) wyklucza bezpośrednią krystalizację tych plagioklazów z magmy maficznej. Powstały one przypuszczalnie w magmie felzytowej lub już hybrydalnej, a do magmy maficznej dostały się na skutek mechanicznego wchłonięcia. Kryształy plagioklazów o budowie pasowej często wykazują obecność powierzchni resorpcji wyznaczającej lukę krystalizacyjną, po której następowało narastanie bardziej wapniowego plagioklazów. Zjawisko to może odpowiadać okresowym zmianom składu i temperatury magmy, wywołanym procesem mieszania i iniekcji magmy maficznej w obręb felzytowego otoczenia (Hibbard 1981; Barbarin 1990; Castro 1990; Vernon 1990). W takim ujęciu każda powierzchnia resorpcji powtarzająca się jako oscylacyjna zonalność w plagioklazach granitoidu może pochodzić od powtarzających się iniekcji magmy maficznej, powodujących okresowy wzrost temperatury wystarczający do resorpcji tego minerału.

Podobnie interpretuje się pochodzenie megakryształów skalenia potasowego w MME. Megakryształy te często zawierają w centrum euhedralne wrostki zonalnego plagioklazu, niekiedy większe niż ziarna plagioklazu enklawy, co jest cechą fenokryształów krystalizujących w granitach. Natomiast nieregularny zarys takich megakryształów oraz obecność w ich brzeżnych partiach drobnych wrostków minerałów enklawy świadczą o wzroście tej właśnie części brzeżnej już w obrębie magmy wyjściowej enklaw (Vernon 1990). Bardzo istotny w takim ujęciu fakt, że omawiane megakryształy w enklawach są mniejsze niż korelowane z nimi fenokryształy w granitoidzie tłumaczyć można tym, iż mechanizm wchłaniania w obręb magmy maficznej zachodził przed całkowitą krystalizacją skalenia potasowego w granitoidzie otoczenia. Dezaktualizując często powtarzany pogląd, że megakryształy skalenia potasowego w maficznych enklawach wzrastały na skutek reakcji skonsolidowanego "ksenolitu" z otaczającą magmą granitową, nadzwyczaj trafne wydaje się stwierdzenie Vernona, że w enklawach tych „...megakryształy nie są porfiroblastami lecz ksenokryształami będącymi uprzednio fenokryształami w magmie granitoidowej.” (Vernon 1990, s. 17852).

W podsumowaniu istniejących poglądów można założyć, że magma macierzysta enklaw może pochodzić bezpośrednio z płaszcza, z bardziej zasadowych poziomów tego samego plutonu, albo może być efektem powtórnego mieszania odmiany bardziej maficznej czy hybrydalnej intrudującej w obręb strefy granitoidowej. Zgodnie zaś z przedstawionymi w literaturze schematami (m.in. Achramowicz, Lorenc 1986; Zorpi *et al.* 1989; Dorais *et al.* 1990; Castro 1990; Lorenc 1990) można spróbować zrekonstruować uproszczony scenariusz powstawania MME oraz wzajemnych oddziaływań magm felzytowej i maficznej.

Intruzja magmy zasadowej do zbiornika magmy felzytowej lub w strefę częściowego topienia powoduje nagły wzrost ciśnienia i temperatury, a w konsekwencji powstanie prądów konwekcyjnych. W tym samym czasie magma maficzna ulega dyferencjacji na stop o składzie obojętnym (najczęściej tonalityowy) oraz maficzny kumulat. Na skutek silnego kontrastu termicznego stop obojętny ulega ochłodzeniu dając synintruzyjne ciała z drobnodziarnistymi strefami brzeżnymi, poddawane rozpadowi na plastyczne globule, rozpraszane następnie przez konwekcyjne strumienie magmowe. Na tym też etapie zachodzą procesy mieszania i miksacji, prowadzące do powstania magm hybrydalnych zarówno felzytowych, jak i maficznych. Zgodnie z opinią Castro (Castro 1990; Castro *et al.* 1990a, b) należy jednak rozgraniczyć dwa etapy hybrydyzacji: 1 – *mieszanie iniekcyjne*, zachodzące podczas intruzji magmy maficznej i synintruzyjnych dajek zasadowych, prowadzące do hybrydyzacji tych ciał przed osiągnięciem równowagi termicznej z otoczeniem oraz 2 – *mieszanie konwekcyjne*, zachodzące podczas ruchów

konwekcyjnych w zbiorniku po iniekcji magmy maficznej w jej bezpośrednim sąsiedztwie po osiągnięciu równowagi termicznej z otoczeniem. Pierwszy z wymienionych procesów prowadzi do modyfikacji składu magmy maficznej, gdy tymczasem drugi modyfikuje skład magmy felzytowej. Powstała w ten sposób magma hybrydalna może wznosić się w wyższe poziomy skorupy wzdłuż nieciągłości, dając początek homogenicznym, hybrydalnym granitoidom epizonalnym lub też może ulegać konsolidacji w głębi, w zbiorniku uprzedniej magmy felzytowej czy w strefie częściowego topienia. Granitoidy takie charakteryzują się obfitością MME, które zgodnie z opinią niektórych badaczy (m.in. Dorais *et al.* 1990; Linneman, Myers 1990) oraz podziałem wg Castro (1990) można zaliczyć do trzech typów:

1 – *enklawy typu HP*, czyli drobnoziarniste hornblendowo-plagioklazowe o zawartości hornblendy do 85%, wiązane z mechanizmem dyferencjacji iniekcji maficznej i reprezentujące kumulaty kryształów piroksenu (obecnie hornblendy) z interkumulusowym plagioklazem i niewielką ilością stopu rezydualnego. Niekiedy stanowią one enklawy wewnątrz *enklaw typu PT* (wspomniane wcześniej “enklawy podwójne”);

2 – *enklawy typu PT*, czyli drobnoziarniste porfirowate tonality o stosunku plagioklaz : hornblenda : biotyt rzędu 55:30:15. Są to globule dyferencjatu tonalitowego, odznaczające się obecnością drobnoziarnistych partii brzeźnych oraz ksenokryształów (megakryształów) plagioklaz, skalenia potasowego i kwarcu, wchłoniętych podczas hybrydyzacji;

3 – *enklawy typu TR*, stanowiące przejściowe stadia ewolucyjne między maficznymi kumatami *HP* i tonalitowymi globulami *PT*.

Na odrębne omówienie zasługuje alternatywny proces powstawania enklaw typu MME, wskutek rozpadu na globule synintruzyjnych dajek zasadowych i hybrydalnych. Obecność tego typu dajek oraz ich fragmentację opisali już Watters (1978) oraz Büsch i Otto (1980), zwracając uwagę na zatokowe kontakty z granitoidem otoczenia, miejscami wykazujące obecność “ochłodzonych brzegów”. Istotnym dowodem synplutonizacji tego typu dajek jest na przykład przecinanie przez nie kontaktów dwóch plutonów i nagłe gaśnięcie w obrębie młodszej intruzji; równie ważnym dowodem jest rozrywanie dajek w obrębie mobilnego otoczenia aż do powstania szeregu maficznych globul (Pitcher 1978, 1987; Cobbing 1987, 1990; Castro *et al.* 1990b). Jak wykazały obserwacje własne autora (Lorenc, Pérez 1987; Lorenc 1990, 1992) synintruzyjne dajki zasadowe mogą ulegać segmentacji – proces podobny do budinażu – w obrębie magmy hybrydalnej, tworząc w ten sposób szeregi MME, a w przypadku mobilności stopu bardziej felzytowej całość może znaleźć się w granicie jako “enklawy podwójne”.

Kontakty dajek z otoczeniem mogą być nierówne i skomplikowane przez lokalne protruzje w obręb otoczenia, przy czym wzajemne ząbkowanie się z granitoidem może prowadzić w skrajnych przypadkach do odrywania elipsoidalnych enklaw (Vernon 1984; Lorenc, Pérez 1987; Vernon *et al.* 1988; Lorenc 1990, 1992). W niektórych sytuacjach omawiane dajki mogą być obrzeżone dyfuzyjną strefą o charakterze hybrydalnym.

Wyróżnia się także dajki ze skorodowanymi fenokryształami co pozwala przypuszczać, że magma zasadowa mogła istnieć niezależnie od granitoidów lub tworzyła w ich obrębie oddzielne poziomy (Vernon 1984; Pitcher 1987). Znaczna większość dajek nie zawiera jednak wcale lub bardzo mało fenokryształów co może oznaczać, że podczas umiejscowienia były one w stanie płynnym lub prawie płynnym.

Synintruzyjne dajki zasadowe reprezentują przypuszczalnie ostatnie stadia wędrówki magmy maficznej, chociaż mogła być ona dostarczana do strefy granitoidowej przez cały czas tworzenia się batolitu. Należy też przypomnieć, że magma zasadowa pochodzenia płaszczowego intrudowała w dolną i środkową skorupę mając temperaturę około 1200°C, co dawało dramatyczne efekty termalne zważywszy, że skały środkowej skorupy mogą topić się w temperaturze 670 - 750°C, zależnie od ciśnienia i zawartości H₂O (Hyndman, Foster 1988). Proces ten jest zgodny z faktami dyskutowanymi w poprzednim rozdziale zakładając, że takie umiejscowienie magmy zasadowej w skorupie kontynentalnej powodowało jej wtórne topienie i powstanie głównej fazy granodiorytów i granitów (Hildreth 1981; Cobbing, Pitcher 1983).

Opierając się na wynikach własnych badań oraz spostrzeżeń Hyndmana i Fostera (*op. cit.*), można w sposób sumaryczny przedstawić zestaw bardzo charakterystycznych cech synintruzyjnych (synplutonicznych) dajek zasadowych i hybrydalnych:

— dajki przecinają granitoidy jako ciała tabularne, niektóre mają "ochłodzone brzegi", inne są wycieniane i pogrubiane po umiejscowieniu (ang. *necking* – por. Pitcher 1987; Lorenc 1990);

— niektóre dajki wykazują foliację, lineację i mylonityzację wywołaną ruchami granitu po ich umiejscowieniu;

— szeregi segmentowanych i rozdrabnianych dajek przecinają się w niezdeformowanych granitach;

— dajki bywają deformowane i fałdowane w obrębie niezdeformowanego granitu;

— niektóre dajki zmieniają się w ciągi MME i szliry w obrębie mobilnego granitu;

— materiał dajek jest podobny do materiału MME (okrągłych i nieregularnych) w otaczającym granitoidzie;

— dajki bywają przecinane przez ptygmatyczne żyły granitowe;

— niektóre dajki zawierają megakryształy skalenia potasowego takie jak w granitoidzie.

Z przedstawionego materiału, na który składają się wyniki badań autora oraz dane z bogatej literatury wynika, że interpretacja problemu obecności magmowych maficznych enklaw w granitoidach jest bardzo ważnym kluczem do odtworzenia natury magm granitoidowych, ich ewolucji i związku z magmami zasadowymi. W takim też ujęciu udział magm zasadowych wydaje się bardzo istotny w tworzeniu felzytowych plutonów i batolitów.

PODSUMOWANIE I WNIOSKI REGIONALNE

Na podstawie przedstawionych w poprzednich rozdziałach faktów oraz ich omówienia w świetle najnowszej literatury można spróbować ustosunkować się do ogólniejszej charakterystyki poszczególnych regionów, uwzględniając ich budowę geologiczną, rodzaje występujących skał i wszelkie pozostałe dane, pozwalające przypisać poszczególne plutony do odpowiednich reżimów tektonicznych.

Zgodnie z dotychczasowym układem niniejszego artykułu w rozdziale tym zostaną kolejno omówione: masyw strzeliński, kłodzko-złotostocki oraz plutony należące do Batolitu Systemu Centralnego (Półwysep Iberyjski).

Masyw strzeliński

Przedstawione wcześniej dane wskazują, że w obrębie masywu strzelińskiego mamy do czynienia z obecnością dwu magm różnego pochodzenia. W związku zaś z brakiem na diagramach geochemicznych zmian o charakterze liniowym oraz istnieniem nieciągłości w zawartości krzemionki w badanych skałach, charakter poszczególnych facji należałoby wiązać z możliwością istnienia procesów ograniczonego mieszania oraz częściowej hybrydyzacji.

Starając się przedstawić ewolucję magmową masywu strzelińskiego autor przyjmuje, że mamy w tym przypadku do czynienia z przykładem reakcji między magmą typu "I" częściowo kontaminowaną materiałem krystalnym z magmą pochodzenia anatektycznego, generowaną w górnych poziomach skorupy (typ "S").

Obecność w skałach pierwszej grupy maficznych magmowych enklaw (MME) o ostrych kontaktach, lokalnie wykazujących oznaki kontaktu termicznego ("ochłodzone brzegi", igielkowaty apatyt, poikilitowa hornblendy), miejscami wydłużonych zgodnie z teksturą fluidalną otoczenia, a także stref granitoidów o charakterze hybrydalnym wskazują, że między magmą kwaśną a zasadową zachodziły procesy mieszania (ang. *mingling*). Z drugiej zaś strony, obecność skał o charakterze pośrednim z oznakami wchłaniania skalenia potasowego z granitu,

miejscami wykazujących segregacje stref bardziej felzytowych i bardziej maficznych, podobnie jak obecność leukokratycznych obwódek wokół niektórych MME sugerują, że w czasie magmowej ewolucji procesy miksacji (ang. *mixing*) także odgrywały istotną rolę.

Wyniki analiz chemicznych wskazują, że zasięg zmian od granitu do diorytu nie jest efektem przemian jednej magmy z pewną ilością fazy restytowej. Oczywiście zachodziły tu do pewnego stopnia procesy mieszania i anateksis (generacja pewnej ilości kwaśnego stopu ze skał metamorficznych otoczenia intruzji), ale znacznie istotniejszą rolę odgrywała dynamika stopów. Rozprzestrzenienie maficznych enklaw o różnym składzie w obrębie granitoidów, a zwłaszcza obecność enklaw podwójnych, wskazują na wieloetapowy rozwój magmatyzmu (Lorenc 1984b; Achramowicz, Lorenc 1986; Lorenc, Saavedra w druku), przy czym poszczególne etapy były inicjowane przez kolejne iniekcje magmy zasadowej w obręb chłodniejszej magmy kwaśnej. Zjawiska te powodowały tworzenie się i mobilizację skontaminowanej magmy o składzie najpierw pośrednim, a następnie granitu, generowanej przy ciśnieniu 5 kb na głębokości około 17 km (Dziedzic 1989).

Alternatywna możliwość powstania MME na skutek rozpadu w plastycznym stanie synintruzyjnych dajek zasadowych pozostaje jedynie w sferze domniemań, ponieważ tego typu dajek na terenie masywu strzeleńskiego nie stwierdzono.

Grupa jasnych granitów dwułyżczykowych, stanowiących lokalne odmiany na terenie omawianego masywu, w których stwierdzono obecność kordierytu, syllimanitu i andaluzytu, reprezentuje skały pochodzenia anatektycznego. Klasycznym przykładem tego typu skał są granity okolic Białego Kościoła oraz bogate w nodule kordierytowo-pinitowe granity z Gębczyc, w których jedynymi enklawami są ksenolity skał osłony metamorficznej (Lorenc 1984a, 1987a, 1988a).

Jakkolwiek fragmentaryczne odsłonięcie skał magmowych masywu strzeleńskiego utrudnia przedstawienie definitywnych wniosków genetycznych, to jednak analiza próbek skalnych pochodzących z otworów wiertniczych rzuciła nowe światło na budowę geologiczną tego obszaru. Uzyskano bowiem potwierdzenie wcześniejszych przypuszczeń autora o istnieniu większej ilości skał obojętnych i zasadowych w głębszych partiach masywu (Lorenc 1981; Lorenc, Lewczuk 1981), a zbadane skały okazały się reprezentować zespół charakterystyczny dla intruzji stref kolizyjnych hercynidów Europy (Lorenc 1988a; Lorenc, Saavedra 1989, w druku). Wniosek taki znajduje zresztą potwierdzenie na odpowiednich diagramach geochemicznych i petrograficznych.

Masyw kłodzko-złotostocki

Intruzywny masyw kłodzko-złotostocki pod względem składu petrograficznego znacznie odbiega od pobliskich masywów przedgórze sudeckiego. Aby wykazać znaczną odmienną tej jednostki w porównaniu do typowych intruzji hercyńskich stref orogenicznych wystarczy nadmienić, że:

1. Petrograficzne zróżnicowanie skał masywu jest duże, z istotnym udziałem skał o chemizmie pośrednim i minimalną ilością granitów asocjacji aluminowej z normatywnym korundem. Dominują skały asocjacji cafermicznej o charakterze wyraźnie metaluminowym z normatywnym diopsydem, bogate w maficzne enklawy. Brak tu ponadto skał pochodzenia synkolizyjnego takich jak anatektyczne leukogranity i granity dwułuszczkowe.

2. Miejsca interpretowane przez Szpilę (1961) jako nagromadzenia enklaw stopniowo przechodzące w regularne żyły lamprofirowe można przedstawić w sposób odwrotny: może to być przykład powstawania MME na skutek stopniowego rozdrabniania synintruzyjnych dajek hybrydalnych. Zjawisko to, typowe dla plutonów o składzie gabro-dioryt-tonalit-granodioryt związanych z aktywnymi krawędziami płyt kontynentalnych (m.in. Pitcher 1987; Cobbing 1987, 1990; Lorenc 1990), nie było dotychczas stwierdzane w granitoidach hercyńskich stref orogenicznych typu kolizyjnego.

3. Obecność skał ultramaficznych (Wierzchołowski 1976), gabr i diorytów obok granodiorytów o różnym składzie pozostaje w zgodzie z obecnością znacznej ilości skał o charakterze hybrydalnym, wykazujących liczne oznaki mieszania i miksacji. Ponadto, skały te, uważane za pochodzące z górnego płaszczka i starsze od granitoidów (Bakun-Czubarow 1989), mogą być tym samym korelowane z typem "zasadowych prekursorów" (*sensu* Pitcher 1978, 1987).

4. Graficzna prezentacja wyników analiz chemicznych ukazuje, że skały masywu grupują się nie tylko w polu magm wapniowo-alkalicznych, ale częściowo także alkalicznych i toleitowych. Są to biotytowo-hornblendowe skały metaluminowe typu "T" i żadna z analizowanych próbek nie przekracza granicy peraluminowej w kierunku pół stabilności muskowitu i kordierytu, które to pola są charakterystyczne dla peraluminowych magm typu "S". Na diagramie R1-R2 punkty projekcyjne – skał omawianego masywu – grupują się w polu magm prekolizyjnych (reżimu subdukcyjnego) oraz częściowo w polu produktów frakcjonacji magm płaszczowych.

Reasumując zaprezentowane wcześniej obserwacje i ich interpretację według zaleceń najnowszej literatury można zauważyć, że intruzja kłodzko-złotostocka ma niewiele cech pozwalających zaliczyć ją do typowych intruzji hercyńskich stref orogenicznych. Warto w tym miej-

scu przypomnieć sugestię o związku omawianej intruzji z reżimem subdukcyjnym, wysuniętą na podstawie badań sekwencji osadowych Gór Bardzkich (Wajsprych 1986), zgodnie z którą intruzja kłodzko-złotostocka wchodziłaby w skład korzeniowego kompleksu skalnego łuku magmowego. Przy takim założeniu nabiera znaczenia zaliczenie skał masywu kłodzko-złotostockiego do typu "I", formujących plutony wzdłuż łuku Kłodzko-Niemcza-Sobótka, będącego śladem niekontynentalnej skorupy (Cwojdzński 1977; Pin *et al.* 1987).

W kontekście przedstawionych interpretacji należy również wspomnieć o wynikach wcześniejszych badań prowadzonych w centralnej części Masywu Czeskiego, gdzie wśród plutonów waryscyjskich również znajduje się analogie do magmatyzmu typu andyjskiego. Korelacje takie przedstawiła Palivcova (1984), rozważając istnienie strefy wczesnodewońskiej subdukcji w centrum tego masywu, co wyjaśniałoby koegzystencję głównej serii granodiorytowo-tonalitowej z hornblendowymi skałami zasadowymi jednocześnie przy dużej ilości enklaw typu MME. Właśnie seriom zasadowym przypisuje się istotną rolę w uruchomieniu głównej serii plutonu. Charakterystyczna jest ponadto obecność dajek zasadowych, wykształconych podobnie jak w batolitach andyjskich (Palivcova – *inf. ust.*) oraz pozycja gabr, z jednej strony przechodzących w ultramafity (piroksenity, hornblendyty), a z drugiej w dioryty i melagranitoidy. Tak więc jej zdaniem (*op. cit.*) Pluton Centralno-Czeski i jego zasadowe serie wykazują główne cechy charakterystyczne dla batolitów typu andyjskiego pomimo faktu, że występują one w obrębie europejskich hercynidów.

Do podobnych wniosków doszli także geolodzy austriaccy uważając, że granitoidy Moldanubikum Austrii noszą wiele cech batolitów orogenicznych brzegów kontynentów, często związanych z konwergentnym systemem płyt, włączając szeroki zasięg składu magm (56 - 75% SiO₂), wysoką zawartość Cr oraz niskie i średnie wartości ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr w granicach 0,705 - 0,708 (Liew *et al.* 1989). Podkreśla się także niewielki udział synorogenicznych granitów kordierytowych i postorogenicznych granitów dwuływczykowych asocjacji peraluminowej (Finger *et al.* 1989).

Batolit Systemu Centralnego Półwyspu Iberyjskiego

Zbiornicze zestawienie skał magmowych środkowej i zachodniej części Batolitu Systemu Centralnego z uwzględnieniem ich charakteru petrograficznego przedstawili Bea *et al.* (1987), wyróżniając pięć podstawowych grup:

— starsze skały zasadowe obejmujące kumulaty ultramaficzne, gabra kortlandytowe oraz skały obojętne i zasadowe asocjacji cafemicznej;

- granitoidy biotytowe wczesne asocjacji aluminowej, tendencji granodiorytowej;
- granitoidy biotytowe późne asocjacji aluminowej o średnim składzie adamelitu;
- porfirowate granity dwułyżczykowe silnie aluminowe;
- subautochtoniczne leukogranity silnie aluminowe.

Traktując przedstawiony wcześniej podział całego hercyńskiego batolitu (Füster, Villaseca 1987) jako aktualny i wiarygodny system klasyfikacyjny trzeba przyznać, że analizowane przez autora plutony hiszpańskie i portugalskie – ze szczególnym uwzględnieniem intruzji mieszanej okolic Puente del Congosto – dokładnie mieszczą się w ramach tego podziału. Zgodnie z ustaleniami przedstawionymi we wcześniejszych rozdziałach, w rejonie tym stwierdzono istnienie dwu serii skał granitoidowych:

1 – wapniowo-alkalicznych biotytowych i hornblendowo-biotytowych, bogatych w maficzne enklawy, będących wynikiem mieszania się magm o różnym składzie przy dużym udziale składników zasadowych i obojętnych w kontekście relacji płaszcz-skorupa;

2 – leukokratycznych granitoidów peraluminowych, muskowitowo-kordierytowych, bogatych w ksenolity skał osłony, a powstałych na skutek anateksis skał skorupy wywołanej wcześniejszymi intruzjami zasadowymi.

Pogląd taki, zasygnalizowany we wcześniejszych pracach autora (Lorenc 1987a; Lorenc, Saavedra 1985, 1989) zgodny jest z ustaleniami innych badaczy zajmujących się problemami Batolitu Systemu Centralnego (Capdevila, Floor 1970; Matte 1986; Rottura *et al.* 1989). Ewolucja magmowa tego obszaru rozwijała się wśród serii metaluminowych kafemicznych, dla których można przyjąć pochodzenie płaszczowe lub dolnoskorupowe oraz serii aluminowo-kafemicznych i aluminowych, praktycznie hybrydalnych, pochodzenia wyłącznie śródkorupowego. Magmatyzm ten przebiegał z ograniczonym nasileniem skorupowej anateksis związanej z paroksyzmem procesów kolizyjnych. Można również przyjąć, że mniej więcej jednocześnie zachodziło częściowe topienie w obszarach dolnej skorupy na skutek wzrostu gradientu geotermicznego (Fyfe 1987). Główna część tej wielkiej sekwencji magmowej to magmy aluminowo-kafemiczne, częściowo skontaminowane przez mechaniczną hybrydyzację magmami podścielającymi i aluminowymi z dużym udziałem materiału skorupowego, powstające przy ciśnieniach rzędu 5-6 kb na głębokości 17-20 km (Lorenc 1987a). Poza tym, zachodziły tu procesy czysto skorupowej anateksis, zasadniczo przyczyniające się do powstania dużej ilości plutonów bogatych w Al, charakterystycznych dla obszarów kolizyjnych z silnie pogrubioną skorupą (Pitcher 1987).

Na zakończenie warto przedstawić interesującą, choć na razie dyskusyjną sugestię (Ribeiro, Noronha 1990), zgodnie z którą granitoidy iberyjskiego pasa hercyńskiego są ściśle związane z jednoczesną subdukcją i kontynentalną kolizją, zachodzącą w strefie centralno-iberyjskiej wzdłuż reaktywowanych, wcześniej istniejących uskoków listrycznych. Sugestia ta zgodna jest poniekąd z wcześniejszą hipotezą Bromley'a (1975, 1976) który twierdził, że jeśli Półwysep Iberyjski przerotuje się do pozycji sprzed otwarcia Zatoki Biskajskiej, wówczas europejska strefa hercyńska uzyska przedłużenie w łuku biegnącym przez Bretanię i Hiszpanię do Portugalii. W takiej pozycji badacz ten (*op. cit.*) kusi się o rozciągnięcie strefy subdukcyjnej od rejonu Niemiec przez masyw Lizard do południowej Portugalii, chociaż nie jest jasne czy łuk Bretońsko-Iberyjski przedstawia pierwotne wygięcie strefy subdukcji czy też stanowi efekt późniejszych deformacji.

Przedstawiony wcześniej materiał dowodzi typowo kolizyjnego charakteru magmatyzmu, przynajmniej na badanym przez autora obszarze, ale mimo to trzeba przyznać, że część skał zasadowych i obojętnych na diagramie R1-R2 wypada w polu magm prekolizyjnych. Korelacja tego faktu z rekonstrukcją paleosubdukcji wymagałaby jednak odrębnego studium.

Nie można jednak w tym miejscu pominąć licznych prac Matte'a (m.in. Matte *et al.* 1990; Matte 1991), rozpatrujących istnienie w obrębie hercynidów Europy stref, w których miała miejsce oceaniczna subdukcja oraz subsekwentna kolizja kontynentalna (*n.b.* następstwo to bardzo przypomina sytuację panującą w rejonie andyjskim – por. Lorenc 1991, 1992). Przypuszczalne świadectwa tych procesów znajduje się na przebiegających przez Europę licznych szwach, zaznaczonych obecnością skał zasadowych i ultrazasadowych (ofiolity) oraz wysokociśnieniowych skał metamorficznych (eklogity). Szwy takie, których obecność stwierdzono m.in. na Półwyspie Iberyjskim, w Kornwalii, Bretanii, Masywie Centralnym Francji, na terenie Niemiec i Masywu Czeskiego, są śladami subdukcji oceanicznej skierowanej ku południowi. której wiek szacuje się w granicach 480 - 420 mln lat (Matte 1991). Warto w tym miejscu także wspomnieć o korelacji ofiolitów okolic Wrocławia (Pin *et al.* 1988) ze strefą, której początek zlokalizowany jest w masywie Lizard, co pozostaje w zgodzie z przedstawioną wcześniej koncepcją Bromley'a (1975, 1976).

W takim ujęciu, kolizja kontynentalna, będąca konsekwencją subdukcji, spowodowała spiętrzenie i pogrubienie skorupy, rozwój procesów anatektycznych oraz generację magm typu "S" w okresie 350 - 280 mln lat (Matte *op. cit.*). Najmłodsze z tych granitów, wykazujące domieszkę składnika płaszczowego były generowane w czasie podgrzania dolnej skorupy przez wznoszącą się głębokoogniskową magmę zasado-

wą. Są to więc granity typu mieszanego lub typu "T", odpowiadające wcześniej szczegółowo omówionym skałom z maficznymi enklawami (MME). Odnosząc się natomiast do stosowanej w tym opracowaniu klasyfikacji Pitchera (1983, 1987), granity te można identyfikować jako powstające podczas etapu wyniesienia i ekstensyjnego zapadania pogrubej skorupy, które to granity najliczniej występują w orogenezach typu kaledońskiego.

Zgodnie z opinią Smulikowskiego: *„...nie ulega wątpliwości, że granitoidy dyferencyacyjne są to ciała raczej drobne, satelitarne i, że nieprawdopodobieństwem jest wywodzić od gabr olbrzymich mas granitoidów tworzących batolity”* (Smulikowski 1958, s. 33). Z drugiej zaś strony *„...trudno jest utrzymać tezę ultrametamorficzną do produkcji granitu w ilościach batolitowych”* (Pitcher 1979, s. 643). Przychylając się do obu słusznych poglądów oraz biorąc pod uwagę przedstawiony w niniejszym opracowaniu materiał należy spodziewać się, że produkcja magm granitoidowych w wielkich ilościach wymaga złożonych procesów, w tym zlokalizowanego przetapiania dolnej skorupy na skutek doprowadzenia ciepła i magm pochodzących z podskorupowego źródła. Zakładając słuszność takiego modelu należy przyjąć, że w procesie genezy magm bierze udział zarówno skorupa, jak i strefa górnego płaszczka, przy czym w wielu przypadkach rodzaj skorupy podścielającej batolit odgrywa bardzo ważną rolę w jego jakościowym i ilościowym składzie petrograficznym. Przyjmując ewentualne zastrzeżenie, że sama hybrydyzacja zachodząca między magmami o skrajnie różnym składzie również nie może dać batolitowych ilości magm kwaśnych, prawdopodobna wydaje się sugestia, że w pewnych obszarach najbardziej kwaśne magmy mogą być produkowane przez frakcyjną krystalizację magm pośrednich, które same w sobie są pochodzenia hybrydalnego (Frost, Mahood 1987). W rozpatrywaniach natury ogólnej nie można jednak zbagatelizować możliwości istnienia wielu kombinacji udziału źródła płaszczowego i skorupowego w genezie granitoidów, dających szeroki zasięg sytuacji pośrednich, w których podobne układy materiału rejonów źródłowych mogą być mobilizowane przez różne procesy tektoniczne (Cobbing 1990).

Przedstawiając wyniki własnych badań w konfrontacji z dość obszerną literaturą, zamierzeniem autora nie było stawianie nowych hipotez czy też podejmowanie prób jakichkolwiek ostatecznych rozwiązań, lecz zwrócenie uwagi na fakt, że skomplikowane procesy formowania się magm granitoidowych są wciąż żywo dyskutowane i coraz więcej badaczy zwraca uwagę na niebagatelną rolę w tych procesach udziału magm zasadowych.

Podziękowania

Materiał badawczy, stanowiący podstawę do opracowania niniejszego artykułu, został zebrany przez autora na terenie masywu strzelińskiego w latach 1975-1985 w ramach problemu międzyresortowego I-16, na terenie masywu kłodzko-złotostockiego w latach 1986-1990 w ramach CPBP 03.04 oraz na terenie Półwyspu Iberyjskiego podczas kilkakrotnych pobytów w latach 1979, 1980, 1983/1984, 1990 i 1991 zarówno prywatnych, jak i w ramach porozumienia między Polską Akademią Nauk a Consejo Superior de Investigaciones Cientificas.

Autor pragnie w tym miejscu podziękować Prof. W. S. Pitcherowi (University of Liverpool, Anglia), Prof. A. J. R. White'owi (La Trobe University of Melbourne, Australia) oraz Dr. W. E. Stephensowi (University of St. Andrews, Szkocja) za krytyczne uwagi i cenne dyskusje prowadzone podczas przygotowywania tego artykułu. Autor dziękuje także Dr. J. Saavedra za owocną współpracę, dyskusje i pomoc w umożliwieniu przeprowadzenia badań porównawczych na terenie Hiszpanii i Portugalii. Słowa podziękowania składa również Prof. dr hab. M. Borkowskiej, Doc. dr H. Dziedzicowej i Prof. dr. hab. J. Burchartowi za dyskusje i cenne, krytyczne uwagi podczas redagowania ostatecznej wersji manuskryptu.

LITERATURA

- ACHRAMOWICZ S., LORENC M. W., 1986. Przypuszczalny związek przebiegu intruzji magmy mieszanej z rozwojem struktur nieciągłych w skałach metamorficznych masywu strzelińskiego. (Dolny Śląsk). *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 56, 73 – 108.
- ALDAYA F., ARRIBAS A., GONZALEZ-LODERIO F., MARTINEZ-CATALAN J. R., MARTINEZ-GARCIA E., 1973. Presencia de una nueva fase de deformación probablemente prehercynica en el noroeste y centro de la Peninsula Iberica (Galicia Central, Zamora y Salamanca). *Stv. Geol.*, 6, 28 – 48.
- ALLEGRE C. J., MINSTER J. F., 1978. Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 38, 1 – 25.
- ALVARADO M., 1980. Introducción a la geología general de Espana. *Bol. Geol. Miner.*, 91, 1 – 65.
- BABIN-VICH R. B., 1974. Materiales metamórficos y plutónicos presentes en la region de Piedrahita-Barco de Avila-Bejar. *Stv. Geol.*, 7, 41 – 61.
- BABIN-VICH R. B., 1978. Caracteres generales de la tectónica tardihercynica de fracturación en la Sierra de Gredos (region Bejar - Piedrahita). *Bol. Geol. Miner.*, 89, 545 – 549.
- BABIN-VICH R. B., 1979. Estudio structural de los principales afloramientos cuarcíticos del area Guijuelo-Bejar-Piedrahita (Provincias de Salamanca-Avila). *Est. Geol.*, 35, 213 – 218.
- BAKUN-CZUBAROW N., 1989. Ultramafic rocks in the eastern part of the Polish Western Sudetes. MCASSC Meeting Guidebook Exc. in Poland, 223 – 237.
- BALLHAUS C. G., GLIKSON A. Y., 1989. Magma mixing and intraplutonic quenching in the Wingellina Hills Intrusion, Giles Complex, Central Australia. *Jour. Petrol.*, 30, 1443 – 1469.
- BARBARIN B., 1988. Field evidence for successive mixing and mingling between the Piolard diorite and Saint-Julien-La Vetre monzogranite (Nord Forez, Massif Central, France). *Canad. Jour. Earth Sci.*, 25, 49 – 59.
- BARBARIN B., 1989. Melange de magmas et origine de la zonation normale des plutons granitiques cretaces du batholite de la Sierra Nevada, Californie. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309, 1563 – 1569.

- BARBARIN B., 1990. Plagioclase phenocrysts in mafic magmatic enclaves in some granitoids of the Sierra Nevada Batholith, California. *Jour. Geophys. Res.*, 95, B11, 17747 – 17756.
- BARRIERE M., 1977. Le complexe de Ploumanac'h (Massif Armoricaïn). Thesis, Brest, 291 pp.
- BATCHELOR R. A., BOWDEN P., 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks using multicationic parametres. *Chem. Geol.*, 48, 43 – 55.
- BEA F., MALDONADO C., 1981. El granitoide de nódulos del area Puente del Congosto-Barco de Ávila-Candelario (España). Su geología, geoquímica y petrogenesis. *Bol. Geol. Soc., Portugal*, 22, 77 – 87.
- BEA F., SÁNCHEZ GONZÁLEZ de HERRERO J. G., SERRANO PINTO M., 1987. Una compilación geoquímica (elementos mayores) para los granitoides del Macizo Hesperico. In: Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hesperico. F. Bea, A. Carnicero, J. P. Gonzalo, M. Lopez-Plaza, M. D. Rodriguez Alonso (eds.), Editorial Rueda, Madrid, 87 – 193.
- BEDARD J., 1990. Enclaves from the A-type granite of the Megantic Complex, White Mountain magma series: clues to granite magma genesis. *Jour. Geophys. Res.*, 95, B11, 17797 – 17819.
- BEDERKE E., 1922. Die Intrusivmasse von Glatz-Reichenstein. *Abh. Preuss. Geol. L. A., N. F.*, 89, Bd. I.
- BEDERKE E., 1927. Die tektonische und magmatische Stellung der schlesischen "Syenite". *Fortschr. Miner. Krist. Petr.*, Bd. 12, 11 – 12.
- BEDERKE E., 1935. Verbreitung und gliederung des Devons in den Ostsudeten. *Ztrbl. Miner. Geol. Pal. L. A.*, 33 – 40.
- BEDERKE E., 1936. Das Grundgebirge der Grafschaft Glatz. *Jb. Schles. Ges. f. V. K.*
- BENDER J.F., HANSON G. N., BENICE A. E., 1982. The Cortland Complex: evidence for large-scale liquid immiscibility involving granodiorite and diorite magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 58, 330 – 344.
- BEREŠ B., 1969. Petrografia granitu Strzelina i okolicy. *Arch. Miner.*, 28, 5 – 105.
- BEYRICH E., ROSE G., ROTH J., RUNGE W., 1867. Geologische Karte von den Niederschlesischen Gebirge (mit erlauterungen von J. Roth). Berlin.
- BLAKE D. H., ELEWELL R. W. D., GIBSON I. L., SKELHORN R. R., WALKER G. P. L., 1965. Some relationship resulting from the intimate association of acid and basic magmas. *Q. Jour. Geol. Soc. Lond.*, 121, 31 – 41.
- BORKOWSKA M., 1956. Granit ze Strzelina i towarzyszące mu skały krystaliczne. *Arch. Miner.*, 19, 17 – 35.
- BORKOWSKA M., 1959. Granitoidy kudowskie na tle petrografii głównych typów kwaśnych intruzji Sudetów i ich przedpola. *Arch. Miner.*, 21, 229 – 382.
- BORKOWSKA M., 1972. Feldspars of some variscan granitoids of Eastern Lower Silesia and their crystallization conditions. *Bull. Acad. Polon. Sci., Ser. Sci. Geol. Geogr.*, 20, 175 – 186.
- BORKOWSKA M., 1973. Variscan granitoids of the Sudetes and of their foreland. Przew. do XV Zjazdu AZOPRO, Warszawa, 29 – 44.
- BOURNE J., DANIS D., 1987. A proposal model for the formation of reversely zoned plutons based on a study of the Lacorne Complex, Superior Province, Quebec. *Canad. Jour. Earth Sci.*, 24, 2506 – 2520.
- BOWDEN P., BATCHELOR R. A., CHAPPELL B. W., DIDIER J., LAMEYRE J., 1984. Petrological, geochemical and source criteria for classification of granitic rocks: a discussion. *Phys. Earth Planet. Int.*, 35, 1 – 11.
- BROMLEY A. V., 1975. Tin mineralization of Western Europe: is it related to crustal subduction? *Trans. / Sect. B, Inst. Mining Metal.*, 84, 28 – 30.
- BROMLEY A. V., 1976. Granites in mobile belts - the tectonic setting of the Cornubian Batholith. *Camborne School of Mines Journ.*, 1976.

- BUSCH W., OTTO J., 1980. Endegenetic inclusions in granitoids of the Black Forest, Germany. *N. Jb. Miner. Mh.*, 6, 269 – 282.
- CAMPBELL J. H., TURNER J. S., 1987. A laboratory investigation of assimilation at the top of the basaltic magma chamber. *Jour. Geol.*, 95, 155 – 172.
- CANTAGREL J. M., DIDIER J., GOURGAUD A., 1984. Magma mixing: origin of intermediate rocks and the “enclaves” from volcanism to plutonism. *Phys. Earth Planet. Int.*, 35, 63 – 76.
- CAPDEVILA R., FLOOR P., 1970. Les diferentes types de granite hercyniens et leur distribution dans le Nord-Ouest de l’Espagne. *Bol. Geol. Miner.*, 81, 215 – 228.
- CASTRO A., 1985. The Central Extremadura Batholith: geotectonic implications (European Hercynian Belt). An outline. *Tectonophysics*, 120, 57 – 68.
- CASTRO A., 1990. Microgranular enclaves of the Quintana granodiorite (Los Pedroches Batholith). Petrogenetic significance. *Rev. Soc. Geol. Espana.*, 3, 7 – 21.
- CASTRO A., de La ROSA J. D., STEPHENS W. E., 1990a: Magma mixing in the subvolcanic environment: petrology of the Gerena interaction zone near Seville, Spain. *Contrib. Miner. Petrol.*, 105, 9 – 26.
- CASTRO A., MORENO-VENTAS J., De La ROSA J. D., 1990b. Microgranular enclaves as indicators of hybridization processes in granitoid rocks, Hercynian belt. *Geol. Jour.*, 25, 391 – 404.
- CHAPPELL B. W., STEPHENS W. E., 1988. Origin of intracrustal (I-type) granite magmas. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 79, 71 – 86.
- CHAPPELL B. W., WHITE A. J. R., 1974. Two contrasting granite types. *Pac. Geol.*, 8, 173 – 174.
- CHRISTIANSEN E. H., VENCHIARUTTI D. A., 1990. Magmatic inclusions in rhyolites of the Spor Mountain Formation, Western Utah: limitation of compositional inferences from inclusions in granitic rocks. *Jour. Geophys. Res.*, 95, B11, 17717 – 17728.
- CLEMENS D. J., 1984. Water contents of silicic to intermediate magmas. *Lithos*, 17, 273 – 287.
- CLEMENS J. D., WALL V. J., 1981. Origin and crystallization of some peraluminous (S-type) granitic magmas. *Canad. Miner.*, 19, 111 – 131.
- CLOOS H., 1922. Die Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze. Verlag v. Gebruder Borntraeger. Berlin. 107 pp.
- COBBING E. J., 1987. A comparison of the Andean Batholith in Peru with granites from the southeastern Asian tin belt. *Proc. Ussher Soc.*, 6, 423 – 430.
- COBBING E. J., 1990. A comparison of granites and their tectonic settings from the South American Andes and the Southeastern Asian tin belt. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 241, 193 – 204.
- COBBING E. J., PITCHER W. S., 1983. Andean plutonism in Peru and its relationship to volcanism and metallogenesis at a segmented plate edge. In: Circum-Pacific Plutonic Terranes. J. A. Roddic (ed.). *Geol. Soc. Am. Mem.*, 159, 277 – 291.
- COCHERIE A., ROSSI P., Le BEL L., 1984. The Variscan calc-alkaline plutonism of western Corsica: mineralogy and mayor and trace element geochemistry. *Phys. Earth Planet. Int.*, 35, 145 – 178.
- COOK N. D. J., 1988. Diorites and associated rocks in the Anglem Complex at The Neck, northeastern Stewart Island, New Zealand: an example of magma mingling. *Lithos*, 21, 247 – 262.
- CORRETGE-CASTAÑÓN L. G., 1969. Las diferenciaciones aplíticas cupuliformes de la tonalita de Zarza la Mayor-Ceclavín (Caceres) y su interpretación petrogenética. *Acta Geol. Hisp.*, 4, 119 – 123.
- CWOJDZIŃSKI S., 1974. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów, 1:25000, ark. Złoty Stok.

- CWOJDZIŃSKI S., 1977. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów, 1:25000, ark. Trzebiezowice.
- CWOJDZIŃSKI S., 1977a. Główne etapy ewolucji tektogenu waryscyjskiego Polski w świetle tektoniki płyt. *Przegl. Geol.*, 11.
- CWOJDZIŃSKI S., 1978. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów, 1:25000, ark. Krosnowice.
- DEBON F., 1980. Genesis of three concentrically-zoned granitoid plutons of Canterets-Panticosa (French and Spanish Western Pyrenees). *Geol. Rundschau*, 69, 107 – 130.
- DEBON F., Le FORT P., 1983. A chemical mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 73, 135 – 149.
- DIDIER J., 1973. Granites and their enclaves. *Developments in Petrology*, vol. 3, Elsevier, Amsterdam, 393 pp.
- DIDIER J., 1987. Contribution to enclave studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas. *Geol. Rundschau*, 76, 41 – 50.
- DIEDIER J., DUPRAZ J., 1985. Magmatic and metasomatic cordierites in the Velay granitic massif (French Massif Central). In: The crust - the significance of granites-gneisses in the lithosphere. Teophrastus Publ. S.A., Athens, 35 – 77.
- DIDIER J., DUTHOU J., LAMEYRE J., 1982. Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. *Journ. Volc. Geoth. Res.*, 14, 125 – 132.
- DIEZ-BALDA M. A. 1981. La estructura hercínica entre Salamanca y Sequeros (zona centro-iberica). La superposición de fases y su influencia en la fabrica de las rocas. *Cuad. Geol. Iber.*, 7, 519 – 534.
- DODGE F. C. W., KISTLER R. W., 1990. Some additional observations on inclusions in the granitic rocks of the Sierra Nevada. *Jour. Geophys. Res.*, 95, B11, 17841 – 17848.
- DON J., 1964. Góry Złote i Krowiarki jako elementy składowe metamorfiku Śnieżnika. *Geol. Sudetica*, 1, 79 – 118.
- DORAIS M. J., WHITNEY J. A., RODEN M. F., 1990. Origin of mafic enclaves in the Dinkey Creek Pluton, Central Sierra Nevada Batholith, California. *Jour. Petrol.*, 31, 853 – 881.
- DZIEDZIC K., 1989. The Paleozoic of the Silesia region, SW Poland. A geodynamic model. *Z. Geol. Wiss.*, 17, 541 – 551.
- EBERZ G. W., NICHOLLS I. A., 1988. Microgranitoid enclaves from the Swifts Creek Pluton, SE-Australia: textural and physical constraints of the nature of magma mingling processes in the plutonic environment. *Geol. Rundschau*, 77, 713 – 736.
- EBERZ G. W., NICHOLLS I. A., 1990. Chemical modification of enclave magma by postemplacement crystal fractionation, diffusion and metasomatism. *Contrib. Miner. Petrol.*, 104, 47 – 55.
- EBERZ G. W., NICHOLLS I. A., MORAS R., MCCULLOCH M. T., WITHFORD D. J., (w druku). The Nd and Sr isotopic composition of I-type microgranitoid enclaves and their host rocks from the Swifts Creek Pluton, SE-Australia. *Chem. Geol.*
- ELLISTON J. N., 1984. Orbicules: an indication of the crystallization of hydrosilicates, I. *Earth Sci. Rev.*, 20, 265 – 344.
- ELLISTON J. N., 1985. Rapakivi texture: an indication of the crystallization of hydrosilicates, II. *Earth Sci. Rev.*, 22, 1 – 92.
- EMERLE-TUBIELOWICZ H., 1979. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów, 1:25000, ark. Kłodzko.
- FEREIRA N., IGLESIAS M., NORONHA F., PEREIRA E., RIBEIRO A., RIBEIRO M. L., 1987. Granitoides de zona centro Iberica e su enquadramento geodinamico.

- In: Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hesperico.* F. Bea, A. Carnicero, J. P. Gonzalo, M. Lopez-Plaza, M. D. Rodriguez Alonso (eds.), Editorial Rueda, Madrid, 37 – 51.
- FERSCHTATER G. B., BORODINA N. S., 1977. Petrology of autoliths in granitic rocks. *Internat. Geol. Rev.*, 19, 458 – 467.
- FINCKH L., MEISTER E., FISCHER G., BEDERKE E., 1942. Erläuterungennzu den Blättern Glatz, Königshain, Reichenstein und Landeck. Geologische Karte 1:25000, *Preuss. Geol. L. A.*
- FINGER F., FRASL G., 1990. Pre-, syn-, and post-orogenic granitoids in the Austrian sector of the Variscan orogen. Abstract vol. IGCP 233, Conference at Gottingen.
- FINGER F., FRASL G., HOCK V. STEYRER H. P., 1989. The granitoids of the Moravian Zone of northeast Austria: products of Cadomian active continental margin? *Precamb. Res.*, 45, 235 – 245.
- FINGER F., FRASL G., STEYRER H. P., Von QUADT A., 1990. I-type granitoids as indicators of a late Paleozoic convergent ocean/continent margin along the southeastern flank of the Central European Variscan orogen. TSK III (Graz 1990), Abstracts.
- FROST T. P., MAHOOD G. A., 1987. Field, chemical and physical constraints on mafic-felsic magma interaction in the Lamarck granodiorite, Sierra Nevada, California. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 99, 272 – 291.
- FURMAN T., SPERA F. J., 1985. Co-mingling of acid and basic magmas with implications for the origin of mafic I-type xenoliths. Field and petrochemical relations of an unusual dike complex at Eagle Lake, Sequoia National Park, California, USA. *Jour. Volc. Geoth. Res.*, 24, 151 – 178.
- FUSTER J. M., VILLASECA C., 1987. El complejo plutónico-tardihercínico del Sistema Central Español. *In: Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hesperico.* F. Bea, A. Carnicero, J. P. Gonzalo, M. Lopez-Plaza, M. D. Rodriguez Alonso (eds.), Editorial Rueda, Madrid, 27 – 35.
- FYFE W. S., 1987. Granites and thermal structures in the lithosphere. *Geol. Rundschau*, 76, 15 – 22.
- GARCIA de FIGUEROLA L. C., FRANCO P., 1975. Las formaciones infraordovicicas y el borde de los granodioritas el este de Guijuelo (Salamanca). *Est. Geol.*, 31, 484 – 500.
- GARCIA de FIGUEROLA L. C., CORRETGE L. G., SUAREZ O., 1971. Estudio petrológico de la formacion plutónica de Zarza la Mayor (Provincia de Caceres). *Bol. Geol. Miner.*, 82, 217 – 233.
- GARCIA de FIGUEROLA L. C., FRANCO GONZALEZ P., CASTRO DORADO A., 1983. Características petrológicas del complejo laminar pegmatiode ("Serie de Alamo") de las provincias de Salamanca y Avila. *Stv. Geol. Sal.*, 19, 33 – 77.
- GARCIA de FIGUEROLA L. C., UGIDOS J. M., BEA F., CARNICERO A., FRANCO P., LOPEZ-PLAZA M., 1980. Plutonism of Central Western Spain. A preliminary note. *Est. Geol.*, 36, 339 – 348.
- GERINGER G. J., De BRUIYN H., SCHOCH A. E., BOTHA B. J. V., Van der WESTHUIZEN W. A., 1987. The geochemistry and petrogenetic relationships of two granites and their inclusions in the Keimoes Suite of the Namaqua mobile belt, South Africa. *Precamb. Res.*, 36, 143 – 162.
- HALLIDAY A. N., STEPHENS W. E., HARMON R. S., 1980. Rb-Sr and O isotopic relationships in 3 zoned Caledonian granitic plutons, Southern Uplands, Scotland: evidence for varied sources and hybridization of magmas. *Jour. Geol. Soc. Lond.*, 137, 329 – 348.
- HANSON R. E., SALEEBY J. B., SCHWEICKERT R. A., 1988: Composite Devonian island-arc batholith in the northern Sierra Nevada, California. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 100, 446 – 457.

- HARKER A., 1900: Igneous rock series and mixed igneous rocks. *Jour. Geol.*, 8, 359 – 399.
- HARRIS N. B. W., PEARCE J. A., TINDLE A. G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Collision Tectonics. M. P. Coward, A. C. Reis (eds.). *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 19, 67 – 81.
- HIBBARD M. J., 1981. The magma mixing origin of mantled feldspars. *Contrib. Miner. Petrol.*, 76, 158 – 170.
- HILDRETH W., 1981. Gradients in silicic magma chambers: implications for lithospheric magmatism. *Jour. Geophys. Res.*, 86, 10153 – 10192.
- HOLDEN P., HALLIDAY A. N., STEPHENS W. E., 1987. Neodymium and strontium isotope content of microdiorite enclaves points to mantle input to granitoid production. *Nature*, 330, 53 – 66.
- HOLLAND T. H., 1900. The charnockite series, a group of Archean hypersthenic rocks in Peninsular India. *Geol. Surv. India Mem.*, 28, 215 – 218.
- HUGHES C. J., 1982. Igneous Petrology. *Developments in Petrology*, vol. 7, Elsevier, Amsterdam, 551 pp.
- HYNDMAN D. W., FOSTER D. A., 1988. The role of tonalites and mafic dykes in generation of the Idaho Batholith. *Jour. Geol.*, 96, 31 – 46.
- IGME, 1966. Mapa geológica de la Peninsula Iberica, Baleares y Canarias, 1:1000000. Inst. Geol. Min. España. Madrid.
- IRVINE T. N., BARAGAR W. R. A., 1971. A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. Jour. Earth Sci.*, 8, 523 – 548.
- JUSKOWIAK O., 1959. Niektóre minerały i zjawiska kontaktowe z Podzamka koło Kłodzka. *Kwart. Geol.*, 3, 235 – 262.
- LACROIX A., 1893. Les enclaves volcaniques. Protat. Macon. 770 pp.
- LAMEYRE J., BOWDEN P., 1982. Plutonic rocks types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Jour. Volcan. Geoth. Res.*, 14, 169 – 186.
- LIEW T. C., FINGER F., HOCK V., 1989. The Moldanubian granitoid plutons of Austria: chemical and isotopic studies bearing on their environmental setting. *Chem. Geol.*, 76, 41 – 55.
- LINNEMAN S. R., MYERS J. D., 1990. Magmatic inclusions in the Holocene rhyolites of Newberry Volcano, Central Oregon. *Jour. Geophys. Res.*, 95, B11, 17677 – 17691.
- LORENC M. W., 1981. Petrogeneza enklaw w masywie granitoidowym Strzelina. Praca doktorska, niepublikowana. Archiwum ING PAN, Warszawa, 168 pp.
- LORENC M. W., 1984a. Petrogeneza ksenolitów w granitoidach strzelińskich. *Geol. Sudetica*, 18, 133 – 163.
- LORENC M. W., 1984b. Enklawy homeogeniczne (autolity) jako wskaźnik magmowego pochodzenia granitoidów strzelińskich. *Geol. Sudetica*, 19, 75 – 95.
- LORENC M. W., 1987a. Kordieryt w granitoidach hercyńskich masywów Systemu Centralnego (Estremadura, Hiszpania) i strzelińskiego (Dolny Śląsk) - wstępne studium porównawcze. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 57, 89 – 106.
- LORENC M. W., 1987b. Struktury koliste wokół hercyńskich masywów granitoidowych (Strzelin, Kłodzko-Złoty Stok, Żulowa) - interpretacja zdjęcia satelitarnego Landsat. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 57, 107 – 124.
- LORENC M. W., 1988a. Granitoidy Wzgórz Strzelińskich. In: Budowa, rozwój i surowce skalne krystaliniku strzelińskiego. Mat. Sesji Nauk., Wyd. Uniw. Wrocław. 22 – 27.
- LORENC M. W., 1988b. Wstępne badania geologiczne północnej części Gór Paiman (Argentyna). *Wszechświat*, 89, 274 – 278.
- LORENC M. W., 1990. Magmatic mafic enclaves (MME) in granitoids of northern Sierra de Paiman (Argentina). *Geol. Jour.*, 25, 405 – 412.

- LORENC M. W., 1991. Uwagi o genezie intruzji kłodzko-złotostockiej (studium porównawcze na bazie enklaw). *Arch. Miner.*, 47, 79 – 98
- LORENC M. W., 1992. Petrologiczne studium skał intruzyjnych północnej części Sierra de Paimán (NW Argentyna). *Arch. Miner.*, 47, 69 – 93.
- LORENC M. W., LEWCZUK L., 1981. On the occurrence of quartz diorites in the northern part of the Strzelin granitoid massif, Lower Silesia. *Bull. Acad. Polon. Sci., Ser. Sci. Terre*, 29, 199 – 209.
- LORENC M. W., PEREZ W. A., 1987. Las rocas igneas del extremo nortende la Sierra de Paiman, Provincia de La Rioja, Argentina. *Actas X Congr. Geol. Arg.* 4, 111 – 114.
- LORENC M. W., SAAVEDRA J., 1985. Estudio geológico del plutonismo ácido-básico y su entorno metamórfico en el area de Guijuelo-Bercimuelle (SE de Salamanca). *Bol. Geol. Min.*, 96, 62 – 73.
- LORENC M. W., SAAVEDRA J., 1988. Uwagi o budowie geologicznej brzeżnej strefy granitoidów okolic Guijuelo - Puente del Congosto (prowincje Avila i Salamanca, Hiszpania). *Acta Univ. Wratislaviensis, Prace Geol.-Miner.*, 12, 57 – 79.
- LORENC M. W., SAAVEDRA J., 1989. Comparison of granite enclaves from the Iberian Peninsula with the autoliths of some Hercynian granitoids of SW Poland. *Krystalinikum*, 20, 85 – 101.
- LORENC M. W., SAAVEDRA J., 1991a. Interaction between granitoid and gabbroic magmas at vicinity of Puente del Congosto. *Actas XI Reun. Geol. Oeste Penins.*, 11 – 12 de Marzo, Huelva, p. 31 (Abstracts).
- LORENC M. W., SAAVEDRA J., 1991b. Comparative study of felsic-mafic magma interaction in two extremal points from the European Hercynian chain (Sudetic Foreland, Poland - Centroiberian Zone, Spain). *Proc. 7th Congr. Assoc. Europ. Geol. Soc.*, 10 – 12 September, Paris, (Abstracts).
- LORENC M. W., SAAVEDRA J., (w druku). Relationships between intermediate and acid rocks in the Strzelin granitoid massif (Lower Silesia, Poland). *Geol. Rundschau*.
- MATTE P., 1986. La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques, modèle d'évolution et position des grandes blocs continentaux au Permo-Carbonifère. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 8, 9 – 24.
- MATTE P., 1991. Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. *Tectonophysics*, 196, 309 – 337.
- MATTE P., MALUSKI H., RAJLICH P., FRANKE W., 1990. Terrane boundaries in the Bohemian Massif: result of large-scale Variscan shearing. *Tectonophysics*, 177, 151 – 170.
- METZGER K., ALTHERR R., ORKUSH M., HENJE-KUNST F., KREUZER H., 1985. Genesis of acid/basic rock association: a case study of the Kallithea intrusive complex, Samos, Greece. *Contrib. Miner. Petrol.*, 90, 353 – 366.
- MEYERS I. S., 1975. Calderon subsidence and fluidization: mechanism of intrusion of the Coastal Batholith of Peru into its own volcanic ejecta. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 86, 1209 – 1220.
- MORAWSKI T., 1973. Granity masywu Strzelin - Zulowa. *Kwart. Geol.*, 17, 924 – 925.
- NAREBSKI W., 1990. Petrotectonic affinities of a Lower Silesian metabasites and the problem of origin of Paleozoic Sudetic ophiolites. Abstract, vol. IGCP 233, Conference at Göttingen.
- NOCKOLDS S. R., 1954. Average chemical composition of some igneous rocks. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 65.
- OBERC J., 1957. Region Gór Bardzkich (Sudety). Przewodnik dla geologów. Wydawnictwa Geologiczne. Warszawa, 283 pp.
- OBERC J., 1966. Geologia Krystaliniku Wzgórz Strzelińskich. *Stud. Geol. Polon.*, 20, 9 – 163.

- OBERC J., 1972. Budowa Geologiczna Polski, t. 4, Tektonika, cz. 2, Wydawnictwa Geologiczne. Warszawa, 307 pp.
- OBERC J., 1988. Mapa geologiczna Krystaliniku Wzgórz Strzebińskich. In: Budowa, rozwój i surowce skalne krystaliniku strzebińskiego. Mat. Sesji Nauk., Wyd. Univ. Wrocław., (annex).
- PALIVCOVA M., 1984. Basic series of an "Andinotype Batholithic Association" in the Variscan Bohemian Pluton. *Geol. Zbor.-Geol. Carpath.*, 35, 39 – 60.
- PAOLO de D. J., 1981. A neodymium and strontium isotope study of ancal-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *Jour. Geophys. Res.*, 86, 10470 – 10488.
- PASZKOWSKI M., NAREBSKI W., WAJSZYCH B., 1990. Paleozoic evolution of terrane-basin system of Lugosudeticum. Abstract, vol. IGCP 233, Conference at Gottingen.
- PEACOCK M. A., 1931. Classification of igneous rock series. *Jour. Geol.*, 39, 65 – 67.
- PEARCE J. A., HARRIS N. B. W., TINDLE A. G., 1984. Trace element discrimination for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal. Petrol.*, 25, 956 – 983.
- PETRO W. L., VOGEL T. A., WILBAND J. T., 1979. Major element chemistry of plutonic rock suites from compressional and extensional plate boundaries. *Chem. Geol.*, 26, 217 – 235.
- PHILLIPS G. N., WALL V. J., CLEMENS J. D., 1981. Petrology of the Strathbogie Batholith: a cordierite-bearing granite. *Canad. Miner.*, 19, 47 – 63.
- PIN Ch., MIERZEJOWSKI M. P., DUTHOU J. L., 1987. Wiek izochronowy Rb/Sr granitu karkonoskiego w kamieniołomie Szklarska Poręba Huta oraz stosunku inicjalnego $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ w tym granicie. *Przegl. Geol.*, 10, 512 – 517.
- PIN Ch., MAJEROWICZ A., WOJCIECHOWSKA I., 1988. Upper Paleozoic oceanic crust in the Polish Sudetes: Nd-Sr isotope and trace element evidence. *Lithos*, 21, 195 – 209.
- PIN Ch., BINON M., BELIN J. M., BARBARIN B., CLEMENS J. D., 1990. Origin of microgranular enclaves in granitoids: equivocal Sr-Nd evidence from Hercynian rocks in the Massif Central (France). *Jour. Geophys. Res.*, 95, B11, 17821 – 17828.
- PITCHER W. S., 1978. The anatomy of batholith. *Jour. Geol. Soc. Lond.*, 135, 157 – 182.
- PITCHER W. S., 1979. The nature, ascent and emplacement of granite magmas. *Jour. Geol. Soc. Lond.*, 136, 627 – 662.
- PITCHER W. S., 1983. Granite type and tectonic environment. In: Mountain Building Processes. K. Hsu (ed.), Academic Press, 19 – 40.
- PITCHER W. S., 1987. Granites and yet more granites forty years on. *Geol. Rundschau*, 76, 51 – 79.
- POLI G., GHEZZO C., CONTICELLI S., 1989. Geochemistry of granitic rocks from the Hercynian Sardinia-Corsica batholith: implications for magma genesis. *Lithos*, 23, 247 – 266.
- PRICE R. C., SINTON J. M., 1978. Geochemical variations in a suite of granitoids and gabbros from Southland, New Zealand. *Contrib. Miner. Petrol.*, 67, 267 – 278.
- REID J. B., EVANS O. C., FATES D. G., 1983. Magma mixing in granitic rocks of the Central Sierra Nevada, California. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 66, 243 – 261.
- RIBEIRO M. L., NORONHA F., 1990. Western Iberian granites and their emplacement. Internat. Symp. "Granite", 6 – 7 January, Liverpool, Abstracts, p. 37.
- ROBB L. J., 1983. Trace element trends in granites and the distinction between partial melting and crystal fractionation processes: case studies from two granites in Southern Africa. In: The significance of trace elements in solving petro-

- genetic problems and controversies. S. S. Augustithis (ed.), Teophrastus Publ. S.A. Athens. 279 – 294.
- ROCHE H. de La, LETTERIER J., GRANDCLAUDE P., MARCHAL M., 1980. An- classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2- diagram and mayor element analysis - its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29, 183 – 210.
- ROTTURA A., BARGOSI G. A., CAIRONI V., D'AMICO C., MACCARRONE E., 1989. Petrology and geochemistry of late-Hercynian granites from the Central System of the Iberian Massif. *Eur. Jour. Miner.*, 1, 667 – 683.
- SAAVEDRA J., 1979. Aspecto petrológico del plutonismo geoquímicamente especializado en Extremadura Central (Oeste de España). *Bol. Geol. Miner.*, 90, 253 – 274.
- SAAVEDRA J., GARCÍA-SÁNCHEZ A., 1976 Geología del granito de Albala (Extremadura Central, España). *Tecniterrae*, 14, 10 – 23.
- SAAVEDRA J., PELLITERO E., GARCIA-SANCHEZ A., MADRUGA F., 1977. Estudio del granito mineralizado del Jalama, Salamanca-Caceres, Espana. *Bol. Geol. Miner.*, 88, 333 – 344.
- SHAND S. J., 1951. Eruptive rocks. New York, J. Wiley.
- SMULIKOWSKI K., 1952. Uwagi o starokrystalicznych formacjach Sudetów. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 21, 67 – 124.
- SMULIKOWSKI K., 1958. Zagadnienie genetycznej klasyfikacji granitoidów. *Stud. Geol. Polon.*, 1, 5 – 115.
- SMULIKOWSKI K., 1977. Ultramafic rocks from the vicinity of Złoty Stok (Lower Silesia). *Bull. Acad. Polon. Sci., Ser. Sci. Terre*, 24, 243 – 251.
- SMULIKOWSKI K., 1979. Ultramafic rocks from Droszków near Kłodzko (Sudetes). *Arch. Miner.*, 25, 55 – 66.
- SPARKS R. S. J., HUPPERT H. E., TURNER F. R. S., 1984. The fluid dynamics of evolving magma chambers. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 310, 511 – 534.
- SPARKS R. S. J., MARSHALL L. A., 1986. Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. *Jour. Volcan. Geoth. Res.*, 29, 99 – 124.
- STEPHENS E. W., WHITLEY J. E., THIRLWALL M. F., HALLIDAY A. N., 1985. The Criffell zoned pluton: correlated behaviour of rare earth element abundances with isotopic systems. *Contrib. Miner. Petrol.*, 89, 226 – 238.
- SYMES R. F., BEVAN J. C., QASIM J. M., 1987. The nature and origin of orbicular rocks from near Deshai, Swat Kohistan, Pakistan. *Miner. Mag.*, 51, 635 – 647.
- SZPIŁA K., 1961. Wanad w granitoidach Niemczy i Złotego Stoku. *Arch. Miner.*, 23, 197 – 210.
- TEISSEYRE H., 1957. Rozwój budowy geologicznej w rejonie Łądka i Śnieżnika Kłodzkiego. In: Przewodnik do 30 Zjazdu PTG w Ziemi Kłodzkiej. Wrocław, 37 – 54.
- TEISSEYRE H., 1971. Zagadnienie analizy strukturalnej w Sudetach, jej cele i metodyka. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 41, 93 – 118.
- TEISSEYRE H., SMULIKOWSKI K., OBERC J., 1957. Regionalna geologia Polski, t. 3, Sudety, z. 1, 330 pp. P.W.N. Kraków.
- TINDLE A. G., PEARCE J. A., 1983. Assimilation and partial melting of continental crust: evidence from the mineralogy and geochemistry of autoliths and xenoliths. *Lithos*, 16, 185 – 202.
- TRAUBE H., 1890. Untersuchungen an den Syeniten und Hornblendenschiefern zwischen Glatz und Reichenstein in Niederschlesien. *N. Jb. Miner. Geol. Palaont.*, Bd. 1, 195 – 233.
- TURPIN L., CUNEY M., FRIEDRICH M., BOUCHEZ J.L., AUBERTIN M., 1990. Meta-igneous origin of Hercynian peraluminous granites in NW French Massif

- Central: implications for crustal history reconstructions. *Contrib. Miner. Petrol.*, 104, 163 – 172.
- UGIDOS J. M., 1974. Características petrográficas y químicas de los granitos rosa al N y NE de Bejar (Salamanca): aspectos petrogenéticos. *Stv. Geol.*, 8, 7 – 12.
- VERNON R. H., 1983. Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites. *Jour. Proc. R. Soc. N.S.W.*, 116, 77 – 103.
- VERNON R. H., 1984. Microgranitoid enclaves in granites - globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. *Nature*, 309, 438 – 439.
- VERNON R. H., 1985. Possible role of superheated magma in formation of orbicular granitoids. *Geology*, 13, 843 – 845.
- VERNON R. H., 1990. Crystallization and hybridism in microgranitoid enclave magmas: microstructural evidence. *Jour. Geophys. Res.*, 95, B11, 17849 – 17859.
- VERNON R. H., ARTHURIDGE M. A., WALL V. J., 1988. Shape and microstructure of microgranitoid enclaves: indicators of magma mingling and flow. *Lithos*, 22, 1 – 11.
- VISONA D., 1986. Chilled margins and comingling of magmas in the Bressanone (Brixen) Hercynian granodiorites (Eastern Alps, Northern Italy). *Chem. Geol.*, 56, 33 – 44.
- VOGEL T. A., WILBAND J. T., 1978. Coexisting acid and basic melts: geochemistry of a composite dyke. *Jour. Geol.*, 86, 353 – 371.
- WAJSPRYCH B., 1986. Sedimentary record of tectonic activity on a Devonian-Carboniferous continental margin, Sudetes. In: IAS 7-th Europ. Reg. Meeting, Exc. Guidebook, 141 – 164.
- WATTERS W. A., 1978. Diorites and associated intrusives and metamorphosed rocks between Port William and Paterson Inlet, Stewart Island, and on Ruapuke Island. *N. Z. Jour. Geol. Geophys.*, 21, 423 – 442.
- WEIS D., DEUTSCH S., 1984. Nd and Pb isotope evidence from the Seychelles granites and their xenoliths: mantle origin with slight upper-crust interaction for alkaline anorogenic complexes. *Isot. Geosc.*, 2, 13 – 35.
- WIEBE R. A., 1973. Relation between coexisting basaltic and granitic magmas in a composite dike. *Am. Jour. Sci.*, 273, 130 – 151.
- WIEBE R. A., WILD T., 1983. Fractional crystallization and magma mixing in the Tegalak layered intrusion, the Nain anorthosite complex, Labrador. *Contrib. Miner. Petrol.*, 84, 327 – 344.
- WHITE A. J. R., 1990. A workshop on crustal protoliths of granites. Proc. Univ. St. Andrews.
- WHITE A. J. R., CHAPPELL B. W., 1977. Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, 43, 7 – 22.
- WHITE A. J. R., CHAPPELL B. W., 1983. Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. In: Circum-Pacific Terranes. J. A. Roddick (ed.), *Geol. Soc. Am. Mem.*, 159, 21 – 34.
- WHITE A. J. R., CHAPPELL B. W., 1988. Some supracrustal (S-type) granites of the Lachlan Fold Belt. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 79, 169 – 181.
- WIERZCHOŁOWSKI B., 1976. Granitoïdy kłodzko-złotostockie i ich kontaktowe oddziaływanie na skały osłony. *Geol. Sudetica*, 11, 7 – 147.
- WIERZCHOŁOWSKI B., 1977. Skały żyłowe kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego. *Geol. Sudetica*, 12, 7 – 28.
- WIESER T., 1958. Petrotektonika zachodniej części masywu intruzywnego Kłodzko-Złoty Stok. *Kwart. Geol.*, 2, 673 – 687.
- WOJCIECHOWSKA I., 1966. Budowa geologiczna metamorfiku dorzecza Ścinawki Kłodzkiej. *Geol. Sudetica*, 2, 261 – 296.
- WOJCIECHOWSKA I., 1970. Analiza mezostruktur kamieniołomu amfibolitu "Podgórze" na południe od Kłodzka. *Przegl. Geol.*, 12.

- WOJCIECHOWSKA I., 1975. Tektonika kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowe-
go i jego osłony w świetle badań mezostrukturalnych. *Geol. Sudetica*, 10, 61 –
121.
- WOJNAR B., 1979. Analiza teksturalna i petrologia skał metamorficznych południo-
wej części masywu strzeleńskiego. Praca doktorska, niepublikowana. Arch. Inst.
Nauk Geol. PAN, Warszawa, 106 pp.
- WÓJCIK L., 1968. The Strzelin granitoid massif and its cover. *Inst. Geol. Biul.*, 227,
Z badań geologicznych na Dolnym Śląsku, 17, 121 – 145.
- WYLLIE P. J., 1983. Experimental studies on biotite- and muscovite-granites and
some crustal magmatic sources. In: Migmatites, melting and metamorphism. M.
P. Atherton, C. D. Gribble (eds.), Shiva Publ. Ltd., Cheshire, 12 – 26.
- YAGUE A. A., MULAS F. B., MATE SANZ J. L. B., CACHO L. G., SERRANO V. S.,
1983. Caracterización de los granitoides hercínicos del sector centrooriental del
Sistema Central Español. *Estud. Geol.*, 39, 271 – 306.
- YODER H. S. Jr., 1973. Contemporaneous basaltic and rhyolitic magmas. *Am. Miner.*,
58, 153 – 171.
- ZEN E., HAMMARSTROM J. M., 1984. Magmatic epidote and its petrologic signifi-
cance. *Geology*, 12, 515 – 518.
- ZORPI M. J., COULON C., ORSINI J. B., COCIRTA C., 1989. Magma mingling,
zoning and emplacement in calc-alkaline granitoid plutons. *Tectonophysics*, 157,
315 – 329.

Marek Wojciech LORENC¹

**ROLE OF BASIC MAGMAS IN THE GRANITOID EVOLUTION
(A COMPARATIVE STUDY OF SOME HERCYNIAN MASSIFS)**

SUMMARY

In the present paper the author shows the problem of coexistence be-
tween acid and basic magmas and tries to estimate the role of basic ones in
the process of granite origin and mobilization. Recent and older literature
data are discussed pertaining to the areas of the author's own studies in the
Lower Silesia region (Figs. 1, 11) and the Iberian Central System Batholith
(Figs. 22, 23). Interpretation of petrological and geochemical data and their
graphic demonstration on the respective diagrams permit various classifica-
tions of the studied rocks, presentation of their evolutionary trends and con-
nection of magmatism with tectonic regime.

THE STRZELIN GRANITOID MASSIF

Petrological data (Tab. 1) and position of points on the QAP triangle (Fig.
2) indicate that the studied rocks belong to three granitoid series: calc-
alkaline granodioritic (CAG), calc-alkaline tonalitic (CAT) and tholeiitic (TH).

All these series are of I-type (*sensu* White, Chappell 1977). The relatively
big amount of points located in the middle of the triangle represent S-type

¹ Manuscript received 15 November 1991, accepted 18 February 1992.

crustal granites of anatectic origin. Taking into account their geochemical character (Tab. 2), I-type rocks are of calc-alkaline, metaluminous association, while the S-type ones have strongly peraluminous character ($A/CNK > 1.1$) and they represent typical aluminous association (Figs. 4 - 10).

The intrusive rocks of the Strzelin massif resulted from the interaction between an I-type magma with varying crustal contamination and anatectic magma generated in the upper levels of the crust (S-type), (Lorenc 1984b; Achramowicz, Lorenc 1986). The presence of magmatic mafic enclaves (MME) with sharp contacts and occasional thermal reaction (chilled margins, needle-like apatites, *etc.*), elongated parallel to the primary flow fabric of host granitoids, as well as diffuse contacts between some granitoids are both typical of mingling of acid and basic magmas (Pl. I - III; Pl. IV, 1, 2). On the other hand, granitoids of intermediate composition containing incorporated feldspar megacrysts show local segregation of more mafic and more felsic layers, and leucocratic rims around some MME, which suggests that magma mixing took place, too.

The variation from granite to diorite marked on geochemical diagrams may not be due to a single magma with several portions of a restitic phase, despite a certain degree of mixing and induced anatexis (generation of acid melt from regional metamorphic rocks). The presence of single and double magmatic mafic enclaves in biotite granitoids indicate a multi-stage process that was initiated by two or more injections of basic magma into a cooler and more felsic magma chamber. In this way a contaminated magma was produced by corrosion and assimilation, leading in later stages to mobile granitic magma with numerous mafic enclaves (MME).

The group of igneous rocks occurring in the Strzelin massif is typical of the European Hercynian belt ("*hercynotype*" *sensu* Pitcher 1983, 1987). In relation to tectonic regime they are post-collision I-type granitoids and S-type syn-collision anatectic leucogranites and two-mica granites with cordierite (Fig. 34).

THE KŁODZKO-ZŁOTY STOK MASSIF

The Kłodzko-Złoty Stok intrusion is built of metaluminous calc-alkaline rocks of calc-alkaline association (Wierchołowski 1976b; Lorenc 1991) rich in biotite and hornblende, with common magmatic mafic enclaves with chilled margins and K-feldspar megacrysts (Pl. IV, 3, 4; Pl. V; Pl. VI, 1, 2). On the R1-R2 diagram (Fig. 36) the studied rocks are represented by points located in the fields of pre-plate-collision magmas and mantle fractionates. Moreover, at one place plastic fragmentation of a basic dyke was observed. Such dykes, being a source for some MME, are typical features of Andean plutons, but absent from the Hercynian intrusions of continent-continent collision type (Pitcher 1987; Lorenc, Perez 1987; Lorenc 1991).

Accordingly, the Kłodzko-Złoty Stok intrusion is not similar to most of the intrusions in the Hercynian orogenic belt. The interpretation of its mineral (Tab. 3; Figs. 12 - 14) and chemical (Tab. 4; Figs. 15 - 21) composition, shown in respective diagrams, seems to confirm suggestions of some Polish (Wajsprych 1986; Narębski 1990; Paszkowski *et al.* 1990), Czecho-Slovak (Pavlivcova 1984) and Austrian (Liew *et al.* 1989; Finger, Frasl 1990; Finger *et*

al. 1990) geologists on the existence of "andinotype" (*sensu* Pitcher 1983, 1987) plutonism within European Hercynides.

THE CENTRO-IBERIAN ZONE

Magmatic evolution of Centro-Iberian Batholith developed among the caferic metaluminous series of mantle or lower-crust origin and series, in practice hybridal, of crustal origin peraluminous and alumino-caferic. Such magmatism developed with a limited crustal anatexis caused by collisional processes. It is possible to suppose that partial melting of the lower crust, caused by an increase of geothermal gradient, took place more or less simultaneously. The main part of such a great magmatic sequence consists of alumino-caferic magmas, partly hybridized and contaminated by considerable amount of the crustal material that developed at a pressure of 5 - 6 kb and a depth of 17 - 20 km (Lorenc 1987a). Besides, there also took place the strictly crustal anatexis causing the formation of big amounts of Al-rich granitoids, so typical of the collision-type zones with a thickened crust (Pitcher 1987).

In the vicinity of Puente del Congosto (Figs. 22, 23) granodiorite is locally porphyritic and displays gradual passage to granite. Occasionally found intrusive contacts between the two variants are marked by their irregular interpenetration. The granodiorite contains magmatic mafic enclaves (MME) and xenoliths of metamorphic rocks (Pl. VI, 3, 4; Pl. VII - VIII). Huge, mostly quartzite xenoliths occur in granodiorites near La Cabeza de Bejar and Puente del Congosto (Fig. 23). They are interpreted as roof pendant fragments sunk in magma due to the roof collapse over a magma chamber.

An independent group of igneous rocks is represented by more basic rocks N of Santibanez de Bejar and E of Guijuelo, and most of all by rocks of composite intrusion occurring near Puente del Congosto (Lorenc, Saavedra 1985, 1988). Beside a large group of rocks of intermediate composition (tonalites, monzodiorites, quartz-diorites) there are encountered norites, olivine-free and olivine-bearing gabbros and diorites. In the Puente del Congosto region, there is clear evidence of mixing and mingling of magmas of different composition. The evidence is sharp and diffuse contacts, numerous fluidal structures with segregation of more mafic and more felsic layers, complex rotation of diorite, gabbro, and norite MME, distinct thermal and chemical changes in marginal portions of some MME, and very well marked incorporation of K-feldspar megacrysts from granodiorite into hybrid, mafic magma.

Another type of igneous rock is leucogranite with common fluidal structures exposed east of the composite intrusion of Puente del Congosto. This type of rock was previously interpreted as *leptynite* (Bea, Maldonado 1981). Having, however, taken into account the sharp and discordant contact with the metamorphic envelope, the presence of a great deal of rotated xenoliths of widely varying dimensions, and the presence of cordierite and garnet crystals very similar in form and composition to those occurring in the granodiorite, the present author suggests that the leucogranite is an anatectic rock originated by partial melting of the crust (in one or several pulses) and emplaced prior to the typical granitoids of the Central System Batholith (Lorenc, Saavedra 1991b). Other kinds of leucogranite occur near Berci-

muelle. These are coarse-grained, biotite-rich, foliated rocks forming a domal structure, with foliation planes dipping outwards at angles of 20 - 30° in the core to 60 - 90° in the limbs. Microscopic, field, and chemical relations allow the author to interpret them as orthogneisses derived from the regionally metamorphosed acid intrusion, older than the granodiorite and older than leucogranite of Puente del Congosto (Lorenc, Saavedra 1985, 1991a, b).

According to the facts presented above and taking into account the results of petrographical (Tab. 5; Figs. 24 - 26) and geochemical analyses (Tab. 6; Figs. 27 - 33; Fig. 35) it is evident that basic magma (gabbroic of deep origin) intruded into regional granitoids along and away from their border zone, before they were consolidated. Detailed study of enclaves shows that there was more than one intrusive pulse. Granodiorite, having some features of genetic crustal influence (occasional presence of aluminosilicates of peraluminous character, like cordierite) reacted in a complex way with the gabbroic magma, giving it (in parts) a more aluminous and potassic character. Such interaction and superposition of various mechanisms gave rise to numerous varieties of enclaves, phenomena of fluidal movements and turbulences, and very spectacular effects of complex hybridization caused by magma mingling and mixing during more than one magmatic pulse.

Taking into account their petrological and geochemical character, the studied granitoids of the western Iberian Peninsula are a classic example of collision-type rocks, so typical of the European Hercynian belt. They can be strictly correlated with granitoids of the Strzelin massif, although there are no granitoids with a SiO₂ content of 66 - 70% in the Strzelin massif.

PETROGENETIC SIGNIFICANCE OF MAGMATIC MAFIC ENCLAVES (MME)

On the basis of numerous studies (e.g. Didier 1973, 1987; Lorenc, Lewczuk 1981; Didier *et al.* 1982; Tindle, Pearce 1983; Lorenc 1984; Vernon 1984; Achramowicz, Lorenc 1986; Lorenc, Perez 1987; Pitcher 1987; Cook 1988; Eberz, Nicholls 1988; Lorenc, Saavedra 1989; Rottura *et al.* 1989; Zorpi *et al.* 1989; Lorenc 1990, 1991) it can be concluded that dioritic and gabbroic enclaves in the granitoid and hybrid rocks represent typical MME (*sensu* Barbarin 1988). Such enclaves with crenulated or lobed boundaries occur in all areas studied by the author and they seem to have been emplaced in granitoid magma not far from their parent mafic magma. Moreover, their fine-grained chilled margins indicate a thermal contrast between acid and basic magmas. The longer axes of most ellipsoidal enclaves coincide with the fluidal structure of the host rocks, particularly in the outer parts of the intrusion. This suggests that the partially crystallized enclaves underwent deformation in magmatic state.

The sharp contacts of the majority of enclaves indicate a lack of reaction with the host magma, due to a contrast in mineral and chemical composition and a short time of interaction. Where the difference in basicity between the enclave and host rock is small, the enclaves seem to have reacted with the host magma for a longer time and their contact became diffuse due to migration of alkalis from the host, and of mafic components in the opposite direction. These features are typical of mixing processes.

The K-feldspar megacrysts in some of the studied MME are similar to those of the host rock and occur in either the inner or the outer parts of enclaves. According to Hibbard (1981) and Vernon (1990) such megacrysts are phenocrysts mechanically incorporated into basic magma, possibly during injection into the host. Apatite is also a diagnostic mineral: short and isometric grains are possibly derived from the host granitoid, whereas fine needles with a length/width ratio of 30:1 found in numerous MME were formed during rapid cooling of the enclaves (Didier 1987). Poikilitic hornblende and biotite are also evidence of chilling processes (Tindle, Pearce 1983).

The origin of MME is closely related to processes of hybridization, by mingling and mixing, of acid and basic magmas. Although enclaves of this type were considered to represent the restitic residue after partial melting (White, Chappell 1977; Tindle, Pearce 1983), more commonly their origin is attributed to processes of magma mingling and mixing by reaction of a hot basic magma with a cooler acid one (Lorenc 1984b; Vernon 1984; Achramowicz, Lorenc 1986; Didier 1987; Pitcher 1987, Vernon *et al.* 1988). In the author's opinion such a mechanism took place in all the areas studied. A possible variant of such a reaction is the fragmentation ("necking") into globules and partial hybridization of synplutonic basic or hybrid dykes injected via single channels into partially crystallized acid magma (Pitcher 1987; Lorenc 1990, 1991). It is supposed that the single fragmented dyke observed in the Kłodzko-Złoty Stok massif is an example of such "necking". Basic magma may have been derived from a separate level in the granitic body or its source was independent (*cf.* Vernon 1984).

CONCLUSIONS

Field, petrographical, and geochemical data give evidence for the existence of two types of magma that contributed to the formation of all the areas studied. The principal igneous rocks are I-type biotitic and bitoite-hornblende granitoids with numerous metamorphic xenoliths and abundant MME. In several places of the Strzelin massif occur two mica granites and leucogranites, with cordierite (\pm sillimanite \pm andalusite \pm garnet) and metamorphic xenoliths, that were probably formed by the influence of the granitoid intrusion on the cover. In some places of the Centro-Iberian zone similar rocks seem to be older than biotitic granitoids. Such rocks represent S-type magma of the crustal, anatectic origin. Intermediate rocks (tonalites, monzodiorites) of hybrid origin and basic rocks (diorites, gabbros, norites) form extremely well exposed single intrusions within the granodioritic body of the Spanish area studied, whereas in the Polish part (particularly in the Strzelin massif) similar rocks exist only in deeper levels of the massif and have been found in drillings. Common for all areas studied are hybrid zones of interaction between felsic and mafic magmas with clear evidence of intensive mingling and partial mixing, effected during progressive hybridization. Mingling processes are confirmed by the presence of numerous mafic enclaves of different mineral composition, in some cases with chilled margins, that can be interpreted as globules of mafic or hybrid magma dispersed within granitoids. Mixing processes are marked by the separation of more felsic and more mafic layers with K-feldspar mechanically incorporated from the granitoid magma,

and by the presence of reaction rims around some mafic enclaves sporadically showing features of orbicular development. According to several authors the presence of such megacrysts in some mafic enclaves can also be interpreted as evidence of mixing deeper levels. The composition and shape of mafic enclaves (MME), including double ones, indicate a multi-stage pulsation of the more mafic magma into the felsic one, the wide thermal difference between the two, and (in some places) plastic deformation of mafic globules during movements of the host granitoid.

The coexistence of acid and basic rocks seems to result from the interaction of mantle and crustal magmas with clear evidence of the important role played by basic magmas in the granitoid genesis. Petrological and geochemical features point to mingling and mixing phenomena, including the superposition of several processes during the magmatic history of both Polish and Spanish ends of the Hercynian chain.

Interpretation of petrological and geochemical data given in the presented article permits supposition that the production of large amounts of the granitoid magma requires very complex processes, including partial melting of the lower crust by the transmission of heat, and basic magmas from a very deep-seated source. Provided the model is correct, it can be assumed that both crust and upper mantle take part in magma generation.

*Institute of Geological Sciences
of the Polish Academy of Sciences
Laboratory of Geology of the Sudetes
Podwale 75
50-449 Wrocław, Poland*

OBJAŚNIENIA PLANSZ EXPLANATIONS OF PLATES

Plansza (Plate) I

- 1-4 — MME tonalitowe (jaśniejsze), diorytowe (ciemniejsze) i podwójne w granicie strzelińskim
Tonalite (light), diorite (dark) and double magmatic mafic enclaves in granite from Strzelin

Plansza (Plate) II

- 1 — Enklawa mikrodiorytu kwarcowego oraz ksenolity gnejsu drobnowarstewkowego i warstewkowo-soczewkowego w granicie strzelińskim. Zarówno granit jak i zawarte w nim enklawy są przecięte młodszą żyłką aplitową. Wyraźna jest ochłodzona strefa brzeżna MME oraz koncentracja składników ciemnych przy kontakcie z żyłką aplitową
Quartz-microdiorite MME and xenoliths of fine-layered gneiss and laminated gneiss in granite from Strzelin. Both granite and enclaves are cut by the younger aplitic vein. Note the chilled margin in MME and secondary concentration of dark minerals near the contact with aplitic vein

- 2 — Apatyt o elongacji 1:25 w diorytowej MME z granitu strzelińskiego. Pow. 200×.
Jeden nikol
Apatite of elongation 1:25 in diorite MME from the Strzelin granite. 200×.
Single nicol
- 3 — Kontakt diorytu kwarcowego z tonalitem w podwójnej MME z granitu strzelińskiego. Widoczne blaszki biotyту rosnące równolegle do kontaktu. Pow. 20×.
Jeden nikol
Contact between quartz-diorite and tonalite in double MME from the Strzelin granite. Note biotite flakes growing parallel to the contact plane. 20×. Single nicol
- 4 — Ostry kontakt diorytowej MME z granitem strzelińskim. Zmian kontaktowych brak. Pow. 20×. Jeden nikol
Sharp contact between diorite MME and host Strzelin granite. The contact transformations are not visible. 20×. Single nicol

Plansza (Plate) III

- 1 — Hornblenda rozwijająca się kosztem tytanitu (ciemny) w diorytowej MME ze Strzelina. Pow. 160×. Jeden nikol
Hornblende replacing after sphene (dark) in diorite MME from Strzelin. 160×. single nicol
- 2 — Blaszka poikilitowego biotyту z diorytowej MME (rdzeń wiertniczy z okolic Gromnika). Pow. 160×. Jeden nikol
Poikilitic biotite flake from diorite MME (borehole sample from the vicinity of Gromnik Hill). 160×. Single nicol
- 3 — Pinityzacja kordierytu w granicie z Nowolesia. Pow. 50×. Nikole skrzyżowane
Pinitization of cordierite in granite from Nowolesie. 50×. Crossed nicols
- 4 — Syllimanit (fibrolit) w granicie z Witosławic. Pow. 50×. Nikole skrzyżowane
Sillimanite (fibrolite) in granite from Witosławice. 50×. Crossed nicols

Plansza (Plate) IV

- 1 — Ziarno kordierytu w granicie z Nowolesia. Widoczna pinityzacja postępująca od brzegów ziarna i wzdłuż pęknięć. Pow. 50×. Nikole skrzyżowane
Cordierite in granite from Nowolesie. Note partial pinitization along grain surface and microfractures. 50×. Crossed nicols
- 2 — Jak wyżej. Jeden nikol
The same photo. Single nicol
- 3 — Tektoniczna deformacja żyły granitowej w obrębie hornfelsów aureoli kontaktowej (okolice Laskówki)
Tectonic deformation of the granitic vein in hornfelses of the contact aureole (vicinity of Laskówka)
- 4 — Mela-granodioryt biotyto-hornblendowy z piroksenem. Skała hybrydalna z okolic Jaszkowej
Pyroxene-bearing biotite-hornblende mela-granodiorite. Hybrid rock from the vicinity of Jaszkowa

Plansza (Plate) V

- 1 — Maficzna enklawa o składzie diorytowym w granodiorycie okolic Laskówki. Widoczne pojedyncze kryształy skaleni i biotyty wewnątrz enklawy
Diorite MME in granodiorite from the vicinity of Laskówka. Note single crystals of feldspars and biotite in enclave
- 2 — Typowa drobnoziarnista enklawa maficzna w granodiorycie z okolic Laskówki
Typical microgranular MME in granodiorite from the vicinity of Laskówka
- 3 — "Podwójna" maficzna enklawa gabrowo-diorytowa w monzodiorycie (luźny blok z okolic Droszkowa)
"Double" gabbro-diorite MME in monzodiorite (single block from the vicinity of Droszków)
- 4 — Ostry kontakt maficznej enklawy o składzie diorytu kwarcowego z granodioritem (okolice Laskówki)
Sharp, lobate contact of the quartz-diorite MME with granodiorite (vicinity of Laskówka)

Plansza (Plate) VI

- 1 — Maficzna enklawa mela-gabra hornblendowego w melagranicie okolic Droszkowa. Widoczna jest ciemna, drobnoziarnista strefa brzeżna enklawy, stanowiąca efekt jej szybkiego stygnięcia
Hornblende mela-gabbro MME in mela-granite from the vicinity of Droszków. Note dark and fine-grained chilled margin of the enclave
- 2 — Enklawa diorytu kwarcowego (jaśniejsza) i mela-diorytu hornblendowego (ciemniejsza) w tonalicie z okolic Barda
Quartz-diorite MME (lighter) and hornblende mela-diorite MME (darker) in tonalite from the vicinity of Bardo
- 3 — Spinityzowane ziarno kordierytu w granicie z Garrovillas (Hiszpania). Wokół ziarna widoczna jest obwódka minerałów nieprzezroczystych. Pow. 50x. Nikole skrzyżowane
Pinitized cordierite in granite from Garrovillas (Spain). Note an opaque minerals rim around grain of cordierite. 50x. Crossed nicols
- 4 — Wrostki apatyty w spinityzowanym ziarnie kordierytu (granodioryt z Puente del Congosto, Hiszpania). Pow. 50x. Nikole skrzyżowane
Apatite inclusions in the pinitized cordierite (granodiorite from Puente del Congosto, Spain). 50x. Crossed nicols

Plansza (Plate) VII

- 1 — Diorytowe i gabrowe MME oraz ksenolit hornfelsowy metamorficznej osłony w granodiorycie (dolina Rio Tormes na NW od Puente del Congosto, Hiszpania)
Diorite and gabbro MME and hornfels xenolith of the metamorphic cover in granodiorite (the Tormes River valley, NW of Puente del Congosto, Spain)
- 2 — Szczegóły zdjęcia poprzedniego. Widoczna mała odległość między ksenolitem i MME wypełniona materiałem granodiorytowym

Details of the previous photo. Note small distance between xenolith and MME occupied by the granodiorite material of regional plutonic rock

3-4 — Diorytowe MME w porfirowatym granodiorycie (dolina R \acute{e} o Tormes na NW od Puente del Congosto, Hiszpania)

Diorite MME in porphyritic granodiorite (the Tormes River valley, NW of Puente del Congosto, Spain)

Plansza (Plate) VIII

1 — Współwystępowanie granitu biotytowego, granodiorytu, diorytu kwarcowego i bardziej zasadowych MME w obrębie mieszanej intruzji Puente del Congosto (Hiszpania)

Coexistence of biotite granite, granodiorite, quartz-diorite and more basic MME in the composite intrusion of Puente del Congosto (Spain)

2 — Tekstury fluidalne i turbulენტne wokół nieregularnych MME gabrowych. Widoczne "ochładzane brzegi" i reakcyjne obwódki leukokratyczne wokół MME (intruzja mieszana Puente del Congosto, Hiszpania)

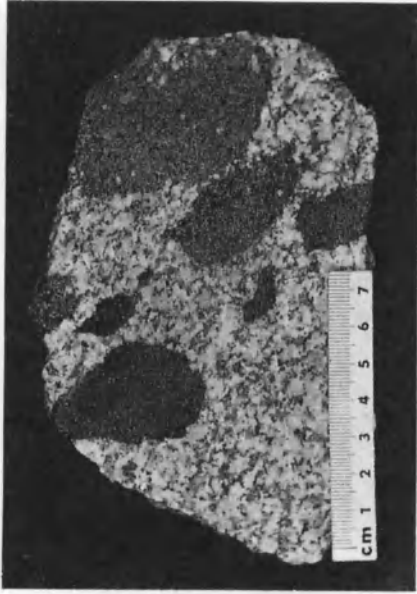
Fluidal and turbulent structures around irregular gabbroic MME. Note "chilled margins" and leucocratic reaction rims around MME (composite intrusion of Puente del Congosto, Spain)

3 — Tekstury fluidalne, szliry i resztki zasymilowanych enklaw w porfirowatym granodiorycie (intruzja mieszana Puente del Congosto, Hiszpania)

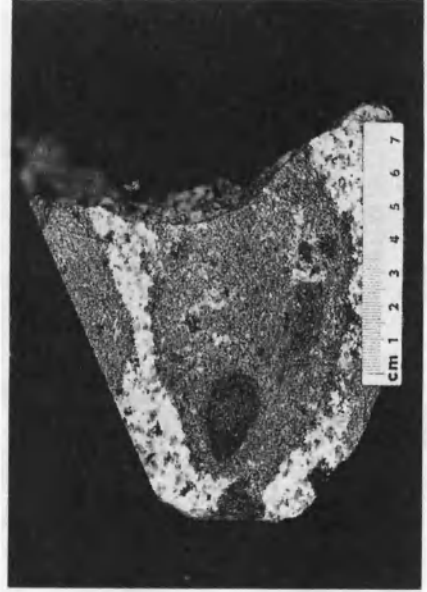
Fluidal structures, schlieren and remains of assimilated enclaves in porphyritic granodiorite (composite intrusion of Puente del Congosto, Spain)

4 — Intruzyjny kontakt granodiorytu i gruboziarnistego granitu (okolice La Cabeza de Bejar, Hiszpania)

Intrusive contact of granodiorite and coarse-grained granite (vicinity of La Cabeza de Béjar, Spain)



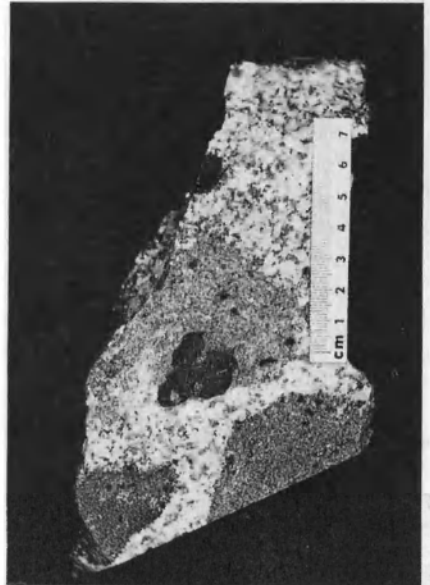
2



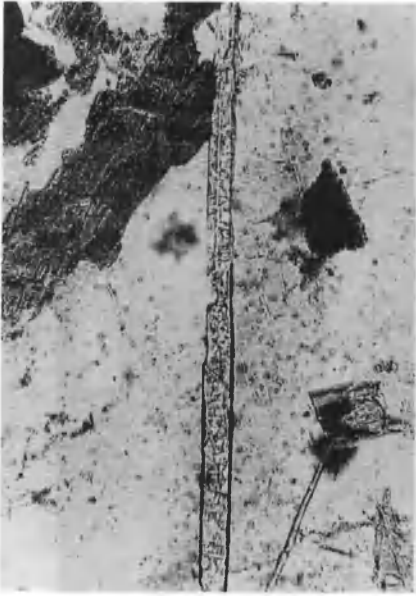
4



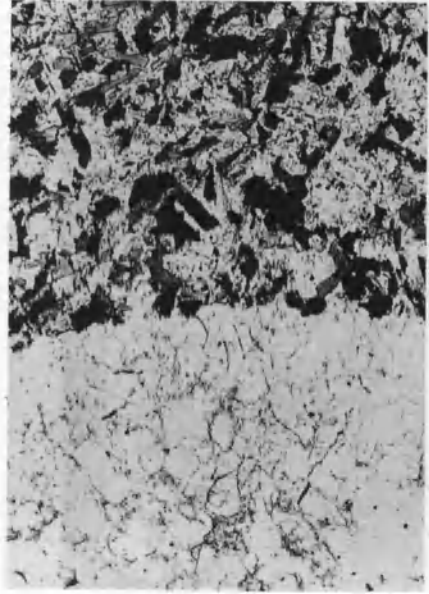
1



3



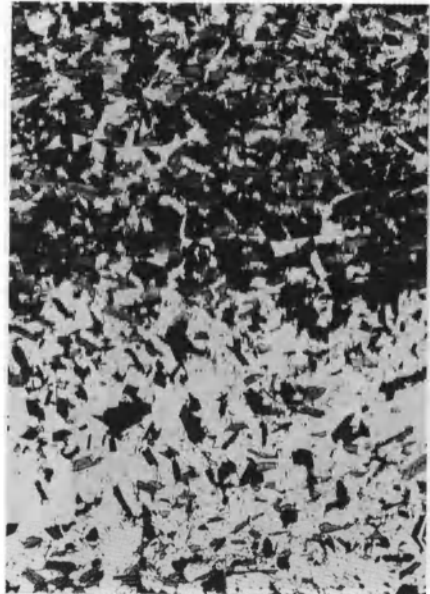
2



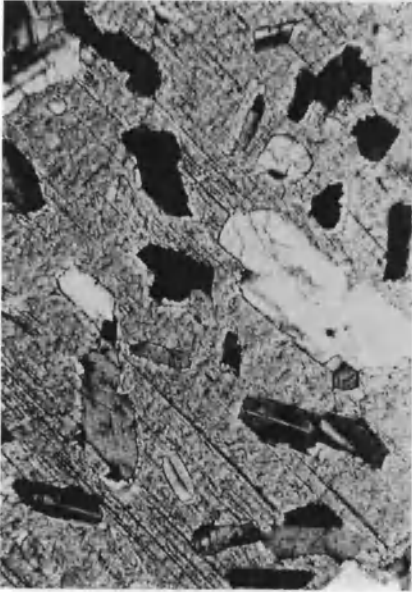
4



7



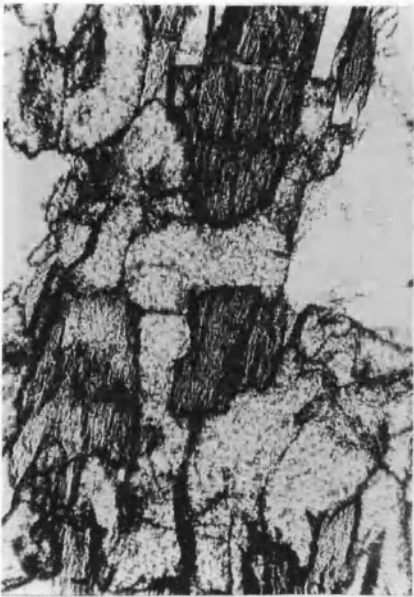
3



2



4



1



3

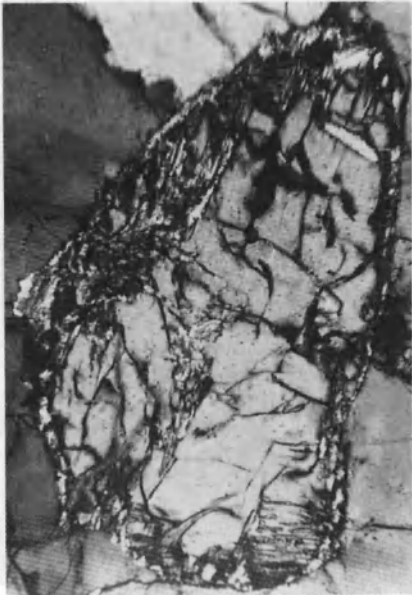
Marek W. LORENC – Rola magm zasadowych w ewolucji intruzji granitoidowych (studium porównawcze wybranych masywów hercyńskich)



2



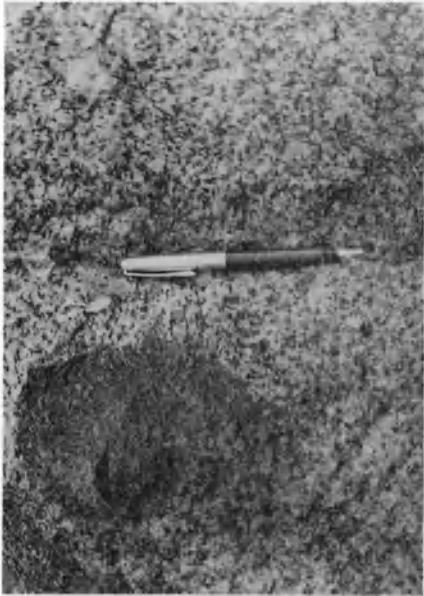
4



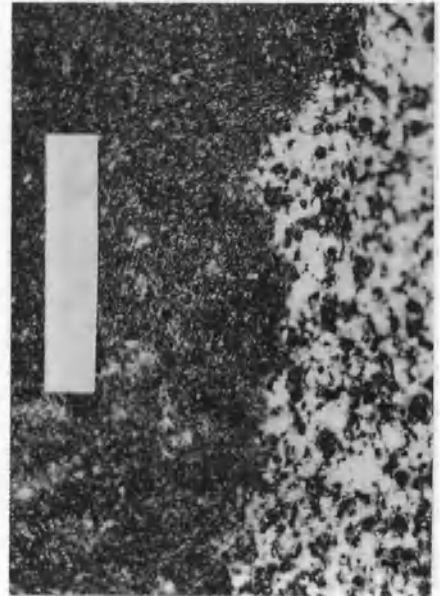
1



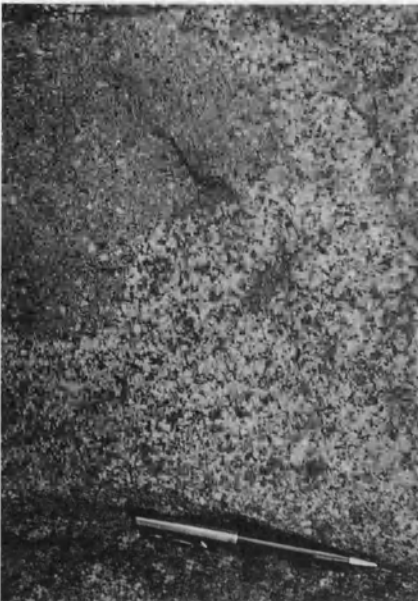
3



2



4



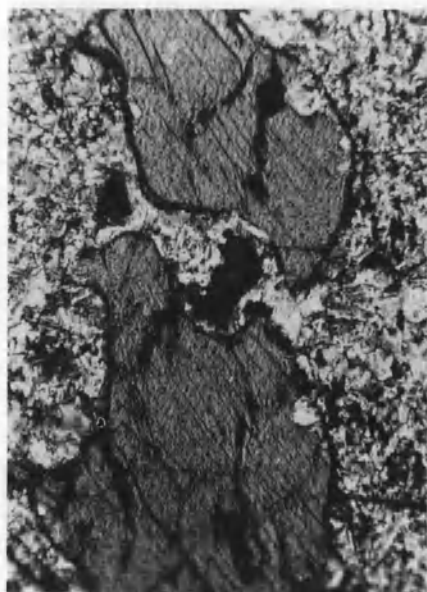
1



3



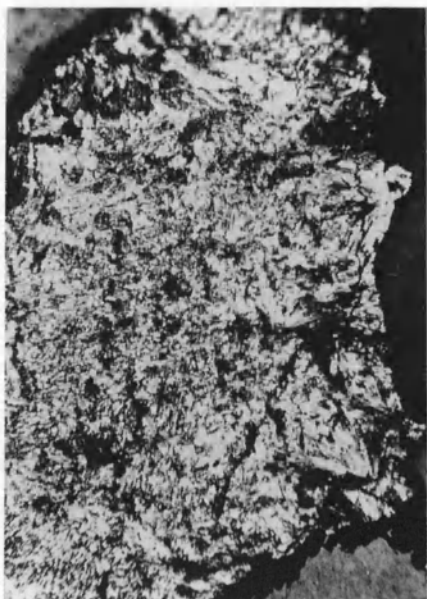
2



4



7



3



2



4



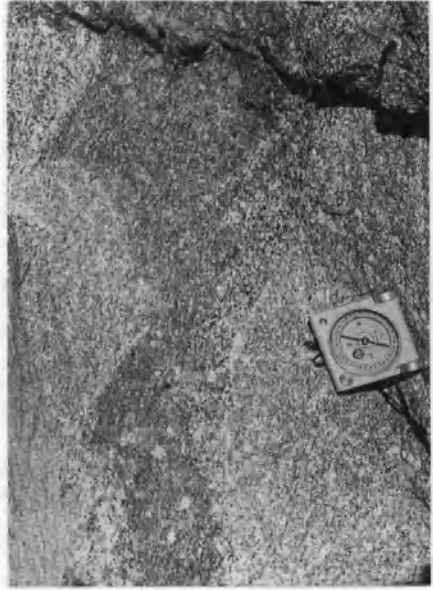
1



3



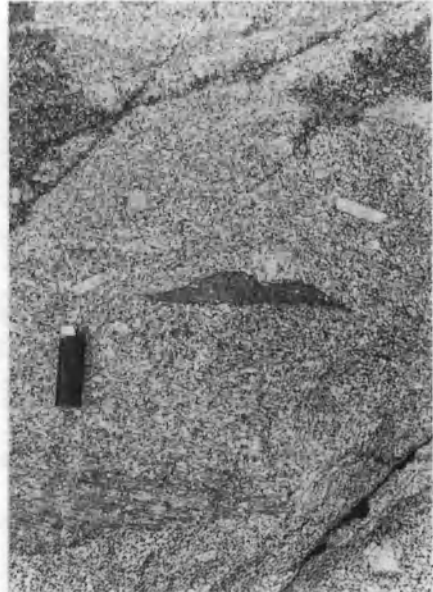
2



4



7



3