

GINO MIROCLE CRISCI *, LEONARDO LEONI **, MARCO MORESI ***

STUDIO MINERALOGICO E GEOCHIMICO DELLA BIOTITE E DEL K-FELDSPATO APPARTENENTI A DUE MASSE GRANODIORITICHE DELLE SERRE MERIDIONALI (CALABRIA) ****

RIASSUNTO. — Vengono riportati e discussi i risultati relativi ad uno studio di carattere mineralogico e geochimico della biotite e del K-feldspato appartenenti a due masse granodioritiche affioranti nelle Serre Meridionali (Calabria) e facenti parte dell'Unità di Stilo (AMODIO MORELLI et al., 1976). Della biotite sono riportate le analisi chimiche degli elementi maggiori e di alcuni elementi in tracce (Rb, Cs, Ba, Ga, Nb, Sc, Cr, Co, Ni, V, Zn), mentre del K-feldspato sono riportate le caratteristiche strutturali, la composizione chimica degli elementi maggiori e i contenuti di Rb, Ba, Sr.

In una delle due masse studiate (granodiorite tipo « le Serre »), la biotite rappresenta la sola mica presente, mentre nell'altra (granodiorite tipo « Bagni di Guida ») essa è associata a muscovite.

Biotiti associate a muscovite presentano, rispetto a biotiti non accompagnate da muscovite, una composizione chimica caratterizzata da un più basso tenore di Si, un più alto tenore di Al ed un più alto rapporto $Fe_1/(Fe_1 + Mg)$.

La distribuzione degli elementi in tracce ed il loro comportamento geochimico riflettono, in linea di massima, quelli osservati nelle rispettive rocce ospiti (CRISCI et alii, in preparazione).

La composizione delle biotiti indica che le due masse granodioritiche hanno cristallizzato da magmi nei quali la f_{O_2} era tamponata ad un valore di poco superiore al tampone Ni-NiO e a temperature comprese tra 700-750° C.

Il feldspato potassico è caratterizzato da uno stato strutturale intermedio tra quello di un ortoclasio e di un massimo microclino; il $2V\alpha$ varia da 52° a 76° C.

La differenza fra i contenuti di Na_2O nel feldspato dei due gruppi di rocce studiate è legata a modalità e/o a condizioni di cristallizzazioni diverse. Tale indicazione risulterebbe confermata dai valori dei coefficienti di distribuzione Rb/K e Ba/K tra biotite e K-feldspato.

La distribuzione del Ba e l'andamento dei rapporti Ba/Sr e Ba/K nel K-feldspato in funzione dell'indice di differenziazione della roccia indicano, per le due masse granodioritiche, una storia di cristallizzazione indipendente.

Sulla base dei dati riportati vengono suggerite alcune ipotesi circa le possibili relazioni genetiche tra le due masse granodioritiche.

ABSTRACT. — The mineralogical geochemical study of biotite and K-feldspar of two granodioritic stocks outcropping in the Southern Serre Mts. (Calabria) and belonging to Stilo unit, is carried out. The chemical analyses of major and some trace elements of two phases are reported and discussed.

In the granodioritic stock with a medium grained structure only the biotite is present whereas in the granodiorite with a fine grained structure the biotite is jointed with muscovite.

* Dipartimento Scienze della Terra dell'Università della Calabria, Castiglione Scalo (CS). ** Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università di Pisa. *** Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università di Bari. **** Lavoro eseguito con il contributo finanziario del C.N.R. n. 77.0996.05.

The biotites jointed with muscovite show a lower content in Si and an higher content in Al and an higher value of $Fe_t/(Fe_t + Mg)$ ratio.

The trace elements content and geochemical behaviour in the examined phases are linked to the distribution of some elements in the host rocks. The biotite composition suggests that the granodioritic intrusions have cristallized by magmas in which the f_{O_2} were buffered to a value slightly higher than the Ni-NiO buffer value and in a range of temperatures between 700° and 750° C.

The K-feldspar is characterized by a structure intermediate between the orthoclase and microcline one. $2V\alpha$ ranges from 52° to 76°.

The difference of Na_2O contents in K-feldspars of two intrusions is related to the different conditions of cristallization. This fact seems to be suggested by distribution coefficients of Rb/K and Ba/K ratios between biotite and K-feldspar.

The Ba distribution and the Ba/Sr and Ba/K trends in the K-feldspar versus D.I. of the rocks indicate that the two intrusions have been a different cristallization path.

On the basis of obtained data the genetical relationship of the two intrusions is discussed.

Introduzione

Questa nota completa uno studio di carattere petrografico e geochimico (CRISCI et alii, 1979), riguardante due masse granodioritiche affioranti nelle Serre Meridionali (Calabria) e facenti parte dell'Unità di Stilo (AMODIO MORELLI et alii, 1976). Di queste rocce vengono riportati e discussi i dati chimici e mineralogici della biotite e del feldspato potassico con lo scopo di portare un contributo alla comprensione delle relazioni petrogenetiche esistenti tra le due masse intrusive.

Sebbene infatti, queste rocce, abbiano una composizione chimica e mineralogica molto simile, presentano differenze significative soprattutto per quanto concerne le caratteristiche strutturali e la distribuzione di alcuni elementi in tracce. Lo studio della biotite e del K-feldspato, oltre a completare la ricerca in corso, offre l'opportunità di esaminare in quale misura le differenze osservate tra queste rocce, che riflettono tra l'altro condizioni di raffreddamento e modalità di messa in posto diverse, trovino riscontro nelle caratteristiche di alcuni costituenti fondamentali quali appunto biotite e K-feldspato.

Le rocce studiate

Le rocce granodioritiche in studio costituiscono (CRISCI et alii, 1979) due corpi intrusivi, uno a grana media e l'altro a grana più minuta, riferibili rispettivamente alla granodiorite tipo «le Serre» e tipo «Bagni di Guida» (MORESI e PAGLIONICO, 1975). L'Unità di Stilo a cui appartengono queste rocce affiora sia nelle Serre Meridionali che nella Sila Piccola e consiste di un basamento pretriassico costituito da rocce granitiche di età Ercinica intruse in rocce metamorfiche di basso e medio grado. I dati isotopici (BORSI et al., 1976) suggeriscono un'origine crustale di questi stocks intrusivi. La granodiorite tipo «le Serre», che rappresenta il corpo intrusivo principale è costituita da rocce con struttura ipidiomorfa tendenzialmente equigranulare e dall'associazione mineralogica biotite (raramente accompagnata da anfi-

bolo), plagioclasio, quarzo e K-feldspato. La biotite e il plagioclasio sono sempre ben idiomorfi, il quarzo ed il K-feldspato allotriomorfi.

La granodiorite tipo « Bagni di Guida » costituisce un corpo di dimensioni relativamente modeste (circa 4-5 km di lunghezza e 700-800 m di spessore) di forma grossolanamente lenticolare, intrusa dentro la granodiorite tipo « le Serre »; le rocce presentano una struttura leggermente porfirica tendenzialmente panxenomorfa e sono costituite da plagioclasio, biotite, quarzo, K-feldspato e muscovite. Accessori comuni nelle due rocce sono apatite, zircone e magnetite. Per una più completa e accurata descrizione geologica e petrografica delle rocce costituenti le due masse granodioritiche si rimanda al lavoro di CRISCI et alii (1979).

Ai fini del presente studio sono stati selezionati 9 campioni che abbiamo ritenuto essere rappresentativi delle due masse granodioritiche ponendo particolare attenzione nello scegliere rocce molto fresche. Cinque campioni (Ccar 95, Ccar 84, Ccar 80, Ccar 79, Ccar 74) appartengono alla granodiorite tipo « le Serre ». I rimanenti campioni (Ccar 75, Ccar 99, Ccar 99b, Ccar 88) appartengono alla granodiorite tipo « Bagni di Guida ».

Biotite

È il solo femico presente nelle rocce studiate. Nella granodiorite tipo « le Serre » mediamente il suo contenuto modale è di circa il 13 %; si ritrova quasi sempre in pacchetti ben sviluppati di forma esagonale che nelle facies marginali del plutone, a contatto con le filladi, assumono dimensioni eccezionali. Nella granodiorite tipo « Bagni di Guida » il suo contenuto modale è di circa il 10,8 %, si ritrova generalmente come lamine sottili, talvolta di forma irregolare e solo raramente in pacchetti esagonali ben formati, di dimensioni tuttavia modeste (0,2-0,3 cm); in questa roccia la biotite è associata a muscovite primaria la cui concentrazione modale varia dal 2 al 6 %. In entrambe le rocce la biotite è più o meno sempre alterata in clorite; nei campioni esaminati questo tipo di alterazione è tuttavia sempre di modesta entità. La biotite è stata separata e concentrata con un separatore magnetico isodinamico. Si sono ottenuti in questo modo concentrati il cui grado di purezza, valutato al microscopio e al diffrattometro è stato stimato intorno al 96-98 %. Le impurità sono costituite soprattutto da clorite e secondariamente da grani misti di biotite-feldspato, piccoli grani di zircone ed apatite.

COMPOSIZIONE DELLA BIOTITE

Elementi maggiori

Le analisi delle biotiti, raggruppate per tipo di roccia sono riportate nella tabella 1 insieme alle relative formule strutturali. La determinazione degli elementi maggiori è stata eseguita in fluorescenza-X (Na_2O , K_2O , CaO , TiO_2) in assorbimento atomico (MgO) e per via umida (FeO , Fe_2O_3 , SiO_2 e Al_2O_3). La quantità di H_2O^+ è stata determinata come perdita alla calcinazione; F e Cl non sono stati

determinati. La formula strutturale della biotite è stata perciò calcolata sulla base di 24 (O, OH) assumendo come formula tipo $X_2Y_{4-6}Z_8O_{20}(OH)_4$.

Il chimismo generale delle biotiti analizzate è molto simile a quello di altre biotiti appartenenti a rocce plutoniche « calc-alkaline » di natura granitica (s.l.) (DEER et alii, 1962; FOSTER, 1960; NOCKOLDS, 1947; DODGE et alii, 1969; DE ALBUQUERQUE, 1973).

I dati riportati in tabella 1 mostrano tuttavia l'esistenza di differenze significative tra le biotiti appartenenti alle due masse granodioritiche. Le biotiti della granodiorite tipo « le Serre » presentano, rispetto a quelle della granodiorite tipo « Bagni di Guida », un rapporto $Fe_t/(Fe_t+Mg)$ mediamente più basso (0,74 contro 0,78), un contenuto in Al_2O_3 più basso ed un contenuto di SiO_2 leggermente più alto; altri componenti maggiori quali Fe^{3+} , Ti, Mn, K, Ca e Na sembrano invece mantenersi piuttosto costanti. Le variazioni osservate, sebbene in modo meno accentuato, sono molto simili a quelle riscontrate da DE ALBUQUERQUE (1973) nelle biotiti contenute in rocce granitiche (s.l.) del Portogallo.

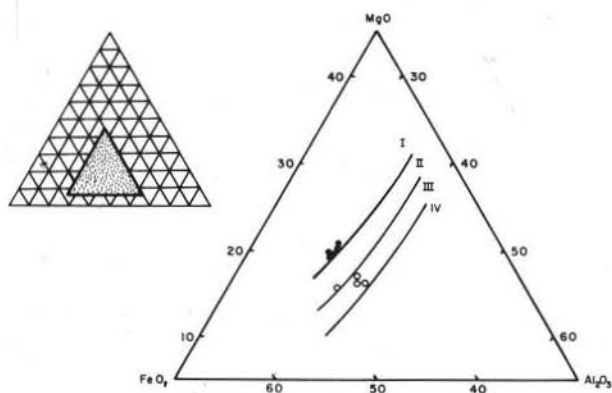


Fig. 1. — Rappresentazione della composizione delle biotiti nel diagramma Al_2O_3 - FeO_{tot} - MgO . ● Biotiti appartenenti alla granodiorite tipo « le Serre »; ○ Biotiti appartenenti alla granodiorite tipo « Bagni di Guida ». I - Area occupata dalle biotiti coesistenti con anfibolo. II - Area occupata dalle biotiti non accompagnate da altri minerali ferro-magnesiaci. III - Area occupata da biotiti coesistenti con muscovite. IV - Area occupata da biotiti coesistenti con minerali allumosilicatici.

Al fine di accertare le relazioni tra variazioni chimiche delle biotiti esaminate e l'associazione paragenetica delle rocce di appartenenza, sono stati riportati in un diagramma triangolare i valori dei rapporti Al_2O_3 - FeO_{tot} - MgO (fig. 1); le diverse aree definiscono l'associazione paragenetica della biotite.

Si può osservare che la biotite della granodiorite tipo « Bagni di Guida » occupa un'area che riflette la paragenesi biotite-muscovite osservata in queste rocce, mentre la biotite della granodiorite tipo « le Serre » sebbene non sia accompagnata da altri minerali ferromagnesiaci, nel diagramma occupa una posizione a cavallo fra le aree definite dalla paragenesi biotite-anfibolo e quella a sola biotite (NOCKOLDS, 1947; DE ALBUQUERQUE, 1973).

TABELLA 1
Composizioni chimiche (% in peso) e formule strutturali delle biotiti

	Granodiorite tipo "le Serre"					Granodiorite tipo "Bagni di Guida"				
	Ccar 74	Ccar 84	Ccar 95	Ccar 79	Ccar 80	Ccar 75	Ccar 88	Ccar 99	Ccar 99b	
SiO ₂	35.47	35.37	34.76	35.30	35.44	34.97	34.97	34.42	34.80	
TiO ₂	3.28	3.28	3.33	3.03	3.15	3.33	3.31	3.01	3.37	
Al ₂ O ₃	15.35	15.31	15.16	15.51	15.01	17.02	17.42	18.03	18.63	
Fe ₂ O ₃	2.69	3.72	3.62	3.75	3.64	3.95	3.20	3.32	2.48	
FeO	18.99	18.42	19.63	18.61	19.02	18.86	18.13	18.77	19.04	
MnO	0.42	0.51	0.55	0.30	0.46	0.48	0.39	0.39	0.41	
MgO	10.34	9.88	9.59	10.25	9.99	7.89	8.24	8.09	7.82	
CaO	1.25	0.43	0.79	0.71	0.80	1.08	1.77	1.29	1.25	
Na ₂ O	0.14	0.10	0.13	0.15	0.19	0.18	0.23	0.15	0.20	
K ₂ O	8.40	8.99	8.47	8.63	8.39	8.38	8.56	8.60	8.58	
H ₂ O ⁺	3.67	3.99	3.97	3.76	3.91	3.86	3.78	3.93	3.42	
F	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	
Fe _t / (Fe _t + Mg)	0.73	0.74	0.75	0.73	0.75	0.79	0.77	0.78	0.78	
Z {	Si	5.44	5.45	5.36	5.41	5.43	5.33	5.39	5.24	5.33
	Al ^{IV}	2.58	2.55	2.64	2.59	2.57	2.67	2.61	2.76	2.67
Y {	Al ^{VI}	0.20	0.21	0.13	0.20	0.14	0.40	0.53	0.48	0.65
	Ti	0.38	0.38	0.39	0.35	0.36	0.39	0.38	0.35	0.40
	Fe ³⁺	0.31	0.43	0.42	0.43	0.42	0.45	0.37	0.38	0.29
	Fe ²⁺	2.43	2.36	2.73	2.38	2.43	2.40	2.32	2.39	2.44
	Mg	2.35	2.25	2.25	2.33	2.27	1.79	1.88	1.84	1.78
	Mn	0.07	0.07	0.07	0.04	0.06	0.06	0.05	0.05	0.05
X {	Ca	0.20	0.07	0.13	0.12	0.13	0.18	0.28	0.21	0.20
	Na	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05	0.07	0.05	0.06
	K	1.64	1.79	1.67	1.63	1.63	1.63	1.67	1.67	1.68
	OH	3.74	4.05	4.04	3.84	3.98	3.92	3.86	4.00	3.60
F										

L'esame delle formule strutturali delle biotiti (tab. 1) permette inoltre di fare le seguenti considerazioni. La quantità di Ca, Na, K, ad eccezione del campione Ccar 88, non raggiunge mai l'ideale valore di due ed il potassio rappresenta quasi sempre circa il 90 % dei cationi X. In alcuni campioni (Ccar 74, Ccar 88, Ccar 99, Ccar 99b), la quantità di calcio sembra piuttosto elevata in confronto ai valori degli altri campioni e ciò può essere conseguente a piccole contaminazioni di apatite.

L'occupazione delle posizioni centro ottaedriche determinata in base alla composizione chimica, varia da 5,30 a 5,94 rispetto al valore ideale di 6 delle miche triottaedriche.

Le biotiti che si discostano di più dal valore ideale 6 sono quelle coesistenti con muscovite e contenenti nella struttura più Al^{IV} e Al^{VI} .

Le principali variazioni tra i cationi Y riguardano il contenuto di Mg, Fe e Al, mentre piuttosto costante è la quantità di Fe^{3+} e Ti^{4+} .

Nella tabella 2 le variazioni dei cationi Al^{IV} , Al^{VI} , Y, R^{3+} , X, R^{2+} sono confrontate con quelle osservate in biotiti appartenenti ad altri complessi intrusivi

TABELLA 2

Confronti dei valori di Al^{IV} , Al^{VI} , R^{3+} , R^{2+} , Y e X tra le biotiti esaminate e quelle appartenenti ad altri complessi intrusivi « calc-alcali »

	Granodioriti "Bagni di Guida"	Granodioriti "le Serre"	Serie di Aregos (De Albuquerque, 1973)		Batolite Sierra Nevada (Dodge, 1969)	
	Mus.+ Biot.	Solo Biot.	Mus. + Biot.	Solo Biot.	Solo Biot.	Solo Biot.
Al^{IV}	2.61 - 2.76	2.55 - 2.64	2.77 ^a	2.63 - 2.70 ^b	2.54 - 2.61 ^b	2.39 - 2.63
Al^{VI}	0.40 - 0.65	0.13 - 0.21	0.61	0.53 - 0.66	0.52 - 0.52	0.37 - 0.66
Y	5.49 - 5.61	5.70 - 5.94	5.86	5.63 - 5.80	5.63 - 5.72	5.60 - 5.80
X	1.86 - 2.02	1.80 - 1.88	1.82	1.93 - 2.00	1.92 - 1.96	1.79 - 2.01
R^{2+}	4.27 - 4.28	4.68 - 5.05	4.73	4.56 - 4.69	4.65 - 4.73	4.14 - 4.61
R^{3+}	0.86 - 0.94	0.51 - 0.64	1.13	0.99 - 1.13	0.98 - 0.99	0.82 - 1.11

a) Serie ibride. b) Rocce porfiriche.

« calc-alcali » nei quali è stata riscontrata un'associazione paragenetica analoga a quella delle rocce esaminate. I dati riportati in tab. 2 mostrano per le biotiti coesistenti con muscovite una buona analogia con i dati della letteratura. Per le biotiti non accompagnate da muscovite o da altri minerali femici si notano alcune discrepanze riguardanti soprattutto il contenuto di Al^{IV} che è piuttosto basso (0,13-0,21) confrontato con i valori (0,37-0,66) riportati dalla letteratura. Tale discrepanza traspare anche dal diagramma di fig. 1 dove chiaramente si nota un valore troppo basso di Al_2O_3 in rapporto al FeO_t e al MgO . A parte ciò le caratteristiche chimiche delle biotiti studiate mostrano differenze ben definite in stretta relazione alla loro paragenesi e al chimismo della roccia totale. In particolare passando da rocce caratterizzate dalla presenza di sola biotite e tendenzialmente più basiche (granodioriti tipo « le Serre ») a rocce contenenti biotite coesistente con muscovite e tendenzialmente più acide (granodiorite tipo « Bagni di Guida »), il contenuto di Al^{IV} e Al^{VI} tende ad

aumentare come pure il rapporto $Fe_t/(Fe_t + Mg)$ mentre l'occupazione dei siti ottaedrici diminuisce. Trends di questo tipo sono molto simili a quelli osservati in letteratura.

Elementi in tracce

In tabella 3 sono riportati i valori relativi al contenuto di Ba, Rb, Cs, Sc, V, Cr, Ni, Co, Zn, Ga, Nb; la determinazione di questi elementi è stata eseguita in fluorescenza-X secondo la metodologia proposta da LEONI e SAITTA (1976).

In fig. 2a e 2b il contenuto dei diversi elementi ed i loro rapporti sono stati diagrammati verso il rapporto $Fe_t/(Fe_t + Mg)$.

TABELLA 3
Elementi in tracce delle biotiti (ppm)

	Granodioriti tipo "le Serre"					Granodioriti tipo "Bagni di Guida"			
	Ccar 74	Ccar 84	Ccar 95	Ccar 79	Ccar 80	Ccar 75	Ccar 88	Ccar 99	Ccar 99b
Cr	56	62	68	70	73	36	29	48	37
Sc	64	66	64	64	68	55	43	52	45
V	364	369	353	359	366	274	257	274	229
Ni	15	16	14	16	17	14	13	15	14
Co	27	24	27	25	24	20	19	18	19
Zn	183	196	233	165	201	233	224	200	192
Ga	20	21	23	21	21	29	29	31	29
Nb	28	30	32	27	33	41	38	34	41
Rb	280	312	298	274	298	314	327	310	309
Ba	2521	1636	2225	2104	1930	1501	1742	1496	1438
Cs	30	29	32	20	14	34	18	33	36

Rubidio e cesio mediamente tendono ad aumentare passando dalle granodioriti tipo «le Serre» a quelle tipo «Bagni di Guida», mentre il rapporto Rb/Cs si mantiene piuttosto costante. Il comportamento geochimico di questi elementi nelle biotiti riflette solo parzialmente quello osservato nelle rocce delle due masse intrusive. Infatti mentre il contenuto di Rb mediamente è più elevato nella granodiorite tipo «Bagni di Guida» (113 ppm contro 102 ppm), il contenuto di Cs è mediamente più elevato nella granodiorite tipo «le Serre» (2,3 ppm contro 1,5 ppm).

Il bario ha un comportamento opposto a quello del Rb e Cs, il suo contenuto nella biotite tende a diminuire nelle rocce più acide (Bagni di Guida) sebbene proprio in queste raggiunga tenori più elevati (886 ppm nella granodiorite tipo «Bagni di Guida» contro 682 ppm nelle granodioriti tipo «le Serre») (CRISCI et alii, 1979). L'andamento del bario può forse riflettere condizioni (T , P_{H_2O}) di cristallizzazione diverse per la biotite contenuta nelle due masse. È indubbio che

temperature di cristallizzazione più elevate favoriscono l'entrata del Ba^{2+} al posto del K^{+} nelle posizioni di interstrato.

La quantità di Cr, V e Sc, come pure i rapporti Cr/Fe^{3+} , V/Fe^{3+} e Sc/Fe^{3+} , diminuiscono passando dalla biotite della massa tipo « le Serre » a quella della gra-

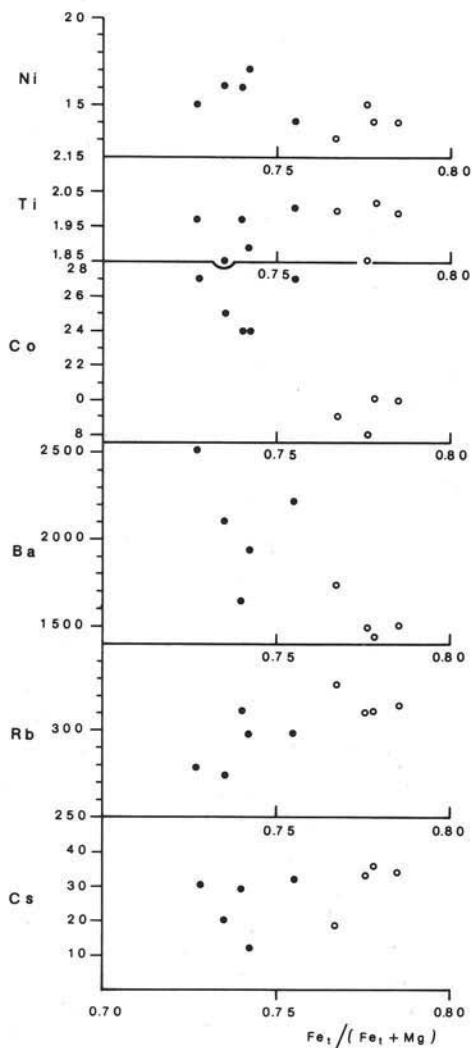
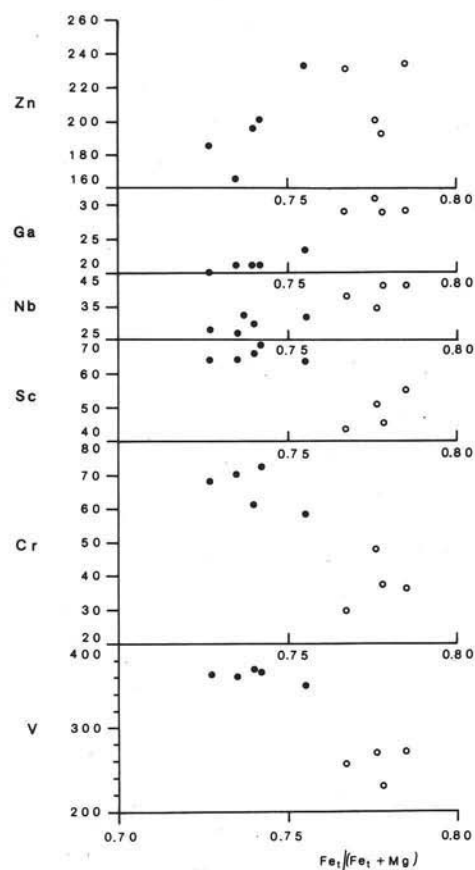


Fig. 2 a. — Diagrammi di variazione degli elementi in tracce e dei loro rapporti nella biotite rispetto al rapporto $Fe_t/(Fe_t + Mg)$. I simboli come in fig. 1.



nodiorite tipo « Bagni di Guida ». Le variazioni di Cr, V, Sc sono in accordo con il carattere leggermente più acido della granodiorite tipo « Bagni di Guida » (queste rocce contengono mediamente quantità di Sc, V, Cr più basso), mentre le variazioni dei rapporti si accordano assai bene con i valori relativi alle energie di legame di Sc, V, Cr e Fe^{3+} (Nockolds, 1966).

Nichel e cobalto ed il rapporto Ni/Fe^{2+} e Co/Fe^{2+} sono più alti nelle biotiti

delle rocce intrusive tendenzialmente più basiche, mentre lo zinco ed il rapporto Zn/Fe^{2+} presenta un andamento opposto. Anche in questo caso i trends osservati si accordano assai bene con le caratteristiche delle biotiti esaminate e con il chimismo della roccia totale. Assai più disperse e scarsamente significative sono invece le variazioni riguardanti i valori dei rapporti Ni/Co e Ni/Mg .

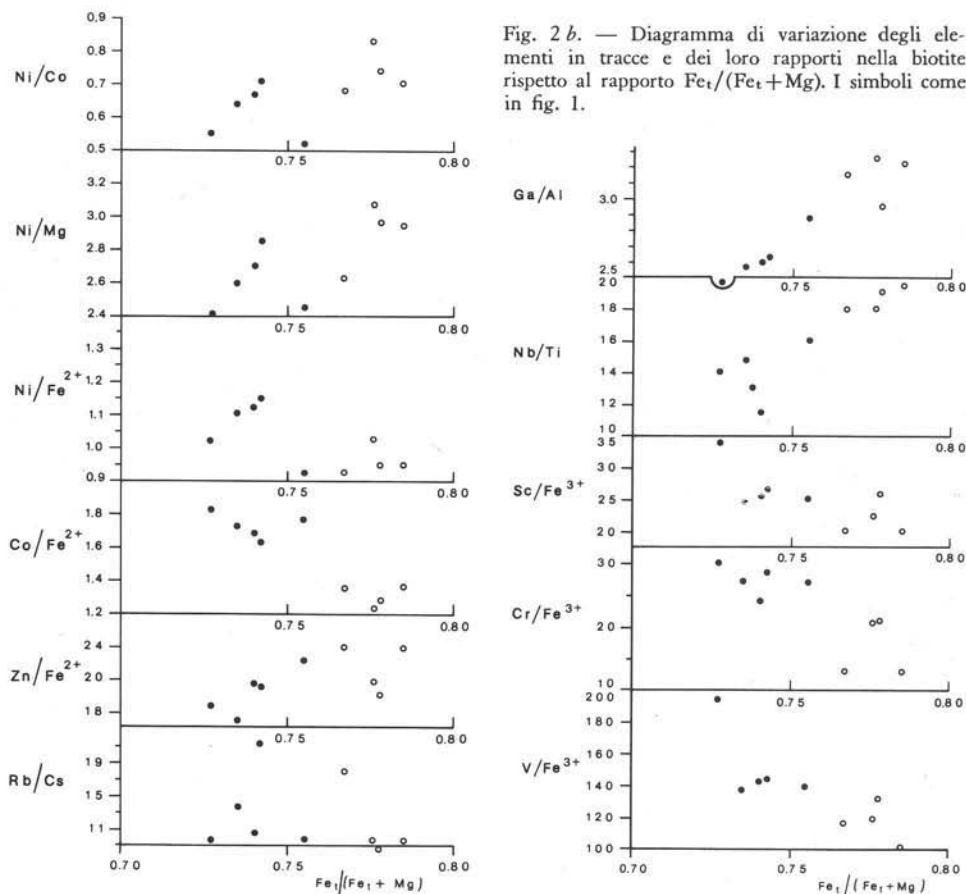


Fig. 2 b. — Diagramma di variazione degli elementi in tracce e dei loro rapporti nella biotite rispetto al rapporto $Fe/(Fe + Mg)$. I simboli come in fig. 1.

Il gallio riflette le variazioni dell'alluminio e la sua quantità è più alta nella biotite della massa granodioritica più acida. Il rapporto Ga/Al va nella stessa direzione e ciò è in accordo con il comportamento cristallografico di questi due elementi (Nockolds, 1966).

Il contenuto di niobio ed il rapporto Nb/Ti sono più elevati nella biotite facente parte della massa intrusiva più acida. VISWANATHAN (1973) ha trovato che tenori più alti di Nb e valori più elevati del rapporto Nb/Ti sono da mettersi in relazione ad una cristallizzazione più tardiva della biotite.

In definitiva risulta che le differenze riscontrate nelle biotiti, per la maggior parte degli elementi in tracce (Cr, V, Ni, Sc, Rb, Nb, Ga, Zn), riflettono le varia-

zioni osservate nelle rispettive rocce ospiti. Altri elementi quali Cs e Ba presentano invece comportamenti non in sincronia con quelli osservati nella roccia totale.

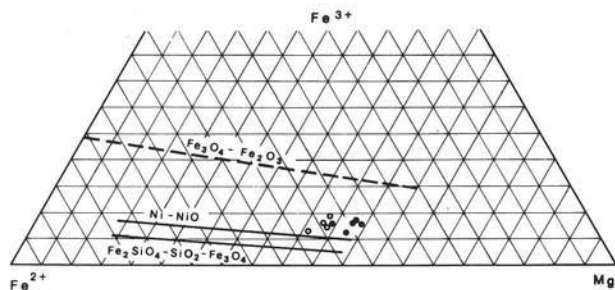


Fig. 3. — Rappresentazione della composizione delle biotiti nel diagramma Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mg (WONES and EUGSTER, 1965). I simboli come in fig. 1.

Condizioni di cristallizzazione delle biotiti

Come mostrato da WONES e EUGSTER (1965), i fattori che maggiormente condizionano la composizione della biotite sono la temperatura e la f_{O_2} ; altri fattori quali $f_{\text{H}_2\text{O}}$ e f_{H_2} sono molto meno critici a condizione che superino valori limiti

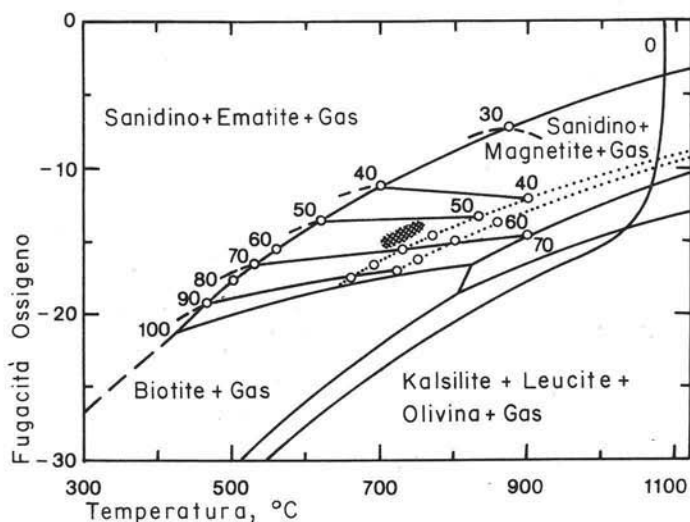


Fig. 4. — Diagramma di stabilità della biotite a 2070 bars di pressione totale in funzione della temperatura e della fugacità di ossigeno. (WONES and EUGSTER, 1965). L'area tratteggiata rappresenta la composizione delle biotiti studiate.

oltre i quali la biotite può cristallizzare come fase stabile. Assumendo che altre variazioni chimiche, oltre al rapporto Fe/Mg e $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$, non influenzino in modo sensibile la stabilità della biotite, i dati sperimentali di WONES e EUGSTER (1965)

sul sistema ternario $\text{KFe}_3^{3+}\text{AlSi}_3\text{O}_{12}\text{H}_1 - \text{KFe}_3^{2+}\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2 - \text{KMg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ possono essere usati per valutare la temperatura e la fugacità di ossigeno durante la cristallizzazione delle biotiti. Questo minerale, nelle rocce esaminate, coesiste con magnetite e K-feldspato, ed occupa nel diagramma $\text{Fe}^{2+}\text{-Fe}^{3+}\text{-Mg}$ (fig. 3) una posizione corrispondente ad una fugacità di ossigeno leggermente superiore a quella controllata dal tampone Ni-NiO. Poichè la composizione delle biotiti indica fugacità di ossigeno in equilibrio con una curva tampone (leggermente superiore al tampone Ni-NiO), il rapporto $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ (moli), come illustrato in fig. 4, può fornire una stima della temperatura di cristallizzazione della biotite.

Dal diagramma di fig. 4 si ottengono per le biotiti esaminate temperature comprese fra 700-750° C e f_{O_2} comprese fra 10^{-15} - 10^{-14} bars. Le temperature stimate sono molto simili a quelle ottenute da altri autori (DODGE et alii, 1969; DE ALBUQUERQUE, 1973) per le biotiti appartenenti a rocce granodioritiche e aventi una composizione simile alle biotiti studiate; PIWINSKI (1968) ha ottenuto sperimentalmente, durante la fusione di rocce granodioritiche a 2-3 Kb, temperature comprese fra 800-850° C per la scomparsa della biotite.

Riferendoci alle due masse granodioritiche, oggetto di questa indagine, possiamo affermare sulla base del rapporto $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ che la biotite della granodiorite tipo «Bagni di Guida» ha cristallizzato ad una temperatura inferiore rispetto alla biotite della granodiorite tipo «le Serre».

Feldspato potassico

È uno dei costituenti fondamentali delle rocce studiate. Mediamente il suo contenuto modale si aggira intorno all'11 % nelle granodioriti tipo «le Serre» e al 15 % nelle granodioriti tipo «Bagni di Guida». In sezione sottile si presenta sempre in grosse plaghe allotriomorfe e include spesso biotite e plagioclasio, alcune volte quarzo; è sempre peritico e lo smescolamento assume generalmente dimensioni più vistose nei campioni appartenenti alla granodiorite tipo «le Serre». Nei campioni esaminati non si osserva mai la tipica doppia geminazione albite-pericline del microclino. Questa particolarità del K-feldspato non è tuttavia costante; in alcuni campioni appartenenti alle due masse (non esaminati in questo studio) questo minerale infatti può presentarsi con la doppia geminazione. Per lo studio chimico e mineralogico del K-feldspato sono stati utilizzati campioni ottenuti separando questo minerale dai liquidi pesanti. La determinazione del 2V è stata eseguita utilizzando le sezioni sottili della roccia totale.

Stato strutturale e caratteristiche mineralogiche del K-feldspato

Le caratteristiche strutturali del feldspato potassico sono state determinate in diffrazione di polvere a raggi X utilizzando il metodo proposto da WRIGHT (1968). Nel diagramma illustrato in fig. 5 sono stati riportati i valori 2θ $\text{CuK}\alpha$ dei riflessi (060) e (204); la posizione del riflesso (204) oltre che misurata sperimentalmente è stata calcolata utilizzando i valori angolari dei riflessi (113) e (002) secondo le

equazioni riportate da SMITH (1971); ciò in quanto per alcuni campioni (Ccar 75, Ccar 84, Ccar 95) il riflesso $(\bar{2}04)$ interferiva parzialmente con un altro riflesso. In tabella 4 sono stati riportati i valori angolari 2ϑ dei riflessi (060) e $(\bar{2}04)$ misurati direttamente e per il riflesso $(\bar{2}04)$ la media calcolata dalla posizione angolare dei riflessi $(\bar{1}31)$ e (002) ; come si può osservare i valori di 2ϑ $(\bar{2}04)$ determinati direttamente e quelli determinati indirettamente sono generalmente in buon accordo.

Nella stessa tabella vengono riportati i valori angolari 2ϑ del riflesso $(\bar{2}01)$ determinati sperimentalmente e quelli stimati dal diagramma di fig. 5. Il valore 2ϑ

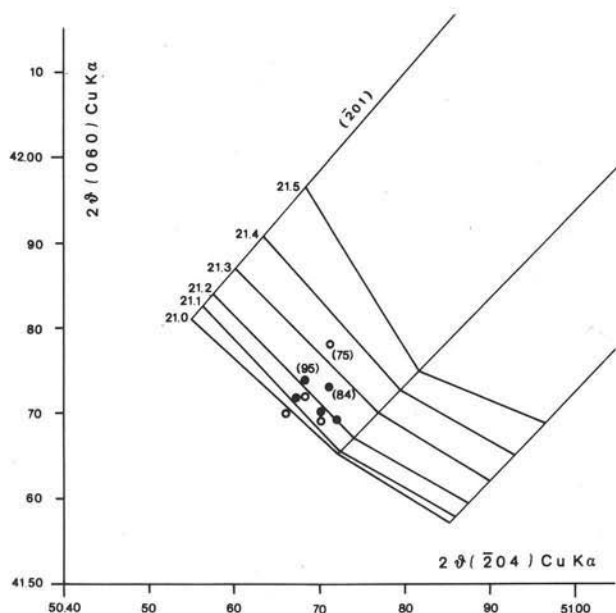


Fig. 5. — Diagramma (WRIGHT, 1968) mostrandone lo stato strutturale dei feldspati potassici esaminati in funzione dei valori 2ϑ (060) e 2ϑ $(\bar{2}04)$ (radiazione $\text{Cu K}\alpha$). Dal diagramma possono essere stimati i valori 2ϑ $(\bar{2}01)$. I simboli come in fig. 1.

del riflesso $(\bar{2}01)$ infatti, oltre ad essere funzione della composizione del feldspato potassico, permette, se confrontato con i dati stimati dal diagramma di fig. 5, di accertare se questo minerale è anomalo. Secondo la definizione data da WRIGHT un feldspato potassico può essere considerato anomalo se la differenza in 2ϑ tra il valore misurato e quello stimato è superiore a $0,10^\circ$. Dei feldspati studiati, solamente tre (Ccar 88, Ccar 99, Ccar 99 b), tutti appartenenti alla granodiorite tipo « Bagni di Guida », possono essere definiti normali. I feldspati dei campioni Ccar 75, Ccar 95, Ccar 84 sono vistosamente anomali, mentre i rimanenti Ccar 74, Ccar 79 e Ccar 80 sono leggermente anomali. Dei campioni Ccar 84, Ccar 75, Ccar 95 (vistosamente anomali) e Ccar 79 (leggermente anomalo, $\Delta 2\vartheta (\bar{2}01) = 0,12$) sono stati raffinati i parametri utilizzando una cella monoclinica e circa 20 riflessi univocamente

indicizzati. Questi dati sono riportati in tabella 5. I parametri di cella confermano il carattere anomalo di questi feldspati ad eccezione del campione Ccar 79 che sulla base dei parametri di cella può essere definito normale (SMITH, 1971). Per i

TABELLA 4
*Feldspato potassico - Valori di 2θ relativi ai riflessi (060), ($\bar{2}$ 04), ($\bar{2}$ 01)
(Radiazione CuK α filtrata) e valori del $2V\alpha$*

	Granodiorite tipo "le Serre"					Granodiorite tipo "Bagni di Guida"			
	Ccar 74	Ccar 84	Ccar 95	Ccar 79	Ccar 80	Ccar 75	Ccar 88	Ccar 99	Ccar 99b
Riflessi									
060	41.70	41.73	41.74	41.70	41.69	41.78	41.70	41.72	41.72
$\bar{2}$ 04	50.70	50.71	50.68	50.69	50.72	50.72	50.66	50.68	50.67
$\bar{2}$ 04 ^a	50.70	50.72	50.67	50.70	50.71	50.72	50.66	50.69	50.67
$\bar{2}$ 01	20.99	21.00	21.03	21.01	21.02	21.01	21.02	21.04	21.03
$\bar{2}$ 01 ^b	21.17	21.25	21.21	21.13	21.20	21.34	21.00	21.16	21.12
$2V\alpha$	70 - 76	56 - 64	58 - 63	54 - 60	52 - 60	n.d.	60 - 66	60 - 66	62 - 68

a) 2θ ($\bar{2}$ 04) Calcolato dai valori 2θ dei riflessi ($\bar{1}$ 31) e (002). b) 2θ ($\bar{2}$ 01) Stimato dal diagramma di fig. 5. L'errore di misura di ogni singolo riflesso è di $\pm 0,01^\circ$.

feldspati anomali lo stato strutturale resta comunque definito, ma il picco $\bar{2}$ 01 non può essere usato per calcolare la loro composizione.

Il diagramma di fig. 5 indica pertanto che lo stato strutturale dei feldspati potassici esaminati può essere definito come intermedio tra quello di un ortoclasio

TABELLA 5
*Parametri di cella dei feldspati potassici anomali (Ccar 75, Ccar 95, Ccar 48)
e di un feldspato potassico leggermente anomalo (Ccar 79)*

	a (Å)	b	c	α_0	β_0	γ_0	V (Å) ³
Ccar 75	8.561 (3)	12.953 (4)	7.194 (2)	90°	116°01' (1)	90°	716.9 (4)
Ccar 95	8.578 (3)	12.974 (3)	7.201 (2)	90°	116°01' (2)	90°	720.1 (3)
Ccar 84	8.560 (3)	12.949 (5)	7.196 (3)	90°	116°01' (2)	90°	716.8 (4)
Ccar 79	8.574 (3)	12.986 (3)	7.201 (1)	90°	116°00' (1)	90°	720.6 (3)

a) 2θ ($\bar{2}$ 04) Calcolato dai valori 2θ dei riflessi ($\bar{1}$ 31) e (002). b) 2θ ($\bar{2}$ 01) Stimato dal diagramma di fig. 5. L'errore di misura di ogni singolo riflesso è di $\pm 0,01^\circ$.

e quello di un microclino. A questo proposito va rilevato che in nessun campione è stato osservato, nel diffrattogramma di polvere, lo sdoppiamento dei riflessi (130) e ($\bar{1}$ 31). I valori di $2V\alpha$ riportati in tabella 4 sebbene mostrino variazioni piuttosto ampie all'interno di uno stesso campione (5° - 8°), si accordano piuttosto bene con le caratteristiche strutturali determinate per via diffrattometrica.

Composizione chimica del K-feldspato

Le analisi chimiche del K-feldspato contenute nelle due masse granodioritiche sono riportate in tabella 6; esse sono comprensive di Rb, Sr e Ba.

La determinazione di K_2O , SiO_2 , Al_2O_3 , CaO e dei tre elementi in tracce è stata eseguita in fluorescenza-X utilizzando la metodologia proposta da LEONI e SAITTA (1973); il contenuto di Na_2O è stato determinato in assorbimento atomico. Le quantità di Or, Ab, An riportate in tabella 6 sono state calcolate utilizzando

TABELLA 6

Analisi chimiche (% in peso) e composizioni mineralogiche dei feldspati potassici
(Gli elementi minori sono espressi in ppm)

	Granodiorite tipo "le Serre"					Granodiorite tipo "Bagni di Guida"			
	Ccar 74	Ccar 84	Ccar 95	Ccar 79	Ccar 80	Ccar 75	Ccar 88	Ccar 99	Ccar 99b
K_2O	13.36	14.48	13.76	13.72	13.75	14.06	14.74	14.78	14.72
Na_2O	2.26	1.35	1.72	1.98	1.92	1.92	1.16	1.20	1.15
CaO	0.38	0.40	0.40	0.36	0.35	0.36	0.28	0.32	0.29
Al_2O_3	18.75	18.60	18.41	18.56	18.69	18.89	18.35	18.52	18.48
SiO_2	65.25	65.17	65.72	65.38	65.29	64.77	65.47	65.18	65.36
Rb	207	215	235	201	201	194	213	244	242
Sr	208	227	190	194	172	250	309	249	283
Ba	1842	2072	1587	2579	1638	2479	3023	2193	2005
Or	79.0	85.5	81.3	81.1	81.3	83.1	87.1	87.4	87.0
Ab	19.1	11.4	14.6	16.8	16.2	16.2	9.8	10.2	9.7
An	1.9	2.0	2.0	1.8	1.7	1.8	1.4	1.6	1.5
(Or+Ab+An)	100.0	98.9	97.9	99.7	99.2	101.1	98.3	99.2	98.2

rispettivamente le quantità in peso di K_2O , Na_2O e CaO ; la somma $Ab+Or+An$ così calcolata è compresa tra 97,9 e 101,1 indicando in generale una buona accuratezza delle analisi. Sebbene la composizione del K-feldspato mostri una certa variabilità all'interno delle due masse, i dati riportati in tabella 6 suggeriscono che mediamente la granodiorite tipo « Bagni di Guida » contiene un feldspato potassico meno sodico e meno calcico. Il contenuto di Na_2O del K-feldspato sembra quindi più basso nelle rocce granodioritiche più acide. Tale andamento contrasta con i dati di DE ALBUQUERQUE (1975) sui feldspati potassici delle rocce granitiche e granodioritiche di « Aregos », Portogallo e con quelli di CARRON e LAGACHE (1971) relativi ai feldspati potassici di rocce granitiche e granodioritiche della Corsica.

Tali autori infatti trovano che il rapporto Na/K del K-feldspato è generalmente più alto nelle rocce più acide. A questo proposito va osservato che la quan-

tità di Na_2O nel k-feldspato è controllata da molti fattori quali composizione del plagioclasio, T e $P_{\text{H}_2\text{O}}$. Infatti a parità di $P_{\text{H}_2\text{O}}$ e T il feldspato potassico contiene una maggiore quantità di sodio se il plagioclasio coesistente con esso è più acido; temperature maggiori favoriscono una maggiore solubilità del Na nel K-feldspato, mentre $P_{\text{H}_2\text{O}}$ più elevate agiscono in senso opposto. Nelle rocce esaminate il plagioclasio, sempre zonato, è leggermente più basico nella granodiorite tipo « le Serre » rispetto alla granodiorite tipo « Bagni di Guida » (43_{An} contro 38_{An}). I contenuti di Na_2O nel K-feldspato suggeriscono quindi che questo minerale,

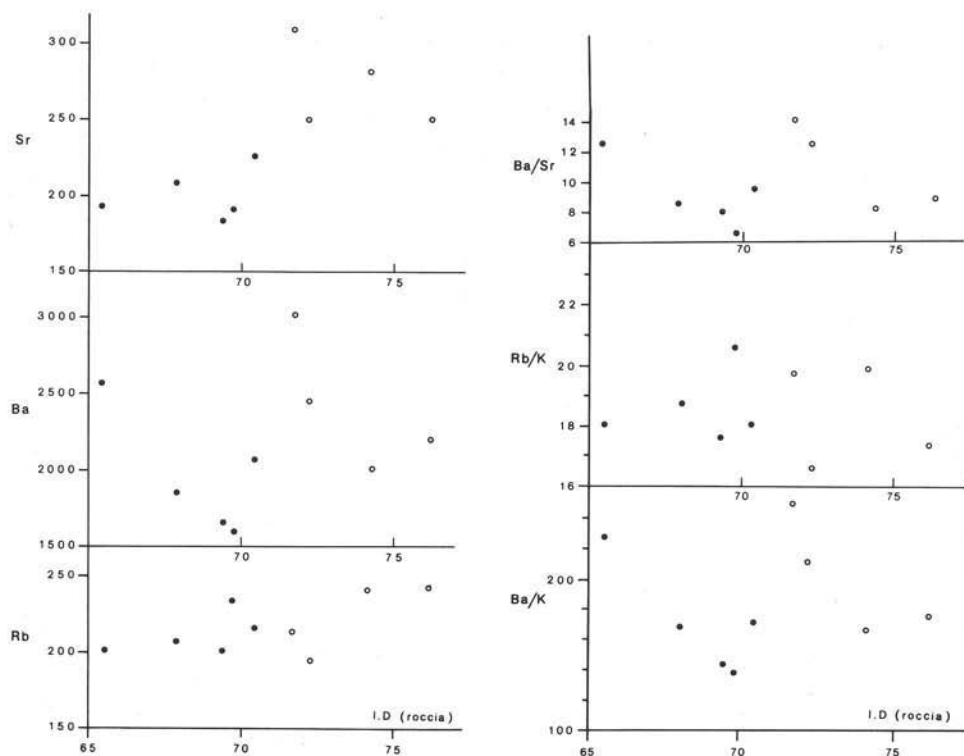


Fig. 6. — Diagramma di variazione degli elementi in tracce e dei loro rapporti (K-feldspato) rispetto all'indice di differenziazione della roccia (I.D.). Simboli come in fig. 1.

nella granodiorite tipo « le Serre » può aver cristallizzato ad una temperatura più elevata e/o a pressione di acqua più bassa; temperature di cristallizzazione più elevate possono giustificare anche il maggior contenuto di CaO. I dati (CRISCI et alii, 1979) sulle temperature e pressioni di cristallizzazione dei fusi cotettici delle due masse granodioritiche indicano temperature di cristallizzazione simili e per la granodiorite tipo « Bagni di Guida » pressioni di acqua più basse (2-3 Kb rispetto a 5 Kb della granodiorite di base). È probabile quindi che altri fattori quali modalità di raffreddamento, intervallo di cristallizzazione possono aver influenzato il contenuto di Na_2O nel K-feldspato.

Elementi in tracce

Nel diagramma di fig. 6a e 6b i contenuti di Rb, Sr, Ba e i rapporti Ba/Sr, Rb/K e Ba/K del feldspato potassico sono stati diagrammati contro l'indice di differenziazione della roccia ($Ab+Or+Q$ normativi). Il rubidio aumenta leggermente come l'indice di differenziazione della roccia cresce, mentre il rapporto Rb/K si mantiene piuttosto costante. Un andamento analogo al Rb sembra seguire lo Sr, sebbene i dati relativi ai feldspati della granodiorite tipo « Bagni di Guida » siano assai dispersi e sembrano allinearsi su di un trend con andamento opposto a quello generale (lo Sr nel K-feldspato di questa massa granodioritica sembra infatti diminuire all'aumentare dell'indice di differenziazione della roccia). Il bario all'aumentare dell'indice di differenziazione della roccia diminuisce e sembra seguire due trends distinti nelle due masse granodioritiche; i rapporti Ba/Sr e Ba/K mostrano un andamento simile a quello del bario.

La distribuzione del Ba, in parte quello dello Sr e l'andamento dei rapporti Ba/Sr e Ba/K sembrano suggerire che le due masse granodioritiche abbiano subito una storia di cristallizzazione indipendente.

Distribuzione di Ba, Rb tra biotite e K-feldspato

La distribuzione di Ba e Rb tra biotite e K-feldspato è mostrata in fig. 7. Il Ba è mediamente contenuto in quantità uguale tra biotite e K-feldspato mentre il Rb è più concentrato nella biotite. Mentre la ripartizione del Rb tra questa coppia di minerali appare normale, la ripartizione del Ba è piuttosto anomala in quanto generalmente, sulla base di considerazioni strutturali (DEER et alii, 1962 a, b), il Ba dovrebbe concentrarsi più nel K-feldspato che nella biotite. È opportuno tuttavia tener presente che durante la cristallizzazione di una roccia granitica (s.l.) altri fattori quali chimismo della roccia quantità relativa dei due minerali, intervallo di temperatura tra il loro inizio di cristallizzazione, possono alterare la distribuzione del Ba tra biotite e K-feldspato.

Di seguito vengono riportati i coefficienti di distribuzione del rapporto Rb/K e Ba/K tra biotite (B) e K-feldspato (F).

	Granodioriti tipo « le Serre »					Granodioriti tipo « Bagni di Guida »				
	74	84	95	79	80	75	88	99	99b	Camp.
$K_D^{B/F} Rb/K$	2,2	2,3	2,1	2,2	2,4	2,7	2,6	2,2	2,3	
$K_D^{B/F} Ba/K$	2,2	1,3	2,3	1,3	1,9	1,0	1,0	1,2	1,2	

Il range di variazione del coefficiente di distribuzione Rb/K è piuttosto piccolo ed il valore medio è più elevato per la granodiorite tipo « Bagni di Guida » (costituita da termini più sialici) (2,4 contro 2,2). I valori $K_D^{B/F} Rb/K$ per le rocce granodioritiche esaminate sono piuttosto bassi se confrontati con i valori riportati dalla letteratura per rocce dello stesso tipo; tali dati infatti oscillano tra 4 e 2,8 (LANGE et alii, 1966; KOLBE, 1966; WHITE, 1966; DE ALBUQUERQUE, 1975). Comunque, assu-

mendo che i minerali non siano stati interessati da processi di alterazione post-magmatici (a parte la modesta alterazione della biotite in clorite, fenomeni di questo tipo non sono stati osservati nella roccia ospite), sembra possibile escludere, tenendo conto dell'omogeneità dei valori, condizioni di non equilibrio per la coppia Biotite-K-feldspato. Se si ammette quindi che i due minerali durante il raffreddamento della roccia abbiano raggiunto una qualche forma di equilibrio, sulla base delle considerazioni teoriche di McINTIRE (1963) e dei dati sperimentali di BESWICK (1973), i valori $K_D^{B/F}$ Rb/K mediamente più bassi della granodiorite tipo « le Serre » dovrebbero indicare temperature di equilibrio più alte per questo tipo di rocce; va

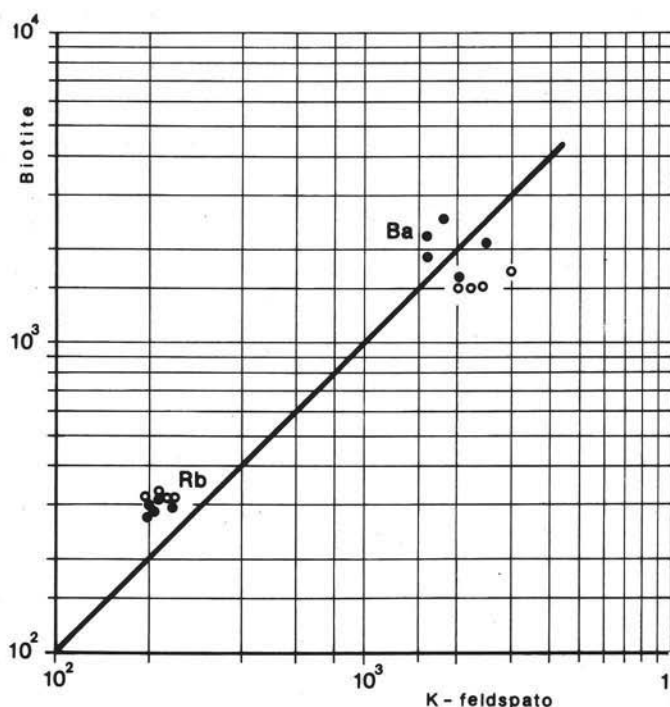


Fig. 7. — Distribuzione del Ba e Rb tra biotite e K-feldspato. I simboli come in fig. 1.

tuttavia osservato che fattori come composizione del feldspato potassico e l'intervallo di temperatura tra l'inizio e la fine di cristallizzazione del magma possono influenzare il valore di tale coefficiente (DE ALBUQUERQUE, 1975).

I valori del coefficiente di distribuzione del rapporto Ba/K presentano un andamento opposto a quello osservato per il rapporto Rb/K, mantenendosi mediamente più bassi nella granodiorite tipo « Bagni di Guida » (1,1 contro 1,8). Il bario rispetto al potassio sembra quindi comportarsi in modo del tutto opposto al rubidio e ciò appare giustificato dal comportamento geochimico di questo elemento durante la cristallizzazione di rocce granitiche (s.l.).

Conclusioni

Lo studio mineralogico e chimico della biotite e del K-feldspato presenti nelle due masse granodioritiche delle Serre Meridionali (Calabria) ha permesso di evidenziare alcuni aspetti circa le relazioni esistenti tra caratteristiche chimiche e petrografiche della roccia e quelle di alcuni costituenti mineralogici fondamentali.

La composizione della biotite sembra legata alla sua paragenesi, in pratica al chimismo e alle condizioni di cristallizzazione del magma. Biotiti contenute in rocce più acide e associate con muscovite hanno, rispetto a biotiti contenute in rocce più basiche e non accompagnate con muscovite o alcun minerale ferromagnesiaco, meno Si, più Al ed un rapporto $Fe_t/(Fe_t + Mg)$ più elevato. Gli elementi in tracce ed i loro rapporti mostrano, con qualche eccezione, una distribuzione conforme alle leggi cristallochimiche che ne regolano il comportamento durante i processi di cristallizzazione.

Infatti, fatta eccezione per Cs e Ba (il primo passando da rocce più basiche a rocce più acide cresce nella biotite e diminuisce nella roccia totale, il secondo si comporta in senso opposto), la distribuzione degli altri elementi riflette, anche se in modo più accentuato, quella osservata nella roccia ospite (CRISCI et alii, 1979).

È stato possibile stabilire che le biotiti hanno cristallizzato da magmi nei quali la f_{O_2} era tamponata ad un valore leggermente superiore al tampone Ni-NiO e sotto temperature comprese tra 700-750° C.

La granodiorite tipo « Bagni di Guida » contenente una biotite con un rapporto $Fe/(Fe + Mg)$ più elevato avrebbe iniziato a cristallizzare a temperature più basse, la granodiorite tipo « le Serre » contenente biotite con un rapporto $Fe/(Fe + Mg)$ più basso a temperature più elevate.

La composizione del K-feldspato (contenuto in Na_2O) sembra legata più che al chimismo, alle condizioni di cristallizzazione del magma. Infatti, tenuto conto di altri fattori quali composizione del plagioclasio e pressione d' H_2O , la temperatura e le modalità di raffreddamento potrebbero essere stati i fattori che maggiormente hanno condizionato il tenore di Na_2O del K-feldspato.

I valori del coefficiente di distribuzione Rb/K e Ba/K per la coppia Biotite e K-feldspato indicano per la granodiorite tipo « Bagni di Guida » temperature di equilibrio più basse.

La distribuzione di Ba e Sr e i rapporti Ba/Sr e Ba/K nel K-feldspato suggeriscono che i due corpi intrusivi hanno seguito una storia di cristallizzazione indipendente.

Circa i legami genetici tra le due masse, sulla base dei dati raccolti, possono essere suggerite le seguenti ipotesi:

- a) la granodiorite tipo « Bagni di Guida », che rappresenta il corpo più piccolo, potrebbe derivare per differenziazione dalla granodiorite tipo « le Serre ». Tale ipotesi può accordarsi piuttosto bene con il chimismo della biotite (elementi maggiori e gran parte degli elementi in tracce), ma difficilmente sarebbe in

grado di spiegare due trends separati e paralleli del bario nel K-feldspato;
 b) le due granodioriti rappresentano due intrusioni separate, geneticamente indipendenti o comunque non legate da semplici processi di differenziazione.

I dati raccolti in questo studio sembrano tuttavia insufficienti a stabilire quale di queste ipotesi sia la più probabile.

BIBLIOGRAFIA

- AMODIO MORELLI L., BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LI-GUORI V., LORENZONI S., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICCARRETA G., RUSSO M., SCANDONE P., ZANETTIN LORENZONI E., ZUPPETTA A. (1976) - *L'arco Calabro-Peloritano nell'orogenesi Appenninico-Maghrebide*. Atti 68° Congresso Soc. Geol. It. (bozze di stampa).
- BESWICK A.E. (1973) - *An experimental study of alkali metal distributions in feldspars and micas*. Geochim. Cosmochim. Acta, 37, 183-208.
- BORSI S., HIEKE MERLIN O., LORENZONI S., PAGLIONICO A., ZANETTIN LORENZONI E. (1976) - *Stilo Unit and « dioritic-kinzigitic » Unit in Le Serre (Calabria, Italy)*. Geological, petrological, geochronological characters. Boll. Soc. Geol. It., 95, 1-26.
- CARRON J.P., LAGACHE M. (1971) - *La distribution des éléments alcalins Li, Na, K, Rb dans les minéraux essentiels des granites et granodiorites du sud de la Corse*. Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr., 94, 70-80.
- CRISCI G.M., LEONI L., MAZZUOLI R., MORESI M., PAGLIONICO A. (1979) - *Petrological and geochemical outlines of two intrusive stocks outcropping in Serre (Calabria, southern Italy)*. (In stampa).
- DE ALBUQUERQUE C.A.R. (1973) - *Geochemistry of biotites from granitic rocks, northern Portugal*. Geochim. Cosmochim. Acta, 37, 1779-1802.
- DE ALBUQUERQUE C.A.R. (1975) - *Partition of trace elements in coexisting biotite, muscovite and potassium feldspar of granitic rocks, northern Portugal*. Chem. Geol., 16, 89-108.
- DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMAN J. (1962 a) - *Rock-forming Minerals, 3. Sheet Silicates*. Longmans, London, 284 pp..
- DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMAN J. (1962 b) - *Rock-forming Minerals, 4. Framework Silicates*. Longmans, London, 448 pp..
- DODGE F.C.W., SMITH V.C., MAYS R.E. (1969) - *Biotites from granitic rocks of the Central Sierra Nevada batholith, California*. J. Petrol., 10, 250-271.
- FOSTER M.D. (1960) - *Interpretation of the composition of trioctahedral micas*. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 354-B, 1-49.
- KOLBE P. (1966) - *Geochemical investigation of the Cape granite, South-Western Cape Province, South Africa*. Trans. Geol. Soc. S. Afr., 69, 161-199.
- LANGE I.M., REYNOLDS R.C., LYONS J.B. (1966) - *K/Rb ratios in coexisting K-feldspars and biotites from some New England granites and metasediments*. Chem. Geol., 1, 317-322.
- LEONI L., SAITTA M. (1973) - *X-Ray fluorescence analysis of powder pellets utilizing a small quantity of material*. X-Ray Spectr., 3, 74-77.
- LEONI L., SAITTA M. (1976) - *X-Ray fluorescence analysis of 29 trace elements in rocks and mineral standards*. Rend. Soc. It. Miner. Petrol., 32, 497-510.
- MCINTIRE W.L. (1963) - *Trace element partition coefficients - a review of theory and applications to geology*. Geochim. Cosmochim. Acta, 27, 1209-1264.
- MORESI M., PAGLIONICO A. (1975) *Osservazioni geologiche, petrografiche e geochemiche sulle rocce granitoidi delle Serre Orientali (Calabria)*. Boll. Soc. Geol. It., 94, 1855-1882.
- NOCKOLDS S.R. (1947) - *The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks*. Amer. J. Sci., 245, 401-420.

- NOCKOLDS S. R. (1966) - *The behaviour of some elements during fractional crystallization of magma*. Geochim. Cosmochim. Acta, 30, 267-278.
- PIWINSKII A. J. (1968) - *Experimental studies of igneous rock series, Central Sierra Nevada batholith, California*. J. Geol., 76, 548-570.
- SMITH J. V. (1974) - *Feldspar Minerals. 1 - Crystal structure and physical properties*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- VISWANATHAN S. A. (1973) - *A geochemical study of niobium distribution and of Nb-Ti and Nb-Zr relations in some phyllosilicates*. Current Sci. India, 42, 524-527.
- WHITE A. J. R. (1966) - *Genesis of migmatites from the Palmer region of South Australia*. Chem. Geol., 1, 165-200.
- WONES D. R., EUGSTER H. P. (1965) - *Stability of biotite: experimental theory and application*. Am. Mineral., 50, 1228-1272.
- WRIGHT T. L. (1968) - *X-Ray and optical study of alkali feldspar. II - An X-Ray method for determining the composition and structural state from measurement of 2θ value for three reflections*. Amer. Mineral., 53, 88-104.