

DARIO VISONÀ \*

## LO STOCK DI GRANITO A CORDIERITE DEL M. SELLA NEL MASSICCIO DI BRESSANONE (ALPI ORIENTALI)\*\*

RIASSUNTO. — In prossimità del margine sud della porzione centrale del massiccio di Bressanone, una piccola massa granitica a tessitura orientata intrude la granodiorite. Vengono presentati i dati chimici, modal, petrografici e microchimici di alcuni minerali (cordierite, biotiti, muscovite e plagioclasio) dai quali si deduce un'origine anatettica del magma, da materiali cristallini in condizioni iniziali di  $T = 660^\circ\text{C}$ ,  $P = 4.5\text{ Kb}$  ed un livello di intrusione a circa 14 km.

Questi risultati sono in buon accordo con quelli ottenuti proiettando i valori normativi di Q, Or, Ab, An nei diagrammi ternari Q-Or-Ab e An-Or-Ab. Tuttavia, la cristallizzazione in condizioni di sottosaturazione d'acqua ( $\text{H}_2\text{O} = 1,2-2,5\%$ ), dedotta dall'analisi microstrutturale, male si accorda con la sequenza di cristallizzazione prevista per  $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{tot}}$  dai diagrammi ternari testè ricordati.

Per avere anatessi nelle condizioni appena considerate, il valore del gradiente geotermico doveva essere di circa  $43^\circ\text{C/km}$ , notevolmente diverso da quello di  $22-32^\circ\text{C/km}$ , calcolato per la granodiorite a granato. Considerando che il granito a cordierite intrude la granodiorite a granato, si può ammettere che in età tardo-ercinica — in questa porzione delle Alpi Meridionali — si sia avuta una risalita delle geoterme che ha causato l'anatessi in porzioni via via più elevate della crosta, fino ad un livello di circa 16 km di profondità.

ABSTRACT. — Near the Southern margin of the central portion of the Bressanone massif, a small granitic body with oriented texture intrudes into the granodiorite. Of this, the authors report the chemical, modal, petrographic and microchemical data of some minerals (cordierite, biotites, muscovite and plagioclase). These data suggest that the origin of the magma was anatexis of crustal materials, in initial conditions of  $T = 660^\circ\text{C}$ ,  $P = 4.5\text{ Kb}$ , at an intrusion level of about 14 km.

These results agree well with those obtained by projecting the normative values of Q, Or, Ab, An in the ternary Q-Or-Ab and An-Or-Ab diagrams. However, crystallization in under-saturated conditions ( $\text{H}_2\text{O} = 1,2-2,5\%$ ) deduced from microstructural analysis, does not agree well with the crystallization sequence foreseen for  $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{tot}}$  by the above-mentioned ternary diagrams.

For anatexis to take place in these conditions, the value of the geothermal gradient should have been about  $43^\circ\text{C/km}$ , very different from that of  $22-32^\circ\text{C/km}$  calculated for garnet-bearing granodiorite. Considering that the cordierite-bearing granite intrudes into the garnet-bearing granodiorite, it may be admitted that in late Hercynian times — in this portion of the Southern Alps — there was a rise in the geotherms which caused anatexis in gradually shallower portions of the crust, to a level of about 16 km from the surface.

### Introduzione

Il magmatismo ercinico causò, nel basamento sudalpino delle Alpi Orientali, l'intrusione di corpi plutonici (Bressanone-Ivigna M. Croce, M. Sabbion, Cima

\* Istituto di Mineralogia e Petrologia dell'Università, corso Garibaldi 37, 35100 Padova.

\*\* Lavoro eseguito nell'ambito dei programmi del « Centro di Studio per i problemi dell'orogeno nelle Alpi Orientali » del C.N.R..

d'Asta, Eisenkappel) e l'effusione di grandi quantità di lave ed ignimbriti (Piattaforma porfirica atesina). Si tratta di fusi di origine essenzialmente crostale che hanno dato origine a complessi plutonici costituiti per lo più da intrusioni minori accostate (D'AMICO, 1976 e bibl. incl.; VISONÀ, 1977). Per quanto riguarda il complesso di Bressanone, finora sono stati pubblicati i dati relativi alla pressione alla quale si generarono i fusi dei litotipi con granato ( $P = 7-10$  Kb; BELLINI et al., 1979), mentre dei litotipi a cordierite è stata data solo una valutazione di massima a causa della mancanza di dati relativi alla composizione della cordierite.

### Lo stock di M. Sella

Verso il margine sud della porzione centrale del massiccio di Bressanone (fig. 1) una piccola massa granitica ( $0,7$  km<sup>2</sup>) intrude la granodiorite. Si tratta di un corpo

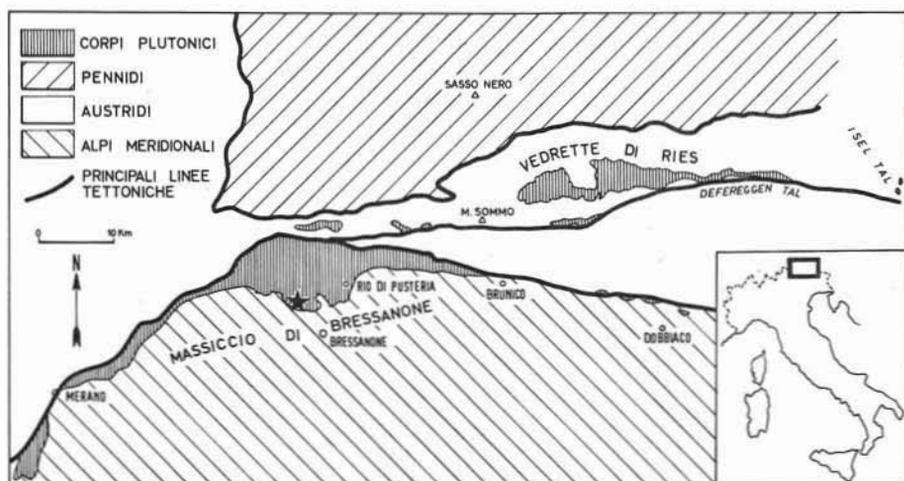


Fig. 1. — Schizzo geologico e localizzazione del complesso plutonico di Bressanone. Il simbolo a stella indica dove affiora il granito di M. Sella.

estremamente omogeneo, a grana minuta, con caratteristico color nocciola pallido, privo di xenoliti, che spesso presenta una tessitura orientata circa E-W. I contatti con l'incassante sono netti e non sono accompagnati da evidenti trasformazioni né da apofisi o filoni.

Le caratteristiche chimiche e mineralogiche sono date in Tab. 1 e 2 ed in fig. 2. Esse descrivono una massa intrusiva granitica, peralluminifera, ad elevato indice di differenziazione (D.I. di THORNTON and TUTTLE, 1960). Considerando l'elevato contenuto in corindone normativo, è verosimile che possa trattarsi del prodotto di fusione di rocce metamorfiche o sedimentarie peralluminifere (DIMITRIADIS, 1978). La presenza di feldspato peritico ed il fatto che il plagioclasio (periferia 17% An) è per lo più in esso incluso, hanno indotto VISONÀ (1977) ad includere questo litotipo nel « gruppo A », i cui componenti hanno le caratteristiche da graniti hyper-solvus come da TUTTLE and BOWEN (1958) e da MARTIN and BONIN (1976).

TABELLA 1  
*Analisi chimiche e relativi valori della norma C.I.P.W.*

BRS	244	245	319	321	322	NORMA	C.I.P.W.	244	245	319	321	322
SiO <sub>2</sub>	74.04	74.21	74.43	73.85	74.12	Q		30.38	32.46	33.94	33.54	32.85
TiO <sub>2</sub>	0.09	0.08	0.16	0.10	0.11	C		1.29	1.87	2.52	1.94	2.35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.03	14.25	13.90	14.04	14.26	or		33.39	28.01	29.25	26.18	31.20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	ab		27.41	28.87	26.31	29.19	26.57
FeO	1.35	1.51	1.39	1.33	1.52	an		3.52	4.52	2.45	4.42	2.80
MnO	0.05	0.05	0.02	0.06	0.06	en/hy		0.94	1.04	0.54	0.47	0.57
MgO	0.38	0.42	0.22	0.19	0.23	fs/hy		2.42	2.73	2.32	2.38	2.72
CaO	0.80	0.99	0.60	1.01	0.67	ilm		0.17	0.15	0.30	0.18	0.20
Na <sub>2</sub> O	3.24	3.40	3.11	3.45	3.14	ap		0.16	0.14	0.18	0.21	0.18
K <sub>2</sub> O	5.65	4.74	4.95	4.43	5.28	D.I.		91.5	89.5	89.7	88.9	90.6
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.06	0.08	0.09	0.08	Q		33.3	36.4	37.9	37.7	36.2
P.F.	0.86	0.83	0.88	0.89	1.07	Or		36.6	31.4	32.7	29.4	34.4
Tot	100.56	100.54	98.74	99.44	100.54	Ab		30.1	32.2	29.4	32.9	29.4
						Or		51.9	45.7	50.5	43.8	51.5
						Ab		42.6	46.9	45.3	48.8	43.9
						An		5.5	7.4	4.2	7.4	4.6

Da un punto di vista geochimico il granito di M. Sella si situa su di un « trend » ben distinto da quello della massa fondamentale del complesso di Bressanone (VISONÀ, 1977), mettendo così in evidenza che non si tratta di un differenziato delle granodioriti (fig. 3).

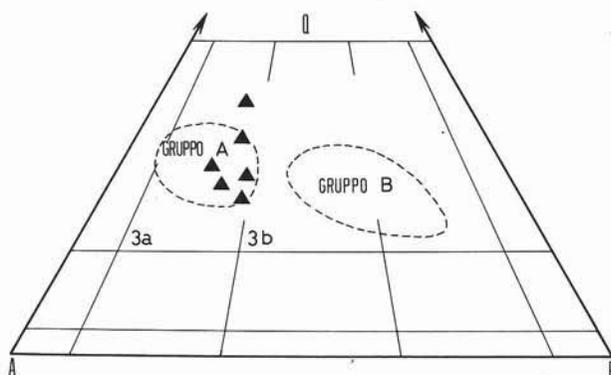


Fig. 2. — Triangolo QAP. Il punto rappresentativo di ciascun campione è la media di tre analisi eseguite su sezioni ortogonali fra loro, aventi un'area media non inferiore a 700 mm<sup>2</sup>.

### Petrografia e composizione chimica di alcuni minerali

Dal punto di vista petrografico, si tratta di una roccia con struttura olocristallina granulare essenzialmente ipidiomorfa granitica.

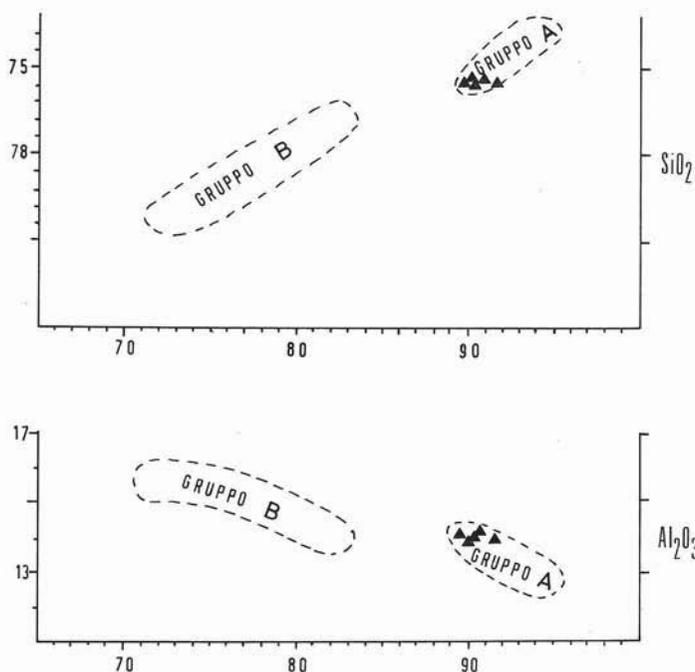


Fig. 3. — Diagrammi  $\text{SiO}_2/\text{DI}$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{DI}$ . Le aree tratteggiate indicano lo spazio occupato dalle rocce del «gruppo A» e «gruppo B».

La tessitura orientata non è presente in tutto il corpo granitico ed è maggiormente evidente nella parete sud del M. Sella. Essa è data dalla grossolana isoorientazione delle biotiti rosso-brune e dei feldspati; inoltre, è sottolineata dalla presenza di fratture discontinue ed isoorientate, cementate da muscovite e/o quarzo, che interessano soprattutto i feldspati non orientati.

La cordierite forma singoli cristalli che non sono riconoscibili ad occhio nudo date le loro esigue dimensioni (max. 2 mm). Al microscopio si presenta per lo più in singoli cristalli idiomorfi isodiametrici e solo raramente a contorno rettangolare. Una trasformazione più o meno profonda interessa il minerale a partire dalle zone più esterne: tra i prodotti microgranulari di tale trasformazione sono state riconosciute muscovite ed Fe-biotite (Tabb. 5 e 6). Spesso contiene cristalli di zirconie che causano un caratteristico alone pleocroico, altrettanto spesso include parzialmente o totalmente lamine di biotite rosso-bruna, con contorni più o meno sfrangiati, contenente anch'essa cristalli di zirconie. Le caratteristiche tessiturali visibili anche in figg. 4 e 5 indicano una crescita della cordierite a spese della biotite, della quale conserva gli zirconi sotto forma di inclusi. La composizione chimica della cordierite è data in Tab. 3 ed indica trattarsi di una «Mg-altiger-Ferrocordierit» (SCHREYER W., 1964).

Il *K-feldspato*, sempre peritico, è il costituente mineralogico principale della roccia. Si trova in grandi cristalli idiomorfi contenenti plagioclasio, con il quale

TABELLA 2  
Analisi modale

BRS	244	245	319	320	321	322
Q	48.6	41.8	34.6	32.6	29.8	35.9
A	36.7	40.5	43.4	48.3	46.6	48.7
P	14.7	17.7	22.0	19.1	23.6	15.3
M	5.4	6.8	7.4	7.3	9.6	6.1
Cord	1	2	3	3	2	2

sviluppa a volte un bordo mirmechitico più o meno marcato (fig. 6). Talora questi inclusi sono isorientati ed allungati parallelamente al k-feldspato ospite. Meno frequentemente può contenere anche lamine di biotite rosso-bruna a contorni sfrangiati e zirconio.

Il *plagioclasio* contiene talora una fine granulazione di minerali argillosi e minute scaglette di sericite a volte associate a rari epidoti. È in cristalli idiomorfi, spesso con zonatura progressiva, la sua composizione è stata stimata di 49 % An per il nucleo e di 17 % An per la periferia più esterna (Tab. 4). Può trovarsi sia

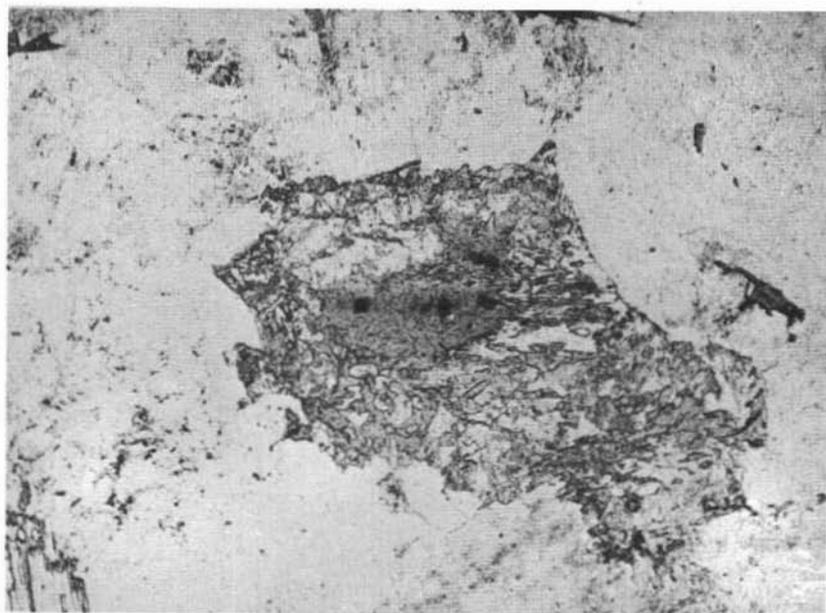


Fig. 4. — Lamina di biotite rosso-bruna con zirconi inclusa in cordierite parzialmente alterata. Nicols paralleli, 50 x.

totalmente che parzialmente incluso nel feldspato alcalino. In questo caso la zona esterna può contenere piccoli nuclei a sezione quadrata con composizione più calcica; per esempio: periferica con 17 % An e nuclei inclusi 38 % An (fig. 7). Il bordo mirmechitico si riscontra, oltre che all'interfaccia con il K-feldspato, anche, meno frequentemente all'interfaccia con la biotite (fig. 8).

La *biotite* si trova spesso associata a cordierite, parzialmente o totalmente in essa inclusa. A volte trovasi inclusa anche nel K-feldspato, ed anche in questo caso mostra contorni sfrangiati lungo i quali sono conservati gli zirconi originariamente

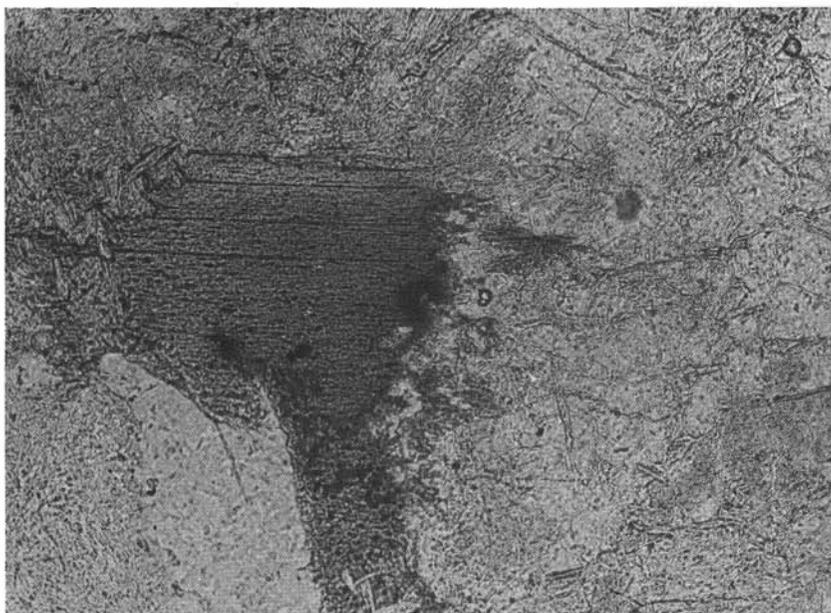


Fig. 5. — Particolare di un'interfaccia cordierite-biotite rosso-bruna. Nicols paralleli, 100 x.

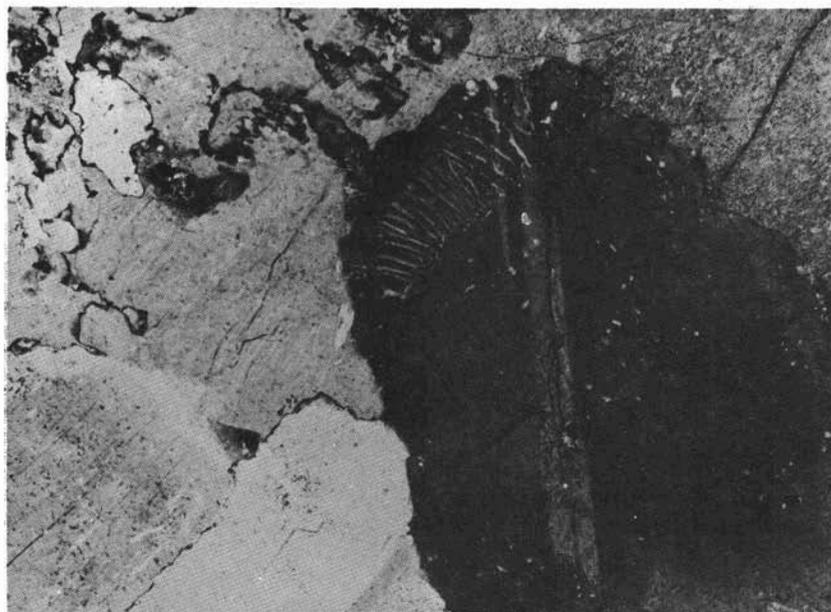


Fig. 6. — Bordo mirmekitico in un plagioclasio parzialmente incluso in feldspato micropertitico. Nicols incrociati, 170 x.

in essa contenuti. Dalla composizione data in Tab. 5 si nota che si tratta di una Fe-biotite con alto contenuto in titanio ed elevato  $\text{TiO}_2/\text{MgO}$  che ne spiegano il caratteristico pleocroismo con  $\gamma$  e  $\beta$  su toni rosso-bruni. L'alto contenuto in allu-

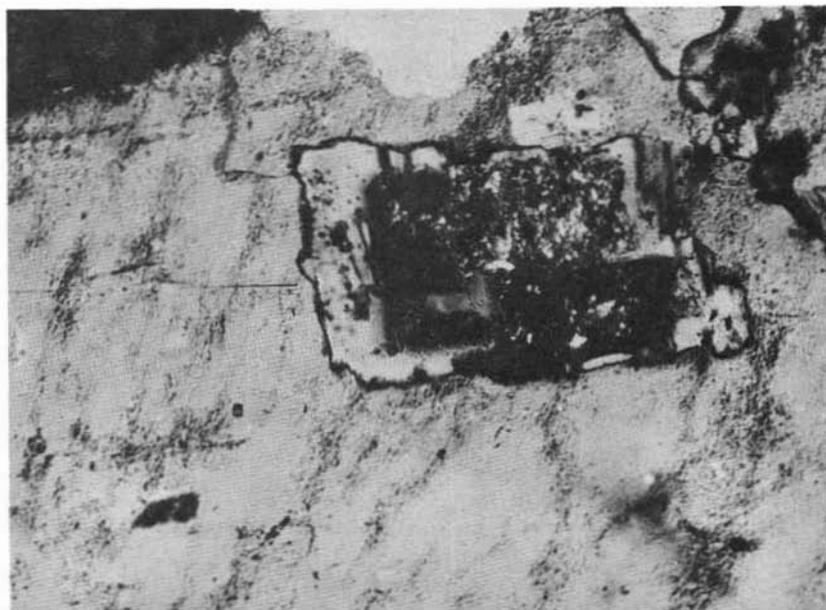


Fig. 7. — Plagioclasio incluso in feldspato microperitico. Nella periferia del plagioclasio (17 % An) sono presenti chiazze scure quadrate di un plagioclasio più calcico (38 % An). Nicols incrociati, 120 x.

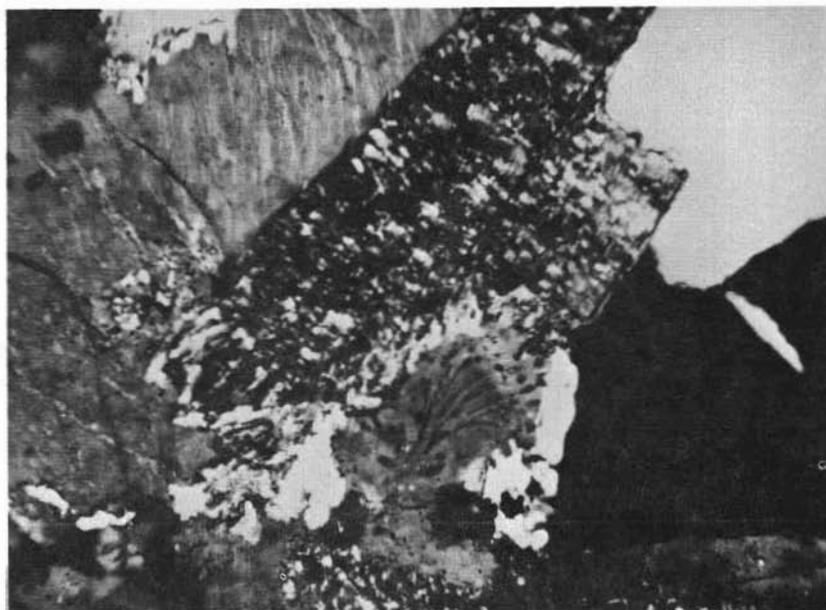


Fig. 8. — Mirmekite fra biotite rosso-bruna e plagioclasio, è presente inoltre un'incipiente trasformazione della biotite al contatto con il feldspato peritico. Nicols incrociati, 200 x.

mina ed in titanio ed il valore molto basso del rapporto  $Mg/Al + Ti$ , esibito da queste miche, è caratteristico di biotiti di rocce metamorfiche di alto grado (associate a sill., GUIDOTTI et al., 1975) piuttosto che di biotiti contenute in graniti

TABELLA 3  
Microanalisi delle cordieriti

BRS	244A	244B	244B	320A	320A	320A	320B	320C	321 nucl.	321 perif.	322
SiO <sub>2</sub>	45.78	45.95	46.12	46.85	46.77	46.54	45.80	45.56	46.21	46.23	45.99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31.64	31.99	31.95	32.27	32.00	31.96	31.99	31.748	32.24	32.27	31.61
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.03	0.02	0.00	0.00	0.01
FeO	13.85	13.93	13.81	13.78	13.97	14.45	14.30	13.82	14.60	14.00	14.73
MgO	3.59	3.76	3.72	4.34	4.08	3.41	2.40	2.95	3.99	3.90	2.43
MnO	1.14	0.98	0.98	0.93	0.92	0.93	1.45	1.47	0.91	1.07	1.24
CaO	0.00	0.03	0.02	0.01	0.00	0.04	0.00	0.01	0.03	0.04	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.45	0.71	0.52	0.42	0.02	0.59	0.88	0.49	0.06	0.42	0.82
K <sub>2</sub> O	0.01	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.04	0.04	0.00	0.00	0.00
Tot	96.47	97.37	97.15	98.62	97.79	97.98	96.89	95.86	98.05	97.93	96.83
Si	4.969	4.945	4.966	4.962	4.999	4.980	4.971	4.985	4.939	4.943	4.998
Al <sup>IV</sup>	1.031	1.055	1.034	1.037	1.001	1.020	1.029	1.014	1.061	1.057	1.002
Al <sup>VI</sup>	3.016	3.002	3.019	2.990	3.021	3.010	3.063	3.045	2.999	3.007	3.045
Fe <sup>2+</sup>	1.257	1.253	1.243	1.220	1.246	1.293	1.297	1.264	1.304	1.251	1.338
Mg	0.580	0.602	0.597	0.685	0.649	0.544	0.388	0.481	0.635	0.620	0.393
Mn	0.104	0.089	0.089	0.083	0.083	0.086	0.133	0.136	0.082	0.096	0.114
Ca	—	0.003	0.003	—	—	0.004	0.001	0.002	0.029	0.004	—
Na	0.096	0.148	0.109	0.087	0.004	0.123	0.185	0.104	0.013	0.088	0.172
K	0.001	0.005	0.003	0.002	0.004	0.005	0.002	0.006	—	—	—
Al	4.047	4.057	4.053	4.027	4.022	4.030	4.063	4.059	4.060	4.064	4.047
Fe·10 <sup>2</sup> Mg+Fe	68.43	67.55	67.56	64.04	65.75	70.38	76.97	72.43	67.24	66.86	77.29

Il calcolo del numero di ioni per la formula cristallografica è stato fatto sulla base di 8 ossigeni. Le analisi riportate in questa tabella e nelle successive sono state eseguite con una microsonda ETEC Autoscan-Autospec (installata nell'Istituto di Mineralogia e Petrologia dell'Università di Padova); si è operato con un conteggio di 30'' ed una tensione di accelerazione di 15 KV per Mg, Al, Si, Na e di 20 KV per Ca, Mn, Fe, Ti, K.

(GORBASTCHEN, 1969). Inoltre, l'elevato contenuto in allumina suggerisce un'alta attività di Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, probabilmente legata alla presenza di sillimanite o andalusite nella paragenesi originaria.

TABELLA 4  
Microanalisi di due plagioclasti

BRS	322 nucl.	320 nucl.1	320 nucl.2	320 perif.
CaO	9.586	11.423	7.108	4.483
Na <sub>2</sub> O	11.595	6.356	6.877	13.436
K <sub>2</sub> O	0.368	1.080	0.299	0.412
Tot	21.532	18.859	14.284	18.331
An%	33.33	49.98	38.23	16.83
Ab%	64.62	43.61	59.19	80.70
Or%	2.05	7.41	2.58	2.47

Oltre alla biotite ora descritta, cristalli di Fe-biotite con  $\gamma$  e  $\beta$  verdi, e tenori molto bassi di TiO<sub>2</sub>, si sviluppano invece, a spese della cordierite ed in rare lamine isolate o associate a muscovite, con carattere interstiziale, che si localizzano di preferenza ai bordi di altri minerali. La fig. 9 mostra le quantità relative di (Fe<sup>2+</sup> + Mn), Mg, Al e (Al + Ti) ed i campi occupati dai due tipi di biotite.

L'analisi 320 nucl. 2 si riferisce ad un piccolo nucleo a sezione quadrata incluso nella periferia di 320 perif.

La muscovite, infine, si trova in grandi lamine interstiziali associate a biotite verde (fig. 9<sup>bis</sup>), oppure in lamine

TABELLA 5  
 Microanalisi di biotiti rosso-brune e biotiti verdi

BRS	biotite rosso-bruna								biotite verde							
	244B	320A	320A	320B	320B	320C	322	244A	244B	244B	320A	320A	320A			
SiO <sub>2</sub>	34.60	35.22	34.85	34.46	34.47	34.38	34.49	34.88	35.75	35.99	35.96	35.65	35.27	34.95		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.40	20.06	18.84	20.30	21.30	21.19	19.39	20.14	21.55	21.83	21.79	20.58	21.04	20.66		
TiO <sub>2</sub>	2.48	2.81	2.68	2.06	0.30	0.88	3.09	0.03	0.00	0.04	0.02	0.05	0.05	0.05		
FeO	25.10	24.80	25.63	24.94	24.19	23.86	25.38	24.97	23.12	22.96	23.96	22.21	24.12	24.26		
MgO	2.81	3.82	3.63	3.20	3.07	3.79	3.28	4.87	3.86	3.64	3.37	7.61	4.49	4.93		
MnO	0.33	0.35	0.37	0.46	1.03	0.62	0.56	1.08	1.14	1.08	0.44	0.37	0.55	0.37		
CaO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.00	0.00	0.03	0.02	0.04	0.00	0.02	0.00		
Na <sub>2</sub> O	0.26	0.26	0.12	0.14	0.13	0.11	0.19	0.00	0.00	0.05	0.06	0.17	0.06	0.00		
K <sub>2</sub> O	9.86	9.84	9.86	9.92	10.05	9.83	9.66	10.06	9.81	9.91	10.03	9.93	9.98	9.97		
Tot.	94.85	97.17	95.99	95.49	94.56	94.70	96.05	96.03	95.28	95.53	95.33	96.57	95.58	95.20		
Si	5.468	5.404	5.452	5.400	5.446	5.510	5.387	5.447	5.541	5.554	5.527	5.429	5.481	5.461		
Al <sup>IV</sup>	2.532	2.596	2.547	2.600	2.554	2.490	2.613	2.553	2.459	2.446	2.473	2.571	2.519	2.539		
Al <sup>VI</sup>	1.080	1.039	0.927	1.149	1.410	1.398	0.958	1.154	1.477	1.524	1.515	1.122	1.334	1.264		
Fe <sup>2+</sup>	3.317	3.181	3.352	3.267	3.195	3.107	3.314	3.260	2.996	2.962	3.111	2.828	3.134	3.169		
Mg	0.662	0.874	0.846	0.748	0.727	0.879	0.764	1.134	0.891	0.839	0.780	1.726	1.040	1.149		
Mn	0.044	0.046	0.049	0.061	0.138	0.082	0.075	0.142	0.150	0.141	0.058	0.048	0.072	0.048		
Ti	0.295	0.324	0.317	0.243	0.036	0.041	0.362	0.003	0.000	0.005	0.005	0.005	0.012	0.006		
somma	5.398	5.457	5.491	5.468	5.507	5.508	5.473	5.694	5.513	5.471	5.468	5.729	5.592	5.637		
K	1.987	1.926	1.967	1.983	2.025	1.952	1.925	2.004	1.939	1.951	1.987	1.928	1.978	1.987		
Na	0.079	0.076	0.038	0.043	0.040	0.034	0.058	0.000	0.006	0.030	0.018	0.051	0.017	0.000		
Ca	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.004	0.000	0.000	0.000	0.014	0.007	0.000	0.003	0.000		
somma	2.065	2.003	2.005	2.028	2.067	1.999	1.983	2.004	1.945	1.995	2.012	1.979	1.997	1.987		
Al	3.612	3.627	3.474	3.749	3.964	3.889	3.570	3.707	3.937	3.969	3.988	3.692	3.853	3.804		

Il calcolo del numero di ioni è stato fatto sulla base di 22 Ossigeni.

con dimensioni minori sulla cordierite o come riempimento di fratture all'interno del feldspato alcalino. La composizione delle lamine associate alla cordierite è data in Tab. 6.

### Petrologia e discussione

Nel metamorfismo a pressioni relativamente basse di peliti, la cordierite può formarsi, com'è noto, a temperature intermedie (500-600° C) cioè al limite fra il basso ed il medio grado (HIRSCHBERG and WINKLER, 1968). In questo caso, la sua composizione sarà molto magnesifera a meno che il metamorfismo non si sviluppi a pressioni veramente basse ( $P < 2$  Kb e  $T < 600^{\circ}$  C; HOLDAWAY and LEE, 1977). Il campo di stabilità della cordierite si estende verso le temperature più elevate fino a che, a  $T > 720^{\circ}$  C e per  $P \geq 3$  Kb, non interviene la reazione  $\text{cord} + \text{k-feld} + \text{q} \rightarrow \text{L}$  (SEIFERT, 1976); a pressioni inferiori, reazioni più complesse, da associazioni diverse, generano il liquido a  $T > 670^{\circ}$  C. Entro il campo così definito la sua composizione sarà influenzata dalle variabili intensive  $P$  e  $T$ , a causa delle quali le cordieriti più ferrifere sono generalmente confinate alle pressioni più basse. I risultati sperimentali di CURRIE (1971) e di HOLDAWAY and LEE (1977) indicano che il campo di stabilità della Fe-cordierite si estende a pressioni più elevate raggiun-

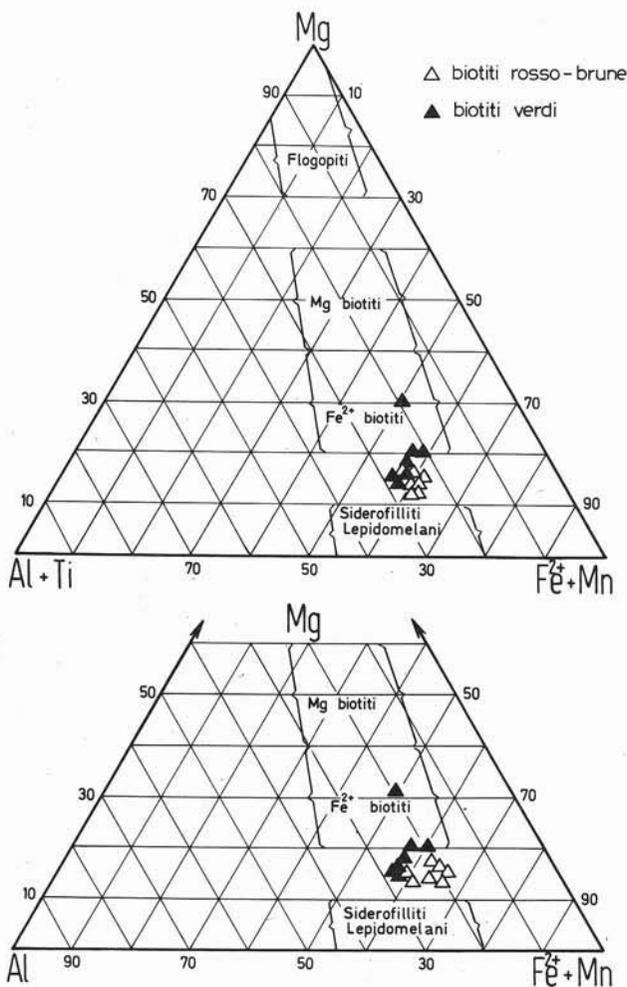


Fig. 9. — Proiezione dei punti relativi alle biotiti con pleocroismo rosso-bruno (△) e verde (▲) in diagrammi triangolari basati su FOSTER, 1960.

gendo il massimo in corrispondenza della curva di reazione  $\text{biot} + \text{sill} + \text{q} \rightarrow \text{cord} + \text{ga} + \text{k-feld} + \text{H}_2\text{O}$ , e che a cordieriti con  $\text{Fe}/\text{Fe} + \text{Mg}$  compreso fra 1 e 0,7 non si associa granato se non per pressioni superiori a 5 Kb o per temperature maggiori di 800° C. HOFFER (1978) trova, inoltre, che aggiungendo albite a  $\text{biot} + \text{sill} + \text{q}$  si ottiene  $\text{cord} + \text{L}$ . Temperature e pressioni di questa reazione sono un po' più basse della precedente e comunque molto vicine al minimo granitico di TUTTLE and BOWEN (1958) e MERRIL et al. (1970).

Dalla fig. 10 si può ricavare che le curve di composizione della cordierite del M. Sella ( $\text{Fe}/\text{Fe} + \text{Mg}$  compreso fra 0,6 e 0,8) incrociano la curva di reazione  $\text{biot} + \text{alb} + \text{sill} + \text{q} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{cord} + \text{L}$  ad una  $T = 650\text{-}670^\circ \text{C}$  e ad una  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 4\text{-}5 \text{ Kb}$ .

Questi dati sono consistenti con l'origine anatettica del magma ospite da meta-

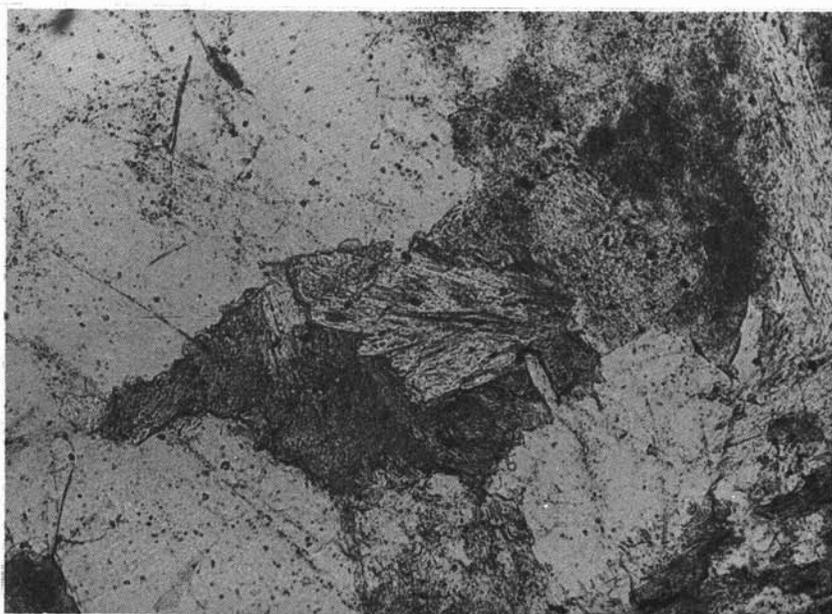


Fig. 9bis. — Muscovite e biotite verde interstiziali fra granuli di quarzo. Nicols paralleli, 60 x.

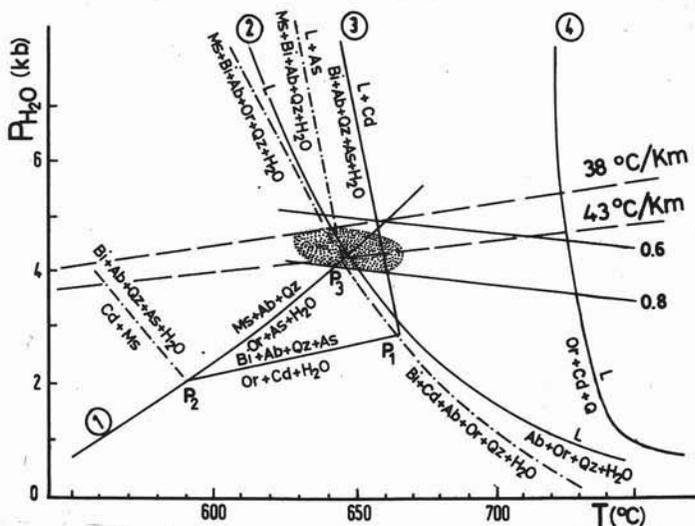


Fig. 10. — Diagramma schematico che mostra le relazioni, nel campo  $P_{H_2O}$ -T, fra la composizione della cordierite ed alcune curve di reazione caratteristiche in metapeliti. I numeri 0,6 e 0,8 si riferiscono al valore  $Fe/(Fe+Mg)$  della cordierite (HOLDAWAY and LEE, 1975). Le curve tratteggiate e la curva 3 sono tratte da HOFFER (1978); la curva 1 è tratta da CHATTERJEE and FROESE (1975); la curva 2 da TUTTLE and BOWEN (1958) e MERRIL, ROBERTSON and WYLLIE (1970); la curva 4 da SEIFERT (1976). Il tratteggio indica l'area corrispondente alle condizioni iniziali P e T di anatessi delle metapeliti che dettero origine allo stock di M. Sella.

peliti alluminifere, con la presenza di muscovite come ultima fase a cristallizzare ( $P_{min} = 4$  Kb: CHATTERJEE and FROESE, 1975) e con le relazioni strutturali fra

cordierite e biotite prima descritte. Inoltre, i valori di  $K_D^{Fe}$  (cord-biot) rientrano nel range di quelli trovati sperimentalmente da GREEN (1976) ed in graniti a cordierite da FLOOD and SHAW (1975). Per tali valori gli Autori affermano che la coppia cordierite-biotite è in equilibrio con il magma ospite. La reazione testè vista avverrebbe, secondo i risultati di HOFFER (1978) e per i limiti compositivi posti dallo stesso Autore, a circa  $660^\circ\text{C}$  per una  $P_{H_2O} = 4.5\text{ Kb}$  (fig. 10); questi valori rappresentano

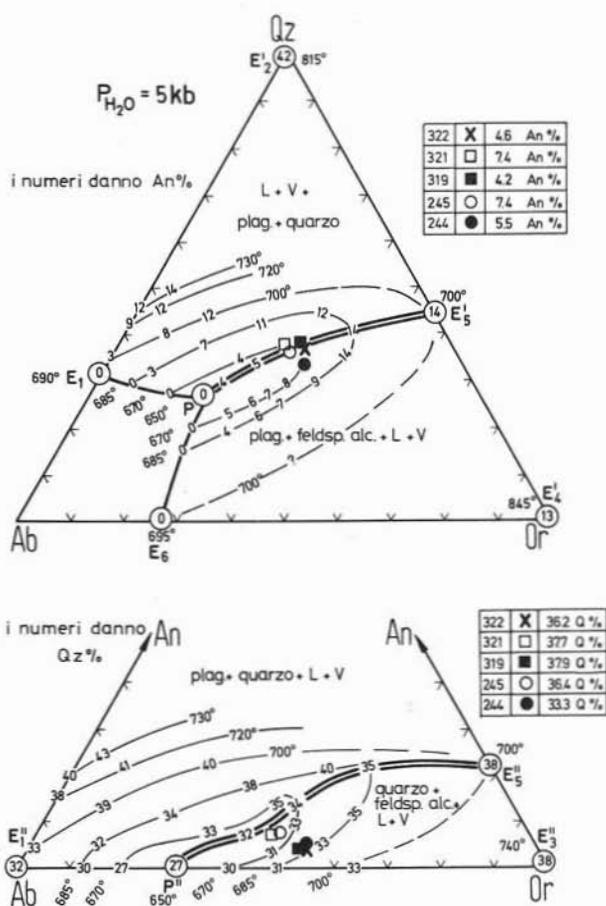


Fig. 11. — Posizione delle rocce del M. Sella nel tetraedro Qz-Ab-Or-An (per il commento vedi testo).

verosimilmente le condizioni iniziali di anatessi delle rocce che dettero origine al granito di M. Sella.

Un'ulteriore indicazione dell'instaurarsi delle condizioni ora viste può essere ottenuta proiettando i valori normativi di Q, Or, Ab, An nei diagrammi ternari Q-Or-Ab e An-Or-Ab per  $P_{H_2O} = 5\text{ Kb}$  (WINKLER et al., 1975; 1978) di fig. 11. Tutti i punti rappresentativi dei campioni giacciono nelle immediate vicinanze o sulla linea cotettica  $PE_5$ , con valori di An e Q prossimi a quelli indicati nei vari

punti dalle isoterme. Sulla base di questi diagrammi si possono considerare i valori di  $P_{H_2O} = 5$  Kb e  $T = 670^\circ$  C come indicativi delle condizioni di anatessi, con  $T = 690^\circ$  C quale temperatura con tutto liquido (supponendo che l'attuale composizione chimica del granito corrisponda a quella del liquido originario, escludendo ovviamente cordierite e biotite rosso-bruna). Se il fuso fosse stato nelle condizioni sopra descritte, cioè con attività di  $H_2O = 1$  ( $P_{tot} = P_{H_2O}$ ), la sequenza di cristallizzazione sarebbe iniziata con il quarzo (in piccola quantità data la vic-

TABELLA 6

*Microanalisi di miche chiare in lamine di diversa dimensione associate a cordierite*

BRS	244A	244A	244A	244B	320B	320B	320C	322
SiO <sub>2</sub>	46.86	46.49	45.96	46.26	45.71	46.93	46.52	45.85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	35.16	34.99	35.01	35.14	35.63	35.36	35.62	35.14
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
FeO	2.02	1.54	1.59	1.51	1.64	1.69	1.68	1.62
MgO	0.71	0.64	0.56	0.75	0.67	0.60	0.68	0.61
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.53	0.49	0.38	0.62	0.48	0.70	0.67	0.56
K <sub>2</sub> O	10.88	10.87	10.55	10.60	10.54	10.56	10.81	10.24
Tot	96.14	95.02	94.05	94.87	94.68	95.86	95.69	94.02
Si	6.206	6.218	6.201	6.192	6.134	6.217	6.166	6.183
Al <sup>IV</sup>	1.794	1.782	1.799	1.808	1.866	1.783	1.834	1.817
Al <sup>VI</sup>	3.697	3.733	3.766	3.734	3.766	3.735	3.735	3.766
Fe <sup>2+</sup>	0.224	0.172	0.179	0.168	0.183	0.187	0.187	0.182
Mg	0.140	0.128	0.113	0.150	0.134	0.119	0.134	0.123
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
somma	4.060	4.034	4.058	4.051	4.084	4.027	4.052	4.072
K	1.839	1.852	1.815	1.810	1.804	1.783	1.827	1.761
Na	0.137	0.127	0.100	0.161	0.126	0.181	0.172	0.147
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
somma	1.976	1.979	1.915	1.971	1.930	1.964	1.999	1.908
Al	5.491	5.515	5.565	5.542	5.633	5.518	5.564	5.583

Il calcolo del numero di ioni è stato fatto sulla base di 22 Ossigeni.

nanza alla superficie cotettica q-acf (feldspato alcalino) + L + V), seguita da acf + q + plag, una volta raggiunta la linea cotettica.

La sequenza che si può invece dedurre dall'analisi microstrutturale della roccia è: plagioclasio seguito da acf + plag ed infine quarzo. Per quanto riguarda quest'ultimo minerale, è possibile che la quantità in eccesso, che pone la roccia nel campo del quarzo nel diagramma An-Or-Ab, sia dovuta alla presenza di una piccola quantità restitica. La tessitura particolare data dall'associazione plagioclasio-feldspato pertitico suggerisce una cristallizzazione in condizioni di sottosaturazione d'acqua. In queste condizioni, infatti, pur restando la composizione del liquido nel campo del feldspato alcalino, cristallizza il plagioclasio a causa dello sposta-

mento della « special line » nel campo del feldspato alcalino, dovuto alla bassa  $a_{H_2O}$  ( $P_{H_2O} < P_{tot}$ ) (ABBOTT jr., 1978; STEWARD and ROSEBOON, 1962; TUTTLE and BOWEN, 1958). Come ipotesi alternativa si dovrebbe pensare ad un'origine restitica anche per il plagioclasio, che tuttavia non ne spiegherebbe i rapporti strutturali con il feldspato peritico ospite. In ogni caso, la composizione calcica (49 % An) dei nuclei di plagioclasio non sarebbe in contrasto con una loro origine restitica, data la maggior solubilità della loro componente albitica nel fuso peralluminifero (THOMPSON A. B. and ALGOR, 1977). D'altra parte però l'analisi microstrutturale relega le miche magmatiche (biotite verde e muscovite) come ultime fasi a cristallizzare e ciò conferma una cristallizzazione in condizioni di « water deficient » da un fuso contenente una quantità d'acqua inferiore al 2,5 % (MAALOE and WYLLIE, 1975; WYLLIE et al., 1976).

Condizioni di sottosaturazione d'acqua caratterizzarono, quindi, la cristallizzazione di questa miscela di fuso e restiti, dove però quest'ultima porzione rappresentata da biotite rosso-bruna, cordierite ed eventualmente quarzo e plagioclasio, doveva essere piuttosto esigua e non superare comunque il 10 % dell'intero volume.

I diagrammi ternari sopra utilizzati considerano  $P_{H_2O} = P_{tot}$  e perciò i valori ottenuti non dovrebbero, a rigore, essere accettati anche se congruenti in linea di massima con quelli ricavati dal diagramma di fig. 10. Una soluzione sarebbe ammettere la perdita parziale d'acqua, del fuso formato in condizioni di saturazione, prima dell'inizio della cristallizzazione. In ogni caso però, le osservazioni su batoliti prodotti per fusioni di socce crostali ed i dati sperimentali confortano l'ipotesi che l'anatessi di tali materiali generi per lo più fusi sottosaturi in acqua (BROWN and FIFE, 1970; WYLLIE et al., 1976; WYLLIE, 1977).

Infine, è verosimile che la temperatura fosse più di 700° C (un surriscaldamento successivo è ammesso per i fusi anatettici - WINKLER et al., 1978) e comunque non dovesse superare i 750° C, dato che la reazione fra biotite restitica e fuso è solo incipiente (BROWN and FIFE, 1970; ROBERTSON and WYLLIE, 1971): temperature peraltro richieste affinché dal fuso cristallizzassero i feldspati con la tessitura vista prima (ABBOTT jr., 1978).

La messa in posto ed il consolidamento del fuso avvennero in condizioni di pressione vicine a quelle sotto le quali si era verificata l'anatessi: la muscovite, ultima a cristallizzare, richiede una pressione minima di circa 4 Kb (CHATTERJEE e FROESE, 1975; THOMPSON A. B. and ALGOR, 1977) corrispondente a circa 14 km.

L'incipiente isorientazione dei feldspati e delle miche, che impartisce alla roccia una debole tessitura orientata, e le fratture parallele all'orientazione, cementate da mica chiara, indicano che la messa in posto avvenne in uno stato avanzato di cristallizzazione, sotto l'influenza di uno stress a direzione circa E-W.

Per quanto riguarda il gradiente geotermico relativo alla produzione dei fusi che dettero origine al complesso intrusivo di Bressanone, si può notare come si ottengano valori notevolmente diversi a seconda che si considerino i litotipi con granato o quelli con cordierite. Per i primi il valore è compreso fra i 22 e 32° C/km,

per i secondi è prossimo ai 43° C/km. Ambedue i valori si discostano sensibilmente dai 38° C/km calcolati per il metamorfismo ercinico in questa regione (BÖGEL et al., 1979), riferito però alla sola unità austroalpina. Come si può riscontrare in fig. 10 un valore di 38° C/km produrrebbe cordieriti più magnesifere di quelle trovate ed eventualmente accompagnate da granato.

Considerando che il granito a cordierite intrude la granodiorite con granato, e che quindi è per lo meno un po' più giovane, si può ammettere che in epoca tardo-ercinica — in questa porzione delle Alpi Meridionali — si sia avuta una risalita delle geoterme che ha causato l'anatessi in porzioni via via più elevate della crosta fino ad un livello di circa 16 km di profondità.

*Ringraziamenti.* — Desidero esprimere la mia gratitudine ai Proff. B. ZANETTIN e F. P. SASSI per la lettura critica del manoscritto, al Dott. GM. MOLIN ed ai P.i. P. DA ROIT, A. GIARRETTA e G. MEZZACASA per la collaborazione fornita durante le analisi di laboratorio ed alla sonda elettronica.

#### BIBLIOGRAFIA

- ABBOTT R. N. jr. (1978) - *Peritectic reaction in the system An-Ab-Or-Qz-H<sub>2</sub>O*. *Canad. Mineral.*, 16, 245-256.
- BELLIENI G., MOLIN G. M. and VISONÀ D. (1979) - *The petrogenetic significance of the garnets in the intrusive massifs of Bressanone and Vedrette di Ries (Eastern Alps - Italy)*. *N. Jb. Miner. Ab.*, B 137, in stampa.
- BÖGEL H., MORTEANI G., SASSI F. P., SATIR M. and SCHMIDT K. (1969) - *The Hercynian and pre-hercynian development of the Eastern Alps*. Report on a meeting, in stampa.
- BROWN G. C. and FYFE (1970) - *The production of granitic melts during ultrametamorphism*. *Contr. Mineral. Petrol.*, 28, 310-318.
- CHATTERJEE N. D. and FROESE E. (1975) - *A thermodynamic study of the pseudobinary join muscovite-paragonite in the system KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O*. *Amer. Miner.*, 60, 985-993.
- CURRIE K. L. (1971) - *The reaction: 3 cordierite = 2 garnet + 4 sill. + 5 quartz as a geological thermometer in the Opinicon Lake Region, Ontario*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 33, 215-226.
- CURRIE K. L. (1974) - *A note on the calibration of the garnet-cordierite geothermometer and geobarometer*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 44, 35-44.
- D'AMICO C. (1976) - *Many intrusions in the Cima d'Asta (Northern Italy) epiplutonic complex*. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 151, 276-280.
- DEER W. A., HOWIE R. A., ZUSSMAN (1975) - *Rock forming minerals*. Longman, Hong Kong.
- DIMITRIADIS S. (1978) - *Some liquid compositions in the peraluminous haplogranitic system*. *N. Jb. Miner. Mh.*, 8, 377-383.
- FLOOD R. H., SHAW S. E. (1975) - *A cordierite-bearing granite suite from the New England Batholith, N.S.W., Australia*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 52, 157-164.
- FOSTER M. D. (1960) - *Interpretation of the composition of trioctahedral micas*. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 354B, 11-46.
- GREEN T. H. (1976) - *Experimental generation of cordierite or garnet-bearing granitic liquids from a pelitic composition*. *Geology*, 4, 85-88.
- GORBASTCHEV R. (1969) - *Distribution of elements between cordierite biotite and granato*. *N. Jb. M. Ab.*, 110, 57-80.
- GUIDOTTI C. V., CHENEY J. I. and CONATORE P. O. (1975) - *Interrelationship between Mg/Fe ratio and octahedral Al content in biotite*. *Amer. Mineralogist.*, 60, 849-853.

- HIRSCHBERG A. and WINKLER H. G. F. (1968) - *Stabilitätsbeziehungen zwischen chlorit, cordierit und almandin bei der metamorphose*. Contrib. Mineral. Petrol., 18, 17-42.
- HOFFER E. (1978) - *Melting reactions in aluminous metapelites: stability limits of biotite + sillimanite + quartz in the presence of albite*. N. Jb. Miner. Mh., 9, 396-407.
- HOLDAWAY M. J. e LEE S. M. (1977) - *Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observation*. Contrib. Mineral. Petrol., 63, 175-198.
- MAALOE S. and WYLLIE P. J. (1975) - *Water content of a granite magma deduced from the sequence of crystallization determined experimentally with water-undersaturated conditions*. Contrib. Mineral. Petrol., 52, 175-191.
- MARTIN R. F. and BONIN B. (1976) - *Water and magma genesis: the association hypersolvus granite-solvus granite*. Canad. Mineral., 14, 228-237.
- MERRIL R. B., ROBERTSON J. K. and WYLLIE P. J. (1970) - *Melting reactions in the system  $NaAlSi_3O_8$ - $KAlSi_3O_8$ - $SiO_2$ - $H_2O$  to 20 kilobars compared with results for other feldspar-quartz- $H_2O$  and rock- $H_2O$  system*. J. Geol., 78, 558-569.
- ROBERTSON J. K. and WYLLIE P. J. (1971) - *Rock-water system, with special reference to the water-deficient region*. Am. J. Sci., 271, 252-277.
- SCHREYER W. (1964) - *Synthetische und natürliche Cordierite I*. N. Jb. Miner. Ab., 102, 39-67.
- SEIFERT F. (1976) - *Stability of the assemblage Cordierite + K-feldspar + quartz*. Contrib. Mineral. Petrol., 57, 179-185.
- STEWART D. B. and ROSEBOOM E. H. jr. (1962) - *Lower temperature termination of the three-phase region plagioclase-alkali feldspar-liquid*. J. Petrol., 3, 280-315.
- THOMPSON A. B. and ALGOR J. R. (1977) - *Model system for anatexis of pelitic rocks*. Contrib. Mineral. Petrol., 63, 247-269.
- THORTON G. P. and TUTTLE O. F. (1960) - *Chemistry of igneous rocks. I - Differentiation index*. Amer. Journ. Sci., 258, 664-684.
- TUTTLE O. F. and BOWEN N. L. (1958) - *Origin of granite in the light of experimental studies in the system  $NaAlSi_3O_8$ - $KAlSi_3O_8$ - $SiO_2$ - $H_2O$* . Geol. Soc. Am. Mem., 74, 1-153.
- VISONÀ D. (1977) - *Contributo alla conoscenza de Massiccio di Bressanone*. Rend. Soc. It. Miner. Petrol., 33, 647-665.
- WINKLER H. G. F., BOESE M. and MARCOPOULUS TH. (1975) - *Low temperature granitic melts*. N. Jb. Miner. Mh., 245-268.
- WINKLER H. G. F. and BREITBART R. (1978) - *New aspects of granitic magmas*. N. Jb. Miner. Mh., 10, 463-480.
- WYLLIE P. J. (1977) - *Crustal anatexis: an experimental review*. Tectonophysics, 43, 41-71.
- WYLLIE P. J., HUANG W. L., STERN C. R. and MAALOE S. (1976) - *Granitic magmas: possible and impossible sources, water contents and crystallization sequences*. Canad. Journ. Eart Sci., 13, 1007-1019.