

GENESI PER DIFFERENZIAZIONE METAMORFICA
DEGLI GNEISS A BANDE DELLE ALPI BREONIE
(ALTO ADIGE)

Summary. — In the fine-grained paragneisses and garnetiferous gneissic mica schists of the so-called « gneissic zone of the Stubai » (South Tyrol, Italy), the writers found some banded gneisses affected by intense and disharmonic folding. These rocks consist of a succession of alternating light- and dark-coloured layers and patches; their mesoscopic appearance resembles that of arctic migmatites. Ptygmatic quartz-veinlets, ill-defined patches of aplitic or microgranitic appearance are frequently found, as well as dark-coloured, often frayed, patches recalling the « septa » of embrechites. Furthermore, the authors observed frequent concentrations of dark minerals near the boundaries of the leucoeratic bands and patches, and of light minerals near the boundaries of the dark-coloured portions of the rocks, as well as thickening of the bands at the hinges of the folds. The zone of banded gneisses is not strictly homogeneous in that here and there the bands shade laterally into rocks quite similar to adjacent fine-grained paragneisses and garnetiferous gneissic mica schists; at the same time the typical rheomorphic folds disappear.

All the bands show crystalloblastic fabric, lack of potash feldspar and the same mineral assemblage (quartz, oligoclase, muscovite, biotite, garnet, chlorite and sometimes hornblende and epidote), differentiating among themselves owing to the quantitative prevalence of one or more mineral species over others. In particular, the light-coloured portions, always of granoblastic texture, consist of bands or patches particularly rich in quartz and plagioclase or tiny garnets; on the other hand, the dark-coloured portions are formed by a concentration of micas and chlorites, or by the presence of very fine-grained dispersions of graphite and carbonaceous matter, or by the location of hornblendes and epidotes, or finally by the abundance of biotite flakes oriented at random in a groundmass of plagioclase and/or quartz. The outline between the bands is never sharp even when they present such a mesoscopic appearance.

As regards the genesis of these rocks, the authors exclude magmatic injection, differential anatexis and metasomatism, and ascribe the origin of banding to metamorphic differentiation processes, probably settled upon primary heterogeneities. This interpretation is based on the following arguments:

1. The crystalloblastic fabric is always present in every portion of banded gneisses.
2. The light-coloured layers, that might correspond to the hypothetical neosome, are of variable composition.
3. Potash feldspar has never been found.

4. The metamorphic grade is relatively low, corresponding to that of the almandine-amphibolite facies, staurolite-almandine subfacies (Barrovian-type facies series).
5. The only observed replacement processes are postkinematic and, particularly, subsequent to the banding formation.
6. The mineral assemblage of the banded gneisses is identical with that of the adjacent fine-grained paragneisses and garnetiferous gneissic mica schists.
7. The basic difference between the banded gneisses and the adjacent non-banded rocks is as follows: in the former the mineral species tend to separate one from another in order to constitute practically monomineralic beds, whereas in the latter the distribution of the mineral components is homogeneous.
8. The banded gneisses often shade laterally in the adjacent rocks along planes of schistosity; transitional stages are very common in which, the more one approaches banded gneisses, the more intense is metamorphic differentiation.
9. Frequently light-coloured bands become dark, owing to a gradual enrichment of biotite along the bed.
10. The para-schists surrounding the banded gneisses show a compositional difference, however moderate, between bed and bed, owing to a quantitative variation of micas, and, more rarely, to the appearance of thin amphibolite beds.

The banded gneisses display traces of a particularly intense principal deforming act to which the rocks reacted plastically or viscously. A close connection, chronological and probably genetic as well, has been observed between this tectonic episode and metamorphic differentiation, which must, therefore, be regarded as synkinematic. Later a postkinematic blastesis has taken place, which visibly involved biotite, muscovite, chlorite, plagioclase, quartz, ilmenite and probably also garnet. The banded gneisses were finally involved in a late and weak deforming act.

INTRODUZIONE

Nel quadro del programma di ricerche sulle formazioni metamorfiche dell'Alto Adige intrapreso dall'Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università di Padova e dal Centro Nazionale per lo Studio Geologico e Petrografico delle Alpi del C.N.R. (sezione I), abbiamo iniziato lo studio petrografico degli scisti cristallini delle Alpi Breonie, affioranti nelle alte valli Passiria, Ridanna e Fleres, ed appartenenti a quella che B. SANDER (1926) chiama «zona gneissica delle Breonie» ⁽¹⁾.

⁽¹⁾ Ringraziamo il Prof. B. ZANETTIN per la lettura critica del manoscritto e gli esprimiamo inoltre la nostra riconoscenza per averci guidato nelle prime ricerche sia di campagna che al microscopio, e consigliato fino a compimento di questo lavoro.

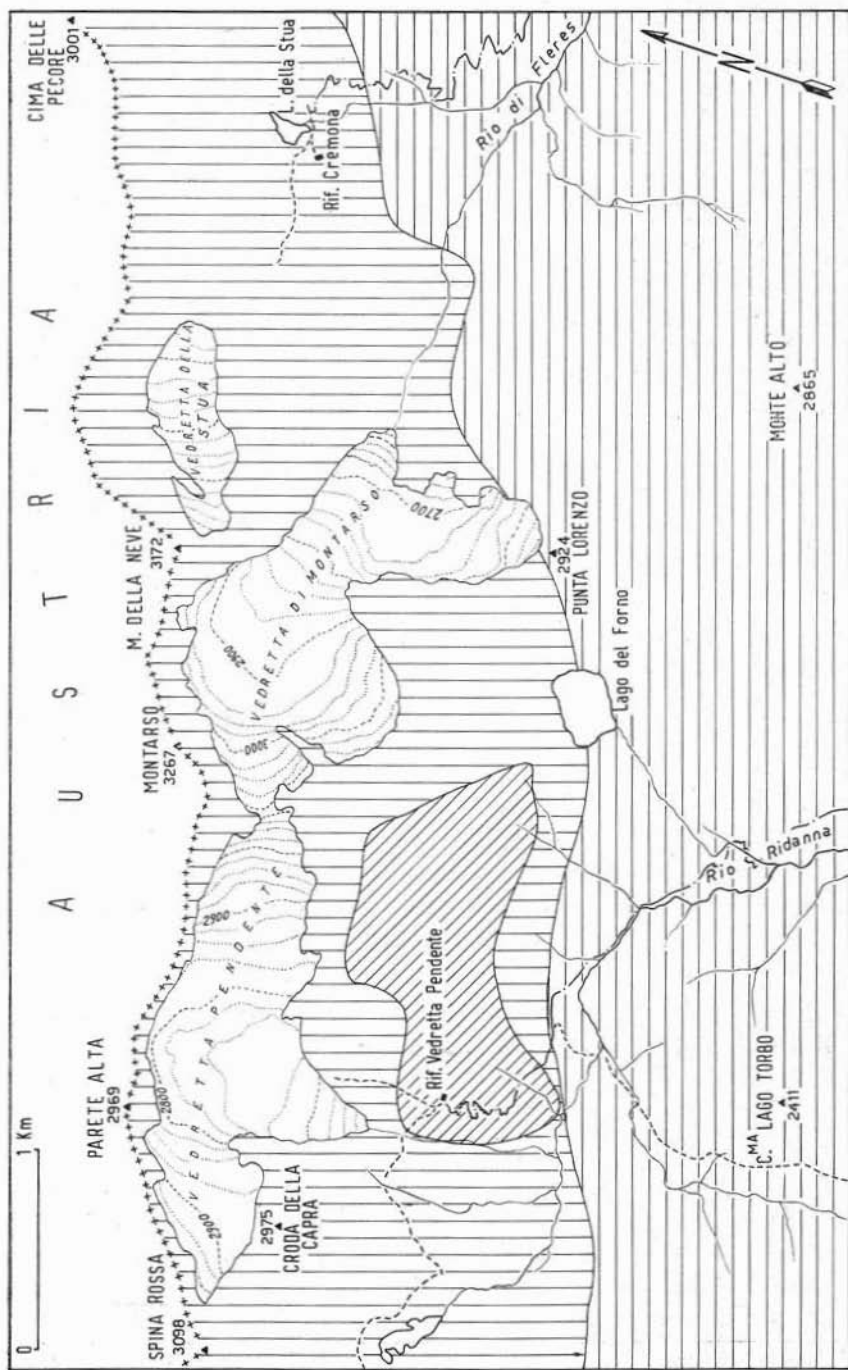


Fig. 1. — Schizzo geologico dell'alta Val di Ridanna e dell'alta Val di Fierres: tratteggio orizzontale = paragneiss minuti; tratteggio verticale = mica-schisti gneissici granatiferi; tratteggio verticale = gneiss a bande.

Le nostre ricerche di campagna e di laboratorio sono ancora in corso; tuttavia riteniamo opportuno comunicare sin da ora i risultati da noi ottenuti nello studio di alcune rocce molto caratteristiche — gli gneiss a bande —, per il fatto che i dati attualmente in nostro possesso permettono di fornire un quadro sufficientemente completo di esse; d'altra parte l'ampia diffusione di queste rocce e soprattutto il loro notevole interesse petrogenetico giustificano una trattazione a parte.

Si tratta di scisti cristallini facilmente distinguibili sul terreno per il loro aspetto analogo a quello di migmatiti di tipo arteritico. Gli affioramenti più tipici di queste rocce sono stati abbondantemente rinvenuti nell'alta Val Ridanna e nell'alta Val di Fleres (F^o Merano, Tav. Montarso) entro l'area rappresentata in Fig. 1; rocce del tutto analoghe affiorano anche nella parte alta della attigua Val Passiria (Tav. Cima di Malavalle), ove però i pur numerosi affioramenti sono dispersi entro i paragneiss minuti prevalenti.

E' molto probabile che gli gneiss a bande siano, nel F^o Merano, più diffusi di quanto attualmente si conosca; ce lo fa supporre il fatto che recenti rilievi di A. GREGNANIN hanno permesso di accertare l'esistenza di metamorfiti analoghe a quelle da noi studiate nei pressi di Giogo di Valle, 8 Km a NNW di Merano, entro la « zona gneissica Mules-Merano ».

Nella carta geologica delle Tre Venezie (1926) gli gneiss a bande non appaiono distinti dai paragneiss della cosiddetta « zona gneissica delle Breonie »; tuttavia, nelle Note Illustrative, B. SANDER e W. HAMMER (1926) accennano alla presenza, in questa « zona », di « arteriti », senza però precisarne l'ubicazione topografica. Nessuna menzione di queste rocce si trova invece nella pur accuratissima carta geologica di O. SCHMIDEGG (1932).

Nella scelta del nome da attribuire agli scisti in esame abbiamo preferito adoperare il termine, puramente descrittivo, di gneiss a bande, accantonando altre denominazioni possibili o perchè di uso molto limitato o perchè adoperate con significati genetici non applicabili nel nostro caso. Così i termini di « veniti » (P. J. HOLMQUIST, 1921), di « corismiti », e di « stromatiti » (H. M. HUBER e P. NIGGLI, 1943), pur essendo appropriati alle rocce in questione, sono stati accantonati perchè attualmente di uso piuttosto limitato; e d'altra parte, per evitare ogni ambiguità sulla genesi delle rocce in esame, è stata

evitata la denominazione di « migmatite », che T. F. W. BARTH (1962), P. LAFFITTE (1957) ed altri usano anche per gneiss listati formati per differenziazione metamorfica, e che molti studiosi ormai adoperano con una accezione molto allargata (H. SØRENSEN, 1960).

GENERALITA'

Nell'area studiata, oltre ad intercalazioni relativamente esigue di gneiss occhiadini e di anfiboliti (che non prendiamo in considerazione in questa sede), affiorano tre tipi litologici fondamentali: paragneiss minuti, micascisti gneissici granatiferi e gneiss a bande.

I *paragneiss minuti*, di colore grigio e a grana uniforme, hanno di regola una scistosità mal definita ad andamento piano: infatti la distribuzione omogenea delle minutissime scagliette micacee (essenzialmente biotitiche) e la loro non sempre netta orientazione preferenziale, determinano in queste rocce la formazione di piani s piuttosto discontinui. Rarissima è la lineazione. Non in tutti i casi si riesce a cogliere, ad occhio nudo, la presenza di granati. Entro i paragneiss minuti localmente si osservano intercalazioni distintamente scistose ricche in niche, frequentemente pieghettate, anch'esse con granati molto piccoli e non sempre riconoscibili macroscopicamente, nelle quali può comparire la lineazione.

I *micascisti gneissici granatiferi* sono caratterizzati da una fitta pieghettatura disarmonica, non di rado con pieghe a piano assiale subparallelo ai piani di scistosità o con piano assiale molto contorto; la lineazione quindi compare molto di rado. Il granato, sempre ben visibile ad occhio nudo, ha in media diametro di 3 mm; dimensioni maggiori (4-5 mm) sono eccezionali.

Gli *gneiss a bande* affiorano entro i paragneiss minuti ed i micascisti gneissici granatiferi con limiti sfumati e ad andamento irregolare e non di rado il passaggio alle rocce adiacenti avviene lateralmente, lungo i piani di scistosità.

Gli gneiss a bande sono caratterizzati da una fitta successione di letti e plaghe alternativamente chiari e scuri — i primi essenzialmente quarzoso-plagioclasici, i secondi prevalentemente micacei —, e da una intima pieghettatura a geometria complicata e disordinata (Tav. I, Figg. 1, 2, 3). Tutti i caratteri rilevabili in campagna concorrono nel dare all'osservatore l'impressione di trovarsi in una zona di mig-

matiti arteritiche. Frequente è la presenza di venette quarzose talora discordanti le cui contorsioni meandriformi ricordano molto da vicino le pieghe ptigmatiche (Tav. I, Fig. 4); e non meno comuni sono chiazze a contorni mal definiti di aspetto aplitico o microgranitico (Tav. II, Fig. 1) e plaghe scure a bordi spesso sfrangiati che ricordano i « septa » di formazioni embrechtiche (Tav. II, Fig. 2). Molto comune è l'addensamento di minerali scuri ai bordi di letti e plaghe leucoeratiche (Tav. I, Fig. 4; Tav. II, Fig. 3), e di minerali chiari ai margini di porzioni scure della roccia, nonchè l'ispessimento delle bande in corrispondenza delle cerniere delle pieghe (Tav. II, Fig. 4); è stata inoltre notata, sia pur con molte eccezioni, una localizzazione preferenziale delle plaghe di aspetto granitoide al nucleo delle pieghe.

Lo spessore dei vari letti varia dal millimetro al decimetro; tuttavia il valore più frequente è di qualche centimetro. Si noti però che è molto comune il caso che una singola banda vari rapidamente di spessore fino anche a scomparire e sia sostituita lateralmente da un livello di diversa composizione mineralogica. Per quanto riguarda le dimensioni delle plaghe di aspetto granitoide, l'area delle sezioni osservate raramente supera il metro quadro.

Il complesso degli gneiss a bande non è strettamente omogeneo in quanto qua e là i vari letti scompaiono sfumando lateralmente in rocce del tutto analoghe ai micascisti gneissici granatiferi adiacenti ed ai paragneiss minuti; in quest'ultimo caso la tipica pieghettatura disarmonica sparisce.

L'intimo pieghettamento degli gneiss a bande è di tipo disarmonico in quanto di regola non vi è una stretta corrispondenza nell'andamento di letti vicini. Le pieghe presentano raggi di curvatura quanto mai variabili anche in uno stesso affioramento di pochi decimetri quadri ed i loro piani assiali in genere non sono subparalleli ma si intersecano sotto angoli variabili; a loro volta anche gli assi ed i piani assiali delle pieghe appaiono frequentemente incurvati di modo che non sono rari motivi riferibili alle « folds refolded » dei geologi di lingua inglese. Ne risulta una geometria estremamente bizzarra, tanto che spesso un campione del volume di pochi decimetri cubici mostra motivi di ripiegamento non corrispondenti su ciascuna delle sue facce.

Osservando la morfologia delle pieghe, non è immediato riconoscere un andamento generale del ripiegamento, per quanto si faccia astrazione da motivi particolari; noi d'altra parte abbiamo rinunciato

a priori ad una dettagliata analisi statistica degli elementi strutturali della zona in quanto esula dallo scopo, puramente petrogenetico, di questo lavoro.

Tutte le caratteristiche geometriche delle pieghe indicano, nella loro morfologia, che si tratta di deformazioni reomorfiche (E. S. HILLS, 1963), le quali implicano una grande plasticità dei letti rocciosi all'atto del ripiegamento (sul terreno spesso non si può fare a meno di fare un confronto con le deformazioni dei materiali salini, o con le figure che si osservano entro una macchia d'olio che si spande su uno specchio d'acqua); e non si può escludere che esse rientrino addirittura nelle « rheid folds » di S. W. CAREY (1953) (2).

CARATTERI PETROGRAFICI

Esponiamo qui di seguito i risultati delle analisi petrografiche (3). Descriveremo con un certo dettaglio solo gli gneiss a bande mentre per i micascisti gneissici granatiferi ed i paragneiss minuti, di cui

(2) Riteniamo opportuno richiamare brevemente la definizione di S. W. CAREY di « rheidity » e di « rheid ». Secondo tale Autore tutte le componenti (elastica, plastica, ecc.) di una deformazione, ad eccezione di quella viscosa, diventerebbero trascurabili per deformazioni sufficientemente lunghe; in altre parole, se un materiale solido viene sottoposto ad una azione deformante molto prolungata, oltrepassato un certo periodo di tempo durante il quale si deforma secondo i normali schemi fisici, esso si comporterebbe come un fluido pur non trovandosi allo stato fluido. Un materiale solido con tale comportamento è chiamato da CAREY « rheid », e l'intervallo di tempo necessario ad acquistare tale comportamento viene indicato col termine di « rheidity » del materiale (R) e dipende dalla viscosità (μ) e dalla rigidità (G) del materiale stesso ($R = \mu/G \times 10^3$ secondi). Le « rheid folds » sono pieghe tortuose e complicate impresse in rocce che hanno subito deformazioni più prolungate della loro « rheidity »; col termine di pieghe reomorfiche si indicano invece pieghe aventi la stessa geometria delle « rheid folds », ma senza alcuna specificazione di ordine genetico.

(3) Riteniamo opportuno comunicare le metodologie seguite per le determinazioni ottiche, chimiche e röntgenografiche effettuate sui minerali delle rocce studiate. Gli indici di rifrazione sono stati misurati al T.U. in luce monocromatica gialla del sodio con metodo della linea di Becke, determinando l'indice di rifrazione dei liquidi di confronto con un rifrattometro di Abbe, a temperatura ambiente. Le misure dell'angolo degli assi ottici sono state effettuate in luce gialla al T.U., spesso utilizzando il metodo conoscopico; per valori di $2V < 40^\circ$ si è invece ricorsi al tavolino normale ed alle tabelle di A. TOBI (1956). Le determina-

diamo solo i caratteri fondamentali, rimandiamo al nostro lavoro, in preparazione, sugli scisti cristallini delle Alpi Breonie.

Paragneiss minuti

Sono rocce a grana minuta costituite da quarzo, plagioclasio (oligoclasio), biotite, granato, mica chiara e, localmente, clorite (⁴). La loro tessitura è piano-scistosa o scistoso-ondulata e la struttura è di regola omeoblastica; tuttavia sono frequenti plaghe plagioclastiche e lamine biotitiche più sviluppate. In alcune di queste rocce il quarzo (e più raramente il plagioclasio) forma piccole plaghe monomineraliche, mentre nella maggior parte dei casi la distribuzione dei componenti è omogenea: se ne deduce che la differenziazione metamorfica in alcuni tipi litologici è del tutto assente mentre in altri è ad uno stadio incipiente. Sono stati osservati termini di transizione a differenziazione metamorfica via via più intensa al limite fra paragneiss minuti e gneiss a bande, termini in cui si cominciano ad individuare letti di quarzo a grana maggiore e più distinte plaghe microblastiche di oligoclasio. L'orienta-

zioni delle percentuali di An dei plagioclasii sono state eseguite al T.U. secondo il metodo di M. REINHARD (1931) ed adoperando gli stereogrammi e le tabelle determinative di VAN DER KAADEN (in W.E. TROEGER, 1959), di F. J. TURNER (1947) e di D. B. SLEMMONS (1962). L'angolo di estinzione $c:\gamma$ degli anfiboli è stato determinato al T.U. in luce monocromatica gialla, sia in sezioni (010) che, secondo il metodo di C. BURRI (1931), in sezioni prossime a (001). Il contenuto in termine paragonitico della muscovite è stato accertato mediante determinazione degli alcali con fotometro a fiamma; i valori così ottenuti sono stati confrontati con i risultati delle analisi diffrattometriche.

(⁴) A titolo di confronto con i componenti mineralogici degli gneiss a bande, abbiamo eseguito su un limitato numero di campioni alcune determinazioni sui minerali dei paragneiss minuti e dei micascisti gneissici granatiferi. Diamo qui di seguito i dati attualmente in nostro possesso relativi ai paragneiss minuti:

<i>plagioclasio</i> :	20-27% An;
<i>muscovite</i> :	contenuto in termine paragonitico 15%;
	c_0 sen $\beta = 19,92$;
	$n_\alpha = 1,564$; $n_\gamma = 1,603-1,604$;
	$2V_\alpha = 35^\circ-38^\circ$.
<i>biotite</i> :	$n_\alpha = 1,581-1,582$; $n_\gamma = 1,639$;
	$2V_\alpha = 0^\circ-8^\circ$;
<i>granato</i> :	$n = 1,801-1,802$.

zione dei minerali lepidoblastici indica che in queste rocce si è verificata una ricristallizzazione postcinematica talora a carattere mimetico.

Tutti i paragneiss minuti mostrano tracce di un atto deformante tardivo di lieve intensità.

Entro le rocce che stiamo descrivendo si trovano livelli più ricchi in miche, veri e propri *micascisti*. Queste rocce, che comunemente designano pieghe di tipo simile e che non di rado sono provvisti di lineazione, differiscono dai micascisti gneissici granatiferi per la minor quantità di granato, per le dimensioni molto piccole di questo minerale e soprattutto per l'assenza o la modestissima entità della differenziazione metamorfica.

Micascisti gneissici granatiferi

Queste rocce, costituite essenzialmente da muscovite, biotite, plagioclasio (oligoclasio), granato, quarzo e clorite (⁵), hanno una struttura eteroblastica ed una tessitura fittamente pieghettata a pieghe disarmoniche. La distribuzione dei minerali non è omogenea: caratteristica a tale proposito è la presenza di plaghe e letti tendenzialmente monomineralici, costituiti da quarzo e/o da plagioclasio (Tav. III, Fig. 1). Sono quindi stati notati costantemente effetti di una differenziazione metamorfica evidente. Il quarzo ha di regola dimensioni nettamente superiori a quelle del plagioclasio, che è sempre microblastico. Il granato può raggiungere diametri di 3-4 mm, e talora ciò accade visibilmente per unione di cristalli più piccoli. Muscovite e biotite formano lepidoblasti ben sviluppati e di dimensioni grosso modo uguali.

Queste rocce portano, nella intima pieghettatura, tracce profonde di un atto deformante di notevole intensità. Rispetto ad esso: le miche chiare sono prevalentemente sin- e post-cinematiche e localmente pre-

(⁵) Le caratteristiche attualmente in nostro possesso dei minerali dei micascisti gneissici granatiferi sono:

<i>plagioclasio</i> :	22-25% An;
<i>muscovite</i> :	contenuto in termine paragonitico 19%;
	$c_0 \text{ sen } \beta = 19,92$;
	$n_\alpha = 1,564-1,565$; $n_\gamma = 1,603-1,605$;
	$2V_\alpha = 38^\circ-42^\circ$;
<i>biotite</i> :	$n_\alpha = 1,585$; $n_\gamma = 1,639-1,640$;
	$2V_\alpha = 0^\circ-8^\circ$;
<i>granato</i> :	$n = 1,801$.

cinematiche; la biotite è essenzialmente post-cinematica; la clorite in parte sembra contemporanea alla biotite e geneticamente indipendente da essa (Tav. IV, Fig. 1), in parte è cristallizzata a spese di questa e di granato.

I micascisti gneissici granatiferi hanno subito inoltre un atto deformatore tardivo di modesta entità, che ha lasciato segni su tutti i componenti mineralogici.

Gneiss a bande

Struttura e tessitura.

Abbiamo già detto che gli gneiss a bande sono caratterizzati da una successione piuttosto fitta ed irregolare di letti e plaghe alternativamente chiari e scuri. L'analisi al microscopio ha permesso di stabilire che i limiti fra queste varie porzioni delle rocce in esame non sono mai decisamente netti anche quando appaiono tali ad occhio nudo, e che le differenze esistenti fra le varie bande e plaghe sono imputabili esclusivamente alla prevalenza quantitativa di una o più specie mineralogiche sulle altre e non alla localizzazione di particolari minerali non esistenti in altre parti della roccia (Tav. III, Fig. 2). Si può pertanto affermare che tutte le porzioni degli gneiss a bande sono caratterizzate dalla stessa associazione mineralogica, tenendo presente che in questa i rapporti quantitativi fra i componenti sono variabili entro intervalli molto larghi, fino a casi estremi di bande quasi monomineraliche. In tal modo le *porzioni chiare* si individuano in corrispondenza di letti particolarmente ricchi di quarzo o di plagioclasio, o di quarzo e plagioclasio, o di minuscoli granati, mentre le *porzioni scure* sono determinate da concentrazioni di miche e cloriti o dalla presenza di minutissime dispersioni di grafite e di sostanze carboniose, o dalla localizzazione di orneblenda ed epidoti, o infine dalla abbondanza di lamine biotitiche casualmente orientate entro un fondo di plagioclasio e/o di quarzo (Tav. III, Fig. 2).

La *struttura* degli gneiss a bande è sempre chiaramente cristalloblastica, e più precisamente granoblastica entro le porzioni chiare e nematoblastica nelle bande anfibolico-epidotiche; entro le porzioni più ricche in mica infine, il contrasto fra le dimensioni dei microblasti plagioclasici e quelle nettamente superiori dei granati e dei minerali lamellari determina una decisa eteroblastesi.

Per quanto riguarda la *tessitura*, si può dire che di regola è proprio la distribuzione in bande dei componenti mineralogici che materializza i piani *s*: infatti nelle porzioni granoblastiche i rari minerali lamellari non mostrano, in genere, una netta orientazione preferenziale, e, d'altra parte, nelle porzioni micacee la cristallizzazione posteinematica — che si è sovrapposta ad una compagine intensamente e disarmonicamente pieghettata — ha non di rado reso piuttosto confusa la tessitura.

Di particolare interesse è l'analisi in sezione sottile dei limiti fra porzioni chiare di gneiss a bande e lembi micascistosi in essi compresi, lembi che, come già detto in precedenza, risultano in tutto identici ai micascisti gneissici granatiferi affioranti in aree adiacenti a quelle degli gneiss a bande. Nella maggior parte dei casi l'andamento di questi limiti concorda abbastanza bene sia con i piani *s* pieghettati dei micascisti e sia con quelli, piuttosto discontinui e poco evidenti, delle bande leucocrate. In altri casi invece, sia pur non frequenti, è stata notata una discordanza fra questi elementi strutturali, mitigata da un tentativo di raccordo fra i piani *s* della parte micascistosa e la superficie limite fra le due rocce. Più di rado infine le bande si sviluppano parallelamente ai piani assiali di micropieghe molto acute del micascisto, e pure in tal caso si osserva un raccordo: infatti nella zona di contatto i lepidoblasti del micascisto si dispongono anch'essi paralleli al piano assiale, entro un piano di slittamento S_2 appena ondulato che segue il limite fra le due rocce.

Associazione mineralogica.

I *componenti mineralogici principali* degli gneiss a bande sono: quarzo, plagioclasio, mica chiara, biotite, granato, clorite, e, talora, anfibolo ed epidoto. Non è mai stato rinvenuto feldispato potassico.

Il *quarzo*, in blasti generalmente isodiametrici, ha nella quasi totalità dei casi dimensioni decisamente superiori a quelle del plagioclasio (mm 0,2-0,3 contro mm 0,035). Può da solo costituire letti e plaghe chiare, ma più frequentemente è accompagnato da plagioclasio. Sono state osservate bande leucocrate costituite da quarzo, diventare man mano scure per aumento graduale della quantità di lamine biotitiche orientate a caso entro l'abbondante fondo quarzoso.

Il *plagioclasio*, generalmente in cristalli molto minuti (diametro medio mm 0,035), o costituisce bande e plaghe quasi monomineraliche oppure, nei letti molto quarzosi, forma plaghette interstiziali spesso

anastomizzate fra loro; non sono infine rare chiazze plagioclasiche maggiori più o meno omogenee spesso geminate, visibilmente formatesi per unione di numerosi microblasti. Questi ultimi, comunemente non geminati, presentano, al pari delle chiazze maggiori, numerose inclusioni più o meno minute fra le quali si riconoscono piccole scagliette sericitiche e granuli di probabile natura epidotica.

Le determinazioni delle percentuali in An dei plagioclasti non hanno messo in evidenza significative variazioni della composizione di tali minerali da banda a banda. Il contenuto in An è compreso fra il 19% ed il 25%, con valori lievemente più alti in corrispondenza dei bordi di cristalli zonati (al massimo 32%); un po' più calcici (28-33%) sono risultati invece i plagioclasti di campioni provenienti dai dintorni del Lago della Stua. Il $2V_{\gamma}$ oscilla da 90° a 98°.

E' interessante il fatto, sopra segnalato, che localmente i minuti cristalli plagioclastici si saldano fra loro e si isorientano parzialmente, dando luogo a plaghe di forma irregolare entro le quali l'estinzione a chiazze rivela ancora la localizzazione degli originari microblasti; il prodotto finale di tale fenomeno, di cui si osservano tutti gli stadi intermedi, è rappresentato da plaghe oligoclasiche omogenee più o meno estese e di forma casuale, non di rado allungate parallelamente alle bande: si tratta evidentemente di un effetto di coalescenza o, più precisamente, di « *Sammelkristallisation* » o « *collecting crystallization* » (P. NIGGLI, 1954). Il fenomeno ora descritto della riorganizzazione dei microblasti plagioclastici in cristalli maggiori è analogo a quello osservato e descritto da B. ZANETTIN (1961) in alcune rocce gneissiche del Karakorum centro-meridionale.

Di regola le plaghe così formatesi includono lamelle biotitiche, cloritiche e soprattutto muscovitiche più o meno corrose, granoblasti di quarzo, piccoli granati e, nei letti anfibolico-epidotici, anche granuli di orneblenda e di epidoto; se ne deduce che, durante l'accrescimento, tali plaghe hanno inglobato i minerali già presenti nella roccia, in parte sostituendoli. A tal proposito è degno di menzione il fatto che i più spinti effetti di sostituzione sono stati osservati entro la biotite e la muscovite, le cui lamelle talora sono ridotte a forme scheletriche. Che vi sia stata una mobilitazione tardiva del plagioclasio è indicato anche dalla presenza di granuli plagioclastici di dimensioni maggiori della media (ma decisamente minori di quelle delle plaghe), i quali non

derivano visibilmente da unione di granuli più minuti ma mostrano di sostituire tutti i minerali, più frequentemente biotite e mica chiara: tali plagioclasii sono spesso zonati e talora contengono relitti orientati secondo la scistosità esterna ($si = se$) (6).

La *mica chiara*, presente sia nelle porzioni micascistose che nei letti granoblastici (ove però è meno frequente della biotite) costituisce generalmente lamelle a contorno ben definiti le cui dimensioni entro il piano (001) sono comunemente di mm 0,7-1, con oscillazioni massime da mm 0,5 a mm 1,2. Scagliette sericitiche più minute si osservano soltanto come inclusioni entro le plaghe plagioclastiche. I valori degli indici di rifrazione sono i seguenti: $n_\gamma = 1,602-1,604$; $n_\alpha = 1,564$. Il $2V_\alpha = 35^\circ-42^\circ$.

Determinazioni degli alcali eseguite col fotometro a fiamma su concentrati di mica chiara ottenuti con i comuni metodi di separazione, hanno permesso di accertare un contenuto di K_2O pari a 8,13-8,39% e di Na_2O pari a 1,09-1,24%. Poichè le analisi diffrattometriche (7) eseguite sugli stessi concentrati hanno escluso la presenza di paragonite come minerale a sè stante, si conclude che il sodio rilevato dall'analisi chimica deve essere in soluzione solida entro la muscovite, che risulta pertanto contenere il 17-19% di termine paragonitico. Il valore di $c_0 \text{ sen } \beta$ risulta pari a 19,91-19,93 Å.

Nella Tab. 1 abbiamo raccolto i dati analitici attualmente in nostro possesso relativi alla muscovite dei paragneiss a bande, dei paragneiss minuti e dei micascisti gneissici granatiferi; nell'ultima colonna abbiamo inoltre riportato i valori di $d_{(002)}$ calcolati in base alla relazione: $d_{(002)} = 10,034 - 0,427 N_{pa}$ (E-AN ZEN e A. L. ALBEE, 1964). Il con-

(6) Il fenomeno della ricristallizzazione tardiva del plagioclasio sembra aver investito le rocce del F° Merano su larga estensione, anche se con intensità variabile da punto a punto; i prodotti più tipici di questo processo sarebbero le rocce attribuite da E. JUSTIN-VISENTIN e B. ZANETTIN (1965) alla zona III, costituite da un fondo di grossi cristalli plagioclasticii entro cui sono immersi gli altri componenti mineralogici. Rocce di questo tipo sono state da noi rinvenute al limite fra i micascisti gneissici lineati della zona I ed i paragneiss minuti « delle Breonie » (zona II).

(7) Queste analisi sono state eseguite presso l'Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università di Firenze, per il generoso interessamento del Prof. C. CIPRIANI. Al Direttore di quell'Istituto Prof. G. CAROBBI ed al Prof. C. CIPRIANI esprimiamo la nostra riconoscenza.

fronto fra i $d_{(002)}$ così calcolati e quelli osservati mette in evidenza un buon accordo fra il contenuto in paragonite rilevato per via chimica e quello ottenibile per via diffrattometrica utilizzando la tabella riportata nel lavoro sopra citato.

TABELLA 1

N° del campione	K ₂ O	Na ₂ O	$\frac{Na}{Na+K} = N_{pa}$	$d_{(002)}$ oss.	$d_{(002)}$ calc.
562 (pgn a bande)	8,17	1,24	0,19	9,954	9,953
556 (pgn a bande: fraz. micascistosa)	8,39	1,09	0,17	9,965	9,961
556 (pgn a bande: fraz. granoblastica)	8,13	1,17	0,18	9,964	9,957
604 (pgn minuto)	8,64	1,01	0,15	9,962	9,970
595 (micascisto)	8,02	1,24	0,19	9,958	9,953

Oltre alla lamelle muscovitiche che hanno visibilmente risentito dell'atto deformante che ha pieghettato queste rocce, esistono anche lepidoblasti che, con la loro orientazione casuale, dimostrano una genesi posteinematica. Altrettanto si può dire per la *biotite*, che forma lamine di dimensioni confrontabili con quelle della muscovite alla quale è spesso intimamente associata. La *biotite* ha pleocroismo marcato con α = giallino, $\beta = \gamma$ = bruno rossastro; i suoi indici di rifrazione sono: $n_{\alpha} = 1,584-1,585$; $n_{\gamma} = 1,638-1,640$; il $2V_{\alpha} = 0^{\circ}-18^{\circ}$.

Una incipiente cloritizzazione interessa anche le lamelle biotitiche posteinematiche. Localmente muscovite e biotite appaiono in lamine dall'aspetto corroso; in alcuni casi il fenomeno sembra dovuto ad una sostituzione da parte dell'aggregato quarzoso-plagioclasico adiacente (Fig. 2), in altri non si può escludere che si tratti di peciloblastesi.

Il granato (indice di rifrazione 1,802⁽⁸⁾) costituisce cristalli lievemente rosati in sezione sottile, le cui dimensioni, molto variabili, sono

(⁸) A. MONESE, G. OGNIBEN e S. STOCO (1964) riportano un valore di 1,803 per l'indice di rifrazione del granato proveniente dai micascisti di zona IB del Passo del Rombo; indichiamo qui di seguito la composizione di tale granato come risulta dal lavoro sopra citato: almandino 71,4%, andradite 2,7%, grossularia 14,3%, piropo 9,7%, spessartina 1,9%.

in genere maggiori entro le porzioni micacee che in quelle granoblastiche (mm. 0,45-1,3 contro mm 0,09-0,25 rispettivamente). E' tuttavia da tenere presente che, oltre alla composizione mineralogica della matrice, altri fattori influiscono sulle dimensioni dei granati. A tal riguardo citiamo l'esempio fornito da un campione raccolto a q. 2880 sul versante nord-occidentale di Croda della Capra, nel quale un'alternanza di bande

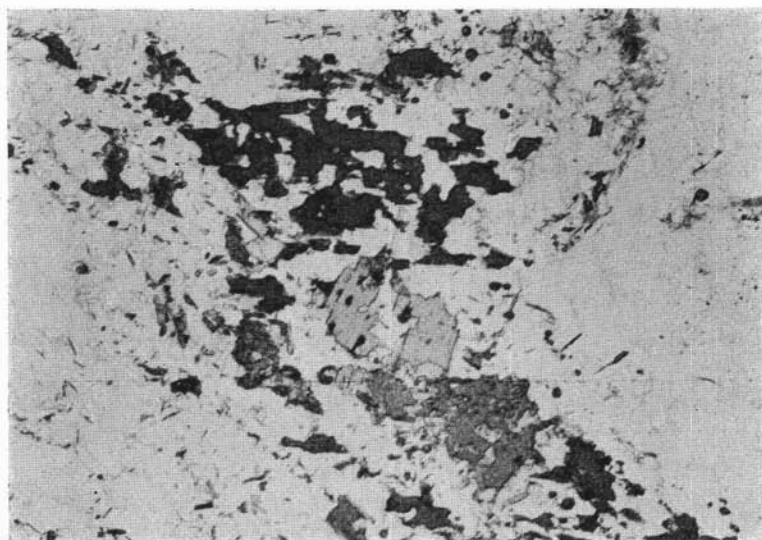


Fig. 2. — *Gneiss a bande*; 300 m a NW del Rifugio Vedretta Pendente; (solo polarizzatore; $\times 37$).

Lamine biotitiche posteinematiche profondamente corrose per effetto della ricristallizzazione tardiva dell'aggregato quarzoso-plagioclasico.

granatifere e micacee forma una piega piuttosto stretta: in sezione sottile si osserva che lungo la traccia del piano assiale i granati raggiungono i massimi diametri (mm 0,53) e che man mano che ci si sposta verso l'esterno della piega le dimensioni di questi minerali vanno gradualmente diminuendo fino a raggiungere il valore minimo di mm 0,02 (Tav. III, Fig. 4).

La distribuzione del granato entro gli gneiss a bande è, sotto un certo punto di vista, omogenea, nel senso che questo minerale è praticamente presente ovunque, eventualmente in quantità accessoria; si deve ricordare tuttavia che non di rado il granato si concentra in letti quasi

monomineralici, sotto forma di minuscoli ed innumerevoli cristalli. Spesso i granati, soprattutto quelli più sviluppati, includono, senza alcuna disposizione regolare, altri minerali di varie dimensioni, per lo più quarzo, miche, ossidi di ferro e titanio, e grafite. Per quanto riguarda la forma, è stato osservato che, in genere, i cristalli circondati da una matrice molto micacea mostrano una maggior idioblastesi di quelli circondati da quarzo. Sono tuttavia abbastanza comuni forme non usuali, come ad esempio quelle a sezione rettangolare, originatesi forse per pseudomorfosi su minerali lamellari (A. HARKER, 1956).

Analizzando i rapporti fra i granati e gli altri minerali, si osserva talora che i primi tagliano nettamente i minerali lamellari adiacenti senza per nulla incurvarli (Tav. IV, Fig. 2); e, in zone di cerniera, si ha in certi casi l'impressione che i lepidoblasti non abbiano risentito della presenza dei granati all'atto del ripiegamento. Da osservazioni di questo tipo si è portati quindi a considerare di genesi verosimilmente post-cinematica una parte dei granati ⁽⁹⁾.

A tale riguardo riteniamo opportuno soffermarci a descrivere un particolare modo di presentarsi dei granati, per nulla raro negli gneiss a bande. Si tratta di cristalli cavi internamente, la cui sezione è una spezzata chiusa o aperta che disegna i contorni cristallini dei granati. All'interno si trovano granuli degli altri componenti mineralogici della roccia, con grana confrontabile con quella che si osserva al di fuori; molto comune è in questi casi osservare, per esempio, un frammento di biotite all'interno del granato che si continua all'esterno con la stessa orientazione. Lo spessore dell'anello di granato è vario e si ha la precisa sensazione che l'aumento di esso si verifichi per accrescimento centripeto del minerale: sono stati infatti notati granuli « pieni » in cui si riesce ancora a distinguere l'anello periferico dalla porzione cresciuta successivamente. In alcune sezioni sottili di gneiss a bande è possibile osservare tutti gli stadi intermedi fra le sezioni di granato « piene » e quelle a spezzata aperta (Figg. 3 e 4). Granati di questa forma, già ri-

⁽⁹⁾ Tale ipotesi sarebbe avvalorata anche dal fatto che in alcuni letti eccezionalmente ricchi di grafite e di sostanza carboniosa, si osserva che le inclusioni di questo tipo entro il granato sono sempre ben cristallizzate (grafite) ed hanno dimensioni nettamente superiori a quelle della grafite e della sostanza carboniosa esterna ai granati, che sono finemente disperse. Tale fenomeno, del tipo « Sammelkristallisation », potrebbe essere spiegato con una metablastesi del granato in una matrice passiva.

cordati da H. ROSENBUSCH (1923), sono stati segnalati da E. JUSTIN-VISENTIN e B. ZANETTIN (1965) negli gneiss di zona III; recentemente K. SMULIKOWSKI (1964) li ha descritti in dettaglio entro rocce eclogitiche della Sassonia, interpretandoli come indice di una « granatizzazione » tardiva.

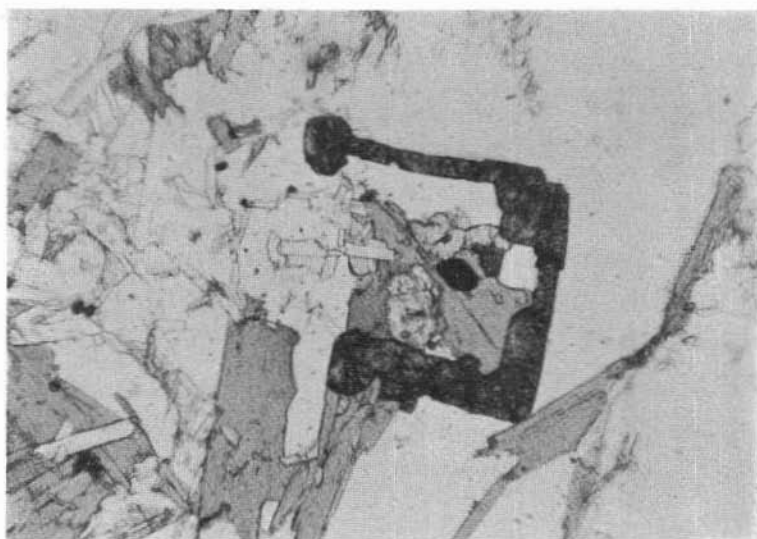


Fig. 3. — *Gneiss a bande*; mulattiera Opificio-Vedretta Piana, q. 2070; (solo polarizzatore; x 53).

Si noti però che, accanto a questi granati di probabile genesi post-cinematica, ne esistono altri sicuramente più vecchi; infatti almeno quei granati che concentrandosi costituiscono bande quasi monomineraliche pieghettate devono essere considerati sin-cinematici ⁽¹⁰⁾; e, d'altra parte, esistono anche granati, spesso parzialmente cloritizzati, che mostrano sicure deformazioni posteristalline.

La *clorite* si presenta in due modi diversi: o costituisce lepidoblasti a contorni netti di dimensioni confrontabili con quelle della biotite, e che non mostrano legami genetici evidenti con altri minerali pre-

⁽¹⁰⁾ Ricordiamo a tal proposito l'esempio già citato di Croda della Capra. Come si vedrà più avanti, la formazione delle bande è contemporanea al pieghettamento.

senti nella roccia, oppure forma aggregati di minute lamelline non chiaramente delimitate, visibilmente derivate da granato e da biotite; in quest'ultimo caso le dimensioni dei cristalli non hanno permesso determinazioni ottiche.

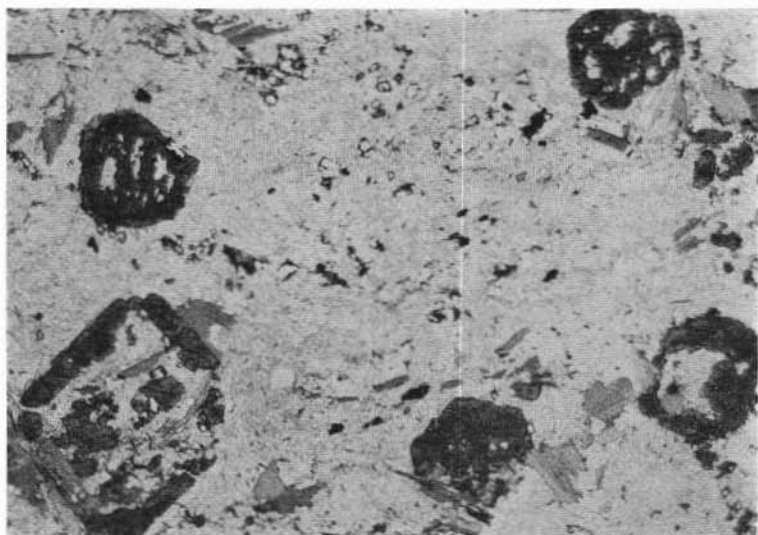


Fig. 4. — *Gneiss a bande*; sentiero Croda Alta-Rifugio Cremona, q. 2645; (solo polarizzatore; x 20).

Vari stadi di accrescimento centripeto del granato.

La clorite in lepidoblasti ben sviluppati ha pleocroismo marcato, con $\alpha = \beta =$ verde grigio, $\gamma =$ verdolino appena percettibile (assorbimento $\alpha = \beta > \gamma$). Il $2V_\gamma$ è di $28^\circ-32^\circ$. I valori degli indici di rifrazione ($n_\alpha = 1,613$; $n_\gamma = 1,617$), il segno positivo della birifrangenza ed i valori di quest'ultima indicano che si tratta di un termine ripidolitico (M. H. HEY, 1954). Anche questa clorite è certamente cristallizzata tardivamente, in quanto è orientata a caso entro le rocce, talora con disposizione a covone, ed è attraversata in certi casi da scie di minute granulazioni opache, parallele a *se*.

Esiste inoltre della clorite in lepidoblasti ben sviluppati, intimamente associati alla biotite e con essa isorientati, la quale non sembra derivata dalla mica in quanto ha rispetto ad essa limiti molto netti; si tratta probabilmente di accrescimenti singenetici dei due minerali.

L'*anfìbolo*, presente in grandi quantità solo in alcune bande scure nelle quali è il componente più abbondante, è stato rinvenuto, eventualmente come accessorio, anche in letti molto micacei. Si tratta di miscele orneblendiche, i cui caratteri ottici sono: pleocroismo deciso, con α = giallo verdolino, β = verde oliva, γ = verde leggermente bluastro; $2V_\alpha = 85^\circ$; angolo di estinzione $c : \gamma = 15^\circ$; $n_\alpha = 1,648$; $n_\gamma = 1,676$.

Non di rado l'anfìbolo è intimamente associato a biotite, la quale talora assume entro l'ospite disposizioni regolate: si osserva infatti in certi casi che l'asse cristallografico c dell'orneblenda è parallelo ai piani $\{001\}$ della mica, i quali giacciono entro le sfaldature $\{110\}$ dell'anfìbolo (Tav. IV, Fig. 3). Altre volte invece quest'ultimo minerale è sostituito, con pseudomorfosi, dalla mica colorata (Tav. IV, Fig. 4). Tutte queste circostanze, unitamente al fatto che non di rado all'associazione orneblenda-biotite si accompagna una minuta granulazione di probabile natura epidotica, fanno pensare ad un fenomeno di biotitizzazione dell'anfìbolo.

L'orneblenda localmente appare sostituita da un feltro di minutissimi prodotti cloritico-serpentinosi giallastri debolmente pleocroici, non meglio identificabili con metodi ottici.

Entro i letti scuri ricchi di anfìbolo, è molto comune l'*epidoto*, in nematoblasti incolori, le cui caratteristiche ottiche indicano un tenore in pistacite intorno al 12%: $n_\alpha = 1,713$; $n_\gamma = 1,724$; $c \wedge \alpha = +3^\circ$; $2V_\gamma = 84^\circ-86^\circ$ (W. E. TROEGER, 1959; W. A. DEER, R. A. HOWIE, J. ZUSSMAN, 1962).

Come componenti accessori ricordiamo: *epidoti*, in cristallini molto minuti, spesso sgranati a rosario; *apatite*, talora includente altri minerali della roccia (quarzo, granato, sericite, epidoti), e che costituisce cristalli ben sviluppati, non di rado subidiomorfi, talora ricchi di inclusioni pulverulente brunastre distribuite entro l'ospite a volte omogeneamente, a volte a chiazze; *minerali radioattivi*, spesso con nucleo caratterizzato dal pleocroismo tipico dell'ortite; plaghe grigiastre a forte rilievo, probabilmente costituite da minerali radioattivi in stato metamittico; *tormalina*, che spesso include altri minerali fra i quali si riconoscono dei minuti granati; *zircrone*; *titanite*; *minerali opachi* ⁽¹¹⁾.

⁽¹¹⁾ L'identificazione dei minerali opachi è stata effettuata su numerose sezioni lucide, con la collaborazione del collega Dott. P. OMENETTO che vivamente ringraziamo.

Fra questi ultimi i più comuni sono dati da plaghe costituite da una associazione di *ilmenite* e *rutilo* in varie proporzioni; il rutilo occupa per lo più la parte centrale delle plaghe oppure si rinviene entro l'*ilmenite* in forma di relitti, talora a contorni cristallini, isoorientati fra loro, il che ci porta a riconoscere in molti casi un processo di sostituzione del rutilo da parte dell'*ilmenite*. Esistono tuttavia anche granuli isolati ed apparentemente indipendenti di questi due minerali: in

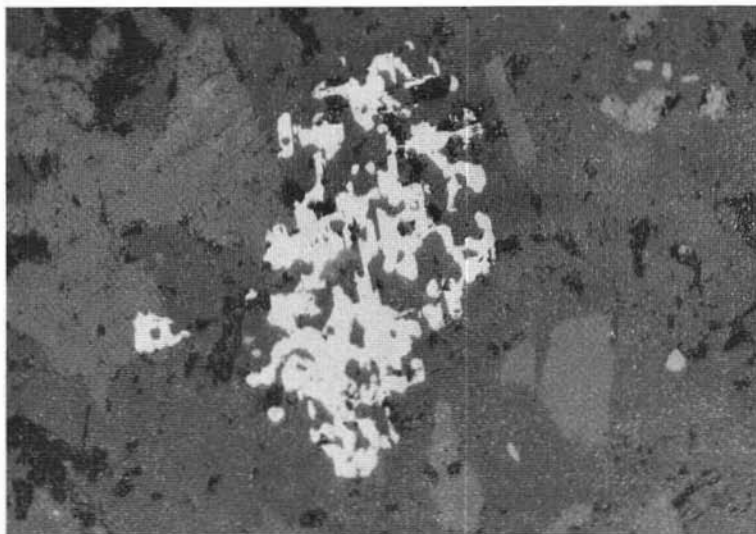


Fig. 5. — *Gneiss a bande*; versante orientale di Croda della Capra; q. 2700; (sezione lucida, solo polarizzatore; x 187).

Cristallo di *ilmenite* profondamente corrosivo per effetto della ricristallizzazione tardiva dell'aggregato quarzoso-plagioclasico.

particolare l'*ilmenite* è localizzata spesso entro i piani di sfaldatura dei lepidoblasti, sotto forma di minuti cristalli ad abito tabulare, oppure costituisce granuli maggiori, non di rado geminati polisinteticamente. Le associazioni ed i cristalli isolati di rutilo e di *ilmenite* sono visibilmente sostituiti dall'aggregato blastico quarzoso-plagioclasico; nei casi in cui tale processo è molto avanzato, si osservano plaghette di tali ossidi opachi, ormai separate fra loro ma ancora isoorientate (Fig. 5). Abbastanza comuni sono anche *sostanze carboniose* in dispersioni pulverulente, e *lamelle grafite* ben cristallizzate (vedi nota a pag. 98); più

rare sono invece *calcopirite* e *pirrotina*, che appaiono strettamente associate all' *ilmenite*, e *pirite*. Frequente, ma chiaramente tardiva, è la *goethite*, presente sia in venette sottilissime che si insinuano fra i piani di sfaldatura delle miche ed entro gli spazi intergranulari, sia quale prodotto di alterazione dei minerali opachi sopracitati. Degna di menzione è la costante assenza di magnetite.

La *distribuzione* dei minerali opachi entro le rocce in esame è abbastanza omogenea: non sono state infatti rilevate entro le varie bande differenze significative nel tipo e nella quantità di questi minerali. Solo localmente compaiono letti particolarmente ricchi di sostanze carboniose e di grafite, per i quali non è dato di conoscere se si tratti di concentrazioni originarie o determinate dalla differenziazione metamorfica.

Cercando di inquadrare i fenomeni che interessano i minerali opachi nella ricostruzione, ovviamente provvisoria, della storia metamorfica di queste rocce così come tracciata in questo lavoro, facciamo rilevare due fatti: 1) pur non escludendo che *ilmenite* e *rutilo* possano, almeno in parte, aver cristallizzato contemporaneamente in seno alla compagine metamorfica, nei casi in cui si osserva una sostituzione del *rutilo* da parte dell' *ilmenite*, si è portati ad ammettere un locale apporto di ferro, che si può collegare con la messa in circolazione di tale elemento in seguito alla già segnalata cristallizzazione tardiva di *plagioclasio* a spese di *biotite*; II) la sostituzione di *ilmenite* e *rutilo* da parte della massa di fondo va messa in relazione con la ricristallizzazione tardiva di *quarzo* e *plagioclasio*, già rilevata in sezione sottile.

Deformazioni.

E' opportuno a questo punto richiamare l'attenzione sul fatto che gli *gneiss* a bande portano tracce di un *atto deformante principale* particolarmente intenso, al quale le rocce hanno reagito in maniera plastica o viscosa (v. nota ⁽²⁾ a pag. 89). Gli effetti più visibili di questo atto deformante sono rappresentati quasi esclusivamente dall'andamento tortuoso delle bande, e soltanto nelle porzioni più micacee dall'orientazione e dall'incurvamento posteristallino di parte delle miche: infatti la successiva ricristallizzazione postcinematica, che ha interessato visibilmente *biotite*, *muscovite*, *clorite*, *plagioclasio*, *quarzo*, *ilmenite*, e vero-

similmente anche granato, ha in parte cancellato le precedenti orientazioni preferenziali dei minerali. Gli gneiss a bande sono stati infine coinvolti in un atto *deformante tardivo* di debole intensità, al quale attribuiamo i lievi effetti di deformazioni postcristalline che interessano anche i granuli di cristallizzazione post-cinematica.

CONSIDERAZIONI GENETICHE

In via generale è possibile formulare numerose ipotesi circa la genesi di uno gneiss a bande (R. V. DIETRICH, 1960); infatti, quando la struttura a bande non sia addirittura premetamorfica (vecchie migmatiti, sedimenti a letti di composizione alternativamente diversa, rocce eruttive zonate), essa può essersi formata o per iniezione di materiale fuso o per anatessi differenziale o per metasomatismo o, infine, per un processo puramente metamorfico di differenziazione dei componenti mineralogici. Nel caso specifico degli gneiss a bande delle Alpi Breonie, una serie di considerazioni ci porta ad escludere le prime ipotesi ed a ritenere valida solo l'ultima:

1) la struttura cristalloblastica è presente in tutte le bande delle rocce in questione, comprese quelle di aspetto granitoide: si tratta quindi di prodotti esclusivamente e completamente metamorfici;

2) i letti chiari, che corrisponderebbero all'ipotetico neosoma, hanno una composizione variabile da letto a letto sia dal punto di vista qualitativo che quantitativo; e tale fatto non è spiegabile se si invoca, quale processo genetico, una iniezione magmatica od una anatessi differenziale;

3) nei nostri gneiss a bande non è mai stato rinvenuto feldispato potassico; l'assenza di tale minerale, presente — per quanto ci risulta dalla letteratura — nelle migmatiti formatesi per iniezione o per anatessi parziale di rocce profonde, è un altro dato di fatto importante per escludere i due processi genetici ora menzionati; per quanto riguarda in particolare l'ultimo di essi, noi riteniamo, sulla base dei lavori di O. F. TUTTLE e N. L. BOWEN (1958) e di H. G. F. WINKLER *et al.* (H. G. F. WINKLER, 1965) che da un processo anatettico differenziale di materiali silicatici ci si debba aspettare, quale primo prodotto, un fuso di composizione granitica eutettica;

4) le rocce in studio si inquadrano nella facies delle anfiboliti ad almandino di P. ESKOLA, subfacies « staurolite-almandino » (F. J.

TURNER e J. VERHOOGEN, 1960), e vanno riferite alla serie di facies di tipo Barroviano (A. MIYASHIRO, 1961; H. G. F. WINKLER, 1965). Se ne deduce che il grado metamorfico non è tale da comportare processi di fusione parziale. D'altra parte, pur riconoscendo entro questi scisti una certa successione di fatti blastici, non vi sono elementi per poter pensare, sia pur a titolo di ipotesi di lavoro, ad un processo polimeta-morfico su una precedente associazione di più alto grado;

5) le stesse considerazioni esposte ai punti 2), 3) bastano per escludere che si tratti di vecchie migmatiti successivamente metamor-fosate;

6) come già osservato nella parte descrittiva, gli unici processi di sostituzione visibili sono postcinematici e, in particolare, successivi alla formazione delle bande; essi riguardano principalmente la riorganizza-zione, nell'ambito del singolo letto, del quarzo e del plagioclasio già con-centrantisi ivi, e non coinvolge affatto i rapporti fra banda e banda nè la genesi di queste;

7) una serie di osservazioni ci porta a concludere che la forma-zione delle bande deve essere considerata come un effetto di ridistribuzione differenziale dei componenti mineralogici in ambiente puramente metamorfico. Facciamo qui di seguito una rapida rassegna di queste osservazioni:

a) l'associazione mineralogica degli gneiss a bande è identica a quella degli adiacenti paragneiss minuti e micascisti gneissici granati-feri; in particolare è stato constatato che il plagioclasio e la mica chiara hanno la stessa composizione in tutte le rocce ora menzionate ed in tutte le porzioni degli gneiss a bande, e che biotite, clorite, granato ed anfibolo hanno ovunque gli stessi caratteri ottici;

b) la differenza fondamentale fra le nostre rocce a bande ed i paragneiss minuti adiacenti consiste esclusivamente nel fatto che, mentre in questi ultimi le varie specie mineralogiche sono omogeneamente distribuite, negli gneiss a bande esse tendono invece a separarsi una dall'altra per costituire letti praticamente monomineralici; chiarissimo a tal proposito è, ad esempio, il caso dei cristalli di granato, i quali, frammisti agli altri componenti con una certa omogeneità entro i pa-ragneiss minuti, si radunano invece in letti chiari debolmente rosati, quasi esclusivamente granatiferi, entro gli gneiss a bande;

c) il passaggio fra le rocce a distribuzione omogenea dei minerali e quelle a bande avviene spesso lateralmente, lungo i piani di scistosità, ed è caratterizzato dalla frequente presenza di termini di transizione in cui sono via via più marcati gli effetti della tendenza delle specie mineralogiche a separarsi fra loro;

d) non di rado una singola banda varia gradualmente di composizione « lungo banco »; citiamo ad esempio il caso di bande macroscopicamente chiare, costituite in prevalenza da quarzo e/o plagioclasio, le quali diventano ad un certo momento scure per un graduale aumento laterale del numero di lamelle biotitiche;

e) molto frequente è l'addensamento di minerali scuri ai bordi di porzioni leucocratiche di queste rocce, e di minerali chiari ai margini di bande scure; tali effetti sono particolarmente ben visibili alle cerniere delle pieghe.

Concludiamo sottolineando che se noi invochiamo, quale processo genetico degli gneiss a bande delle Alpi Breonie, la differenziazione metamorfica, non è soltanto perchè abbiamo individuato caratteri che escludono l'intervento di altri processi, ma anche e soprattutto perchè le rocce in discussione portano tracce chiare di tale fenomeno. D'altra parte, richiamiamo l'attenzione sul fatto che la differenziazione metamorfica fornisce una spiegazione soddisfacente a tutti i motivi, di struttura e di composizione mineralogica, rilevati sia in campagna che al microscopio.

Poichè gli scisti sedimentogeni che circondano gli gneiss a bande presentano già una pur modesta differenza di composizione fra letto e letto, in dipendenza di una variazione della quantità di miche, e, più di rado, della comparsa di livelletti anfibolici, è molto probabile che la differenziazione metamorfica si sia impostata, almeno inizialmente, su analoghe eterogeneità originarie.

Per quanto riguarda infine il problema dei rapporti fra differenziazione e deformazioni, anzitutto bisogna escludere che i fenomeni di differenziazione metamorfica siano posteriori all'atto deformante principale, in quanto l'andamento delle bande di regola coincide con quello delle pieghe ⁽¹²⁾. D'altra parte, l'aumento dello spessore delle

⁽¹²⁾ Le locali diseordanze segnalate a pag. 93 si spiegano con il comportamento differenziale rispetto alle deformazioni di letti a diverse caratteristiche fisiche.

bande in corrispondenza delle cerniere delle pieghe, e la chiara concomitanza constatata in ogni caso fra l'apparire della struttura a bande e la comparsa del tipico pieghettamento reomorfico, denunciano una stretta relazione fra il processo di mobilitazione selettiva e l'atto deformante principale. Con tutta probabilità tale relazione non è soltanto temporale ma genetica, nel senso che verosimilmente furono proprio queste sollecitazioni meccaniche che, in un ambiente adatto dal punto di vista chimico-fisico, crearono nei materiali rocciosi i gradienti di potenziali termodinamici responsabili della migrazione differenziale verificatasi negli gneiss a bande delle Alpi Breonie.

CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Riteniamo opportuno concludere questo lavoro ricollegandoci alla suddivisione in « zone » introdotta da C. ADAMI, E. JUSTIN-VISENTIN e B. ZANETTIN (1964) nelle metamorfite affioranti fra la Val Ridanna e la Val Racines, ed estesa alle rocce dell'alta Val Passiria dagli ultimi due Autori ora citati (1965). Concordiamo infatti nel ritenere che, nell'ambito del F° Merano, una distinzione degli scisti cristallini in base ai caratteri strutturali sia l'unica via per creare una base analitica di valore oggettivo, necessaria per gli studi futuri a carattere sintetico: tale distinzione permette infatti di individuare, entro le metamorfite austriache, un certo numero di « unità rocciose », ciascuna delle quali mostra, attraverso le proprie peculiarità strutturali, una evoluzione differenziata rispetto alle altre.

Adottando l'uso introdotto da B. ZANETTIN e collaboratori (op. cit.), indichiamo le « unità rocciose » individuate con questo criterio col nome di « zone » per pura comodità di esposizione e senza alcun riferimento ad una zoneografia del grado metamorfico; e precisiamo che, allo stato attuale delle conoscenze, a queste « unità » non viene attribuito nè un significato tettonico nè tanto meno stratigrafico, ma soltanto fenomenologico.

Fra gli scisti da noi studiati soltanto i paragneiss minuti corrispondono ad una delle « zone » riconosciute dagli Autori sopra citati; infatti la grana minuta, la struttura omeoplastica e la distribuzione omogenea dei componenti mineralogici fanno assegnare queste rocce

alla zona II A. Questo è un risultato di un certo interesse, in quanto permette di confermare definitivamente (v. E. JUSTIN-VISENTIN e B. ZANETTIN, 1965, pag. 137) l'identità fra il tipo litologico prevalente nelle Alpi Breonie («zona gneissica delle Breonie» di B. SANDER) e buona parte di quegli scisti cristallini della «serie di Lasa» che affiorano fra Val Ridanna e Val Racines e che più ad occidente attraversano la Val Passiria poco a nord di Moso.

Per quanto concerne invece gli gneiss a bande ed i micascisti gneissici granatiferi ad essi adiacenti o in essi compresi, non è possibile fare alcun riferimento con le «zone» fino ad ora note. In particolare tralasciando considerazioni troppo ovvie sui paragneiss a bande, facciamo rilevare che i micascisti gneissici granatiferi non possono essere riferiti alla zona I A per i seguenti motivi: 1) la mica chiara è sempre in lamine ben sviluppate, mentre nella zona I A comunemente costituisce un feltro di minute scagliette sericitiche che contrastano nettamente con le grandi lamelle biotitiche; 2) il granato dei nostri micascisti non dimostra di essere sincinematico, come invece accade di regola nella zona I A; 3) la lineazione, caratteristica delle rocce tipiche della zona I A, non compare di regola nei nostri micascisti gneissici granatiferi.

D'altra parte, non sono stati rilevati elementi strutturali che facciano pensare ad una evoluzione geologica differenziata dei paragneiss a bande da una parte e dei micascisti gneissici granatiferi dall'altra; le principali differenze osservate fra questi due tipi di rocce sembrano infatti più verosimilmente imputabili ai diversi rapporti quantitativi fra i componenti mineralogici che non ad una diversità di storia geologica.

Da quanto esposto si deduce pertanto la necessità di introdurre, per i paragneiss a bande ed i micascisti gneissici granatiferi delle Alpi Breonie, una nuova distinzione strutturale, che chiamiamo «zona IV», le cui caratteristiche fondamentali sono: 1) *piegheamento di tipo disarmonico*; 2) *differenziazione metamorfica marcata*, che nei tipi molto ricchi in quarzo e plagioclasio ha determinato una struttura a bande ben riconoscibile anche sul terreno, mentre nei tipi poveri di questi minerali (micascisti gneissici granatiferi) ha prodotto effetti non meno spinti anche se logicamente visibili solo al microscopio.

BIBLIOGRAFIA

- ADAMI C., JUSTIN-VISENTIN E., ZANETTIN B. (1964) - *Ricerche petrografiche sulle formazioni scistoso-cristalline affioranti fra Val Ridanna e Val Racines (Alto Adige)*. Rend. Soc. Min. Ital., XX, pp. 3-23.
- BACKLUND H. (1946) - *The Granitization Problem*. Geol. Mag., 83, 3, pp. 105-117.
- BARTH T. F. W. (1962) - *Theoretical Petrology*. J. Wiley and Sons, Inc., New York.
- BIANCHI A. (1934) - *Studi petrografici sull'Alto Adige Orientale e regioni limitrofe*. Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova, vol. X.
- BURRI C. (1931) - *Bestimmung der Auslöschungsschiefe monokliner Augite und Hornblendens auf (010) mittels beliebiger Schnitte*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., vol. 11, pp. 285-289.
- CAREY S. W. (1953) - *The rheid concept in geotectonics*. Journ. Geol. Soc. Australia, 1, pp. 57-117.
- CHAPMAN R. W. (1942) - « *Pseudomigmatite* » in the Piedmont of Maryland. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 53, pp. 1299-1330.
- DAL PIAZ Gb. (1934) - *Studi geologici sull'Alto Adige Orientale e regioni limitrofe*. Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova, vol. X.
- DEER W. A., HOWIE R. A., ZUSSMAN M. A. (1962) - *Rock-Forming Minerals*. Longmans, London.
- DE SITTER L. U. (1964) - *Structural Geology*. Mc Graw-Hill Book Co., New York.
- DIETRICH R. V. (1960) - *Banded gneisses*. Journ. Petr., vol. I, 1, pp. 99-120.
- EMMONS R. C. (1964) - *Granites by recrystallization*. Amer. Journ. Sci., 262, n. 5, pp. 561-591.
- ESKOLA P. (1932) - *On the principles of metamorphic differentiation*. Comm. Géol. Finlande Bull., 97, pp. 68-77.
- HARKER A. (1956) - *Metamorphism*. Methuen and Co. Ltd., London.
- HARRY W. T. (1959) - *Pseudomigmatites in the Abitibi Lake Area, District of Mackenzie, North-West Territories, Canada*. Geol. Mag., 94, pp. 25-32.
- HEY M. H. (1954) - *A new review of the chlorites*. Min. Mag., 224, pp. 277-292.
- HILLS E. S. (1963) - *Elements of Structural Geology*. Methuen and Co. Ltd., London.
- HOLMQUIST P. J. (1921) - *Typen und Nomenklatur der Adergesteine*. Geol. Fören i Stockholm Förh., 43, pp. 612-631.
- HUBER H. M. e NIGGLI P. (1943) - *Über die Namengebung bei grobgemengten Gesteinen*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 23, p. 615.
- JOHNSON M. R. W., ZWART H. J., WUNDERLICH H. G., DEN TEX E., SCHUILING R. D. (1963) - *Symposium on deformation and metamorphism*. Geol. en Mijn., 42, pp. 121-179.

- JUSTIN-VISENTIN E. e ZANETTIN B. (1965) - *Gli scisti cristallini dell'Alta Val Passiria fra Moso e Passo del Rombo (Alto Adige)*. Rend. Soc. Miner. Ital., XXI, pp. 121-142.
- LAFFITTE P. (1957) - *Introduction à l'étude des roches métamorphiques et des gites métallifères*. Masson et C., Paris.
- MIYASHIRO A. (1961) - *Evolution of metamorphic belts*. Journ. Petr., 2, pp. 277-311.
- MONESE A., OGNIBEN G., STOCO S. (1964) - *Il granato almandino dei micascisti granatiferi di Passo del Rombo (Alto Adige)*. Mem. Acc. Pat. SS. LL. AA., LXXVI, pp. 261-270.
- NIGGLI P. (1954) - *Rocks and mineral deposits*. Freeman and Co., San Francisco.
- PICCOLI G. (1958) - *Il problema delle migmatiti attraverso mezzo secolo di ricerche*. Period. Min., XXVII, pp. 1-87.
- RAMBERG H. (1952) - *The origin of metamorphic and metasomatic rocks*. Univ. Chicago press.
- REINHARD M. (1931) - *Universal Drehtischmethoden*. Wepf. ed., Basel.
- ROSENBUSCH H. (1923) - *Elemente der Gesteinslehre*. Ed. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- SANDER B. e HAMMER A. (1926) - *Carta Geologica delle Tre Venezie, F° Merano*. Scala 1:100.000. Mag. Acque, Uff. Idr., Venezia.
- SANDER B. e HAMMER W. (1926) - *Note illustrative della Carta Geologica delle Tre Venezie, F° Merano*. Mag. Acque, Uff. Idr., Venezia.
- SCHMIDEGG O. (1932) - *Geologische Spezialkarte der Republik Oesterreich, Blatt Sölden und St. Leonhard*. Scala 1:75.000. Geol. Bund., Wien.
- SLEMMONS D. B. (1962) - *Determination of Volcanic and Plutonic Plagioclases using a Three- or Four- Axis Universal Stage*. Geol. Soc. Am., Special Papers, n. 69.
- SMULIKOWSKI K. (1964) - *Le problème des éclogites*. Geol. Sudetica, I, pp. 13-52.
- SØRENSEN H., ed. (1960) - *Symposium on migmatite nomenclature*. XXI Int. Geol. Congr., Norden, 26, pp. 54-78.
- TOBI A. C. (1956) - *A chart for measurement of optic axial angles*. Am. Min., 41, pp. 516-519.
- TRÖGER W. E. (1959) - *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale*. Nägele u. Obermille, Stuttgart.
- TURNER F. J. (1941) - *The development of pseudostratification by metamorphic differentiation in the schists of Otago, New Zealand*. Am. Journ. Sci., vol. 239, pp. 1-16.
- TURNER F. J. (1947) - *Determination of plagioclase with four-axis Universal Stage*. Am. Min., vol. 32, pp. 389-410.
- TURNER F. J. e VERHOOGEN J. (1960) - *Igneous and metamorphic petrology*. Mc Graw-Hill Book Co., New York.
- TURNER F. J. e WEISS L. E. (1963) - *Structural analysis of metamorphic tectonites*. Mc Graw-Hill Book Co., New York.

- TUTTLE O. F. e BOWEN N. (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. Amer. Mem., 74.
- WINKLER H. G. F. (1965) - *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer Verlag, Berlin.
- WINNE-EDWARDS H. R. (1963) - *Flow Folding*. Amer. Journ. Sci., 261, 9, pp. 793-814.
- ZANETTIN B. (1961) - *Motivi petrologici e petrogenetici nel Karakorum Centro-meridionale*. Mem. Ist. Geol. Min. Padova, vol. XXIII.
- ZANETTIN B. (1964) - *Molteplicità di processi nella genesi di masse granitiche terziarie nel Karakorum Centro-meridionale*. Atti Congr. Geol. Inter. New Dehli, sez. 11.
- ZEN E-AN e ALBEE A. L. (1964) - *Coezistent muscovite and paragonite in pelitic schists*. Amer. Min., 49, pp. 904-925.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA I

Figg. 1-2-3. — *Gneiss a bande*; dintorni di Croda della Capra.

Tipico aspetto macroscopico degli gneiss a bande delle Alpi Breonie; molto evidente il ripiegamento disarmonico.

Fig. 4. — *Gneiss a bande*; Croda della Capra.

Addensamento di minerali scuri ai margini di una vena di tipo ptigmatico; il fenomeno è molto spinto al nucleo delle pieghette della vena. Si noti inoltre come quest'ultima termini bruscamente.

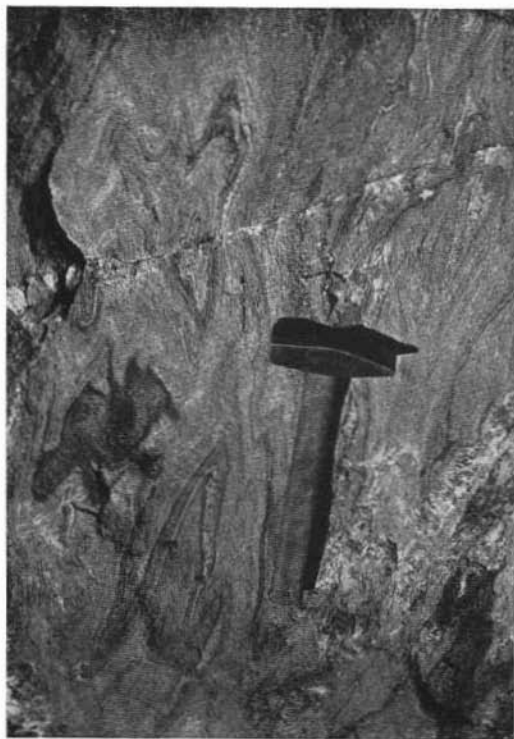


Fig. 1.



Fig. 2.



Fig. 3.



Fig. 4.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA II

- Fig. 1. — *Gneiss a bande*; Gamsberg, q. 2650.
Chiazze leucocratiche.
- Fig. 2. — *Gneiss a bande*; crinale ad ovest del Rifugio Cremona, q. 2710.
Plaga di aspetto microgranitico; all'interno di essa si nota un lembo di gneiss a bande scure, che ricorda i « septa » di formazioni embrechitiche.
- Fig. 3. — *Gneiss a bande*; dintorni del Rifugio Cremona.
Addensamento di minerali scuri ai bordi di una banda chiara di aspetto granitico.
- Fig. 4. — *Gneiss a bande*; versante orientale di Croda Alta, q. 2850.
Ispessimento delle bande in corrispondenza delle cerniere delle pieghe; le bande chiare sono comprese in rocce (scure nella fotografia) del tutto identiche ai micascisti gneissici granatiferi.



Fig. 1.



Fig. 2.



Fig. 3.



Fig. 4.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA III

Fig. 1. — *Micascisto gneissico granatifero*; dintorni del Rifugio Vedretta Piana (nicol incrociati; x 4).

Effetti della differenziazione metamorfica: i granoblasti plagioclasici si sono separati dall'aggregato micaceo-cloritico per costituire plaghe praticamente monomineraliche.

Fig. 2. — *Gneiss a bande*; sentiero Croda Alta - Rifugio Cremona, q. 2645 (solo polarizzatore; x 2).

Tipico aspetto degli gneiss a bande in sezione sottile. Particolarmente interessante è la banda chiara pieghettata (parte inferiore della fotografia), di composizione quarzoso-plagioclasico-biotitica, in cui la quantità di biotite varia lateralmente; ne consegue che macroscopicamente la banda risulta scura ove la biotite è abbondante (parte ripiegata della banda) e gradualmente diventa chiara ove la biotite è scarsa. Ben visibile è anche l'addensamento di minerali scuri ai bordi di detta banda.

Fig. 3. — *Gneiss a bande*; 300 m a NW del Rifugio Vedretta Pendente (solo polarizzatore; x 5).

Lembo micascistoso del tutto analogo ai micascisti gneissici granatiferi.

Fig. 4. — *Gneiss a bande*; Croda della Capra (solo polarizzatore; x 7).

Piega costituita da un letto eccezionalmente ricco di granati: si noti la graduale diminuzione, dal nucleo verso l'esterno della piega, delle dimensioni dei granati.



Fig. 1.

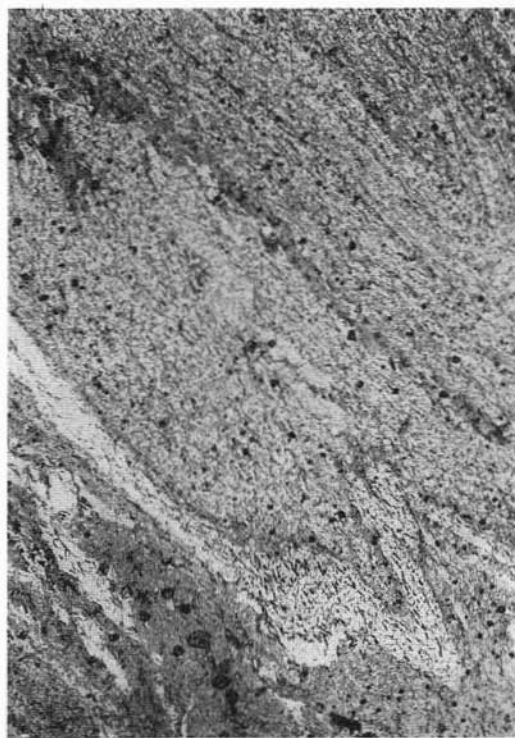


Fig. 2.



Fig. 3.

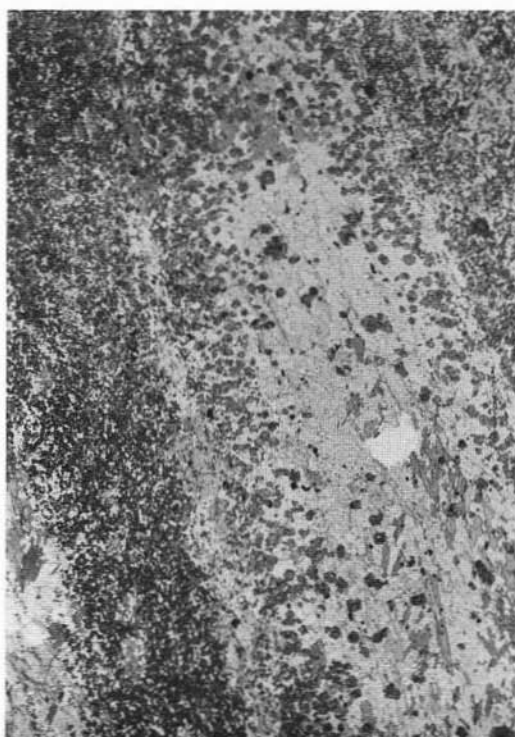


Fig. 4.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA IV

Fig. 1. — *Micascisto gneissico granatifero*; dintorni del Rifugio Vedretta Piana (solo polarizzatore; x 75).

Lamina cloritica posteinematica: ben visibili sono le scie di minutissime inclusioni orientate parallelamente ad *se*.

Fig. 2. — *Gneiss a bande*; 1 Km a SE di Lago Nero del Tumulo, a q. 2455 (solo polarizzatore; x 175).

Granati posteinematici.

Fig. 3. — *Gneiss a bande*; 300 m a NW del Rifugio Vedretta Pendente (solo polarizzatore; x 180).

Epitassia di biotite su orneblenda: le sfaldature {001} della biotite sono parallele a quelle {110} dell'anfibolo.

Fig. 4. — *Gneiss a bande*; Lago della Stua (solo polarizzatore; x 12).

Pseudomorfosi di biotite e clorite su orneblenda.



Fig. 1.



Fig. 2.



Fig. 3.

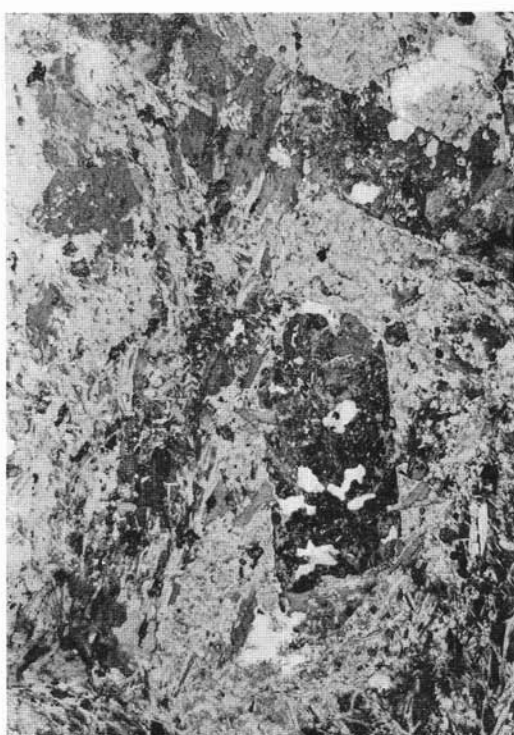


Fig. 4.