

GIORGIO VITTORIO DAL PIAZ

FILONI RODINGITICI E ZONE DI REAZIONE
A BASSA TEMPERATURA AL CONTATTO TETTONICO
TRA SERPENTINE E ROCCE INCASSANTI
NELLE ALPI OCCIDENTALI ITALIANE (*)

ABSTRACT. — In the Italian Western Alps occur numerous low-temperature (< 500°C) metasomatic reaction zones of rodingite type, closely associated, in the Penninic area, with antigorititic serpentinites. The whole region has been subjected to polyphase dynamic metamorphism; initial high-pressure parageneses (eclogites, glaucophane schists) were followed by widespread metamorphism under greenschist facies conditions.

The metamorphic reaction zones of Piedmont and the Aosta Valley can be divided into two major categories:

1) *Dike-type rodingites enclosed in ultrabasites.*

The primary relationships of these rocks have generally been preserved and in this category are included discordant and concordant dikes of various ophiolites (gabbros, diabases?), and possible differentiation bands observed in layered ultramafic complexes (pegmatitic gabbros, pyroxenites, etc.).

2) *Rodingites produced by reaction at tectonic contacts between serpentinites and rock types of various nature and origin.*

The first group includes thousands of dike-type injections, often separated into lenticular bodies due to boudinage, as described by us in previous papers (G. V. DAL PIAZ, 1967; G. BORTOLAMI & G. V. DAL PIAZ, 1968). A good many of these rodingites have been derived from gabbros as shown by various stages of replacement of primary pyroxene by clinocllore, grossularite or diopside. They are separated from the serpentinites by a narrow rim of chlorite, formed at the expense of the ultrabasite. Gabbro is altered to a massive rock containing grossularite, diopside, clinocllore, epidote, vesuvianite and prehnite. The over all picture presented by the gabbro to rodingite transformation is that of very con-

(*) Istituto di Geologia dell'Università di Torino, diretto dal Prof. R. MALARODA. Lavoro eseguito con il contributo del Consiglio Nazionale delle Ricerche.

siderable acquisition of CaO and a notable loss of silica and alkalis. Further changes involve such elements as Al and Mg. These alterations and their paragenetic patterns are similar to those described for the rodingite gabbros associated with lizardite and chrysotile serpentinites in the Mediterranean basin by M. VUAGNAT (1953, 1964, 1967) and by M. GALLI & A. BEZZI (1969).

Though less widespread, the calcium-bearing silicates in the second category are by no means poorly represented in the Alps. They have been interpreted by various writers, some in relatively recent papers, as the product of high-temperature metamorphism following contact between peridotite magma and carbonate sediments. Yet these phenomena only occur at contacts with serpentinites, not with unaltered peridotites. Reaction rims, moreover, are only widespread and typical when the serpentinites have been subjected to displacement metamorphism: lizardite and chrysotile serpentinites show little or no trace of such change, apart from transformations which have taken place in the ultrabasite as a result of tectonic contact.

Following the conclusions reached by R. COLEMAN in his excellent series of papers (1961, 1963, 1966, 1967) devoted to reaction zones in New Zealand and North America, it is suggested that the calc-silicates in contact with the many serpentinitised ultramafic masses of the Alps also owe their origin to low temperature, rodingite-like alterations during the alpine tectonic-metamorphic cycle. The process is, in fact, part of the serpentinisation of the ultrabasites and thence of their subsequent tectonic and metamorphic events.

The following rocks are involved: calc-schists, dolomitic marbles, metamorphic gabbros and other types of ophiolites, glaucophane schists, gneisses, etc. The reaction zone may be from a few centimetres to several metres wide and may include either ultrabasite or the country rock, often masking the extensive tectonic deformation which both of these have undergone.

The serpentinites are transformed into: chlorite; antigorite-chlorite-diopside; chlorite-magnetite; actinolite; etc.

The country rock is transformed as follows:

1) Carbonate rocks give rise to silicate marbles (tremolite-actinolite, epidote, diopside, garnet, chlorite, etc.) massive very hard and dense with grossularite, diopside, etc., and very poor or entirely lacking in calcite. These latter rocks are often very similar to dike-type rodingites. Wollastonite has been observed in the Cogne area.

2) Rocks rich in silica and some ophiolites with a basalt-type chemistry produce: massive, extremely hard rodingites, often with well-defined zoning: in contact with the chlorite rim there is firstly a beige-pink band consisting of grossularite, followed, at a greater distance from the serpentine, by a greenish band of diopside with grossularite, chlorite, vesuvianite, epidote and prehnite. Small veins of albite running in the direction of the schistosity are occasionally seen in this band.

The mineralogical and chemical composition of the reaction zone are often fully comparable with those found in rodingite gabbros. The main transformation once again consists of a strong CaO enrichment, accompanied by a noticeable decrease in silica and alkalis.

The two categories of rodingite rock observed in the Western Alps constitute two aspects of the same low-temperature metasomatic reaction process, with a clearly-marked chemical trend. The required pressure and temperature conditions indicate either different stages of tectonic upthrust of slices of the mantle or regional alpine metamorphism was involved. Metasomatism must not be thought of as a regional process: diffusion is essentially local and is linked to serpentinisation of the ultrabasites, a process which frees large quantities of CaO. The same cause can probably be assigned for the genesis of the ophicalcites of the Aosta Valley, of which the carbonate matrix is certainly not sedimentary and may be the result of the combination of this Ca with CO_2 .

Serpentinisation has in many cases taken place in several stages and this makes the dating of reaction-type rodingites a matter of some difficulty. Both serpentinisation and the ensuing reaction may be completed in a very short space of time, e.g. during Alpine dynamic metamorphism, or may cover an extremely long period. Lastly, neither the ultrabasite itself nor the beginning of serpentinisation can be dated with any degree of certainty.

In the Italian Western Alps, all contacts between the major serpentinite masses and the country rocks are tectonic, and are often masked by rims of rodingite produced by reaction. No undoubted signs of contact metamorphism of country rock by the serpentinites are to be seen. In the light of the points made here, it is suggested that the ultrabasites of this region are derived from the shearing off and tectonic emplacement of large ultrabasic masses located at the inner edge of the Piedmont Zone, or as a tectonic substrate of the thick geosynclinal accumulations. In the opinion of VUAGNAT (1968), primary ultrabasic complexes correspond to « cold tectonic intrusion » of slices of the mantle.

This interpretation, the most plausible of those at present available, re-poses the question of the close relationships observed between basic ophiolites and ultrabasites throughout the whole Alpine chain: are the former, that is, the product of the partial melting of the latter during tectonic upthrust, or are they derived from an independent basaltic magma?

Alle molteplici vicende tettoniche ed ai concomitanti processi di serpentizzazione delle ultrabasiti sono indissolubilmente legati locali fenomeni di reazione metasomatica che si svolgono, tra serpentine e rocce di tipo diverso, a temperature inferiori a 500°C , limite di stabilità del serpentino in presenza di vapore d'acqua (N. L. BOWEN & O. F. TUTTLE, 1949). Ne derivano caratteristiche rocce a silicati di Ca, note da tempo nelle Alpi e variamente interpretate, le quali sono oggi indicate prevalentemente con il termine di *rodingiti* (MARSHALL, in J. M. BELL, E. CLARKE & P. MARSHALL, 1911).

Una visione completa del fenomeno nei suoi molteplici aspetti è fornita da R. G. COLEMAN (1961, 1963, 1966, 1967), in lavori di inte-

resse eccezionale dedicati alle rocce di reazione associate alle serpentine della Nuova Zelanda, California, ecc. Le numerose intercalazioni di filoni rodingitici d'ambiente metamorfico alpino, compresi nelle serpentine antigoritiche delle Alpi occidentali italiane, sono illustrate da G. V. DAL PIAZ (1967).

I fenomeni di reazione a bassa temperatura hanno carattere strettamente locale e sono in genere di tipo sincinemato. Le paragenesi a silicati di Ca non si riferiscono ad un metamorfismo di contatto di alta temperatura, prodotto da un magma peridotitico su sedimenti carbonatici, nè tantomeno indicano inesistenti fenomeni metasomatici di estensione regionale, invocati da alcuni autori per la genesi globale delle ofioliti.

Sulla base di una casistica ricca e ben distribuita, si può affermare che i processi di reazione a bassa temperatura si sviluppano esclusivamente in rapporto con rocce ultrabasiche serpentizzate. Mancano invece al contatto con le ultrabasiti non trasformate. Il fenomeno, posto in particolare risalto dalla presenza di rocce drenanti, è generato essenzialmente dal processo di serpentizzazione.

La zona di reazione manifesta una straordinaria polarità chimica con sensibile arricchimento in Ca, desilicizzazione più o meno marcata, forte diminuzione degli alcali ed altre variazioni di tipo più discontinuo.

Le condizioni di P e T necessarie per lo sviluppo delle paragenesi rodingitiche (grossularia, idrogranato, clinocloro, diopside, vesuviana, epidoto, prehnite, ecc.) si possono riferire sia al metamorfismo

Fig. 1. — *Schema strutturale delle Alpi Nordoccidentali.*

1) Sedimenti Elvetici ed Ultraelvetici; 2) Massicci cristallini Elvetici (MB: Monte Bianco; AR: Aiguilles Rouges); 3) Mesozoico Penninico (Zona dei Calcesisti e delle Pietre Verdi, Zona Brianzonese, Zona Subbrianzonese); Massiccio ultrabasico di Lanzo (ML); 4) Ricoprimento del Gran S. Bernardo; 5) Ricoprimenti del Monte Rosa (MR), Gran Paradiso (GP) e Dora-Maira (DM); 6) Ricoprimento Dent Blanche l.s. e Zona Sesia-Lanzo; 7) Alpi Meridionali.

Ubicazione dei tipi rodingitici analizzati (tabella I, II, III): 1) Polluce; 2) Rocca di Verra; 3) Notre Dame de la Garde-Perrères (Valtournanche); 4) Givoletto; 5) Balangero. I circoletti indicano alcuni tra i numerosi ritrovamenti di titanilinohumite di neoformazione metamorfica alpina nelle serpentine antigoritiche mesozoiche e, subordinatamente, nei marmi a silicati (Cogne).

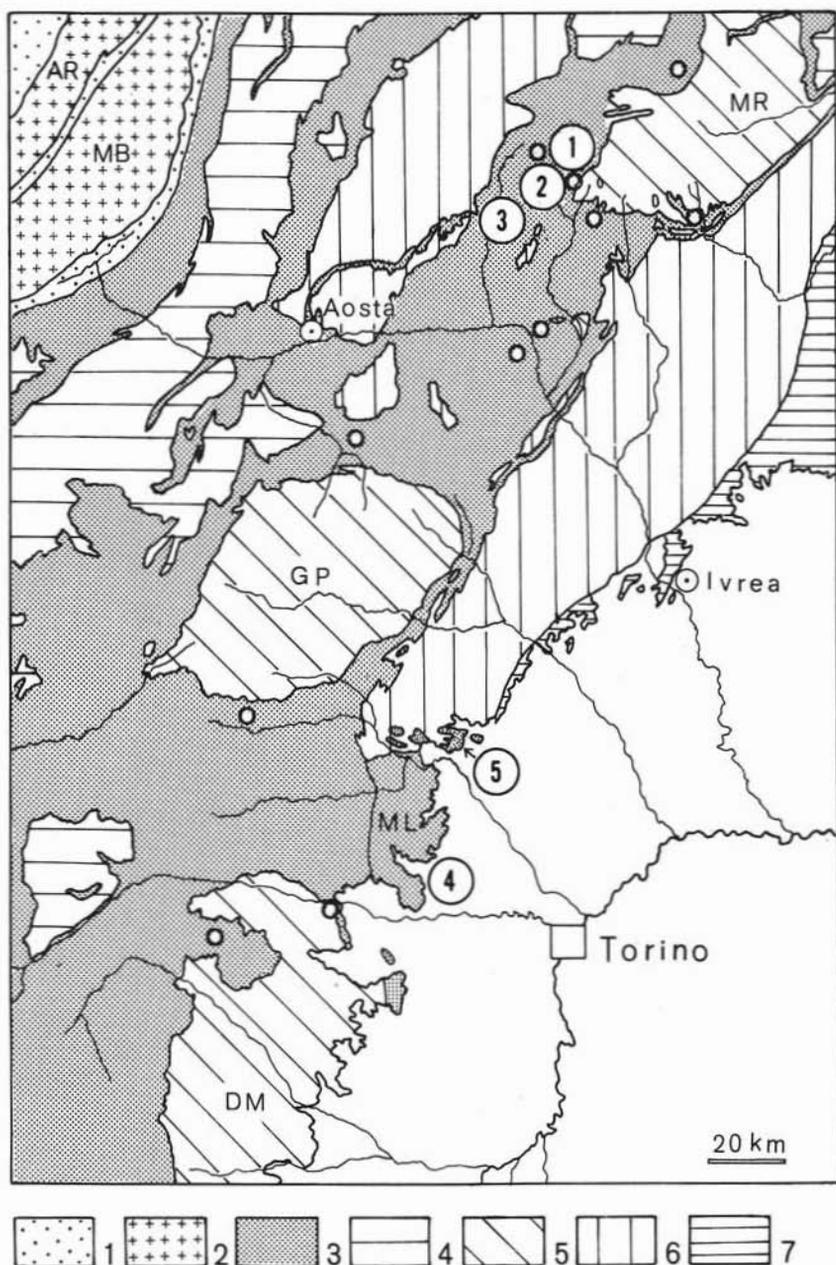


Fig. 1.

regionale di dislocazione che a fasi diverse dell'«intrusione tettonica a freddo» di scaglie del Mantello, lungo fratture crostali. Il secondo caso è esemplificato dalle rodingiti descritte da COLEMAN (1967), il primo da alcune delle rocce di reazione associate alle serpentine delle Alpi occidentali (G. V. DAL PIAZ, 1967).

Se si tralascia l'esame delle ultrabasiti comprese in formazioni polimetamorfiche del Cristallino antico, per considerare esclusivamente le ofioliti associate a complessi mesozoici di geosinclinale, si osserva che le rodingiti sono legate a due tipi di serpentine:

1) *Serpentine a lizardite e crisotilo*, prevalenti in aree non colpite da metamorfismo regionale alpino. Sono diffuse in tutto l'Appennino ad oriente della linea tettonica Sestri-Voltaggio, in Grecia, Turchia, Siria, Corsica ed in altre località del bacino del Mediterraneo. A questo tipo di serpentine si associa gran parte delle rodingiti segnalate in tutto il mondo. Rientrano nella categoria alcune masse serpentinosi delle Alpi centro-occidentali, praticamente sfuggite all'azione del metamorfismo regionale a causa della loro particolare posizione tettonica (Monginevro, Zona a scaglie di Arosa, ecc.).

2) *Serpentine antigoritiche* in ambiente di metamorfismo di dislocazione: affiorano nella zona classica dei ricoprimenti pennidici e sono circoscritte ad aree di metamorfismo regionale alpino. Nelle Alpi occidentali, a paragenesi di alta pressione e bassa temperatura (eclogiti, scisti a glaucofane) si sovrappone una generale impronta metamorfica in facies scisti-verdi, con passaggio graduale a facies più profonde verso la culminazione Ossola-Ticino, settore non considerato in questo lavoro.

Nelle serpentine antigoritiche è comune la *titanclinohumite* (titanolivina) tra i minerali di neoformazione metamorfica. Alcuni punti indicativi della sua distribuzione sono rappresentati in fig. 1.

I tipi rodingitici delle Alpi occidentali già descritti (G. V. DAL PIAZ, 1967) e quelli considerati nel presente lavoro sono sempre associati a serpentine antigoritiche.

Alla diversa composizione mineralogica delle serpentine non corrisponde in genere una marcata differenza delle rocce di reazione. Nelle serpentine a lizardite-crisotilo sono diffusi, accanto a classici affioramenti rodingitici, filoni di gabbri e diabasi integri o trasfor-

mati solo parzialmente. Nelle serpentine antigoritiche questo fatto non si verifica mai: esse comprendono tipi rodingitici molto evoluti, con trasformazioni in prevalenza complete. Ad eccezione dei grossi e tenacissimi porfiroclasti di augite magmatica, contenuti nei gabbri rodingitici a struttura pegmatitica, ogni traccia della roccia originaria è cancellata. Le inequivocabili condizioni di relitto strutturale del pirosseno sono sottolineate da vistose deformazioni, assenti nelle paragenesi di neoformazione, e da trasformazioni più o meno avanzate in diopside, clinocloro e grossularia (Fig. 2 e cf. le figure in Gc. BORTOLAMI & G. V. DAL PIAZ, 1968).

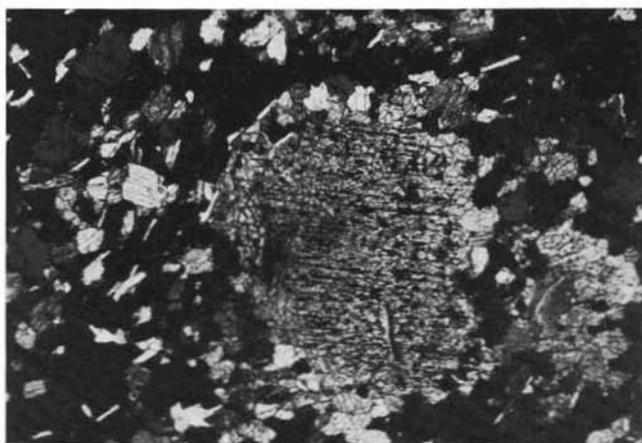


Fig. 2. — Banda concordante di «granatite» rosata, con piccoli relitti nerastri di pirosseno (gabbro rodingitico), nelle serpentine antigoritiche affioranti tra i due laghetti ai piedi della parete occidentale della Rocca di Verra (Valle d'Ayas). Un individuo di diallagio (augite), relitto dell'antica paragenesi primaria, manifesta modeste trasformazioni al nucleo (mosche di grossularia) ed alla periferia (irregolare corona di diopside). La matrice di fondo è costituita da prevalente granato di Ca, diopside e scarso clinocloro. (MRO 1230, Nicols +, 50 ×).

Le rodingiti legate ai due tipi di serpentine hanno paragenesi analoghe. L'idrogranato, il componente più caratteristico e diffuso nelle rodingiti associate a serpentine a lizardite-crisotilo, si rinviene parimenti, anche se con frequenza probabilmente assai minore, nelle rodingiti d'ambiente metamorfico alpino (A. BEZZI, A. DELLA GIUSTA & G. PICCARDO, 1968).

La composizione mineralogica delle serpentine ha in definitiva importanza probabilmente modesta sulle caratteristiche della zona di reazione.

E' logico domandarsi se le rocce a silicati di Ca di aree a metamorfismo regionale alpino non possano essere indicate *tout court* come rodingiti metamorfiche o *metarodingiti*. E' già stato sottolineato (G. V. DAL PIAZ, 1967; G. BORTOLAMI & G. V. DAL PIAZ, 1968) che la risposta a tale quesito dipende soltanto dall'inquadramento cronologico del processo di serpentinizzazione in rapporto al metamorfismo alpino. Nelle Alpi occidentali non mancano certamente tipiche «metarodingiti», rocce nelle quali le reazioni metasomatiche con le ultrabasiti incassanti erano concluse antecedentemente alla blastesi alpina. Non si può escludere d'altronde che altre rocce di reazione siano entrate in contatto tettonico con le ultrabasiti in fase di serpentinizzazione soltanto durante il metamorfismo regionale alpino e non in precedenza. Poichè il metasomatismo e lo sviluppo delle paragenesi a silicati di Ca rappresentano in questo caso due aspetti più o meno contemporanei del medesimo fenomeno, non è opportuno parlare di metarodingiti, ma eventualmente di gabbri metamorfico-metasomatici.

E' probabile infine che il chimismo di molte rodingiti sia in rapporto con successivi processi metasomatici che si susseguivano, ben separati nel tempo, in corrispondenza di atti distinti di un processo progressivo di serpentinizzazione sincinematica a carattere polifasico, iniziato durante gli atti preliminari dell'orogenesi alpina (e talora forse prima) e concluso nel quadro del metamorfismo regionale di dislocazione.

Nell'impossibilità di una specifica distinzione, ritenuta d'altronde d'importanza relativa, è stato preferito (G. V. DAL PIAZ, 1967) il termine di *rodingite l.s.* per indicare le rodingiti di ambiente metamorfico alpino associate a serpentine antigoritiche. Esse rientrano nella grande famiglia delle rocce di reazione metasomatica a bassa temperatura, legate a massicci ultrabasici serpentinizzati, secondo la definizione comprensiva di R. G. COLEMAN (1967).

Una distinzione più significativa delle rocce di reazione può basarsi sulla composizione dei litotipi di partenza e, in particolare, sui rapporti di giacitura tra rodingiti ed ultrabasiti. Le facies primarie possono essere riferite a:

1) *Normali intercalazioni* di ofioliti nelle rocce ultrabasiche serpentinizzate: *tipici filoni* concordanti e discordanti (gabbri, diabasi),

o, eventualmente, *bande di differenziazione* (gabbri, gabbri pegmatitici, pirosseniti, ecc.) diffuse nelle zone di « stratificazione » di alcuni complessi ultrabasici.

2) *Tipi di composizione eterogenea in contatto tettonico con le serpentine*. Ne fanno parte, come vedremo in seguito, marmi, calcescisti, anfiboliti, gabbri, gneiss albitici, micascisti, micascisti glaucofanici e miloniti. Al di fuori della catena alpina sono stati osservati fenomeni di reazione a bassa temperatura anche su rocce eruttive acide e basiche, argilliti, grovacche, ecc.

Nemmeno la composizione della roccia originaria sembra avere molta influenza sull'andamento delle trasformazioni e sullo sviluppo delle paragenesi di neoformazione. In adeguate condizioni di P e T, soltanto la serpentizzazione e le relative reazioni metasomatiche sono l'elemento determinante del processo che promuove la trasformazione di tipi con differente origine, composizione e giacitura, nelle medesime rocce a silicati di Ca, esempio singolare di convergenza metamorfica.

Grossularia, idrogranati, diopside, clinocloro, vesuviana, clinozoisite, prehnite ricorrono abitualmente nelle rodingiti delle Alpi occidentali e del bacino del Mediterraneo, qualunque sia la loro origine e composizione. Nel sottile orlo di reazione, sviluppato a spese della ultrabasite, si osservano: clinocloro; clinocloro-diopside-granato; talcoclorigite-attinoto; attinoto; ecc.

I fenomeni di reazione a bassa temperatura di tipo rodingitico forniscono nuovi elementi per l'interpretazione strutturale, cronologica e genetica delle ultrabasiti. Nelle Alpi occidentali italiane manca l'evidenza che le ofioliti ultrabasiche rappresentino il prodotto della cristallizzazione di un magma peridotitico intruso negli originari sedimenti della geosinclinale piemontese. Ogni osservazione sulle intercalazioni rodingitiche conduce a confermare la posizione tettonica delle ultrabasiti in seno alla formazione dei calcescisti e delle pietre verdi.

Rodingiti di origine filoniana.

1. - GENERALITÀ.

Le rodingiti con giacitura filoniana sono i tipi di reazione nettamente più diffusi nelle serpentine antigoritiche delle Alpi occidentali ed in quelle a lizardite-crisotilo del bacino del Mediterraneo. Nelle Alpi

e nell'Appennino settentrionale prevalgono largamente intercalazioni di natura gabbroide. Il loro numero è dell'ordine delle migliaia (vedi la distribuzione in G. V. DAL PIAZ, 1967): nella sola Valle d'Ayas, ad esempio, limitatamente alla cintura di serpentinite che delimita ad occidente la falda del Monte Rosa (G. V. DAL PIAZ, 1966), sono state rilevate oltre 350 bande rodingitiche.

Nuovi affioramenti sono stati recentemente rinvenuti. Oltre a quelli del Gruppo di Voltri e della Riviera di Levante, descritti da A. BEZZI, A. DELLA GIUSTA & G. PICCARDO (1968) e da M. GALLI & A. BEZZI (1969), si possono ricordare, per il Piemonte e la Valle d'Aosta:

1. I gabbri rodingitici dell'alta Val Varaita, genericamente segnalati da A. STELLA (1895), ritrovati da P. LEPORATI (allievo interno dell'Istituto di Geologia di Torino) presso M.re Gioanotta, alla cresta Grusniera e, sul lato sinistro della valle, a NW di Campanesio (tavoletta Sampeire).
2. I gabbri rodingitici e le rodingiti minute con giacitura filoniana nelle serpentinite antigoritiche affioranti tra Champorecher e la Valle di Fenis, al di sotto del lembo di ricoprimento Glacier-Rafray (Falda Dent Blanche *l.s.*)⁽¹⁾. Le rocce a silicati di calcio si rinvengono nei dintorni del Colle della Rossa e nel vallone a Nord del Col d'Eyelè, discendendo verso l'Alpe Mezove (G. V. DAL PIAZ e R. NERVO).
3. I gabbri rodingitici e le rodingiti con giacitura filoniana e lenticolare di Trana (Torino), nelle serpentinite delle cave a S del paese ed al Belvedere. Numerose lenticelle rodingitiche, talora con significativi fenomeni di *boudinage*, si rinvengono nelle serpentinite della cava di pietrisco a ESE del Lago Piccolo di Avigliana, nella guaina serpentinoso periferica del piccolo massiccio lherzoliteo di Moncuni (FRANCHI, 1893; NICOLAS, 1968).
4. I filoni e le lenti di gabbri rodingitici rinvenuti da B. LOMBARDO, allievo dell'Istituto di Geologia dell'Università di Torino, nel settore meridionale del grande *Klippe* ofiolitico del M. Viso: a oriente della capanna Q. Sella, lungo la dorsale che separa il Vallone di Pratofiorito e quello dell'Alpetto, presso q. 2423; nella parete ad oriente del Ricovero dell'Alpetto; nel Gruppo dell'Alpetto (tavoletta Colle di Cervetto).

(¹) Il piccolo lembo di ricoprimento è costituito in prevalenza da gneiss albico-epidotici a due nicchie e da micascisti granatiferi a relitti di glaucofane, con noduli e lenticelle anfibolitiche. Gli scisti cristallini manifestano una prevalente impronta metamorfica alpina e sono analoghi ad alcuni litotipi del M. Emilius.

5. Le intercalazioni lenticolari e filoniane di tipi rodingitici in Valtournanche, lungo la carrozzabile tra Torgnon e la frazione di Triatel, e a Cervinia, lungo la cresta di confine, poco a meridione del Colle della Forca.
6. Le lenticelle di granatiti a vesuviana e di gabbri rodingitici minuti nel piccolo affioramento serpentinoso poco sotto il Colle di q. 4081, tra il Breithorn orientale ed occidentale, sul versante italiano.
7. Gli affioramenti del Piccolo Cervino e dello Stocknubel (P. BEARTH, 1967).
8. Le numerose intercalazioni lenticolari e filoniane di classiche rodingiti *l.s.* rinvenute in alta Valle d'Ayas, in aree ove le rocce a silicati di Ca erano già segnalate (M. Rosso, Rocca di Verra; G. V. DAL PIAZ, 1967) e, più a settentrione, nel grosso spuntone serpentinoso di q. 3561 («l'aquila»). La descrizione di queste rocce è rimandata ad una monografia di prossima stesura, ad illustrazione della carta geologica dell'alta Valle d'Ayas.
9. Le rare intercalazioni di rodingiti filoniane nelle serpentine del castello di Arcesa-Brusson (Valle d'Ayas).
10. Le piccole lenticelle di rocce a silicati di Ca, con bella vesuviana, rinvenute al km 39 lungo la strada statale della Valle d'Aosta, tra Montjoet e St. Vincent. Nelle gallerie autostradali della zona sono note numerose intercalazioni di gabbri rodingitici (G. V. DAL PIAZ & F. GRASSO, 1967). Lenti rodingitiche, a preva'ente granato e clorite, si rinvencono, nella stessa regione, lungo il corso del torrente Rhodo, affluente di destra della Dora Baltea.

Riassumiamo brevemente le caratteristiche più indicative delle rodingiti *l.s.* d'ambiente metamorfico alpino con giacitura filoniana o lenticolare, comprese nelle serpentine antigoritiche delle Alpi occidentali italiane (cf. G. V. DAL PIAZ, 1967).

2. - CONDIZIONI DI GIACITURA.

La giacitura è tipicamente filoniana. Sono rappresentati filoni discordanti, talora bifidi o incrociati, e concordanti. Questi ultimi sono largamente più diffusi. In certi casi si riferiscono ad originari corpi discordanti che il generale processo di riorganizzazione strutturale alpina ha reso concordanti. In altri casi la giacitura parallela è certamente primaria. Ci si chiede allora se, oltre a normali sistemi di filoni concordanti, manifestazioni di una iniezione « letto a letto » di un

magma gabbroico nella peridotite, siano anche rappresentate bande di differenziazione, in senso pirossenitico o gabbroide, di un complesso ultrabasicò « stratificato ». E' questa un'interpretazione plausibile per quelle zone, ad esempio l'alta Valle d'Ayas, ove le intercalazioni concordanti di gabbri rodingitici sono talora così fitte da raggiungere rapporti quantitativi prossimi a 1:4 nei confronti delle serpentinite, e tanto regolari ed estese che si possono agevolmente seguire, nonostante frequentissime interruzioni di natura prevalentemente tettonica, per una distanza di parecchie centinaia di metri, talora di alcuni chilometri.

Le intercalazioni di forma lenticolare, certamente le più diffuse tra le rodingiti d'ambiente metamorfico alpino, sono il prodotto della segmentazione tettonica per *boudinage* di corpi filoniani più estesi (G. V. DAL PIAZ, 1967). Alcune *ofisferiti* (VUAGNAT, 1953, 1964, 1967), inclusi di composizione rodingitica di genesi dibattuta, si riferiscono ad un processo genetico di questo tipo.

Nelle rodingiti *l.s.* del Piemonte, della Valle d'Aosta e del Gruppo di Voltri si rinviene frequentemente l'originario pirosseno magmatico, talora in individui di alcuni centimetri di lunghezza. Come è stato ricordato, le sue condizioni di evidente relitto strutturale sono indicate dal grado di deformazione e, più ancora, dalle trasformazioni, più o meno diffuse, in clorite, diopside e granato. La sostituzione è accompagnata da sensibile variazione di colore nel pirosseno, nero a riflessi metallici se integro, verde, in toni diversi, se trasformato. La presenza del pirosseno e della struttura primaria indicano in gabbri pegmatitici o in pirosseniti le rocce originarie che hanno drenato le soluzioni ricche in Ca.

Molte delle intercalazioni delle Alpi occidentali, con giacitura concordante o discordante, sono costituite da tipi massicci a grana finissima, del tutto privi di relitti strutturali (G. V. DAL PIAZ, 1967). Mancano, in queste condizioni, prove dirette per risalire alle rocce originarie, pur essendo accertato che esse derivano da filoni o da bande di differenziazione. Le paragenesi sono del tutto simili a quelle dei gabbri rodingitici se si escludono, evidentemente, i relitti pirossenici. In molti casi si tratta certamente di originari gabbri; la grana fine può essere una caratteristica primaria o un fattore acquisito (deformazioni tettoniche). Non si esclude d'altronde che gabbri troctolitici, troctoliti, anortositi, ecc., siano rappresentati tra i tipi ofiolitici di partenza.

Nelle Alpi occidentali italiane, a differenza di altre località (E. COGULU & M. VUAGNAT, 1965; V. DIETRICH & T.J. PETERS, 1968), non è stato possibile fino ad oggi accertare la derivazione da filoni diabasici di alcune tra le numerose intercalazioni rodingitiche. Questo non dimostra che non esistano diabasi. Sarebbe in effetti una circostanza singolare se nelle serpentine antigoritiche delle Alpi occidentali italiane, così ricche di rodingiti filoniane ed associate ad una formazione con abbondanti prasiniti, vi fossero solo gabbri rodingitici; al Monginevro e in Liguria i filoni di diabasi sono ben rappresentati, anche se in quantità subordinata rispetto a quelli gabbroidi.

3. - CARATTERI FISIOGRAFICI.

Le intercalazioni rodingitiche di tipo filoniano delle Alpi Occidentali e delle aree del bacino del Mediterraneo esenti da metamorfismo di dislocazione, manifestano struttura massiccia, resistenza molto elevata alla frattura, grana eterogenea, e tinta assai variabile. I tipi ricchi in grossularia od idrogranato hanno colore beige-biancastro o rosa, beige-verdognolo fino a verde brillante i tipi ricchi di diopside, clorite e vesuviana, giallognolo quelli ad abbondante epidoto. La roccia ha tinta vivace solo alla frattura fresca; su superfici alterate assume una colorazione spesso vicina a quella delle serpentine incassanti. Lo spessore delle bande e delle lenti rodingitiche è compreso abitualmente tra alcuni centimetri ed il metro. In rari casi raggiunge i 3-4 m. La lunghezza massima osservata è di parecchie decine di metri. Le lenti rodingitiche sono abitualmente disposte secondo allineamenti e costituiscono il prodotto della suddivisione meccanica di corpi originariamente assai più estesi.

4. - PARAGENESI.

Le paragenesi di neoformazione metamorfico-metasomatica nelle rodingiti *l.s.*, comprese in serpentine antigoritiche, manifestano straordinaria omogeneità. Si osservano infatti associati in rapporti quantitativi variabili: grossularia-andradite, idrogranato, diopside, clinocloro, vesuviana, clinozoisite e prehnite. Nel Gruppo di Voltri alcune intercalazioni rodingitiche contengono corindone (REPOSSI, 1921). L'esame di alcuni campioni raccolti dai colleghi A. BEZZI e G. PICCARDO dell'Università di Genova, indica che il corindone, nella varietà azzurra ed incolore, partecipa probabilmente alla paragenesi di neoformazione ro-

dingitica. Lo indicherebbero i rapporti strutturali con il granato, il componente più abbondante dell'intercalazione che contiene inoltre clinzoisite e scarsa clorite.

Nei filoni di gabbri rodingitici di ogni parte del mondo, compresi in serpentine a lizardite-crisotilo, si rinvengono paragenesi del tutto analoghe; l'idrogranato è il componente più tipico ed abbondante. La prehnite è spesso assai più frequente che nei gabbri rodingitici di ambiente metamorfico alpino.

I filoni rodingitici e le intercalazioni lenticolari sono separate dalle serpentine incassanti mediante un sottile orlo verdastrò, potente da alcuni millimetri a qualche centimetro. Raramente raggiunge 20-30 cm di spessore, in corrispondenza di strutture lobate, prodotte da deformazioni tettoniche. L'orlo di reazione si forma a spese dell'ultrabasite ed è costituito abitualmente da clinocloro, talora con diopside, granato e minerali opachi. Le lenti rodingitiche sono completamente avvolte da una guaina cloritica.

Rinomati minerali di litoclase si rinvengono nelle intercalazioni a silicati di Ca comprese nelle serpentine delle Alpi Occidentali, manifestazioni tardive del ciclo metamorfico alpino.

5. - CHIMISMO DELLA ZONA DI REAZIONE E CARATTERISTICHE DEL PROCESSO RODINGITICO.

Abbiamo visto che, in adeguate condizioni di P e T, la trasformazione rodingitica si svolge in stretto rapporto con locali scambi metasomatici tra il filone ofiolitico e le ultrabasiti incassanti. In particolare, la zona di reazione manifesta un sensibile arricchimento in Ca, fatto che appare già evidente al semplice esame delle paragenesi; un incremento notevole, talvolta del 100-200%, è stato riscontrato da numerosi autori in diverse regioni del mondo (cf. bibliografia in G. V. DAL PIAZ, 1967).

Non vi sono dubbi che la serpentizzazione delle ultrabasiti sia la sorgente del calcio, e quindi la causa determinante che innesca, in propizie condizioni ambientali, il processo rodingitico. Non si spiegherebbe altrimenti la presenza di queste rocce esclusivamente in rapporto con serpentine, nè il passaggio, visibile direttamente sul terreno e al microscopio, tra gabbri pegmatitici, gabbri rodingitici e « granatiti » massicce, in corrispondenza di condizioni di deformazione progressiva e di serpentizzazione sempre più completa delle lherzoliti

incassanti. E' questa una considerazione che FRANCHI aveva fatto fin dal 1895.

Tipici esempi si rinvencono nel Massiccio ultrabasico di Lanzo (A. NICOLAS, 1966 e Gc. BORTOLAMI & G. V. DAL PIAZ, 1968) ed in alcuni dei suoi satelliti, in particolare il Moncuni, presso Avigliana.

Alcune analisi eseguite, grazie al contributo del Consiglio Nazionale delle Ricerche, dal Laboratorio Geochimico dell'Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università di Basilea, diretto dal Professor H. SCHWANDER, consentono di valutare l'aspetto quantitativo della reazione rodingitica. Per un primo bilancio sono stati scelti gli affioramenti di Givoletto (Torino) e della Valle d'Ayas, la cui ubicazione è indicata in fig. 1. I primi, intrusi in lherzoliti più o meno serpentinizzate, sono caratterizzati da trasformazioni rodingitiche parziali, non molto dissimili da quelle osservabili nei complessi di tipo appenninico, i secondi, compresi in serpentine a titanelinohumite, manifestano trasformazioni più avanzate.

Il dosaggio degli elementi in tracce, per attivazione nucleare, è in corso presso l'Università di Pavia su 80 campioni.

6. - GABBRI RODINGITICI DI GIVOLETTO.

Le lherzoliti parzialmente serpentinizzate di Givoletto, nel settore periferico orientale del Massiccio ultrabasico di Lanzo, contengono alcuni filoni di gabbri pegmatitici discordanti (E. SANERO, 1932; Gc. BORTOLAMI & G. V. DAL PIAZ, 1968). Ove la serpentinizzazione è localmente più sviluppata, si osserva la trasformazione della matrice plagioclasico-saussuriteica di fondo in un aggregato granoblastico di grossularia, con clinocloro interstiziale; grandi individui del pirosseno primario (diallagio) sono sostituiti da clorite e da subordinato granato (Gc. BORTOLAMI & G. V. DAL PIAZ, 1968).

Dell'affioramento è stato analizzato solo il gabbro rodingitico, essendo già nota la composizione chimica dei gabbri saussuriteici (E. SANERO, 1932), delle serpentine e delle lherzoliti del Massiccio di Lanzo (E. SANERO, 1932; A. NICOLAS, 1966). Non è stato possibile esaminare l'orlo cloritico di dimensioni troppo modeste.

Come appare in Tabella I e in Fig. 3, la trasformazione gabbro → gabbro rodingitico comporta un vistoso incremento del contenuto in CaO ed una diminuzione di silice ed alcali. Il processo rodingitico al Givoletto conferma la polarità del fenomeno di reazione messa

in luce da A. NICOLAS (1966) al margine occidentale del Massiccio ultrabasico di Lanzo, sia al contatto gabbri-serpentine che in intercalazioni gabbroidi comprese nelle ultrabasiti serpentinizzate.

TABELLA I.

I gabbri rodingitici di Givoletto (Monte Musinè).

| | 1 | 1a | 2 | 2a | 3 | 4 |
|---------------------------------|-------|-------|-------|-------|------|-------|
| SiO ₂ | 43.95 | 40.63 | 40.10 | 40.97 | 39.8 | 46.79 |
| Al ₂ O ₃ | 2.93 | 2.61 | 2.80 | 2.47 | 14.7 | 18.18 |
| Fe ₂ O ₃ | 3.86 | 1.60 | 5.15 | 1.74 | 1.1 | 0.46 |
| FeO | 4.77 | 6.70 | 3.22 | 6.71 | 2.4 | 3.59 |
| MnO | 0.13 | 0.05 | 0.10 | 0.07 | 0.4 | 0.02 |
| MgO | 39.47 | 36.60 | 36.50 | 35.60 | 12.3 | 12.68 |
| CaO | 2.42 | 3.12 | 0.55 | 1.48 | 23.6 | 9.32 |
| Na ₂ O | 0.22 | 1.09 | — | 0.66 | 0.2 | 3.92 |
| K ₂ O | tr | 0.38 | — | 0.36 | 0.3 | 0.35 |
| TiO ₂ | 0.07 | 0.08 | tr | 0.06 | — | 0.19 |
| H ₂ O _{tot} | 1.21 | 6.37 | 8.32 | 9.04 | 5.4 | 4.15 |

1: lherzolite feldispatica, Lanzo-Viù, A. NICOLAS (1966); 1a: lherzolite del Monte Musinè, E. SANERO (1932); 2: serpentina, Lemie, A. NICOLAS (1966); 2a: serpentina, Monte Musinè, E. SANERO (1932); 3: gabbro rodingitico di Givoletto, matrice a prevalente grossularia, clinocloro e clinzoisite, an. Lab. Geochimico Univ. Basilea; 4: gabbro saussurítico, Monte Musinè, E. SANERO (1932).

7. - GABBRI RODINGITICI DELLA VALLE D'AOSTA.

Sono stati presi in esame due filoni di gabbri rodingitici della Valle d'Ayas con relitti di augite in matrice di prevalente grossularia, l'orlo cloritico di un filone gabbro-rodingitico a grana minuta ed un *Flasergabbro* ad albite, zoisite-clinozoisite, attinoto, clorite e titanite, quale termine di confronto. I dati analitici sono riportati nella Tabella II. Come termine di riferimento per le trasformazioni sviluppate nell'orlo cloritico, è stata riportata l'analisi di una serpentina del Gerner (P. BEARTH, 1967), prolungamento settentrionale delle ultrabasiti della Valle d'Ayas. Maggiori ragguagli sulle rodingiti *l.s.* della Valle d'Ayas e della Valtournanche, sulle serpentine a titanclinohumite alpina e sulle caratteristiche strutturali della regione, sono esposti nei lavori di P. BEARTH (1967) e G. V. DAL PIAZ (1967).

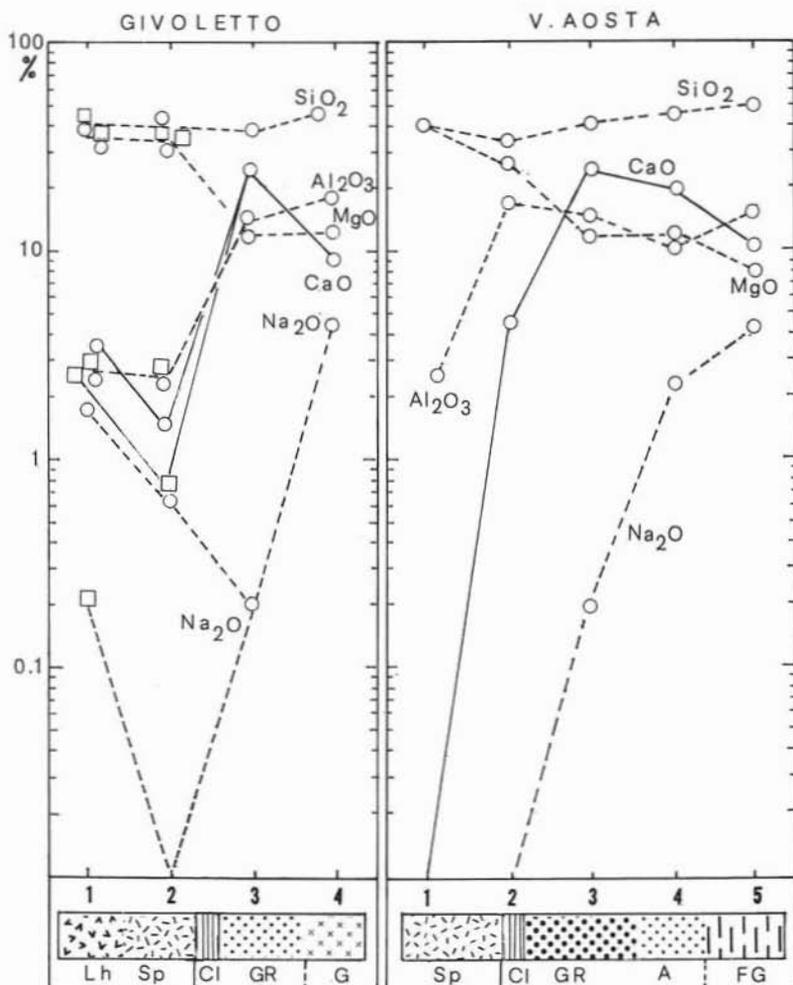


Fig. 3. — Diagramma semilogaritmico delle variazioni di chimismo osservate nel processo di trasformazione metasomatica gabbro → gabbro rodingitico a Givoletto ed in Valle d'Aosta (dai dati delle tabelle I e II). La distanza fra i differenti campioni in ascisse è convenzionale. Per lherzoliti e serpentine del Givoletto sono stati utilizzati i dati, sensibilmente diversi, di SANERO (quadrati) e di NICOLAS (circoletti). Per la Valle d'Aosta, sono stati raggruppati dati analitici provenienti da località diverse, rappresentativi tuttavia di una tipica e graduale trasformazione rodingitica a spese di un filone gabbroide, nell'ambito della medesima massa ultrabassica.

Lh: lherzoliti; Sp: serpentine; Cl: orlo cloritico; Gr: gabbro rodingitico; A: anfibolite rodingitica; G: gabbro saussurítico; FG: *Flasergabbro*.

Non tutti i campioni analizzati provengono dal medesimo filone. Essi rappresentano tuttavia, come appare dalle loro paragenesi, le parti più tipiche della zona di reazione rodingitica, nell'ambito della medesima massa ultrabasica. Il diagramma semilogaritmico (Fig. 3) è quindi largamente rappresentativo delle variazioni di chimismo nelle zone di reazione della regione.

TABELLA II.

I gabbri rodingitici della Valle d'Ayas (Val d'Aosta).

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|---------------------------------|------|------|------|-------|------|------|
| SiO ₂ | 40.6 | 35.5 | 41.0 | 47.46 | 50.9 | 41.0 |
| Al ₂ O ₃ | 2.6 | 17.0 | 16.0 | 10.22 | 16.3 | 17.0 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.6 | 3.2 | 1.5 | 2.03 | 2.3 | 2.5 |
| Feo | 2.0 | 2.0 | 1.8 | 2.99 | 3.7 | 4.5 |
| MnO | 0.1 | 0.2 | — | tr | 0.1 | 0.1 |
| MgO | 40.3 | 27.1 | 12.5 | 13.80 | 8.0 | 11.2 |
| CaO | — | 4.5 | 24.8 | 19.93 | 11.7 | 20.0 |
| Na ₂ O | — | — | 0.2 | 2.35 | 4.2 | 0.1 |
| K ₂ O | — | — | 0.2 | 0.42 | 0.1 | 0.2 |
| TiO ₂ | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.22 | 0.1 | 0.8 |
| H ₂ O _{tot} | 12.3 | 11.3 | 2.8 | 0.63 | 1.6 | 3.5 |

1: serpentina del Gorner, Zermatt, BEARTH (1967), (PB 230). 2: orlo cloritico superiore di un filone gabbro-rodingitico dall'andamento molto regolare, potente 20-30 cm, massiccio a grana fine, di colore verdastro, a vesuviana in grandi individui, granato, diopside, clinocloro e relitti del pirosseno primario; massicciata della *decauville* a valle della diga di Perrères in Valtournanche, (R 46), cf. Fig. 11 e Tav. 1 in G. V. DAL PIAZ, 1967. 3: gabbro rodingitico massiccio con numerosi porfiroclasti relitti del pirosseno magmatico (augite), lunghi fino ad 1 cm, deformati o suddivisi in frammenti, con parziali trasformazioni interne in clinocloro e granato, in diopside alla periferia. La matrice di fondo, rosa carico, compatta, è costituita da prevalentemente grossularia, con diopside e clinocloro; presso i laghetti ai piedi della parete occidentale della Rocca di Verra, Val d'Ayas; (MRO 1235). 4: anfibolite rodingitica ad anfibolo (orneblenda ed attinoto) e pirosseno, in parte uralitizzato; complesso anfibolitico alla base delle serpentine del Monte Rosso di Verra; CARPANESE (1933). 5. *Flasergabbro* ad albite, clinozoisite-zoisite, attinoto, clorite e titanite; alla base del grande complesso ultrabasico della Rocca di Verra, versante orientale, presso il Lago Bleu, (R 47). 6: gabbro rodingitico minutamente zonato, con letti di alcuni centimetri beige-verdognoli, a struttura gabbroide più o meno macinata e letti (0.3-0.5 cm) rosei di granato massiccio; al microscopio si osservano grandi individui di epidoto, talora zonati, compresi in una matrice più fine di granato, diopside e clinocloro, con titanite e minerali opachi accessori; Polluce, spalla Sud, (MRO 1208) (2-3-5-6: an. Lab. Geochimico Univ. Basilea).

Anche in Valle d'Aosta, come al Givoletto, si registra un fortissimo incremento del tenore in Ca nella zona di reazione, passando dal *Flasergabbro* di riferimento all'anfibolite rodingitica (+ 8.2%) e quindi al gabbro rodingitico (+ 17.1%), oppure dalle serpentine all'orlo cloritico (+ 4.5%). Il locale metasomatismo calcico produce nella zona di reazione una sensibile desilicizzazione e la brusca caduta degli alcali. Ulteriori variazioni si registrano nell'orlo cloritico, formatosi presumibilmente a spese dell'ultrabasite.

Zone di reazione a bassa temperatura al contatto tettonico tra serpentine e rocce incassanti.

1. - GENERALITÀ.

Per il bacino del Mediterraneo e, in particolare, per la catena alpina, sono riportati numerosi esempi di presunte aureole metamorfiche di contatto magmatico tra ultrabasiti e rocce incassanti. Sono ovvie le conclusioni che se ne possono trarre sulla presa di posizione e sull'età delle ofioliti ultrabasiche.

Nelle aree non soggette a metamorfismo regionale di dislocazione gli esempi sono rari e molto discussi. Tra i più noti si possono ricordare quelli segnalati da G. STEINMANN (1926) in Italia, da J. H. BRUNN (1956, 1960) in Grecia e da J. C. MAXWELL & A. AZZAROLI (1963), alla base di estese « estrusioni ultrabasiche sottomarine » del sistema Alpino-Himalaiano.

Più numerosi e, in apparenza più convincenti, sono i fenomeni osservati nelle Alpi in zone di metamorfismo regionale. L'esistenza di un'aureola metamorfica di contatto, indicativa del carattere intrusivo delle ofioliti in seno ai sedimenti della geosinclinale, è sostenuta da E. WEINSCHENK (1891, ecc.), G. STEINMANN (1911, 1926), H. P. CORNELIUS (1912, 1935), A. STELLA (1913, 1936), R. STAUB (1915), M. FENOGLIO (1924, 1926), R. RONDOLINO (1937), E. DIEHL (1938) e E. DIEHL, R. MASSON & A. STUTZ (1952), A. GÜLLER (1947), H. GRUNAU (1947), E. WITZIG (1948), P. ROUTHIER (1953), P. CRETZAZ (1955), M. ZIMMERMANN (1955), T. LOCKER (1957), G. ELTER (1960), A. AMSTUTZ (1962), L. PERETTI & S. ZUCCHETTI (1966), D. DI COLBERTALDO, E. DI FURIA & F. ROSSI (1967), ecc.

E' già stato osservato (G. V. DAL PIAZ, 1967) che questa interpretazione è in genere priva di fondamento per le ultrabasiti. Si intende affermare che le zone di reazione osservate in varie località delle Alpi Occidentali, descritte in passato come *skarn* di alta temperatura, non possono avere una genesi di contatto magmatico. Esse sono il prodotto esclusivo di un processo di reazione a bassa temperatura di tipo rodingitico tra serpentine e rocce incassanti, nel quadro del ciclo tettonico-metamorfico alpino, o nelle particolari condizioni di P e T che si realizzavano durante l'« intrusione tettonica a freddo » di grandi scaglie del Mantello.

Le caratteristiche chimiche del processo di reazione e le nuove paragenesi sono spesso del tutto simili a quelle rinvenute nelle rodingiti di tipo filoniano incluse nelle serpentine.

Queste affermazioni sono confermate da numerose osservazioni.

In primo luogo, le zone di reazione più vistose ed in apparenza più significative per un presunto metamorfismo di contatto magmatico, si rinvengono in aree di metamorfismo regionale di dislocazione, perlopiù a carattere epizonale.

Nei settori non metamorfici del bacino del Mediterraneo gli orli di reazione sono sporadici, di modestissimo spessore e costituiti in genere da paragenesi ricche in clorite, poco indicative dunque per condizioni d'alta temperatura.

Attribuendo le zone di reazione al metamorfismo di contatto magmatico, ci si troverebbe di fronte al paradosso che questi fenomeni sono assenti o insignificanti nelle regioni ove dovrebbero essere più diffusi e meglio conservati, e che al contrario abbondano in quei settori ove le forti deformazioni ed il metamorfismo regionale alpino avrebbero dovuto cancellarli totalmente o in gran parte.

Già S. FRANCHI (1897) e Gb. DAL PIAZ (1928, 1934) ascrivevano all'azione del metamorfismo di dislocazione le paragenesi a silicati di Ca osservate in rapporto con le serpentine, anche se non escludevano che processi esometamorfici di contatto si fossero sviluppati all'atto della presa di posizione magmatica delle ofioliti.

E' convinzione dell'autore che le paragenesi a silicati di Ca rinvenute, nelle Alpi occidentali italiane, a contatto tra serpentine e rocce incassanti non possano essere riferite alla semplice azione del metamorfismo regionale alpino. Lo dimostra il fatto che le rocce di rea-

zione, ad eccezione dei marmi a silicati di tipo più comune, non si ritrovano lontano dalle serpentine, in regolari intercalazioni nelle potenti serie di calcescisti della Zona piemontese; le relative paragenesi non rientrano inoltre nei tipi normali del metamorfismo regionale (²). Le rocce a silicati di Ca si trovano esclusivamente a contatto delle serpentine, si formano in parte a spese dell'ultrabasite (orlo cloritico) e costituiscono zone di reazione con regolari variazioni di chimismo. Il processo manifesta elevatissima polarità chimica e si svolge, come abbiamo visto, a temperature corrispondenti al campo di stabilità del serpentino.

Anche la wollastonite, segnalata nei sedimenti metamorfici associati ad alcune serpentine di Cogne (A. AMSTUZ, 1962; D. DI COLBERTALDO, E. DI FURIA & F. ROSSI, 1967), sembrerebbe partecipare a paragenesi di neoformazione di tipo rodingitico, non manifestando alcun indizio di instabilità. La wollastonite d'altronde è già stata descritta in tipiche rodingiti (R. GRESENS, 1966; R. COLEMAN, 1967) e la sua presenza non pare in contrasto con le condizioni di stabilità indicate da D. A. BUCKNER, D. N. ROY & R. ROY (1960), ecc.

Le zone di reazione del Piemonte e della Valle d'Aosta non manifestano parentela con le aureole prodotte da peridotiti (non serpentine), segnalate da A. LACROIX (1894), E. D. JACKSON (1961), D. B. MACKENZIE (1960), G. A. CHALLIS (1965), S. KARAMATA (1968), ecc., nè con gli orli di contatto che magmi granitici (E. CALLEGARI & A. MOSESE, 1961) o granodioritici (F. BARBERI & F. INNOCENTI, 1966) sviluppano a spese di rocce ultrabasiche.

Contrariamente all'opinione di alcuni autori, nulla si può dire, nell'Appennino settentrionale, a favore dell'esistenza di fenomeni esometamorfici di contatto di ultrabasiti su rocce incassanti. I rapporti tra serpentine ed i sedimenti che le comprendono non sono mai di natura primaria. Le ofioliti dell'Appennino settentrionale sono rimaneggiate e costituiscono olistoliti di grandi olistostromi (V. BORTOLOTTI, 1962, 1963; P. PASSERINI, 1965). Ove le ofioliti affiorano in posizione apparentemente primaria (Zona del Passo del Braeco, ad oriente di

(²) La vesuviana della Valtournanche e delle Valli di Lanzo, ascritta da N. D. CHATTERJEE (1962) a normali condizioni di metamorfismo regionale alpino in facies scisti-verdi appartiene con ogni probabilità a paragenesi rodingitiche.

Genova), mancano i rapporti con sedimenti più antichi (F. A. DECAN-
DIA & P. ELTER, 1969). I rapporti tra serpentini e le altre ofioliti sono,
ad eccezione dei filoni, sempre di natura tettonica; gli orli cloritici e
nefritici al contatto tra ultrabasiti e rocce incassanti non segnalano
fenomeni di natura magmatica, ma bensì superfici di scorrimento
tettonico.

Recenti ricerche sul Massiccio del Vourinos (V. BORTOLOTTI,
G. V. DAL PIAZ & P. PASSERINI, 1969) hanno condotto ad escludere
l'esistenza dell'aureola metamorfica di contatto descritta da J. H.
BRUNN (1956) a sostegno della presa di posizione magmatica in am-
biente sottomarino del complesso ofiolitico. I contatti di base sono
meccanici. Il complesso del Vourinos costituisce probabilmente una
« intrusione » tettonica, con parziale fusione, di una grande scaglia
del Mantello.

Ad analoghe considerazioni sono giunti M. VUAGNAT & E. COGULU
(1967) per la genesi del massiccio ofiolitico della Siria che L. DUBER-
TRET (1953) interpretava come una gigantesca estrusione sottomarina.
E' facile prevedere analoga sorte per l'interpretazione genetica di
ROUTHIER (1953) sulle ultrabasiti della Nuova Coledonia.

L'interpretazione proposta per le rocce a silicati di Ca del Pie-
monte e della Valle d'Aosta trova conferma in alcuni classici esempi
di zone di reazione a bassa temperatura, al contatto tettonico tra ser-
pentine e rocce incassanti. A. W. BLEEK (1907), A. LACROIX (1930),
A. H. PHILLIPS & H. H. HESS (1936), W. LODOKNIKOW (1932),
S. IWAO (1953), G. H. FRANCIS (1955, 1956), C. W. CHESTERMAN (1960),
R. G. COLEMAN (1961, 1963, 1966, 1967), J. SCHLOCKER, M. G. BO-
NILLA & RADBRUCH (1958), J. J. REED (1959), M. VUAGNAT & L. PU-
SZTASZERI (1964), A. NICOLAS (1966), G. V. DAL PIAZ (1967), M. VUA-
GNAT (1967), H. SØRENSEN (1967), P. CERNY (1968) descrivono, nelle
rocce a contatto con serpentini e nelle stesse ultrabasiti, orli di rea-
zione con forte arricchimento in Ca e sensibile desilicizzazione. Sono
tipiche le paragenesi ad idrogrossularia, clorite, diopside, vesuviana,
prehnite, xonotlite, wollastonite, ecc. La zona di reazione si forma a
spese di argilliti, grovacche, marmi, calcescisti, granodioriti, daciti,
micasisti di vario tipo, anfiboliti, gabbri metamorfici, gneiss grani-
toidi, ecc. Nelle serpentini adiacenti, il processo di reazione produce
un sottile orlo cloritico o attinolitico-talcoso.

R. G. COLEMAN (1966, 1967) descrive rodingiti di tipo filoniano
e numerose zone di reazione a bassa temperatura rinvenute in Nuova

Zelanda, California, ecc., al contatto tettonico tra serpentine e svariatissimi litotipi. L'autore sottolinea il carattere unitario del processo, simile in rocce di origine e composizione differente, e ne illustra l'aspetto metasomatico con locale desilicizzazione della zona di reazione e concomitante arricchimento in Ca e Mg. Le condizioni di P e T necessarie per lo sviluppo delle paragenesi, dedotte dal campo di stabilità dei vari componenti, sarebbero comprese tra 250 e 500°, con pressioni probabilmente superiori a 4 kilobar, condizioni diverse da quelle del metamorfismo di contatto magmatico. COLEMAN conclude affermando che i fenomeni di reazione parlano a favore di una presa di posizione tettonica delle ultrabasiti per « intrusione solida ». Il processo rodingitico si svilupperebbe durante fasi distinte della risalita tettonica di grandi scaglie del Mantello.

Le zone di reazione a bassa temperatura sono certamente un nuovo importante argomento a sostegno della diretta provenienza dal Mantello delle ultrabasiti, secondo quel meccanismo di scagliamento tettonico indicato da W. N. BENSON (1926), F. HERMANN (1930) e G. HIES-SLEITNER (1951-1952), perfezionato successivamente da H. H. HESS (1955) e da W. P. DE ROEVER (1957).

Tale ipotesi è stata recentemente applicata da E. H. BAILEY, W. P. IRVIN & D. L. JONES (1964), M. VUAGNAT & E. COGULU (1967), J. C. MAXWELL, H. H. HESS & E. MOORES (1967), M. VUAGNAT (1968), V. BORTOLOTTI, G. V. DAL PIAZ & P. PASSERINI (1969), A. NICOLAS (1969), F. A. DECANDIA & P. ELTER (1969), B. REINHARDT (comunicazione personale).

Ritornando alla catena alpina, osserviamo che non tutte le zone di reazione conosciute al contatto tra serpentine e rocce incassanti sono state ascritte all'azione metamorfica di un magma peridotitico.

TJ. PETERS (1963) descrive dettagliatamente i processi che si sviluppano al contatto tra rocce di diversa composizione, appartenenti alla Zona a Scaglie di Arosa, e le serpentine di Totalps (Davos), contatti di accertata natura meccanica. Tra serpentine e gneiss biotitici si osserva una sottile zona di reazione, forse sviluppata su scaglie di sedimenti carbonatici, con epidoto, attinoto, diopside, granato, prehnite, pumpellite. Tra le serpentine a crisotilo ed i calcescisti si interpone una fascia di rocce costituite da serpentino e granato a contatto con l'ultrabasite, da vesuviana, diopside e granato presso i parascisti. PETERS ritiene che i fenomeni di reazione si formino probabilmente durante il metamorfismo alpino, lungo contatti tettonici.

Ad A. NICOLAS (1966, 1968, 1969) si deve lo studio accurato delle paragenesi ed il bilancio quantitativo delle trasformazioni metamorfico-metasomatiche osservate al contatto tra i gabbri metamorfici e le serpentine delle Valli di Lanzo. Nella zona di reazione, potente alcuni dm, si registrano intensi scambi metasomatici a carattere locale e la medesima polarità chimica osservata a Balangero ed in Valle d'Aosta. Il fenomeno è imputato da NICOLAS all'influenza del processo di serpentinizzazione delle ultrabasiti di Lanzo.

Rocce di reazione a bassa temperatura sono diffuse nelle Alpi occidentali italiane, nel Gruppo di Voltri (comunicazione personale di A. BEZZI e G. PICCARDO, 1968) e nei dintorni di Zermatt (P. BEARTH, 1964, 1967).

Numerose lenti di marmi a silicati, allineate a rosario lungo orizzonti di scorrimento tettonico tra serpentine e calcescisti della Valle di Gressoney, sono state imputate all'azione del metamorfismo regionale alpino ed alla presenza, al contatto, di serpentine (G. V. DAL PIAZ, 1965, 1967).

Nella monografia sulle ofioliti di Zermatt, fondamentale contributo per la conoscenza delle pietre verdi alpine, P. BEARTH (1967) descrive alcuni filoni di gabbri rodingitici ed illustra alcuni contatti esogeni tra serpentine e calcescisti. Ad Hangendgletscher una sottile fascia di marmi a diopside e clorite si interpone tra serpentine antigoritiche e calcescisti. Al Lichenbretter si osservano analoghi fenomeni di « contatto » (marmi a diopside, zoisite-epidoto, granato, clorite, orneblenda azzurra). La genesi delle zone di reazione è riferita al metamorfismo alpino.

Tra serpentine e calcescisti del Pian della Mussa (Valli di Lanzo) V. BERTOLINO & R. SACCHI (1967) hanno rinvenuto interessanti rocce a silicati di Ca, massicce e di discreto spessore. Lo sviluppo di granato, diopside, epidoto e rara vesuviana è attribuito a processi di reazione di tipo rodingitico. Il fenomeno è identico a quello osservato nei calcescisti al tetto delle serpentine a magnetite della miniera di Cogne.

2. - CARATTERISTICHE FISIOGRAFICHE E PARAGENESI.

Le caratteristiche fisiografiche e le paragenesi delle zone di reazione manifestano sovente analogie straordinarie con quelle delle rodingiti di tipo filoniano. L'orlo di reazione che si sviluppa alla periferia

dell'ultrabasite serpentizzata, potente in genere pochi centimetri, è costituito da:

- scisti cloritici
- scisti cloritici a diopside e granato
- scisti cloritici a magnetite
- scisti a clorite, talco ed attinoto
- attinoliti
- cloritoscisti granatiferi \pm ad anfibolo azzurro-verde.

Cloritoscisti granatiferi ed attinoliti possono raggiungere talvolta uno spessore di alcuni metri. Lenti attinolitiche, od attinolitico-cloritico-talcose, sono molto frequenti lungo il contatto tettonico che separa gli scisti cristallini della falda del Monte Rosa e le sovrastanti serpentine mesozoiche (G. V. DAL PIAZ, 1965). Scisti a clorite ed attinoto sono molto diffusi alla periferia di massicci serpentinosi nell'intera catena alpina. In certi casi essi sostituiscono gran parte di piccole scaglie ultrabasiche. Fin dal 1906, E. KALKOWSKI sottolineava la necessità di un apporto in Ca, nel quadro del metamorfismo di dislocazione, per la genesi di rocce nefritiche a spese delle serpentine. La presenza di nefriti lungo i contatti tettonici di ofioliti ultrabasiche fu notata anche da G. STEINMANN (1908).

V. DIETRICH & F. DE QUERWAIN (1968) affermano che la genesi di talco e nefrite del giacimento di Scortaseo, nei Grigioni, risale alla trasformazione di marmi dolomitici, con apporto di silice e di altri elementi provenienti dalle vicine serpentine. Gli affioramenti di scisti ad attinoto dell'Oberhalbstein sarebbero il prodotto di processi metamorfici e metasomatici sviluppati a diretto contatto tra serpentine a lizardite-erisotilo e rocce incassanti di diversa natura (gabbri, diabasi, calcescisti), lungo orizzonti di movimento.

La zona di reazione a bassa temperatura di tipo rodingitico si compone, oltre al sottile orlo cloritico sopra descritto, da una fascia di rocce a silicati di Ca; essa è potente da alcuni decimetri a qualche metro e si forma per trasformazione delle eterogenee rocce incassanti a contatto con le serpentine.

Nelle Alpi occidentali hanno subito questi processi tipi litologici appartenenti a due grandi formazioni:

a) *Formazione mesozoica dei calcescisti e delle pietre verdi.*

(il complesso che comprende attualmente gran parte delle ultrabasiti).

- filladi e calcescisti filladici
- calcescisti normali
- marmi \pm dolomitici
- ofioliti (gabbri metamorfici, anfiboliti, ecc.).

b) *Cristallino pretriassico delle falde pennidiche od austroalpine.*

- gneiss albitici a fengite e microclino
- micascisti granatiferi
- micascisti glaucofanici a granato
- paragneiss albitici, ecc.

Litotipi così differenti sono trasformati dal processo di reazione a bassa temperatura in rocce massicce, molto dure, talora zonate. Originarie strutture cataclastiche e milonitiche sono spesso completamente cancellate. Nei *micascisti*, e talvolta *in rocce carbonatiche*, si sviluppa un orlo a grossularia, diopside, vesuviana, prehnite, clinocloro ed epidoto. Adiacente all'orlo cloritico delle serpentine si osserva sovente una prima banda di compatta « granatite », seguita da una fascia verdastra a prevalente diopside, con granato, epidoto, vesuviana e prehnite in quantità variabili.

Dai *calcescisti* si sviluppano abitualmente marmi a tremolite-attinoto, con \pm diopside, granato, clorite, epidoto, zoisite ed albite.

Dalle *anfiboliti* e dai *gabbri metamorfici* traggono origine orli di reazione ricchi in diopside, epidoto-zoisite e clorite; in certi casi è abbondante la grossularia.

Il processo di reazione si svolge, o quanto meno si conclude, nell'ambito del metamorfismo regionale alpino, come indicano i rapporti tra deformazione tettonica e blastesi nei marmi a silicati plasticamente ripiegati, ubicati lungo contatti tettonici.

Le reazioni a bassa temperatura che intercorrono tra serpentine e rocce incassanti, specie se gabbri o micascisti, producono paragenesi del tutto simili a quelle dei gabbri rodingitici di tipo filoniano. Le trasformazioni chimiche manifestano lo stesso andamento. Differenti condizioni di giacitura e diversa composizione della roccia di partenza non sembrano influire sensibilmente sulle paragenesi di neoformazione. Anche nelle Alpi occidentali italiane le due categorie di rocce rodingitiche hanno caratteristiche straordinariamente affini e debbono essere interpretate in modo unitario, costituendo aspetti diversi di un unico generale processo di reazione a bassa temperatura.

Nel caso in cui la roccia di partenza sia un sedimento carbonatico o calcareo-marnoso della Formazione dei calcescisti, la zona di reazione manifesta caratteristiche spesso particolari. In molti casi le paragenesi di neoformazione a silicati di Ca sono in quantità accessoria o poco significative per indicare la presenza dei vistosi processi rodingitici osservati altrove. Una delle cause dell'esiguità o dell'assenza del fenomeno di reazione può essere individuata nell'elevato contenuto in CaO della roccia di partenza; un'altra possibilità potrebbe risiedere nel fatto che le ultrabasiti erano già completamente serpentizzate all'atto del contatto tettonico con gli attuali paraderivati incassanti. Mancano per ora valutazioni quantitative sull'estensione e sull'andamento dell'eventuale processo di reazione in rocce carbonatiche. E' stata tuttavia approssimativamente già accertata in alcuni casi una moderata desilicizzazione della zona di reazione, in accordo con il carattere generale del processo rodingitico.

3. - CONTATTI SERPENTINE - ROCCE CARBONATICHE.

3-1. *Valle di Gressoney-Valtournanche* - Marmi a silicati di tipo diverso sono stati rinvenuti in Valle di Gressoney ed in Valtournanche, al contatto tettonico tra serpentine e calcescisti (G. V. DAL PIAZ, 1965, 1967).

3-2. *Valli di Fenis e di Champorcher* - Si rinvencono marmi a silicati tra serpentine e tipi diversi di calcescisti in alcune località attorno al lembo di ricoprimento del Glacier-Rafray.

I migliori affioramenti si osservano:

- alla testata della Valle di Fenis, a NW di Grand Alpe, rappresentati da una fascia di 70 cm di marmi biancastri a silicati;
- nella regione di Dondena (Champorcher), ove, tra calcescisti e serpentine, spesso molto laminate, si osservano marmi a silicati e cloritoscisti a tremolite-attinoto.

3-3. *Media Valle d'Aosta* - Su entrambi i versanti della Valle d'Aosta, presso la centrale idroelettrica di Montjovet, si osserva una ampia fascia di marmi a silicati che segue, con andamento irregolare, il margine inferiore della possente massa ultrabασica del M. Avic. L'affioramento, esaminato assieme al collega F. GRASSO, è costituito da marmi compatti ad elevata cristallinità, spesso zonati, con colore variabile dal beige-biancastro, al giallognolo, rosato o verde. In una

matrice a mosaico di carbonato si rinvengono, in rapporti quantitativi variabili, epidoto, zoisite, diopside, tremolite, granato, quarzo ed albite; essi sono sovente concentrati in noduli ed in letti privi di carbonato. Sono tipiche le associazioni di granato-diopside. La forte sollecitazione tettonica ed una diversa reattività alla deformazione, hanno prodotto vistosi fenomeni di pieghettamento, disarticolazione meccanica, *boudinage* e brecciatura. La blastesi, a carattere almeno in parte post-tettonico, risana gli effetti della deformazione. Le serpentine incassanti sono di tipo antigoritico, a titanclinohumite. Esse contengono vaste zone di *oficalci* disposte grosso modo alla periferia del massiccio ultrabasico. Nelle pagine conclusive sono esposte alcune considerazioni sulla genesi delle oficalci alpine.

3-4. *Valle di Cogne, zona del Lago di Loïe* - Nei dintorni di Cogne, numerosi orli di reazione separano le serpentine dalle rocce incassanti, indicati ancora recentemente come testimoni di un processo esometamorfico di contatto magmatico (A. AMSTUTZ, 1962; D. DI COLBERTALDO, E. DI FURIA & F. ROSSI, 1967). Anche in questo caso, a conferma di quanto anticipato nel 1967, ci troviamo di fronte a classici esempi di zone di reazione a bassa temperatura di tipo rodingitico, sviluppate al bordo di ofioliti ultrabasiche in fase di serpentinizzazione. Tra le serpentine della zona del lago di Loïe ed i sovrastanti gabbri metamorfici a bande anfibolitiche (pirosseniti?) si intercalano sottili placche di calcescisti, in genere molto deformati; il contatto è tettonico. I paraderivati metamorfici manifestano parziali o totali trasformazioni in marmi a silicati con piccoli *boudins* verdastri o giallognoli ad attinoto, epidoto, clorite, diopside, ecc. Analoghi affioramenti sono stati segnalati da A. AMSTUTZ (1962) nella zona di Cogne: marmi a diopside, wollastonite, clorite, magnetite, al bordo di un banco calcareo compreso nelle serpentine a Nord del Rifugio V. Sella; cloritoscisti ad attinoto e talco al tetto delle serpentine di Tsaplana, ecc.

3-5. *Valle di Cogne, zona della miniera* - Eccezionali orli di reazione, certamente tra i più belli delle Alpi, si osservano alle salbande della massa serpentinoso a magnetite della miniera. Tra le ultrabasiti serpentinizzate, i calcescisti di tetto ed i marmi triassici di letto si sviluppano due zone di reazione. La superiore, a grossularia, epidoto, diopside, clorite, brucite, ecc., talora con struttura zonata, è assai più appariscente ed importante di quella inferiore, probabilmente a causa di un maggior tenore in silice.

Il fenomeno è stato illustrato a scopo semplicemente indicativo in Fig. 4. Analoghi processi di reazione sono stati osservati in una scaglia di marmi rinvenuta, durante la coltivazione mineraria, all'interno della massa serpentinoso del giacimento (M. FENOGLIO, 1926; E. SANERO, 1935).

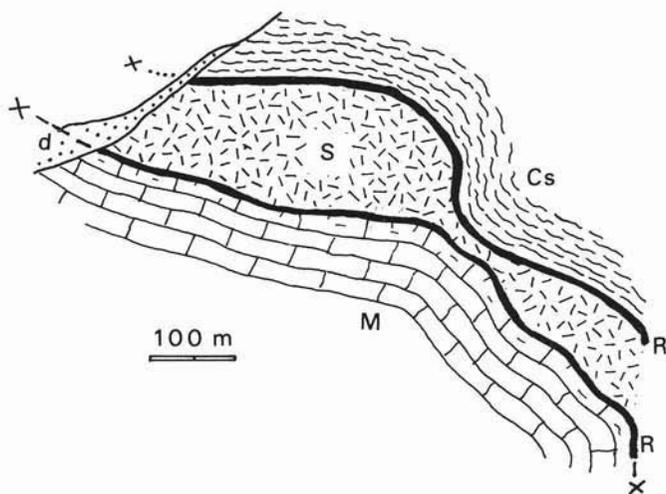


Fig. 4. — Giacimento di magnetite di Cogne. Ricostruzione schematica ideale dell'andamento delle zone di reazione a bassa temperatura sviluppate, durante il metamorfismo alpino di dislocazione, lungo i contatti tettonici tra le serpentine mesozoiche (S) del giacimento, i calcescisti di tetto (Cs) ed i marmi triassici di letto (M). Il contatto tettonico inferiore è vistoso e di importanza regionale (G. ELTER); quello superiore è mascherato dallo sviluppo di un orlo rodingitico (« granatiti » massicce, ecc.) a spese dei calcescisti. d: detrito. (Da una sezione verticale, aggiornata, secondo D. DI COLBERTALDO, E. DI FURIA & F. ROSSI, 1967).

D. DI COLBERTALDO, E. DI FURIA, F. ROSSI (1967) aggiungono alle paragenesi già note la wollastonite. Essi aderiscono all'ipotesi di una genesi esometamorfica di contatto prodotta da un magma peridotitico sui sedimenti incassanti, per spiegare la presenza di rocce a silicati di calcio alle salbande della massa serpentinoso, ipotesi formulata da A. STELLA (1913, 1936), ed accolta da M. FENOGLIO (1924, 1926), E. SANERO (1935) ed A. AMSTUTZ (1962).

Riprendendo le idee di STELLA (1936), DI COLBERTALDO, DI FURIA & ROSSI (1967) ritengono che la genesi del giacimento di magnetite di

Cogne debba porsi in relazione « . . . *ad una iniezione filoniana di magma basico gabbro-peridotitico, che ha dato luogo prevalentemente a calciferi a tetto, e a marmi saccaroidi a letto* » (p. 385). Il corpo metallifero originario sarebbe la conseguenza di atti magmatici successivi: uno stadio liquido-magmatico fondamentale, con segregazione di magnetite, uno stadio di transizione accompagnato da una intensa serpentizzazione, ed uno stadio pneumatolitico di contatto con deposizione subordinata di magnetite per sostituzione metasomatica del calcare. Durante il ciclo tettonico-metamorfico alpino il giacimento avrebbe acquisito, secondo DI COLBERTALDO e Collaboratori, la deformazione e l'impronta metamorfica alpina, responsabile della sola ricristallizzazione della magnetite.

Non c'è dubbio che si tratti, anche in questo caso, di orli di reazione a bassa temperatura di tipo rodingitico sviluppati, o conclusi, durante il ciclo metamorfico alpino al contatto tettonico tra ultrabasiti in via di serpentizzazione e sedimenti circostanti. Il contatto di base tra serpentine e marmi triassici corrisponde infatti ad una superficie di scorrimento di importanza regionale (G. ELTER, in G. V. DAL PIAZ, 1967; D. DI COLBERTALDO, E. DI FURIA & F. ROSSI, 1967). Anche la zona di reazione superiore corrisponde verosimilmente ad un originario contatto meccanico, ben risanato dallo sviluppo delle paragenesi di neoformazione metamorfica. Alcune strutture cataclastiche non sono completamente obliterate.

L'interpretazione di DI COLBERTALDO, DI FURIA & ROSSI sulla genesi del giacimento di Cogne deve essere quindi in parte modificata, considerando la natura tettonica dei rapporti tra le serpentine ed i paraderivati metamorfici attualmente incassanti, e dando maggior peso alle modificazioni che il giacimento ha subito durante il ciclo tettonico-metamorfico alpino. Le serpentine della miniera non corrispondono ad una iniezione filoniana in seno ai sedimenti della sinclinale piemontese. La mineralizzazione primaria è coeva della cristallizzazione della peridotite, processo svoltosi in epoca ignota ed in luogo da definire, probabilmente a livello del Mantello.

3-6. *Valle di Ollomont* - Nei lavori di E. H. DIEHL (1938) e di E. H. DIEHL, R. MASSON & A. H. STUTZ (1952) sono descritti, con ricchezza di particolari, orli di reazione a silicati di Ca lungo i contatti tra serpentine della Zona del Combin e rocce incassanti di tipo svariato. In rapporto con litotipi ricchi in silice, sono frequenti, come prodotti di

reazione della massa serpentinoso, scisti cloritici e scisti a clorite, attinoto e talco, talora con diopside. Secondo gli autori svizzeri si tratterebbe di originari differenziati periferici od interni della peridotite, modificati successivamente dal metamorfismo alpino.

Al contatto tra ultrabasiti e rocce carbonatiche della Zona del Combin si rinvengono zone di reazione costituite da scisti cloritici, talcosi od attinolitici, la cui genesi è riferita ad apporto di SiO_2 e CaO in una facies periferica dello stock peridotitico. Nelle dolomie triassiche e nei calcescisti a contatto con serpentine, affiorano marmi a silicati con epidoto, diopside, tremolite-attinoto, clorite, sericite, grossularia, titanite e feldispato. Gli autori svizzeri descrivono alcune bande di *Kalksilikatfels* a vesuviana, diopside, epidoto, ecc., incluse nelle serpentine a Lo Berio, al Colle di Valsorei e presso il Rifugio Amiante, probabili intercalazioni rodingitiche di tipo filoniano.

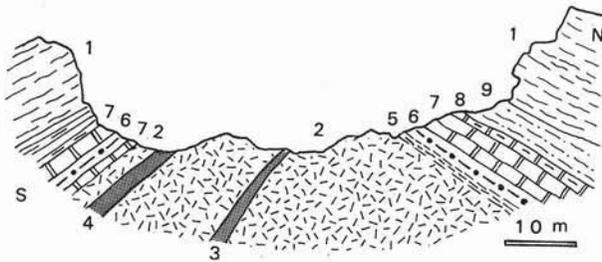


Fig. 5. — Valle d'Ollomont, Punta Ratti: zone di reazione metamorfica a bassa temperatura di tipo rodingitico, al contatto tra serpentine e calcescisti filladici (da DIEHL, MASSON & STUTZ, 1952, con semplificazioni). 1) Filladi della formazione dei calcescisti; 2) serpentine, con subordinate intercalazioni di scisti attinolitici; 3) intercalazione rodingitica a vesuviana; 4) banda rodingitica a diopside; 5) serpentine fogliettate; 6) serpentine ad attinoto; 7) marmi a silicati di Ca; 8) marmi a diopside; 9) scisti attinolitici e talcosi.

I rapporti tra le serpentine e gli gneiss pretriassici della Serie di Arolla assumono particolare interesse perchè il contatto corrisponde al grande piano di scorrimento della Falda Dent Blanche: alla cresta C. Cornet gli studiosi svizzeri segnalano rocce finemente zonate, a diopside ed epidoto, con letti di diverso colore.

DIEHL, MASSON & STUTZ interpretano i fenomeni di reazione sopra descritti come atti di un processo di contatto magmatico a carattere

esometamorfico, con trasformazione dei calcescisti ecc. in rocce a silicati di Ca, o di tipo endomorfo, con formazione di sottili orli cloritici ed attinolitici a spese dell'ultrabasite. Poichè le paragenesi di neoformazione risanano miloniti e superfici di scorrimento riferibili con certezza all'orogenesi alpina, gli autori svizzeri sono portati ad ammettere, anche se con malcelata riluttanza, l'esistenza di una fase intrusiva ofiolitica recente, con carattere da para- a posteinematico rispetto alla presa di posizione della Falda Dent Blanche. Come è già stato indicato in precedenza (G. V. DAL PIAZ, 1967), tale interpretazione non è sostenibile. Ne deriva invece una ulteriore prova che gli orli di reazione a contatto delle serpentine nella Valle di Ollomont rappresentano il prodotto di processi metamorfici a bassa temperatura, ad affinità rodingitica, lungo superfici di scorrimento tettonico. Il processo si svolge nelle condizioni di P e T del metamorfismo alpino di dislocazione.

3-7. *Valle di Dix (Vallese)* - Nella Zona del Combin E. WITZIG (1948) segnala analoghi fenomeni di reazione tra le serpentine ed i marmi mesozoici affioranti sul versante settentrionale della Testa Nera, con formazione di marmi puri e di *Kalksilikatfels* a vesuviana.

3-8. *Crête de Milon (Vallese)* - La grande massa ultrabasica serpentizzata della Crête de Milon è circondata da un involucro di sedimenti e di rocce verdi profondamente trasformate, con neoformazione di epidoto, clorite, diopside e granato. Il processo è riferito, come nella Valle di Dix, all'intervento di un magma peridotitico (M. ZIMMERMANN, 1953).

Entrambi i casi rientrano probabilmente nei soliti esempi di processi di reazione a bassa temperatura, di tipo rodingitico.

4. - CONTATTI SERPENTINE - SCISTI CRISTALLINI.

4-1. *Valle di Ollomont* - I contatti tra serpentine e gli gneiss pretriassici della Serie di Arolla sono stati ricordati nel paragrafo precedente, assieme a quelli tra ultrabasiti ed i paraderivati metamorfici della Zona del Combin.

4-2. *Balangero*. A questi esempi si aggiungono i nuovi affioramenti rinvenuti a contatto con le serpentine amiantifere di Balangero, presso Torino (Fig. 1), esaminati sul terreno assieme a L. RICCIO,

allievo dell'Istituto di Geologia dell'Università di Torino, autore di uno studio geologico generale sul giacimento di amianto (inedito).

Si tratta del più tipico e vistoso esempio, nelle Alpi, di zone di reazione a bassa temperatura, di tipo rodingitico, tra serpentine e scisti cristallini ad elevato contenuto in silice ed alcali. La presenza di una grande cava ad anfiteatro consente di esaminare gli affioramenti in eccezionali condizioni di esposizione. Le rocce di reazione vengono smantellate gradualmente, al procedere della coltivazione delle serpentine amiantifere circostanti. Le osservazioni che seguono si riferiscono a campionature eseguite nella primavera 1968. Anche le fotografie sono state eseguite in quel periodo.

Le serpentine antigoritiche di Balangero, satellite settentrionale del Massiccio ultrabasico di Lanzo, sono intercalate tra scisti cristallini della Zona Sesia-Lanzo. La natura meccanica dei rapporti tra le due formazioni è testimoniata, oltre che da considerazioni di carattere regionale, dalla presenza di fasce cataclastiche e milonitiche lungo i contatti e da discordanze angolari di natura tettonica.

Nei dintorni di Balangero, il Cristallino antico della Zona Sesia-Lanzo è costituito da gneiss a microclino e fengite, gneiss albitici, quarziti micacee, micascisti a cloritoide, marmi, micascisti glaucofanici, talora con relitti di onfacite più o meno uralitizzata (« micascisti eclogitici »), anfiboliti glaucofaniche, glaucofaniti, sovente in condizioni di forte laminazione. La loro prevalente impronta metamorfica risale all'azione di cicli orogenetici prealpini (A. BIANCHI, GB. DAL PIAZ & C. VITERBO, 1965). Al metamorfismo alpino si deve tuttavia attribuire probabilmente lo sviluppo di alcune parziali paragenesi di neoformazione nei settori di maggiore deformazione; è caratteristica la presenza di diffusi porfiroblasti albitici.

Isolati affioramenti di rocce a silicati di Ca si rinvencono lungo il contatto tra le serpentine antigoritiche ⁽³⁾ della cava e gli scisti incassanti, sia a letto del complesso amiantifero, presso la galleria di accesso al piazzale e lungo il nastro trasportatore del pietrisco sterile, che a tetto, a settentrione del Bric Forcola.

Il grado di laminazione, la degradazione superficiale delle rocce, la presenza di placche di terreni quaternari di copertura e gli effetti

⁽³⁾ Determinazione roentgenografica e con A.T.D. di L. RICCIO.

di fasi tettoniche tardive non consentono di seguire con continuità la zona di reazione. E' tuttavia probabile che essa fosse in origine continua, come appare nel fronte di cava.

Presso la galleria, il contatto tettonico tra serpentine e scisti è accompagnato da una fascia di forte ed estesa laminazione e da una zona di reazione, potente circa 2 m. Dal basso verso l'alto si osservano: 1) scisti milonitici minuti e fogliettati, di colore grigio-verdognolo, a glaucofane, mica bianca, clorite ed albite; 2) la zona di reazione rodingitica; 3) serpentine molto laminate.

La zona di reazione è formata da tipi rodingitici massicci, prodotto di trasformazione metasomatica degli scisti cristallini milonitici. Essa è costituita, presso le serpentine, da una fascia di « granatite » beige-rosata, con grossularia e subordinati individui pirossenici. Segue una seconda banda, a grana straordinariamente fine, di colore grigio-verde, costituita da un feltro di diopside (⁴) con rare mosche e venette di granato.

Il granato manifesta fenomeni di zonatura e forti anomalie ottiche. Non sono rare minute vene di albite. Titanite, apatite e zirconio costituiscono gli unici relitti della roccia originaria.

Lungo la trincea che ospita il nuovo nastro trasportatore dello sterile, si osservano alcune lenticelle accostate di rocce a grossularia e diopside, potenti alcuni decimetri. Esse sono disposte al contatto tra serpentine fogliettate e scisti milonitici pieghettati, di colore grigio-verde. In certi casi la fascia di reazione è sostituita da minuscole venette di prevalente granato, ortogonali al contatto con le serpentine.

Il processo di reazione si ripete, a breve distanza, nel settore orientale della cava, alle salbande di una grande scaglia tettonica di scisti cristallini intercalati nelle serpentine antigoritiche ad amianto (Fig. 9). La scaglia, potente oltre 40 m al livello 812, si assottiglia gradualmente fino a terminare in un peduncolo sottile al livello 762 (Fig. 6 e Tav. II). Essa è orientata all'incirca secondo la direzione E-W e pende a settentrione con inclinazione variabile tra 35 e 60°. Si osservano minute pieghettature ed ondulazioni maggiori, più accentuate nel tratto inferiore.

(⁴) Determinazione ai raggi X del Dott. R. COMPAGNONI, assistente nell'Istituto di Petrografia dell'Università di Torino, diretto dal Prof. E. CALLEGARI.

La natura meccanica dei rapporti tra serpentine e scisti cristallini è molto evidente; anche L. PERETTI & S. ZUCCHETTI (1966) sottolineano tale carattere del contatto in una breve nota dedicata a modeste mineralizzazioni a solfuri rinvenute nella cava d'amianto.



Fig. 6. — Tra i livelli 762 e 774 le due salbande rodingitiche, formate al contatto tra le serpentine antigoritiche di Balangero e gli scisti cristallini, si fondono in un unico peduncolo contorto costituito da rocce massicce beige e verdognole a grossularia e diopside prevalenti.

La scaglia tettonica è costituita da eterogenei tipi litologici della Zona Sesia-Lanzo, ripetutamente alternati. La grana è in genere molto fine, se si eccettuano alcuni livelli ricchi di albite porfiroblastica. Il complesso cristallino è minutamente pieghettato; tra i livelli 799 e 787 si osservano alcune pieghe acute di discrete dimensioni. La tinta d'insieme degli scisti è grigia, grigio-chiara nelle bande sialiche, verdognola

in corrispondenza di scisti ricchi di clorite o di tipo milonitico. Sono frequenti colorazioni superficiali ocracee in corrispondenza delle mineralizzazioni a solfuri.

Nella scaglia tettonica sono stati riconosciuti i seguenti tipi litologici:

1. Nella parte superiore della scaglia tra i livelli 812 e 799, affiorano, in successione da Sud a Nord; micascisti sericitici a granato, epidoto ed anfibolo, milonitici, con venette discordanti di albite;
 - scisti leucocratici quarzoso-fengitici, tabulari, ad albite ed epidoto, con relitti di una prima generazione di mica bianca in grosse lamelle contorte;
 - gneiss zonati, compresi in una fascia di gneiss albitici ad epidoto e clorite, pieghettati. Gli gneiss zonati sono costituiti da letti biancastri ad abbondante albite porfiroblastica, quarzo, clorite, epidoto e mica bianca che alternano a letti grigio-verdognoli pieghettati di gneiss prasinitici ad albite porfiroblastica, abbondante clorite, mica bianca e pistacite;
 - micascisti grigi, fengitico-cloritici ad anfibolo e scarso granato, con abbondanti porfiroblasti albitici, concentrati in letti micacei o micaceo-cloritici. L'accrescimento dei minuti porfiroblasti albitici manifesta carattere da sin-a posteinematico.
2. Tra i livelli 799 e 787, la scaglia tettonica è formata dai seguenti litotipi che si succedono da Sud a Nord:
 - « micascisti eclogitici » minuti a glaucofane e granato, con abbondanti relitti di onfacite (omphacite) più o meno uralitizzata, raccolti a pochi cm dalla zona di reazione meridionale;
 - micascisti glaucofanico-granatiferi, grigio-brunicei chiari, a grana fine, pieghettati e laminati;
 - micascisti laminati o milonitici ad anfibolo ed epidoto, con relitti di grandi lamelle contorte di mica bianca, affioranti a m 1.80 dalla zona di reazione meridionale;

Nella parte centrale della scaglia, sempre al medesimo livello, si osservano:

- gneiss albitico-fengitici laminati, ad epidoto, clorite ed attinoto, con grandi pieghe acute;
- gneiss albitico-fengitici ad epidoto, clorite, attinoto e granato, pieghettati;
- gneiss sialici biancastri ad abbondante albite porfiroblastica, fengite, epidoto e scarsi quantitativi di clorite, attinoto e granato.

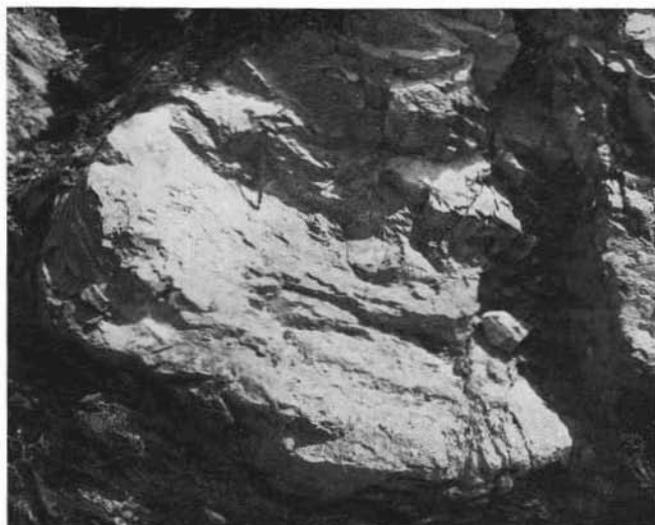


Fig. 7. — Idem di Fig. 6: particolare della terminazione del peduncolo rodingitico, assai più resistente alla disgregazione meccanica delle serpentine incassanti.



Fig. 8. — La scaglia tettonica di scisti cristallini della Zona Sesia-Lanzo nelle serpentine amiantifere di Balangero: micascisto milonitico ad attinoto, glaucofane, epidoto e granato, raccolto al gradino 774. L'originaria tessitura minutamente pieghettata S_1 è in gran parte cancellata da un sistema S_2 sub-orizzontale.

(Rod. 18, solo Pol., 10 ×).

Nel settore settentrionale affiorano:

- gneiss albitico-cloritico-pistacitici, con scarso anfibolo, di colore grigio-giallastro, pieghettati ed irregolarmente listati; l'albite ha carattere d'accrescimento postcinematico rispetto alla deformazione della mica bianca;
 - gneiss zonati, grigio-chiari, minuti, raccolti presso la zona di reazione settentrionale; sono costituiti da tipi quarzoso-albitici ad attinoto, granato e mica bianca, alternati a letti micaceo-anfibolici ad epidoto e scarsa clorite.
3. Tra i livelli 787 e 774, la scaglia, ridotta a poco più di 4 m di spessore, è costituita da tipi litologici fortemente raddrizzati, con marcate ondulazioni nella superficie di contatto tettonico con le serpentini; sono stati raccolti:
- scisti pieghettati fengitico-glaucofanici ad attinoto, clinzoisite e raro granato, con letti a esclusivo glaucofane (Tav. III, Fig. 2), presso la zona di reazione meridionale;
 - micascisti milonitici ad attinoto, granato, epidoto e glaucofane di colore grigio scuro, affioranti nella parte centrale della scaglia. La preesistente tessitura scistoso-pieghettata è in parte obliterata da un sistema regolare di piani di laminazione (Fig. 8).

Le serpentini incassanti sono di tipo antigoritico, povere o prive di amianto. Forti discordanze angolari, di origine tettonica, si osservano sovente lungo il contatto tra serpentini e scisti cristallini.

Tra la scaglia tettonica e le serpentini incassanti si osservano due zone di reazione metasomatica a bassa temperatura di tipo rodingitico, rappresentate in nero pieno in Fig. 9. Esse hanno andamento regolare, spessore medio attorno a 40 cm, modesti rigonfiamenti o rastremazioni in corrispondenza delle ondulazioni più marcate del contatto. Le due zone di reazione si avvicinano gradualmente man mano che la scaglia si restringe e si fondono, tra i livelli 774 e 762, in un peduncolo contorto potente m 1-1.20. Quest'ultimo è costituito integralmente da durissime rocce a silicati di Ca (Figg. 6 e 7).

La zona di reazione si distingue per elevata cristallinità, grande resistenza alla frattura, tinta variabile, da beige-biancastra a rosata ove prevale il granato, verdognola ove è diffuso il diopside. La sua composizione non è omogenea, ma sono comuni strutture zonate con la seguente successione di paragenesi, passando dalle serpentini ai micascisti: 1) *orlo cloritico* ad antigorite e diopside, potente da pochi mm a qualche cm, prodotto di trasformazione metasomatica dell'ultrabasite; 2) *fascia a grossularia*, esclusiva o largamente prevalente;

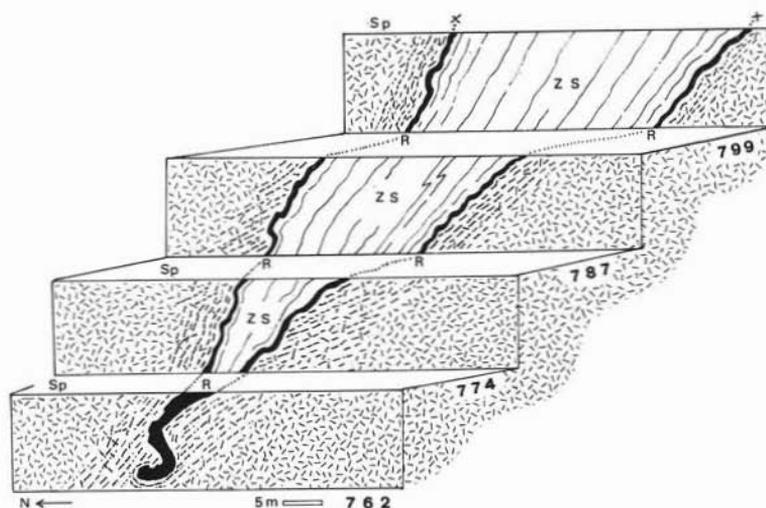


Fig. 9. — Le zone di reazione tra scisti cristallini e serpentine antigoritiche nella cava di Balangero: lungo il contatto meccanico tra le serpentine e la scaglia tettonica della Zona Sesia-Lanzo, forse un'originaria piega strizzata e laminata, si osservano due zone di reazione a bassa temperatura, di tipo rodingitico, costituite da un sottile e discontinuo orlo cloritico a diopside ed antigorite, da una banda di prevalente grossularia e da una fascia diopside-verdastra con tenori variabili di granato, vesuviana, prehnite, epidoto, clorite ed albite. Mentre l'orlo cloritico si è formato presumibilmente a spese dell'ultrabasite, la rodingite a grossularia-diopside sostituisce completamente gli eterogenei scisti cristallini della Zona Sesia-Lanzo, obliterandone la marcata tessitura scistosa. Le due zone di reazione si congiungono tra i gradoni 774 e 762. Sp: serpentine antigoritiche, molto laminate presso i contatti; ZS: gneiss albiteici, micascisti glaucofanici, ecc. della Zona Sesia-Lanzo; R (nero pieno): orli di reazione metasomatica di tipo rodingitico tra serpentine e scisti cristallini.

3) fascia costituita da un finissimo aggregato diopside massiccio con vene di granato ed albite perpendicolari al contatto tra serpentine e scisti cristallini. La grossularia manifesta sovente regolari zonature ed appariscenti anomalie ottiche, specie negli individui maggiori (Tav. V, fig. 2). Lo spettro di assorbimento all'infrarosso, eseguito presso l'Istituto di Mineralogia dell'Università di Torino, diretto dal Prof. G. RIGAUT, è tipico della grossularia; mancano invece le caratteristiche modificazioni che indicano la presenza di OH. L'analisi chimica n. 3 nella Tab. III si riferisce ad una banda di « granatite » con impurezze dell'ordine del 2-3%.

TABELLA III.

Orli di reazione metasomatica di tipo rodingitico al contatto tettonico tra serpentine e scisti cristallini a Balangero, Torino.

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|---------------------------------|-------|------|------|------|------|------|------|------|
| SiO ₂ | 40.10 | 42.6 | 41.4 | 49.8 | 54.0 | 44.0 | 59.6 | 61.9 |
| Al ₂ O ₃ | 2.80 | 3.2 | 21.6 | 8.8 | 9.0 | 18.5 | 17.5 | 15.8 |
| Fe ₂ O ₃ | 5.15 | 1.5 | 1.1 | 0.2 | 1.7 | 2.3 | 1.6 | 1.4 |
| FeO | 3.22 | 2.8 | 2.3 | 6.8 | 7.0 | 8.2 | 4.7 | 3.7 |
| MnO | 0.10 | 0.1 | 0.2 | 0.3 | 0.1 | 0.1 | — | 0.1 |
| MgO | 36.50 | 33.0 | 1.5 | 7.0 | 7.2 | 7.9 | 3.7 | 3.7 |
| CaO | 0.55 | 7.7 | 31.4 | 26.0 | 13.7 | 6.8 | 2.6 | 2.2 |
| Na ₂ O | — | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 4.0 | 3.9 | 3.1 | 3.0 |
| K ₂ O | — | 0.1 | 0.4 | 0.4 | 0.1 | 0.3 | 3.3 | 3.9 |
| TiO ₂ | tr | 0.1 | 0.1 | 0.2 | 0.7 | 0.9 | 0.9 | 0.7 |
| H ₂ O _{tot} | 8.32 | 9.3 | 0.7 | 0.8 | 1.9 | 6.1 | 3.2 | 2.7 |

Ubicazione delle rocce analizzate e loro paragenesi:

Ultrabasiti.

1. Serpentine; Lemie (Valli di Lanzo) (NICOLAS, 1966).

Zona di reazione, orlo « cloritico ».

2. Orlo a clorite ed antigorite, con diopside e granato, formato per sostituzione dell'ultrabasite; cava di Balangero, livello 774, salbanda meridionale.

Zona di reazione, banda a granato.

3. « Granatite » rosata, raccolta in prossimità delle ultrabasiti al livello 774.

Zona di reazione, banda a diopside.

4. Rodingite diopsidica verdognola, con mosche e venette di grossularia; terminazione della scaglia tettonica al livello 762; il campione è stato raccolto presso la salbanda cloritica inferiore, in un settore privo di fascia rodingitica a granato.
5. Rodingite diopsidica di colore grigio-verdastro, finissima, con venette di granato e di pirosseno, tagliate da numerose vene albitiche; idem di 3.

Scisti cristallini della Zona Sesia-Lanzo.

6. Scisti milonitici a glaucofane, pirosseno, clorite, albite e fengite, a contatto con la rodingite diopsidica n. 5.
7. Gneiss quarzoso-albitico-fengitico a clorite, epidoto, anfibolo e granato; settore centrale della scaglia tettonica, al livello 787.
8. Scisto fengitico-glaucofanico ad attinoto e raro granato; livello 774, a pochi cm dalla zona di reazione meridionale.

La fascia pirossenica della zona di reazione presenta minore omogeneità. Oltre al diopside della matrice di fondo, talvolta in individui maggiori, si rinvencono: grossularia in plaghe e vene (Tav. V, Fig. 1), più abbondanti verso la fascia di « granatite », o, se assente questa ultima, a diretto contatto con l'ultrabasite ed il suo orlo « cloritico »; plaghe e vene di prehnite; albite in subordinati porfiroblasti pecciliteici e, più sovente, in venette variamente orientate (Tav. IV, Fig. 1); epidoto; vesuviana, talora molto abbondante in livelli preferenziali (Fig. 10); nidi di clinocloro; ecc.

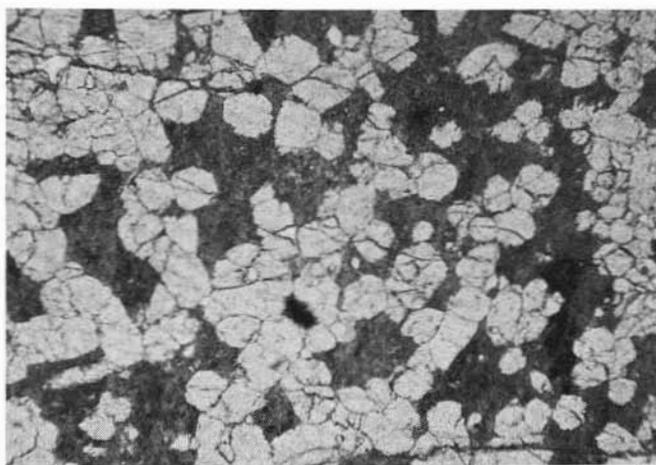


Fig. 10. — *Gradone 787, zona di reazione al contatto meridionale: grandi idio-
blasti di vesuviana nella matrice finissima e torbidiccia di diopside (Rod. 22,
solo Pol., 25 ×).*

Scarsissimi sono i relitti di associazioni mineralogiche o di strutture originarie, limitati in genere all'ortite e ad altri componenti accessori. La marcata tessitura scistoso-pieghettata degli scisti cristallini è in genere perfettamente cancellata in favore di un aggregato massiccio. In certi casi essa è ripresa dalla disposizione zonata dei componenti di neoformazione o è sottolineata da sfumate variazioni di tinta e di grana nella matrice di fondo della rodingite pirossenica.

Chimismo. - Sono state analizzate 7 rocce rappresentative della zona di reazione e degli scisti cristallini di confronto (an. Lab. Geo-

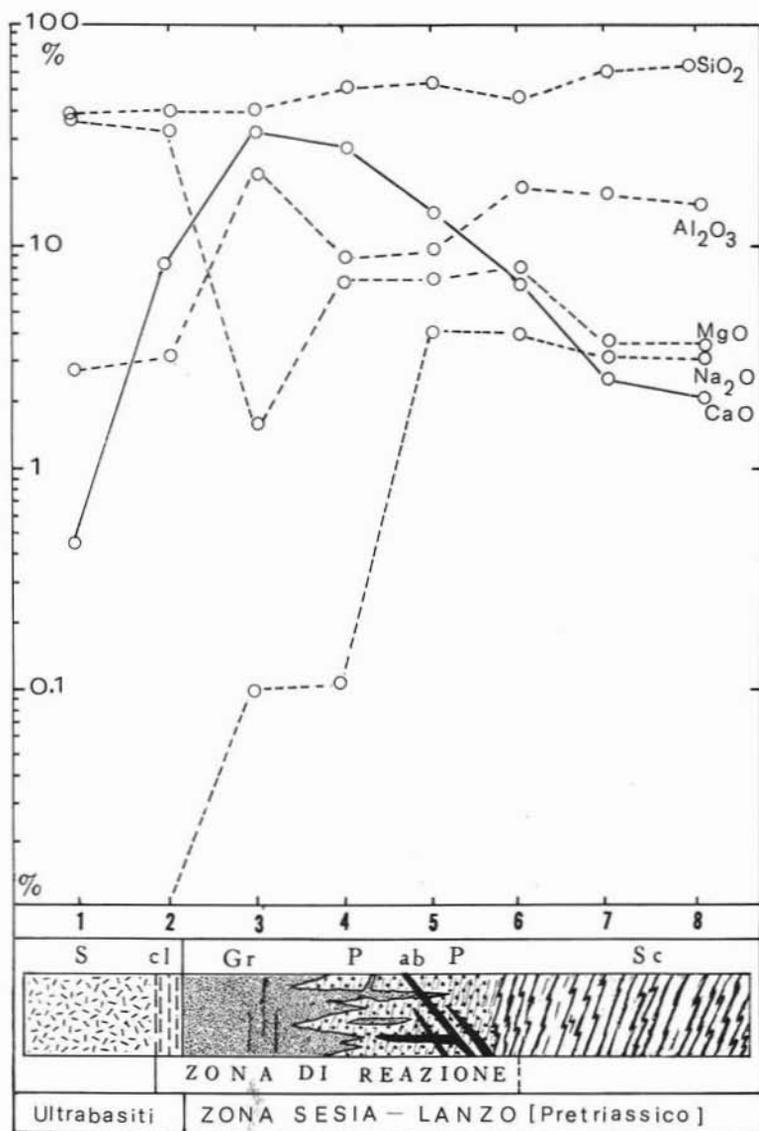


Fig. 11. — Diagramma semilogaritmico delle variazioni di chimismo osservate nella zona di reazione a bassa temperatura, al contatto tettonico tra le serpentine antigoritiche di Balangero e gli scisti cristallini della Zona Sesia-Lanzo. La distanza dei campioni in ascisse è convenzionale: ad eccezione delle serpentine riportate come termine di confronto, i campioni si succedono, a partire dall'orlo « cloritico » (2), ad intervalli centimetrici o decimetrici fino alle rodingiti pirosseniche (5); seguono quindi gli scisti incassanti, raccolti a pochi cm dalla zona di reazione (6 e 8) e ad alcuni metri (7). L'elevato tenore in Na₂O della rodingite pirossenica n. 4 è connesso alla presenza di numerose venette albitiche.

S: serpentine; cl: orlo cloritico ad antigorite, diopside, ecc.; Gr: rodingite a prevalente grossularia; P: rodingite a prevalente diopside, con grossularia, prehnite, vesuviana, epidoto; ab: vene albitiche discordanti; Sc: scisti glaucofanici e gneiss albitici della scaglia tettonica (Cristallino antico della Zona Sesia-Lanzo).

chimico dell'Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università di Basilea). La Tab. III ed il relativo diagramma semilogaritmico comprendono anche l'analisi di una serpentina, tratta da NICOLAS (1966).

La zona di reazione tra serpentine antigoritiche e scisti cristallini manifesta, analogamente a quanto si osserva nei gabbri rodingitici del Piemonte e della Valle d'Aosta, una sensibile desilicizzazione, corrispondente alla trasformazione di scisti ricchi in silice ed alcali in rocce a silicati di Ca. Nell'orlo « cloritico » che delimita, verso le serpentine, la zona di reazione si osservano variazioni differenti da quelle riscontrate nelle salbande a clinocloro dei gabbri rodingitici; la loro composizione mineralogica è sensibilmente diversa. L'incremento di CaO è molto forte, sia passando dagli scisti cristallini alla zona di reazione a grossularia e diopside (+ 29% circa), che dalla serpentina all'orlo « cloritico » (+ 7%). Le variazioni relative a MgO ed Al_2O_3 sono meno importanti e regolari. Vistosa è infine la diminuzione degli alcali. L'elevato tenore in Na_2O nella rodingite pirossenica n. 5 è giustificato, come abbiamo visto, dalla presenza di venette albitiche.

Osservazioni conclusive.

1. - IL PROCESSO RODINGITICO.

Fenomeni di reazione a bassa temperatura, con vistosi scambi metasomatici a carattere strettamente locale, sono diffusi nelle Alpi occidentali italiane in stretto rapporto con le ultrabasiti serpentinite di ambiente metamorfico alpino (antigorite, titanclinohumite).

La trasformazione rodingitica colpisce non solo i filoni di gabbri, o di altre ofioliti, intercalati nelle serpentine con rapporti normali di giacitura, ma anche eterogenei litotipi che si trovano in contatto tettonico al margine dei massicci ultrabasi serpentinite. A partire da pirosseniti, gabbri, diabasi, sedimenti carbonatici, gneiss leucocratici, micascisti glaucofanici, ecc., si formano paragenesi a grossularia, idrogranato, diopside, clinocloro, vesuviana, epidoto e prehnite. Composizione e condizioni di giacitura dei litotipi originari hanno influenza molto limitata sull'andamento del processo di reazione che produce rocce di neof ormazione rodingitica straordinariamente simili. Si debbono interpretare queste rocce di diversa origine in modo unitario,

poichè esse costituiscono solo aspetti differenti di un unico processo di reazione a bassa temperatura con locale metasomatismo differenziato e spiccata polarità chimica.

La zona di reazione manifesta sempre un arricchimento in Ca eccezionale, bilanciato da una sensibile diminuzione in silice ed alcali. Altre variazioni, meno regolari, si osservano per Mg ed Al.

Le reazioni metasomatiche, innescate dal processo di serpentinizzazione delle ultrabasiti, si svolgono in condizioni di P e T adeguate allo sviluppo delle paragenesi a silicati di Ca. La difficoltà di datare il processo di serpentinizzazione, in genere a carattere polifasico, non consente di definire cronologicamente la genesi delle rodingiti.

Dalla serpentinizzazione iniziale, che può colpire soltanto una sottile fascia periferica dei massicci ultrabasici in contatto tettonico con le rocce incassanti, a quella che si estende, spesso in fasi successive, all'intera massa peridotitica, può intercorrere un intervallo di tempo straordinariamente lungo. L'età delle reazioni rodingitiche può quindi essere sensibilmente diversa anche, come caso estremo, nell'ambito di una medesima scaglia serpentinoso.

Le caratteristiche fisiche del processo di reazione indicate da COLEMAN (1967) — temperatura tra 250 e 500°, pressione superiore a 4 kilobar — possono in certi casi realizzarsi esclusivamente nell'ambito del ciclo tettonico-metamorfico alpino; lo suggeriscono le bande rodingitiche osservate lungo i grandi contatti tettonici, primari o secondari, dei ricoprimenti pennidici.

Le paragenesi a silicati di Ca che si rinvencono nelle rodingiti dei massicci serpentinosi in aree non metamorfiche (lizardite-crisotilo), si sono sviluppate probabilmente in condizioni di P e T che si realizzavano durante la risalita allo stato solido di grandi scaglie tettoniche del Mantello. Una parte non valutabile dei gabbri rodingitici delle Alpi occidentali può certamente rappresentare il prodotto della semplice ricristallizzazione, in ambiente di metamorfismo regionale alpino, di originarie rodingiti di questo tipo. Non sono tuttavia possibili attualmente distinzioni basate sulla diversa interpretazione cronologica del processo di reazione in rapporto al metamorfismo di dislocazione.

E' probabile che la liberazione di elevati quantitativi di Ca, durante la serpentinizzazione delle peridotiti, sia la causa prima, in presenza di CO₂, della formazione delle *Oficalci* piemontesi e valdostane,

la cui matrice carbonatica non è di origine sedimentaria. Determinante potrebbe essere la presenza di sedimenti calcareo-marnosi al contatto con le ultrabasiti, materiali poco idonei al drenaggio di soluzioni ricche in Ca.

2. - ETÀ, ORIGINE E POSIZIONE STRUTTURALE DELLE OFIOLITI ULTRABASICHE.

Le bande di reazione a bassa temperatura che si rinvengono tra serpentine e rocce incassanti in corrispondenza di contatti tettonici, concorrono a rimettere in discussione il problema genetico delle ultrabasiti e quello della loro posizione strutturale in seno ai sedimenti della geosinclinale, problemi che si ritenevano risolti nella presunzione che tra questi tipi litologici intercorressero rapporti di contatto magmatico.

Nella regione alpina è possibile confermare soltanto la successione cronologica indicata da numerosi autori per la trilogia ofiolitica. Le ultrabasiti sono attraversate da filoni di gabbri e diabasi e non producono fenomeni esometamorfici di contatto magmatico sulle rocce basiche: sono quindi indiscutibilmente i termini più antichi della serie.

Non vi sono invece indicazioni che consentano di stabilire l'intervallo che ha separato, nelle Alpi occidentali, la cristallizzazione primaria delle peridotiti da quella delle altre ofioliti. Tale lasso di tempo può essere in molti casi sensibilmente lungo, come è stato osservato ad esempio nel complesso ofiolitico dell'Oman (comunicazione personale di B. REINHARDT, anticipazione di un lavoro in stampa nel *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*).

Si deve concludere affermando che l'età delle ultrabasiti, (in particolare il loro limite cronologico inferiore) risulta non precisabile.

Per l'interpretazione delle rocce ultrabasiche comprese nella Formazione dei calcescisti e delle pietre verdi sarà necessario tenere conto di alcuni fatti osservati sul terreno:

1) I contatti tra serpentine e rocce incassanti sono in genere di evidente natura tettonica. In molti casi sono mascherati da orli di reazione a bassa temperatura di tipo rodingitico.

2) Nello stesso tempo mancano tracce sicure di un processo metamorfico di contatto magmatico prodotto dalle ofioliti ultrabasiche sui litotipi *attualmente* incassanti. I contatti tettonici sono cioè di pri-

maria importanza. Non vi sono elementi per dimostrare che le peridotiti, a differenza di gabbri e diabasi, abbiano preso posizione in seno ai sedimenti mesozoici della geosinclinale piemontese allo stato magmatico, costituendo *sill*, laccoliti o estrusioni sottomarine.

3) Mancano infine prove effettive per sostenere l'età mesozoica delle ultrabasiti e la loro appartenenza primaria alla Formazione dei calcescisti.

E' quindi probabile che le numerose lenti di serpentine, disseminate tra i calcescisti delle Alpi occidentali italiane, derivino dalla disarticolazione meccanica, dallo scagliamento tettonico e, forse, anche dal franamento in ambiente sottomarino, di grandi masse ultrabasiche, localizzate al margine della Zona piemontese o costituenti il substrato tettonico dei potenti sedimenti della geosinclinale (cf. F. HERMANN, 1930).

Sono conosciuti nelle Alpi occidentali depositi che indicherebbero il carattere instabile del fondo della fossa: i « conglomerati » a ciottoli ofiolitici della Formazione del Rifelberg-Garten (P. BEARTH, 1964, 1967; G. V. DAL PIAZ, 1965) sono uno degli esempi più significativi.

Si conviene con VUAGNAT (1968) nel ritenere che i massicci ultrabasici « primari » della Zona pennidica corrispondano probabilmente a scaglie del Mantello, « intruse » tettonicamente allo stato solido lungo fratture della crosta sialica a settentrione di aree di possibile « oceanizzazione » (Gruppo di Voltri?).

L'allineamento dei complessi ultrabasici lungo la parte interna dell'arco alpino costituirebbe così un elemento primario di disgiunzione tra la Zona pennidica ed il basamento cristallino delle Alpi meridionali.

L'interpretazione spiega in modo soddisfacente non solo le condizioni di giacitura delle serpentine nelle Alpi occidentali, ma anche le paragenesi di ambiente profondo segnalate in rocce ultrabasiche del Piemonte e dei Grigioni (T.J. PETERS, 1968; A. NICOLAS, 1968; ecc.).

I filoni di gabbri rodingitici, in particolare quelli compresi nelle serpentine di aree non metamorfiche, ove cioè non sembrano potersi normalmente realizzare le condizioni di P e T necessarie alla formazione delle paragenesi a silicati di Ca, sono una valida conferma dell'origine sottocrostante delle peridotiti.

Sorgono di contro altri difficili problemi che riguardano in particolare i rapporti, apparentemente molto stretti, esistenti tra i diversi

tipi della sequenza ofiolitica, compresi nelle medesime formazioni sedimentogene e concentrati negli stessi areali. Rimane l'interrogativo se gabbri e diabasi costituiscono il prodotto della fusione parziale e differenziale delle ultrabasiti durante la loro risalita tettonica « a freddo » o se derivino invece da un magma basaltico indipendente, guidato, nella sua ascesa, dalle medesime fratture tettoniche. Le due possibilità possono coesistere.

Le considerazioni sulla presa di posizione delle ultrabasiti forniscono nuove indicazioni sullo stile tettonico del basamento cristallino, appoggiando le idee di coloro che ritengono necessario aggiornare la classica interpretazione dei ricoprimenti pennidici per ultrapièga. Uno stile tettonico a grandi scaglie sovrapposte lungo piani di scorrimento è più aderente alle reali condizioni strutturali ed all'ambiente predominante della Zona Pennidica (cf. bibliografia in G. V. DAL PIAZ, 1966).

LAVORI CITATI

- AMSTUTZ A. (1962) - *Notice pour une carte géologique de la Vallée de Cogne et de quelques autres espaces au Sud d'Aoste*. Archives Sc. Genève, 15, 1-104.
- BAILEY E. H., IRWIN W. P. & JONES D. L. (1964) - *Franciscan and related rocks, and their significance in the geology of western California*. California Div. Mines Geol. Bull., 183, 177 p.
- BARBERI F. & INNOCENTI F. (1966) - *I fenomeni di metamorfismo termico nelle rocce peridotitico-serpentinose dell'aureola del M. Capanne (Isola d'Elba)*. Periodico Min., 35, 734-768.
- BEARTH P. (1964) - *Bericht über die Exkursion der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft nach Zermatt von 2. bis 3. September 1963*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 44, 15-26.
- BEARTH P. (1967) - *Die Ophiolite der Zone Zermatt-Saas Fee*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F., 132, 130 p.
- BELL J. M., CLARKE E. & MARSHALL P. (1911) - *The geology of the Dun Mountain subdivision, Nelson*. New Zealand Geol. Survey Bull., 12, 1-71.
- BENSON W. N. (1926) - *The tectonic conditions accompanying the intrusion of basic and ultrabasic igneous rocks*. U. S. Natl. Acad. Sci. Mem., 1, 90 p.
- BERTOLINO V. & SACCHI R. (1967) - *La granatite di Rocca Ciarva nell'alta Valle Stura di Ala*. Rend. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. Fis., ser. 8, 42 (5), 679-682.
- BEZZI A., DELLA GIUSTA A. & PICCARDO G. (1968) - *Sui granati idrati di alcune località del Gruppo di Voltri*. Periodico Min., 37, 517-533.
- BIANCHI A., DAL PIAZ GB. & VITERBO C. (1965) - *Le masse di anfiboliti gabbriche a gastaldite di Corio e Monastero e di altre località della Zona Sesia-Lanzo (Alpi Occidentali)*. Mem. Acc. Sc. Torino, Cl. Sc. Fis., ser. 4, 3, 1-36.

- BLEEK A. W. G. (1907) - *Die Jadeitlagerstätten in Upper Burma*. Zeitschr. Prakt. Geol., 15, 341-365.
- BORTOLAMI GC. & DAL PIAZ G. V. (1968) - *I filoni rodingitici di Givoletto e Caselle nel Massiccio ultrabasico di Lanzo (Torino)*. Boll. Soc. Geol. It., 87, 479-490.
- BORTOLOTTI V. (1962) - *Sulla giacitura della serie ofiolitifera dei Monti Rognost (Arezzo)*. Boll. Soc. Geol. It., 81 (3), 313-322.
- BORTOLOTTI V. (1963) - *Sulla posizione delle rocce della serie ofiolitifera nell'Appennino Settentrionale a SE del Taro e della Magra*. Boll. Soc. Geol. It., 82 (2), 167-172.
- BORTOLOTTI V., DAL PIAZ G. V. & PASSERINI P. (1969) - *Ricerche sulle ofioliti delle Catene Alpine. 5 - Nuove osservazioni sul Massiccio del Vourinos (Grecia)*. Boll. Soc. Geol. It., 88, 35-45.
- BOWEN N. L. & TUTTLE O. F. (1949) - *The system MgO-SiO₂-H₂O*. Bull. Geol. Soc. Amer., 60, 439-460.
- BRUNN J. H. (1956) - *Contribution a l'étude géologique du Pinde septentrional et d'une partie de la Macédonie occidentale*. Annales Géol. Pays Helléniques, sér. 1, 7, 358 p.
- BRUNN J. H. (1960) - *Mise en place et différenciation de l'association pluto-volcanique du cortège ophiolitique*. Rev. Géogr. Phys., Géol. Dyn., sér. 2, 3 (3), 115-132.
- BUCKNER D. A., ROY D. N. & ROY R. (1960) - *Studies in the system CaO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. II: the system Ca SiO₃-H₂O*. Am. Journ. Sci., 258 (2), 132-147.
- CALLEGARI E. & MONESE A. (1961) - *Studio petrogenetico dei bordi di reazione metamorfico-metasomatici attorno a lenti ultrafemiche incluse nel granito di San Fedelino (Sondrio)*. Rend. Soc. Mit. It., 17, 147-192.
- CARPANESE T. (1933) - *I giacimenti di minerali del Monte Rosso di Verra (gruppo del Monte Rosa). Parte II*. Rend. R. Acc. Naz. Lincei, Cl. sc. fis., ser. 6, 17, 192-194.
- CERNY P. (1968) - *Comments on Serpentinisation and related Metasomatism*. Amer. Miner., 53, 1377-1385.
- CHALLIS G. A. (1965) - *The origin of New Zealand ultramafic intrusions*. Journ. Petrology, 6 (2), 322-364.
- CHALLIS G. A. (1965) - *High-temperature Contact Metamorphism at the Red Hills Ultramafic Intrusion-Wairau Valley-New Zealand*. Journ. Petrology, 6 (3), 395-419.
- CHATTERJEE N. D. (1962) - *Vesuvianite-epidote paragenesis as a product of green schist facies of regional metamorphism in the Western Alps*. Beiträge Miner. Petr., 8, 432-439.
- CHESTERMAN C. W. (1960) - *Intrusive Ultrabasic Rocks and Their Metamorphic Relationships at Leech Lake Mountain, Mendocino Country, California*. XXI Intern. Geol. Congr. Copenhagen, 13, 208-215.
- COGULU E. & VUAGNAT M. (1965) - *Sur l'existence de rodingites dans les serpentinites des environs de Mihaliççik (Vilayet d'Eskisehir, Turquie)*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 45, 17-20.

- DI COLBERTALDO D., DI FURIA E. & ROSSI F. (1967) - *Il giacimento a magnetite di Cogne in Val d'Aosta*. Rend. Ist. Lombardo, Acc. Sc. Lett., Cl. Sc., 101, 361-394.
- COLEMAN R. G. (1961) - *Jadeite Deposits of the Clear Creek Area, New Idria District, San Benito County, California*. Journal Petrology, 2, 209-247.
- COLEMAN R. G. (1963) - *Serpentinities, Rodingites, and Tectonic Inclusions in Alpine-Type Mountain Chains*. Geol. Soc. Amer. Special Papers, 73 (Abstracts for 1962), 130-131.
- COLEMAN R. G. (1966) - *New Zealand Serpentinities and Associated Metasomatic Rocks*. New Zealand Geol. Survey Bull., 76, 102 p.
- COLEMAN R. G. (1967) - *Low-Temperature Reaction Zones and Alpine Ultramafic Rocks of California, Oregon and Washington*. Geol. Survey Bull., 1247, 49 pp.
- CORNELIUS H. P. (1912) - *Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Septimer-und Julerpass*. N. Jb. Mineral. Geol. Pal., 35, 374-498.
- CORNELIUS H. P. (1935) - *Geologie der Err-Julier-Gruppe. Teil I: Das Baumaterial*. Beitr. Geol. Karte Schweiz., N.F., 70, 321 p.
- CRETZAZ P. (1955) - *Geologische Untersuchungen an der Alpen-Appenninengrenze in Ligurien (Italien)*. Inaugural-Dissert. Geol. Institut E.T.H. Univ. Zürich, 140 p.
- DAL PIAZ GB. (1928) - *Geologia della catena Herbetet-Grivola-Grand Nomenon*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, 7, 82 p. + VII.
- DAL PIAZ GB. (1934) - *Studi geologici sull'Alto Adige orientale e regioni limitrofe*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, 10, 242 + X.
- DAL PIAZ G. V. (1965) - *La formazione mesozoica dei calcescisti con pietre verdi fra la Valsesia e la Valtournanche ed i suoi rapporti strutturali con la falda del Monte Rosa e con la zona Sesia-Lanzo*. Boll. Soc. Geol. It., 84 (1), 67-104.
- DAL PIAZ G. V. (1966) - *Gneiss ghiandoni, marmi ed anfiboliti antiche del ricoprimento Monte Rosa nell'alta Valle d'Ayas*. Boll. Soc. Geol. It., 85, 103-132.
- DAL PIAZ G. V. (1967) - *Le « granatiti » (rodingiti l.s.) nelle serpentine delle Alpi occidentali italiane*. Mem. Soc. Geol. It., 6, 267-313.
- DAL PIAZ G. V. & GRASSO F. (1967) - *Le rodingiti l.s. nelle gallerie « Petit Monde » dell'autostrada Quincinetto-Aosta*. Boll. Soc. Geol. It., 86, 395-401.
- DECANDIA F. A. & ELTER P. (1969) - *Riflessioni sul problema delle ofioliti nell'Appennino settentrionale. (Nota preliminare)*. Mem. Soc. Toscana Sc. Nat., 76 (1), 9 p.
- DIEHL E. H. (1938) - *Geologisch-Petrographische Untersuchung der Zone du Grand Combin im Val d'Ollomont (Prov. Aosta, Italien)*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 18, 214-401.
- DIEHL E. H., MASSON R. & STUTZ A. H. (1952) - *Contributi alla conoscenza del ricoprimento Dent Blanche*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 17, 52 pp.
- DIETRICH V. & PETERS T.J. (1968) - *Bericht über die Excursion der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft ins Oberhalbstein. Thema: Studium der Ophiolithe*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 48, 835-843.

- DIETRICH V. & DE QUERVAIN F. (1968) - *Die Nephrit-Talklagerstätte Scortaseo (Puschlav, Kanton Graubünden)*. Beitrüge Geol. Schweiz, Geotechn. Serie, 46, 77 p.
- DUBERTRET L. (1953) - *Géologie des Roches vertes du Nord-Ouest de la Syrie et du Hatay (Turquie)*. Museum Nat. Hist. Nat., Notes et Mém. sur le Moyen-Orient, Paris.
- ELTER G. (1960) - *La zona pennidica dell'alta e media Valle d'Aosta e le unità limitrofe*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 22, 113 p.
- FENOGLIO M. (1924) - *Nuove osservazioni sulla diffusione e giacitura della titanidroclinohumite alle miniere di Cogne (Val d'Aosta)*. Boll. Soc. Geol. It., 43, 94-96.
- FENOGLIO M. (1924) - *Contributo allo studio della zona mineralizzata di Cogne (Val d'Aosta)*. Atti R. Acc. Sc. Torino, 59, 558-575.
- FENOGLIO M. (1926) - *Nuovo contributo allo studio della zona mineralizzata di Cogne*. Atti R. Acc. Sc. Torino, 61, 114-122.
- FRANCHI S. (1893) - *Nota preliminare sulla formazione gneissica e sulle rocce granitiche del massiccio cristallino ligure*. Boll. R. Comit. Geol. d'It., 24, 43-69.
- FRANCHI S. (1895) - *Notizie sopra alcune metamorfosi di eufotidi e diabasi nelle Alpi Occidentali*. Boll. R. Comit. Geol. It., 26, 181-204.
- FRANCHI S. (1897) - *Appunti geologici e petrografici sui monti di Bussoleno nel versante destro della Dora Riparia*. Boll. R. Comit. Geol. d'It., 28, 3-46.
- FRANCIS G. H. (1955) - *Zoned Hydrothermal Bodies in the Serpentinite Mass of Glen Urquhart (Inverness-shire)*. Geol. Magazine, 92, 433-447.
- FRANCIS G. H. (1956) - *The serpentinite mass in Glen Urquhart, Inverness-shire, Scotland*. Amer. Journ. Sci., 254, 201-226.
- GALLI M. & BEZZI A. (1969) - *Studi petrografici sulla formazione ofiolitica dell'Appennino Ligure. - Nota XI. Le rodingiti di Bargonasco e di Bargone*. Rend. Soc. It. Min. Petr., in stampa.
- GRESENS R. L. (1966) - *Wollastonite in Rodingites from Cape San Martin, Monterey County, California*. Geol. Soc. Amer. Special Papers, 87 (Abstracts for 1965), 66-67.
- GRUNAU H. R. (1947) - *Geologie von Arosa (Graubünden), mit besonderer Berücksichtigung des Radiolarit-Problems*. Aschmann & Scheller, Zürich, 108 p.
- GÜLLER A. (1947) - *Zur Geologie der südlichen Mischabel- und der Monte Rosa-Gruppe*. Eologae Geol. Helv., 40, 39-161.
- HERMANN F. (1930) - *Il ricoprimento dei calcescisti fra i massicci d'Ambin e del Gran Paradiso*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, 8, 11-55.
- HESS H. H. (1955) - *Serpentines, orogeny and epeirogeny*. Geol. Soc. Amer. Sp. Paper, 62, 391-407.
- HIESSELEITNER G. (1951-52) - *Serpentin- und Chromerz. Geologie der Balkanhalbinsel und eines Teiles von Kleinasien*. Jb. Geol. Bundes., 1, 683 p.
- JACKSON E. D. (1961) - *Primary textures and mineral association in the ultramafic zone of the Stillwater complex, Montana*. U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 358, 106 p.

- KALKOWSHY E. (1906) - *Geologie des Nephrites im südlichen Ligurien*. Deutsch. Geol. Ges., 58, 3-74.
- KARAMATA S. (1968) - *Zonality in Contact Metamorphic Rocks around the Ultramafic Mass of Brezovica (Serbia, Yugoslavia)*. XXIII Intern. Geol. Congr., 1, 197-207.
- MAK KENZIE D. B. (1960) - *High-temperature alpine-type peridotite from Venezuela*. Geol. Soc. Amer. Bul., 71, 303-318.
- IWAO S. (1953) - *Albitic and associated jadeite rock from Kotaki district, Japan; a study in ceramic raw material*. Japan Geol. Survey Rept., 153, 25 p.
- LACROIX A. (1894) - *Etude minéralogique de la lherzolite des Pyrénées et ses phénomènes de contact*. Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat. Paris, s. 3, 6, 209-308.
- LACROIX A. (1930) - *La jadeite de Birmanie - les roches qu'elle constitue ou qui l'accompagnent, composition et origin*. Bull. Soc. Franç. Min., 53, 216-254.
- LOCHER T. (1957) - *Zur Geologie der Gruppe von Voltri (Ligurien-Italien)*. Inaugural-Dissert. Geol. Inst. E.T.H. Univ. Zürich, 89 p.
- LODOCHNIKOW W. (1933) - *Serpentines, serpentinites and the Petrological Problems Connected with them*. Probl. sov. Geol., 5, 119-150.
- MAXWELL J. C. & AZZAROLI A. (1963) - *Submarine Extrusion of Ultramafic Magma*. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper (Abstracts for 1962), 73, 203-204.
- MAXWELL J. C., HESS H. H. & MOORES E. (1967) - *Peridotites and related ultramafic rocks (Abstract)*. Upper Mantle Project, U. S. Progress Rpt, Nat. Acad. Sci. Nat. Res. Council, 166.
- NICOLAS A. (1966) - *Etude pétrochimique des Roches vertes et de leurs minéraux entre Dora Maira et Grand Paradis (Alpes piémontaises)*. Thèse Fac. Sciences Nantes, 299 p.
- NICOLAS A. (1968) - *Relations structurales entre le massif ultrabasique de Lanzo, ses satellites et la zone de Sesia Lanzo*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 48, 145-156.
- NICOLAS A. (1969) - *Serpentinisation d'une Lherzolite: Bilan Chimique, Implication Tectonique*. Bull. Volcan., 32, 499-508.
- PASSERINI P. (1965) - *Rapporti fra le ofioliti e le formazioni sedimentarie fra Piacenza e il Mare Tirreno*. Boll. Soc. Geol. It., 84 (5), 93-176.
- PERETTI L. & ZUCCHETTI S. (1966) - *Mineralizzazioni a solfuri nel giacimento asbestifero di Balangero (Torino)*. Atti Symp. Intern. Giacimenti Min. Alpi, 1966, 929-937.
- PETERS T.J. (1963) - *Mineralogie und Petrographie des Totalserpentins bei Davos*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 43 (2), 529-685.
- PETERS T.J. (1968) - *Distribution of Mg, Fe, Al, Ca and Na in coexisting olivine, orthopyroxene and clinopyroxene in Totalp serpentinite (Davos, Switzerland) and in the alpine metamorphosed Malenco serpentinite (N. Italy)*. Contr. Mineral. Petr., 18, 65-75.
- PHILLIPS A. H. & HESS H. H. (1936) - *Metamorphic differentiation at contacts between serpentinite and siliceous country rocks*. Amer. Miner., 21, 333-362.
- REED J. J. (1959) - *Soda-metasomatized argillites associated with the Nelson ultramafic belt*. N. Zealand Journ. Geol. Geophys., 2 (5), 905-915.

- REPOSSI E. (1921) - *Il Corindone nelle granatiti del « Gruppo di Voltri »*. Atti Soc. It. Sc. Nat., 60, 278-283.
- DE ROEVER W. P. (1957) - *Sind die alpinotyphen Peridotitmassen vielleicht tektonisch verfrachtete Bruchstücke der Peridotitschale?* Geol. Rundschau, 46, 137-145.
- RONDOLINO R. (1937) - *Sopra alcuni minerali dell'alta Valtournanche (Valle d'Aosta)*. Periodico Min., 8, 53-56.
- ROUTHIER P. (1953) - *Etude géologique du versant occidental de la Nouvelle Calédonie entre le col de Boghen et la Pointe d'Arama*. Mém. Soc. géol. France, n. sér., 32, 271 p.
- SANERO E. (1932) - *Sopra alcune rocce del M. Musinè (Valle di Susa)*. Periodico Min., 3, 87-123.
- SANERO E. (1935) - *Sopra due granati delle miniere di Cogne in Val d'Aosta*. Periodico Min., 6, 213-220.
- SCHLOCKER J., BONILLA M. G. & RADBRUCH D. H. (1958) - *Geology of the San Francisco North quadrangle, California*. U. S. Geol. Surv. Misc. Geol. Invest. Map., 1-272.
- SØRENSEN H. (1967) - *Metamorphic and metasomatic processes in the formation of ultramafic rocks*. « Ultramafic and related Rocks » ed. P. J. Wyllie, 204-211.
- STAUB R. (1915) - *Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge*. Wjschr. Natf. Ges. Zürich, 60, 51-336.
- STEINMANN G. (1908) - *Die Entstehung des Nephrits in Ligurien und die Schwelungsmetamorphose*. Sitzungsber. Niederrhein. Ges. Natur-und Heilkunde zu Bonn, 1-13.
- STEINMANN G. (1911) - *Über Serpentinkontakt am Lunghinpass*. Verh. Ges. Deutsch. Nat. Artze, 83 Vers. Karlsruhe.
- STEINMANN G. (1926) - *Die ophiolitischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen*. XIV Congr. Geol. Intern. Madrid, 637-668.
- STELLA A. (1895) - *Sul rilevamento geologico eseguito nel 1894 in Valle Varaita (Alpi Cozie)*. Boll. R. Comit. Geol. It., 26, 283-313.
- STELLA A. (1913) - *Le miniere di Cogne (Val d'Aosta)*. Ed. A. Barabino, Genova, 21 p.
- STELLA A. (1936) - *Caratteristiche dei giacimenti metalliferi italiani in rocce basiche*. Rend. R. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., ser. 6, 23, 830-838.
- VUAGNAT M. (1953) - *Sur un phénomène de métasomatisme dans les roches vertes du Montgenèvre (Hautes Alpes)*. Bull. Soc. franç. Min. Crist., 76, 438-450.
- VUAGNAT M. (1967) - *Quelques réflexions sur les ophisphérites et les rodingites*. Rend. Soc. Min. It., 23, 471-482.
- VUAGNAT M. (1968) - *Quelques réflexions sur le complexe basique-ultrabasique de la zone d'Ivrée et les ultramafites alpinotyphen*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 48 (1), 157-164.

- VUAGNAT M. & COGULU E. (1967) - *Quelques réflexions sur le massif basique-ultrabasique du Kizil Dag, Hatay, Turquie*. C. R. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève, 2, 210-216.
- VUAGNAT M. & PUSZTASZERI I. (1964) - *Ophisphérites et rodingites dans diverses serpentinites des Alpes*. Bull. Soc. Suisse Min. Pétr., 44, 12-15.
- WEINSCHENK E. (1891) - *Über die Serpentine aus den östlichen Central Alpen und deren Contactbildungen*. Habilitationsschrift, München.
- WITZIG E. (1948) - *Geologische Untersuchungen in der Zone du Combin im Val des Dix (Wallis)*. Promotionsarbeit E.T.H. Zürich, 62 pp.
- ZIMMERMANN M. (1955) - *Geologische Untersuchungen in der Zone du Combin im Val de Zinal und Val de Moiry (Les Diablons-Garde de Bordon, Wallis)*. Eclogae Geol. Helv., 48, 149-243.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA I

Filoni di gabbri rodingitici al Monte Rosso di Verra.

Fig. 1 e 2. — Filoni concordanti di gabbri rodingitici, a grossularia, diopside, epidoto e clinocloro, compresi nelle serpentine antigoritiche a titan-clinohumite alpina di q. 2845, con incipienti fenomeni di *boudinage* (lunghezza del martello: 50 cm).

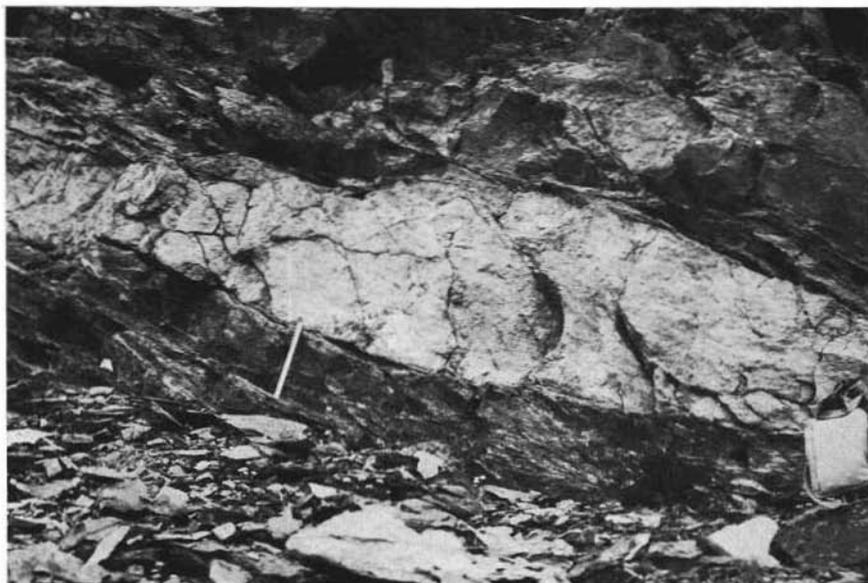


Fig. 1.



Fig. 2.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA II

Fenomeni di reazione a bassa temperatura, di tipo rodingitico, al contatto tettonico tra scisti cristallini della Zona Sesia-Lanzo e le serpentine antigoritiche del giacimento amiantifero di Balangero.

Fig. 1. — La grande cava a gradoni di serpentine amiantifere; G: la scaglia tettonica di gneiss albitici e di micascisti glaucofanici; M.R.: Monte Rolei.

Fig. 2. — Livello 774: la zona di reazione (R) a grossularia-diopside al contatto meridionale tra gli scisti cristallini (G) e le serpentine incassanti (Sp).

Fig. 3. — Un particolare della zona di reazione settentrionale al gradone 762: le rodingiti, di colore beige-chiaro, sono massicce e molto tenaci, mentre le serpentine sono fortemente laminate e facilmente sfaldabili.

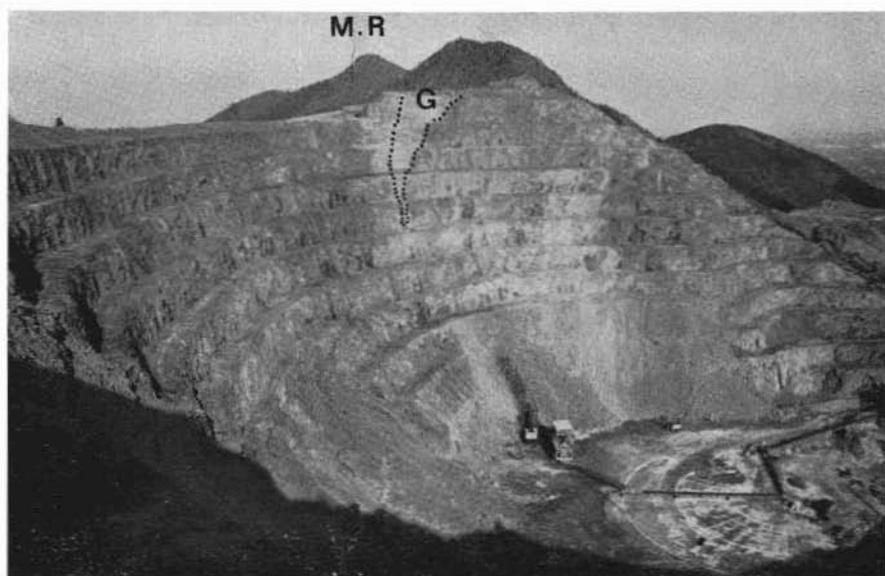


Fig. 1.

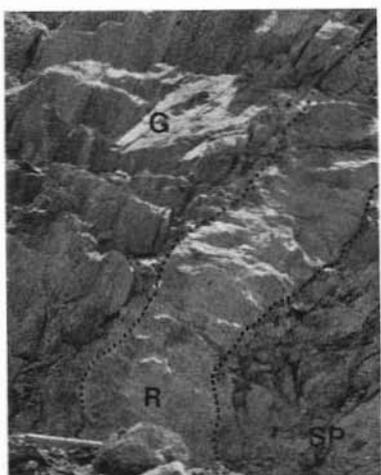


Fig. 2.



Fig. 3.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA III

*La scaglia tettonica di micascisti glaucofanici e di gneiss albitici della
Zona Sesia-Lanzo nelle serpentine amiantifere di Balangero.*

- Fig. 1. — Micascisto glaucofanico-granatifero ad attinoto ed albite, raccolto al gradino 787, 50 cm dalla zona di reazione meridionale (solo Pol., 10 ×).
- Fig. 2. — Scisto fengitico-glaucofanico zonato, ad attinoto e granato, presso il contatto con la zona di reazione meridionale del gradino 787. L'anfibolo sodico è verosimilmente un relitto strutturale di una paragenesi metamorfica prealpina (solo Pol., 30 ×).



Fig. 1.



Fig. 2.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA IV

Caratteri della zona di reazione di tipo rodingitico tra le serpentine antigoritiche di Balangero e gli scisti cristallini della Zona Sesia-Lanzo.

Fig. 1. — La zona di reazione al gradino 774: una finissima matrice torbidiccia di diopside (identificato ai raggi X) è solcata da venette incrociate di albite (solo Pol., 20 ×).

Fig. 2. — La zona di reazione al peduncolo terminale della scaglia. Le vene maggiori di grossularia, comprese nella matrice di fondo diopsidica, sono ortogonali rispetto alla superficie di contatto con la serpentina; da esse si dipartono sottili venuzze trasversali, il cui andamento è parallelo alla tessitura scistosa dei micascisti, ora totalmente trasformati. Le vene maggiori hanno origine nella fascia di grossularia e penetrano, riducendosi progressivamente, nella banda verdognola di rodingite diopsidica (solo Pol., 20 ×).



Fig. 1.

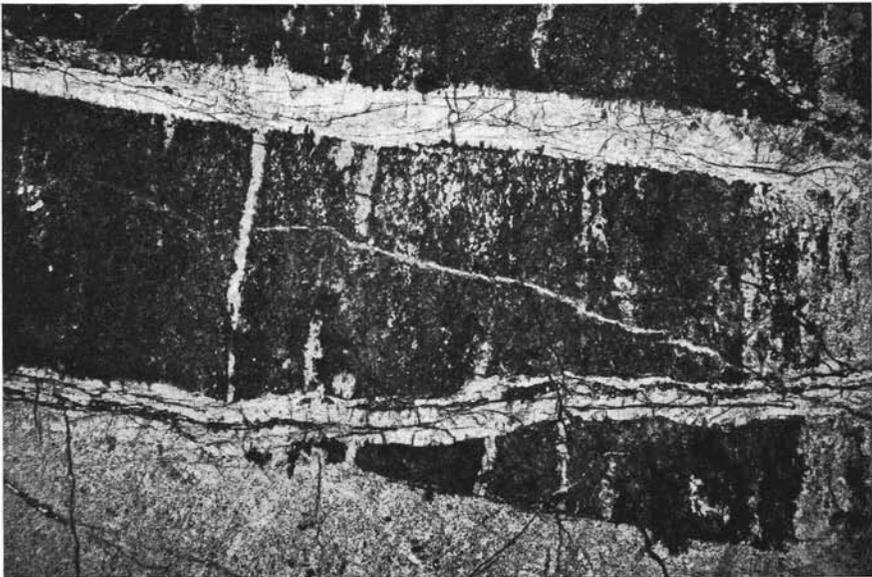


Fig. 2.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA V

*Caratteri della zona di reazione alla terminazione inferiore della scaglia
(livello 762).*

Fig. 1. — Irregolari vene ramificate di grossularia nella minuta matrice di fondo diopsidica (raggi X); zona di transizione tra la banda a prevalente granato e quella a diopside, con vesuviana, prehnite, epidoto e clorite (solo Pol., 25 ×).

Fig. 2. — Regolari zonature e vistose anomalie ottiche nei granoblasti di grossularia. Lo spettro di assorbimento all'infrarosso non indica presenza di OH (Nicols +, 60 ×).

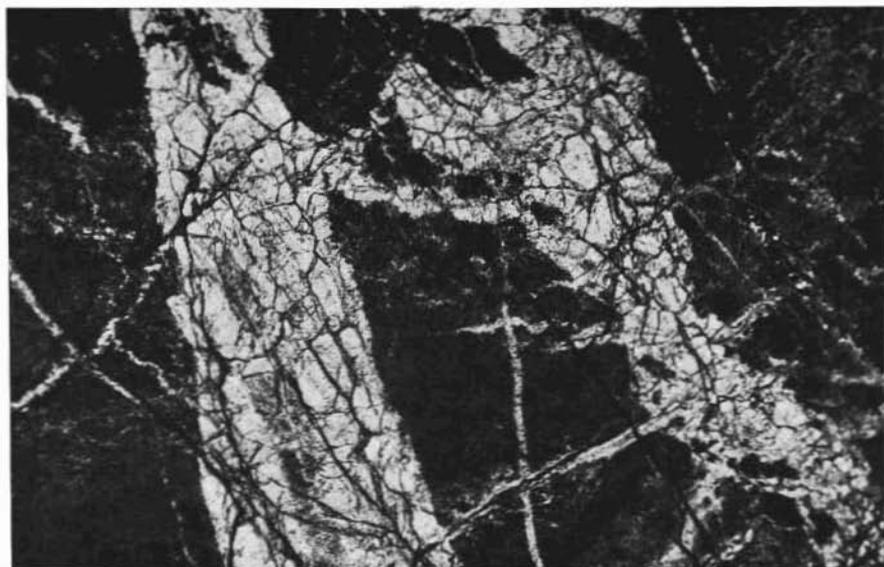


Fig. 1.

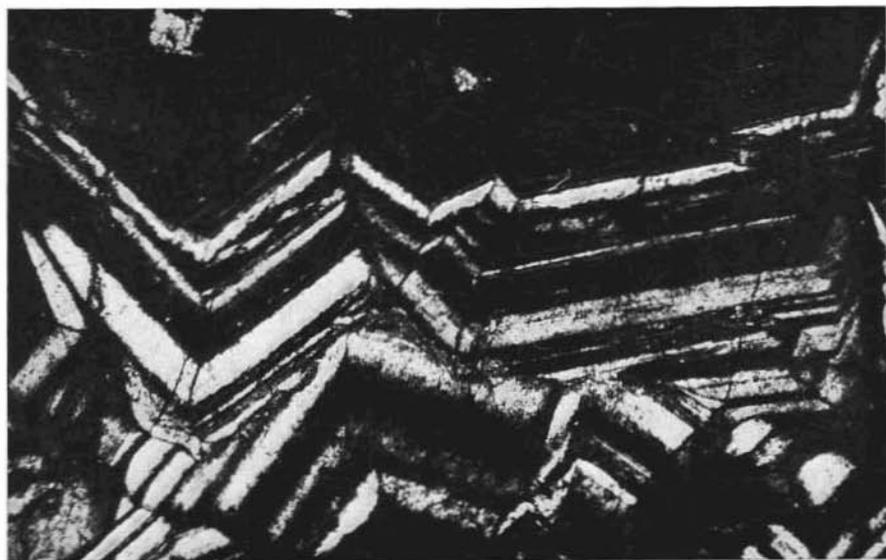


Fig. 2.