

**A T T I**  
**DELLA**  
**SOCIETÀ TOSCANA**  
**DI**  
**SCIENZE NATURALI**  
**RESIDENTE IN PISA**

**MEMORIE - SERIE A**  
**VOL. LXXVIII - ANNO 1971**

---

**PROCESSI VERBALI 1971**

## I N D I C E

### MEMORIE

|   |        |
|---|--------|
| GRAZZINI M. - Identificazione di minerali di serpentino nelle breccie di Vincigliata (Firenze) . . . . .  | Pag. 1 |
| GRAZZINI M. - Applicazione del microscopio elettronico a scansione su superfici di minerali . . . . .   | » 19   |
| BALDACCI F., CERRINA FERONI A. - Sul significato delle ofioliti metamorfiche nelle formazioni detritiche triassiche (Verrucano) in rapporto all'evoluzione embrionale della geosinclinale appenninica. (Nota preliminare)           | » 25   |
| RIDOLFI G. - La carta delle acclività del bacino dell'Arno . . . . .  | » 42   |
| RAPETTI F. - Le acclività del bacino dell'Arno in rapporto con i caratteri geolitologici . . . . .  | » 62   |
| PLESI G. - Segnalazione di arenarie vulcaniche rimaneggiate negli olistostromi del «macigno» di M. Antessio (Appennino settentrionale) . .  | » 105  |
| GRASSELLINI TROYSI M., PENNACCHIONI M. E. - Cristallografia - cristallografia dei dietilditio carbammati di uranile. - V. $\text{NaUO}_2[\text{S}_2\text{CN}(\text{C}_2\text{H}_5)_2]_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ cubico . . . . . | » 110  |
| FANCELLI GALLETTI M. L. - Ricerche sulla pianura pisana - I <sup>o</sup> Analisi polliniche di sedimenti quaternari lacustri della zona di Pontedera (Pisa)   | » 118  |
| CAPEDRI S., LOSCHI GHITTONI A. G. - Sulle rocce della formazione basica Ivrea-Verbanò. 3. Petrografia e evoluzione metamorfica delle rocce filoniane affioranti nella Val Mastallone (Vercelli) . . . . .                           | » 135  |
| GIACOMELLI G. P., LARDICCI L. - On the maximum rotation of (S)-1-phenyl-3-methylpentane: determination of the relationship rotatory power-optical purity of (S)-1-phenyl-3-methyl-1-pentanone . . . . .                             | » 159  |
| GRIFONI CREMONESI R. - Revisione e studio dei materiali preistorici della Toscana . . . . .   | » 170  |
| MICHELUCCHINI M., PUXEDU M., TORO B. - Rilevamento e studio geovulcanologico della regione del M. Cimino (Viterbo - Italia) . . . . .   | » 301  |
| PUXEDDU M. - Studio chimico-petrografico delle vulcaniti del M. Cimino (Viterbo) . . . . .  | » 329  |
| FERRARI G. A., MAGALDI D., RASPI A. - Studio pedologico del paleosuolo di Monte Longo (Siena) . . . . .   | » 395  |
| DE NEGRI G., RIVALENTI G. - Alcune considerazioni sulla genesi dei giacimenti manganesiferi della Val Graveglia (Liguria) . . . . .   | » 420  |

## PROCESSI VERBALI

|  |          |
|--|----------|
| Adunanza del 17 febbraio 1971 . . . . .          | Pag. 439 |
| Adunanza del 9 giugno 1971 . . . . .             | » 440    |
| Adunanza del 21 ottobre 1971 . . . . .           | » 441    |
| Assemblea del 9 dicembre 1971 . . . . .          | » 442    |
| <i>Elenco dei Soci per l'anno 1971</i> . . . . . | » 445    |
| <i>Norme per la stampa</i> . . . . .             | » 449    |

S. CAPEDE, A. G. LOSCHI GHITTONI (\*)

SULLE ROCCE DELLA FORMAZIONE BASICA IVREA-VERBANO.  
3. PETROGRAFIA E EVOLUZIONE METAMORFICA DELLE  
ROCCE FILONIANE AFFIORANTI NELLA VAL MASTALLONE  
(VERCELLI)

**Riassunto** — Nelle granuliti basiche e nelle metadioriti della Val Mastallone sono contenuti filoni basici, ultrabasici, pegmatitici e microgranitici, che presentano le caratteristiche delle rocce polimetamorfiche. Si riconoscono tre atti metamorfici sovrapposti: il primo si è attuato in facies granulitica, il secondo ha agito soprattutto in facies anfibolitica e il terzo in facies epizonale.

**Abstract** — Ultrabasic and acid sills (pegmatites and microgranites) outcropping in metamorphic rocks (granulite and amphibolite facies) in the Mastallone Valley (Vercelli), Italian western Alps, are described.

They are polimetamorphic rocks, firstly affected by a metamorphism in the granulite facies and secondly by a retrogressive metamorphism which acted mainly in the amphibolite facies. Locally the sills suffered a third metamorphic transformation in the green schists facies.

PREMESSA

Il presente studio fa seguito ed è completamento di un precedente lavoro (CAPEDE [1971], nel quale sono state discusse le caratteristiche petrografiche e petrogenetiche delle granuliti e rocce derivate affioranti nella Val Mastallone e zone adiacenti, facenti parte della Formazione basica Ivrea-Verbanò. Nel suddetto lavoro sono state segnalate, ma non descritte le manifestazioni filoniane che compaiono nella zona presa in esame. Dette rocce non sono molto diffuse, tuttavia presentano caratteristiche degne di nota ai fini della

---

(\*) Istituto di Mineralogia e Petrologia di Modena. Lavoro eseguito con il contributo del C.N.R.

conoscenza della petrogenesi della zona in questione: sulle loro caratteristiche viene pertanto riferito nel presente lavoro.

Gli studi sulle rocce filoniane affioranti nella zona sono rari e relativi a pochi filoni: in tutto sono stati descritti alcuni filoncelli basici affioranti al Sacro Monte e alla Parmegiola presso Varallo (ARTINI e MELZI [1900]), e due filoni corindoniferi affioranti nella Val Sabbiola (BERTOLANI [1957]).

#### CARATTERISTICHE GENERALI

Nella zona affiorano filoni pegmatitici e subordinatamente filoni basici, ultrabasici e microgranitici; si osservano anche rocce filoniane composte da albite, prehnite, epidoti e quarzo.

Si tratta di piccoli filoni con spessore variabile da 5 cm a 50 cm, che possono essere seguiti per breve tratto sul terreno, lungo i torrenti o in corrispondenza di sbancamenti stradali, mentre normalmente scompaiono all'osservazione nelle zone contigue a causa della spessa coltre detritica. Mentre i filoni acidi sono sempre facilmente riconoscibili, quelli basici si mimetizzano con le rocce incassanti e possono quindi sfuggire alla osservazione.

Sono contenuti normalmente in discordanza (con direzione e inclinazione fortemente variabili da punto a punto) in granuliti basiche e in metadioriti. Al pari delle rocce incassanti, mostrano i segni di intense azioni dinamiche.

#### INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Le rocce incassanti mostrano i segni di due metamorfismi sovrapposti (CAPEDE [1971]).

Un primo metamorfismo ascrivibile alla subfacies delle granuliti pirosseniche ha agito su una originaria serie eterogenea dando origine a granuliti basiche e, localmente, a granuliti acide. A questo atto metamorfico ne è seguito un secondo a carattere retrogrado che ha agito con intensità variabile da W a E e in particolare in condizioni variabili dalla subfacies delle granuliti ad orneblenda alla facies delle anfiboliti.

In base alle paragenesi e alle caratteristiche dei minerali si possono riconoscere tre fasce ad andamento pressoché parallelo alla direzione di maggior sviluppo della Formazione e con grado metamorfico decrescente da W a E (fig. 1):

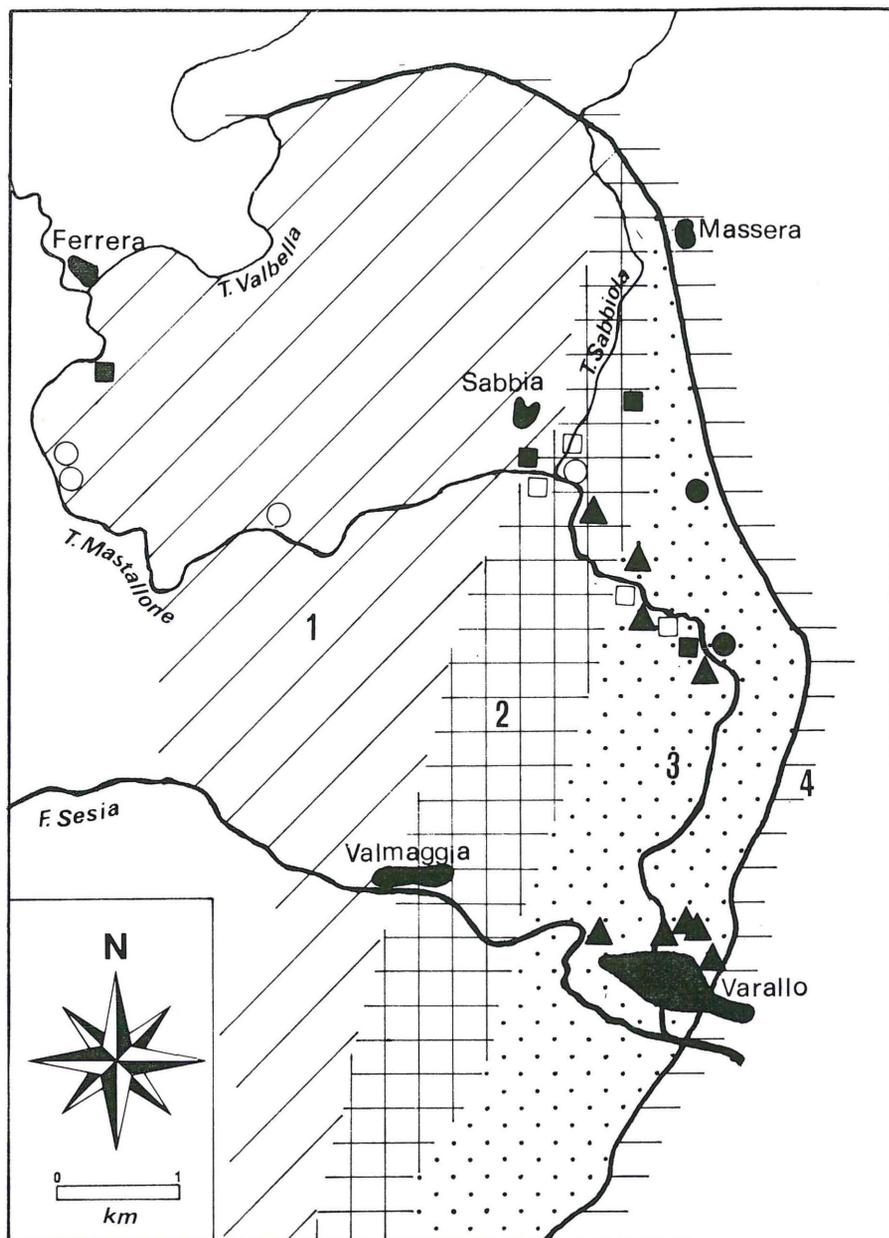


Fig. 1 - 1. Fascia A; 2. Fascia B; 3. Fascia C; 4. Rocce kinzigitiche. □ filoni basici. ● Filoni ultrabasici. ■ Filoni pegmatitici del gruppo A. ▲ Filoni pegmatitici del gruppo B. ○ Filoni di genesi epizonale.

*fascia A*, caratterizzata dalla associazione di granuliti pirosseniche e di granuliti anfiboliche ricche soprattutto in granato;

*fascia B*, con granuliti anfiboliche prevalenti su quelle pirosseniche e caratterizzate da abbondanza di orneblenda e di biotite;

*fascia C*, nella quale affiorano rocce di facies anfibolitica (metadioriti e anfiboliti), che includono lembi di granuliti basiche e di paraderivati.

Le rocce sono poi state interessate molto localmente, in corrispondenza di zone di dislocazione, da fenomeni di retrocessione epizonale.

I filoni basici sono limitati alle fasce B e C; quelli ultrabasici alla fascia C; quelli acidi si riscontrano in tutte e tre le fasce e vanno aumentando in frequenza da W a E, assumendo massima diffusione nella fascia C. La localizzazione dei filoni analizzati è rappresentata nella cartina di fig. 1.

#### CARATTERISTICHE PETROGRAFICHE

##### I) **Filoni basici**

I filoni basici sono molto rari nella Formazione basica Ivrea-Verbanò: infatti, quelli finora noti sono limitati ai filoncelli spessartitici descritti da ARTINI e MELZI [1900] al Sacro Monte e alla Parmegiola presso Varallo, e a un filoncello odinitico affiorante nella Val Sessera (LOSCHI GHITTONI [1969]).

I filoni basici da noi rilevati sono sei e sono contenuti in granuliti basiche nella fascia B, e in metadioriti nella fascia C; sono molto scuri, olocristallini con grana minuta. Dove le azioni dinamiche hanno agito con minore intensità, sono conservati i rapporti originari tra filoni e rocce incassanti che avvengono secondo superfici nette (fig. 2).

I filoni della fascia B si differenziano nelle caratteristiche mineralogiche e per composizione modale da quelli della fascia C e pertanto i due gruppi di filoni vengono descritti separatamente.

##### a) *Filoni basici della fascia B*

Sono composti dai seguenti minerali.

*Plagioclasio basico* (An% = 88), a volte zonato con orlo meno cal-

cico ricristallizzato. Accanto a questo plagioclasio può essere abbondante un termine albitico secondario ( $An\% = 10$ ).

*Ortopiroseno*, debolmente pleocroico, con  $2V = -62^\circ$ , riferibile a un termine con 30% in ortoferrosilite.

*Clinopiroseno*, tipo augite in granuli molto minuti.

*Orneblenda bruna*, pleocroica con X = giallo; Y = bruno, verde-bruno, Z = verde-bruno, verde-erba;  $2V = -74^\circ$ ; c:Z =  $13^\circ$ . Si dispone ad orlo attorno ai pirosseni dai quali si forma per reazione con il plagioclasio e si concentra in vene che si anastomizzano. I cristalli di orneblenda si dispongono in strutture di equilibrio e cioè si accostano secondo superfici piane razionali, convergenti in punti tripli equiangolari.

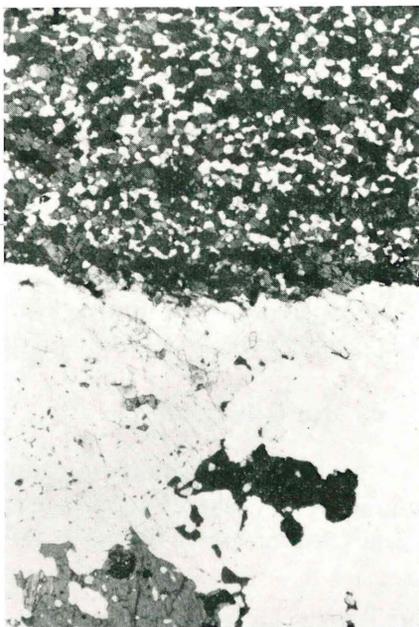


Fig. 2 - Filone basico 257: contatto filone-granulite basica incassante. Solo pol. 14 X.

*Biotite* scarsa, pleocroica con X = giallo, Y = Z = rosso-bruno; si forma dai pirosseni e dell'orneblenda.

Gli accessori sono rappresentati da *apatite* e da *zircone*. I minerali opachi sono: *ilmenite*, *pirrotina*, *pirite* in vene.

Le granuliti basiche incassanti presentano, rispetto i filoni, differenze nette nella tessitura (fig. 2), ma non nella composizione mineralogica, chimica (confrontare le analisi 267 e 9, tab. 1) e nelle

caratteristiche dei minerali. In particolare, presentano le stesse trasformazioni: dei pirosseni in orneblenda bruna e del plagioclasio basico in un plagioclasio meno calcico.

b) *Filoni basici della fascia C*

Sono limitati a due filoni affioranti al Ponte della Gula; uno di questi (269B) fa parte di un filone complesso, descritto più oltre, nel quale è associato a rocce filoniane acide.

Sono caratterizzati da un *plagioclasio* con 32% in An, al quale si associa albite secondaria (An% = 10), che può essere localmente abbondante.

I *pirosseni*, a differenza dei filoni della fascia B, sono rarissimi, limitati a pochi cristalli.

Tra i femici predomina nettamente l'*orneblenda verde*, con pleocroismo X = giallo, Y = verde, Z = verde-azzurro; 2V =  $-85^\circ$ , c:Z =  $11^\circ$ .

La *biotite* ha pleocroismo X = giallo, Y = Z = bruno cupo; è più abbondante che nei filoni della fascia B e si forma dall'*orneblenda*. I minerali accessori sono rappresentati da: *apatite*, *zircone*, *titanite*, *ortite*. Quest'ultima non è metamittica, è pleocroica dal giallo al verde e presenta aureole pleocroiche allorché è contenuta nell'*orneblenda*. Va messa in particolare rilievo la presenza di *titanite* che è normalmente associata all'*orneblenda* e che a volte si forma dalla *ilmenite*.

I minerali opachi sono rappresentati da scarsa *ilmenite*.

I filoni presentano differenze di tessitura, composizione mineralogica e chimica rispetto alle metadioriti incassanti (confrontare le analisi 269B e 125, tab. 1); i minerali comuni, però, hanno le stesse caratteristiche.

I filoni delle due fasce presentano poi minerali di retrocessione epizonale e precisamente, oltre all'albite già ricordata, epidoti, clorite, tremolite-actinoto, talco.

Da quanto sopra esposto, si deduce che si attua una variazione di composizione modale e nelle caratteristiche mineralogiche passando dai filoni della fascia B a quelli della fascia C. Dette variazioni sono le stesse che sono state osservate nelle rocce incassanti (CAPEMRI [1971]) e cioè, aumento, nella fascia C, di *orneblenda* e di *biotite* a spese dei *pirosseni* che tendono a scomparire; formazione di

un plagioclasio meno calcico; trasformazione dell'ilmenite in titanite.

Nelle suddette trasformazioni non si verificano sensibili cambiamenti nella composizione chimica, come si può dedurre dal confronto delle analisi dei filoni delle due fasce (tab. 1). L'elemento che varia più sensibilmente è il potassio, legato alla biotite; è per la maggior parte introdotto dall'esterno, come è indicato nel campione 269B, dove al contatto con i filoni acidi, si forma abbondante biotite. Gli altri elementi non subiscono variazioni; in particolare, rimane costante il contenuto in CaO, in quanto la ricristallizzazione del plagioclasio in un termine andesinico è accompagnata dalla formazione di abbondante anfibolo calcico.

I minerali presentano le stesse variazioni nelle caratteristiche ottiche che sono state osservate procedendo da E a W nelle rocce incassanti; molto probabilmente, quindi, hanno lo stesso significato. A tale riguardo va ricordato che la variazione di pleocroismo negli anfiboli delle rocce incassanti dipende da variazioni nel contenuto in  $TiO_2$ , che in particolare aumenta da E a W e cioè in senso di crescente intensità di metamorfismo (CAPEDRI [1971]).

## II) Filoni ultrabasici

Sono in numero di tre e affiorano nella fascia C, dove sono contenuti in metadioriti; sono formati da rocce a grana minuta, molto scure.

Hanno composizione mineralogica molto semplice, essendo composti prevalentemente da *anfibolo* e, in quantità accessorie, da *flogopite*, *plagioclasio*, *opachi*, *titanite*, *apatite*, *zircono*, *clorite*, *epidoti*, *prehnite*.

L'anfibolo è riferibile a un termine della serie *tremolite-actinoto*, pleocroico con X = giallo, Y = verde pallido, Z = verde-azzurro pallido;  $2V = -85^\circ$ ,  $c:Z = 20^\circ$ . Si presenta in cristalli omogenei; oppure in cristalli eterogenei, con un nucleo ricco di granulazioni di ilmenite (analoghi nell'aspetto alle orneblende delle granuliti basiche della fascia C) e un orlo nel quale dette granulazioni sono assenti.

La *flogopite*, quando presente, è scarsa, pleocroica da X = giallo pallido a Y = Z = giallo senape;  $2V = -12^\circ$ . Su di essa si imposta l'anfibolo che la sostituisce con digitazioni.

Il *plagioclasio* è di norma scarsissimo, però, nei filoni possono esistere zone con plagioclasio relativamente abbondante. E' di tipo

albitico; sono presenti, però, anche rari lembi di plagioclasio più basico, inglobati nell'anfibolo.

I minerali opachi sono rappresentati da *ilmenite*, *pirrotina*, *limonite* e *calcopirite*, molto scarsa.

Si tratta di rocce rifatte (probabilmente derivate da rocce filoniane basiche), in cui sono presenti ma rari i minerali originari riferibili a plagioclasio basico, flogopite, ilmenite, zircone, apatite. I minerali più diffusi che definiscono una facies di debole metamorfismo devono essersi formati per trasformazione di paragenesi preesistenti; in particolare, è probabile che l'anfibolo tremolitico-actinolitico si sia formato, almeno per quanto concerne i nuclei con le granulazioni di ilmenite, per trasformazione di orneblenda verdeazzurra, che nella fascia C è sempre ricca di ilmenite smescolata (CAPEDE [1971]).

La ricristallizzazione delle supposte rocce basiche originarie avverrebbe senza profondi cambiamenti di chimismo, come si può dedurre dal confronto delle analisi 209 e 225 con quelle dei filoni basici della zona (tab. 1).

### III) Pegmatiti

Si tratta di filoni e filoncelli con spessore variabile da pochi centimetri a 50 cm. Sono rocce molto chiare (fatta eccezione per i rari tipi con biotite abbondante), a grana variabile anche nello stesso campione da molto grossa (con cristalli di vari cm di spessore), a media (con cristalli dell'ordine del cm), a molto minuta (con cristalli di 0,1 mm). La tessitura varia da pegmatitica ad aplitica.

I rapporti tra filoni e rocce incassanti possono avvenire senza orli che indichino fenomeni di reazione tra le due rocce; in tal caso le pegmatiti sono prive di minerali femici. Più spesso, però, si sono avuti fenomeni di ibridazione che hanno condotto a pegmatiti contenenti minerali femici e soprattutto biotite; detti fenomeni sono evidenziati dalla presenza nelle pegmatiti di minerali e di lembi delle rocce incassanti (questi fenomeni sono caratteristici delle pegmatiti del gruppo B, nella suddivisione proposta più avanti). Va notato che c'è una stretta dipendenza tra la composizione della roccia incassante e il tipo di minerale femico presente nelle pegmatiti associate: infatti, il granato è presente nelle pegmatiti che attraversano rocce granatifere; la biotite, invece, è presente nelle pegmatiti che sono contenute in rocce con biotite, anfiboli, pirosseni.

I filoni hanno risentito di diversi atti dinamici, ai quali sono succedute azioni di risanamento, cosicché la tessitura è di frequente blastomilonitica.

In base alla composizione mineralogica, le pegmatiti possono essere suddivise in due gruppi.

#### a) Pegmatiti del gruppo A

A questo gruppo appartengono le pegmatiti 40, 241, 220, 135 e quelle corindonifere descritte da BERTOLANI [1957] nella Val Sabbia; affiorano in tutte e tre le fasce.

Sono caratterizzate dalla presenza di *corindone* e di *mesoperitti*, che possono essere associati nello stesso filone.

Il *corindone* è già stato segnalato in diverse pegmatiti della Formazione basica; più precisamente, in due filoni affioranti nella Val Sabbia (BERTOLANI [1957]), in un filone affiorante nel Croso della Gavala, Val Sesia (ROSSI [1968]), e in tre filoni affioranti nella Val Sessera (LOSCHI GHITTONI [1969]).

Nelle pegmatiti 241 e 135 il corindone si presenta in cristalli di dimensioni variabili da 0,1 mm a pochi centimetri (fig. 3), di co-

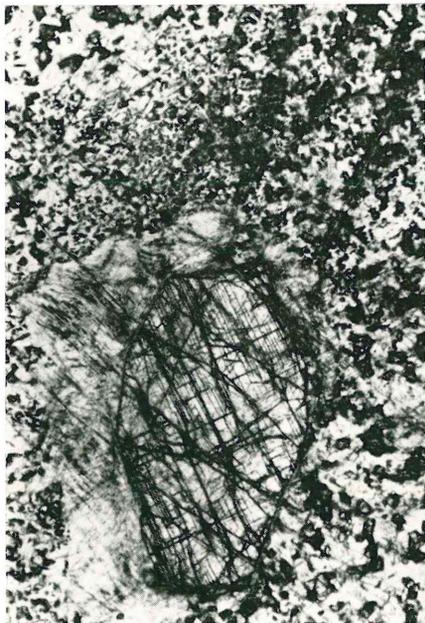


Fig. 3 - Pegmatite 241: corindone in un grosso cristallo e in minuti granuli. Solo pol. 14 X.

lore grigio, più raramente giallognolo. Normalmente è in cristalli limpidi, idiomorfi o no, con geminazioni polisintetiche. Può trasformarsi, sia pure leggermente, in biotite. Ai bordi e lungo le fratture si può alterare in un minerale incolore, lamellare, riferibile a sericite.

L'analisi chimica del corindone (241) è riportata in tab. 2. Le sensibili percentuali in  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{H}_2\text{O}+$  sono indubbiamente legate al minerale micaceo di alterazione che è impossibile eliminare in fase di separazione.

*Mesopertite.* Non è abbondante ed è presente solo nei filoni affioranti nelle fasce A e B. I cristalli sono costituiti da K-feldspato e

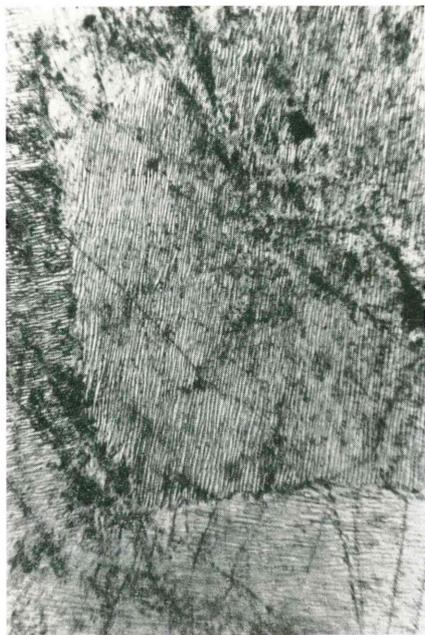


Fig. 4 - Pegmatite 40: mesopertiti. Solo pol. 100 X.

da plagioclasio albitico nella proporzione di circa 50/50. Dette mesopertiti si formano, almeno allo stato di soluzioni solide, a una temperatura non inferiore a  $700^\circ\text{C}$  (GOTTARDI [1971]).

I cristalli possono essere riuniti in strutture di equilibrio, in isole (fig. 4) circondate da plagioclasio albitico in cristalli omogenei o da microclino; spesso si può osservare che esiste un rapporto ge-

netico tra le mesopertiti e i due suddetti feldspati: da un feldspato mesopertitico si formano plagioclasii (fig. 5) albitici antipertitici a grana grossa, con antipertiti sempre più rare e più grosse man mano che ci si allontana dal feldspato mesopertitico. A questi plagioclasii albitici si associa spesso intimamente il microclino che non si presenta pertitico (fig. 6). Albite e microclino sono chiaramente di sostituzione e si formano, almeno in parte, per ricristallizzazione delle mesopertiti.

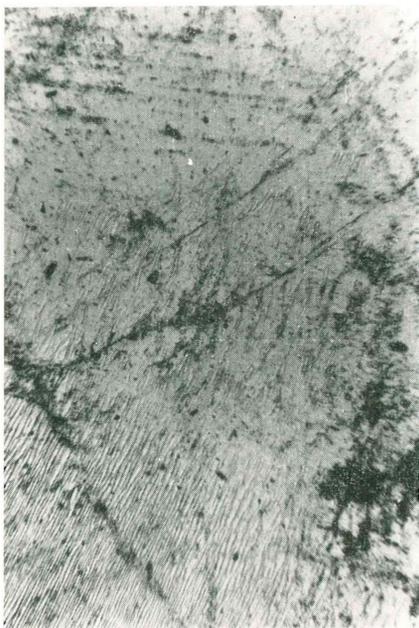


Fig. 5 - Pegmatite: viene illustrato il passaggio graduale tra una mesopertite e un plagioclasio albitico normale. Solo pol. 100 X.

Il *plagioclasio* è riferibile a tre tipi geneticamente non coevi. Esiste un plagioclasio basico ( $An\% = 40$ ), spesso «clouded» per la presenza di aghetti che hanno le caratteristiche del rutilo; su di esso si separano microclino o albite: nel secondo caso l'effetto è quello di una zonatura. C'è poi il plagioclasio antipertitico o normale in grossi cristalloblasti, che si forma, almeno in parte, per ricristallizzazione degli originari feldspati mesopertitici. Infine, esiste albite molto limpida con geminazioni a scacchiera, che sostituisce l'albite di smescolamento, a volte torbida, e il microclino; si separa anche in vene.

Il *feldspato potassico* è rappresentato principalmente da microclino con le caratteristiche geminazioni a graticcio, non pertitico, chiaramente metasomatico. Si osservano, però, anche lembi fortemente pertitici, privi di geminazione a graticcio, che vengono sostituiti da microclino e da albite, riferibili a ortoclasio.

Il *quarzo* è raro; può essere coevo con le mesopertiti, come nel caso della pegmatite 220, dove è abbondante e si presenta in cristalli omogenei non metasomatici; oppure può essere secondario.



Fig. 6 - Pegmatite 241: intima associazione tra albite e microclino. Nicols +. 100 X.

E' presente in quantità accessoria la *biotite*, in laminette a forte pleocroismo. *Epidoti*, *calcite* e *titanite* sono separati in vene e particolarmente frequenti a contatto con le rocce incassanti. *Clorite*, *talco*, *tremolite-actinoto* sono pseudomorfi su preesistenti silicati femici inglobati nelle pegmatiti in seguito ad azioni dinamiche che hanno interessato le rocce filoniane e le rocce basiche incassanti.

Di particolare interesse per quanto riguarda l'evoluzione delle rocce filoniane acide sono le pegmatiti 135 e 241, che si presentano

sotto forma di brecce (fig. 7), i cui frammenti sono costituiti da una roccia grigia, acida corindonifera a grana variabile, cementati da materiale pegmatitico bianco a grana grossa composto fondamentalmente da plagioclasio albitico che può avere grosse antipertiti e da microclino: i due minerali possono essere intimamente associati. Detto materiale cementante ha caratteristiche analoghe a quello delle pegmatiti del gruppo B.

E' evidente che si è in presenza di filoni che hanno subito in-



Fig. 7 - Pegmatite 135: frammenti di filone acido corindonifero cementati da materiale pegmatitico secondario. Solo pol. 14 X.

tense ricristallizzazioni e trasformazioni mineralogiche. La paragenesi delle pegmatiti originarie, comunque, doveva essere caratterizzata dalla presenza di feldspato mesopertitico, ortoclasio pertitico, corindone. Su queste rocce originarie possono essersi impostate, almeno in parte, le pegmatiti del gruppo B.

La paragenesi originaria delle pegmatiti a corindone non permette una loro attribuzione alle plumasiti classiche (LAWSON [1903]), che, come è noto, sono formate da corindone e da plagioclasio oligoclasico. Verso paragenesi prossime a quelle delle plumasiti posso-

no convergere le pegmatiti in questione in seguito a rifacimento, con ricristallizzazione delle mesopertiti e concentrazione locale del plagioclasio albitico smescolato.

Le pegmatiti analizzate manifestano sensibili differenze di chimismo. Mentre la pegmatite 220 ha un chimismo di tipo granitico, quelle corindonifere se ne scostano nettamente nell'elevato contenuto in  $Al_2O_3$  e nel relativo basso contenuto in  $SiO_2$ . Il contenuto in alcali è variabile e si passa da tipi con tendenza sodica ad altri con tendenza sodico-potassica.

b) *Pegmatiti del gruppo B*

Le pegmatiti di questo gruppo sono rare nella fascia B e più rappresentate nella fascia C. La loro composizione mineralogica si differenzia da quella delle pegmatiti del gruppo A per vari elementi



Fig. 8 - Pegmatite 269: tessitura grafica. Nicols +. 14 X.

(vedi analisi volumetriche in tab. 1), ma soprattutto per l'assenza di corindone e di mesopertiti; sono poi presenti minerali che sono assenti nelle pegmatiti del gruppo A, come granato, e muscovite; la

biotite e il quarzo sono abbondanti, mentre sono rari nelle pegmatiti del primo gruppo.

Il *quarzo* normalmente è abbondante, tuttavia in certe pegmatiti è assente. Si presenta in grossi cristalloblasti intensamente deformati, fagliati e ricementati da quarzo microgranulare. Nelle rocce più intensamente tettonizzate si presenta in associazioni microgranulari a struttura pavimentosa. Può essere associato a K-feldspato e più raramente a plagioclasio in strutture grafiche (fig. 8).

Il *K-feldspato*, quando presente, è nella varietà microclino, non pertitico e chiaramente di sostituzione. Lungo le fratture può essere risanato da albite pseudomorfa sul K-feldspato stesso.

Il *plagioclasio* è quasi sempre presente e abbondante in grossi cristalli geminati. Sono frequenti i cristalli con grosse antipertiti (fig. 9) probabilmente di smescolamento. La composizione prevalente è quella di un'albite con 8-10% in An. A questo plagioclasio si



Fig. 9 - Pegmatite 126: grosse antipertiti in plagioclasio albitico. Nicols +. 44 X.

possono associare altri plagioclasii con un contenuto in An di 40-44%. Detti plagioclasii sono circondati da un orlo di plagioclasio albitico e possono essere associati a quarzo perforante in strutture che han-

no l'aspetto delle mirmechiti. Essi sono più frequenti nelle zone del filone a contatto con la roccia incassante; probabilmente rappresentano frammenti della roccia incassante sui quali le soluzioni acide hanno reagito senza però trasformarli completamente.

La *biotite* non è sempre presente, ma in certe pegmatiti diventa abbondante. E' in lamelle pleocroiche dal giallo al bruno chiaro, bruno rosso, bruno verde. Si forma per reazione tra il materiale acido dei filoni e le rocce incassanti. Ciò è dimostrato da quanto segue:

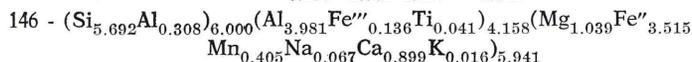
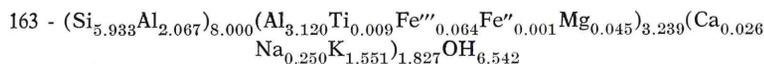
- a) in un caso la biotite si forma da orneblenda verde-azzurra, identica a quella delle metadioriti incassanti.
- b) E' molto abbondante dove sono particolarmente spinti i fenomeni di ibridazione tra materiale pegmatitico e roccia incassante, evidenziati soprattutto dalla presenza, nelle salbande ricche in biotite, di plagioclasio basico fittamente cariato da quarzo.

Esistono differenze nette di chimismo tra le biotiti di due pegmatiti affioranti nella fascia C (tab. 2), specialmente nel rapporto

TABELLA 2  
Analisi chimiche di minerali (\*)

|                                | 241    | 124   | 169   | 163    | 146    |
|--------------------------------|--------|-------|-------|--------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 6,43   |       |       | 45,49  | 36,17  |
| TiO <sub>2</sub>               | tr     | 2,51  | 2,92  | 0,09   | 0,35   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 90,99  |       |       | 33,74  | 23,12  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,32   | 3,48  | 8,76  | 0,65   | 1,15   |
| FeO                            | tr     | 18,57 | 8,15  | 0,01   | 26,71  |
| MnO                            | —      | 0,37  | 0,19  | tr     | 3,04   |
| CaO                            | 0,52   | 0,02  | 0,61  | 0,19   | 5,33   |
| MgO                            | 0,19   | 4,47  | 12,69 | 0,23   | 4,43   |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,21   | 0,13  | 0,10  | 0,99   | 0,22   |
| K <sub>2</sub> O               | 0,42   | 8,95  | 7,68  | 9,32   | 0,08   |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | 1,09   |       |       | 7,52   | —      |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 0,10   |       |       | 2,23   | —      |
|                                | 100,27 |       |       | 100,46 | 100,60 |

Formule dei minerali calcolate sulla base di 24 (O,OH)



(\*) 241: corindone; 13 e 169: biotiti; 163: muscovite; 146: granato.

FeO/MgO che sembra dipendere dallo stesso rapporto della roccia incassante; in particolare aumenta con esso:

| campione | FeO/MgO<br>in biotite | FeO/MgO<br>in roccia incassante |
|----------|-----------------------|---------------------------------|
| 169      | 0,64                  | 0,53                            |
| 124      | 4,12                  | 1,54                            |

*Muscovite*. E' minerale raro, ma particolarmente abbondante in alcune pegmatiti nelle quali è praticamente la sola mica presente: la biotite può essere accessoria, limitata alle zone a diretto contatto con la roccia incassante, cioè alle zone di scambio tra pegmatite e roccia incassante.

L'angolo assiale ottico  $2V = -48^\circ$ . L'analisi chimica (pegmatite 163 con paragenesi a muscovite + albite) indica che la muscovite contiene il 13,7% in paragonite (tab. 2). Detto valore corrisponde a quello delle muscoviti che si formano a una temperatura minima di  $520^\circ\text{C}$  (DEER, HOWIE, ZUSSMAN [1963] vol. 3, pag. 24).

Il *granato* è poco frequente e comunque limitato alle pegmatiti che attraversano rocce granatifere. Il granato si presenta in cristalloblasti di colore bruno, bruno-rossastro.

L'analisi chimica (tab. 2) indica che si tratta di termini formati essenzialmente da almandino, di composizione analoga a quella dei granati delle metadioriti incassanti (CAPEDRI [1971]), come si può dedurre dal confronto dei valori sotto riportati (\*):

|             | granato 146 | media di 4 analisi di granati<br>delle metadioriti |
|-------------|-------------|--|
| almandino   | 60,0        | 57,9   |
| piropo      | 17,8        | 18,2   |
| spessartite | 6,9         | 5,2  |
| andradite   | 4,5         | 2,7  |
| grossularia | 10,8        | 14,2   |

(\*) Le percentuali sono state calcolate secondo il metodo usato da DEER, HOWIE, ZUSSMAN [1962].

Probabilmente si tratta di granati assimilati dalle rocce incassanti e poi ricristallizzati entro le pegmatiti.

Gli accessori sono rappresentati da *apatite* e *zircone*. I minerali opachi sono *ilmenite* e *limonite*. Sono presenti minerali di facies epizonale: *epidoti*, *clorite*, *prehnite*, *calcite*, *titanite*.

Il chimismo delle pegmatiti del gruppo B si inquadra bene in quello di rocce granitiche con tendenza sodico-potassica.

#### IV) **Micrograniti**

Sono limitati a due filoncelli di 5 cm di spessore, affioranti al Ponte della Gula, che fanno parte di un filone complesso a struttura simmetrica, formato al contatto con le metadioriti dai due filoncelli microgranitici (269A), al centro da un piccolo filone basico (269B) e, in posizione intermedia, da due filoncelli pegmatitici (269C). Al contatto tra filone basico e pegmatite si osservano lembi microgranitici.

La differenza fondamentale tra le due rocce filoniane acide è data dalla grana; inoltre la biotite è presente nel microgranito in minute lamelle con disposizione parallela all'andamento del filone; nella pegmatite, invece, è in grosse lamelle con disposizione normale alla direzione del filone.

La composizione mineralogica è la stessa di quella della pegmatite e precisamente si osservano: *microclino* con strutture runiche; *quarzo*, in grossi cristalloblasti metasomatici; *plagioclasio* albitico con grosse antipertiti, al quale si associa, ma raro, anche un plagioclasio con 35% in An; *biotite*, scarsa e pleocroica dal giallo, al bruno-quasi nero. Accessori sono lo *zircone*, l'*apatite*, l'*allanite*. Sono presenti *minerali opachi*, *clorite* e *epidoti*.

Il chimismo del microgranito (tab. 1) non si scosta da quello della pegmatite associata.

La messa in posto delle due rocce filoniane acide è stata evidentemente favorita dalla presenza del filone basico: lungo le superfici di contatto con la roccia incassante si sono introdotte le soluzioni acide che hanno dato origine prima al microgranito; poi si sono insinuate lungo il piano di contatto microgranito-filone basico e hanno dato origine al filone pegmatitico. Lo scollamento tra roccia microgranitica e filone basico non è stato completo, cosicché si osservano lembi di microgranito tra pegmatite e filone basico. Probabilmente il microgranito si è formato in ambiente di stress, come

è dimostrato dalla disposizione della biotite che conferisce alla roccia un aspetto orientato. La pegmatite, invece, si sarebbe formata in ambiente di distensione come è dimostrato dalla giacitura della biotite: è noto, infatti, che i minerali dei filoni che si formano in ambiente di distensione, si dispongono normalmente alle salbande dei filoni stessi.

La simmetria del filone potrebbe essere spiegata pensando anche ad una piega strettamente isoclinale, di cui il filone basico occuperebbe la posizione assiale; tuttavia, non è stato possibile osservare la cerniera di questa piega supposta.

#### V) Filoni ad albite, prehnite, epidoti, quarzo

In corrispondenza di zone di forti dislocazioni che hanno interessato le rocce basiche della Formazione e localmente anche i filoni basici e acidi, si sono formate rocce di colore chiaro-verdognolo che permeano le rocce incassanti e che possono assumere andamento filoniano.

Sono composte prevalentemente da: *albite*, *epidoti*, *prehnite*, *quarzo* e, subordinatamente, da *tremolite-actinoto*, *clorite*, *serpentina*, *sericite*, *titanite*, *minerali opachi*, *apatite*.

Detti minerali variano in percentuale da filone a filone; l'analisi volumetrica di un campione (90) è riportata nella tab. 1. Le suddette paragenesi sono caratteristiche di un metamorfismo di tipo epizonale che può essersi attuato in concomitanza con le azioni di dislocazione di età alpina.

#### CONCLUSIONI PETROGENETICHE

Da quanto sopra esposto, si può concludere che i filoni che sono contenuti nelle rocce della formazione basica Ivrea-Verbanese, affioranti nella zona studiata, sono rocce polimetamorfiche che presentano una evoluzione petrogenetica analoga a quella osservata per le rocce incassanti.

Infatti, i *filoni basici* manifestano i segni di due metamorfismi sovrapposti. Al primo metamorfismo va collegata la formazione di pirosseni, plagioclasio molto calcico, ilmenite. Ad esso è seguito un atto metamorfico a carattere retrogrado che ha condotto alla trasformazione dei pirosseni e del plagioclasio calcico in orneblenda e

in plagioclasio meno calcico, alla formazione di biotite, oltre che alla trasformazione dell'ilmenite in titanite.

Per analogia con le rocce incassanti, il primo atto metamorfico può essere attribuito alla subfacies delle granuliti pirosseniche, mentre il secondo deve essersi attuato tra le subfacies delle granuliti anfiboliche e la facies delle anfiboliti. Le rocce sono state infine interessate da un metamorfismo in facies epizonale, che ha condotto localmente a paragenesi ricche in tremolite-actinoto.

Le *pegmatiti del gruppo A* sono caratterizzate dalla presenza di corindone e/o mesopertiti, che si associano ad albite e a K-feldspato.

La formazione delle pegmatiti corindonifere è questione complessa e controversa. Infatti, originariamente esse sono state considerate come prodotto di cristallizzazione primaria di un magma ricco in allumina (LAWSON [1903]); in seguito, tuttavia, la loro genesi è stata connessa con un arricchimento in  $Al_2O_3$ , diretto o indiretto e avvenuto secondo svariate modalità, su un originario differenziato acido (LARSEN [1928]; SOKOLOV [1931]; BRANDT [1946]; BERTOLANI [1957]; ROSE [1957]; HATCH, WELLS, WELLS [1961], pag. 285; ROSSI [1968]; LOSCHI GHITTONI [1969]).

Una genesi magmatica di queste pegmatiti è poco probabile. Infatti, secondo YODER e EUGSTER [1955], le rocce granitiche sono sempre molto povere in  $Al_2O_3$ : di 1640 rocce analizzate a composizione granitica (graniti, rioliti, pegmatiti, apliti, etc.) circa il 37% non presenta corindone normativo e comunque il contenuto medio in corindone normativo di tutte le rocce considerate è di 1,23%. YODER e EUGSTER affermano che un aumento del 2% in  $Al_2O_3$  rispetto la composizione eutectica nel sistema  $K_2O-Al_2O_3-SiO_2$ , (sistema al quale devono essere riferite le pegmatiti qui studiate), aumenta la temperatura del liquido di 180°C. Perciò, in un magma un piccolo aumento in corindone normativo causa un forte aumento nella temperatura di fusione. Ciò significa che anche i magmi granitici di più alta temperatura difficilmente contengono molta allumina in eccesso rispetto a quella richiesta per la formazione dei feldspati; essi, perciò, difficilmente possono dare corindone. Nelle rocce filoniane della formazione basica, invece, il corindone può raggiungere il 23,4% (pegmatite 241) e il 32% (pegmatite del Croso della Gavala).

Secondo recenti vedute il corindone può formarsi come prodotto di fusione incongruente di plagioclasio in condizione di alta pressione (LINDSLEY [1968]): in particolare, a 10 kb, pressione che

equivale come profondità alla base della crosta terrestre, l'anortite comincia a dare corindone; con l'aumento della pressione fondono incongruentemente plagioclasti sempre più acidi, con formazione di corindone, finché a 32 kb fonde l'albite con formazione di giadeite.

Anche secondo YODER [1968] la formazione di corindone in certe rocce plagioclastiche potrebbe essere dovuta a fusione incongruente del plagioclasio in sistemi sottoposti a pressioni dell'ordine di 20 kb, valore che corrisponde alla profondità del mantello superiore.

Il filone corindifero del Croso della Gavala, Val Sesia (ROSSI [1968]), che è composto per il 61,4% da plagioclasio al 39% in An, e per il 32% da corindone, secondo le tesi sopra esposte, potrebbe essersi formato da un originario plagioclasio basico formante una banda leucocrata inserita nelle granuliti. Una simile genesi, tuttavia, non sembra accettabile in generale per il corindone delle pegmatiti della Formazione basica, in quanto le granuliti anortositiche che sono associate alle granuliti basiche, non presentano mai corindone. D'altra parte la formazione di corindone nella pegmatite del Croso della Gavala è stata messa in relazione ad un arricchimento indiretto di  $Al_2O_3$  prodotto per desilicizzazione sulla roccia di partenza probabilmente già iperalluminifera (ROSSI [1968]).

Resta comunque il fatto che, secondo gli studi sperimentali, il corindone si può formare sotto pressioni che superano i 10 kb. Ciò concorda con le vedute di TURNER e VERHOOGEN ([1960] pag. 555) i quali, nel metamorfismo tettonico, attribuiscono il corindone alla subfacies delle granuliti pirosseniche. Non va dimenticato a tale riguardo che nella Formazione basica Ivrea-Verbanese (ROSSI [1968]), così come in formazioni granulitiche classiche come quelle indiane (WELLS [1956]; COORAY, KURNARAGELI [1960]), il corindone è stato osservato in rocce di facies granulitica.

Un elemento di grande interesse e nuovo per quanto mi risulta sulle pegmatiti corindonifere, è la presenza di *mesopertiti* nelle pegmatiti studiate. Dette mesopertiti indicano una temperatura di formazione superiore a 700°C per le pegmatiti di appartenenza.

E' ampiamente noto ed accettato che le mesopertiti si formano in ambiente metamorfico e che sono limitate a zone granulitiche. HOLLAND ([1900] pag. 144) e ESKOLA ([1952] pag. 149) in particolare, affermano: «*one of the most specific characteristics of the granulites is the occurrence of hair-perthite*», che è l'aspetto classico delle mesopertiti.

Le pegmatiti con mesopertiti e quelle con mesopertiti e corin-

done, devono quindi essersi formate in ambiente granulitico, cioè in ambiente di forte pressione e di alta temperatura; le prime per cristallizzazione di un mobilizzato acido a chimismo granitico (pegmatite 220), le seconde, o per trasformazione di preesistenti differenziati leucocrati arricchiti in allumina, o per cristallizzazione e contemporaneo arricchimento diretto o indiretto in  $Al_2O_3$  di mobilizzati acidi.

A questo metamorfismo ne è seguito uno a carattere retrogrado che ha condotto alla trasformazione delle mesopertiti in albite e in microclino (a tale proposito va ricordato che le mesopertiti sono state osservate in pegmatiti di facies granulitica, mentre invece sono assenti in quelle di facies anfibolitica: RAMBERG [1956]), dell'ortoclasio in microclino e, in debolissima misura, del corindone in biotite: cioè, ha condotto alla formazione di paragenesi caratteristiche delle *pegmatiti del gruppo B*.

Queste ultime sono posteriori ai filoni del gruppo A (come è chiaramente indicato dalle caratteristiche strutturali delle pegmatiti 135 e 241), rispetto ai quali si sono formate in condizioni metamorfiche più basse. Lo dimostrano l'assenza in essi di mesopertiti, di ortoclasio peritico e di corindone, e la presenza, invece, di albite con grosse antipertiti (che si formano almeno in parte per ricristallizzazione delle mesopertiti originarie), di microclino non peritico e di muscovite; la composizione della muscovite, in particolare, indica una temperatura di formazione di 520°C. Inoltre le caratteristiche chimiche dei granati concordano con quelle osservate negli stessi minerali delle metadioriti incassanti; più precisamente sono ricchi in almandino, come caratteristicamente avviene per i granati di facies anfibolitica.

E' logico pensare, quindi, che le pegmatiti (e con esse i micrograniti) si siano formate nella stessa facies delle rocce incassanti e cioè nella facies delle anfiboliti.

Dette pegmatiti, che hanno il chimismo di rocce granitiche, possono essersi formate, almeno in parte, per rifacimento in facies di retrocessione delle originarie pegmatiti del gruppo A; oppure possono essersi impostate su pegmatiti del tipo A o su filoni basici in seguito a introduzione di materiale acido che ha trovato facile via di penetrazione in corrispondenza di preesistenti filoni; infine, possono essersi formate per riempimento di fratture reali o potenziali da parte di mobilizzati acidi circolanti.

Tutti i filoni hanno risentito più o meno sensibilmente di un debole metamorfismo in facies epizonale.

*Ringraziamenti*

Ci è gradito ringraziare il Prof. Bertolani dell'Università di Modena, la cui esperienza sui problemi del metamorfico alpino è stata di grande aiuto nella interpretazione dei fenomeni qui descritti.

Un ringraziamento particolare desideriamo rivolgere al Prof. Marinelli dell'Università di Pisa, che molto cortesemente si è interessato al nostro lavoro e che ci è stato prodigo di utili suggerimenti.

## BIBLIOGRAFIA

- ARTINI E., MELZI G. (1900) - Ricerche petrografiche e geologiche sulla Valsesia. *Mem. R. Ist. Lomb. Sci. Lett.*, **18**, 219-390.
- BERTOLANI M. (1954) - Contributo allo studio petrografico della cosiddetta «formazione diorito-kinzigitica»: ricerche in Val Sabbiola (Valsesia). *Rend. Soc. Min. It.*, **10**, 91-207.
- BERTOLANI M. (1957) - La posizione petrogenetica di alcuni filoni corindoniferi della Val Sabbiola (Valsesia). *Rend. Soc. Min. It.*, **13**, 120-130.
- BRANDT J. W. (1946) - Corundum «indicator» basic rocks and associated pegmatites in the northern Transvaal. *Trans. Geol. South Africa*, **49**, 51.
- CAPEDRI S. (1968) - Sulle rocce basiche della formazione Ivrea-Verbano. 1. Considerazioni petrografiche e petrogenetiche sulla bassa Val Mastallone. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, **48** (1), 193-112.
- CAPEDRI S. (1971) - Sulle rocce della Formazione basica Ivrea-Verbano. 2. Petrografia delle granuliti e rocce derivate affioranti nella Val Mastallone (Vercelli) e loro evoluzione petrogenetica. *Boll. Soc. Geol. It., Mem.*, in corso di stampa.
- COORAY P. G., KURNARAGELI P. S. (1960) - Corundum in biotite-sillimanite gneiss from near Palgahawela, Ceylon. *Geol. Mag.*, **97**, 480-487.
- DEER W. A., HOWIE R. A., ZUSSMAN J. (1962) - Rock forming minerals. 1. Longmans, Londra etc.
- ESKOLA P. (1952) - On the granulites of Lapland. *Am. Jour. Sci.*, Bowen Vol., 133-171.
- GOTTARDI G. (1971) - Recenti progressi nel campo della sintesi dei feldspati. *Rend. Soc. It. Miner. Petr.*, in corso di stampa.
- HATCH F. H., WELLS A. K., WELLS M. K. (1961) - Petrology of the igneous rocks. Thomas Murby & Co, Londra.
- HOLLAND T. H. (1900) - The charnockite series, a group of Archean hypersthene rocks in peninsular India. *Geol. Surv. India, Mem.*, **28**, 119-249.
- LARSEN E. S. (1928) - A hydrothermal origin of corundum and albite bodies. *Econ. Geol.*, **23**, 398.
- LAWSON A. C. (1903) - Plumosite an oligoclase-corundum rock. *Univ. Cal. Publ. Bull. Dept. Geol.*, **3**, 219-229.
- LINDSLEY D. H. (1968) - Melting relations of plagioclases at high pressures. In: Origin of Anorthosite and related rocks. Yugvar W. Isachsen, New York, 39-46.
- LOSCHI GHITTONI A. G. (1969) - Nuove manifestazioni corindonifere nella Val Sessera (Vercelli). *Rend. Soc. It. Miner. Petr.*, **25**, 521-538.

- RAMBERG H. (1956) - Pegmatites in West-Greenland. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **67**, 185-213.
- ROSE R. L. (1957) - Andalusite and corundum bearing pegmatites in Yosemite National Park, California. *Am. Miner.*, **42**, 635-647.
- ROSSI A. (1968) - Le rocce corindonifere del «Croso della Gavala» (Valsesia-Vercelli). *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, **48** (1), 67-74.
- SOKOLOV G. A. (1931) - The corundum plagioclases of Kaslinskaia Dacha in the Urals. *Trans. Geol. Prosp. Service, USSR*, **56**, 3 (M.A. 6-436).
- TURNER F. J., VERHOOGEN J. (1960) - *Igneous and metamorphic Petrology*. McGraw-Hill Book Company, Inc. New York etc.
- WELLS A. J. (1956) - Corundum from Ceylon. *Geol. Mag.*, **93**, 25-31.
- YODER H. S. Jr. (1968) - Experimental studies bearing on the origin of Anorthosite. In: *Origin of Anorthosite and related rocks*. Yugvar W. Isachsen, New York. 13-22.
- YODER H. S., EUGSTER H. P. (1955) - Synthetic and natural muscovites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **8**, 225-280.

(*ms. pres. il 15 dicembre 1971; ult. bozze il 31 gennaio 1972*).