

GIUSEPPE PICCARRETA e GIORGIO ZIRPOLI (\*)

OSSERVAZIONI GEOLOGICO-PETROGRAFICHE  
NELLA ZONA DEL MONTE REVENTINO

(CALABRIA)

RIASSUNTO. — Si riferiscono i risultati di ricerche a carattere geologico-petrografico condotte nella zona del Monte Reventino, sulle propaggini sud-occidentali della Sila Piccola.

Considerazioni geologiche hanno portato ad attribuire le rocce ivi affioranti a due complessi: *complesso « granitico »* e *complesso filladico*.

Nel primo complesso sono stati riconosciuti: granodioriti e quarzodioriti biotitico-anfiboliche, scisti metamorfosati per contatto variamente intersecati da filoni acidi, nonchè gneiss occhiadini cataclastici. Nel secondo complesso sono stati individuati: quarziti con intercalazioni di calcari, filladi quarzifere e scisti a cloritoide.

Nel complesso filladico sono stati distinti due gruppi; il passaggio dall'uno all'altro è evidenziato da uno hiatus di grado metamorfico. Un gruppo è costituito da rocce (quarziti) che hanno subito un metamorfismo così blando da lasciare ancora riconoscere chiaramente l'originaria struttura elastica, l'altro gruppo è costituito da tipi petrografici (filladi quarzifere e scisti a cloritoide) appartenenti alla facies degli *scisti verdi* al limite fra la subfacies « *quarzo-albite-muscovite-clorite* » e la subfacies « *quarzo-albite-epidoto-biotite* » della serie di facies *barroviana*.

Gli Autori, in base a motivi geologici e petrografici, fanno considerazioni sulla età relativa dei terreni che costituiscono i sopra citati gruppi.

SUMMARY. — The note sets forth the results of geological and petrological investigations in the Mount Reventino area which lies at the southwestern extremity of the Sila Piccola plateau.

Geological considerations indicate that the rocks' outcropping here belong to either the « *granite* » complex or the *phyllite* complex.

Granodiorites and amphibole-biotite-quartz-diorites, contact metamorphosed schists variously interspersed with acidic veins, and cataclastic augen gneiss have

---

(\*) Dell' Istituto di Mineralogia e Petrografia di Padova, attualmente professore incaricato presso l' Università di Bari.

been recognized in the former, and quartzites with limestone intercalations, quartziferous phyllites and chloritoid schists in the latter.

Two groups have been identified in the phyllite complex, the passage from the one to the other being marked by a metamorphic grade hiatus. One group consists of rocks (quartzites) in which metamorphism has been so slight that the original elastic structure is still recognizable. The other contains rocks such as quartziferous phyllites and chloritoid schists which belong to the *green schist* facies lying on the border between the « quartz-albite-muscovite-chlorite » subfacies and the « quartz-albite-epidote-biotite » subfacies of the *barrovian* facies.

The Authors have drawn certain conclusions as to the relative age of the ground making up the groups in question, basing these on geological and petrological indications.

### Premessa.

Nella presente nota <sup>(1)</sup> vengono esposti i risultati di ricerche a carattere geologico-petrografico da noi effettuate nella zona del Monte Reventino, sulle propaggini sud-occidentali della Sila Piccola (fig. 1) a nord di Nicastro (F° 236; II SO, II SE).

Le prime notizie sull'area in questione si ricavano dai rilievi di E. CORTESE (1890) per la Carta Geologica d'Italia e dalle relative Memorie descrittive (1895). Successivamente QUITZOW (1935) e più di recente DUBOIS (1963) hanno accennato all'esistenza di « serpentine » al Monte Reventino. Un riferimento più specifico si trova in una recente nota di DUBOIS (1966 a) nella quale si discute la posizione geologica dei « graniti » dell'asse Decollatura-Conflenti.

Come si può notare la bibliografia relativa alla zona è piuttosto scarsa e in particolare mancano studi petrografici sulle formazioni ivi affioranti.

Nella zona da noi presa in esame, secondo la carta geologica del CORTESE, affiorerebbero: *scisti lucenti (filladi)*, *serpentine*, *graniti*.

Con queste ricerche, da noi condotte in piena collaborazione, ci siamo proposti di studiare in particolare le rocce indicate come scisti lucenti e solo marginalmente le altre, riservandoci di trattare le « serpentine » in un prossimo lavoro già in elaborazione.

---

<sup>(1)</sup> Questo lavoro s'inserisce nel quadro degli studi sulle rocce del « cristallino » della Calabria, intrapresi sotto gli auspici del CNR, dalla Sezione Petrografica dell'Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università di Bari.

Ringraziamo sentitamente il Prof. O. HIEKE MERLIN per la lettura critica del lavoro e per le utili discussioni.

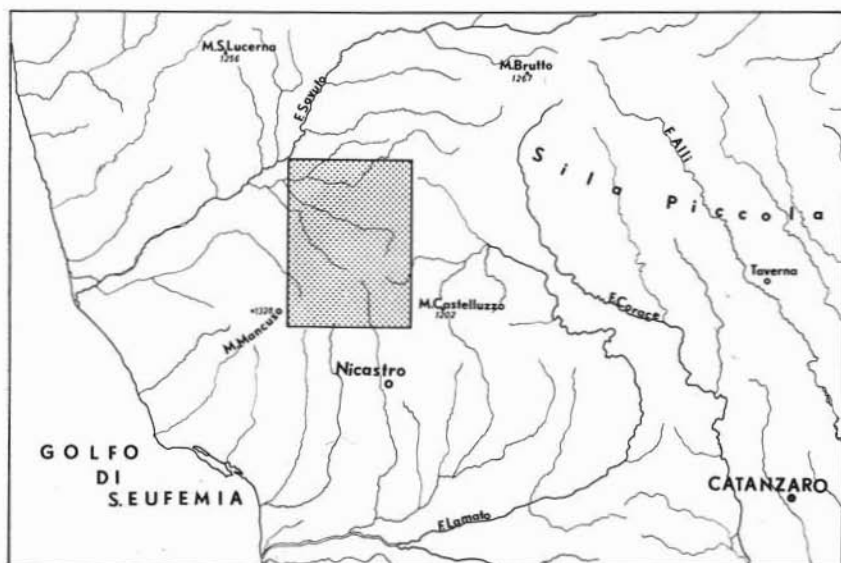


Fig. 1. — Localizzazione dell'area rilevata.

### Cenni geologici.

Le rocce più rappresentate nella zona sono gli *scisti filladici*; a questi si intercalano masse allungate, disposte secondo un allineamento NO-SE, di « *pietre verdi* » e di rocce a tutt'oggi definite come *graniti*.

Motivi di ordine tettonico, come sarà specificato in seguito, ci hanno indotto a raggruppare queste rocce, escludendo le « *pietre verdi* », in due complessi: un *complesso filladico*, comprensivo di quarziti, filladi quarzifere e scisti a cloritoide ed un *complesso granitico* costituito da plutoniti (<sup>2</sup>), da scisti cristallini più o meno profondamente metamorfosati per contatto (intersecati da numerosi filoni aplitici, pegmatitici e « *granitici* ») e da gneiss occhiadini cataclastici.

La zona del Monte Reventino è stata interessata da una tettonica a pieghe, resa complicata da fratture e faglie.

(<sup>2</sup>) Costituite, come si vedrà in seguito, da granodioriti e quarzodioriti biotitico-anfiboliche.

Gli assi delle pieghe hanno prevalentemente direzione compresa fra N20°O e N40°O; analogo è pure l'andamento degli assi delle micropieghe. Questi nostri dati concordano sostanzialmente con quelli riscontrati da DUBOIS e GLANGEAUD (1965) nella regione meridionale della Sila.

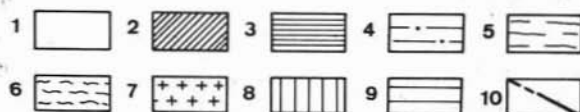
I piani di scistosità delle metamorfiti hanno prevalentemente direzioni comprese tra N20°O e N40°O; a luoghi però, sono state riscontrate per essi direzioni che se ne discostano (frequenti sono quelle secondo E-O).

Gli seisti cristallini non di rado sono intensamente pieghettati con formazione di anisotropie planari  $S_2$ . Nei letti micacei la scistosità  $S_2$  tende a diventare parallela ai piani assiali delle micropieghe e a sovrapporsi alla scistosità  $S_1$ . Talora in campagna è rilevabile soltanto  $S_2$ .

In merito ai rapporti geologici tra *complesso granitico* e *complesso filladico*, va detto che sono anomali. Ovunque infatti le filladi immergono sotto i « graniti » e al Vallone Miciulo è chiaramente visibile la sovrapposizione del complesso granitico alle filladi con interposizione

### Schizzo geologico-petrografico della zona del Monte Reventino

(A nord di Nicastro, prov. di Catanzaro)



- 1) Frane e detriti.
- 2) « Serpentine ».
- 3) Seisti verdi.
- 4) Quarziti con intercalazioni di rocce carbonatiche.
- 5) Filladi quarzifere.
- 6) Seisti a cloritoide.
- 7) Granodioriti e quarzodioriti biotitico-anfiboliche.
- 8) Gneiss occhiadini cataclastici.
- 9) Seisti metamorfosati per contatto.
- 10) Faglie reali e presunte.

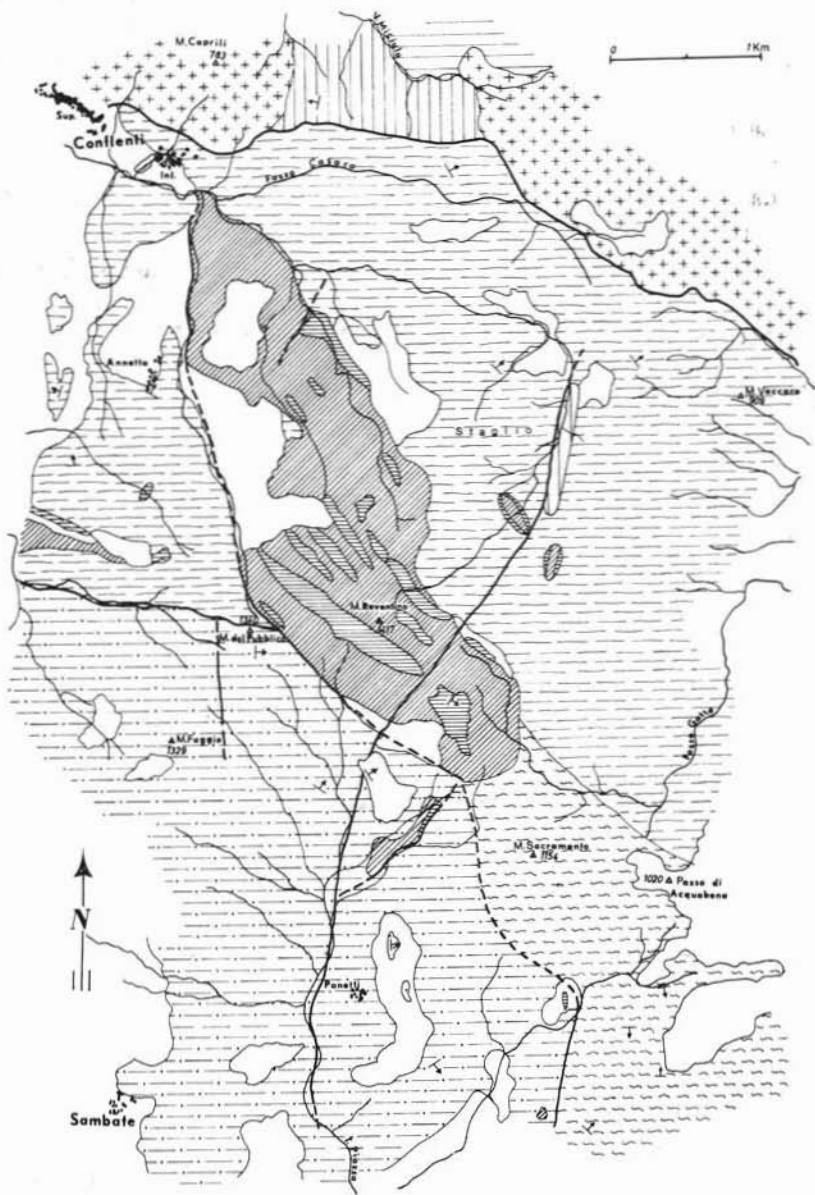


Fig. 2. — Schizzo geologico-petrografico della zona del Monte Reventino.

di una fascia profondamente cataclastica e milonitica. In misura più limitata tale situazione geologica è stata riscontrata nei pressi di C. Staglio ad est del Monte Reventino, dove un piccolo lembo di gneiss cataclastici sovrasta le filladi, anche qui con interposizione di una fascia tettonizzata.

Le rocce intrusive affiorano in due masse separate da scisti più o meno profondamente metamorfosati per contatto e variamente intersecati da filoni pegmatitici, aplitici e « granitici ». Nella compagine filladica sottostante invece, non è stata notata alcuna traccia di metamorfismo termico e non sono stati osservati filoni di alcun tipo. Ciò sembra ulteriormente confermare l'anomalia di rapporti fra il complesso granitico e quello filladico; verosimilmente il primo sarebbe sovrascorso sul secondo. D'altronde situazioni geologiche analoghe sono state riscontrate frequentemente in Calabria ed interpretate in modo analogo (QUITZOW, 1935; DUBOIS e GLANGEAUD, 1965; DUBOIS, 1966 b).

In merito ai « graniti » di questa zona DUBOIS (1966) invece, prende per l'autoctonia e spiega la situazione anomala con la presenza di fratture d'importanza locale L'Autore è portato a questa conclusione perchè ha riconosciuto in più punti gli effetti di metamorfismo di contatto. Nella zona da noi studiata, abbiamo notato tali effetti solo sugli scisti variamente iniettati posti fra le due masse di plutoniti e da noi interpretati come elementi del complesso « granitico ».

Tutta la zona esaminata è inoltre interessata da faglie e fratture. Sono particolarmente evidenti in campagna la faglia che passa per il torrente Piazza con direzione NNE-SSO e quella passante per Monticello del Pubbico con direzione NNO-SSE.

### **Le rocce del complesso filladico.**

Le rocce di questo complesso sono costituite da litotipi diversi, individuabili già macroscopicamente in base ai loro caratteri tessiturali e alla loro composizione mineralogica.

In questo complesso si possono distinguere due gruppi, caratterizzati da un netto hiatus di grado metamorfico. I rapporti giacitureali intercorrenti fra gli stessi sono piuttosto complessi, ma laddove è visibile il contatto, risultano di natura tettonica.

Un gruppo è costituito da quarziti, e subordinatamente da rocce carbonatiche, a grado di metamorfismo molto basso; l'altro gruppo è for-

mato da filladi quarzifere e da scisti a cloritoide a grado di metamorfismo sensibilmente più elevato rispetto alle rocce del gruppo precedente.

Come abbiamo scritto più sopra, in questo lavoro non prendiamo in considerazione le cosiddette « pietre verdi », anche se largamente rappresentate. La loro diffusione, la loro ricchezza in litotipi ed i problemi genetici ad esse legati, ci hanno indotto a studiarle separatamente (3).

#### Il Gruppo.

LE QUARZITI. Queste rocce affiorano a nord e a nord-ovest di Platania (Sambate, Panetti, Monte Faggio, ...). Sono rocce di colore grigiastro per lo più scuro a luoghi con toni verdastri, molto compatte, che presentano scistosità poco evidente in relazione al basso tenore in fillosilicati. Al microscopio mostrano chiaramente l'originaria struttura clastica, solo in parte modificata da una successiva blastesi. La ricristallizzazione è stata molto modesta e ha interessato soltanto la matrice del sedimento originario, mentre i granuli più grossi non hanno subito modificazioni sensibili. Esse risultano costituite in prevalenza da un aggregato cristallino molto minuto, sul quale si distinguono cristalli con dimensioni variabili da 0,06 a 0,42 mm (con maggiore frequenza entro l'intervallo 0,15-0,21 mm). La tessitura in genere è piana e solo raramente, dove la competenza dei materiali lo permette, diventa ondulata.

I granuli più sviluppati sono costituiti da quarzo e subordinatamente da albite. Essi hanno forma grossolanamente isodiametrica, non sono rari tuttavia cristalli allungati secondo la scistosità. Quest'ultima è definita dall'andamento di minute lamelline micacee. Non di rado i fenocristalli di *quarzo* mostrano contorni sfrangiati ed embriciati con i piccoli blasti della massa di fondo. Localmente si possono notare plaghe non molto estese, nelle quali il quarzo assume dimensioni notevolmente superiori; di regola mostra estinzione ondulata.

I cristalli maggiori di *albite*, 0-4% An (4), sono di norma geminati

---

(3) *Le rocce verdi del Monte Reventino*; ricerche in corso da parte di G. PICCARRETA e G. ZIRPOLI.

(4) Le determinazioni dei plagioclasti sono state eseguite al T. U. utilizzando gli stereogrammi e le curve di van der KAADEN e di KOHLER (in TROEGER, 1959) e di SLEMMONS (1962).

secondo l'omonima legge con associazioni di due o più individui. Anche per questo minerale sono evidenti gli effetti delle azioni dinamiche subite dai fenoclasti (estinzione ondulata, incurvatura delle tracce dei piani di contatto).

La matrice di queste rocce è costituita da microblasti di quarzo e albite nonché da minuti lepidoblasti di *clorite* e soprattutto di *sericite*. In qualche raro caso si sono osservate anche lamelline di *biotite* parzialmente alterate in *clorite*, che costituiscono probabilmente relitti del sedimento originario.

Fra gli accessori si rinvencono abbondanti ossidi di ferro in scie che sottolineano la scistosità; sono inoltre presenti *tormalina* verde e bruna e *zirconio*.

Le rocce ora descritte si possono considerare derivate da arenarie con grado di maturità abbastanza elevato, come attesta la netta prevalenza del quarzo sui feldspati (PETTIJOHN, 1958).

LE ROCCE CARBONATICHE. Presso Campochiesa, Panetti e ad ovest di Annetta, nelle quarziti ora descritte, ci sono modeste intercalazioni di *calcari cristallini più o meno micacei*. In queste rocce la *calcite* è presente in quantità estremamente variabile da punto a punto anche su scala microscopica. Nell'ambito di una stessa sezione sottile si passa infatti da zone nelle quali il carbonato di calcio costituisce l'unico minerale presente, ad altre nelle quali prevale la *mica* talora associata a *pigmento carbonioso*. In quest'ultimo caso, questi due componenti definiscono una tessitura fittamente pieghettata. Più di frequente alla *calcite* si associano *quarzo* e *albite* in quantità variabili. Questi minerali possono formare piccole plaghe. Il quarzo e il feldspato sodico costituiscono individui rotondeggianti per lo più di modeste dimensioni con caratteri del tutto analoghi a quelli del quarzo e dell'*albite* delle rocce incassanti. Va notato che la ricristallizzazione del carbonato di calcio è più vistosa dove è assente il pigmento carbonioso.

## Il Gruppo.

LE FILLADI QUARZIFERE. Con questa denominazione indichiamo litotipi diversi aventi in comune il grado metamorfico, che rappresentano le rocce più diffuse nella zona studiata.

I costituenti mineralogici essenziali sono: *quarzo*, *miche* e *feldspati*. A seconda dei rapporti quantitativi fra questi componenti, si



passa da *quarziti filladiche* a *filladi quarzifere* e infine a *paragneiss filladici*. Non mancano termini più o meno riccamente carboniosi.

Queste rocce di colore grigiastro o grigio verdastro, talora con patine rossastre limonitiche, hanno compattezza variabile. La loro scistosità è sempre molto marcata, la tessitura è variabile da piano-scistososa a pieghettata. A luoghi il pieghettamento è stato tanto intenso da portare alla formazione di piani  $S_2$ , l'inclinazione dei quali rispetto ai piani  $S_1$  è in stretta relazione col contenuto in fillosilicati. Nei casi più accentuati, alla primitiva scistosità  $S_1$  si è sovrapposta la scistosità  $S_2$ , cosicchè sul terreno si rileva solo quest'ultima.

Frequentemente si osservano intercalazioni di lenti e letti di quarzo, disposti di norma in concordanza con i piani di scistosità, che per il loro colore biancastro spiccano sul grigio delle rocce disegnando talora ineresature e pieghe complicate.

La consistenza delle filladi è variabile ed è naturalmente in stretta dipendenza dal fattore composizionale. Sono molto frequenti piccole fratture, parallele ai piani di scistosità, che portano ad un accentuarsi della fissilità delle rocce.

Al microscopio si confermano per queste rocce i caratteri tessiturali rilevati in campagna: scistosità più o meno pieghettata, presenza di piani  $S_2$  e in taluni casi sovrapposizione della scistosità  $S_2$  alla  $S_1$ , della quale si osservano solo relitti.

In questi litotipi la differenziazione metamorfica è piuttosto pronunciata e molto spesso si ha alternanza di letti quarzoso-feldispatici con letti costituiti quasi esclusivamente da fillosilicati.

La struttura è per lo più omeoblastica per sviluppo equidimensionale delle specie mineralogiche.

I costituenti principali, in rapporti quantitativi variabili, sono: *quarzo*, *mica chiara*, *clorite* e *feldispato sodico*; come accessori sono presenti: *ossidi di ferro e titanio*, *tormalina*, *epidoti* e *scarsa apatite*.

Il *quarzo* è il più abbondante tra i componenti incolori, presenta estinzione ondulata e spesso dà luogo a strutture pavimentose ed embriciate.

Il *feldispato sodico* è rappresentato da albite, 0-4% An (al T.U.), in quantità molto modeste, tranne che in alcuni tipi particolari (*paragneiss filladici*). I blasti sono in genere geminati polisinteticamente; le leggi di geminazione più comunemente riscontrate sono quella dell'albite e quella del periclino. Non di rado si osservano motivi di deforma-

zioni posteristalline (estinzione ondulata, incurvatura delle tracce dei piani di contatto, fratture con spostamento delle parti).

Dove l'albite è più abbondante, accanto a blasti geminati, analoghi ai precedenti, se ne notano altri i rapporti dei quali con la mica chiara sono tali da far presumere che almeno in parte essi si siano formati a spese di quest'ultima. In questo caso, di norma, non si osservano geminazioni. All'interno di alcuni di questi cristalli si rinvencono scie di opacite (HOLMES, 1928) e di sericite, parallele alla scistosità esterna. E' evidente in questo caso che la blastesi albitica è stata successiva alla deformazione paracrystallina che ha impartito la scistosità generale alla roccia.

Carattere comune del feldispato sodico è che tutti i cristalli non denotano tracce di alterazione.

La *mica chiara* è rappresentata da piccoli lepidoblasti che sottolineano la scistosità. Essa generalmente si associa alla clorite formando letti lepidoblastici; non mancano tuttavia scagliette minute di mica anche nei letti quarzoso-feldispatici.

Piuttosto di frequente si possono osservare lepidoblasti muscovitici con dimensioni nettamente superiori alla norma. Questi sono in genere orientati trasversalmente alla scistosità, mettendo così in evidenza una blastesi posteinematica. Detti lepidoblasti presentano in corrispondenza delle tracce dei piani di sfaldatura inclusioni opacitiche e talora sono concresciuti con clorite.

Tutta la mica chiara mostra di aver subito azioni deformanti successive all'ultimo atto blastico.

Sono stati sottoposti ad analisi diffrattometrica due concentrati quasi puri di questo minerale e il periodo basale è risultato essere:  $d_{002} = 9,86$ . Si tratta quindi di una muscovite a contenuto in molecola paragonitica pari al 40% (5).

La *clorite* è nettamente pleocroica con colori variabili dal verde intenso per  $\beta \cong \gamma$  al verde pallido per  $\alpha$ , presenta colori anomali d'interferenza e  $2V_\alpha$  piuttosto piccolo.

In merito ai rapporti tra deformazioni e blastesi, valgono le stesse considerazioni fatte per la mica chiara.

---

(5) Il contenuto in molecola paragonitica è stato stimato utilizzando l'equazione proposta da ZEN e ALBEE (1964).

Talora i letti micacei presentano chiazze pleocroiche dal giallo al bruno, si osservano inoltre lamelline con analogo pleocroismo. Riteniamo si tratti di biotite in via di formazione.

La *tormalina* è spesso zonata con nuclei bruni e periferie verdi. Nelle filladi presso C. Cacanella questo minerale è presente in quantità rilevante in grossi cristalli molto fratturati.

Gli *ossidi di ferro e titanio* sono piuttosto abbondanti.

Queste rocce si possono considerare derivate da sedimenti pelitici e pelitico-psammitici. L'associazione mineralogica e l'entità della ricristallizzazione indicano un grado metamorfico corrispondente alla *sub-facies* « *quarzo-albite-muscovite-clorite* » con termini di transizione verso la *sub-facies* « *quarzo-albite-epidoto-biotite* » della *facies* degli *scisti verdi* di ESKOLA (TURNER e VERHOOGEN, 1960).

GLI SCISTI A CLORITOIDE. Affiorano lungo una fascia, interposta tra le filladi quarzifere e le quarziti, che si estende con direzione nord-ovest sud-est fra il passo di Acquabona e il Monte Reventino. Sono rocce ricche in fillosilicati, di colore grigio, con locali passaggi al grigio rossiccio per impregnazione di idrossidi di ferro. La scistosità rilevabile sul terreno è sempre molto marcata e spesso è determinata dalla sovrapposizione di una anisotropia planare  $S_2$  su preesistenti piani  $S_1$  fortemente pieghettati. I relitti di questi ultimi si possono notare in alcuni casi soltanto al microscopio.

Come è già stato osservato in numerose aree filladiche (D'AMICO, 1961 e 1964; SASSI e ZIRPOLI, 1965 e 1968), lo sviluppo e l'orientazione de piani  $S_2$  sono in stretta dipendenza con l'abbondanza di letti ricchi in fillosilicati; è evidente che l'ultrapieghettamento dei piani  $S_1$  e la susseguente formazione di piani  $S_2$  si può verificare soltanto in letti formati da minerali che nei confronti delle sollecitazioni hanno comportamento plastico.

La struttura è eteroblastica per la presenza in più punti di porfiroblasti di granato grossi anche un millimetro. Lo studio al microscopio mette in chiara evidenza i caratteri tessiturali e strutturali rilevati in campagna e in più rivela che in questi scisti cristallini si è avuta una differenziazione metamorfica abbastanza sviluppata, analogamente a quanto si è verificato per le filladi quarzifere.

I componenti mineralogici fondamentali sono: *quarzo*, *mica chiara*, *cloritoide*, *feldispato* e in alcuni casi *granato*.

Il *quarzo*, che a luoghi prevale sugli altri componenti, presenta caratteri simili a quelli già descritti per il quarzo delle filladi quarzifere. Anche in queste rocce mostra di aver subito deformazioni meccaniche, rese evidenti da marcata estinzione ondulata e talora da intensa fratturazione.

La *mica chiara* è presente sia sotto forma di sericite, sia in lamelle ben sviluppate disposte parallelamente alla scistosità. Non di rado tuttavia si osservano lamine di dimensioni maggiori orientate a caso, la cristallizzazione delle quali deve essere senz'altro riferita ad un attoblastico successivo al pieghettamento dei piani  $S_1$  e alla formazione di quelli  $S_2$ .

Riprese diffrattometriche hanno messo in evidenza la presenza di due tipi di mica chiara, aventi diverso periodo basale ( $d_{002} = 9,65-9,67$ ;  $9,92-10,01$ ), a contenuto in molecola paragonitica oscillante tra 86% e 89% per una e tra 5% e 26% per l'altra. Il contenuto in molecola paragonitica è stato stimato utilizzando l'equazione proposta da ZEN e ALBEE (1964).

Anche in queste rocce, come nelle filladi quarzifere, i letti lepidoblastici assumono qua e là una colorazione a chiazze con evidente pleocroismo su toni bruni; ciò probabilmente denota un inizio di neoblastesi biotitica. Si osservano inoltre, anche se raramente, minute scagliette biotitiche.

La *clorite* (dal caratteristico pleocroismo su toni del verde e colori di interferenza anomali) ha in genere dimensioni molto piccole. Spesso forma concrescimenti con la mica chiara e in questo caso può dare origine a piccole lenti allungate secondo la scistosità, nell'interno delle quali i due componenti sono disposti trasversalmente alla scistosità stessa.

Il *cloritoide* è presente con abito lamellare sia in piccoli individui sia in porfiroblasti grossi fino a 1 mm, spesso geminati con piano di contatto (001). Presenta: forte rifrazione; pleocroismo intenso con colori di assorbimento  $\alpha$  = verde azzurro,  $\beta$  = verdino,  $\gamma$  = incolore o giallino; colori di interferenza anomali e forte dispersione delle bisettrici. Riprese diffrattometriche hanno agevolato il riconoscimento di questa specie mineralogica.

Per quanto riguarda i rapporti fra deformazioni e cristallizzazione del cloritoide, essi sono quanto mai vari. I cristalli infatti possono essere orientati parallelamente ai piani di scistosità  $S_2$  oppure segnare l'andamento delle cerniere delle micropieghe  $S_1$  o essere distribuiti in

modo del tutto casuale assumendo a volte disposizione raggiata. Ne consegue quindi che la blastesi del cloritoide non può inquadarsi in un solo episodio. Essa piuttosto deve essersi prolungata nel tempo.

Il *feldispato sodico*, rappresentato da un termine albitico con 0-3% An (al T.U.), si rinviene in quantità variabili, sempre modeste. Nei letti quarzosi è in genere geminato polisinteticamente, mentre nei letti micacei o non presenta geminazione o più raramente si rinviene in associazioni di due individui.

Nei letti micacei i granoblasti albitici hanno spesso contorni sfumati e contengono scie di lamelle sericitiche, che ripetono all'interno del minerale ospite il motivo tessiturale della roccia. E' evidente quindi che la cristallizzazione di questa albite è post-cinematica e si è verificata in ambiente statico successivamente alla formazione della scistosità  $S_2$ .

Il *granato*, in porfiroblasti grossi fino a qualche millimetro, mostra limiti cristallini ben definiti se in matrice micacea, forme irregolari ed una spiccata peciloblastesi negli altri casi.

In taluni cristalli si nota la disposizione ad S delle inclusioni (costituite essenzialmente di piccoli granoblasti allungati di quarzo) con perfetto raccordo tra  $S_i$  ed  $S_e$  (struttura « a palla di neve » di SPRY, 1963). Tenendo conto che la scistosità attuale per queste rocce è  $S_2$ , se ne ricava che la cristallizzazione di questi granati è stata contemporanea alla formazione di  $S_2$ .

In altri individui invece, pur essendo presenti le solite inclusioni di quarzo, non si riesce a vedere alcun rapporto tra blastesi e deformazioni. Il granato inoltre mostra di aver subito intense azioni cataclastiche e risulta pertanto smembrato in piccoli frammenti; presenta anche una parziale trasformazione in clorite.

Fra i componenti accessori si notano: *ilmenite*, *ossidi di ferro* e *tormalina*.

Carattere comune per queste rocce, come per le filladi quarzifere precedentemente descritte, è che presentano effetti ben marcati di azioni dinamiche tradotte in una cataclasi piuttosto spinta di alcune specie mineralogiche (quarzo, granato).

In base alla paragenesi, in particolare per la presenza di cloritoide e paragonite, queste rocce si devono considerare derivate da sedimenti pelitici e pelitico-psammitici ferriferi e particolarmente alluminiferi; esse si inquadrano nella facies degli *scisti verdi*: *subfacies* « *quarzo-albite-clorite-muscovite* » al limite con la *subfacies* « *quarzo-albite-epidoto-biotite* » (TURNER and VERHOOGEN, 1960).

### Le rocce del complesso granitico.

Come è già stato messo in evidenza, nel « complesso granitico » rientrano litotipi diversi facenti parte della stessa unità tettonica. Si tratta di rocce intrusive, di scisti cristallini più o meno profondamente metamorfosati per contatto e di gneiss occhiadini cataclastici. Poichè questi tipi affiorano solo al limite della zona rilevata, non si è potuto procedere allo studio approfondito degli stessi; ci si limiterà pertanto a darne le caratteristiche petrografiche essenziali.

LE ROCCE INTRUSIVE. Affiorano lungo la strada che da Decollatura porta a Conflenti, in due masse distinte.

Le plutoniti, come è norma in Calabria, sono profondamente alterate così da essere ridotte ad un vero e proprio sabbione; piuttosto rari sono gli affioramenti di roccia sana. A luoghi, sono visibili concentrazioni di minerali femici a forma di lenti più o meno allungate, che spiccano con particolare evidenza soprattutto là dove la roccia è profondamente degradata.

Frequenti sono in queste masse fratture, diaclasi e segni di laminazione collegabili con tutta probabilità all'ipotizzato carreggiamento di queste rocce sulle filladi quarzifere. I campioni esaminati sono risultati essere: *quarzodioriti biotitico-anfiboliche e granodioriti*.

Le *quarzodioriti biotitico-anfiboliche* sono associate alle *granodioriti* alle quali a luoghi fanno passaggio, come ad esempio lungo la strada che da Decollatura porta a Motta S. Lucia e nella zona compresa fra il Vallone Miciulo e Conflenti. Macroscopicamente mostrano struttura granulare, grana media e colore grigio chiaro con sfumature su toni verdastri (Marignano, ...) in relazione alla cloritizzazione dei componenti femici (biotite e anfiboli).

Al microscopio queste rocce presentano struttura olocristallina granulare ipidiomorfa. I costituenti fondamentali sono: *plagioclasi, quarzo, biotite, anfiboli* ai quali può associarsi il *feldispato potassico* in quantità del tutto subordinata.

I *plagioclasi*, sotto forma di individui idiomorfi o subidiomorfi (anche nei confronti della biotite e dell'anfibolo) sono quasi sempre geminati. Accanto ad individui nei quali le zonature o mancano o sono appena evidenti, se ne rinvencono altri a zonature marcate di tipo normale oscillatorio. I nuclei hanno composizione uniforme e

contorni irregolari; talora risultano quasi del tutto sostituiti dal plagioclasio periferico e pertanto ne rimangono solo relitti informi. Le determinazioni effettuate al T.U. hanno rivelato per le zone più calciche un contenuto in An del 50-53% e per le zone più acide del 30-32%. Gli individui non zonati hanno composizione andesinica col 40-48% An.

I plagioclasii mostrano di aver subito intense azioni cataclastiche; segnate dall'incurvatura dei piani di contatto o dalla marcata estinzione ondulata; sono inoltre molto alterati in special modo al nucleo dei cristalli.

Il *quarzo* sempre presente in plaghe allotriomorfe spesso assai sviluppate, mostra comunemente forte estinzione ondulata e non di rado è cataclasato. Frequentemente in queste plaghe sono inclusi plagioclasii in parte riassorbiti; il limite tra i due minerali è quasi sempre netto. Analoga azione viene esplicita nei confronti della biotite e degli anfiboli, che spesso mostrano contorni lobati.

La *biotite*, in individui perlopiù idiomorfi, include comunemente minerali radioattivi con intensi aloni pleocroici. Essa mostra pleocroismo variabile dal giallino per  $\alpha$  al bruno-rossastro per  $\beta \cong \gamma$ . Non di rado è alterata in clorite, questo processo di trasformazione è più o meno spinto.

L'*anfibolo* si rinviene in quantità variabile e il più delle volte in grossi individui idiomorfi. Il suo colore è verde con un sensibile pleocroismo da verde azzurro per  $\gamma$  a verde marcio per  $\beta$  a verde giallo pallido per  $\alpha$ . Le determinazioni compiute al T.U. in luce monochromatica ( $\lambda = 589 \text{ m}\mu$ ) hanno dato un angolo degli assi ottici  $2V_\alpha$  compreso fra  $70^\circ$  e  $77^\circ$  ed un angolo di estinzione  $c : \gamma$  di  $18^\circ-20^\circ$ .

Piuttosto complessi sono i rapporti paragenetici fra questo minerale e la biotite con la quale è spesso in intima associazione. Nella maggior parte dei casi biotite ed anfibolo mostrano di essere concresciuti parallelamente, denotando così contemporaneità di formazione. Talvolta però l'anfibolo penetra nella biotite lungo i piani di sfaldatura; è evidente in questi casi la sostituzione dell'anfibolo alla biotite.

Il *feldispato potassico* si rinviene in quantità variabili, ma sempre molto modeste, sotto forma di piccole plaghe a evidente carattere interstiziale.

I componenti accessori sono rappresentati da *apatite*, *ossidi di ferro*, *zircono*, *epidoto* e *titanite*.



Le *granodioriti* differiscono dalle facies ora descritte per un minor contenuto in minerali femici e per l'assenza di anfibolo.

Al microscopio i componenti essenziali risultano essere: *plagioclassi*, *quarzo*, *feldispato potassico* e *biotite*. In questi litotipi il *feldispato potassico*, molto più abbondante che nelle *quarzodioriti* biotitico-anfiboliche, si presenta in granuli allotriomorfi ed in plaghe a carattere interstiziale. I cristalli, non alterati, sono scarsamente perititici e mostrano geminazione a graticcio piuttosto sfumata, tipica del microclino. Al contatto fra plagioclassi e feldispato potassico si notano piccoli bordi mirmechitici. Frequentemente il feldispato potassico ha esercitato azione corrosiva sui plagioclassi sostituendosi in parte a questi ultimi. Evidenti sono inoltre gli effetti del riassorbimento da parte di questo componente nei confronti della biotite.

Sulla base delle determinazioni effettuate al T.U., i *plagioclassi* di queste rocce risultano avere contenuti in An variabili dal 35% al 43%, con valori massimi di 46-48% An per alcuni relitti sfumati nei nuclei.

Gli altri minerali hanno caratteri uguali a quelli già illustrati per le *quarzodioriti*.

Sono state eseguite due analisi chimiche (tab. 1), una per ogni tipo di roccia scelto tra i campioni più rappresentativi.

I dati analitici mettono in evidenza che le due rocce considerate rappresentano tipi di transizione tra rocce persiliciche e rocce mesosiliciche. Questo carattere viene confermato dai valori di  $q_z$ . Si tratta comunque di rocce a elevato grado di silicizzazione come rivelano i valori del coefficiente  $S_i^o$ .

La formula magmatica secondo NIGGLI mette in evidenza che la roccia di cui all'analisi n. 1, ha un chimismo corrispondente a quello di tipi dei *magmi dioritico-quarziferi* di serie alcali-calcica (*isofali* o *prossimi all'isofalia*, *mediamente alcalini* e *mediamente calcici*) con caratteri intermedi tra quelli del *tipo dioritico quarzifero normale* e quelli del *tipo tonalitico*. I valori dei coefficienti magmatici della roccia corrispondente all'analisi chimica n. 2 sono confrontabili con quelli dei tipi *granodioritico normale* e *leucotonalitico* dei *magmi granodioritici* di serie alcali-calcica (*salici*, *mediamente alcalini* e *mediamente calcici*).



TABELLA 1

	n. 1	n. 2
SiO <sub>2</sub>	59,25	63,92
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,12
TiO <sub>2</sub>	0,98	0,67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,99	18,08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,10	2,43
FeO	4,53	1,58
MnO	0,08	0,06
MgO	3,46	2,14
CaO	5,13	4,59
Na <sub>2</sub> O	2,97	3,33
K <sub>2</sub> O	2,24	1,89
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,23	0,16
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,05	1,37
	100,07	100,34

<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alc</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	
192	36.3	31.9	17.8	14.0	0.33	0.52	n. 1
225	32	31	19	18	0.25	0.45	<i>dioritico quarzifero normale</i>
180	33	33	22	12	0.4	0.4	<i>tonalitico</i>
242	40.4	24.2	18.6	16.8	0.27	0.50	n. 2
280	39	22	17	22	0.45	0.4	<i>grandioritico normale</i>
220	39	24	21	16	0.5	0.3	<i>leucotonalitico</i>
<i>qz</i>	<i>Si°</i>	<i>Az°</i>	<i>Q</i>	<i>L</i>	<i>M</i>		
36	1.23	0.66	43.6	39.7	16.7		n. 1
74.8	1.45	0.71	49.8	38.3	11.9		n. 2

LE FACIES DI METAMORFISMO DI CONTATTO. Gli scisti affioranti tra le due masse di plutoniti, come è già stato scritto in precedenza, sono stati trasformati in modo più o meno profondo per metamorfismo termico e sono intersecati da numerosi filoni acidi. L'aspetto e le proprietà di queste rocce sono molto vari. A luoghi sono durissime, compatte e di colore variabile da grigio scuro a nerastro, più comunemente invece appaiono profondamente alterate, quasi sfatte, con patine giallastre e rossicce.

I componenti mineralogici fondamentali di queste facies sono: *cordierite*, *biotite*, *plagioclasti*, *sillimanite*, *quarzo* e *muscovite*.

La *cordierite* è il minerale più rappresentato, in peciloblasti a vario sviluppo ricchi di microimplicazioni (sillimanite, biotite, minerali radioattivi con aloni pleocroici giallastri). I peciloblasti mostrano contorni rotondeggianti e presentano geminazione polisintetica (raramente a settori) e  $2V_a$  di  $72^\circ$  (al T.U.). Questo minerale è più o meno alterato e in alcuni casi i cristalli sono totalmente sostituiti da un aggregato pseudomorfo di lamelline sericitiche e cloritiche (pinite).

Spesso i peciloblasti includono relitti di biotite e generalmente nella biotite a contatto si osservano delle anse in corrispondenza delle quali si è formata una fine vermiculazione di una biotite a colori molto tenui con pleocroismo e birifrangenza minori di quelli delle restanti lamine biotitiche. Ciò porta a supporre che, almeno in parte, la cordierite si sia formata a spese della biotite.

I *plagioclasti*, in individui più o meno sviluppati, sono geminati secondo le leggi dell'albite e dell'albite-Carlsbad. Presentano un grado di alterazione piuttosto avanzato. Lo studio al T.U. ha rivelato trattarsi di termini oligoclastici al 27% An circa, con  $2V_a$   $84-86^\circ$ .

La *biotite* è presente sia in piccole lamelle, talora a contorno rotondeggianti, sia in lamine sviluppate a contorni irregolari e sfrangiati. La sua origine è collegata al metamorfismo di contatto come attestano i particolari colori di pleocroismo che raggiungono toni bruno-rossi ( $\alpha =$  giallino,  $\beta \cong \gamma =$  rosso bruno). A contatto con la cordierite, con il quarzo e con i plagioclasti, la biotite mostra ai bordi pleocroismo più debole e, a luoghi, una incipiente trasformazione in mica chiara. In alcuni casi questo minerale presenta una fine dispersione di ossidi a luoghi addensata ai bordi ed i suoi colori di assorbimento variano dal giallino al bruniccio. Le lamine in questione hanno contorni irregolari che sfumano in un aggregato di sericite e clorite.

La *sillimanite* è in genere in cristalli aciculari, isolati o associati tra loro in fasci, che a luoghi assumono sviluppo vistoso. La sua genesi è, almeno in parte, collegata alla trasformazione della biotite e probabilmente dell'andalusite. Dalle lamine biotitiche infatti frequentemente si dipartono fasci di minuti aciculi sillimanitici; analogamente in alcuni fasci sillimanitici sono presenti relitti di un minerale con pleocroismo dall'incolore al rosato, qui interpretati come resti di *andalusite*.

Il *quarzo*, poco rappresentato, in granoblasti più o meno sviluppati ha di norma estinzione ondulata.

La *muscovite*, anch'essa in scarsa quantità, è presente in lepidoblasti anche piuttosto allungati, spesso è concresciuta parallelamente con la biotite, mostrando verosimilmente contemporaneità di formazione.

Come accessori sono piuttosto frequenti *minerali radioattivi* che hanno indotto nella biotite e nella cordierite aloni pleocroici più o meno intensi, *rutile*, *ilmenite*, *apatite*, *tormalina* e *ossidi di ferro*.

GNEISS OCCHIADINI CATACLASTICI. Affiorano al Vallone Miciulo (a E di Conflenti) e costituiscono inoltre un piccolo lembo presso C. Staglio (a NE del Monte Reventino). Sono rocce grigiastre caratterizzate da scistosità più o meno marcata e dalla presenza di grossi occhi di feldispatici e di quarzo.

La tessitura è molto variabile: la quantità e le dimensioni degli occhi feldispatici mostrano infatti variazioni notevoli anche in zone molto vicine e i porfiroblasti feldispatici, che in genere sono disposti con la direzione di massimo sviluppo secondo i piani di scistosità, possono avere anche orientazione casuale. In alcuni casi, i feldispatici e il quarzo non formano occhi ma bande e letti.

In queste rocce anche l'associazione mineralogica non è costante in quanto accanto a tipi nei quali sono presenti entrambe le miche ve ne sono altri nei quali compare la sola mica chiara; vari sono inoltre i rapporti quantitativi tra i porfiroblasti di plagioclasti e quelli di feldispato potassico.

I componenti principali sono: *quarzo*, *albite*, *feldispato potassico*, *biotite*, *clorite* e *mica chiara*. Come accessori si notano granuli di *ortite*, di *clinozoisite*, di *tormalina* e di *ossidi di ferro* e *titanio*.

Il *quarzo* può formare grossi cristalli o essere presente in minuti granoblasti. Nel primo caso mostra evidenti effetti delle azioni dinamiche subite, rivelate da intensa cataclasi. Frequentemente si possono osservare lenti di quarzo costituite da fettucce ondulate subparallele, in alcuni casi embriciate direttamente fra loro ed in altri separate le une dalle altre da una minuta granulazione. La blastesi del quarzo deve ritenersi sincinematica.

Il *feldispato potassico* nella modificazione microclino (riconoscibile come tale per la caratteristica geminazione albite-periclino sfumata) è presente nella massa di fondo, ma più comunemente in porfiroblasti. Questi sono piuttosto rotondeggianti o ovoidali ed appaiono di norma interessati profondamente da azioni dinamiche, gli effetti delle quali

sono riconoscibili per l'estinzione ondulata e per la presenza di fratture successivamente risanate da microblastesi di quarzo. Non mancano casi nei quali il microclino è peritico.

L'*albite*, quasi pura con contenuti in An 0-4% (al T.U.) geminata polisinteticamente, si rinviene sia in porfiroblasti che in granoblasti. Essa è poco alterata e mostra esempi vistosi di cataclasi: presenza di zone di rottura (successivamente cementate da quarzo microblastico), deformazioni dei piani di contatto nei geminati, estinzioni fortemente ondulate. Piuttosto frequenti sono nell'*albite* le geminazioni per slittamento da imputarsi alle azioni dinamiche (VANCE, 1961).

La *biotite*, pleocroica dal giallo al bruno rossiccio, è spesso ridotta in un aggregato finemente scaglioso, più comunemente le lamelle sono contorte e sbrecciate e presentano intensa cloritizzazione a fiamma.

La *muscovite*, anch'essa in lamine molto disturbate, presenta spesso ai bordi una incipiente trasformazione in sericite, talora è ridotta in aggregati scagliosi sericitici.

Il carattere più saliente di queste rocce è rappresentato dagli intensi effetti delle azioni dinamiche subite dai vari componenti rispetto alla ricristallizzazione che ha interessato soltanto il quarzo.

In questo lavoro abbiamo ritenuto di non affrontare il problema genetico di queste rocce, in quanto la complessità di tale problema richiederebbe numerose indagini sul terreno e di laboratorio, studiando anche lo sviluppo di questa formazione in tutta la Calabria, dove è più o meno diffusamente rappresentata.

### Considerazioni conclusive.

Considerazioni geologiche sulla zona del Monte Reventino ci hanno portato ad attribuire le rocce ivi affioranti a due complessi: *complesso filladico* e *complesso granitico*. I rapporti fra questi sono di natura tettonica; al Vallone Miciulo e nei pressi di C. Staglio infatti, abbiamo riscontrato che le rocce del complesso granitico sono sovrapposte a quelle del complesso filladico, essendone separate da una fascia di materiali profondamente cataclastici.

Il *complesso granitico* è costituito da plutoniti, da rocce più o meno profondamente metamorfosate per contatto variamente attraversate da filoni acidi e da gneiss cataclastici a grossi occhi di feldispati e di quarzo.

Le plutoniti sono rappresentate da *granodioriti* e *quarzodioriti biotitico-anfiboliche*; le prime accostabili per chimismo ai tipi *magmatici* NIGGLI *granodioritico normale* e *leucotonalitico* dei magmi *granodioritici* di *serie alcalicalcica*, le seconde confrontabili con i tipi *dioritico-quarzifero normale* e *tonalitico* dei magmi *dioritico-quarziferi* della stessa serie.

Le rocce metamorfiche di contatto hanno caratteristiche molto varie; se fresche sono durissime, compatte e di colore nerastro, se alterate sono friabili con patine giallastre e rossicce. Si tratta di *cornubianiti a cordierite*, *biotite* e *sillimanite*.

Gli *gneiss cataclastici* sono rocce a grossi occhi di feldispati e quarzo, la caratteristica essenziale delle quali consiste nella cataclasi intensa di tutte le specie mineralogiche e nella presenza di quarzo ridotto, a luoghi, a fettucce ondulate.

Il *complesso filladico* è costituito da filladi quarzifere, da quarziti con intercalazioni di rocce carbonatiche, nonché da scisti a cloritoide.

Sulla base di considerazioni petrografiche, nelle rocce del complesso filladico, localmente note col nome di « scisti lucenti », sono stati individuati due gruppi costituiti da litotipi che differiscono fra loro per il diverso grado metamorfico.

Abbiamo constatato che un gruppo (esclusivamente rappresentato a sud-ovest del M. Reventino) è caratterizzato dalla prevalenza di *quarziti* povere in fillosilicati, mostranti un grado di metamorfismo al limite con la diagenesi; le modeste azioni blastiche infatti, hanno obliterato solo in minima parte l'originaria struttura elastica che è ancora chiaramente riconoscibile.

Il secondo gruppo (ben rappresentato nelle restanti zone) è costituito da *filladi quarzifere* e da *scisti a cloritoide*. I motivi tessiturali e strutturali di questi ultimi litotipi ci hanno permesso di dedurre che essi hanno subito le stesse vicissitudini geologiche; si è ritenuto infatti che le differenze osservate siano da riferire solo ad una diversa composizione originaria dei sedimenti (in particolare per gli scisti a cloritoide, i sedimenti pelitici e pelitico-psammitici dovevano essere particolarmente alluminiferi e ferriferi).

Nelle filladi quarzifere, l'associazione mineralogica è qualitativamente costante, variano solo i rapporti quantitativi fra i costituenti principali. In base alle associazioni mineralogiche riscontrate le filladi quarzifere e gli scisti a cloritoide sono stati inquadrati nella facies degli *scisti*

verdi di ESKOLA e precisamente nella *subfacies* « quarzo-albite-muscovite-clorite » al limite con la *subfacies* « quarzo-albite-epidoto-biotite » e sono da riferire alla serie di facies barroviana. Ciò non contrasta con i recenti lavori sperimentali sui campi di stabilità del cloritoide (HALFERDAL, 1961; HOSCHEK e WINKLER, 1965) e della paragonite (EUGSTER, 1956).

In merito ai *rapporti fra deformazioni e blastesi* nelle filladi quarzifere e negli scisti a cloritoide, si è notato il prevalere di una ricristallizzazione sincinematica, alla quale ha fatto seguito una blastesi selettiva postcinematica. Riteniamo che questa successione di atti blastici sia da attribuire ad un unico processo metamorfico; non sono stati osservati infatti elementi sicuri che permettano di ipotizzare per queste rocce una storia metamorfica più complessa.

Per le quarziti le deformazioni hanno prevalentemente carattere post-cristallino.

Sul terreno i limiti fra i due gruppi del complesso filladico non sono sempre visibili; ove sono ben osservabili, i contatti risultano di natura tettonica e quindi non forniscono elementi atti a stabilire gli originari rapporti tra i due gruppi.

L'atto metamorfico responsabile della facies attuale delle filladi quarzifere e degli scisti a cloritoide dovrebbe essersi verificato durante l'orogenesi ercinica, in accordo con quanto affermato da tutti gli Autori che si sono occupati delle filladi del basamento cristallino calabrese. Le quarziti potrebbero essere legate alla stessa orogenesi e quindi, tenendo presente lo hiatus di grado metamorfico riscontrato tra esse e le filladi, rappresentare dei termini superiori nella serie filladica. In tal caso resterebbe da giustificare lo hiatus riscontrato nel grado metamorfico. A tal proposito va tenuto presente che i contatti fra le rocce dei due gruppi sono di natura tettonica.

Le quarziti potrebbero però rappresentare dei termini di età più recente delle filladi, legati ad un metamorfismo successivo. Accettando questa seconda ipotesi sarebbe da giustificare la mancanza nelle filladi di motivi strutturali atti a riconoscere in esse più episodi metamorfici, a meno che non si debba attribuire a detto metamorfismo successivo la blastesi postcinematica di albite, muscovite e cloritoide messa in evidenza in questo studio.

Allo stato attuale delle ricerche, tenendo conto che l'area studiata è piuttosto limitata e, per di più, tettonicamente complessa, non vi sono elementi che ci permettano di decidere sull'età del metamorfismo di queste quarziti.

Bari, dicembre 1968.

Sezione Petrografica dell'Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università.

#### BIBLIOGRAFIA

- CORTESE E. (1895) - *Descrizione geologica della Calabria*. «Mem. Deser. Carta Geol. d'It.», vol. IX, Roma.
- D'AMICO C. (1961) - *Sulla utilizzazione del concetto di metablastesi per molte metamorfiti sud-alpine*. «Rend. S.M.I.», a. XVII, p. 219.
- D'AMICO C. (1964) - *Le metamorfiti della Valsugana occidentale*. «Min. Petr. Acta», X, p. 157.
- DEER W. A., HOWIE R. A., ZUSSMAN M. A. (1965) - *Rock-forming minerals*. Longmans, London.
- DUBOIS R. (1963) - *Profils géologiques en Calabre sud-occidentale*. «Boll. S.G.F.», 7, IV-46, p. 721.
- DUBOIS R. (1966) - *Position des granites de l'axe Decollatura-Conflenti-Martirano dans une structure probablement hercynienne (Calabre centrale, Italie)*. «C. R. Acad. Sc. Paris» T. 262, serie D, p. 1331.
- DUBOIS R., GLANGEAUD L. (1965) - *Grandes structures, microstructures et sens des chevauchements de matériel cristallin à l'extrémité méridionale du massif de la Sila (Calabre centrale, Italie)*. «C. R. Somm. S. G. F.».
- DUBOIS R. (1966) - *Les gneiss ocellés de la Sila méridionale (Calabre centrale, Italie)*. «C. R. Acad. Sc. Paris», t. 262, serie D, p. 1188.
- EUGSTER H. P. (1956) - *Muscovite-paragonite join and its use as a geologic thermometer*. «Boll. Geol. Soc. Am.» vol. 67.
- GRANDJACQUET C., GLANGEAUD L., DUBOIS R., CAIRE A. (1961) - *Hypothèses sur la structure profonde de la Calabre (Italie)*. «Revue geogr. phis. et geol. dynamique» (2), vol. IV, 3 p. 131, Paris.
- GREGNANIN A., SASSI F. P. (1967) - *Sulla presenza di cloritoide nelle filladi sud-alpine delle Alpi Sarentine (Alto Adige)*. «Mem. Acc. Pat. SS.LL.AA.», cl. Sc. Mat. e Nat., 79, p. 277.
- GRUNER W. (1942) - *Conditions for the formation of paragonite*. «Am. Min.», v. 27, p. 131.
- GUIDOTTI C. V. (1968) - *On the relative scarcity of paragonite*. «Am. Min.», v. 53, p. 963.
- HOLMES A. (1928) - *The nomenclature of petrology*. - Th. Burby and Co., London.
- HOSCHEK G., WINKLER H. G. F. (1965) - *Bildung von Staurolith und Chloritoid bei der experimentellen Metamorphose*. «Naturwissenschaften», 52, p. 589.

- MALARODA R. (1946) - *Revisione e aggiornamento della sistematica delle tettoniti a deformazione postcristallina (Miloniti l.s. Auct.)*. « Rend. S.M.I. », a. III.
- NIGGLI P. (1936) - *Die Magmentypen*. « Schweiz. Min. Petr. Mitt. », Band XVI.
- PETTIJOHN F. J. (1948) - *Sedimentary rocks*. - Harper and Bross., New York.
- QUITZOW H. W. (1935) - *Der Deckenbau des Kalabrischen Massivs und seiner Randgebiete*. « Abh. Ges. Wiss Gottingen Math. Phys. », kl III F, H 13.
- ROSENFELD J. L. (1956) - *Paragonite in the schist of Glebe Mountain, southern Vermont*. « Am. Min. » v. 41, p. 144.
- SASSI F. P., ZIRPOLI G. (1965) - *Contributo alla conoscenza degli scisti cristallini del Comelico (Cadore)*. « Mem. Acc. Pat. SS.LL.AA. », Cl. Se. Mat. e Nat., 78, p. 35.
- SASSI F. P., ZIRPOLI G. (1968) - *Il basamento cristallino di Recoaro*. « Mem. Soc. Geol. d' It. », v. VII, p. 227.
- SLEMMONS D. B. (1962) - *Determination of volcanic and plutonic plagioclases using a three or four-axes universal stage*. « Geol. Acc. Am. », Sp. Pap., 69.
- SPRY A. (1963) - *The origin and significance of snowball structure in garnet*. « Journ. Petrol. », 4, p. 211.
- TROEGER W. E. (1959) - *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale*. - Nagele u. Obermille, Stuttgart.
- TURNER F. G., VERHOOGEN J. (1960) - *Igneous and metamorphic petrology*. - Mac-Graw Hill Book Co., New York.
- UFFICIO (R.) GEOLOGICO D' ITALIA - *Carta geologica d' Italia (1:100.000), F° 236* (ril. CORTESE E., NOVARESE V. e AICHINO C.).
- ZEN E. AN., ALBEE A. L. (1964) - *Coexistent muscovite and paragonite in pelitic schists*. « Am. Min. » 49, p. 904.
- WINKLER H. G. F. (1967) - *Petrogenesis of metamorphic rocks*. - Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.



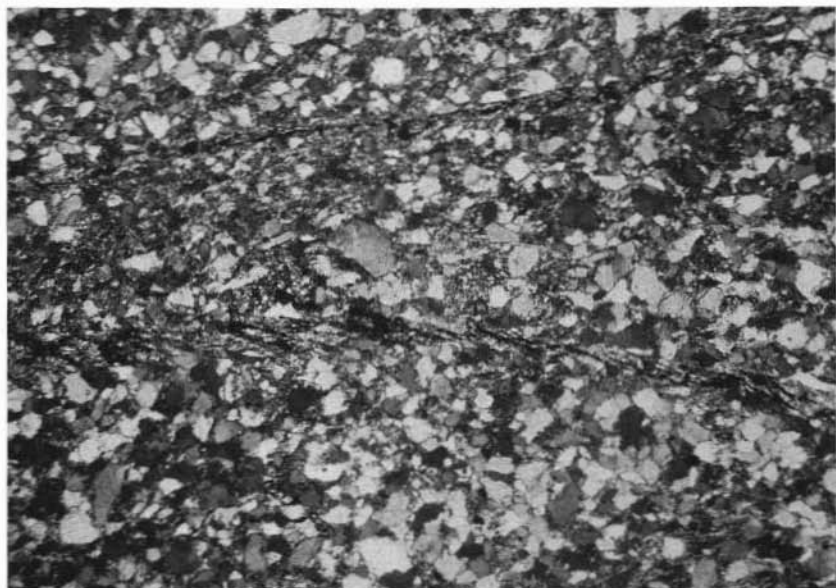


Fig. 1. — *Quarziti* (C. Cuvoli a E di Panetti). E' ancora visibile chiaramente l'originaria struttura elastica, solo in parte modificata da una modesta blastesi (Nicol X; ingr. 20  $\times$ ).



Fig. 2. — *Filladi quarzifere* (località Staglio). Si notano la scistosità  $S_2$ , sottolineata da una fine dispersione di sostanze opache, e tra i piani  $S_2$  relitti della scistosità  $S_1$  (Nicol II; ingr. 20  $\times$ ).

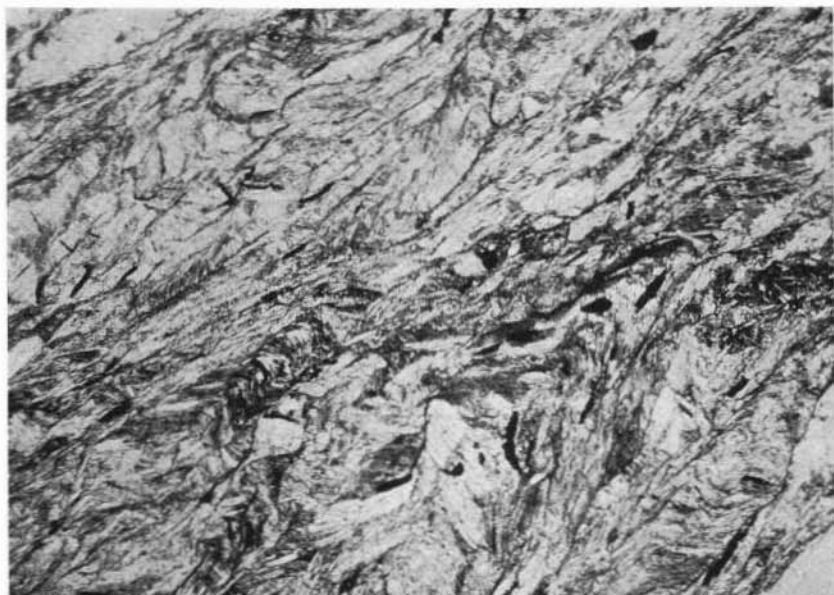


Fig. 1. — *Filladi quarzifere* (località Staglio). Si possono osservare lamine di muscovite di cristallizzazione postcinematica, disposte trasversalmente alla scistosità (Nicol II; ingr. 20  $\times$ ).

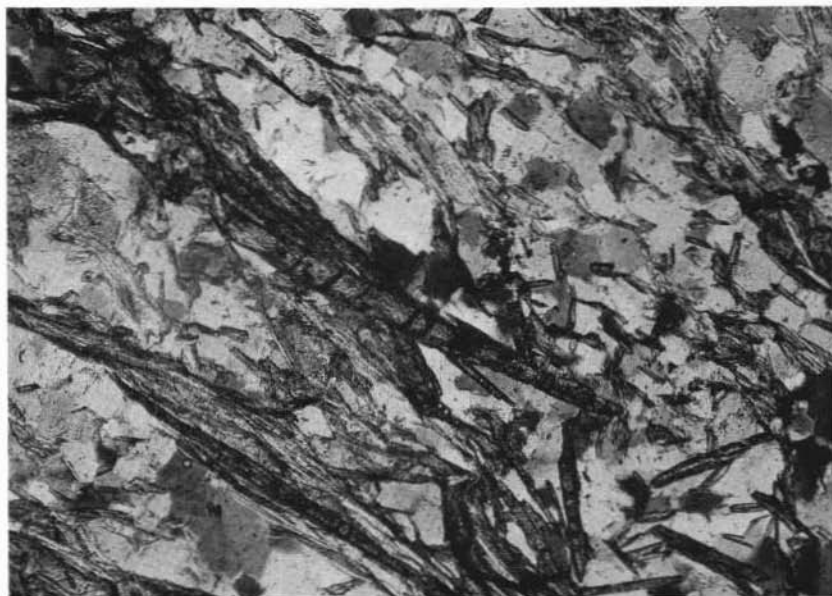


Fig. 2. — *Scisti a cloritoide* (località Acquabona). Porfiroblasti di cloritoide disposti a caso rispetto alla scistosità (Nicol II; ingr. 80  $\times$ ).



Fig. 1. — *Scisti a cloritoide* (località Acquabona). E' visibile un porfiroblasto smembrato di granato (Nicol II; ingr. 20  $\times$ ).

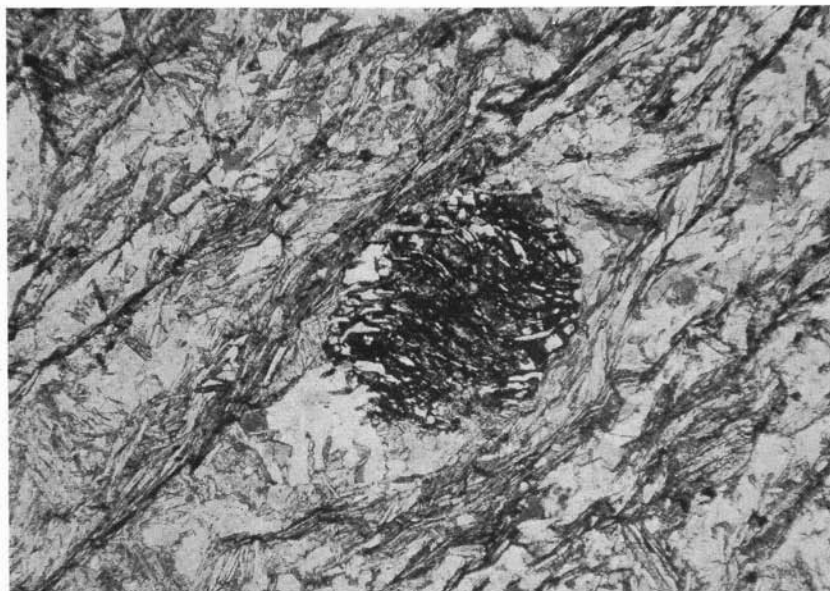


Fig. 2. — *Scisti a cloritoide* (località Acquabona). Ben visibile è la disposizione a S dei granoblasti di quarzo in un porfiroblasto di granato (Nicol II; ingr. 33  $\times$ ).

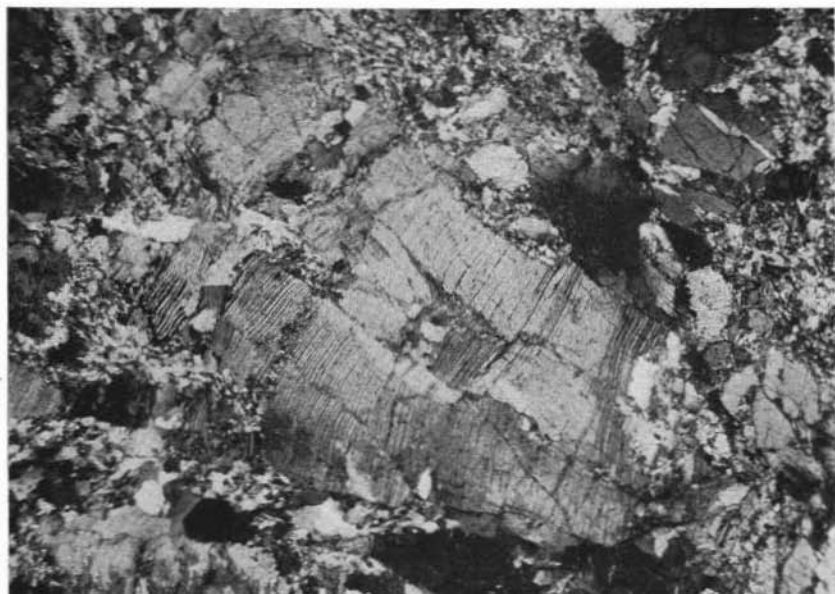


Fig. 1. — *Gneiss occhiadini cataclastici* (Vallone Miciulo). Porfiroblasto di albite intensamente cataclasato (Nicol X; ingr. 20 ×).

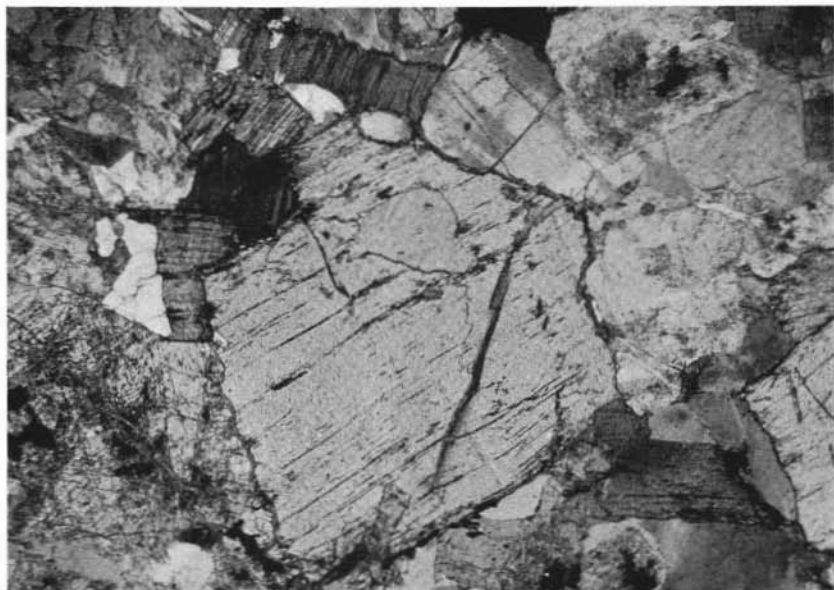


Fig. 2. — *Granodiorite* (Bivio Motta S. Lucia). Orli di riassorbimento al contatto tra plagioclasti e biotite (Nicol X; ingr. 20 ×).