

RIEQUILIBRAZIONI METAMORFICHE DI PROBABILE ETA' ALPINA NELL'UNITA' DELL'ASPROMONTE - ARCO CALABRO-PELORITANO

GLAUCO BONARDI

Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università, Largo S. Marcellino 10, 80138 Napoli

ROBERTO COMPAGNONI

Dip. Scienze della Terra, Univ. della Calabria, 87030 Castiglione Cosentino Stazione (Cosenza)

ANTONIA MESSINA

Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università, Via dei Verdi, 98100 Messina

VINCENZO PERRONE

Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università, Largo S. Marcellino 10, 80138 Napoli

RIASSUNTO. — Nella porzione centrale dell'« Unità Intermedia » dell'Aspromonte (BONARDI et al., 1979), caratterizzata da metamorfiti in facies anfibolitica, è stata riconosciuta la presenza di una riequilibrio tettono-metamorfica polifasica di tipo retrogrado. La riequilibrio si sviluppa in bande di potenza variabile dalle centinaia di metri a meno di un metro ed è accompagnata da una sensibile riduzione di grana e dallo sviluppo di abbondante mica bianca. A causa di tali processi gli originari protoliti gneissici vengono trasformati in rocce di tipo micascistoso o filladico.

La riequilibrio è caratterizzata dallo sviluppo di paragenesi a muscovite, paragonite, albite, zoisite, granato, cloritoide, cianite (pseudomorfa su sillimanite) ed anfibolo verde-azzurro, che indicano condizioni metamorfiche corrispondenti alla parte di più alta temperatura della facies scisti verdi. Localmente questo evento appare seguito da un secondo evento, caratterizzato dallo sviluppo di biotite giallo-bruna, mica bianca, anfibolo verde ed albite/oligoclasio.

Tutte le litologie, compresi i filoni leucocratici riferibili all'attività magmatica da tardo a post-ercinica, sono trasposte e riequilibrate dall'evento retrogrado. Per questo motivo e per il fatto che i caratteri metamorfici di tale evento non sono tipici del metamorfismo ercinico, si prospetta l'ipotesi che la riequilibrio tettono-metamorfica in facies scisti verdi si sia verificata durante l'orogenesi alpina.

ABSTRACT. — In the central part of the Aspromonte « Intermediate Unit » (« Unità Intermedia ») (BONARDI et al., 1979), characterized by amphibolite-facies metamorphic rocks, the widespread occurrence of a retrogressive polyphase tectono-metamorphic overprint has been recognized. Retrogression developed as irregular zones, varying in thickness from a few hundred metres to less than one metre,

and resulted in significant grain-size reduction and in white mica growth. By these processes the gneissic protoliths were converted to micaschists or phyllites (phyllonites!).

The overprinting event is characterized by the development of mineral assemblages comprising muscovite, paragonite, albite, zoisite, garnet, chloritoid, kyanite (pseudomorphous after sillimanite) and blue-green amphibole, indicating greenschist-facies conditions. Locally this event is followed by a second one, characterized by the development of yellow-brown biotite, white-mica, green amphibole and albite/oligoclase.

All rock types, including leucocratic dykes, that are related to late- to post-Hercynian magmatism, are transposed and re-equilibrated by the retrograde event. Because of this, and the fact that the greenschist-facies metamorphic assemblages and microstructures are uncharacteristic of Hercynian metamorphism, it is suggested that the retrogressive tectono-metamorphic event occurred during the Alpine orogeny.

Studi precedenti

Il Massiccio dell'Aspromonte in Calabria meridionale è costituito in prevalenza da metamorfiti di medio-alto grado, con intruse masse granitiche, che, da un nucleo centrale culminante nel Montalto, si estendono in affioramento verso ovest fino alla costa tirrenica tra Villa S. Giovanni e Taureana (fig. 1).

Per molti anni le conoscenze su tali terreni non sono andate molto più in là della definizione di « gneiss fondamentali » ad essi

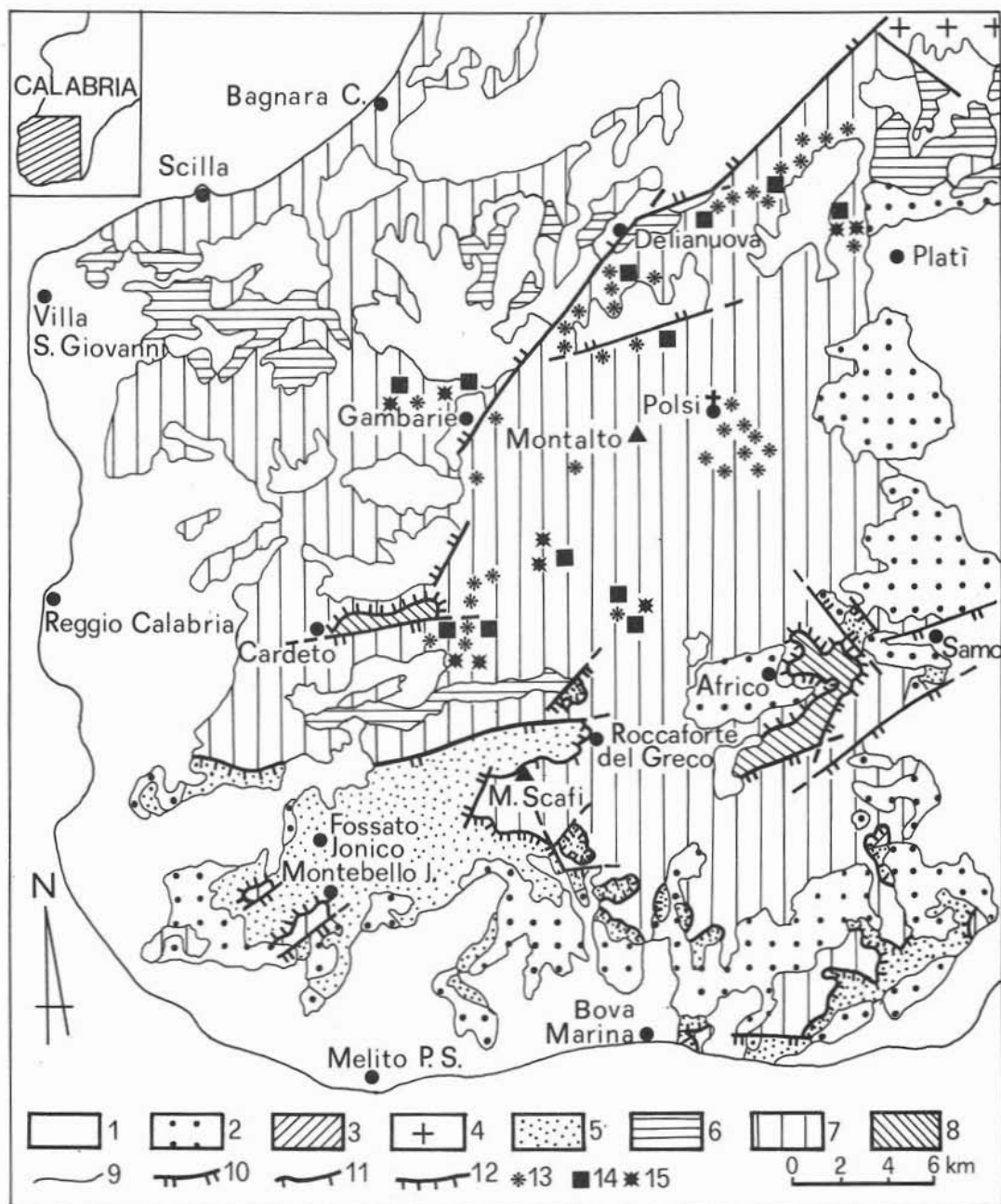


Fig. 1. — Carta degli affioramenti dell'Unità dell'Aspromonte e localizzazione delle aree in cui è stata riconosciuta la riequilibrio metamorfica in facies scisti verdi. *Legenda:* 1 = Depositi prevalentemente clastici di età compresa tra il Tortoniano superiore e l'Attuale, «Argille varicolori» e calcareniti a briozoi. 2 = Formazione di Stilo-Capo d'Orlando (Miocene inferiore). Unità di Stilo: 3 = Copertura sedimentaria (Mesozoico). 4 = Plutoniti. 5 = Metamorfiti. Unità dell'Aspromonte: 6 = Graniti peraluminosi; 7 = Metamorfiti. 8 = Unità di Mandanaci ed epimetamorfiti della finestra tettonica di Africo Vecchio-Casalnuovo. 9 = Limiti stratigrafici. 10 = Faglie dirette. 11 = Faglie inverse. 12 = Sovrascorrimenti. Localizzazione dei minerali più significativi legati alla riequilibrio metamorfico-strutturale in facies scisti verdi: 13 = Granato (Gt II); 14 = Cianite; 15 = Cloritoide.

attribuita da CORTESE (1895), nonostante qualche tentativo, anche autorevole, di riconoscerla quanto meno una struttura tettonica più complessa (QUITZOW, 1935; AFCHAIN, 1967, 1969; OGNIBEN, 1973). Anche le informazioni petrografiche consistevano in un unico studio a carattere regionale, ricco di osservazioni ma con i limiti di un lavoro pionieristico su un'area molto vasta (BONFIGLIO, 1963), ed in alcuni lavori di dettaglio sul versante tirrenico (FARAONE, 1968; D'AMICO et al., 1973; MESSINA et al., 1974; ROTTURA et al., 1975). Persino la « Falda dell'Aspromonte » di OGNIBEN (1960) era stata istituita nei Monti Peloritani, con osservazioni molto generiche sulla stessa area da cui prendeva il nome.

Ricerche sistematiche in Aspromonte sono cominciate soltanto negli ultimi anni da parte di scuole diverse, ed hanno portato ad interpretazioni contrastanti sulla geometria ed evoluzione dell'area.

In un lavoro a carattere regionale BONARDI et al. (1979) definiscono una unità tettonica alpina di primo ordine — che denominano informalmente, sulla base della posizione geometrica, « unità intermedia » — formata da metamorfiti erciniche in facies anfibolitica, intruse da graniti tardoercinici. Gli Autori, inoltre, accennano ad estesi effetti cataclastici e retrometamorfici, per i quali non escludono una possibile età alpina.

LORENZONI et al. (1980) distinguono, nelle stesse metamorfiti, due unità tettoniche erciniche, che dal basso verso l'alto, sono:

- « Unità di Capo S. Giovanni », formata prevalentemente da gneiss occhiadini e caratterizzata da un grado metamorfico « intermedio »;
- « Unità di M. Lesti », costituita da metamorfiti di grado « medio-alto ».

Successivamente LORENZONI & ZANETTIN LORENZONI (1981) riconoscono, interposto tra le due unità precedenti, un terzo elemento tettonico (« Unità di Montebello »), caratterizzato da un grado metamorfico nettamente più basso. Queste tre unità formerebbero la parte geometricamente più elevata di una « catena ercinica » intrusa da graniti peralluminosi tardo-orogenici.

PEZZINO & PUGLISI (1980) nell'Aspromonte centro-settentrionale dividono l'« unità

intermedia » di BONARDI et al. (1979) in una « unità inferiore », formata da metamorfiti di grado medio-basso, ed una « unità superiore », formata da metamorfiti di grado medio-alto, in prevalenza gneiss occhiadini. Il contatto tra queste due unità sarebbe marcato da un orizzonte milonitico, più o meno continuo, costituito da graniti, gneiss chiari e gneiss occhiadini laminati, interessati da una blastesi tardiva di cloritoide, staurolite, Mg-clorite ed epidoti. Gli Autori accennano alla possibilità di un confronto tra la loro « unità inferiore » e l'Unità di Mandanici (OGNIBEN, 1969), per le analogie di posizione geometrica e compatibilità del grado metamorfico; la loro unità superiore corrisponderebbe, invece, a parte della Falda dell'Aspromonte di OGNIBEN (1960).

Successivamente IOPPOLO et al. (1982), riconoscendo differenze significative tra le metamorfiti dell'« unità inferiore » e quelle dell'Unità di Mandanici, prospettano l'ipotesi, già suggerita da OGNIBEN (1973), di un'analogia tra le metamorfiti della loro « unità inferiore » e quelle dell'Unità di Castagna (COLONNA & PICCARRETA, 1976). Prescindendo dal problema delle possibili correlazioni e dell'età di messa in posto, è da rilevare che l'« unità superiore » degli Autori in esame, che contiene quasi tutti gli gneiss occhiadini, sembrerebbe corrispondere alla Unità di Capo San Giovanni di LORENZONI et al. (1980), e l'« unità inferiore » all'Unità di Monte Lesti: risulta pertanto diametralmente opposta sia la posizione geometrica sia il grado metamorfico indicato dai due gruppi di Autori.

L'opinione che le metamorfiti in discussione costituiscono un'unica unità tettonica alpina di primo ordine viene ribadita in una serie di lavori (BONARDI & GIUNTA, 1982; BONARDI et al., 1982; CRISCI et al., 1982; BONARDI et al., 1983), in cui l'« Unità Intermedia » viene identificata con la « Falda dell'Aspromonte » *Auct.* e pertanto denominata « Unità dell'Aspromonte ».

Essendo questa tesi basata principalmente su argomentazioni geologiche, al fine di meglio definire caratteri litologici ed evoluzione metamorfica è stato intrapreso uno studio geopetrografico di dettaglio della Unità dell'Aspromonte: i risultati più significativi di questo studio sono illustrati nel presente lavoro.

Inquadramento geologico-strutturale

In Calabria meridionale (fig. 1) l'*Unità dell'Aspromonte* si estende dalla zona di Antonimina a quella di Roccaforte del Greco-Fossato Jonico. Nell'area di Antonimina una linea tettonica di difficile individuazione ed interpretazione la separa dall'*Unità di Stilo*, che affiora più estesamente verso nord (BONARDI et al., 1983). Al suo limite meridionale l'*Unità dell'Aspromonte* viene per lo più a contatto, per faglia diretta, con l'*Unità di Stilo*, al di sotto della quale riaffiora nelle complesse finestre tettoniche di Monte Scaffi e di Montebello Jonico, nonché in altre di estensione minore. Oltre che ai margini di tali finestre tettoniche, gli originari rapporti di sovrapposizione dell'*Unità di Stilo* sull'*Unità dell'Aspromonte* sono visibili in più punti del versante meridionale del massiccio (BONARDI et al., 1979 e 1983; CRISCI et al., 1982). I rapporti a letto, più estesamente e chiaramente osservabili nei Monti Peloritani, sono visibili nella finestra tettonica di Cardeto (BONARDI et al., 1980), dove affiora la sottostante *Unità di Mandanici*, e nella finestra tettonica di Africo Vecchio-Casalnuovo, dove affiorano metamorfiti di basso grado, al momento di incerta correlazione.

L'*Unità dell'Aspromonte*, così definita, costituisce un unico corpo geologico la cui geometria interna è, a nostro avviso, più o meno conforme alla struttura periclinale, che, ben evidenziata dai terreni terziari, caratterizza l'estremità meridionale della Calabria. Tenuto conto di ciò, riteniamo che le porzioni crosaliti più profonde affiorino sul versante nord-occidentale, mentre quelle più elevate sul versante ionico.

Numerose complicazioni tettoniche e la difficoltà di individuare con sicurezza orizzonti di riferimento non ci hanno finora consentito una ricostruzione stratigrafica di sufficiente dettaglio. Comunque le porzioni più profonde, costituite da gneiss a biotite e biotite-anfibolo di aspetto migmatitico e da meta-tonaliti, affiorano tra Scilla e Palmi. A tetto e lateralmente, questi litotipi sembrano passare gradualmente a paragneiss e mica-scisti \pm granatiferi e sillimanitici, gneiss anfibolici, anfiboliti e gneiss occhiadini: le osservazioni geologiche sono, tuttavia, rese difficili dalla presenza di grosse masse plutoniche con relativo corteggio filoniano, e dalla

discontinuità degli affioramenti, dovuta alle estese coperture terziarie e quaternarie. Sembra comunque che, procedendo verso l'area di Montalto, questi termini vengano più volte ripetuti da importanti sistemi di faglie che bordano i Piani d'Aspromonte. In questa porzione della sequenza, oltre alle litologie indicate, si rinvengono orizzonti di marmi, e livelli di gneiss leucocratici, che derivano dalla riorganizzazione metamorfico-strutturale di originari filoni aplitico-pegmatitici.

Procedendo verso sud e sud-est questi litotipi passano per alternanze « parastratigrafiche » a gneiss occhiadini, che diventano assolutamente prevalenti sul versante ionico ove rappresentano il termine geometricamente più elevato dell'unità. Riteniamo probabile, in accordo con LORENZONI et al. (1980), che tali gneiss occhiadini derivino dal metamorfismo di originarie rocce granitiche porfiriche. A nostro avviso le alternanze « parastratigrafiche » sono solo apparenti ed interpretabili come il risultato di fenomeni di trasposizione connessi con pieghe isoclinali anche a grande scala.

Geologia

Lo studio di dettaglio dell'*Unità dell'Aspromonte* ha messo in evidenza nelle metamorfiti in facies anfibolitica, finora considerate come caratteristiche di questa unità, e nelle quali erano stati segnalati solo effetti cataclastici, la presenza di riequilibrazioni metamorfico-strutturali in facies scisti verdi.

Gli effetti di tale riequilibrio sono riconoscibili in un'area estesa tra i 10 e i 15 km intorno a Montalto: i suoi limiti con le metamorfiti circostanti sono piuttosto irregolari ma sempre gradualmente. Anche all'interno di quest'area la riequilibrio nella facies scisti verdi non è omogenea ma costituisce fasce irregolari di spessore variabile dal chilometro al metro, estremamente difficili da cartografare. Descriveremo, pertanto, solo due situazioni che, a nostro avviso, sono rappresentative delle due dimensioni estreme del fenomeno: una nell'area del Santuario di Polsi e l'altra nelle vicinanze di Gambarie. È opportuno chiarire che l'«unità inferiore» di PEZZINO & PUGLISI (1980) corrisponde a nostro parere alla più potente e continua di tali bande, in cui la riequilibrio in facies



Fig. 2. — Relitto di gneiss anfibolico-granatifero, preservato entro le « filladi » ed i micascisti riequilibrati in facies scisti verdi dell'area di Madonna di Polsi. Loc.: Ponte sulla Fiumara Bonamico.

scisti verdi è pressochè completa e che fasce di minore spessore, ma con identici caratteri metamorfici, sono presenti anche in quella definita dagli stessi Autori come « unità superiore ».

a) Area circostante il Santuario di Polsi

Nell'area tra il Montalto e il Santuario di Polsi, le litologie in facies anfibolitica, « tipiche » dell'Unità dell'Aspromonte, sono state profondamente e pervasivamente riorganizzate: a causa di una marcata riduzione di grana dei costituenti mineralogici le rocce hanno perduto l'originario aspetto gneissico ed assunto una tessitura finemente foliata e/o lineata, trasformandosi in micascisti più o meno filladici (o meglio fillonitici!) ed anfiboli a grana fine. Delle originarie metamorfite in facies anfibolitica si conservano solo rari relitti decimetrici o metrici (in genere « boudins » di anfiboliti orneblendiche a grana grossa) avvolte da rocce riequilibrata nella facies scisti verdi (figg. 2 e 3).

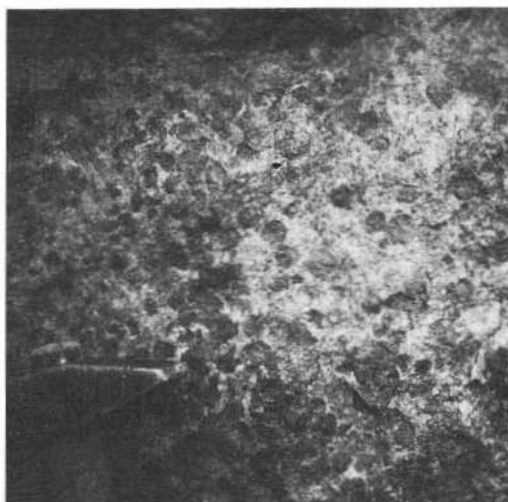


Fig. 3. — Particolare della fig. 2 che mette in evidenza i granati centimetrici del relitto di gneiss. Ibidem.

b) Torrente Acqua a Vace, presso Gambarie

Lungo il versante destro orografico del Torrente Acqua a Vace, in corrispondenza del ponte della S.S. 183 Aspromonte-Jonio, la riequilibrio metamorfico-strutturale è limitata a sottili fasce di movimento con potenza metrica.

La sequenza litologica dell'affioramento è costituita da un'alternanza, da centimetrica a metrica, di gneiss e micascisti biotitici \pm sillimanitici a grana da media a medio-fine, con livelli leucocratici riconoscibili come originali filoni pegmatitici a due miche e tormalina, ripiegati e « boudinati ». La deformazione, che ha interessato l'insieme, appare polifasica, ma di difficile decifrazione per il diverso comportamento reologico delle litologie coinvolte e per la presenza di numerose fasce cataclastiche tardive. Negli gneiss a grana maggiore si riconoscono lenticelle centimetriche quarzoso-feldspatiche (probabilmente di natura anatettica), la cui disposizione evidenzia la presenza di un ripiegamento isoclinale.

Localmente, negli gneiss si nota un progressivo appiattimento delle lenticelle quarzoso-feldspatiche ed una riduzione di grana dei costituenti mineralogici, accompagnati, specie nelle porzioni più biotitiche, dallo sviluppo di una fine foliazione, spesso ondulata da piccole pieghe centimetriche.

Di particolare interesse è la presenza di pegmatiti a tormalina, le quali, diffuse in tutta l'unità come filoni metrici nettamente discordanti sulla scistosità, nelle porzioni riequilibrata appaiono più o meno vistosamente foliate e con tormaline «sbriciolate», che spesso costituiscono sottili letti scuri entro la matrice quarzoso-feldspatica.

Petrografia

L'esame petrografico della fitta campionatura raccolta nell'Unità dell'Aspromonte ha permesso di riconoscere sia le «tipiche» paragenesi in facies anfibolitica che le successive riequilibrature in facies scisti verdi. Per maggior chiarezza sono di seguito indicate prima le litologie più caratteristiche con paragenesi in facies anfibolitica e poi le più significative riequilibrature in facies scisti verdi.

a) Litologie e paragenesi in facies anfibolitica

Nelle litologie prive di riequilibrature metamorfiche sono state riconosciute le seguenti paragenesi, indicate con i minerali in ordine decrescente di abbondanza (1):

- paragneiss a $Qz + Pl + Bi \pm Kf \pm Sil \pm Mb \pm Gt \pm Cor$;
- micascisti a $Qz + Bi + Mb + Pl \pm Kf \pm Sil \pm Gt \pm Cor \pm And \pm Anf \pm Grf$;
- gneiss granitoidi a $Qz + Kf + Pl \pm Bi \pm Mb \pm Anf$;

(1) Le abbreviazioni utilizzate per i minerali sono: *And* = andalusite; *Anf* = anfibolo; *Bi* = biotite; *Ca-Pl* = plagioclasio calcico; *Cc* = calcite; *Cor* = cordierite; *Cpx* = clinopirosseno; *Cum* = cumingtonite; *Dol* = dolomite; *Flg* = flogopite; *Grf* = grafite; *Gt* = granato; *Ho* = orneblenda; *Kf* = feldspato potassico; *Mb* = mica bianca; *Ol* = olivina; *Olg* = oligoclasio; *Op* = opachi; *Pl* = plagioclasio; *Qz* = quarzo; *Rut* = rutilo; *Sil* = sillimanite; *Sp* = spinello, *Tit* = titanite.

- gneiss occhiadini a $Qz + Kf + Olg + Bi \pm Mb$;
- gneiss anfibolici a $Qz + Pl + Ho-verde + Bi + Op$;
- anfiboliti a $Ho\ verde-bruna + Ca-Pl \pm Bi \pm Qz \pm Rut \pm Tit \pm Op$;
- anfiboliti a $Ho\ verde-bruna + Ca-Pl + Cum + Op$;
- anfiboliti a $Ho\ verde-bruna + Ca-Pl + Gt \pm Op$;
- anfiboliti listate con livelli a $Ho\ verde-bruna + Ca-Pl + Op$ e livelli a $Cpx + Ca-Pl + Op$;
- orneblenditi a $Ho\ verde-bruna \pm Pl \pm Tit \pm Op$;
- ultramafiti a $Ol + Cpx + Ho\ verde-bruna + Sp-verde$;
- marmi a $Cc \pm Dol \pm Mb \pm Op$;
- fels a $Ca-silicati$ con $Cc + Pl + Flg + Di \pm Anf \pm Qz \pm Mb \pm Kf$.

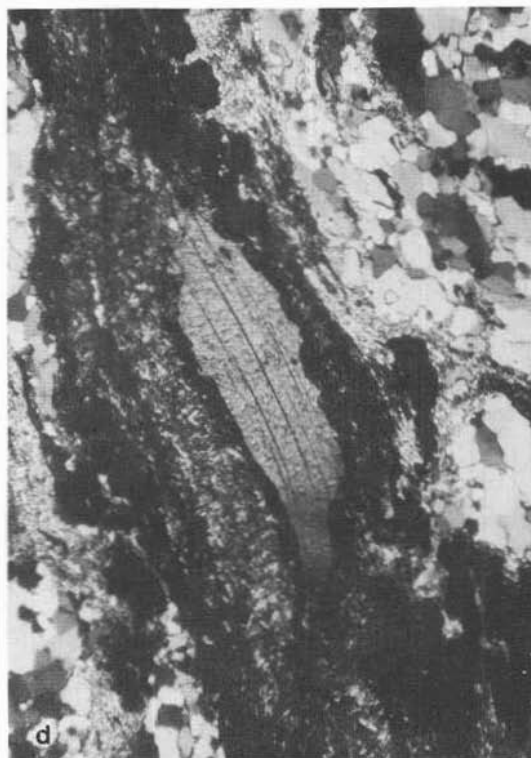
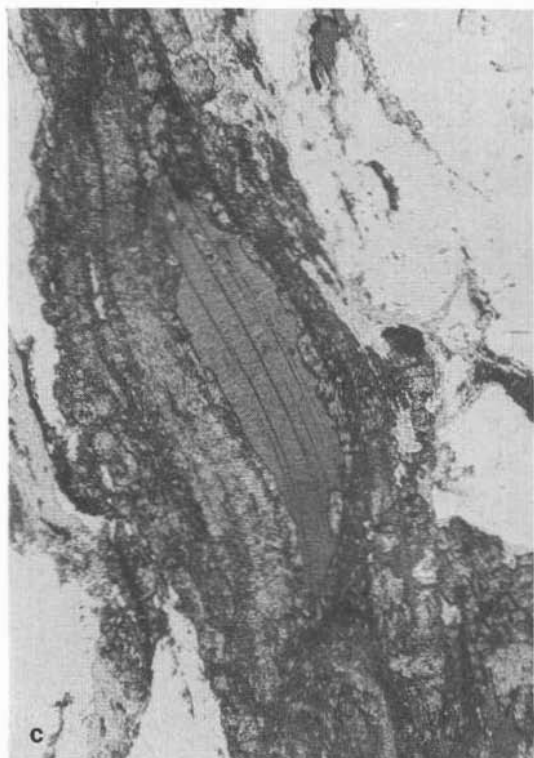
Senza entrare nel merito delle condizioni *P* e *T* di questa ricristallizzazione e della evoluzione metamorfico-strutturale delle litologie sopra elencate, che verranno analizzate in apposito lavoro, è evidente che tutte le paragenesi riportate indicano un grado metamorfico interamente compreso nella facies anfibolitica.

b) Riequilibrature in facies scisti-verdi

Lo studio petrografico delle litologie riequilibrata dell'Unità dell'Aspromonte ha messo in evidenza una complessa evoluzione metamorfico-tessiturale, riferibile ad almeno due distinti eventi in facies scisti verdi, caratterizzati da condizioni bariche significativamente diverse.

1° evento. Le litologie che meglio si prestano all'esame delle riequilibrature metamorfiche legate al primo evento sono i micascisti gneissici a sillimanite fibrolitica \pm granato meno deformati. In essi le trasformazioni mineralogiche più significative sono le seguenti:

Fig. 4. — a) *Micascisto biotitico-sillimanitico* parzialmente riequilibrato durante l'evento in facies scisti verdi (B 1923): l'originaria sillimanite fibrolitica, che disegnava la piega, è ora completamente pseudomorfosata da un aggregato di cianite (solo pol.; 60 x). Loc.: S.S. 112 dell'Aspromonte, Delianuova - S. Cristina, km 46,500. — b) *Idem.* Si noti la fibrolite sostituita da aggregati non orientati e non deformati di cianite (pol. incr.; 60 x). *Ibidem.* — c) *Idem.* Fibrolite completamente trasformata in cianite si alterna con letti a biotite estesamente sostituita da granato (Gt II) (solo pol.; 60 x). *Ibidem.* — d) *Idem.* Si osservi lo sviluppo irregolare di granato II a spese della biotite I (pol. incr.; 60 x). *Ibidem.*



- a) trasformazione, in generale pseudomorfica, della fibrolite in aggregati di *cianite* (figg. 4 e 5 a, b, d);
- b) sviluppo a spese della biotite (Bi I) di mica bianca e di un *granato*, Gt II (figg. 4 c e d), riconoscibile da quello della facies anfibolitica, Gt I, per la presenza di finissime inclusioni aghiformi o lamellari di minerali titaniferi (verosimilmente titanite), spesso isorientati secondo allineamenti paralleli corrispondenti ai piani della sfaldatura basale dell'originaria biotite. Nelle litologie già contenenti il Gt I, il nuovo granato si sviluppa come orlo intorno al vecchio: le due generazioni di granato si riconoscono facilmente in quanto il Gt I è privo o povero di inclusioni, e quindi limpido (fig. 6 b);
- c) sviluppo, a spese di biotite + K-feldspato + sillimanite, di abbondante *mica bianca* (*muscovite* + *paragonite*) in aggregati a grana fine (figg. 5 d e 6 b) o in singole lamelle di maggiori dimensioni, ma comunque sempre sensibilmente più piccole di quelle della *mica bianca I* sviluppatesi nella facies anfibolitica (figg. 6 a e 7 d);
- d) crescita di *cloritoide* (²) \pm *clorite* nelle

- plaghe sericitiche costituite in origine da biotite e fibrolite (fig. 5, c e d);
- e) riequilibrio del plagioclasio in albite + zoisite (o clinozoisite) (fig. 7, a e b) \pm sericite.

Nelle metabasiti le riequilibrazioni legate al primo evento sono più difficili da riconoscere da quelle dell'evento successivo. Comunque, in base alle informazioni ricavabili dalle anfiboliti meno deformate, sembra che le riequilibrazioni dell'evento più antico consistano nell'alterazione periferica dell'ornblendina bruna in anfibolo verde-azzurro e nella trasformazione del plagioclasio in albite + zoisite (fig. 7 b).

Nelle anfiboliti biotitiche si sviluppa anche il granato con caratteri analoghi a quello descritto per i micascisti gneissici.

È da notare che i minerali del primo evento appaiono, in genere, cresciuti sulle paragenesi anfibolitiche, in condizioni prevalentemente postcinematiche, dove le deformazioni di taglio avevano attivato il sistema.

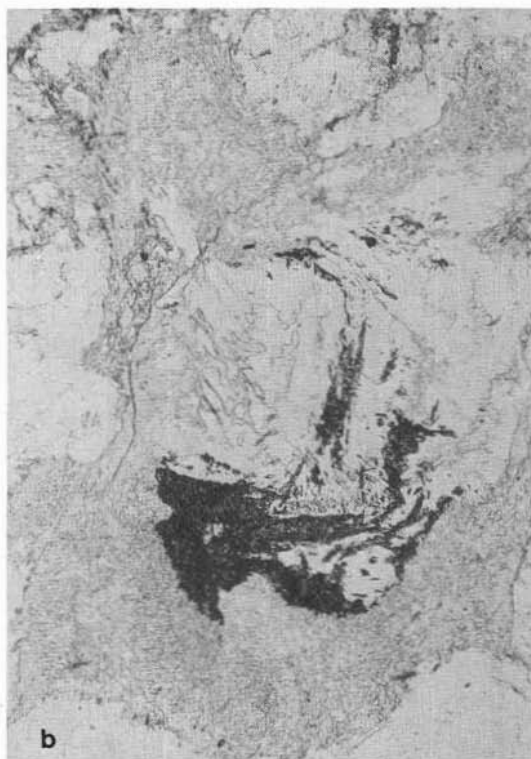
La distribuzione regionale dei minerali più significativi di questa riequilibrio è riportata in fig. 1.

2^a evento. La seconda riequilibrio metamorfica in facies scisti-verdi è caratterizzata da una ulteriore riduzione di grana dei costituenti e dallo sviluppo di una nuova foliazione più fine e pervasiva, che oblitera quasi totalmente mineralogie e strutture precedenti. La foliazione, nella quale si osservano talora cerniere di pieghe isoclinali, è spesso ondulata da pieghe di stile aperto, che solo localmente producono un clivaggio

(²) La presenza di staurolite, in equilibrio con cloritoide, recentemente segnalata da IOPPOLO et al. (1983) nella fascia milonitica al contatto tra le due unità tettoniche descritte da PEZZINO & PUGLISI (1980) nell'area del Santuario di Polsi, non modifica le conclusioni termobariche raggiunte nel presente lavoro per l'evento in facies scisti verdi. Infatti, anche nel caso che l'evento blastico, segnalato da IOPPOLO et al. (1983) lungo la « fascia milonitica », corrisponda a quello da noi osservato estesamente nell'Unità dell'Aspromonte, la locale presenza di staurolite in equilibrio con cloritoide, indicherebbe tutt'al più una modesta zoneografia regionale di quest'evento metamorfico che, nell'area del San-

tuario di Polsi, avrebbe raggiunto le temperature più elevate, corrispondenti al limite tra la facies scisti verdi e la facies anfibolitica.

Fig. 5. — a) *Micascisto biotitico-sillimanitico* parzialmente riequilibrato nella facies scisti verdi (A 90): grossi blasti muscovitici (Mb I) includono aggregati di cianite pseudoparamorfa su fibrolite (solo pol.; 60 x). Loc.: S.S. 112 dell'Aspromonte tra S. Cristina e Platì, km 58,000. — b) *Gneiss granitoide leucocrato* parzialmente riequilibrato (B 1737 bis): grosse lamine di muscovite includono cianite pseudoparamorfa su fibrolite (solo pol.; 60 x). Loc.: S.S. 112 dell'Aspromonte tra Delianuova e S. Cristina, km 45,200. — c) *Micascisto a due miche e granato* profondamente riequilibrato nella facies scisti verdi (B 1742): blasti di cloritoide (con la tipica geminazione polisintetica) e di clorite (quasi nera) crescono in una matrice di mica bianca a grana fine. Si noti nel lungo blasto deformato di cloritoide la frattura risanata dalla mica bianca (pol. incr.; 60 x). Loc.: S.S. 113 dell'Aspromonte tra S. Cristina e Platì, km 59,000. — d) *Micascisto biotitico-sillimanitico* parzialmente riequilibrato (A 90): livelli a cianite (in grigio-scuro) pseudoparamorfa su fibrolite si alternano a livelli con relitti di biotite (Bi I) immersa in un feltro a grana molto fine di mica bianca (Mb II), in cui crescono prismetti non orientati di cloritoide (solo pol.; 60 x). Loc.: S.S. 112 dell'Aspromonte tra S. Cristina e Platì, km 58,000.



di crenulazione. Le riequilibrazioni metamorfico-tessiturali legate a questo evento sono particolarmente sviluppate nella parte nord-occidentale dell'Aspromonte, tra S. Cristina ed il bivio per Piminoro, e nell'area di Madonna di Polsi. In quest'ultima località le originarie litologie gneissiche più vistosamente assumono un aspetto fillonitico, e le orneblenditi, in esse incluse, originariamente costituite da cristalli pluricentrici di orneblenda bruna, si trasformano in anfiboliti scistose a grana fine, formate da aghetti di anfibolo verde-azzurro (fig. 6, *c* e *d*), talora marcatamente lineati ed accompagnati da segregazioni di titanite.

In conclusione, durante questo evento si ha blastesi o ricristallizzazione di miche chiare, biotite giallo-bruna, anfiboli verdi e/o verde-azzurri, cloriti, epidoti (clinozoisiti \pm ferriferi), titanite ed albite, talora con orlo di oligoclasio.

Condizioni metamorfiche del primo evento in facies scisti verdi

Le condizioni di temperatura corrispondenti alla prima riequilibrazione in facies scisti verdi possono essere definite grazie ad alcune reazioni che coinvolgono la cianite, il cloritoide, la paragonite, la clorite ed il granato almandino. In particolare la presenza di cianite al posto della pirofillite, che scompare secondo la reazione pirofillite = Al-silicato + quarzo + acqua (curva 1 di fig. 8), pone un limite verso le basse temperature. Un limite verso le alte temperature viene, invece, posto dalla presenza di cloritoide con cianite, minerali che reagiscono, poco oltre i 500° C, per dare staurolite + quarzo (curve 3 di fig. 8). Intorno a questi valori di *T* cadono, inoltre, tutte le altre curve che limitano la stabilità superiore del cloritoide

(HOSCHEK 1967, 1969). La presenza di granato ricco di molecola almandinica consente di ridurre ulteriormente l'intervallo di temperatura, in quanto la sua diffusione è caratteristica della parte a più alto grado della facies degli scisti verdi (cfr. WINKLER, 1979): ciò può essere rappresentato dalla curva 2 di fig. 8, che indica come un granato ricco di almandino si produca dalla reazione di Fe-clorite + quarzo.

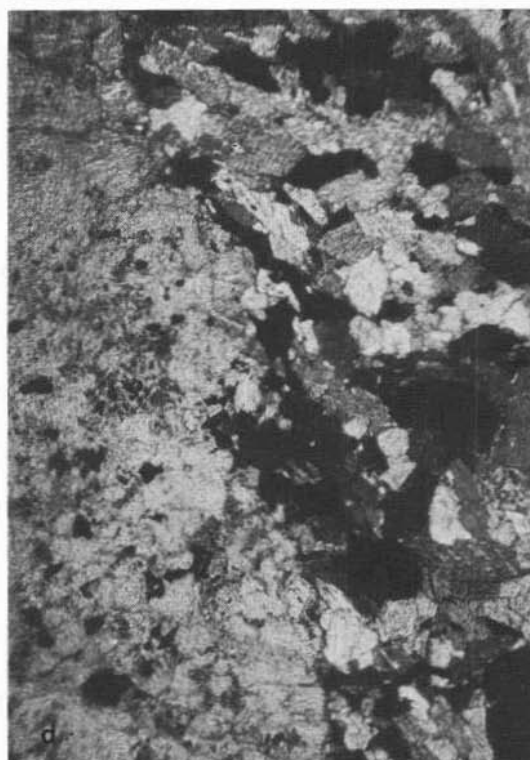
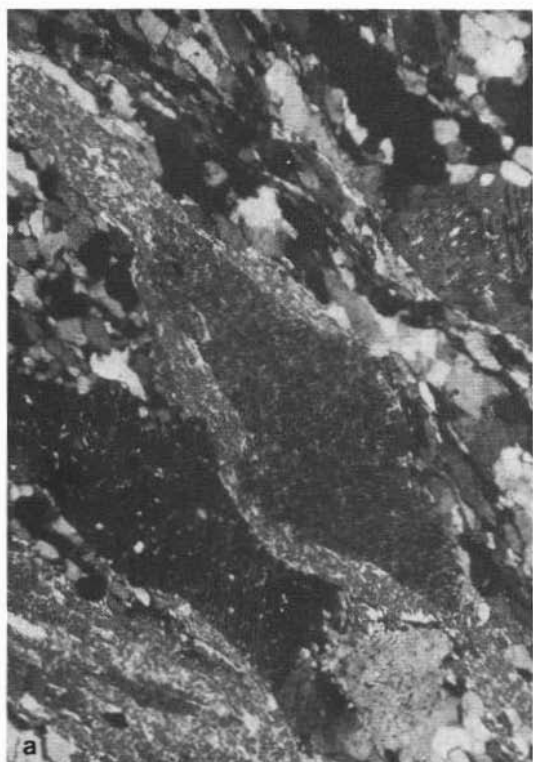
Il limite barico inferiore delle riequilibrazioni metamorfiche viene indicato dalla presenza di cianite: per i polimorfi del silicato di alluminio sono state scelte le curve di HOLDAWAY (1971). Il limite barico superiore può essere, invece, posto in corrispondenza alla transizione gabbro/granulite in eclogite di GREEN & RINGWOOD (1967), in quanto rocce eclogitiche o pirosseni sodici non sono stati mai rinvenuti nell'Unità dell'Aspromonte.

In conclusione, per la prima riequilibrazione tettono-metamorfica possono essere suggerite $T \approx 500 \pm 30^\circ \text{C}$ e $P \approx 0,5 \pm 0,1 \text{ GPa}$, corrispondenti ad un gradiente geotermico di tipo normale.

Condizioni metamorfiche del secondo evento in facies scisti verdi

È, invece, più difficile definire le condizioni termobarometriche del secondo evento, per la scarsità di minerali o paragenesi mineralogiche particolarmente significative. Tuttavia, per l'assenza di granato almandinico, la ricomparsa della biotite, la presenza di minerali tipici della facies scisti verdi (quali epidoti, anfiboli attinolitici, miche bianche) e la sporadica comparsa di un orlo oligoclasico intorno all'albite, è lecito immaginare, rispetto all'evento precedente, pressioni inferiori e temperature circa uguali o legger-

Fig. 6. — *a*) Gneiss granitoidi leucocrato (B 1810): blasti relitti di mica bianca (Mb I) sono orlati da lamelle di mica bianca neoblastica (Mb II) sviluppata durante la fase di riequilibrazione nella facies scisti verdi (pol. incr.; 60 x). Loc.: circa quota 1.300 m s.l.m. lungo la strada Montalto-Madonna di Polsi. — *b*) Micascisto a due miche e granato parzialmente riequilibrato (B 936): blasti di granato I sono circondati da orli più scuri di granato II ricchi di inclusioni ilmenitiche e/o titanitiche; lamelle di mica bianca I sono immerse in una matrice costituita da mica bianca II e blasti di clorite neogenica (lamine grigie) (pol. incr.; 60 x). Loc. S.S. 183 km 34,500, ca. 1 km a valle del bivio Croce di Romeo, sulla destra orografica del Torrente Listi. — *c*) Orneblendite (B 1748): un fenoclasto di orneblenda bruna, parzialmente riequilibrato nella facies scisti verdi e con struttura a subgranuli, è attraversato da un piano di movimento, in corrispondenza al quale si è sviluppato un aggregato a grana più fine di anfibolo verde-azzurro (pol. incr.; 40 x). Loc.: S.S. 112 dell'Aspromonte, km 52,000, dopo il bivio per Piminoro. — *d*) Idem: fenoclasto di orneblenda parzialmente riequilibrata, che conserva chiazze dell'originario colore bruno ed è circondata da un aggregato granoblastico, a grana più fine, di anfibolo verde-azzurro (pol. incr.; 40 x). Loc.: Ibidem.



mente superiori, corrispondenti a geotermie più elevate di quelle normali.

Discussioni e conclusioni

Lo studio geologico-petrografico dell'Unità dell'Aspromonte ha evidenziato la presenza nell'area circostante il Montalto, di una diffusa riorganizzazione metamorfico-tessiturale, che ha riequilibrato l'originario basamento cristallino, costituito da una sequenza metamorfica in facies anfibolitica, intrusa da rocce granitoidi con relativo corteggio di filoni aplittico-pegmatitici.

La riequilibrio non mostra, in genere, una distribuzione omogenea, ma appare localizzata in fasce di potenza variabile da alcune centinaia di metri a meno di un metro. Anche dove la riequilibrio appare totale (ad es. nei dintorni di Madonna di Polsi), relitti mineralogici e/o strutturali testimoniano la derivazione delle associazioni in facies scisti verdi da originarie metamorfite in facies anfibolitica.

All'esame microscopico il processo di riequilibrio mostra una complessa storia polifasica, caratterizzata da due distinti eventi in facies scisti verdi: per il primo evento sono state valutate $P \approx 0,5$ GPa e $T \approx 500^\circ$ C, mentre per il secondo pressioni nettamente inferiori e temperature circa equivalenti, o di poco superiori.

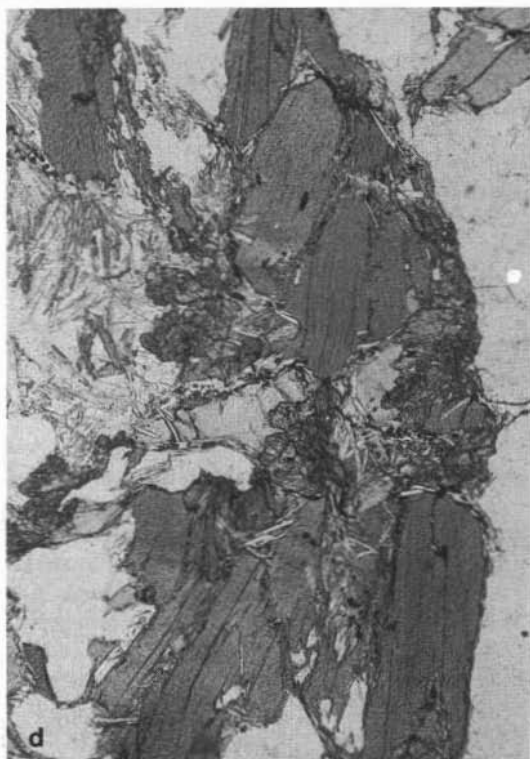
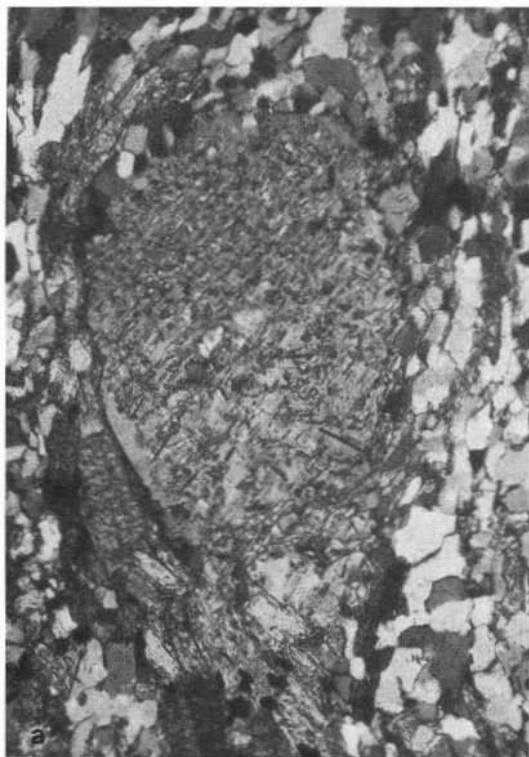
Come già visto, la riorganizzazione tettonometamorfica in facies scisti verdi interessa non solo le metamorfite in facies anfibolitica, ma anche gli innumerevoli filoni di apliti e pegmatiti, che le tagliano in discordanza; in particolare, sono coinvolte nella riequilibrio anche le caratteristiche pegmatiti a tormalina, che rappresentano nell'Unità dell'Aspromonte le ultime manifestazioni del

ciclo magmatico tardo-ercinico. Ciò indica che le riequilibrazioni in facies scisti verdi sono posteriori non solo al metamorfismo in facies anfibolitica, concordemente considerato ercinico (ATZORI et al., 1982; PICCARRETA, 1982), ma anche alle ultime manifestazioni del magmatismo tardo-ercinico, datato in Calabria intorno a 280 Ma (DEL MORO et al., 1982). Di conseguenza, poiché in tutto l'Arco Calabro-Peloritano non si conoscono eventi tettono-metamorfici prealpini, più recenti di ca. 280 Ma, è molto probabile che le riequilibrazioni in facies scisti verdi dell'Unità dell'Aspromonte siano da mettere in relazione con l'orogenesi alpina. Un'età alpina è anche suggerita dai caratteri petrografici dei due eventi, che, di difficile inquadramento in un contesto tettono-metamorfico tardo-ercinico (cfr. VAI, 1979 a e b), risulterebbero, invece, più coerenti con il ben noto quadro orogenico alpino s.l., dove analoghi frammenti di crosta continentale medio-profonda sono stati coinvolti — dalle Alpi Occidentali alla Calabria settentrionale fino alla Cabilia (BOUILLIN, 1982) — nella costruzione della catena.

Se le conclusioni sopra riportate corrispondono al vero, resta da spiegare perché i grossi corpi di granitoidi peralluminosi (tipo Villa San Giovanni^(*)), intrusi nelle metamorfite dell'Unità dell'Aspromonte, forniscono di norma età radiometriche tardo-erciniche (DEL MORO et al., 1982). Pur concordando con questi Autori che i loro dati radiometrici «... escludono l'esistenza di qualsiasi sovra-

(*) Il granito di Cittanova, che nel lavoro di DEL MORO et al. (1982) è stato preso in esame insieme alle masse di Villa S. Giovanni e Capo Rasocolmo, con le quali è coerente per caratteri chimico-petrografici ed età radiometrica, è a nostro avviso riferibile ad una diversa unità tettonica alpina.

Fig. 7. — a) *Micascisto granitifero* (B 919): fenoclasto di plagioclasio saussurítico, farcito di prismetti zoisitici \pm sericite, è conservato in una matrice, completamente riorganizzata e ricristallizzata durante l'evento in facies scisti verdi, costituita da quarzo, mica bianca II ed albite (pol. incr.; 60 x). Loc.: S.S. 112 dell'Aspromonte, tra Delianuova e S. Cristina, km 46,000. — b) *Anfibolite* (B 1850): l'orneblenda bruna è solo leggermente riequilibrata alla periferia dei cristalli (sottile orlo più chiaro), mentre il plagioclasio è completamente trasformato in albite a prismetti di zoisite (solo pol.; 60 x). Loc.: Strada Montalto-Croce di Romeo, circa 1 km a monte dell'incrocio con la S.S. 183 Gambarie-Melito. — c) *Gneiss granitoidi leucocrato* (B 1948): anfibolo verde chiaro, legato all'evento in facies scisti verdi, si è sviluppato con quarzo e albite in una frattura che attraversa un fenoclasto di feldspato (pol. incr.; 150 x). Loc.: quota 1035 m s.l.m. lungo la S.S. Cristina-Zervò-Piani di Carmelia. — d) *Micascisto gneissico a biotite* (B 1897): minute lamelle di mica bianca II e aggregati di anfibolo verde-azzurro pallido (con rilievo maggiore), legati all'evento in facies scisti verdi, si sono sviluppati tra le lamelle relitte di biotite I (solo pol.; 60 x). Loc.: S.S. 183 Gambarie-Melito, km 28,500.



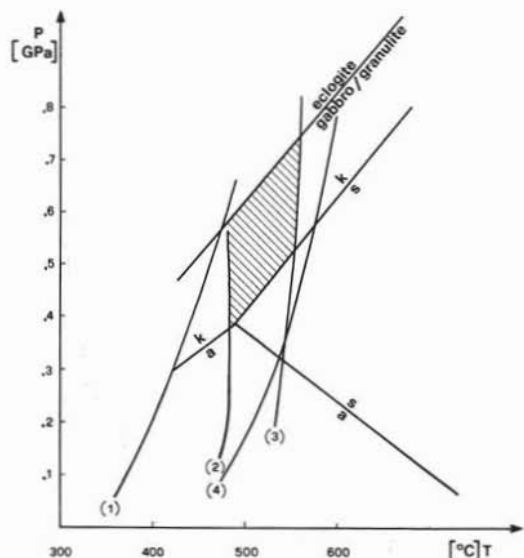


Fig. 8. — Principali curve di reazione utilizzate per stimare le condizioni P e T della riequilibrio metamorfica relativa al primo evento in facies scisti verdi riconosciuto nell'Unità dell'Aspromonte. 1: pirofillite = Al-silicato + quarzo (HELGESON et al., 1978); 2: Fe-clorite + quarzo = granato ricco di almandino (HSU, 1968); 3: cloritoide + cianite = staurolite + quarzo (HOSCHEK, 1967); 4: paragonite + quarzo = albite + Al-silicato (CHATTERJEE, 1972). Le curve di stabilità dei polimorfi di Al_2SiO_5 sono di HOLDAWAY (1971).

impronta alpina nei granitoidi peralluminosi...», riteniamo che non si possa estrapolare questa conclusione all'intera Unità dell'Aspromonte. Evidentemente i grossi corpi di granitoidi peralluminosi, tipo Villa San Giovanni, corrispondono alle porzioni meglio preservate dell'Unità. Infatti, all'interno ed in prossimità delle aree in cui è più evidente la riequilibrio in facies scisti verdi, analoghi granitoidi peralluminosi — generalmente in corpi di più modeste dimensioni — si presentano spesso con tessitura massiccia nella parte centrale e nettamente foliati alla periferia, con evidente retrocessione dei feldspati e sviluppo di scie muscovitiche. In altre parole, i corpi massicci delle plutoniti tardociniche, intruse in metamorfiti foliate, rispondono alla deformazione regionale come «megaboudins», laminandosi progressivamente dalla periferia verso il nucleo.

Comunque, testimonianze radiometriche di una parziale riequilibrio alpina nel-

l'Aspromonte potrebbero essere indicate dalle età (miste?) di 190 ± 10 Ma e 195 ± 3 Ma ottenute rispettivamente da FERRARA et al. (1959) con il metodo U/Pb su una pegmatite dell'area di Delianuova e da DEL MORO et al. (1982) con il metodo Rb/Sr su un'aplite di Villa San Giovanni.

Non deve, infine, meravigliare la distribuzione eterogenea delle riequilibrazioni in facies scisti verdi nell'Unità dell'Aspromonte, in quanto tale situazione sembra essere la norma nelle unità tettoniche dell'Arco Calabro-Peloritano derivate da crosta continentale (come l'Unità di Castagna, l'Unità di Polia-Copanello ed, in minor misura, l'Unità di Bagni), nelle quali è stata riconosciuta una sovraimpronta tettono-metamorfica alpina.

Pertanto, allo stadio attuale delle conoscenze, l'Unità dell'Aspromonte deve essere considerata come un elemento strutturale essenzialmente unitario, sebbene smembrato dalla tettonica fragile postorogena.

A nostro avviso, quindi, le differenti unità tettoniche nelle quali LORENZONI et al. (1980) suddividono l'Unità dell'Aspromonte non trovano alcun riscontro obiettivo, sia perché non sono riconoscibili i rapporti tettonici tra di esse sia perché tra le differenti associazioni litologiche, che caratterizzerebbero le unità stesse, non esistono differenze tali da giustificare una distinzione. Inoltre i rapporti geometrici tra le differenti «unità tettoniche» ci risultano opposti a quelli indicati dagli AA., ma coerenti con quelli riportati da PEZZINO & PUGLISI (1980) e IOPPOLO et al. (1983). Tuttavia, anche i tentativi di questi ultimi AA. di riconoscere nell'Unità dell'Aspromonte due subunità, diverse per grado metamorfico, non trovano conferma dal punto di vista petrografico, nè sono suffragate da evidenze di chiari contatti tettonici tra di esse. Infatti, poiché, come si è visto, le paragenesi in facies scisti verdi (indicate di «grado medio-basso» da PEZZINO & PUGLISI, 1980, e di «facies anfibolitica ad epidoto» da IOPPOLO et al., 1983) derivano dalla retrocessione di originarie associazioni in facies anfibolitica, identiche a quelle conservate nelle porzioni non retrocesse, viene a mancare l'evidenza petrografica fondamentale su cui si basa la loro suddivisione dell'Unità dell'Aspromonte

in una «unità inferiore» ed una «unità superiore» di grado metamorfico medio-basso e medio-alto rispettivamente. Ad ulteriore conferma di ciò ricordiamo che rocce profondamente riequilibrate nella facies scisti verdi, analoghe a quelle che caratterizzano l'«unità inferiore», si rinvennero anche a tetto del «contatto tettonico» posto tra le «due» unità, che, a nostro avviso, corrisponde semplice-

mente ad un potente orizzonte di ortogneiss leucocratici fortemente laminati e riequilibrati in facies scisti verdi.

Ringraziamenti. — I referee hanno contribuito a migliorare concisione e chiarezza del lavoro. EUGENIO BARRESE ed ANNA MARIA DE FRANCESCO hanno effettuato i diffrattogrammi sul residuo insolubile in HF ottenuto da FRANCO GAGLIARDI. Lavoro realizzato con fondi M.P.I. 40 % e 60 %.

BIBLIOGRAFIA

- AFCHAIN C. (1967) - *Nature du contact entre les «granites» des Serre et les «gneiss fondamentaux» de l'Aspromonte en Calabre méridionale (Italie)*. Com. Ren. somm. Soc. Géol. France, 6, 240.
- AFCHAIN C. (1969) - *Le substratum des phyllades en Calabre méridionale: la fenêtre de Montebello Jonico (Reggio de Calabre)*. Com. Ren. Acad. Sc. Paris, 268, 911-912.
- ATZORI P., FERLA P., PAGLIONICO A., PICCARRETA G., ROTTURA A. (1984) - *Remnants of the bercynian orogen along the «Calabrian Peloritan Arc», southern Italy: a review*. Journ. Geol. Soc. London, 141, 137-185.
- BONARDI G., GURRIERI S., MESSINA A., PERRONE V., RUSSO M., ZUPPETTA A. (1979) - *Osservazioni geologiche e petrografiche sull'Aspromonte*. Boll. Soc. Geol. It., 98, 55-73.
- BONARDI G., MESSINA A., PERRONE V., RUSSO M., RUSSO S., ZUPPETTA A. (1980) - *La finestra tettonica di Cardeto (Reggio Calabria)*. Rend. Soc. Geol. It., 3, 3-4.
- BONARDI G., DE VIVO B., GIUNTA G., LIMA A., PERRONE V., ZUPPETTA A. (1982) - *Mineralizzazioni dell'arco calabro-peloritano. Ipotesi genetiche e quadro evolutivo*. Boll. Soc. Geol. It., 101, 141-155.
- BONARDI G., GIUNTA G. (1982) - *L'estremità nord-orientale della Sicilia nel quadro dell'evoluzione dell'Arco Calabro-peloritano*. Soc. Geol. It.: Guida alla Geologia della Sicilia Occidentale, a cura di R. Catalano e B. D'Argenio, 85-92.
- BONARDI G., MESSINA A., PERRONE V., RUSSO B., ZUPPETTA A. (1984) - *L'Unità di Stilo nel settore meridionale dell'Arco Calabro-peloritano*. Boll. Soc. Geol. It., 103, 279-309.
- BONFIGLIO L. (1963) - *Plutoniti, migmatiti e metamorfiti della Calabria meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., 4, 1205-1310.
- BOUILLIN J.P. (1982) - *Mise en évidence d'un important accident blastomylonitique dans le nord de la Petite Kabylie (Algérie)*. Com. Ren. Acad. Sc. Paris, 294, 1233-1236.
- CHATTERJEE N.D. (1972) - *The upper stability limit of the assemblage paragonite + quartz and its natural occurrences*. Contrib. Mineral. Petrol., 34, 288-303.
- COLONNA V., PICCARRETA G. (1976) - *Contributo alla conoscenza dell'Unità di Castagna in Sila Piccola: rapporti tra micascisti, paragneiss e gneiss occchiadini*. Boll. Soc. Geol. It., 95, 39-48.
- CORTESE E. (1895) - *Descrizione geologica della Calabria*. Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia, 9, 1-310.
- CRISCI G.M., DONATI G., MESSINA A., PERRONE V., RUSSO S. (1982) - *L'Unità Superiore dell'Aspromonte: studio geologico e petrografico*. Rend. S.I.M.P., 38, 989-1014.
- D'AMICO C., MESSINA A., PUGLISI G., ROTTURA A., RUSSO S. (1973) - *Confronti petrografici nel cristallino delle due sponde dello stretto di Messina. Implicazioni geodinamiche*. Boll. Soc. Geol. It., 92, 939-953.
- DEL MORO A., PARDINI G., MACCARRONE E., ROTTURA A. (1982) - *Studio radiometrico Rb-Sr di granitoidi peraluminosi dell'Arco Calabro-Peloritano*. Rend. S.I.M.P., 38, 1015-1026.
- FARAONE D. (1968) - *Le metamorfiti della falesia di Taureana (Reggio Calabria): aspetti della formazione dioritico-kinzigitica italiana*. Period. Miner., 37, 399-494.
- FERRARA G., IPPOLITO F., STAUFFER H., TONGIORGI E. (1959) - *Determinazione con metodi del piombo dell'età di un filone pegmatitico presso Delianova (Aspromonte, Calabria)*. Boll. Soc. Geol. It., 78, 74-82.
- GREEN D.H., RINGWOOD A.E. (1967) - *An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications*. Geochim. Cosmochim. Acta, 31, 767-833.
- HELGESON H.C., DELANY J.M., NESBITT H.W., BIRD D.K. (1978) - *Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals*. Am. J. Sci., 278 A, 229 pp.
- HOLDAWAY M.J. (1971) - *Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram*. Am. J. Sci., 271, 97-131.
- HOSCHKE G. (1967) - *Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid un Staurolith*. Contrib. Mineral. Petrol., 14, 123-162.
- HOSCHKE G. (1969) - *The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks*. Contrib. Mineral. Petrol., 22, 208-232.
- HSU L.C. (1968) - *Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O-H: a model for garnet equilibria*. J. Petrol., 9, 40-83.

- IOPPOLO S., PEZZINO A., PUGLISI G. (1982) - *Caratteri petrografico-strutturali e petrochimici delle metamorfite di grado medio-basso di Madonna dei Polsi (Aspromonte, Calabria meridionale)*. Miner. Petrogr. Acta, 26, 143-158.
- IOPPOLO S., PEZZINO A., PUGLISI G. (1983) - *Condizioni termobariche dell'evento statico a cloritoidi e staurolite in Aspromonte*. Rend. Soc. Geol. It., 6, 3-4.
- LORENZONI S., ZANETTIN LORENZONI E. (1979) - *Problemi di correlazione tettonica Sila-Aspromonte. Il significato dell'Unità ercinica di Mandatoriccio e dei graniti ad Al₂SiO₅*. Boll. Soc. Geol. It., 98, 227-238.
- LORENZONI S., ORSI G., ZANETTIN LORENZONI E. (1980) - *The Hercynian Range in southeastern Aspromonte (Italy). Its relationships with the Alpine Stilo Unit*. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 7, 404-416.
- LORENZONI S., ZANETTIN LORENZONI E. (1982) - *The so-called «scisti filladici» of the Fiumara La Verde in the interpretation of the geologic tectonic history of the Aspromonte (Southern Italy)*. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 5, 265-271.
- MESSINA A., ROTTURA A., RUSSO S. (1974) - *Le leucogranodioriti muscovitiche dell'entroterra di Villa San Giovanni (Reggio Calabria)*. Period. Miner., 43, 51-92.
- OGNIBEN L. (1960) - *Nota illustrativa dello schema geologico della Sicilia nord-orientale*. Riv. Miner. Sicil., 11, 183-212.
- OGNIBEN L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., 8, 453-764.
- OGNIBEN L. (1973) - *Schema geologico della Calabria in base ai dati odierni*. Geol. Romana, 12, 243-585.
- PEZZINO A., PUGLISI G. (1980) - *Indagine geologico-petrografica sul cristallino dell'Aspromonte centro-settentrionale (Calabria)*. Boll. Soc. Geol. It., 99, 255-268.
- PICCARRETA G. (1982) - *Eventi metamorfici e magmatici nel Paleozoico Calabro-Peloritano*. Rend. S.I.M.P., 38, 963-971.
- QUITZOW H.W. (1935) - *Der Deckenbau des kalabrischen Massive und seiner Randgebiete*. Abh. Ges. Wiss. Göttingen Mat. Phys. Kl., 13, 63-179.
- ROTTURA A., MACCARRONE E., MESSINA A., PUGLISI G. (1975) - *La massa migmatitico-tonalitica di Palmi-Bagnara (Calabria meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., 94, 495-536.
- VAI G.B. (1979 a) - *Tracing the Hercynian structural zones across «Neo-Europa»: an introduction*. Mem. Soc. Geol. It., 20, 39-45.
- VAI G.B. (1979 b) - *Tracing the Hercynian structural zones across «Neo-Europa». A model for correlation purpose within IGCP Project n. 5*. In: SASSI F.P. (ed.), IGCP 5 Newsletter, 1, 141-149.
- WINKLER H.G.F. (1979) - *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag, Berlin, 348 pp.