Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie

Band: 55 (1975)

Heft: 2

Artikel: Petrografia della regione del passo della Flüela (Grigioni)

Autor: Frapolli, Giuseppe

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-43075

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 15.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Boll. svizz. Mineral. Petrogr. 55, 307–364, 1975

Petrografia della regione del passo della Flüela (Grigioni)

Di *Giuseppe Frapolli*, Stäfa*)

Con 24 figure e 1 tavola

Abstract

The main tectonic elements of the Flüela-Schwarzhorn-region (Silvretta nappe, Switzerland) are irregular large scale folds of paragneisses and metabasites, which are underlain by the Flüela granite. In these polymetamorphic rocks of Precambrian to Caledonian age the following mineral assemblages of probable Hercynian age are recognized.

Metapelites: Quartz-Muscovite-Biotite-Plagioclase-Garnet ± Kyanite ± Staurolite. In thin section, kyanite, andalusite and fibrolite may appear together, but these assemblages have to be interpreted as metastable and as a sequence in time: kyanite-staurolite, andalutise and finally fibrolite.

Metabasic assemblages are: Hornblende-Plagioclase (An_{27-37})-Epidote-Biotite-Quartz, Hornblende-Plagioclase (An_{35-40})-Epidote-Garnet-Biotite-Quartz.

The *granitic gneisses* are the product of transformation of the Flüela granite (Caledonian age), which shows evidence of strong recrystallization, but relics of original K-feldspar and plagioclase are still recognizable.

Three metamorphic stages have been defined. A first mineral assemblage of Hercynian age is of almandine-amphibolite-facies-grade with garnet, kyanite and staurolite. In a second phase, metabasites and metapelites were transformed by strong metablastesis of plagioclase, and at the same time andalusite appeared in the metapelites. Formation of fibrolitic sillimanite and transformation of kyanite and staurolite to white mica are signs of a late stage transformation, which is due to late Hercynian events. The effects of alpine metamorphism are scarcely detectable in these rocks.

Two main planar elements are found. The older one, S_1, represents an early very complex history and results from superposition of various older events. The younger one, S_2, is related to small fold-axes, with a WSW-ESE-trend, dipping either towards SW or NE. Mineral assemblages are mainly post-tectonic, but relics of syntectonic garnets, micas and plagioclases are preserved.

---

*) Etzelstrasse 27, 8712 Stäfa.

Indice

Pagina

Premessa 309

I. *Introduzione* 309

1. Situazione geografico-geologica 309
2. Introduzione storica 309
3. Impostazione dei problemi 310
4. Osservazioni sulla metodica seguita 311

II. *Petrografia della massa dello Schwarzhorn* 311

A. Paragneiss (rocce metapelitiche e metapsammitiche) 311

1. Descrizione 311
2. Aspetti particolari 313
3. Descrizione e discussione sui componenti 314
4. Considerazioni sui rapporti e la successione metamorfica relativa dei componenti 324

B. Anfiboliti (rocce metabasiche) 325

1. Descrizione 325
2. Aspetti particolari 328
3. Descrizione e discussione sui componenti 328
4. Considerazioni sui rapporti e la successione metamorfica relativa dei componenti 335

C. Diabasi 336

1. Descrizione 336

III. *Petrografia degli gneiss granitici della Flüela* 337

1. Descrizione 337
2. Aspetti particolari 338
3. Descrizione e discussione sui componenti 338
4. Considerazioni conclusive 343

IV. *Considerazioni sulla metamorfosi* 344

1. Caratteri delle associazioni mineralogiche e del grado metamorfico 344
2. Sviluppo della metamorfosi ercinica 346

V. *Tettonica* 348

1. Introduzione 348
2. Caratteri strutturali 348
3. Caratteri strutturali microscopici 354
4. Correlazioni con le fasi metamorfiche 358

Zusammenfassung 359

Elenco delle opere citate e consultate 361

Premessa

Lo studio petrografico per l'elaborazione di una tesi di laurea nella regione del passo della Flüela mi venne proposto nel 1967 dal Prof. J. von Raumer. I lavori di rilevamento vennero iniziati nell'estate del 1968 e furono completati durante le estati del 1969–1970. Il materiale raccolto e i dati di campagna furono elaborati presso l'Istituto di mineralogia e petrografia dell'Università di Friburgo (Svizzera).

I miei ringraziamenti vanno particolarmente ai Proff. J. von Raumer, A. Streckeisen (Istituto di mineralogia e petrografia di Berna) e E. Nickel che mi hanno assistito durante questa ricerca e hanno reso possibile la stesura del lavoro.

Ringrazio pure il Dott. G. Galetti per la lettura critica del testo, i Proff. J. Klaus, L. Pugin, M. Chatton e M. Caron dell'Istituto di geologia; J. L. Piveteau dell'Istituto di geografia; H. Meier dello Istituto di botanica; R. Woodtli dell'Istituto di mineralogia di Losanna; R. Galopin dell'Istituto di mineralogia di Ginevra.

Un particolare pensiero rivolgo ai miei compagni di studio e al tecnico dell'Istituto di mineralogia sig. J. Charrière per la solerzia nella preparazione del materiale.

La mia gratitudine va pure al sig. J. J. Bienz, proprietario dell'Hôtel al passo della Flüela, per avermi gentilmente ospitato durante i rilevamenti di campagna.

Concluderò rivolgendo il più caro ringraziamento ai miei amati genitori che mi hanno sostenuto durante gli studi: a loro dedico questo lavoro.

I. Introduzione

1. SITUAZIONE GEOGRAFICO-GEOLOGICA

L'area rilevata si situa nella regione della Flüela-Schwarzhorn compresa tra la valle dello Dischma a ovest e la strada della Flüela a est, lo Schwarzhornfurgga a sud e il Braunhorn a nord – coordinate 788.500/793.300 e 178.000/181.500 della carta topografica 1 : 25000 Scaletta, foglio 1217 (vedi fig. 1).

Geologicamente è disposta nella parte sud-occidentale dell'unità della Silvretta ed è costituita dalla massa dello Schwarzhorn formato da complesse intercalazioni di rocce metapelitiche, metapsammitiche e metabasiche con la presenza di rari filoni di diabase. Questa massa giace sugli gneiss granitici della Flüela.

2. INTRODUZIONE STORICA

I primi studi del cristallino della Silvretta risalgono al secolo scorso con i lavori di Escher e Studer (1839) e Theobald (1863, 1864). Studi locali e regionali vennero eseguiti in seguito da Escher (1921), Eugster (1923), Blumenthal (1926) e Staub (1937, 1958, 1964). Uno studio geologico-petrografico sistematico e fondamentale del cristallino della Silvretta su territorio svizzero venne realizzato con i lavori di Streckeisen (1928), Spaenhauer (1932, 1933), Bearth (1932a, 1932b, 1933) e Wenk (1934a, 1934b). In epoca più recente i lavori

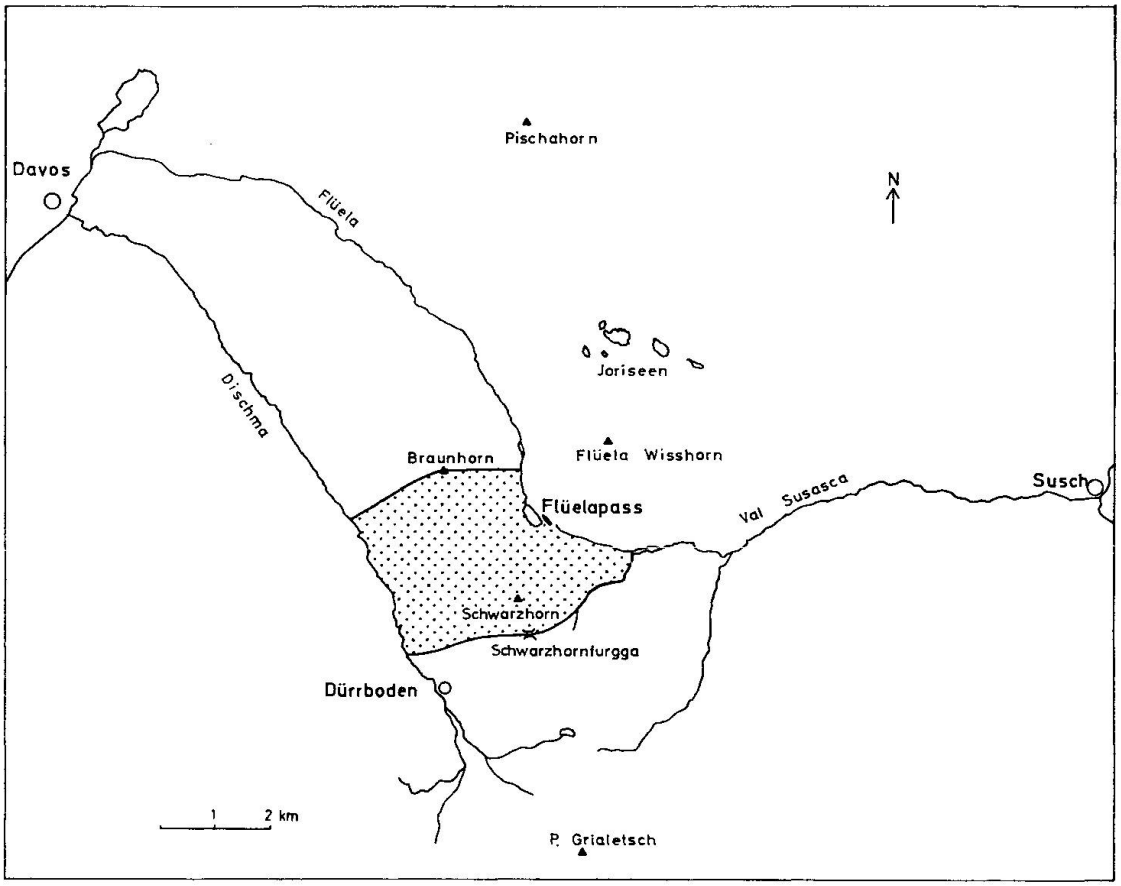


Fig. 1. Situazione geografica della regione studiata.

sull'età del cristallino col metodo dei radioisotopi JÄGER e al. (1961), JÄGER (1962), PASTEELS (1964), GRAUERT (1966, 1969), GRAUERT e ARNOLD (1968) ne chiarirono i principali avvicendamenti geologici. Su territorio austriaco è da rilevare il lavoro di HÖRNES (1970).

Le considerazioni di tali lavori verranno trattate più particolarmente nel testo a seconda del caso.

3. IMPOSTAZIONE DEI PROBLEMI

Il presente lavoro è stato intrapreso come studio della metamorfosi ercinica dell'unità della Silvretta (chiaramente definita da STRECKEISEN, 1966, pag. 709, e GRAUERT, 1969, pag. 18, «Das wesentliche Ereignis, durch das die kristallinen Gesteine des Schweizer Teils der Silvretta ihr heutiges Gepräge erhielten, war die herzynische Dynamo-Thermometamorphose») nell'area definita mediante un'analisi comparata dei caratteri petrografici delle rocce metapelitiche, metapsammitiche e metabasiche. La trattazione degli gneiss granitici e dei diabasi, relativamente limitati nell'area rilevata, anche se volontariamente abbreviata, è intesa a chiarire speciali aspetti dei fenomeni metamorfici.

4. OSSERVAZIONI SULLA METODICA SEGUITA

Il presente lavoro comporta il rilevamento sulla carta topografica 1 : 10000, la descrizione delle differenti rocce, l'analisi microscopica delle associazioni e dei singoli minerali, dei loro rapporti e successione in relazione ai caratteri strutturali e inerenti agli eventi metamorfici ercinici. I caratteri degli avvicendamenti più recenti alpini furono volontariamente omessi anche se particolari aspetti vengono trattati in relazione a problemi specifici.

II. Petrografia della massa dello Schwarzhorn

È rappresentata da una serie d'intercalazioni di banchi dalle complesse strutture e a potenza variabilissima di rocce metapelitiche, metapsammitiche e metabasiche con particolari varietà litologiche.

A. Paragneiss (rocce metapelitiche e metapsammitiche)

1. DESCRIZIONE

— La descrizione si limita esclusivamente ai caratteri essenziali delle differenti varietà, attenendosi il più possibile alla nomenclatura utilizzata dal Prof. A. Streckeisen (1928).

Varietà predominanti

a) Gneiss – scisto a biotite (e mica chiara)

— Biotitschiefergneis di Streckeisen (pag. 117–119).
— Il significato di gneiss e di scisto viene utilizzato in tale descrizione unicamente per evidenziare i caratteri della tessitura (E. Wenk, 1963).

Costituisce la varietà predominante, dalla tessitura variamente gneissica o scistosa, dal color grigio-verdognolo ma solitamente bruno ruggine se alterata. Si presenta variamente ondulata o finemente pieghettata generalmente a intercalazioni di letti leucocratici ricchi in quarzo e plagioclasio e letti micacei (prevalentemente di biotite) con ricorrenza assai monotona e dalla potenza di qualche centimetro, raramente superiore al decimetro. Si accompagna solitamente con più o meno abbondanti vene e lenti di quarzo.

La composizione mineralogica comprende: quarzo (20–50), plagioclasio (20–40), biotite (10–35), mica chiara (0–10); subordinatamente minerali metalliferi, apatite, clorite; accessoriamente grafite, tormalina, titanite, epidoto e zircone.

b) Gneiss – scisto a porfiroblasti di plagioclasio

— Feldspatknotengneis di STRECKEISEN (pag. 120–124).

Varietà caratterizzata dalla presenza di porfiroblasti di plagioclasio ma che non si differenzia sensibilmente nei caratteri generali dalla varietà precedente. Si rinviene su vaste estensioni ma sopratutto al contatto con le anfiboliti. I porfiroblasti di plagioclasio sono abbondanti e ben sviluppati sopratutto nei letti micacei; più scarsi e di più piccole dimensioni nei letti leucocratici. Le forme variano dal carattere lenticolare al carattere arborescente e le dimensioni variano tra 5 e 20 mm nei tipi più comuni con un massimo di 40 mm. La composizione mineralogica corrisponde grosso modo alla varietà precedente se si eccettua un'abbondanza locale di plagioclasio (30–60).

c) Gneiss – scisto ad alumosilicati e a granato

— Staurolithschiefergneis, Granatschiefergneis e Glimmerschiefer di STRECKEISEN (pag. 124–131).

Varietà relativamente diffusa presente intercalata alle varietà descritte, dalle quali non si differenzia nei caratteri mesoscopici se non per un'abbondanza di biotite o mica chiara che gli conferisce una tessitura più scistosa.

Il granato, la staurolite e saltuariamente l'andalusite sono talora macroscopici, il distene, la sillimanite fibrolitica sono microscopici. La composizione mineralogica comprende: quarzo (5–30), plagioclasio (10–50), biotite (5–40), mica chiara (0–30), granato (0–30), staurolite (0–20), distene (0–10), andalusite (0–10), sillimanite fibrolitica (0–5). I minerali subordinati e accessori sono gli stessi descritti per la varietà predominante.

Varietà subordinate

— La loro presenza limitandosi a formazioni locali ridotte non viene indicata nel rilevamento petrografico, eccettuate le varietà a feldispato potassico peraltro non differenziate.

d) Gneiss chiaro a feldispato potassico

Si possono distinguere almeno tre varietà presenti in località e situazioni geologiche diverse.

Una prima varietà è costituita da una serie di banchi e lenti della potenza di alcuni decimetri e di qualche metro di lunghezza inclusi e intensamente piegati negli gneiss a biotite (792, 510/179, 450).

Si caratterizza per una tessitura massiccia a granulazione fine e una colorazione grigio-chiara. La composizione mineralogica comprende: quarzo (35–40), plagioclasio (25–30), feldispato potassico (15–20), miche (5–10), granato (0–5).

Una seconda varietà è costituita da un banco della potenza di 1 m circa e di alcuni metri di lunghezza inclusa negli gneiss biotitici al contatto con le anfiboliti (790.805/180.190). Si caratterizza per una tessitura massiccia ma ben stratificata a granulazione media e dalla colorazione grigio-chiara. La composizione mineralogica comprende: quarzo (30–35), plagioclasio (30–35), feldispato potassico (20–25) e miche (5–10).

Una terza varietà è presente in forma di banchi di alcuni centimetri di potenza e qualche metro di lunghezza intercalati e inclusi negli gneiss e nelle anfiboliti a porfiroblasti di plagioclasio (791.690/179.415). Si tratta di una varietà assai eterogenea nei caratteri petrografici, caratterizzata in generale da una tessitura massiccia ma ben stratificata e una colorazione giallognola piuttosto chiara. La composizione mineralogica comprende: quarzo (30–40), feldispato potassico (30–35), mica chiara (15–25). Subordinati il plagioclasio (0–5) e la biotite (0–5) fortemente cloritizzata.

e) Gneiss chiaro con inclusioni di lenti ricche in biotite e orneblenda

Costituisce dei banchi di alcuni metri di potenza associati a una successione assai eterogenea di gneiss a biotite e mica chiara con anfiboliti (791.275/180.200). Questa varietà si caratterizza per una tessitura intensamente pieghettata e la presenza di inclusioni lenticolari di alcuni centimetri di lunghezza ricche in biotite e orneblenda.

La composizione mineralogica comprende: quarzo (40–50), plagioclasio (30–35), mica chiara (10–15). Le lenti a biotite contengono: biotite (45–50), plagioclasio (30–35), quarzo (15–20), mentre le lenti a orneblenda contengono: orneblenda (50–60), plagioclasio (20–30), quarzo (5–10).

f) Gneiss a clorite

Costituisce una varietà di pochi metri d'estensione e dalla forma assai irregolare, inglobata e discordante nelle anfiboliti e gneiss a biotite o mica chiara (791.005/179.695).

Si caratterizza per una colorazione verdognola e una tessitura finemente pieghettata. La composizione mineralogica comprende: plagioclasio (60–70), clorite (30–40) e subordinatamente del quarzo.

La struttura microscopica delle differenti varietà di paragneiss è tipicamente granoblastica con aspetti variabili dal mosaico all'implicazione intergranulare. La presenza locale di forti componenti micacei le conferisce un carattere più lepidoblastico.

2. ASPETTI PARTICOLARI

I paragneiss in generale sono stati localmente, ma specialmente sul fronte settentrionale della massa dello Schwarzhorn, più o meno intensamente solle-

citati tettonicamente probabilmente durante la fase alpina (E. WENK, 1934a, pag. 219). Si presentano con un abito maggiormente laminato e lungo particolari orizzonti di debolissima potenza intensamente milonitizzati in una caratteristica patina scura. Le varietà di paragneiss relativamente ricche in quarzo e plagioclasio sono state per contro qua e là finemente frantumate e presentano una fine tessitura massiccia (790.845/180.130).

3. DESCRIZIONE E DISCUSSIONE SUI COMPONENTI

— La trattazione in questione raggruppa i caratteri predominanti di ogni singolo componente presente nelle diverse varietà di paragneiss descritte. Certi caratteri morfologici in relazione ai movimenti tettonici sono trattati separatamente.

a) Plagioclasio

Si presenta in plaghe isolate o per lo più in agglomerati di granuli compenetrati dall'abito assai variabile tra un carattere poligonale isodiametrico e un carattere lobato o ameboide. Le dimensioni sono solitamente inferiori al millimetro (0,1–0,5 mm). I plagioclasi presentano frequentemente delle lamelle di geminato variabili nei caratteri e nelle forme sopratutto nelle varietà di paragneiss subordinati, ma solitamente geminati secondo le leggi dell'albite e del periclino.

Le inclusioni di quarzo, miche e subordinatamente granato, apatite, minerali metalliferi, epidoto e grafite sono relativamente abbondanti. La composizione dei plagioclasi varia tra 25 e 37 % d'an con un massimo di 35 %. In certi casi la composizione è a zonatura inversa con un nucleo inferiore di 3–6 % d'an rispetto il bordo.

Un tipo particolare di plagioclasio è rappresentato dai porfiroblasti presenti nella varietà litologica descritta. Il loro abito varia tra il carattere peciloblastico cribroso e il carattere subidiomorfo (vedi fig. 2).

Il primo, solitamente polinucleato, è assai caratteristico presso i letti micacei mentre il secondo, più frequentemente mononucleato, è presente sopratutto nei letti leucocratici.

Nei porfiroblasti polinucleati è distinguibile in certi casi la presenza di una generazione più antica di plagioclasio inclusa e corrosa da una generazione più recente (fig. 2B) e una tipica struttura mirmechitica. Essi sono ricchi d'inclusioni, particolarmente quarzo dalla forma gocciolare e ameboide, biotite con sottili lamelle corrose e parzialmente cloritizzate e granato variamente smembrato e non raramente della forma d'atollo.

La composizione dei plagioclasi dei porfiroblasti varia tra 13–18 % d'an. (Tali valori non sono da considerare veramente rappresentativi per il carattere assai eterogeneo della costituzione dei porfiroblasti.)

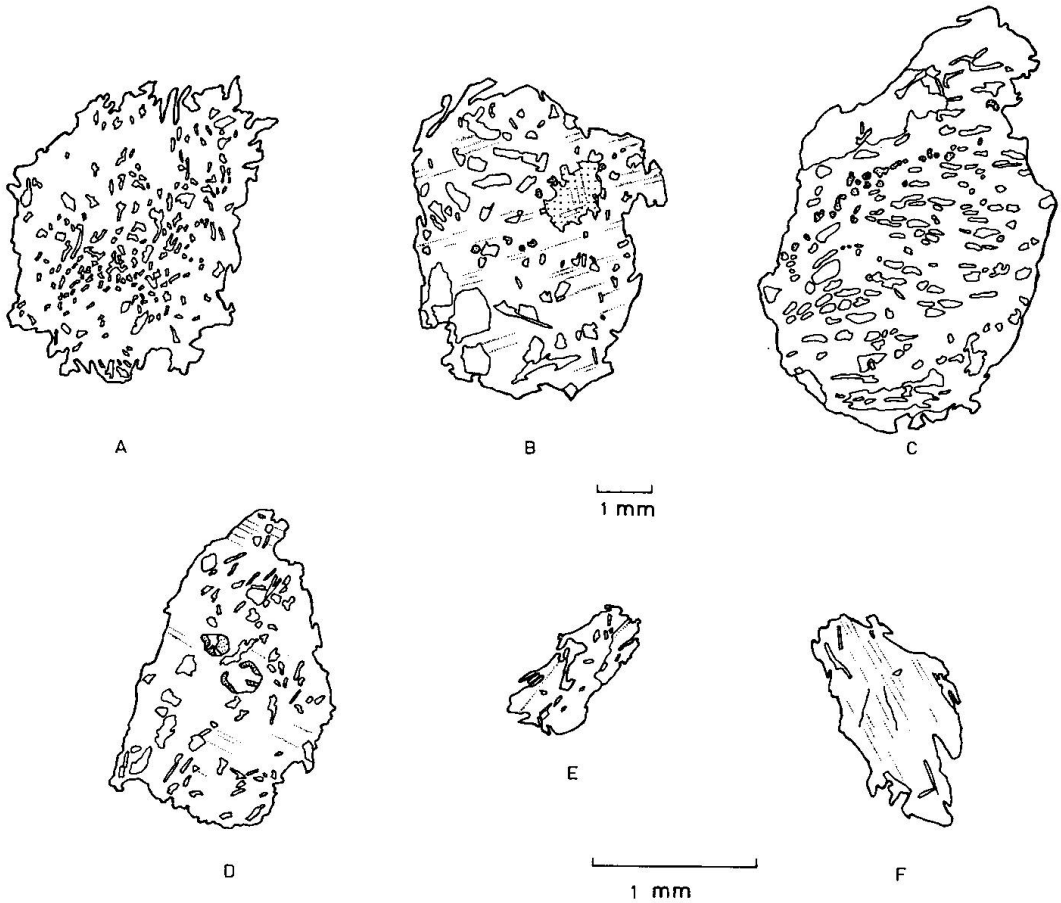


Fig. 2. Porfiroblasti di plagioclasio nei paragneiss (vedi testo).

A Concentrazione d'inclusioni nel nucleo del porfiroblasto.
B Presenza di un plagioclasio «relitto» (in alto a destra) in un porfiroblasto.
C Disposizione elicitica delle inclusioni di quarzo e granato.
D Presenza di varie inclusioni smembrate.
E/F Porfiroblasti mononucleati.

I plagioclasi in generale presentano un'evidente alterazione con fenomeni di saussuritizzazione e formazione di una sostanza bruniccia submicroscopica.

La presenza regionale relativamente abbondante di porfiroblasti di plagioclasio nei paragneiss (come nelle anfiboliti) rappresenta un fenomeno di metablastesi (D'Amico, pag. 223). Tale metablastesi si presenta di regola sul terreno nei letti micacei dei paragneiss e più particolarmente al contatto con le anfiboliti, ciò che indicherebbe un prodotto selettivo legato a particolari fenomeni cataclastici, dovuti a delle probabili sollecitazioni meccaniche differenziali per la presenza d'intercalazioni di letti micacei e leucocratici come pure di paragneiss e anfiboliti. Il carattere polinucleato dei porfiroblasti, la presenza in certi casi di almeno due generazioni di plagioclasio indicano un carattere plurifasico probabile della cristallizzazione del plagioclasio, di cui il porfiroblasto rappresenta l'ultimo stadio.

b) Quarzo

Si presenta con caratteri assai variabili quale componente della matrice ma più particolarmente concentrato nei lettini leucocratici con piccoli granuli inferiori a 0,5 mm (0,1–0,4 mm) dai margini embriciati ed estinzione ondulata, raramente a campi. Costituisce pure le lenti e vene tipiche dei paragneiss con granuli allungati medi a grossi tra 0,2 e 2 mm a compenetrazione addentellata alle due estremità ed a estinzione a campi o ondulata. Alcuni granuli fessurati sono parzialmente o completamente risanati con altro quarzo. Il quarzo si rinviene pure, come già accennato, inglobato nei porfiroblasti di plagioclasio con abito gocciolare o vermicolare.

Il quarzo dei letti leucocratici rappresenta probabilmente un prodotto di ricristallizzazione, il quarzo delle lenti al contrario rappresenta probabilmente un prodotto di differenziazione metamorfica secondo il principio di secrezione (Eskola, 1932).

c) Feldispato potassico

Si ritrova unicamente nelle varietà litologiche subordinate, quantunque abbondante in certi casi, con granuli xenomorfi, inferiori solitamente al millimetro pressochè privi di geminati e delle caratteristiche dissociazioni pertitiche. Si presenta poco o variamente alterato in una sostanza bruniccia submicroscopica. Si associa in taluni casi a del plagioclasio a struttura mirmechitica e ingloba solitamente dei piccoli granuli di quarzo gocciolare.

d) Mica chiara

Si presenta solitamente in lettini, strettamente associata alla biotite, con lamine allungate di grandezza assai variabile generalmente inferiore a 0,5 mm di lunghezza. Le lamine sono per lo più intrecciate e compenetrate, saltuariamente disposte in parallelo e variamente corrose marginalmente con incrinature e pieghettamenti. Le inclusioni di grafite disposte in cordoncini e di sottili lamine di biotite intensamente corrose e cloritizzate sono relativamente scarse.

La mica chiara costituisce occasionalmente degli agglomerati di lamine prismatiche variamente intrecciate che includono la staurolite e il distene più o meno intensamente sostituiti. Si presenta pure con esilissime lamine inglobate prevalentemente negli alumosilicati.

Le lamine di mica chiara inglobate negli alumosilicati rappresentano probabilmente i relitti di una fase o fasi precedenti la ricristallizzazione metamorfica ercinica oppure una fase iniziale della stessa. I lettini di mica chiara, strettamente associati alla biotite, rappresentano per contro più probabilmente un prodotto della metamorfosi ercinica. Le lamine di mica chiara che inglobano la staurolite e il distene, parzialmente o interamente sostituiti rappresentano, indipendentemente dai caratteri della trasformazione, un prodotto degli stessi; in ogni caso un'evidente fase di cristallizzazione metamorfica più recente dei due alumosilicati.

e) Biotite

Nelle varietà predominanti dei paragneiss la biotite si presenta generalmente in lettini, con lamine allungate solitamente xenomorfe per lo più corrose, raramente idiomorfe, localmente parzialmente o totalmente cloritizzate. Le dimensioni, sensibilmente variabili, sono generalmente inferiori a 0,5 mm di lunghezza. Le singole lamine appaiono per lo più intrecciate e compenetrate, saltuariamente disposte in parallelo. In alcuni lettini la biotite presenta delle lamine centrali più grandi e disorientate inglobate da lamine più piccole per lo più orientate in parallelo. Nelle varietà dei paragneiss subordinati la biotite si presenta sia in lettini sia isolata, con lamine variamente xenomorfe, di solito intensamente corrose.

In generale le biotiti presentano un pleocroismo intenso da bruno-rossiccio a bruno-pallido, più raramente da bruno a bruno-verdognolo, sopratutto presso i paragneiss disposti in banchi di debole potenza. Le biotiti sono ricche in inclusioni, comunemente di minerali metalliferi, della grafite disposta in cordoncini, dell'apatite, del zircone e saltuariamente inglobano totalmente o parzialmente il granato, il distene e la staurolite. Esse si presentano pure con esili lamine

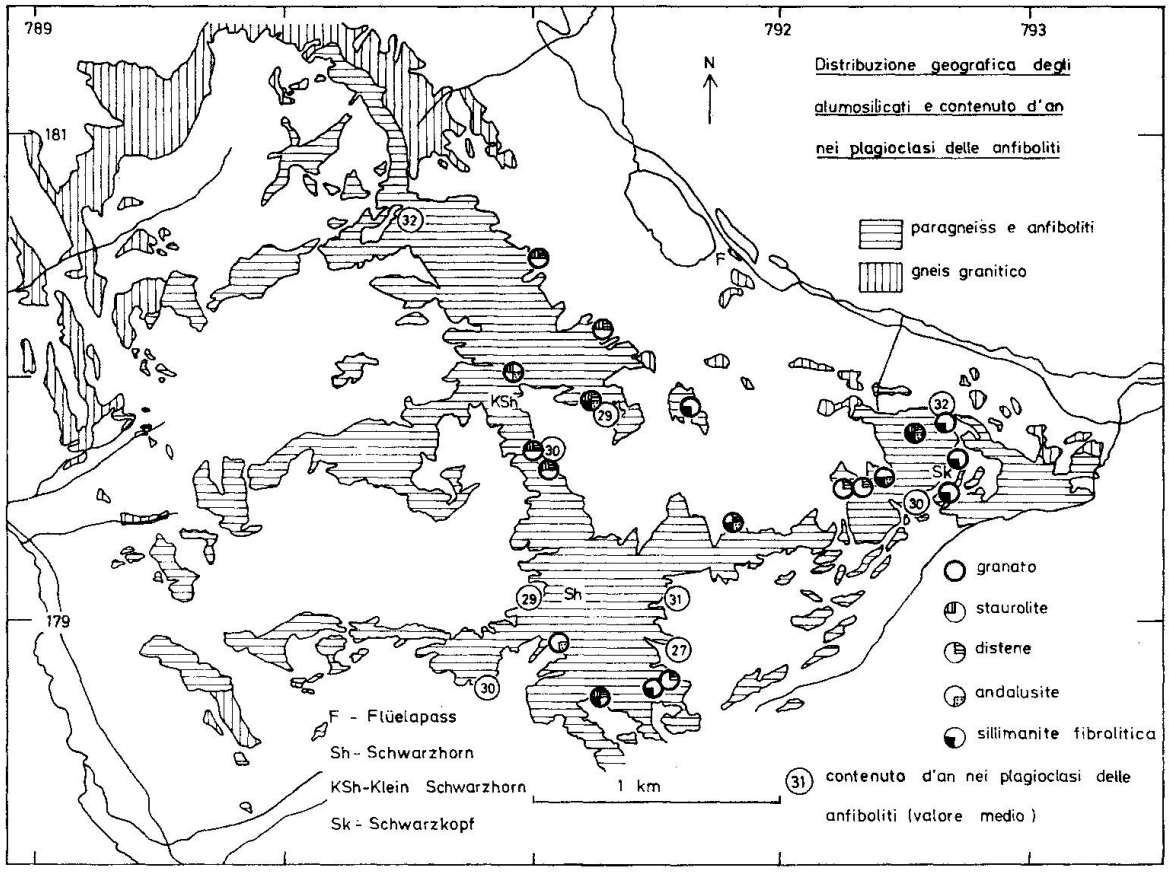


Fig. 3. Distribuzione geografica degli alumosilicati e granato e contenuto d'an nei plagioclasi delle anfiboliti.

inglobate negli alumosilicati in generale come pure nei porfiroblasti di plagioclasio in particolare, in cui appaiono disorientate e solitamente intensamente sostituite e cloritizzate.

Le lamine di biotite inglobate negli alumosilicati costituiscono probabilmente, come la mica chiara, un relitto di una fase o fasi precedenti la ricristallizzazione ercinica oppure una fase iniziale della stessa. I lettini di biotite, nonchè le lamine isolate, rappresentano più probabilmente il prodotto della metamorfosi ercinica.

f) Granato e alumosilicati

La trattazione congiunta degli alumosilicati e del granato è intesa a chiarire sopratutto i loro rapporti e la loro incidenza nell'interpretazione degli eventi metamorfici ercinici. Nel presente lavoro non vengono considerati gli alumosilicati presenti nelle lenti e vene di quarzo.

I diversi alumosilicati e il granato si rinvengono comunemente associati. Il granato si presenta per lo più con grani macroscopici su vaste estensioni regionali e in diverse varietà di paragneiss. La staurolite, il distene, l'andalusite e la sillimanite fibrolitica, generalmente dalle dimensioni microscopiche, si rinvengono nella particolare varietà di paragneiss e su piccole estensioni locali.

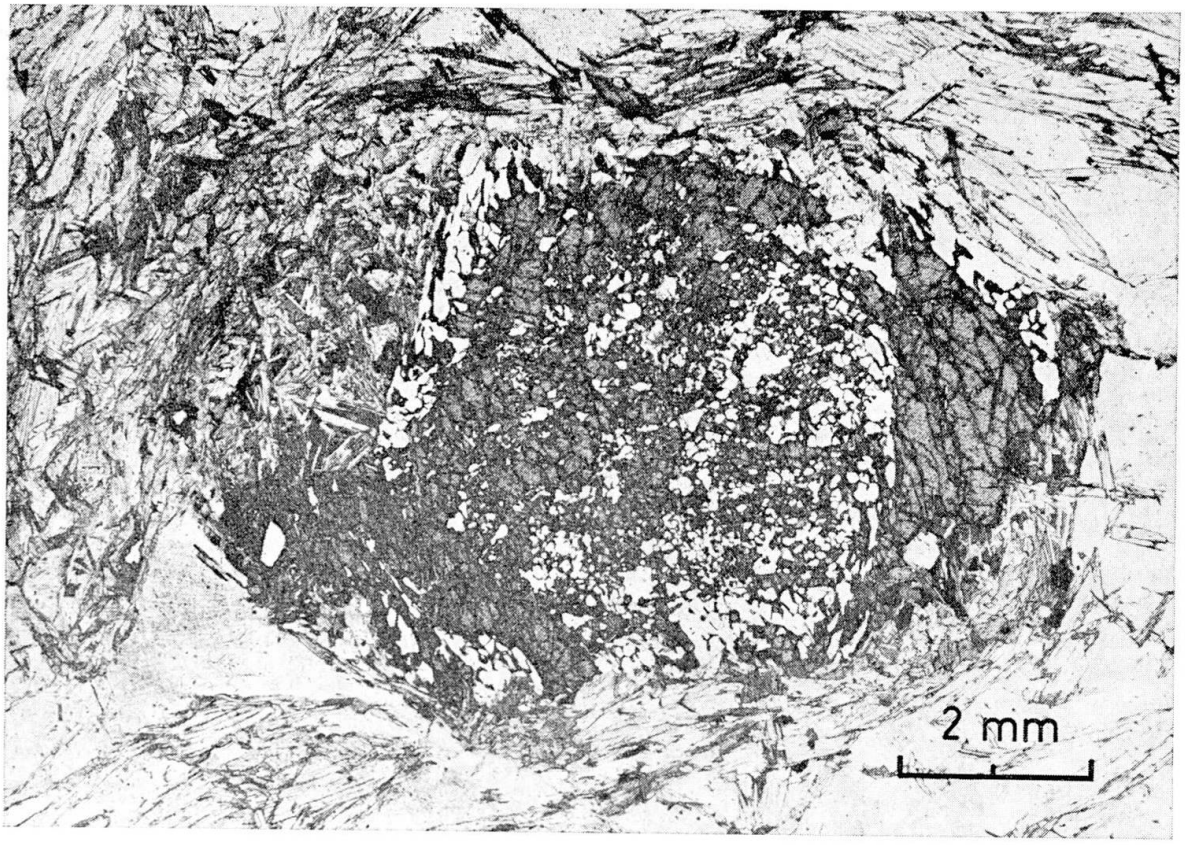


Fig. 4. Microfotografia di un granato con particolari caratteri morfologici (vedi testo). Campione 354. Luce naturale.

1. Granato. Si presenta generalmente con dei granuli rossi-bruno variamente xenomorfi ma raramente idiomorfi, isolati o in gruppo dal diametro variabile, al massimo di 2–3 cm. Presenta una fessurazione intensa più o meno risanata con quarzo e plagioclasio e spesso una zonatura concentrica.

È relativamente ricco d'inclusioni di quarzo, miche, epidoto, minerali metalliferi, grafite e in un solo caso ingloba la staurolite. In certi casi le inclusioni sono concentrate nel nucleo mentre l'orlo del granato ne è pressochè privo, in altri casi il nucleo si presenta limpido mentre l'orlo è torbido, ricco probabilmente di piccolissime inclusioni.

Un granato (vedi fig. 4) presenta una zonatura particolare con un nucleo centrale ricco di inclusioni di quarzo ameboide irregolarmente distribuito e un margine parzialmente ricco d'inclusioni di quarzo gocciolare disposto eliciticamente. L'orlo più esterno, solo in parte sviluppato, è privo d'inclusioni e sembra essere sostituito in parte da un aggregato di miche e quarzo. Minuscoli granati inferiori a 0,3 mm di diametro, a forma d'atollo, sono presenti comunemente inglobati nei porfiroblasti di plagioclasio e in rarissimi casi nel distene e nella staurolite.

2. Staurolite. Presenta un abito prismatico allungato o tozzo di 1 cm di lunghezza al massimo, con carattere xenomorfo cribroso, più raramente idiomorfo

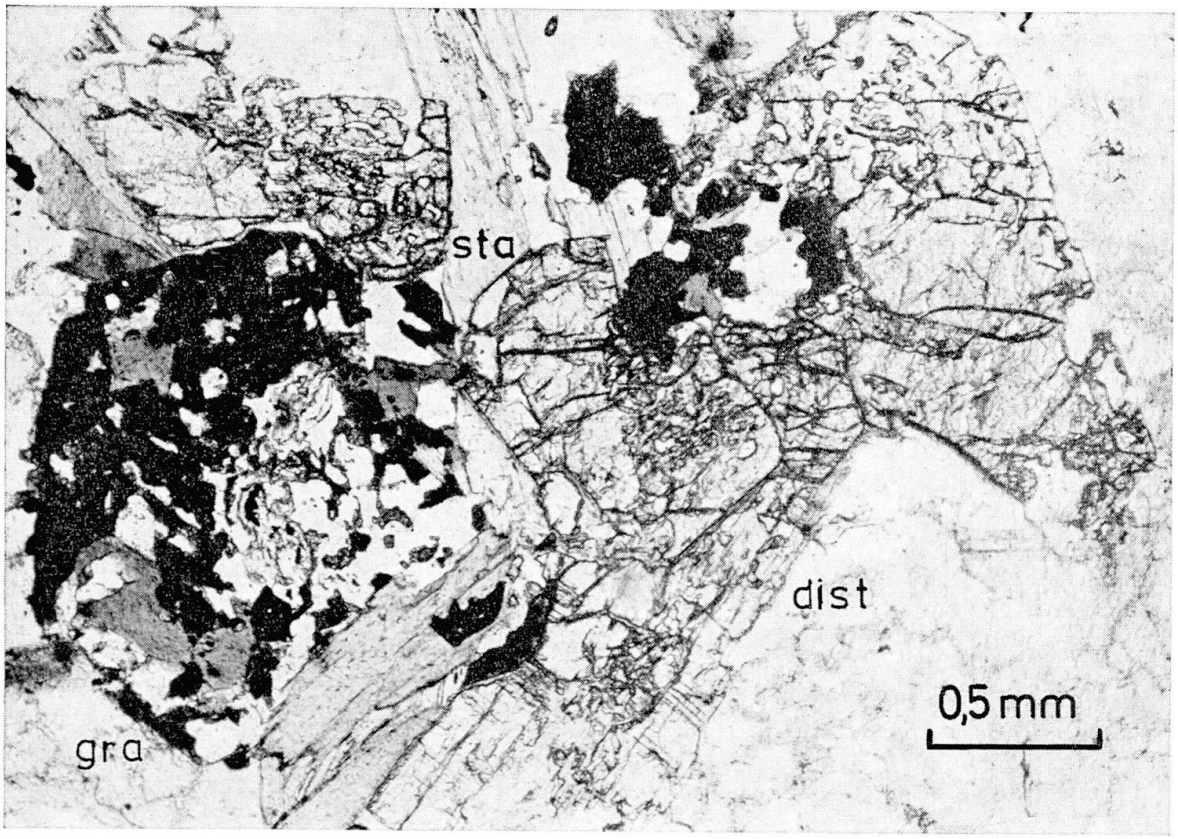


Fig. 5. Microfotografia di un'associazione di granato (gra), staurolite (sta), distene (dist) e biotite inglobati nella matrice a quarzo e plagioclasio. Campione 330. Luce naturale.

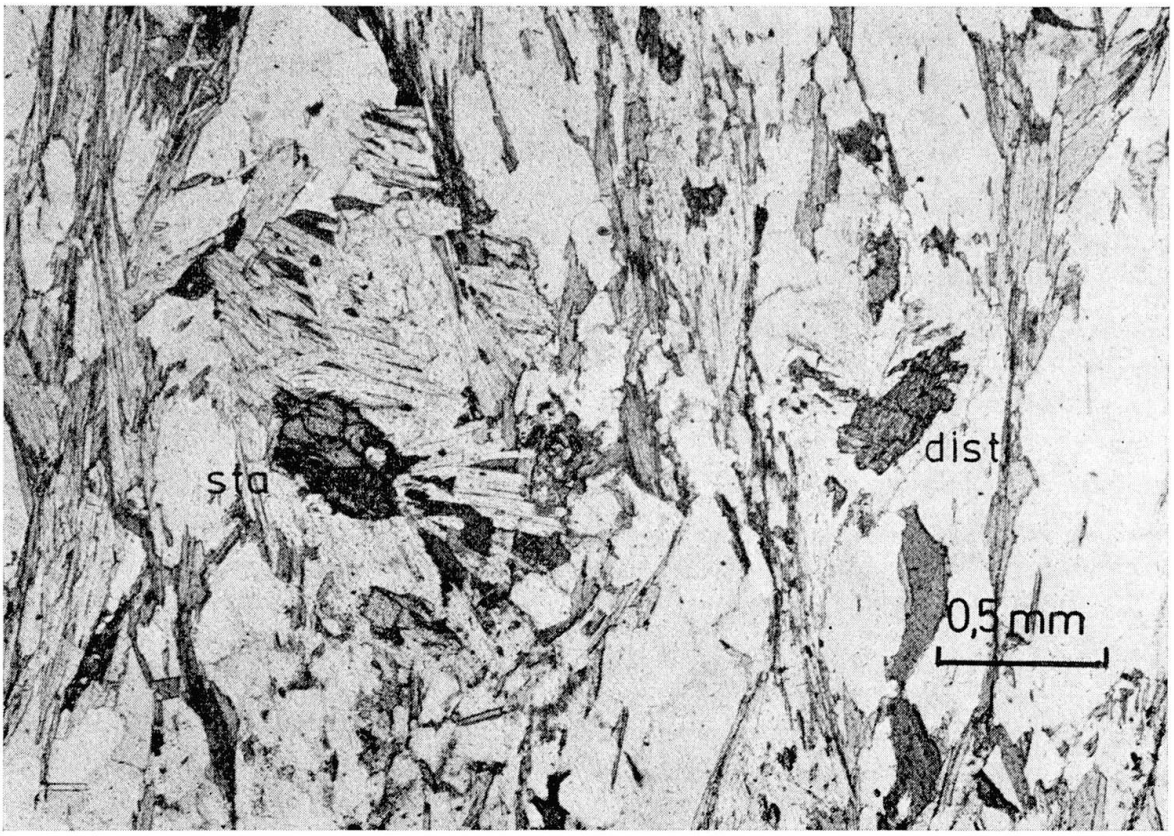


Fig. 6. Microfotografia con sostituzione parziale della staurolite (sta) e distene (dist) con un aggregato di mica chiara. Campione 183. Luce naturale.

e un caratteristico pleocroismo giallo-chiaro. Si nota pure una fessurazione assai intensa parzialmente risanata con quarzo e plagioclasio. È presente assai comunemente a contatto diretto con il distene e il granato (vedi fig. 5).

In certi casi è parzialmente o totalmente inglobata nell'andalusite (vedi fig. 7) o in un aggregato di mica chiara (vedi fig. 6); più raramente nel granato che può pure in certi casi parzialmente inglobare. È relativamente ricca d'inclusioni di quarzo, di miche, d'apatite e grafite.

3. Distene. Presenta un abito prismatico allungato di 0,5 mm di lunghezza al massimo, con carattere xenomorfo, raramente idiomorfo e con forme scheletriche aciculari. Presenta pure delle fessure più o meno intense e parzialmente risanate con quarzo e plagioclasio. Oltre essere a contatto diretto in molti casi con la staurolite e il granato (vedi fig. 5) è talora parzialmente o totalmente inglobato in covoni di sillimanite fibrolitica e in un aggregato di mica chiara (vedi fig. 6). Il distene è relativamente ricco d'inclusioni di quarzo, miche, clorite, titanite, minerali metalliferi e grafite.

4. Andalusite. Presenta un aspetto glomeroblastico con tipico abito peciloblastico, dalle dimensioni variabili tra 5 e 15 mm, per lo più incolore o debol-

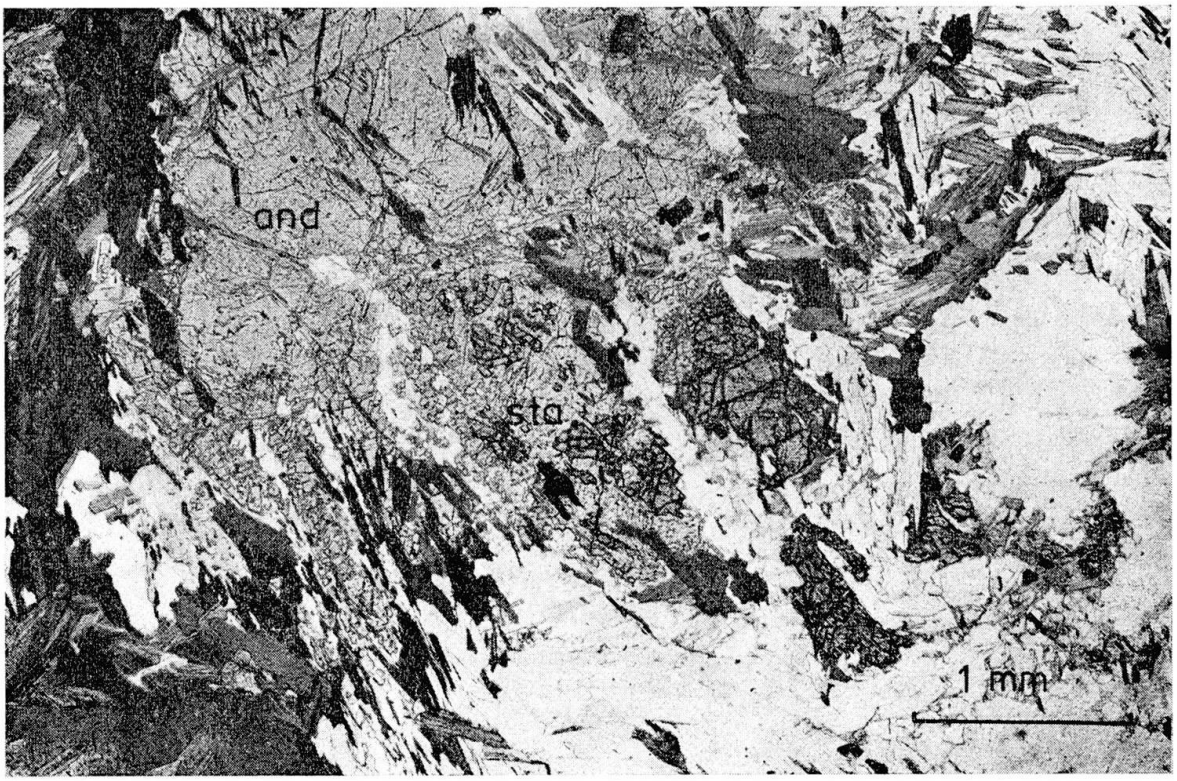


Fig. 7. Microfotografia di staurolite (sta) in parte inglobata nell'andalusite (and). Campione 207. Luce naturale.

mente pleocroitico rosa-pallido. Si rinviene comunemente associata agli altri alumosilicati e ingloba in certi casi totalmente o parzialmente la staurolite (vedi fig. 7 e 24), il distene e il granato.

In rari casi si trova altresì a contatto diretto ai covoni di sillimanite fibrolitica solitamente inglobata (in un caso la sillimanite fibrolitica appare inglobata per contro nell'andalusite).

Ricca d'inclusioni, si presenta assai comunemente alterata sopratutto marginalmente in un minutissimo aggregato di mica chiara.

5. *Sillimanite fibrolitica.* Si presenta comunemente in feltri fibrosi disposti a vortici o in parallelo lungo i lettini di biotite bruna (vedi fig. 8), oppure in aggregati fibrosi apparentemente disorientati o a raggiera, presenti nelle singole lamine di biotite bruna scolorita e a contatto diretto pure con il quarzo e la mica chiara. Si rinviene altresì associata agli altri alumosilicati in certi casi a contatto diretto, ma sempre otticamente in stretto rapporto con la biotite.

I piccoli granati presenti comunemente inglobati nei porfiroblasti di plagioclasio e talvolta altresì nel distene e staurolite, rappresentano una fase di cristallizzazione sicuramente precedente quest'ultimi. Non è per contro possibile chiarire se tali granati siano dei «relitti» appartenenti a una fase di cristallizzazione preercinica o ercinica. Il carattere morfologico di alcuni granati (vedi fig. 4) indicherebbe una cristallizzazione plurifasica

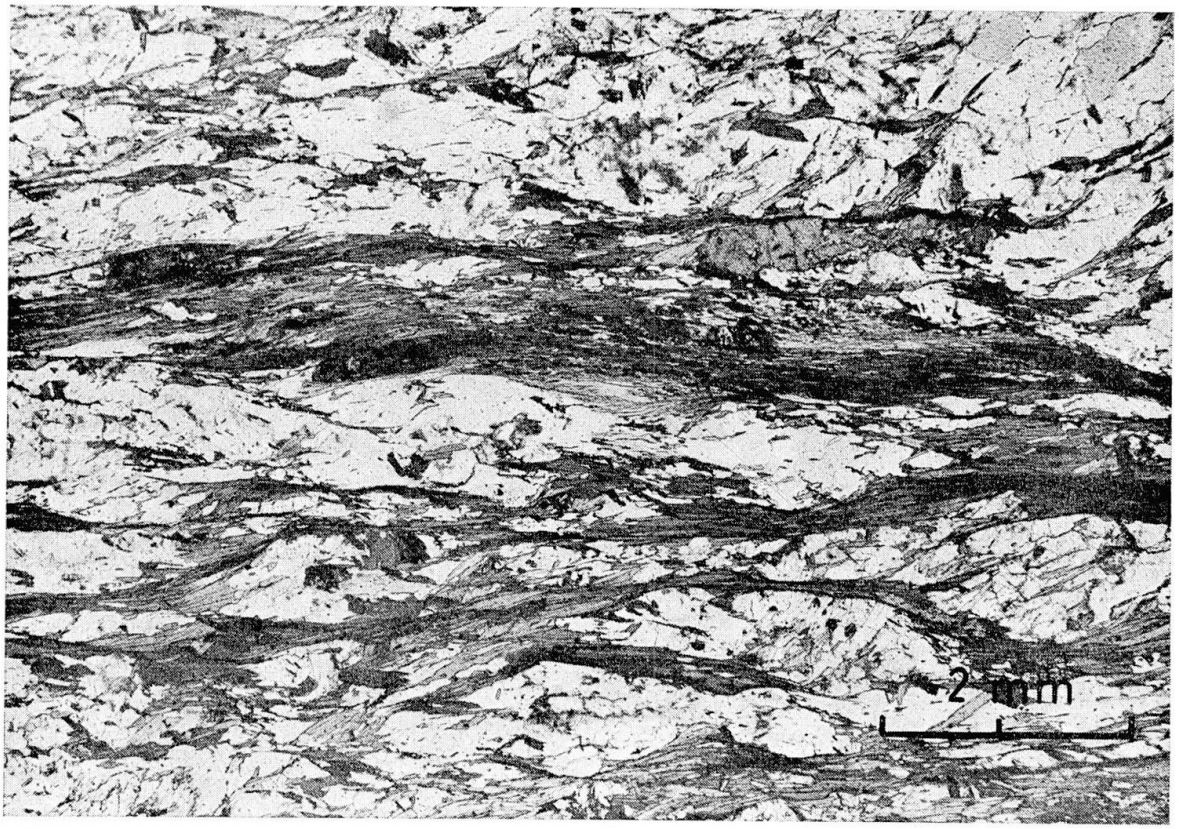


Fig. 8. Microfotografia di feltri di sillimanite fibrolitica disposti lungo i lettini di biotite. Campione 183. Luce naturale.

mentre la parziale sostituzione locale con un aggregato di biotite, mica chiara e quarzo dimostrerebbe l'instabilità e la trasformazione particolare del granato in determinate condizioni metamorfiche.

La presenza del granato in certi casi a contatto diretto con il distene e la staurolite indicherebbe, senza peraltro confermare, che la fase di cristallizzazione principale del granato si fosse realizzata contemporaneamente agli stessi. La presenza però della staurolite parzialmente inglobata nel granato attesterebbe pure che la cristallizzazione di quest'ultimo ha perdurato in certi casi quella della staurolite. Il granato non presenta delle relazioni particolari con l'andalusite e la sillimanite fibrolitica, se si eccettua qualche raro granulo inglobato sopratutto in complessi covoni di sillimanite fibrolitica, che indicherebbe in ogni caso una cristallizzazione anteriore del granato.

La presenza a contatto diretto, non raramente con crescita epitattica, della staurolite e del distene, le numerose analogie descritte, indicano una cristallizzazione contemporanea dei due minerali come del resto avevano già rilevato Streckeisen (1928, pag. 128, 129) e Bearth (1932b, pag. 273). Il fatto inoltre che non siano stati rinvenuti nell'area rilevata completamente inglobati uno nell'altro confermerebbe maggiormente tale carattere. La sostituzione parziale e completa d'entrambi i minerali (vedi fig. 6) con aggregati di lamine di mica chiara, in presenza della sillimanite fibrolitica, indicherebbe l'instabilità e una particolare trasformazione dei due minerali in condizioni metamorfiche modificate. La presenza locale di staurolite, più raramente del distene parzialmente o totalmente inglobati nell'andalusite mostra chiaramente una cristallizzazione più tardiva di quest'ultima, carattere peraltro già riconosciuto da Streckeisen (1928, pag. 129), Spänhauer (1932, pag. 105) e Bearth (1932b, pag. 271, 273). Le osservazioni al microscopio non lasciano in ogni

caso riconoscere la cristallizzazione dell'andalusite a spese del distene o della staurolite, benchè appaiano, sopratutto quest'ultima, più o meno intensamente sostituiti dall'andalusite (vedi fig. 7 e 24). Ambedue i minerali si presentano pure talvolta parzialmente inglobati in covoni di sillimanite fibrolitica, senza sia almeno apparentemente possibile stabilire dei rapporti genetici tra di loro (la sillimanite fibrolitica appare sempre associata alla biotite bruna), ma con caratteri evidenti di cristallizzazione anteriore del distene e della staurolite.

La presenza dell'andalusite a contatto diretto e per lo più parzialmente inglobata in covoni di sillimanite fibrolitica indicherebbe pure una cristallizzazione più tardiva di quest'ultima rispetto l'andalusite. La presenza per contro in un caso della sillimanite fibrolitica inglobata, anche se sempre in relazione con la biotite bruna, indicherebbe altresì il contrario. Tale fenomeno può essere spiegato come una possibile crescita tardiva della sillimanite fibrolitica, le cui fibre cristallizzate sulla biotite inglobata sono in un certo senso «penetrate» parzialmente nella andalusite stessa come rileva ALTHAUS (1969, «das eigenartige Auftreten des Fibrolits in Form von Schwärmen, die häufig in andere Minerale eindringen, diese zu verdrängen scheinen oder von ihnen umwachsen werden»).

Se la crescita tardiva della sillimanite fibrolitica rispetto agli altri alumosilicati può essere considerata nell'insieme chiarita, l'origine della stessa presenta ancora parecchie incognite. In effetti, malgrado la presenza in comune e a contatto diretto con gli altri alumosilicati, non esiste almeno otticamente alcun rapporto genetico tra di loro, neppure secondo il modello di reazione proposto da CHINNER (1961), cioè della cristallizzazione della sillimanite fibrolitica direttamente sulla biotite attraverso la mobilizzazione dei silicati d'alluminio provenienti dalla degradazione del distene, vista l'assenza a contatto diretto dei due minerali di rapporti genetici identificabili e l'assenza completa del distene in zone abbondantemente ricche in sillimanite fibrolitica. Non si osserva neppure una trasformazione marginale dell'andalusite in sillimanite fibrolitica anche se i due minerali presenti in molti casi a contatto diretto possono apparentemente indicarla. Gli aghi della sillimanite fibrolitica e il bordo dell'andalusite sono sempre chiaramente distinti. Sembrerebbe per contro, a seconda delle osservazioni, che la sillimanite fibrolitica si sia cristallizzata a spese della biotite secondo la reazione proposta da FRANCIS (1956) «biotite = sillimanite fibrolitica + magnetite + feldispato potassico». La reazione indicata non è stata però otticamente identificata per l'assenza del feldispato potassico, ma si osserva per contro che la cristallizzazione della sillimanite fibrolitica sembra essere accompagnata da una formazione di mica chiara, come indica la sostituzione della staurolite e del distene da parte della mica chiara e probabilmente di tormalina.

L'abbondante presenza di feltri fibrosi di sillimanite, con particolari ricurvamenti nei lettini di biotite (vedi fig. 8) e l'assenza presso le biotiti isolate indicherebbe inoltre che la cristallizzazione della sillimanite fibrolitica sia stata favorita da particolari sollecitazioni tettoniche lungo i lettini di biotite come rileva MACAUDIÈRE (1964), anche se i ricurvamenti dei feltri fibrosi possono essere altresì legati alla cristallizzazione della sillimanite fibrolitica stessa. SPRY (1969, pag. 272).

È da rilevare inoltre che il distene, la staurolite e l'andalusite sono in generale parzialmente o quasi completamente avvolti e sostituiti da un minutissimo aggregato di mica chiara (sericite!) prodotto probabilmente dagli effetti di diaftoresi del metamorfismo ercinico o eventualmente parzialmente dagli effetti alpini.

g) Componenti subordinati e accessori

Clorite. Sostituisce parzialmente le lamelle di biotite e nella varietà di paragneiss a clorite presenta delle esilissime lamelle variamente disposte a raggiera.

Si rinviene pure con piccolissime lamelle inglobate particolarmente negli alumosilicati.

Tormalina. Presenta dei granuli idiomorfi prismatici tra 0,2–0,7 cm di lunghezza con intenso pleocroismo giallo ocra. Si rinviene comunemente associata alla biotite bruna e alla sillimanite fibrolitica.

Apatite. Si rinviene in granuli ovoidali comunemente associata alla biotite e al quarzo.

Grafite. Presenta dei granuli eteromorfi disposti in cordoncini a straterelli inglobati prevalentemente nelle miche e negli alumosilicati.

Titanite. Mostra dei piccoli granuli bruni inglobati nella biotite.

Zircone. Presenta dei granuli ovoidali inglobati nella biotite.

Epidoto. Mostra dei piccoli granuli associati al plagioclasio e al quarzo o inglobato nel granato.

Minerali metalliferi. Si rinvengono dei piccoli granuli associati alle miche.

4. CONSIDERAZIONI SUI RAPPORTI E LA SUCCESSIONE METAMORFICA RELATIVA DEI COMPONENTI

— La suddivisione proposta riassume unicamente le considerazioni sull'insieme dei componenti, particolarmente sulla successione e i rapporti rispetto alla metamorfosi ercinica. (Per le considerazioni sulla metamorfosi ercinica in generale e le correlazioni con i caratteri strutturali si rinvia alle voci specifiche.)

Il carattere di cristallizzazione o ricristallizzazione plurifasica metamorfica dei paragneiss è stato riconosciuto, indipendentemente dall'attribuzione d'età da STRECKEISEN (1928, pag. 129) e BEARTH (1932b, pag. 273) secondo una successione che non si discosta nelle linee generali dalla suddivisione proposta.

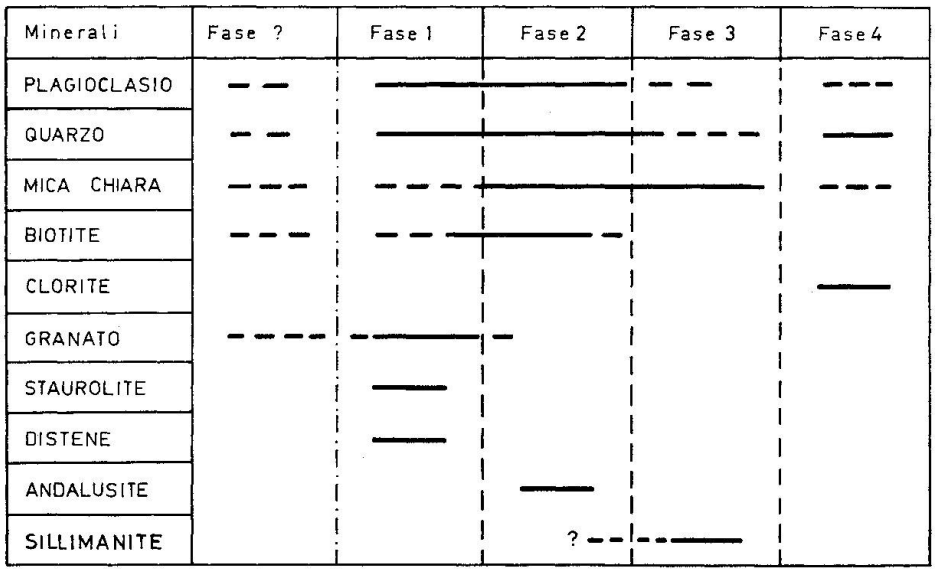


Fig. 9. Rapporti e successione metamorfica relativa dei componenti dei paragneiss (vedi testo).

Fase? L'interrogativo è conseguenza dell'impossibilità di definire i caratteri di questa fase o fasi indubbiamente anteriori ma i cui componenti, quali i piccoli granati a forma d'atollo, certi quarzi e plagioclasi, miche e grafite per la loro stessa natura d'inclusi non sono collegabili tra di loro. È perciò impossibile affermare se i componenti accennati rappresentano dei «relitti» di eventi geologici anteriori alla metamorfosi ercinica o se appartengono per contro in parte a uno stadio iniziale della stessa.

Fase 1. È definita nei paragneiss specifici ad alumosilicati dalla cristallizzazione del distene o della staurolite o entrambi contemporaneamente e probabilmente in parte del granato. La cristallizzazione plurifasica di quest'ultimo presenta probabilmente una distribuzione più ampia.

Fase 2. È caratterizzata nei paragneiss ad alumosilicati specifici dalla cristallizzazione dei glomeroblasti d'andalusite e probabilmente dei porfiroblasti di plagioclasio nei paragneiss in generale.

Fase 3. È indicata nei paragneiss specifici dalla cristallizzazione della sillimanite fibrolitica (benchè i rapporti d'età rispetto l'andalusite non siano sempre chiari). A tale fase è da collegare probabilmente una intensa cristallizzazione della mica chiara (parzialmente a spese della staurolite e del distene) e della tormalina!

Fase 4. È definita da fenomeni di cloritizzazione, dalla presenza di un minutissimo aggregato di mica chiara e carbonati oltre che dal quarzo e dal plagioclasio presenti particolarmente nelle diaclasi tardive. Questi caratteri rappresentano probabilmente il prodotto della diaftoresi anche se non è da escludersi una certa influenza, sopratutto localmente, degli eventi alpini.

B. Anfiboliti (rocce metabasiche)

1. DESCRIZIONE

(Vedi nota sulla descrizione dei paragneiss.)

Varietà predominanti

a) Anfibolite a epidoto

— Epidotamphibolit di STRECKEISEN (pag. 151–153).

Costituisce la varietà predominante caratterizzata dalla presenza di letti o lenti verde erba ricchi in epidoto alternati a letti verde-violetto intenso ricchi in orneblenda con ricorrenza assai monotona e dalla potenza variabile da qualche centimetro fino a qualche metro. Presenta in generale una tessitura listata localmente ondulata o pieghettata e si accompagna a piccole lenti di quarzo e plagioclasio. (L'epidoto è altresì presente nelle diaclasi che caratteriz-

zano in generale le anfiboliti.) La composizione mineralogica comprende: orneblenda (40–80), plagioclasio (20–40), epidoto (5–40); subordinatamente o accessoriamente minerali metalliferi, titanite, quarzo, apatite, prehnite, clorite e carbonati.

b) Anfibolite a plagioclasio

— Feldspatamphibolit di STRECKEISEN (pag. 145–151).

Non si differenzia generalmente nei caratteri essenziali dalla varietà a epidoto alla quale è associata e dalla quale si distingue mesoscopicamente unicamente per l'assenza dei tipici letti e lenti di epidoto. Un carattere particolare di questa varietà è rappresentato dalla presenza di porfiroblasti di plagioclasio – Knotenamphibolit di STRECKEISEN (pag. 149–151) – osservabile nelle anfiboliti particolarmente su ristrette estensioni locali al contatto diretto coi paragneiss e sopratutto nelle aree maggiormente sollecitate tettonicamente.

I porfiroblasti sono in certi casi abbondanti e ben sviluppati lungo certi orizzonti solitamente di debole potenza, più scarsi e di più piccole dimensioni in altri (vedi fig. 10). Le forme variano tra un carattere arborescente e un carattere poligonale e le dimensioni variano comunemente tra 5–12 mm anche se non sono rari i porfiroblasti dalle dimensioni maggiori fino a 25 mm. La composizione

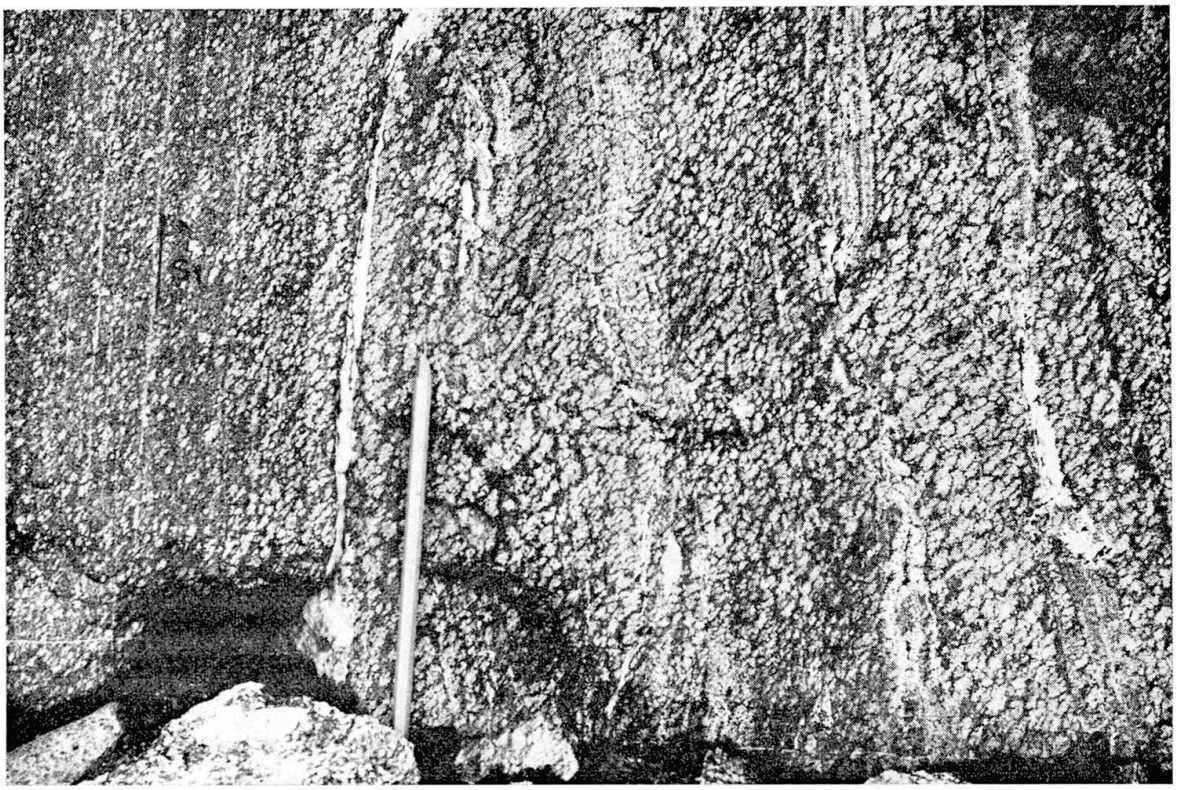


Fig. 10. Immagine d'anfibolite a porfiroblasti di plagioclasio disposti obliquamente rispetto alla scistosità (s_1), con cristallizzazione variabile e selettiva lungo i diversi orizzonti (vedi testo).

mineralogica comprende: orneblenda (40–70), plagioclasio (20–50), epidoto (0–10). I minerali subordinati e accessori sono gli stessi descritti per la varietà a epidoto.

Varietà subordinate

c) Anfibolite a biotite

— Biotitamphibolit di STRECKEISEN (pag. 157–158).

La presenza di biotite, talvolta abbondante, caratterizza tale varietà che per il resto non si distingue dalle altre varietà se non per una tessitura più scistosa. Si rinviene localmente per lo più in banchi di potenza variabile tra alcuni centimetri ad alcuni metri particolarmente al contatto tra la varietà predominante d'anfibolite e i paragneiss. La composizione mineralogica, a parte la presenza di biotite (5–30) e una conseguente riduzione degli altri componenti presenti in proporzioni per lo più immutate, non si differenzia dalla varietà predominante.

d) Anfibolite a granato

— Granatamphibolit di STRECKEISEN (pag. 153–154).

Si distingue dalla varietà predominante unicamente per la presenza del granato (0–10) con granuli di 3 cm di diametro al massimo, talora microscopico. Questa varietà è presente un po' ovunque su piccole estensioni, per lo più in letti di qualche centimetro di potenza intercalati alle varietà d'anfiboliti a epidoto (792.210/179.370).

e) Anfibolite diablastica a granato

— Eklogitamphibolit di STRECKEISEN (pag. 154–155).
— La varietà descritta si differenzia per diversi caratteri dalla varietà caratteristica rilevata nella Silvretta e descritta dal suddetto autore (comunicazione orale del prof. STRECKEISEN e osservazioni personali).

Varietà rara e di piccola estensione presente nell'area rilevata associata all'anfibolite a epidoto dalla quale si distingue mesoscopicamente per una tessitura più massiccia, la colorazione verde pisello e la presenza assai abbondante di piccoli granati variamente distribuiti e l'assenza di letti d'epidoto. La composizione mineralogica comprende: orneblenda (50–60), granato (10–20), plagioclasio (5–20); subordinatamente dell'epidoto, quarzo, titanite, rutilo e minerali metalliferi.

f) Scisti attinolitici

— Strahlsteinschiefer di STRECKEISEN (pag. 158).

Presentano rare lenti e letti di debole estensione e potenza associati alle anfiboliti predominanti con tessitura scistosa e un caratteristico colore verde-grigio.

La composizione mineralogica comprende: attinolite (60–80), clorite (20–30) e subordinatamente plagioclasio, minerali metalliferi e prehnite.

La struttura microscopica delle differenti varietà d'anfiboliti è tipicamente granoblastica con tendenza nematoblastica (pronunciata negli scisti attinolitici), con caratteri variabili da un mosaico regolare e un aspetto d'implicazione intergranulare.

2. ASPETTI PARTICOLARI

Le anfiboliti sono state localmente variamente fratturate e milonitizzate lungo banchi e letti di potenza assai variabile da 1 m a parecchi metri durante la fase alpina e presumibilmente in parte nella fase tardiva della metamorfosi ercinica. In alcune zone (790.845/180.130) esse si presentano ricche in clorite con granulazione finissima e una colorazione verdognola. Non raramente si accompagnano a delle abbondanti fratture di dimensioni variabili comunemente arricchite principalmente in carbonati e quarzo, variamente brecciati, presenti sopratutto nell'area settentrionale della massa dello Schwarzhorn. La composizione mineralogica di queste anfiboliti comprende: clorite (60–90), plagioclasio e quarzo (20–25), subordinatamente o accessoriamente minerali metalliferi e carbonati. In altri rari casi le anfiboliti sono state intensamente tettonizzate lungo particolari letti e costituiscono delle vere e proprie brecce tettoniche (791.975/179.295).

Sull'origine delle anfiboliti inoltre non è possibile per la mancanza di osservazioni e studi specifici trarre delle chiare conclusioni. Nell'area rilevata la presenza d'abbondanti serie monotone d'anfiboliti della potenza di centinaia di metri, localmente associate a scisti attinolitici e anfiboliti simplectitiche o diablastiche a granato (nel cristallino della Silvretta inoltre di noriti, gabbri e serpentini), presumerebbe un'origine magmatica della maggior parte delle anfiboliti, come del resto convengono Streckeisen (pag. 159–166), Spaenhauer (pag. 112–115) e Grauert (pag. 16). Per certe serie basiche subordinate, del resto scarse nella regione rilevata, petrograficamente assai eterogene e presenti per lo più come variabili intercalazioni di debole potenza, l'origine per contro è dubbia.

3. DESCRIZIONE E DISCUSSIONE SUI COMPONENTI

(Vedi nota sulla descrizione dei componenti dei paragneiss.)

a) Orneblenda

Si presenta comunemente con dei fenocristalli prismatici xenomorfi lobati variamente idiomorfi inferiori al millimetro talora concentrati in agglomerati e decussati e con caratteristico pleocroismo da verde blu a verdognolo. Presso alcune rare anfiboliti l'orneblenda si presenta pure isolata con abito pecilobla-

stico fino a 3 mm di grandezza e caratterizzata da un intenso pleocroismo da verde oliva a verde pisello. Le orneblende in generale presentano delle incrinature o delle fratturazioni particolarmente lungo i piani di sfaldatura con fenomeni di scolorimento ed estinzioni a chiazze e in certi casi di cloritizzazione. Esse sono variamente ricche in inclusioni, particolarmente di titanite per lo più in forma scheletrica, di minerali metalliferi xenomorfi disposti assai comunemente lungo i piani di sfaldatura, di piccoli grani d'epidoto rotondeggianti e subordinatamente di minuscoli granati, di plagioclasio, di quarzo, di piccole orneblende, di biotite e eulandite. L'orneblenda della matrice delle anfiboliti diablastiche costituisce un finissimo intreccio granulare e presenta una colorazione verdognola debolmente pleocroica. L'orneblenda della corona chelifitica del granato presenta un abito fibrillare o lamellare e si caratterizza per un intenso pleocroismo verde.

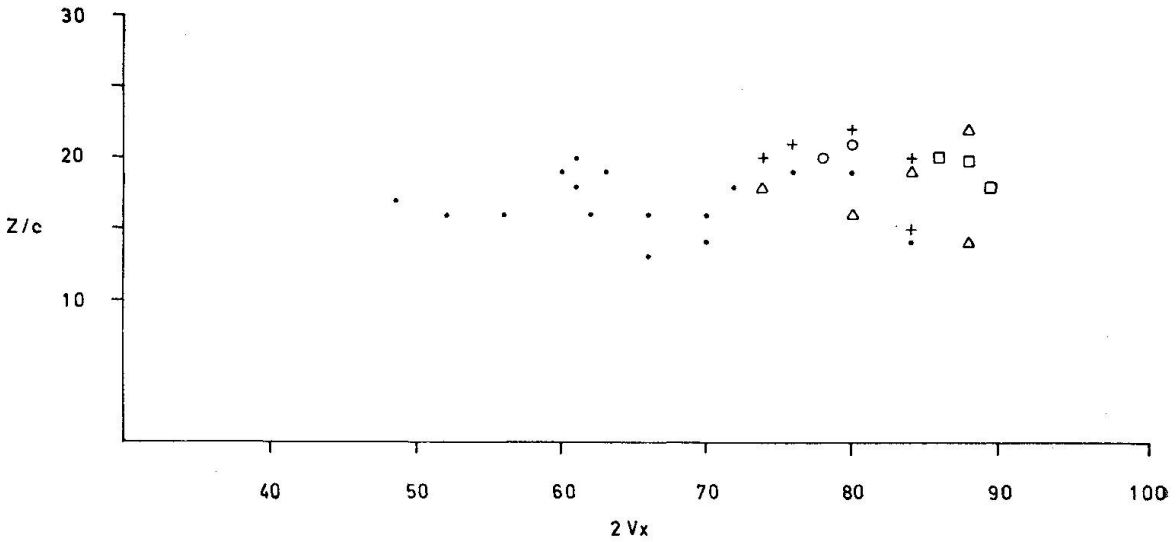


Fig. 11. Diagramma dei valori ottici delle orneblende.

Punto = anfibolite a epidoto e a plagioclasio.
Cerchio = anfiboliti di altre località dell'unità della Silvretta
Quadrato = anfibolite con orneblenda dal pleocroismo verde oliva.
Croce = anfibolite a granato.
Triangolo = anfibolite diablastica a granato.

I valori ottici indicati sono tipici dell'orneblenda comune per le differenti varietà analizzate. Le orneblende peciloblastiche dal pleocroismo verde oliva nonchè le orneblende presenti nelle anfiboliti a granato e diablastiche sembrerebbero essere più ricche in magnesio rispetto le orneblende presenti nelle varietà d'anfiboliti a epidoto e a plagioclasio più ricche per contro in ferro e manganese (Tröger, 1956, 1971).

b) Attinolite

Si presenta con idioblasti colonnari verdognoli poveri d'inclusioni, di 2–3 mm di lunghezza, disposti in aggregati in parallelo o decussati. In rari casi appaiono

debolmente zonati con un nucleo da incolore a verdognolo chiaro e una corona marginale più verdognola. L'analisi delle proprietà ottiche eseguita su tre esemplari (Z/c 15–17° e 2Vx 84–88°) indicherebbe un'attinolite magnesiaca.

c) Gruppo dell'epidoto

La presenza mesoscopica dell'epidoto è stata rilevata nella descrizione delle anfiboliti a epidoto. Microscopicamente si presenta con un mosaico di granuli tozzi, più raramente colonnari nelle vene e lenti, con abito più poligonale nelle diaclasi risanate e dalle dimensioni inferiori a 0,5 mm. Generalmente incolore si presenta in certi casi variamente pleocroitico giallognolo con carattere zonato. L'epidoto è pure presente con singoli granuli comunemente associato al plagioclasio, all'orneblenda e al granato nei quali è comunemente inglobato. L'epidoto inglobato nel plagioclasio è più o meno intensamente corroso e smembrato e presenta una caratteristica corona marginale scura. Mostra una ricca sfaldatura, rari geminati ed è generalmente povero d'inclusioni di titanite e minerali metalliferi. Nelle anfiboliti diablastiche a granato, l'epidoto è variamente presente con dei granuli per lo più isolati xenomorfi colonnari e dalle dimensioni raramente superiori al millimetro incolore o più raramente con debole pleocroismo giallognolo. Comunemente inglobato nella matrice diablastica sembra in taluni casi includere la stessa.

Delle differenti varietà d'epidoto prevale nelle varietà d'anfiboliti la clinozoisite (2Vx 99–128°). La pistacite (2Vx 84–88°) è prevalente per contro nelle anfiboliti diablastiche a granato ma non è stata determinata nelle varietà predominanti d'anfiboliti. La zoisite (2Vz 0–12°) è presente in quantità subordinate presso le differenti varietà d'anfiboliti benchè più abbondante nelle anfiboliti diablastiche a granato. La presenza di lenti e letti d'epidoto intercalati a letti ricchi in orneblenda indicherebbe che l'arricchimento e la cristallizzazione dell'epidoto è presumibilmente legato a un processo di differenziazione metamorfica.

La presenza d'epidoto nelle diaclasi, oltre essere legata, probabilmente a processi minerogenetici diversi dal precedente, rappresenta un atto molto più tardivo della metamorfosi ercinica.

L'epidoto inglobato e intensamente corroso nel plagioclasio e subordinatamente nell'orneblenda è sicuramente di formazione anteriore. Tale carattere indicherebbe inoltre che il plagioclasio oltre aver sostituito parzialmente l'epidoto si è cristallizzato probabilmente in parte a spese dello stesso. In rarissimi casi l'epidoto oltre essere inglobato nel granato e cioè di formazione più antica, può in taluni casi sostituirlo parzialmente o completamente ed è perciò di cristallizzazione più tardiva. Ciò indicherebbe pure più fasi di cristallizzazione dell'epidoto.

d) Biotite

Presenta delle lamine associate, per lo più intrecciate o disposte in parallelo, più raramente isolate di 2–3 mm al massimo di lunghezza, xenomorfe più raramente idiomorfe e in rari casi con caratteri peciloblastici. Le biotiti presentano un pleocroismo intenso bruno-marrone a bruno chiaro e più raramente da bruno in-

tenso a bruno-verdognolo (questa ultima varietà si associa comunemente all'orneblenda verde oliva). Si associano sovente all'orneblenda per lo più a contatto diretto benchè in certi casi siano inglobati o inglobino la stessa. Le inclusioni sono relativamente abbondanti, si tratta particolarmente di prehnite, titanite, minerali metalliferi e subordinatamente quarzo, plagioclasio e apatite. La biotite si presenta comunemente variamente cloritizzata.

e) Granato

Nelle anfiboliti a granato, si presenta in granuli isolati dal diametro variabile tra 1 e 30 mm per lo più arrotondati a lenticolari, parzialmente idioblastici più o meno intensamente fratturati. I granati in generale ma sopratutto quelli dalle maggiori dimensioni sono particolarmente ricchi in inclusioni d'epidoto, minerali metalliferi e subordinatamente titanite, quarzo e plagioclasio. Le inclusioni sono talvolta di piccolissime dimensioni per cui il granato si presenta con un aspetto torbido. Le stesse inclusioni possono essere inoltre variamente disposte, in certi casi concentrate sopratutto nella parte centrale del granulo e non raramente disposte eliciticamente. In certi casi il granato presenta inoltre un margine variamente sviluppato a grana fine costituito da orneblenda, plagioclasio, minerali metalliferi e epidoto. Minuscoli granati inferiori a 0,2 mm di diametro, talora a forma d'atollo, si rinvengono per lo più inglobati nei porfiroblasti di plagioclasio e nei peciloblasti d'orneblenda.

Nelle anfiboliti diablastiche a granato, il granato si presenta con dei granuli dal diametro variabile tra 0,2 e 1 mm disposti sia irregolarmente che lungo particolari letti, e dalla forma da arrotondata a idioblastica. Si caratterizza per la presenza di un anello chelifitico e un'intensa fratturazione normalmente risanata dall'orneblenda, quarzo e plagioclasio che s'interrompe al bordo interno dell'anello chelifitico non interessato, come del resto la matrice diablastica, dalle fratturazioni presenti nel granato. L'anello chelifitico, variamente sviluppato, è costituito da un'associazione raggiata d'orneblenda verde intenso fibrillare o granulare, di minerali metalliferi comunemente disposti in zone concentriche e subordinatamente di plagioclasio e clorite.

Esso s'interrompe nelle parti in cui il granulo di granato non è a contatto diretto con la matrice diablastica. Le inclusioni d'epidoto, plagioclasio, quarzo e minerali metalliferi sono variamente abbondanti, irregolarmente disposte, comunemente concentrate nel nucleo del granato. In particolari casi il granato si presenta pure parzialmente o totalmente sostituito da una gamma di minerali in associazione assai varia, quali l'orneblenda, il plagioclasio, la biotite (parzialmente o totalmente cloritizzata), l'epidoto, i minerali metalliferi e la calcite.

I piccoli granati inglobati nel plagioclasio e nell'orneblenda rappresentano sicuramente una fase di cristallizzazione anteriore a quella dei principali componenti delle anfiboliti. Non è peraltro possibile stabilire se questi granati rappresentano dei «relitti» di una cristal-

lizzazione anteriore alla metamorfosi ercinica o se rappresentano per contro una fase iniziale della stessa. L'analogia in ogni caso con i piccoli granati a forma d'atollo presenti nei paragneiss è assai evidente. I granati di maggiori dimensioni associati e a contatto diretto con i minerali principali delle anfiboliti e particolarmente l'orneblenda per contro, appartengono probabilmente alla stessa fase di cristallizzazione.

La sostituzione marginale locale con orneblenda, plagioclasio, minerali metalliferi e epidoto indicherebbe oltre l'instabilità del granato una particolare trasformazione dello stesso in condizioni metamorfiche modificate. L'analisi del granato delle anfiboliti diablastiche lascia riconoscere la cristallizzazione più recente dell'anello chelifitico (nonchè della matrice diablastica) rispetto alle fessurazioni che interessano il granato. L'anello chelifitico assente nelle zone in cui il granato non è a contatto diretto con la matrice diablastica rappresenta probabilmente un prodotto sinantetico del granato coi costituenti primari della matrice (Dal Vesco, 1953, pag. 266).

Appare perciò logico considerare tale granato come «relitto» di una cristallizzazione anteriore a quella della metamorfosi ercinica (anche se non si può escludere una fase iniziale della stessa), in ogni caso appartenente a delle probabili eclogiti. La sostituzione parziale o completa del granato particolarmente con dell'epidoto e clorite sembra rappresentare per contro il prodotto degli effetti di diaftoresi o eventualmente parzialmente degli effetti alpini.

f) Plagioclasio

Presenta dei fenocristalli interstiziali compresi tra gli agglomerati d'orneblenda, con abito variamente ameboide più raramente poligonale isodiametrico e dalle dimensioni inferiori generalmente a 0,1 mm. I plagioclasi sono geminati secondo la legge dell'albite o del periclino, in rari casi con le due contemporaneamente. La composizione varia comunemente tra 27 e 37% d'an con valori medi tra 27 e 32% d'an (vedi fig. 3). I plagioclasi a contatto diretto o che inglobano gli epidoti presentano dei valori superiori fino a 45% d'an. Localmente la composizione è a zonatura inversa con i valori del nucleo inferiori di 3–7% d'an rispetto il bordo. La composizione dei plagioclasi delle anfiboliti a granato presenta una variazione tra 35 e 40% d'an.

Un tipo particolare è rappresentato dai porfiroblasti di plagioclasio la cui corrispondenza nei caratteri con quelli dei paragneiss è assai evidente (vedi fig. 12).

I porfiroblasti presentano un abito variamente peciloblastico con aspetto cribroso polinucleato. Sono comunemente geminati secondo la legge dell'albite e del periclino e in rari casi di Karlsbad e presentano più spiccatamente che nei porfiroblasti dei paragneiss una struttura mirmechitica. Sono variamente abbondanti in inclusioni d'orneblenda, epidoto, biotite (parzialmente o totalmente cloritizzata), minerali metalliferi, quarzo e subordinatamente apatite, titanite e piccoli granati disposti per lo più irregolarmente ma non raramente ordinati eliciticamente. L'analisi con la microsonda di un porfiroblasto di plagioclasio indica una composizione fluttuante tra l'albite e l'oligoclasio, la prima più particolarmente arricchita nei bordi del porfiroblasto. Nelle anfiboliti diablastiche a granato, i piccolissimi plagioclasi ameboidi costituiscono gli interstizi degli

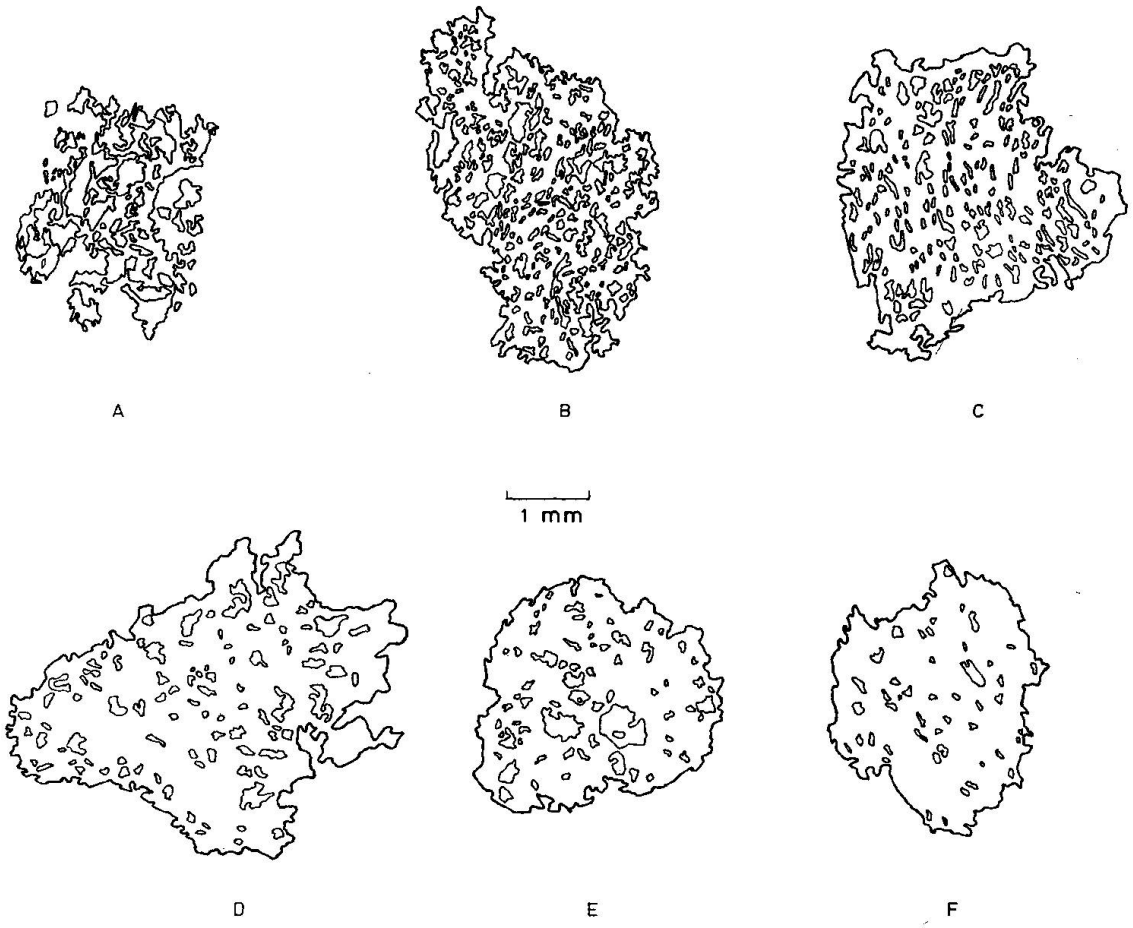


Fig. 12. Porfiroblasti di plagioclasio nelle anfiboliti (vedi testo).

A–F: Abito e stadi di successione della cristallizzazione dei porfiroblasti di plagioclasio con caratteristico fenomeno di riassorbimento delle inclusioni. Presso C si nota una disposizione elicitica delle inclusioni, variamente irregolare per contro, presso gli altri porfiroblasti.

aggregati di orneblenda. Negli scisti attinolitici i plagioclasi presentano dei granuli ameboidi variamente sviluppati. La composizione varia tra 40–45 % d'an. Tutti i plagioclasi presentano in generale una alterazione più o meno intensa in una sostanza grigia e bruniccia e localmente sono particolarmente saussuritizzati.

I porfiroblasti di plagioclasio delle anfiboliti rappresentano una metablastesi locale, con una cristallizzazione polinucleata plurifasica come nei paragneiss. La successione da uno stadio iniziale costituito da un agglomerato di più individui a un carattere peciloblastico cribroso e infine subidiomorfo, con sempre maggiore arricchimento di plagioclasio e riassorbimento delle inclusioni è assai evidente (vedi fig. 12).

La presenza dei porfiroblasti sopratutto nelle zone a contatto diretto coi paragneiss ossia nelle zone maggiormente sollecitate tettonicamente indicherebbe che tale fenomeno abbia influito in modo determinante sulla loro formazione (Grauert, 1969, pag. 18). Ciò spiegherebbe altresì la presenza regionale più abbondante dei porfiroblasti di plagioclasio dei paragneiss i quali sono stati per la loro stessa natura strutturale più intensamente sol-

lecitati dalle forze tettoniche rispetto alle anfiboliti. Tale ipotesi è altresì confermata se si ammette che la struttura mirmechitica dei porfiroblasti in assenza di feldispato potassico rappresenta appunto un effetto di fenomeni cataclastici (SPRY, 1969, pag. 104).

La presenza infine di letti ricchi in porfiroblasti con altri più scarsi (vedi fig. 10) indicherebbe pure che la metablastesi pur essendo un fenomeno particolarmente selettivo di differenziazione metamorfica si è realizzata relativamente in situ.

La composizione dei plagioclasi in generale (corrispondente a quella data da STRECKEISEN, pag. 149 – 28–30% an) è assai costante nelle differenti varietà d'anfiboliti e nell'intera area rilevata (vedi fig. 3) e sembra essere definita probabilmente oltre che dal particolare chimismo dal grado della metamorfosi.

La composizione più acida e più particolarmente nei bordi dei porfiroblasti indicherebbe, oltre alle condizioni petrochimiche, una cristallizzazione più recente in condizioni metamorfiche probabilmente modificate.

g) Quarzo

Si presenta generalmente in lettini o in vene con abito colonnare embricato, più raramente poligonale e dalle dimensioni inferiori al millimetro. Si presenta altresì inglobato specialmente nel plagioclasio con forma ameboide o a bastoncello. Si caratterizza in tutti i casi per un'intensa estinzione a chiazze.

h) Titanite

Nelle varietà predominanti d'anfiboliti costituisce un componente per lo più subordinato con abito da ameboide a scheletrico inferiore al millimetro e dalla colorazione pleocroica bruniccia. Variamente distribuita si rinviene relativamente abbondante in associazione coi minerali metalliferi e raramente col rutilo scarsamente presente. Nelle anfiboliti diablastiche la titanite si rinviene per contro comunemente associata al rutilo che essa ingloba. Quest'ultimo presenta delle fratturazioni che non interessano la corona di titanite.

Nelle anfiboliti diablastiche a granato la titanite è un prodotto di trasformazione del rutilo. Nelle altre anfiboliti tale trasformazione appare per contro più ipotetica, secondo STRECKEISEN (1928, pag. 147) rappresenta una trasformazione dell'ilmenite.

i) Componenti subordinati e accessori

Diopside. Presenta dei granuli scheletrici incolori e si rinviene assai raramente solitamente inglobato nelle orneblende. Rappresenta probabilmente un «relitto».

Minerali metalliferi. Variamente presenti a grana fine o media con abito scheletrico a subidiomorfo. Si tratta prevalentemente della pirite e dell'ematite intensamente limonitizzati. L'ilmenite e la magnetite sono per contro assai scarse.

Clorite. Nelle anfiboliti principali si presenta pseudomorfa su biotite e più raramente e parzialmente su orneblenda (particolarmente nelle anfiboliti tettonizzate). Oltre alla varietà principale dal color verde pallido si nota una varietà

color verde intenso. Negli scisti attinolitici la clorite si presenta con delle lamelle incolori e talvolta a geminati con i caratteri tipici del clinocloro magnesiaco.

Prehnite. È presente sopratutto inglobata nella biotite con piccole lenti costituite da lamine fibriformi intrecciate o raggiate, più raramente nel plagioclasio alterato con aggregati raggiati e infine nelle diaclasi con abito lamellare. È presente in generale comunemente nelle zone a deboli intercalazioni d'anfiboliti a biotite e paragneiss.

Calcite. Si presenta comunemente in vene e lenti a grana fine e media con fenocristalli xenomorfi o idiomorfi con caratteristiche lamelle di geminazione polisintetica. In parecchi casi i granuli, che presentano una forte estinzione a chiazze, sono fratturati e in parte risanati nuovamente con della calcite. La calcite è pure presente in aggregati finissimi variamente dispersi nella matrice.

La clorite, la calcite e la prehnite rappresentano probabilmente un prodotto della diaftoresi della metamorfosi ercinica benchè una certa formazione alpina è evidente sopratutto per la clorite e presumibilmente la prehnite. Se la clorite delle anfiboliti rappresenta solitamente la sostituzione della biotite e subordinatamente dell'orneblenda e del granato negli scisti attinolitici per contro, è probabilmente un prodotto della metamorfosi.

La calcite rappresenta sopratutto il prodotto d'alterazione dei plagioclasi e la sua presenza in banchi è da collegare a una probabile circolazione di soluzioni idrotermali tardive della metamorfosi ercinica. La formazione della prehnite nella biotite è condizionata presumibilmente oltre che dalle particolari condizioni petrografiche dagli effetti di intensa sollecitazione tettonica causa la presenza di varietà litologiche strutturalmente differenti. Nei plagioclasi la prehnite rappresenta un prodotto d'alterazione degli stessi con mobilizzazione successiva probabile in soluzioni idrotermali nelle diaclasi.

4. CONSIDERAZIONI SUI RAPPORTI E LA SUCCESSIONE METAMORFICA RELATIVA DEI COMPONENTI

(Vedi nota sui paragneiss.)

Il carattere di cristallizzazione o ricristallizzazione metamorfica plurifasica anche se meno evidente rispetto ai paragneiss è peraltro identificabile. La suddivisione delle fasi non corrisponde a questi ultimi.

Fase? Le inclusioni nei minerali predominanti delle anfiboliti quali l'orneblenda e il plagioclasio e cioè dell'epidoto, di certi granati e più raramente del diopside e di certi quarzi e plagioclasi, non chiaramente collegabili tra di loro, non permette naturalmente d'identificare l'appartenenza a una o tali fasi. Non è perciò possibile distinguere se tutti i minerali indicati siano dei «relitti» di eventi anteriori alla metamorfosi ercinica o se appartengono in parte a uno stadio iniziale della stessa. È peraltro chiaro a proposito che l'epidoto inglobato nell'orneblenda e nel plagioclasio e mesoscopicamente presente nelle lenti rappresenta un componente di una fase «iniziale» della metamorfosi ercinica.

La presenza delle anfiboliti diablastiche a granato per contro, è da consi-

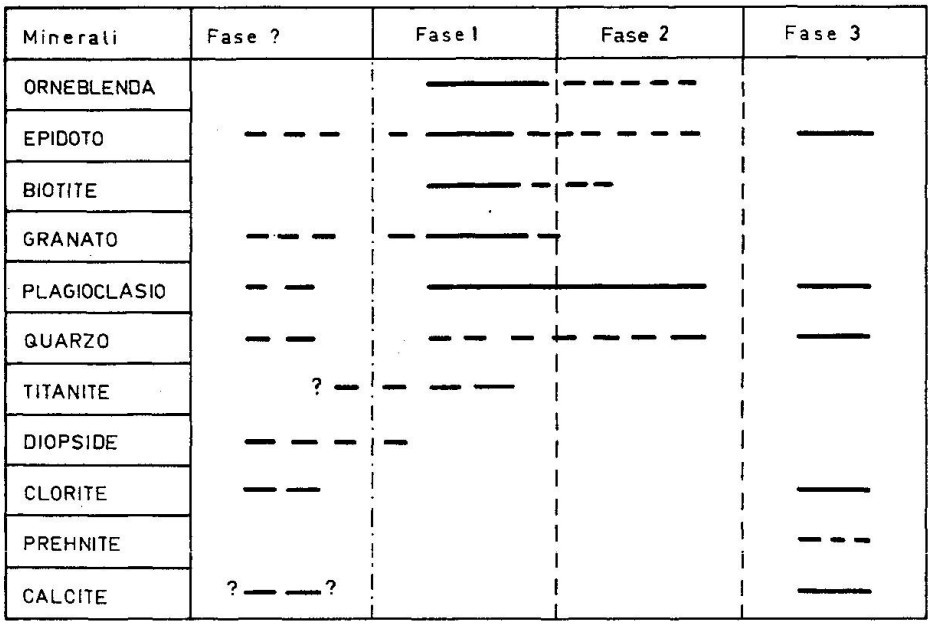


Fig. 13. Rapporti e successione metamorfica relativa dei componenti delle anfiboliti (vedi testo).

derare come un prodotto di ricristallizzazione metamorfica di probabili eclogiti, di formazione presumibilmente preercinica (HÖRNES 1970, pag. 67).

Fase 1. È definita dalla cristallizzazione o ricristallizzazione dei principali componenti delle anfiboliti, cioè dell'orneblenda, del plagioclasio, della biotite e del granato.

Fase 2. È caratterizzata, localmente a seconda delle condizioni petrografiche particolari, dalla metablastesi di plagioclasio.

Fase 3. Rappresenta i fenomeni della diaftoresi a cui si sovrappongono probabilmente e non sempre peraltro chiaramente distinguibili, i fenomeni alpini.

C. Diabasi

1. DESCRIZIONE

Sono rappresentati nell'area rilevata da tre filoni di forma ed estensioni variabili, concordanti e in parte discordanti coi paragneiss e le anfiboliti incassanti. Si caratterizzano per una granulazione fine, una tessitura massiccia e una colorazione grigio-verdognola.

La composizione mineralogica comprende: plagioclasio (40–70), augite (10–30), quarzo (0–10) e subordinatamente o accessoriamente epidoto, minerali metalliferi, calcite e clorite.

Microscopicamente i diabasi presentano una tipica struttura ofitica. Il plagioclasio costituisce degli idioblasti allungati di 3–4 mm di lunghezza, più o meno intensamente saussuritizzati, il quarzo presenta dei fenocristalli varia-

mente ameboidi intensamente corrosi, mentre l'augite forma dei fenocristalli assai smembrati.

Nei paragneiss e le anfiboliti incassanti non si osserva nessun fenomeno di trasformazione particolare al contatto con i diabasi.

L'intrusione dei diabasi lungo delle linee di fratture preesistenti rappresenta un atto più tardivo rispetto agli eventi principali della metamorfosi ercinica (BEARTH, 1932a, pag. 150), come indicherebbe la presenza della struttura ofitica primaria nonchè l'assenza di una particolare ricristallizzazione dei componenti mineralogici.

III. Petrografia degli gneiss granitici della Flüela

È rappresentata nell'area rilevata da una serie assai omogenea di gneiss granitici sottostante la massa di paragneiss e anfiboliti dello Schwarzhorn.

1. DESCRIZIONE

(Vedi nota sulla descrizione dei paragneiss.)

a) Gneiss granitico «tipo Flüela»

— Flüelatyp di GRAUERT (1969, pag. 61).

È la varietà predominante (tipica del passo della Flüela) caratterizzata da una tessitura massiccia con carattere noduloso-occhiadino, più raramente scistoso-lamellare e vagamente pieghettata. Presenta un colore grigio ma bruno ruggine se alterata.

La composizione mineralogica comprende: feldispato potassico (20–35), plagioclasio (20–40), quarzo (30–40), biotite (2–10), mica chiara (2–10); subordinatamente o accessoriamente apatite, zircone, minerali metalliferi, clorite e calcite.

Localmente (regione del Flüela-Wisshorn non rilevata) s'intercala con dei banchi concordanti di potenza modesta di una varietà più scistosa-lenticolare. Varietà povera d'inclusioni, solitamente a forma di lenti concordanti di qualche decimetro di lunghezza di gneiss a biotite a tessitura parallela. Nella regione del Flüela-Wisshorn sono presenti pure delle lenti di qualche metro di lunghezza concordanti ma con apofisi discordanti di scisti biotitici a granato (biotite 80–100!).

Nel detrito del Wisshorn inoltre è stata rinvenuta un'inclusione di roccia a silicati di calcio dalla forma ghiandolare di qualche centimetro.

b) Gneiss granitico «tipo leucocratico»

Si tratta di una varietà subordinata presente più particolarmente al contatto con la massa dello Schwarzhorn su qualche decina di metri d'estensione. Si carat-

terizza oltre che per una colorazione assai chiara per l'abbondanza, relativamente alla varietà predominante, di mica chiara e per la scarsità della biotite. La tessitura è fine e massiccia localmente lievemente scistoso-pieghettata. La composizione mineralogica comprende: feldispato potassico (20–35), plagioclasio (25–40), quarzo (30–40), biotite (0–5), mica chiara (2–10). I componenti subordinati e accessori sono gli stessi descritti nella varietà predominante.

c) Gneiss granitico «tipi particolari»

La presenza peraltro scarsa è stata identificata nella zona del Flüela-Wisshorn (al di fuori dell'area rilevata). La trattazione particolare è intesa a meglio chiarire alcuni problemi specifici degli gneiss granitici.

Una prima varietà rinvenuta unicamente nel detrito e relativamente ricca in biotite, è caratterizzata da una tessitura massiccia a carattere porfiroide. La composizione mineralogica corrisponde, a parte una maggior presenza di biotite, alla varietà predominante.

Una seconda varietà si caratterizza per un aspetto mesocratico con la presenza locale di granato e si rinviene per lo più in banchi o in lenti di potenza varia concordanti. La composizione mineralogica comprende: feldispato potassico (5–15), plagioclasio (40–60), quarzo (10–20), biotite (20–30), granato (0–5). I componenti subordinati o accessori sono gli stessi descritti per la varietà predominante.

La struttura microscopica delle differenti varietà di gneiss granitico è tipicamente granoblastica con caratteri variamente ipidiomorfi e un aspetto d'implicazione intergranulare complesso.

2. ASPETTI PARTICOLARI

Gli gneiss granitici si presentano localmente, ma più particolarmente sul fronte dello Schwarzhorn, con degli orizzonti assai estesi ma di potenza modesta variamente laminati. Più raramente milonitizzati con la presenza locale d'arricchimenti di quarzo e carbonati di formazione presumibilmente alpina.

3. DESCRIZIONE E DISCUSSIONE SUI COMPONENTI

(Vedi nota sulla descrizione dei componenti dei paragneiss.)

a) Feldispato potassico

Presenta dei caratteristici fenocristalli variamente ghiandolari e lenticolari di 1–3 cm di lunghezza disposti per lo più regolarmente, concordanti e raramente

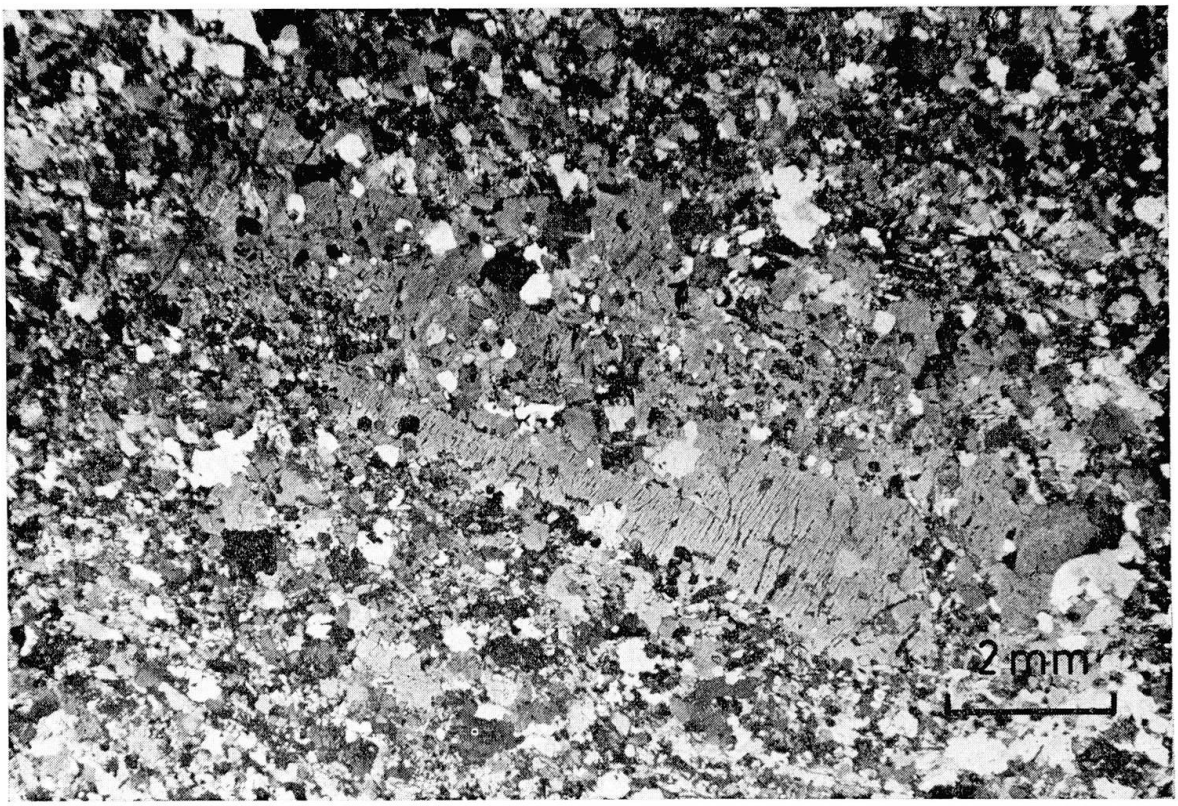


Fig. 14. Microfotografia di feldispato potassico sostituito in parte da un fine aggregato di plagioclasio e quarzo. Campione 407. Nicol incrociati.

ruotati (vedi fig. 22). Microscopicamente si caratterizza per un abito ameboide con i margini intensamente lobati inglobato, localmente più o meno intensamente smembrato, in una matrice a grana fine o media di quarzo, plagioclasio e miche. Nella varietà dello gneiss granitico con struttura porfiroide il feldispato potassico è comunemente inglobato e intensamente smembrato da una finissima matrice granulare di plagioclasio e quarzo (vedi fig. 14).

Nella varietà gneiss granitico mesocratico il feldispato potassico si presenta in certi casi inglobato e apparentemente sostituito da un plagioclasio a finissime lamellazioni con ricche inclusioni di quarzo gocciolare (vedi fig. 15). Il feldispato potassico si caratterizza oltre che dalla geminazione di Karlsbad da una geminazione a graticcio più o meno pronunciata, da importanti dissociazioni pertitiche e da fessurazioni più o meno intense. Comunemente, tali fessurazioni che s'interrompono al contatto con la matrice, sono risanate da quarzo e plagioclasio e subordinatamente mica chiara, in altri casi per contro le fessurazioni che interessano pure la matrice sono risanate da un finissimo aggregato di mica chiara (sericite!). Il feldispato potassico è relativamente ricco d'inclusioni particolarmente di quarzo, plagioclasio e biotite, in certi casi concentrati in agglomerati. Oltre il caratteristico feldispato potassico descritto si notano particolarmente nello gneiss granitico «tipo leucocratico» dei piccoli fenocristalli di

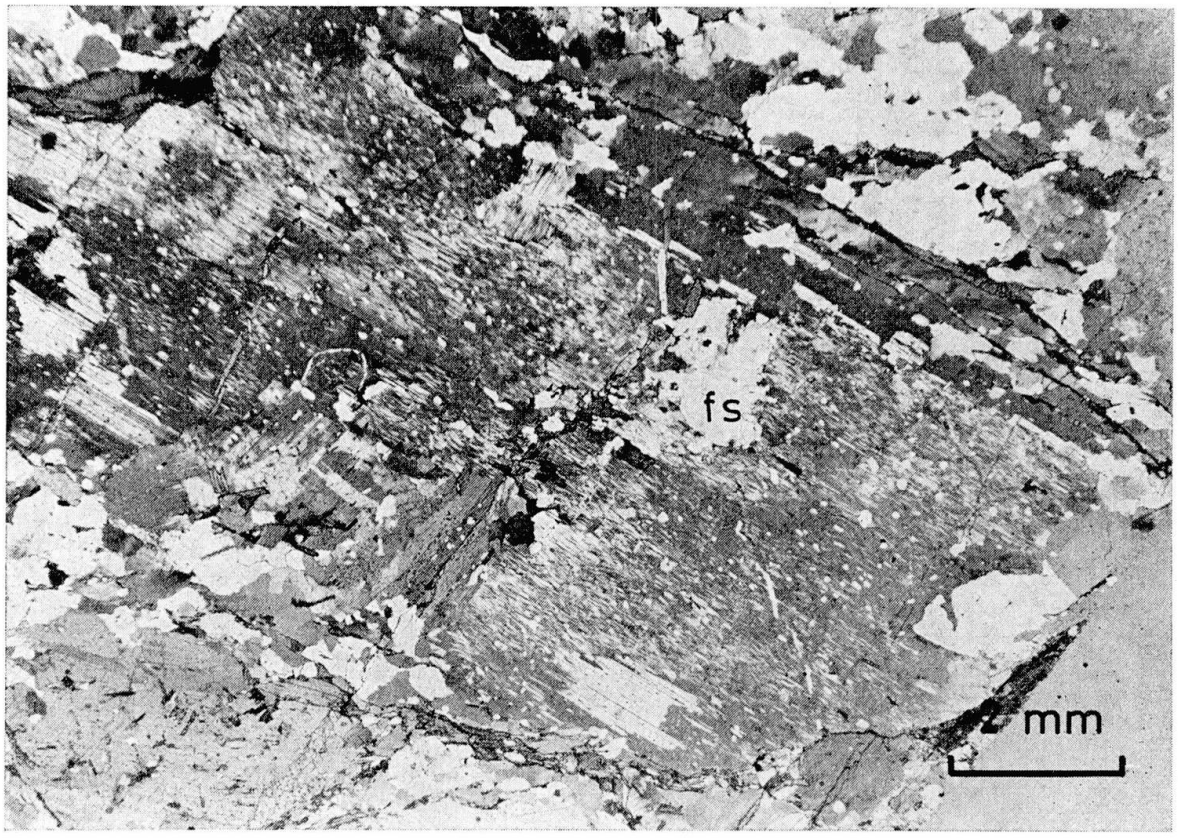


Fig. 15. Microfotografia di feldispato potassico (fs) sostituito probabilmente da un plagioclasio ricco in inclusioni di quarzo. Campione 265b. Nicol incrociati.

1–3 mm di feldispato potassico caratterizzato dall'assenza o quasi d'inclusioni e con scarse dissociazioni pertitiche. Anche se generalmente ben conservati tutti i feldispati potassici si presentano variamente alterati in un aggregato submicroscopico bruniccio.

L'alta triclinità ($\triangle$ = 0,4–1) del feldispato potassico, contemporaneamente all'angolo assiale di 68–80° indicano un carattere intermediario monoclino-triclino con particolare tendenza verso quest'ultimo stadio. Tale carattere è pure confermato dalle abbondanti dissociazioni pertitiche e dalla geminazione a graticcio (anche se quest'ultima è vagamente pronunciata nell'area rilevata) e indicherebbe un'evidente modificazione del probabile feldispato potassico primario. Il feldispato potassico si presenta localmente sostituito parzialmente o completamente da un'associazione di quarzo e plagioclasio e localmente probabilmente di mica chiara.

Tali caratteri, congiuntamente all'aspetto strutturale lenticolare stirato o pieghettato di alcuni fenocristalli (vedi fig. 22) di feldispato potassico indicherebbero che se la cristallizzazione primaria è probabilmente anteriore alla metamorfosi ercinica, cioè legata alla cristallizzazione dei probabili graniti, il feldispato potassico è stato durante la metamorfosi intensamente modificato e sostituito. La presenza per contro di fenocristalli di feldispato potassico dai caratteri descritti presenti sopratutto nello gneiss granitico «tipo leucocratico» non escluderebbe una ricristallizzazione dello stesso durante la metamorfosi ercinica.

b) Plagioclasio

È presente comunemente associato al quarzo, col quale costituisce la matrice degli gneiss granitici, con tipiche plaghe interstiziali ameboidi, raramente idiomorfe con granuli per lo più poligonali isodiametrici, dalle dimensioni sempre inferiori a 0,5 mm, talvolta minutissimi. Questi plagioclasi sono raramente geminati e pressochè privi d'inclusioni. Il contenuto d'an varia tra 8–10%. Alcuni plagioclasi presentano una zonatura inversa con un contenuto di 2–3% d'an superiore nel bordo rispetto al nucleo.

Il plagioclasio si presenta inoltre anche se raramente e solo localmente con dei fenocristalli di 2–6 mm d'aspetto subidiomorfo (il bordo essendo intensamente lobato), inglobati in una matrice a grana fine ricca dei plagioclasi poligonali descritti. Questi plagioclasi si caratterizzano per una geminazione polisintetica, secondo la legge dell'albite con le lamelle per lo più ondulate e fessurate che manifestano una intensa estinzione a chiazze. Presentano inoltre ricche inclusioni, prevalentemente di microliti micacei variamente disposti, comunemente concentrati nella parte centrale (vedi fig. 16).

Il contenuto d'an in questi plagioclasi varia tra 12–16%. Nella varietà di gneiss granitico mesocratico si notano inoltre dei plagioclasi subidiomorfi solita-

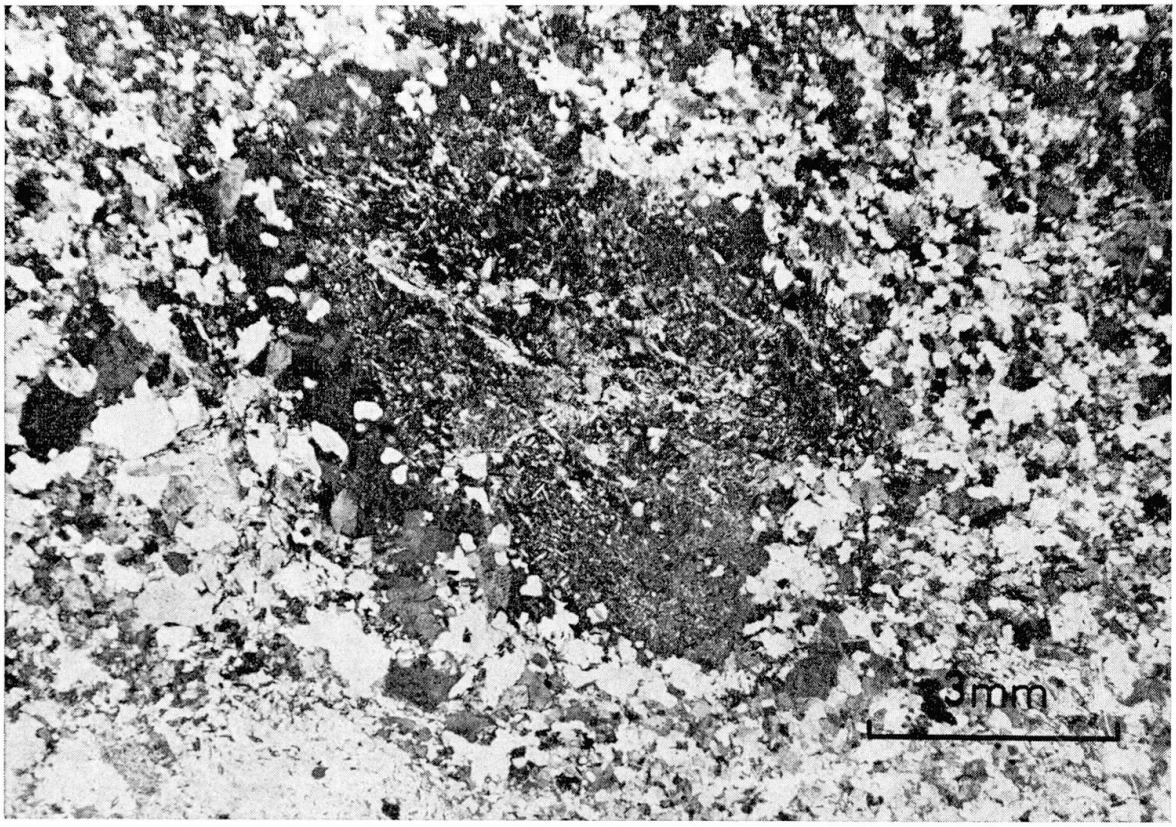


Fig. 16. Microfotografia di un probabile plagioclasio «relitto» ricco in microliti micacei e disperso in una fine matrice di plagioclasio e quarzo. Campione 407. Nicol incrociati.

mente inferiori al centimetro caratterizzati da una fitta geminazione lamellare polisintetica a chiazze e la presenza d'abbondanti quarzi gocciolari minuti inglobati (vedi fig. 15).

Localmente questi plagioclasi presentano delle inclusioni a plaghe di feldispato potassico smembrato, delle biotiti solitamente cloritizzate e così pure delle fessurazioni parzialmente risanate con quarzo ed eventualmente plagioclasio. Il contenuto d'an è fluttuante tra 9–11%. I plagioclasi in generale sono variamente alterati e particolarmente saussuritizzati.

I plagioclasi subidiomorfi di 2–6 mm e dal contenuto d'an di 12–16% appartengono probabilmente a una fase di cristallizzazione anteriore a quella dei plagioclasi della matrice in cui sono inglobati. La varia presenza di microliti micacei (unicamente presso questi tipi di plagioclasio) sembrerebbe legata a dei fenomeni d'intensa sollecitazione meccanica della roccia (ANDREATTA, 1933, pag. 382) come lo spiegherebbe pure la presenza contemporanea del feldispato potassico intensamente smembrato. Questi plagioclasi potrebbero appartenere alla cristallizzazione primaria di probabili graniti trasformati e modificati durante gli eventi metamorfici ercinici. I plagioclasi della matrice per contro sono più probabilmente da considerare, contemporaneamente al quarzo, un prodotto di ricristallizzazione metamorfica ercinica. Essi si sono probabilmente ricristallizzati in gran parte dai plagioclasi precedenti ma sono stati prodotti pure dalla trasformazione particolare del feldispato potassico. Il particolare plagioclasio presente nello gneiss granitico mesocratico con un apparente aspetto di pseudomorfosi secondo il feldispato potassico, rappresenta probabilmente un complesso fenomeno di sostituzione metamorfica dello stesso durante gli eventi metamorfici ercinici.

c) Quarzo

È il costituente predominante della matrice e si presenta con dei grani xenomorfi variamente ameboidi o vermicolari, con marginatura più o meno intensamente embriciata e caratterizzato da piccolissime a medie dimensioni raramente superiori a 0,5 mm. Localmente il quarzo si concentra in piccole lenti e vene con grani colonnari allungati lungo i piani della struttura principale ed embriciati alle estremità, con un massimo di 5 mm di lunghezza. È presente occasionalmente inglobato nel feldispato potassico e nel plagioclasio con piccoli grani ameboidi. Tutti i quarzi presentano un'estinzione variamente intensa a chiazze.

Il quarzo concentrato nelle piccole vene e lenti è da considerarsi alla stessa stregua che nei paragneiss un prodotto di differenziazione metamorfica secondo il principio di segregazione. Il quarzo per contro presente nella matrice rappresenta probabilmente il prodotto di ricristallizzazione metamorfica ercinica di antichi quarzi e in casi più particolari, contemporaneamente a certi plagioclasi, un prodotto di trasformazione del feldispato potassico.

d) Mica chiara

Presenta delle lamelle variamente idiomorfe allungate o tozze e dai margini più o meno intensamente lobati di 2–8 mm di lunghezza. Le singole lamelle sono isolate sopratutto nello gneiss granitico «tipo leucocratico», più comunemente

in aggregati nel «tipo Flüela», in generale disorientate o più raramente disposte in parallelo. La mica chiara è pure presente inglobata nei feldispati potassici e più comunemente nei plagioclasi, particolarmente con caratteri di microliti.

I microliti micacei come è stato precedentemente rilevato per i plagioclasi rappresentano un prodotto della trasformazione metamorfica di certi plagioclasi. È possibile che certe miche presenti particolarmente nel «tipo leucocratico» degli gneiss granitici rappresentano, congiuntamente al quarzo e al plagioclasio, un particolare prodotto di sostituzione del feldispato potassico.

e) Biotite

Nello gneiss granitico «tipo Flüela», la biotite presenta delle lamelle particolarmente tozze con margini più o meno intensamente lobati, di 2–6 mm di lunghezza e dalla colorazione pleocroica variamente intensa bruno-rossiccia. Le lamelle costituiscono comunemente degli aggregati intrecciati, disposti lungo i piani della struttura principale. Nelle varietà di gneiss granitico mesocratico le biotiti si presentano con caratteri morfologici analoghi alle precedenti ma se ne differenziano per una colorazione pleocroica più intensa bruno-verdognola (in rari casi le lamelle sono debolmente zonate con un nucleo bruno e un margine più verdognolo). Esili lamelle di biotite intensamente lobate e cloritizzate sono presenti inglobate nel feldispato potassico e nel plagioclasio. Le biotiti sono variamente cloritizzate e presentano scarse inclusioni di minerali metalliferi, apatite e zircone.

f) Componenti subordinati e accessori

Granato. È presente assai comunemente nella varietà di gneiss granitico mesocratico, scarso nelle altre, con un caratteristico abito smembrato da un intreccio di quarzo e biotite, più raramente idiomorfo e dalle dimensioni di qualche millimetro, in rari casi superiori al centimetro.

Minerali metalliferi. Presentano dei granuli gocciolari, raramente idiomorfi inglobati comunemente nelle biotiti.

Apatite. Si rinviene con dei granuli rotondeggianti inglobati nella biotite e particolarmente arricchiti nello gneiss granitico mesocratico.

Zircone. Mostra dei rari e piccolissimi granuli inglobati nella biotite.

4. CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Gli gneiss granitici della Flüela rappresentano presumibilmente il prodotto di probabili graniti (Grauert, 1969, pag. 61) intensamente e variamente deformati, successivamente ricristallizzati durante la metamorfosi ercinica con la presenza di particolari componenti «relitti» modificati di feldispato potassico, plagioclasio, di probabile cristallizzazione primaria dei fusi granitici.

IV. Considerazioni sulla metamorfosi

In questo capitolo sono esposte unicamente le considerazioni di carattere generale sulla metamorfosi ercinica delle rocce metapelitiche e metapsammitiche (paragneiss) e metabasiche (anfiboliti) nell'area rilevata. I caratteri di probabili eventi preercinici e alpini non sono discussi.

1. CARATTERI DELLE ASSOCIAZIONI MINERALOGICHE E DEL GRADO METAMORFICO

Le considerazioni sono basate sulle associazioni presenti a livello delle sezioni sottili all'incirca di 4,5 × 2,5 cm. In certi casi possono essere falsate dalla posizione del taglio delle sezioni.

a) Metapeliti e metapsammiti (paragneiss)

L'associazione mineralogica predominante comprende: plagioclasio, quarzo, biotite, mica chiara e i minerali subordinati e accessori descritti e variamente presenti.

Le associazioni mineralogiche subordinate comprendono per importanza di presenza:

1. Plagioclasio, quarzo, biotite, mica chiara, granato con o senza sillimanite fibrolitica.
2. Plagioclasio, quarzo, biotite, mica chiara, granato, distene, ∓ staurolite, con o senza sillimanite fibrolitica.
3. Plagioclasio, quarzo, biotite, mica chiara, granato, distene, ∓ staurolite, ∓ andalusite, con o senza sillimanite fibrolitica.
4. Plagioclasio, quarzo, biotite, mica chiara, granato, ∓ staurolite, andalusite.

Discussione

Le associazioni mineralogiche (1) e (2) senza sillimanite fibrolitica sono da considerare tipiche della facies dell'anfibolite ad almandino del tipo Barrow e più precisamente della subfacies distene-almandino-muscovite (WINKLER, 1965, pag. 80–91). La presenza contemporanea del distene e della staurolite, l'assenza di quest'ultima e più raramente del primo, sarebbe da ricercare nell'area rilevata non particolarmente nel grado metamorfico bensì nelle condizioni petrochimiche e specialmente nel rapporto M/FM (NAGGAR, ATHERTON, 1970, pag. 574–575) anche se la mancanza di analisi chimiche non permette di confermare tale ipotesi.

Le associazioni mineralogiche (1) e (2) con sillimanite fibrolitica si carat-

terizza no saltuariamente per la presenza locale di fenomeni particolari di sostituzione parziale o completa del granato con un aggregato di miche e quarzo (vedi fig. 4), della staurolite e del distene da parte della mica chiara (vedi fig. 6), in rapporto probabile con la cristallizzazione della sillimanite fibrolitica.

Tale carattere indicherebbe, secondo GUIDOTTI (1968, pag. 1369) contemporaneamente alla presenza della sillimanite fibrolitica in stretto rapporto con la biotite, un tipico carattere della «lower sillimanite zone» (subfacies a sillimanite-almandino-muscovite).

L'associazione mineralogica (3) comprendente tutti gli alumosilicati costituisce presumibilmente una sovrapposizione di più fasi con cristallizzazione successiva del distene e della staurolite in una prima fase, dell'andalusite in una seconda, e della sillimanite fibrolitica in una terza, con probabile ricristallizzazione, inoltre, di altri componenti quali il quarzo, il plagioclasio, la mica chiara e la biotite che corrodono e sostituiscono più o meno intensamente la staurolite, il distene e il granato. La prese nza di tutti gli alumosilicati, a volte a contatto diretto, non sembra in ogni caso interpretabile come cristallizzazione in condizioni ideali del «punto triplo» bensì, per le ragioni esposte, come un processo metamorfico plurifasico, senza che esistano, almeno otticamente distinguibili, dei rapporti genetici particolari tra i diversi alumosilicati. La presenza di più alumosilicati di cristallizzazione successiva probabile lascia supporre:

— l'elevato grado di stabilità degli alumosilicati e la difficoltà di trasformazione di una modificazione in un'altra nelle nuove condizioni d'equilibrio (WINKLER, 1970, pag. 91);
— che l'evoluzione metamorfica plurifasica si è svolta probabilmente in condizioni relativamente prossime al «punto triplo» (NAGGAR, ATHERTON, 1970, pag. 583).

L'associazione mineralogica (4) con la staurolite inglobata nell'andalusite, è assai caratteristica per l'abbondante presenza di entrambi i componenti e l'assenza di altri alumosilicati.

Le precedenti considerazioni sulle metapeliti e metapsammiti permettono di concludere:

1. Le differenti associazioni mineralogiche nonchè le differenti fasi rilevate indicano un evidente carattere variamente plurifasico del processo metamorfico ercinico del cristallino della Silvretta nell'area rilevata.
2. La distribuzione su una ristretta area geografica di differenti associazioni mineralogiche permette di riconoscere il carattere selettivo del processo metamorfico per la realizzazione particolarmente variabile di paragenesi di grado metamorfico differente. Tale fenomeno è dovuto, oltre che a probabili condizioni petrochimiche, a indubbi complessi fattori locali che hanno fatto sì che le rocce reagissero in modo differente alle particolari sollecitazioni metamorfiche.

b) Metabasiti (anfiboliti)

L'associazione mineralogica predominante comprende: orneblenda, plagioclasio (27–37% an), epidoto (clinozoisite ∓ zoisite), ∓ biotite, ∓ quarzo, e i minerali subordinati o accessori descritti.

Un'associazione mineralogica subordinata comprende: orneblenda, plagioclasio (35–40% an), epidoto (clinozoisite ∓ zoisite), ∓ biotite, ∓ quarzo, granato e i minerali subordinati o accessori descritti.

Entrambe le associazioni sono tipiche della facies dell'anfibolite ad almandino del tipo Barrow delle due subfacies, staurolite-almandino e distene-almandino-muscovite.

c) Conclusioni

Riassumendo i caratteri generali delle associazioni mineralogiche risulta che le paragenesi fondamentali delle rocce metapelitiche, metapsammitiche e metabasiche sono comprese nell'intervallo della facies dell'anfibolite ad almandino tipo Barrow (STRECKEISEN, 1966, pag. 709; GRAUERT, 1969, pag. 18) e più particolarmente delle subfacies staurolite-almandino e distene-almandino-muscovite. La presenza locale nelle metapeliti e metapsammiti della sillimanite fibrolitica di cristallizzazione più recente, indica probabilmente che la metamorfosi ha raggiunto un grado ancora più elevato rispetto le due subfacies indicate e cioè della «lower sillimanite zone» (subfacies sillimanite-almandino-muscovite) attraverso un grado metamorfico intermediario realizzato dalla cristallizzazione dell'andalusite (WINKLER, 1965, pag. 93). In conclusione l'intensità della metamorfosi ercinica nel cristallino della Silvretta nell'area rilevata e nell'intervallo di 320–280 milioni d'anni (GRAUERT, 1969, pag. 148) appartiene in un senso più ampio al «medium stage» proposto da WINKLER (1970, vedi fig. 17).

2. SVILUPPO DELLA METAMORFOSI ERCINICA

Tutte le considerazioni fatte a proposito del processo metamorfico indicano un evidente carattere plurifasico dai successivi atti precisati nella parte precedente e la cui valutazione, secondo il diagramma di WINKLER (1970, vedi fig. 17) congiuntamente ai diagrammi delle fasi (vedi fig. 9 e 13), permettono le seguenti considerazioni:

1. È evidente la corrispondenza del grado metamorfico tra le rocce metapelitiche cogli alumosilicati della *prima fase* metamorfica, cioè distene e staurolite e l'isograda delle rocce metabasiche, orneblenda + plagioclasio 30% an (che corrisponde assai chiaramente al contenuto medio d'an dei plagioclasi dell'area rilevata, vedi fig. 3).

   La presenza del distene in tale fase metamorfica indicherebbe una tem-

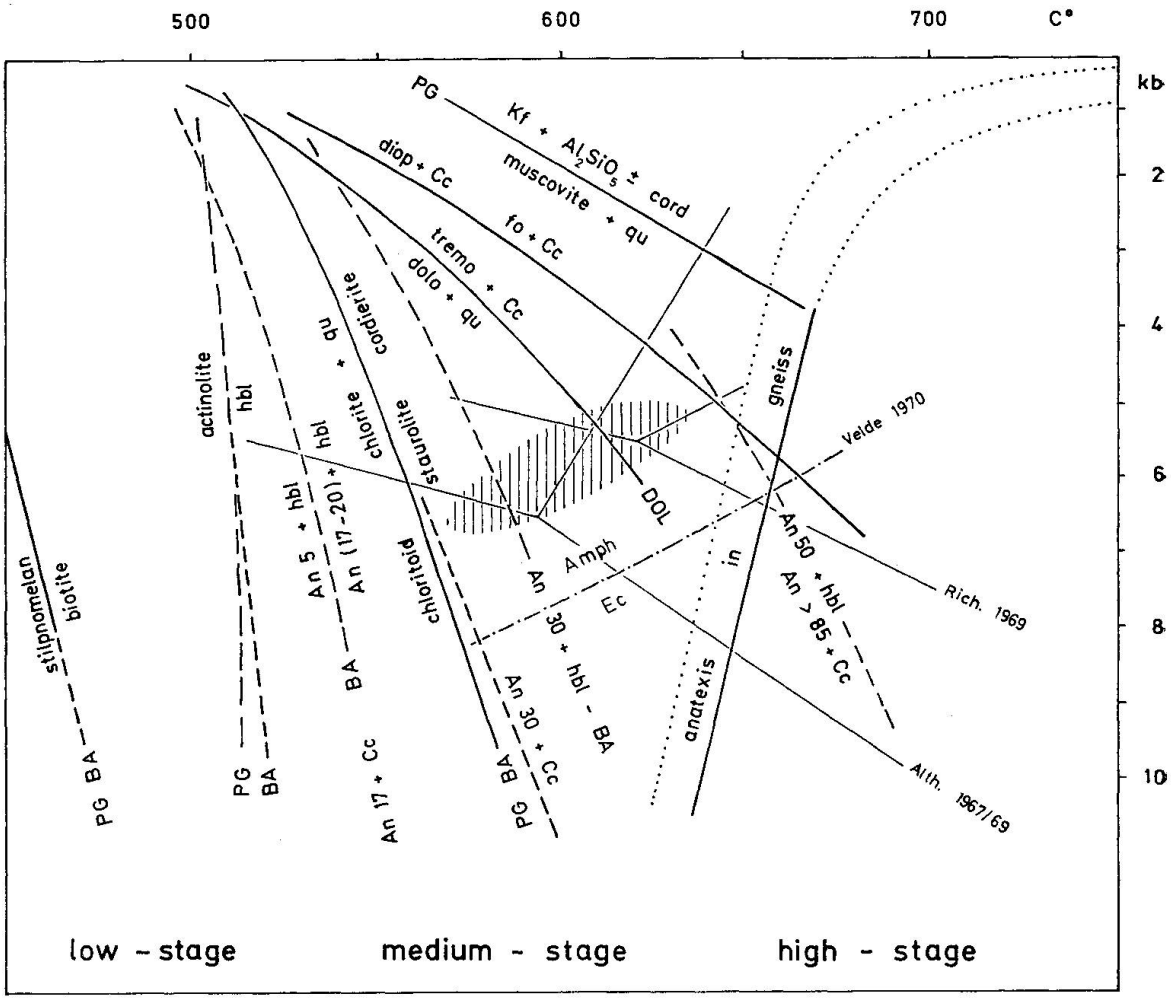


Fig. 17. Valutazione del grado metamorfico (campo tratteggiato) secondo il diagramma p/t delle isograde di WINKLER (1970, pag. 227), completato dall'isograda di trasformazione eclogite-anfibolite di VELDE (1970, pag. 384).

peratura «media» e una pressione «elevata» (WINKLER, 1970, pag. 92). Il carattere della pressione «elevata» sarebbe pure indicato dalla coesistenza nelle metabasiti dell'epidoto con il plagioclasio (25–45 % an) secondo TURNER e VERHOOGEN (1960, pag. 545).

2. La presenza dell'andalusite nella *seconda fase* metamorfica collegata presumibilmente ai fenomeni locali di metablastesi di plagioclasio indicherebbe probabilmente una sensibile «diminuzione» della pressione (WINKLER, 1970, pag. 91) e un eventuale «aumento» della temperatura.
3. La presenza della sillimanite fibrolitica più tardiva nella *terza fase* metamorfica è probabilmente in relazione a una reazione «d'elevata» temperatura (WINKLER, 1970, pag. 91).

Si deve però rilevare a proposito che la presenza della sillimanite fibrolitica sopratutto nei lettini di biotite, presumibilmente sollecitati meccanica-

mente, può essere legata alla presenza di sostanze liquido-gasose (con variazione della concentrazione dei cationi, del pH, ecc.) durante i movimenti tettonici (SPRY, 1969, pag. 272).

Non è perciò improbabile un carattere metamorfico «retrogrado» della cristallizzazione della sillimanite fibrolitica. Le ragioni esposte non permettono quindi una chiara valutazione della terza fase nel quadro generale plurifasico della metamorfosi ercinica.

Riassumendo si può concludere che la successione plurifasica dei processi metamorfici è caratterizzata:

1. Da un evidente «aumento» della temperatura compresa nell'intervallo definito da alcuni valori sperimentali indicativi: superiore a 500° (limite inferiore della facies dell'anfibolite a almandino (WINKLER, 1965, pag. 157–169), con valori medi all'incirca del «punto triplo» 595° ± 10° (ALTHAUS, 1969, pag. 133) e inferiore a 650° – inferiore cioè alla temperatura definita dalla reazione: muscovite + quarzo = feldispato potassico + Al_2SiO_5 ± cordierite di circa 650° (WINKLER, 1967, pag. 181–183) nonchè ai processi anatettici di 680–700° (WINKLER, 1967, pag. 193).
2. Da una particolare «diminuzione» della pressione con valori massimi definiti più particolarmente da alcuni valori indicativi quali la cristallizzazione del distene a circa 6 kb (FREY, 1969, pag. 146) come pure la trasformazione delle eclogiti in anfiboliti in condizioni di pressione superiore ai 5 kb per una temperatura di 550° (VELDE, 1970, pag. 384–385).

V. Tettonica

1. INTRODUZIONE

La complessità della struttura a vortici del cristallino della Silvretta, l'assenza di studi strutturali completi, nonchè l'estensione modestissima dell'area elaborata, limitano le considerazioni strutturali a una semplice analisi e ai rapporti possibili con le fasi metamorfiche di cristallizzazione di particolari componenti.

2. CARATTERI STRUTTURALI

a) Elementi strutturali planari

Nell'area compresa tra lo Schwarzhornfurgga a sud ed il Klein Schwarzhorn a nord, la giacitura delle rocce, costituite prevalentemente da una serie assai omogenea d'anfiboliti, è uniformemente disposta in direzione OSO–ENE con

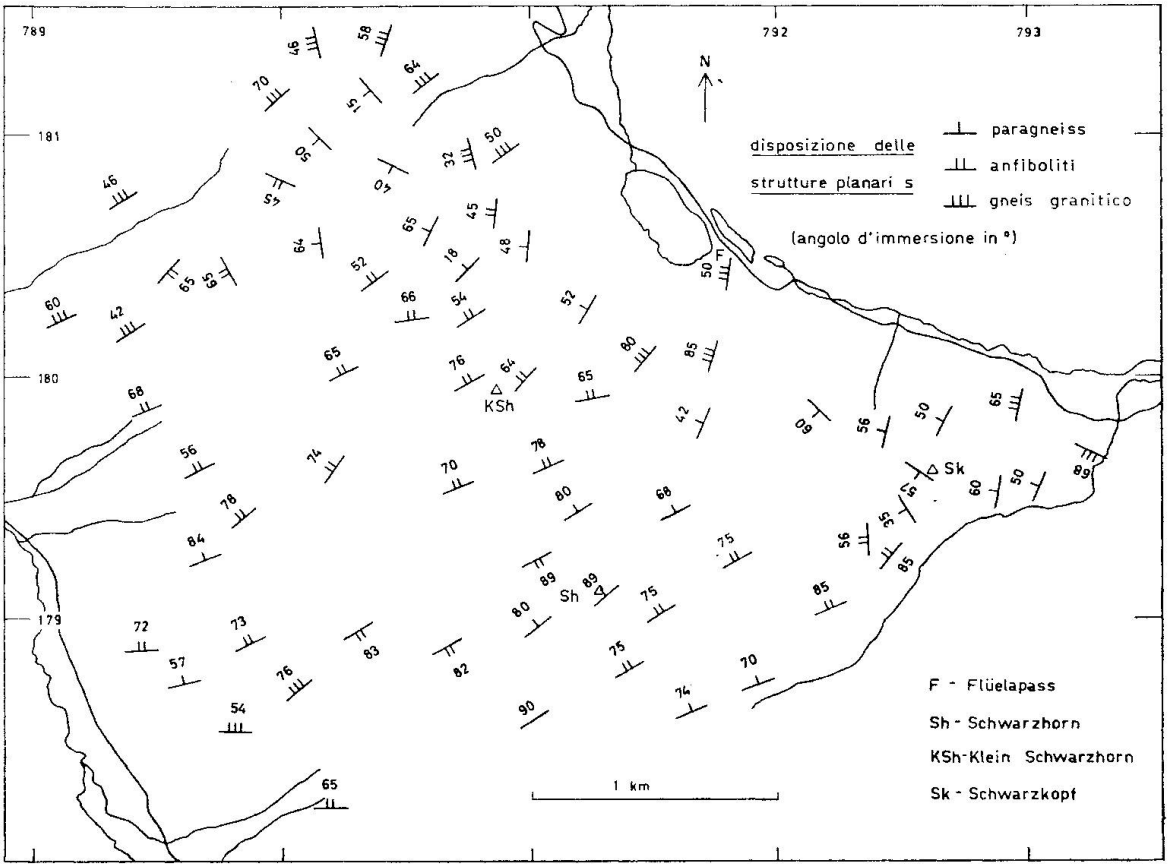


Fig. 18. Carta strutturale degli elementi planari nell'area rilevata (vedi testo).

immersione da media a verticale. Nella parte più frontale della area del Klein Schwarzhorn, costituita prevalentemente da paragneiss superposti a gneiss granitici, la giacitura e l'immersione delle rocce sono particolarmente caotici a causa probabilmente del carreggiamento alpino della parte frontale della massa dello Schwarzhorn sugli gneiss granitici (STRECKEISEN, 1928, pag. 96). Lungo la fascia di contatto cogli gneiss granitici, dallo Schwarzkopf fino al passo della Flüela, la giacitura delle rocce, pure assai variabile, è grosso modo orientata nord–sud con immersione da piana a verticale e con la presenza locale di particolari e intensi fenomeni di piegatura, sopratutto nelle serie alterne di anfiboliti e paragneiss.

b) Elementi strutturali lineari

Nell'area compresa tra lo Schwarzhornfurgga a sud e il Klein Schwarzhorn a nord gli elementi lineari, definiti come assi di vari tipi di pieghe, presentano un andamento uniforme dalla direzione OSO–ENE, con immersione da piana a media verso NE. Lungo la fascia di contatto con gli gneiss granitici di fronte al passo della Flüela gli elementi lineari, pur presentando in generale lo stesso

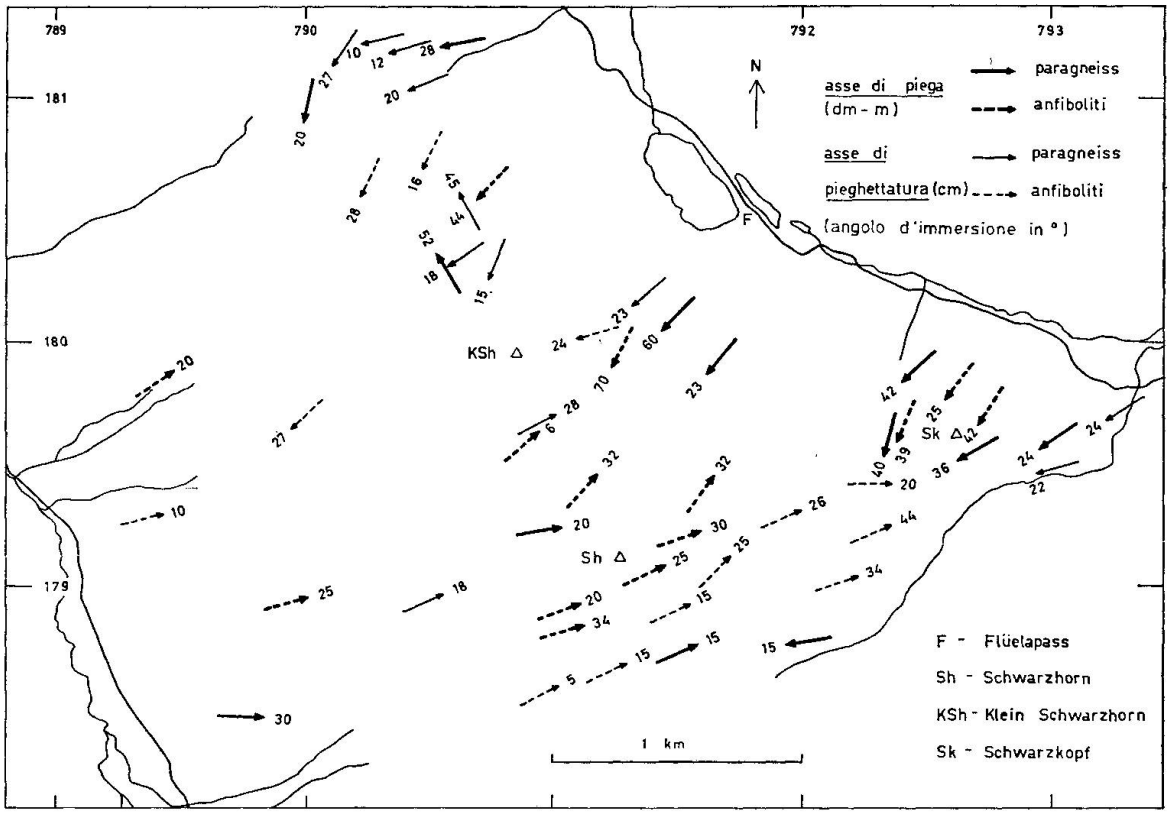


Fig. 19. Carta strutturale degli elementi lineari nell'area rilevata (vedi testo).

andamento direzionale dell'area precedente, se si eccettua l'area dello Schwarzkopf, manifestano per contro un'immersione media verso SO.

Nella parte frontale della massa dello Schwarzhorn gli elementi lineari presentano la stessa disposizione caotica di quelli planari.

c) Caratteri mesoscopici degli elementi strutturali planari

L'analisi mesoscopica degli elementi strutturali planari della sezione indicata alla fig. 20 (coordinate 791.690/179.415), particolarmente rappresentativa per la presenza di differenti varietà litologiche, permette di riconoscere i seguenti caratteri:

— Il comportamento meccanico differenziale delle diverse varietà litologiche alle sollecitazioni tettoniche ed i caratteri tipici degli elementi strutturali di ogni varietà litologica.

— La presenza in generale di due elementi planari, distinguibili in s_1 e s_2, evidenti sopratutto nelle varietà litologiche (2) e (3).

— La scistosità s_1 è ben definita in generale dai piani di contatto delle differenti varietà nonchè in modo più o meno distinto nelle singole varietà dai piani rappresentati dalle intercalazioni di esili letti d'epidoto in alternanza con

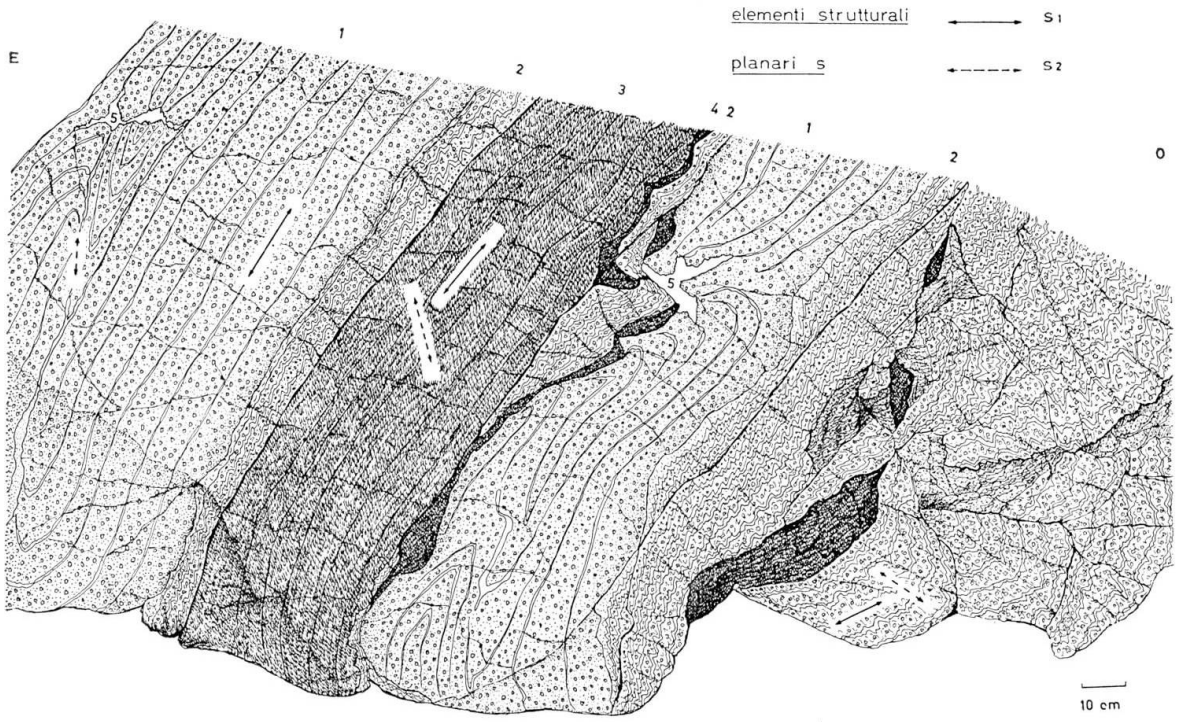


Fig. 20. Caratteri degli elementi strutturali planari (vedi testo).

1 = anfibolite a porfiroblasti di plagioclasio.
2 = paragneiss a porfiroblasti di plagioclasio.
3 = paragneiss a mica chiara.
4 = anfibolite a biotite.
5 = lenti di quarzo.

letti d'orneblenda in (1) come pure dalle vene e lenti di quarzo, dall'alternanza di letti leucocratici e micacei in (2) oppure dai piani micacei in (3) e (4).

— La scistosità s_2, più o meno presente, è caratterizzata principalmente dalla disposizione dei piani assiali delle varie pieghe e pieghette in (2), (3) e in (4) meno marcatamente per la sezione presentata in (1), più la disposizione in certi casi dei porfiroblasti di plagioclasio in (2) e localmente in (1) (vedi fig. 10), anche se in questo ultimo caso i porfiroblasti si dispongono più comunemente secondo i piani della s_1.

Discussione

La scistosità s_1 descritta, costituisce probabilmente un elemento strutturale planare realizzato dalla sovrapposizione complessa di almeno due elementi planari, anche se la completa ricristallizzazione e i particolari scivolamenti locali lungo tale piano non permettono una chiara identificazione. Tale carattere è stato pure definito nella regione del Gurgler per l'unità dell'Ötztal (corrispondente nei caratteri generali strutturali all'unità della Silvretta) da Baumann, Helbig, Schmidt (1967): «Die Entstehung der Hauptschieferung (s_1) ist im einzelnen nicht mehr zu rekonstruieren. Das s_1 bildet ein zusammengesetztes

Gefüge, in dem sich die Spuren mehrerer Gesteinsdeformationen subsummieren.»

I piani di contatto delle differenti varietà litologiche in particolare e certe variazioni petrografiche in generale rappresentano degli ipotetici elementi strutturali planari primari (legati presumibilmente alla sedimentazione delle stesse rocce metapelitiche, metapsammitiche e alla disposizione primaria delle rocce metabasiche).

I piani che vi si sovrappongono sono definiti dalle particolari orientazioni di vene e letti di quarzo e d'epidoto e rappresentano degli evidenti fenomeni tettonici.

L'analisi al microscopio ha inoltre permesso, nel dominio dei rapporti inter-

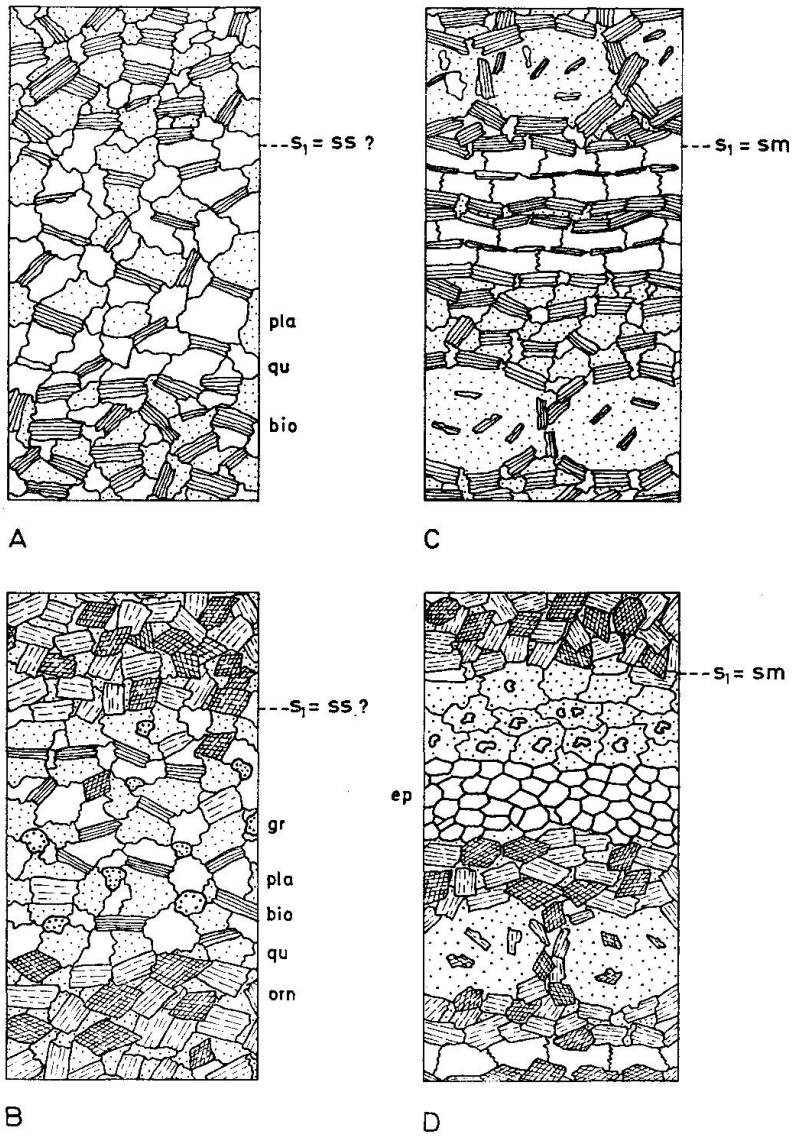


Fig. 21. Rappresentazione schematica dei caratteri microscopici degli elementi strutturali planari nei paragneiss e nelle anfiboliti (vedi testo).

bio = biotite; gr = granato; orn = orneblenda; pla = plagioclasio; qu = quarzo.

correnti a livello delle sezioni sottili, di rilevare alcuni caratteri che confermano quelli rilevati nell'analisi mesoscopica e riassunti schematicamente nella fig. 21.

Il carattere ipotetico sedimentario (ss) è rappresentato dai piani di contatto tra i letti leucocratici e i letti micacei (fig. 21 A), da letti ricchi in orneblenda e letti senza orneblenda (fig. 21 B), la cui origine è indubbiamente da attribuire ad una probabile costituzione petrografica primaria. Il carattere tettonico (sm) per contro (fig. 21 C e D), è definito da letti prevalentemente monomineralici da attribuire presumibilmente a dei fenomeni di segregazione metamorfica in relazione a degli atti tettonici.

La scistosità s_2 costituisce un elemento planare in relazione particolare con il piegamento o pieghettamento della scistosità s_1 secondo gli assi di piega vari descritti, variamente e irregolarmente realizzati sia localmente che regionalmente come hanno rilevato Fuchs, Kröner e Schmidt (1969) nella regione del Vernagt-Marzell nell'unità dell'Ötztal: «sie ist in allen gefalteten Bereichen ausgebildet und gehört als Schieferung zu B_1».

La disposizione dei porfiroblasti di plagioclasio sia nei paragneiss che nelle anfiboliti lungo i piani della s_2 confermerebbe un'evidente influenza dei fenomeni meccanici sulla loro formazione.

Negli gneiss granitici in generale gli elementi strutturali planari distinti presso i paragneiss e le anfiboliti sono raramente riconoscibili nell'area rilevata. Solamente la presenza, anche se unicamente locale, di particolari fenomeni di pieghettamento (vedi fig. 22) permette di distinguere due elementi strutturali planari.

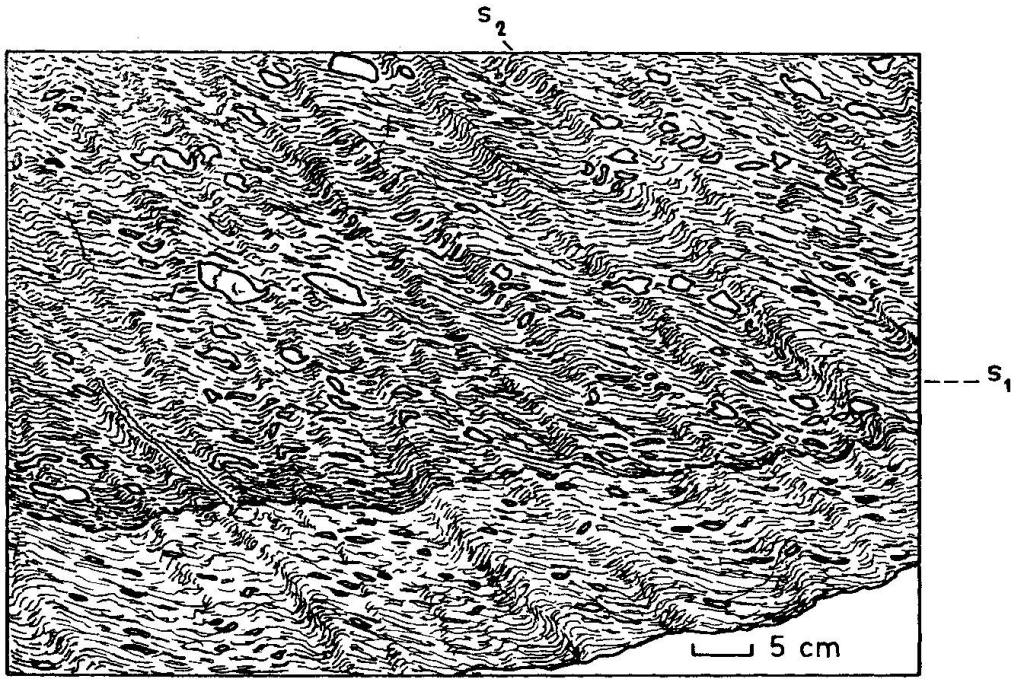


Fig. 22. Caratteri degli elementi strutturali planari negli gneiss granitici (vedi testo).

La scistosità s_1 è definita oltre che dalla successione dei piani micacei e la disposizione primaria degli «occhi» di feldispato potassico, pure dai piani di contatto tra orizzonti più o meno micacei. La scistosità s_2 è caratterizzata più particolarmente dai piani assiali delle pieghette, da piccole lenti di quarzo nonchè da una parziale riorientazione degli «occhi» di feldispato potassico.

Riassumendo i caratteri strutturali per le differenti rocce coinvolte dai processi tettonici ercinici, si differenziano più o meno evidentemente due elementi planari. Una scistosità s_1 complessa, costituita da una probabile superposizione di differenti atti geologici. Una scistosità s_2, definita più particolarmente dai piani assiali delle piegature e pieghettature locali della scistosità s_1 secondo gli assi rappresentati nella fig. 19 disposti grosso modo OSO–ENE con immersione varia da SO a NE e caratterizzata altresì da locali fenomeni di cristalloblastesi di porfiroblasti di plagioclasio nei paragneiss e nelle anfiboliti, nonchè per una parziale riorientazione degli «occhi» di feldispato potassico negli gneiss granitici.

3. CARATTERI STRUTTURALI MICROSCOPICI

Per completare meglio il quadro strutturale del processo metamorfico ercinico sono stati considerati in particolare alcuni caratteri morfologici di certi componenti e più particolarmente delle relazioni intercorrenti a livello delle sezioni sottili fra la loro cristallizzazione ed i movimenti tettonici.

a) Biotite

Le analisi strutturali sull'orientazione statistica della biotite sono state eseguite su due campioni orientati di gneiss a biotite variamente pieghettati e su uno gneiss chiaro a feldispato potassico ed a granato a tessitura planare (vedi fig. 23).

In tutti e tre i casi le lamine di biotite presentano un'ottima orientazione con una cintura attorno a (b) e con dei massimi in (c) nella fig. 23 C corrispondente al polo della scistosità, con due massimi in (c) nella fig. 23 A e con più massimi in (c) e un massimo in (a) nella fig. 23 B, corrispondente in entrambi i casi al polo della scistosità e ai piani delle cerniere delle pieghette. È da rilevare inoltre la simmetria ortorombica dei diagrammi, il modo d'orientazione tipica delle tettoniti B e l'assenza di tipiche lamine oblique.

Benchè in generale le lamelle di biotite si dispongono lungo i letti dei piani di scistosità e delle cerniere delle pieghette in parte solamente leggermente incurvate è da sottolineare in parecchi casi la presenza di lamelle discordanti con i piani della cerniera delle pieghette. Ciò indica che la cristallizzazione principale della biotite è da considerare probabilmente da sincinematica a postcinematica anche se la presenza di lamelle cloritizzate e più intensamente sostituite in certe pieghette non escluderebbe del tutto la presenza di biotiti precinematiche.

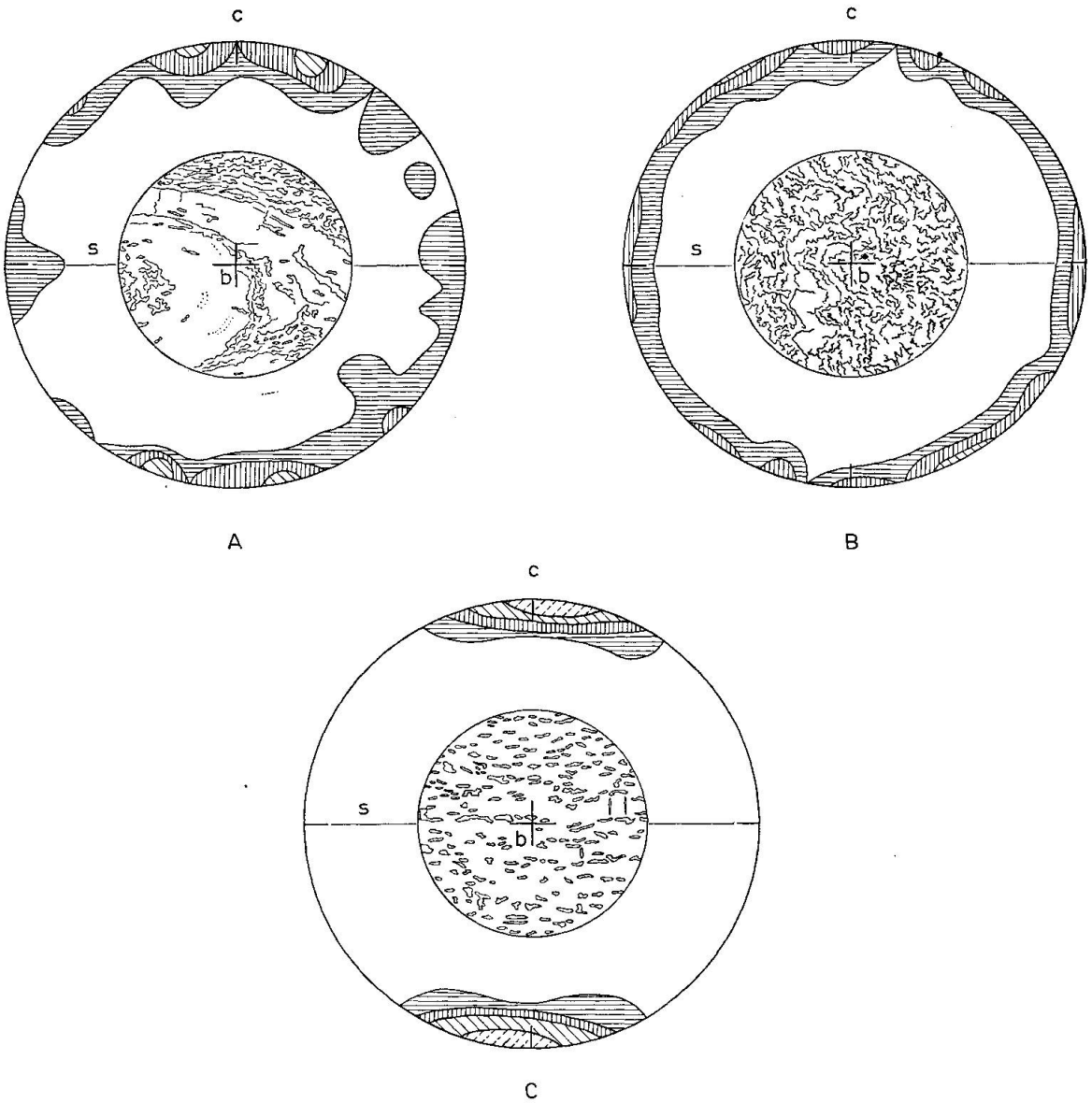


Fig. 23. Analisi strutturale sull'orientazione statistica della biotite (vedi testo).

A. Campione 195, coord. 791,635/179,885: paragneiss pieghettato 108 poli di (001) di biotite. Contorni: (massimo 13) –9–5–2%.
B. Campione 213, coord. 792,690/179,515: paragneiss pieghettato 112 poli di (001) di biotite. Contorni: (massimo 12) –9–5–2%.
C. Campione 189, coord. 792,510/179,450: paragneiss a tessitura planare 114 poli di (001) di biotite. Contorni: (massimo 27) –18–9–5–2%.

b) Mica chiara

Le esili lamelle allungate si dispongono generalmente lungo i piani di scistosità e della cerniera delle pieghette (vedi fig. 24) ma assai comunemente si rinvengono pure marcatamente discordanti alle differenti strutture planari con lamelle tozze. Questi caratteri indicherebbero una probabile cristallizzazione parzialmente sincinematica ma più particolarmente postcinematica.

c) Granato

I granati dei paragneiss nell'area rilevata non presentano in generale dei caratteri geometrici che permettono di chiaramente definire le relazioni intercorrenti tra le fasi di cristallizzazione e gli atti tettonici. Nel granato indicato nella fig. 4 di cristallizzazione probabilmente plurifasica, alcune inclusioni di quarzo gocciolare sono disposte normalmente al piano della scistosità con debole rotazione all'incirca di 10–40°. I granati presenti nelle anfiboliti, eccettuati quelli delle anfiboliti diablastiche, presentano delle analogie con quelli dei paragneiss. La presenza rara di inclusioni elicitiche ruotate all'incirca tra 20–40° non escluderebbe però in certi casi una cristallizzazione sincinematica anche se tale aspetto è considerato come probabilmente postcinematico (SPRY, 1969, pag. 253–254). La cristallizzazione del granato nelle metapeliti e nelle metabasiti è da considerare probabilmente postcinematica e solo sporadicamente sincinematica. Un altro carattere da rilevare presso il campione descritto nella fig. 23C, in cui il granato si presenta variamente frantumato e intensamente stirato lungo la scistosità s_2 ma risanato con quarzo e plagioclasio, indicherebbe un carattere precinematico del granato rispetto alla scistosità in questione.

d) Staurolite, andalusite

Nella fig. 24 è chiaramente riconoscibile che i cordoncini di grafite pieghettati attraversano indisturbati un idioblasto di staurolite, ciò che indicherebbe un'evidente cristallizzazione postcinematica della staurolite. Tale carattere è pure evidente per i peciloblasti d'andalusite e di plagioclasio, di cristallizzazione tardiva rispetto alla staurolite, le cui inclusioni ricalcano le strutture precedenti alla formazione della staurolite senza che sia riconoscibile tra le due fasi di cristallizzazione un particolare atto tettonico. Si ha in questo caso un esempio di sovrapposizione di due fasi di cristallizzazione a un unico atto tettonico.

e) Orneblenda e attinolite

Non è stata effettuata alcuna misura particolare in relazione ai caratteri strutturali, per cui le seguenti considerazioni si limitano a qualche osservazione. In generale le orneblende ma più particolarmente le attinoliti presentano, nelle sezioni sottili, tagliate press'a poco secondo il piano (ac), delle disposizioni preferenziali dell'asse c [001] lungo il piano di scistosità oppure secondo l'asse b (SANDER, 1930, pag. 217). In rari casi alcuni idioblasti d'orneblenda e attinolite ricalcano gli incurvamenti della scistosità. Solamente presso certe attinoliti è osservabile un debole incurvamento in corrispondenza alle pieghette. Tali caratteri e la presenza di porfiroblasti d'orneblenda verde oliva, che includono senza interruzione delle strutture incurvate, indicherebbero un carattere di cristallizzazione da sincinematica a postcinematica delle orneblende e delle attinoliti.

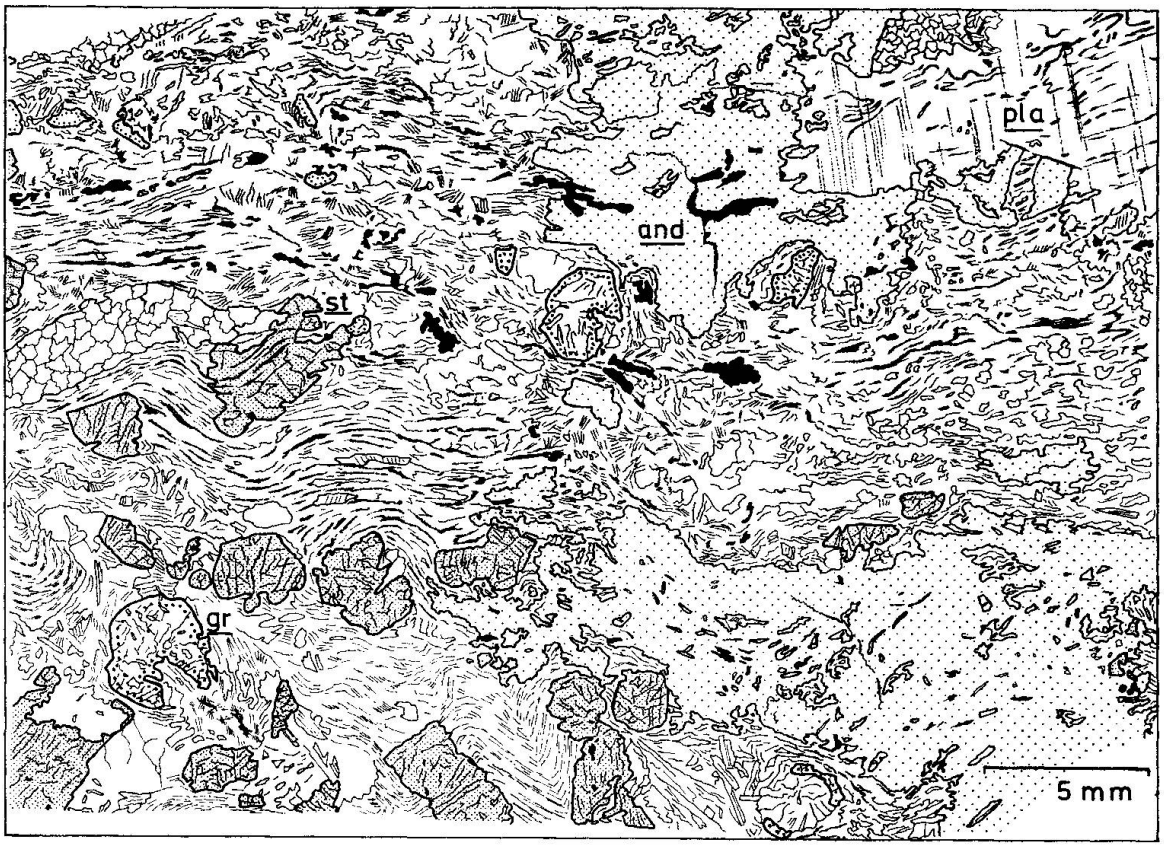


Fig. 24. Microimmagine di uno scisto ad alumosilicati (vedi testo). Campione S 25.

staurolite (st), granato (gr), andalusite (and), plagioclasio (pla), granuli scuri = grafite, matrice = lettini di mica chiara e quarzo.

f) Plagioclasio

I porfiroblasti di plagioclasio, sia nei paragneiss (vedi fig. 24) che nelle anfiboliti, si sovrappongono solitamente ai caratteri strutturali trovati che sembrano talora parzialmente disorientati dalla cristallizzazione del porfiroblasto. Il carattere di cristallizzazione, come lo conferma pure il porfiroblasto indicato nella fig. 24, sarebbe quindi postcinematico. La presenza locale di porfiroblasti di plagioclasio con tipica struttura elicitica (vedi fig. 2 e 12) indurrebbe a considerare la loro cristallizzazione sincinematica ma come rilevano certi autori (SPRY, 1969, pag. 253–254) tale carattere è presumibilmente da considerare postcinematico. Non ci sembra peraltro da escludere completamente in conseguenza ai rapporti con l'elemento strutturale planare s_2 una cristallizzazione da sincinematica a postcinematica dei porfiroblasti di plagioclasio.

Riassumendo si può concludere che la cristallizzazione della maggior parte dei componenti considerati è presumibilmente postcinematica rispetto ai differenti atti tettonici (GRAUERT, 1969, pag. 18; HÖRNES, 1970, pag. 67), anche

se per alcuni componenti come certe miche, parzialmente il granato, l'attinolite, l'orneblenda e probabilmente alcuni porfiroblasti di plagioclasio, non è da escludere una cristallizzazione sincinematica.

4. CORRELAZIONI CON LE FASI METAMORFICHE

Dalla correlazione tra le fasi di cristallizzazione rilevate con gli elementi strutturali definiti, è possibile ottenere scarse e dubbiose indicazioni (E. Niggli, C. R. Niggli, 1965, pag. 348–349).

a) Per i paragneiss gli atti tettonici relativi alla formazione della s_2 (realizzata solo localmente e regionalmente) sono probabilmente successivi alla fase di cristallizzazione 1 (vedi fig. 20) per le seguenti ragioni:

— Il granato appare, anche se raramente, stirato e frantumato lungo i piani della s_2.

— Gli alumosilicati ed il granato della fase di cristallizzazione 1 appaiono variamente inglobati nelle miche, in maggior parte di cristallizzazione più recente e di cui è stato riconosciuto un carattere da sincinematico a postcinematico rispetto alle pieghette relative alla realizzazione della scistosità s_2.

Essi sono probabilmente precedenti alla fase di cristallizzazione 2–3 per:

— aldisposizione, anche se solo saltuaria, dei porfiroblasti di plagioclasio ilungopiani della s_2;

— la disposizione, anche se non sempre evidente, di certi peciloblasti d'andalusite che inglobano delle strutture piegate collegate probabilmente alla realizzazione della s_2.

b) Per le anfiboliti le correlazioni tra gli elementi strutturali e le differenti fasi metamorfiche (vedi fig. 13) appaiono ancora meno evidenti che nei paragneiss. Si può in ogni caso riconoscere che i porfiroblasti di plagioclasio, disposti in parte lungo i piani della s_2 nonchè le orneblende e le attinoliti i cui assi c si distinguono in parte secondo l'asse delle pieghe b e che includono in rari casi delle strutture piegate appartenenti probabilmente alla scistosità s_2 sono appunto da considerare più tardivi rispetto a tale atto tettonico. È per contro da considerare una cristallizzazione probabilmente anteriore alla s_2 per certi granati intensamente fratturati, inglobati e smembrati dalla matrice di orneblenda e plagioclasio, evidente in ogni caso per i granati delle anfiboliti diablastiche.

Zusammenfassung

Hauptobjekt dieser Arbeit ist die Charakterisierung der herzynischen Metamorphose im Bereich des Flüelapasses (Graubünden) im Silvretta-Kristallin.

Die Geländeaufnahmen erfassen den Bereich des Flüela-Schwarzhorns, der aus einer Abfolge von metapelitischen, metapsammitischen Gesteinen (im generellen heute Paragneise) und Metabasiten (vor allem Amphibolite) unterschiedlicher Mächtigkeit aufgebaut ist, die einen unregelmässigen Faltenstil aufweisen und von späteren Diabasgängen durchschlagen werden. Dieser Komplex liegt auf einer Basis von Flüela-Granitgneisen.

Bei den *Metapeliten und Metapsammiten* wiegen schiefrige Biotitgneise (Muskowit) vor, die, ganz besonders gegen den Kontakt mit Amphiboliten, Plagioklas-Blasten führen können. Lokal finden sich in diesen Gneisen auch Alumosilikate und Granat, meistens von mikroskopischem Ausmass. Gneise spezieller Zusammensetzung (kalifeldspatführende Paragneise, Chloritgneise) treten hin und wieder als kleine Einschaltungen auf. Unter den *Metabasiten* wiegen lagige Epidot-Amphibolite vor, die lokal stark gefaltet sind und Plagioklas-Blasten führen können. Gegen die Metapeliten und Metapsammiten vor allen Dingen finden sich dünne Bänder von Biotit-Amphiboliten, und fernerhin können auch Granatamphibolite, diablastische Granatamphibolite und Linsen von Aktinolit-Schiefern auftreten. In den *Granitgneisen* ist die Hauptvariante – Typ Flüela – durch ihre massige, linsig-augige Struktur gekennzeichnet.

Alle diese Gesteinstypen können sehr lokal und besonders längs bestimmter Horizonte stark laminiert oder verschiedenartig mylonitisiert erscheinen, wobei diese Störungen eventuell mit alpin-tektonischen Ereignissen zusammenhängen.

Die herzynischen *Mineralparagenesen* der *Metapeliten und Metapsammiten* mit Granat und Alumosilikaten sind die folgenden:

1. Plagioklas + Quarz + Biotit + Hellglimmer (Muskowit) + Granat.
2. Plagioklas + Quarz + Biotit + Hellglimmer (Muskowit) + Granat + Disthen.
3. Plagioklas + Quarz + Biotit + Hellglimmer (Muskowit) + Granat + Disthen + Staurolith.

Das Auftreten von fibrolithischem Sillimanit und das vereinzelte Erscheinen von Andalusit weist im Dünnschliffbereich aber *nicht* auf Kristallisationsbedingungen hin, die einem Gleichgewicht im Bereich des Tripelpunktes im Stabilitätsfeld der Alumosilikate entsprechen. Vielmehr lässt sich eine deutliche Abfolge Disthen-Staurolith, Andalusit, fibrolithischer Sillimanit (!) erkennen, ohne dass man im Dünnschliffbereich direkte Umwandlungen von dem einen in den anderen feststellen könnte.

Die herzynischen *Mineralparagenesen* in den *Amphiboliten* umfassen:

4. Hornblende + Plagioklas (An 27–37) + Epidot (Klinozoisit ± Zoisit) + Biotit + Quarz.
5. Hornblende + Plagioklas (An 35–40) + Epidot (Klinozoisit ± Zoisit) + Biotit + Granat + Quarz.

Die *Granitgneise* der Flüela endlich stellen wohl Granite kaledonischen Alters dar (um 427 Millionen Jahre), die während der herzynischen Metamorphose stark durchbewegt wurden und rekristallisierten. Sie weisen aber noch Relikte von Kalifeldspat und Plagioklas auf, die zur ersten Kristallisationsperiode dieser Gesteine zählen dürften.

Die Metamorphose herzynischen Alters hat also im Bereich des Silvretta-Kristallins einen *plurifaziellen Charakter*. In einer *ersten Phase* zeigen die Paragenesen (1–5) die Disthen-Almandin-Muskowit- und Staurolith-Almandin-Subfazies der Almandin-Amphibolit-Fazies vom Barrow-Typ (WINKLER, 1965, 1967) an. Das Auftreten von Disthen in den Metapeliten und Metapsammiten und die Koexistenz von Epidot (Klinozoisit) und Plagioklas (An 27–40) in den Metabasiten würde einem relativ «hohen» Druck und «mittleren» Temperaturen entsprechen.

Eine *zweite Phase* mit dem Auftreten von Andalusit und einer vermutlich dann stattfindenden Plagioklas-Metablastese in Metapeliten, Metapsammiten und Amphiboliten würde für einen Druckabfall sprechen bei fortdauerndem Anhalten höherer Temperatur.

In einer *dritten Phase* endlich tritt fibrolithischer Sillimanit auf, und nun werden vermutlich Disthen und Staurolith partiell durch Hellglimmer ersetzt. Dies würde auf der einen Seite auf die «lower-sillimanite-zone» von GUIDOTTI (1968) hinweisen – Subfazies Sillimanit-Almandin-Muskowit – und zum anderen den höchsterreichten Grad herzynischer Metamorphose anzeigen; doch sollte hier berücksichtigt werden, dass Fibrolith als solcher eher einen «retrograden» Charakter haben kann, er in den untersuchten Gesteinen stark an Bewegungszonen kleinsten Ausmasses gebunden ist, so dass seine Bildung durch ganz andere Faktoren bedingt sein kann als die der vorher genannten Paragenesen, nämlich eventuell durch eine Änderung der begleitenden Gas-Wasser-Phase (z. B. Änderung von Konzentrationen der auftretenden Kationen, Änderung im pH-Wert) während der Bewegungen. Die Bewertung der dritten Phase in ihrem Ausmass muss also infolge der unklaren Stellung des Fibroliths offen bleiben.

Die Verteilung und das unregelmässige Auftreten dieser verschiedenen Kristallisationsphasen auf kleinstem Raum lässt einen recht selektiven Charakter der Metamorphose an den Gesteinen vermuten.

Unter den *strukturellen Elementen* lassen sich zwei wichtige planare Elemente erkennen, von denen ein älteres, s_1 genannt, eine sehr komplexe Vorgeschichte aufweist, da es vermutlich aus der Überlagerung mehrerer geologischer Akte resultiert. Ein zweites flächiges Element s_2 ist durch die unregelmässige, lokale

Faltung und begleitende Schieferung von s_1 durch Faltenachsen B in genereller WSW-ENE-Richtung definiert. Die Faltenachsen tauchen leicht nach SW oder NE ab. Das Verhalten der Kristallisation vorhandener Gemengteile zu den tektonischen Vorgängen ist in den meisten Fällen postkinematisch, doch kann für bestimmte Glimmer, einen Teil der Granate und bestimmte Plagioklasporphyroblasten der synkinematische Charakter nicht ausgeschlossen werden.

La traduzione in tedesco del riassunto è del prof. Dr. J. von Raumer: a lui vadano i migliori ringraziamenti.

Elenco delle opere citate e consultate

SMPM = Schweiz. mineral. u. petrogr. Mitt.
Eclogae = Eclogae geol. Helv.

Althaus, E. (1969): Das System Al_2O_3—SiO_2—H_2O. Experimentelle Untersuchungen und Folgerungen für die Petrogenese der metamorphen Gesteine. Teil II. Die Stabilitätsbeziehungen zwischen den Aluminiumsilikaten mit der Zusammensetzung Al_2SiO_5. N. Jb. Min. Abh. 111/2, 111–161.

Andreatta, C. (1933): Analisi strutturali di rocce metamorfiche. III. La disposizione dei microliti micacei nei plagioclasi di ortogneiss. Periodico di min. 4, 375–392.

— (1953): Über die Verglimmerung der Plagioklase in der tektonischen Metamorphose. Tschermaks Min. und Petr. Mitt. 4, 350–359.

Angel, F. (1957): Einige ausgewählte Probleme eklogitischer Gesteinsgruppen der österreichischen Ostalpen. N. Jb. Min. Abh. 91, 151–192.

Bächlin, R. (1937): Geologie und Petrographie des M.-Tamaro-Gebietes (südliches Tessin). SMPM 17/1, 1–76.

Baumann, M., Helbig, P., Schmidt, K. (1967): Die steilachsige Faltung im Bereich des Gurgler- und Venter-Tales (Ötztaler Alpen). Jb. Geol. Bundesanstalt 110, 1–72.

Bearth, P. (1932a): Die Diabasgänge der Silvretta. SMPM 12, 147–178.

— (1932b): Geologie und Petrographie der Keschgruppe. SMPM 12, 256–278.

— (1933): Über Gangmylonite der Silvretta. SMPM 13, 347–355.

Bianconi, F. (1971): Geologia e petrografia della regione del Campolungo. Materiali per la carta geologica svizzera. N. S. 142 vol.

Blumenthal, M. (1926): Zur Tektonik des Westrandes der Silvretta zwischen oberstem Prättigau und oberem Montafon. Jahresber. Naturf. Ges. Graub. 64.

Boriani, A. (1970): The microstructure of "Cenerigneiss". Rend. soc. ital. min. e petr., vol. XXVI, fascicolo II, 487–501.

Chinner, G. A. (1961): The origine of sillimanite in Glen Glova, Angus. J. of Petr. II/3, 312–323.

Dal Vesco, F. (1953): Genesi e metamorfosi delle rocce basiche e ultrabasiche nell'ambiente mesozonale dell'orogene pennidico. SMPM 33, 177–478.

D'Amico, C. (1961): Sulla utilizzazione del concetto di metablastesi per molte metamorfiti sudalpine. Rend. soc. min. ital. XVII, 219–244.

Escher, A., Studer, B. (1839): Geologie von Mittelbünden. Neue Denkschr. 1839.

Escher, F. (1921): Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Davos und Piz Kesch. Jahresber. Naturf. Ges. Graubünden 60, 5–55.

ESKOLA, P. (1932): On the Principles of Metamorphic Differentiation. Bull. Comm. géol. Finlande 97, 68–77.

EUGSTER, H. (1923): Geologie der Ducangruppe. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz N.F. 49.

EXNER, CH. (1961): Schachbrettalbit und Myrmekit. Eine Verteilungsregel im Hochalm-Ankogelmassiv. Verh. Geol. Bundesanstalt 1961, 59–63.

EXNER, CH., FAUPL, P. (1970): Die Anorthitgehalte der Plagioklase in einigen Gesteinsgruppen der zentralen Ostalpen. Verh. Geol. Bundesanstalt 1970, 2, 245–266.

FREY, M. (1969): Die Metamorphose des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmanier-Gebiet. Beitr. Geol. Karte der Schweiz N.F. 137. Lieferung.

FRITSCH, W., MEIXNER, H., WIESENEDER, H. (1968): Zur quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer. N. Jb. Miner. Mh. 12, 364–376.

GOODSPEED, G. E. (1937): Development of plagioclase porphyroblasts. Am. Min. 22, 1133–1138.

GRAETER, P. (1952): Geologie und Petrographie des Malcantone (südliches Tessin). SMPM 31/2, 363–479.

GRAUERT, B. (1966): Rb-Sr age determinations on orthogneisses of the Silvretta (Switzerland). Earth and Planetary Science Letters 1, 139–147.

— ARNOLD, A. (1968): Deutung diskordanter Zirkonalter der Silvrettadecke und des Gotthardmassivs (Schweizer Alpen). Contr. Min. and Petr. 20, 34–56.

— (1969): Die Entwicklungsgeschichte des Silvretta-Kristallins auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen. Inauguraldissertation, 166 pag., München.

GREGNANIN, A., PICCIRILLO, E. M. (1969): Analisi microstrutturali di metamorfiti pelitico-psammitiche. Evoluzione degli scisti austridici affioranti fra le valli Passiria e Senales (Alto Adige). Estratto da «Memorie del Museo Tridentino di Scienze Naturali». Anno 1970/71, vol. XVIII, fascicolo 2. Trento.

GREGNANIN, A., JUSTIN-VISENTIN, E., SASSI, F. P. (1968): Analisi microstrutturale di rocce granitoidi: riconoscimento di successioni paragenetiche. CNR sezione petr. del centro di studio per la geol. e la petr.

GUIDOTTI, C. V. (1968): Prograde muscovite pseudomorphs after staurolite in the Rangeley Oquossoc areas, Maine. Am. Min. 53, 1368–1376.

— (1969): The Mineralogy and Petrology of the Transition from the Lower to Upper Sillimanite Zone in the Oquossoc Area, Maine. J. of Petr. 11/2, 277–336.

HARRE, W., KREUZER, H., LEUZ, H., MÜLLER, P., WENDT, J., SCHMIDT, K. (1968): Rb-Sr und K-Sr Altersbestimmungen an Gesteinen des Ötztalkristallins (Ostalpen). Geol. Jb. 96, 797–826.

HASLER, P. (1949): Geologie und Petrographie der Sambuco-Massari-Gebirgsgruppe zwischen der oberen Valle Leventina und Valle Maggia im nördlichen Tessin. SMPM 29, 52–151.

HEZNER, L. (1903): Ein Beitrag zur Kenntnis der Amphibolite und Eklogite. Tschermaks Min. u. Petr. Mitt. 22, 437–471, 505–580.

HÖRNES, S., MPOSKOS, PURTSCHELLER, F. (1969): Alumosilikate in Quarzknauern des Ötztal-Stubaier Altkristallins und Silvretta. Deutsche Mineral. Gesell., Referate der Vorträge auf der 47. Jahrestagung vom 9. bis 12. September 1969 in Bern.

HÖRNES, S. (1970): Petrographische Untersuchungen an Paragneisen des polymetamorphen Silvrettakristallins. Tschermaks Min. u. Petr. Mitt. 15, 56–70.

JÄGER, E., GEISS, J., NIGGLI, E., STRECKEISEN, A., WENK, E., WÜTHRICH, H. (1961): Rb-Sr Alter an Gesteinsglimmern der Schweizer Alpen. SMPM 41, 255–272.

JÄGER, E. (1962): Rb-Sr age determinations on micas and total rocks from the Alp. J. Geophys. Research 67, 5293–5306.

JAN, W. D., DALZIEL, RICHARD, L., BROWN (1965): The structural dating of the silli-

manite-grade metamorphism of the Moines in Ardgour (Argyll) and Moidart (Invernesshire). Scot. J. Geol. 1 (3), 304–311.

KELLER, F. (1968): Mineralparagenese und Geologie der Campo Tencia-Pizzo Forno Gebirgsgruppe. Beitr. zur Geol. Karte der Schweiz, N.F. 135. Lieferung.

LAVES, F. (1950): Lattice and twinning of microcline and others potash feldspars. J. Geol. 58, 548–571.

— SOLDATOS, K. (1963): Die Albit-Mikroklinbeziehungen in Mikroklinperthiten und deren genetische Deutung. Zeitschrift Krist. 118, 69–102.

LORENZONI, S., LORENZONI ZANETTIN, E. (1965): Gli gneiss sillimanitici nella formazione scistoso-cristallina della zona Scena-Rio Masul-Picco d'Ivigna (Alto Adige). Estratto dalle memorie della Accademia patavina vol. LXXVIII (1965/66). Padova.

MACAUDIÈRE, J. (1964): Comportement de la sillimanite et de l'andalousite dans quelques roches pyrénéennes. Bull. soc. géol. de France VI, 1964, 437–441.

MEHNERT, K. R. (1957): Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald II. N. Jb. Min. Abh. 90, 39–90.

MILLER, C. (1970): Petrology of some eclogites and metagabbros of the Oetztal Alps, Tirol, Austria. Contr. Min. and Petr. 28, 1, 42–56.

MIYASHIRO, A. (1961): Evolution of metamorphic belts. Journ. petr. 2, 277–311.

MÜLLER, D. S., JÄGER, E., SCHMIDT, K. (1967): Rb-Sr Altersbestimmungen an Biotiten der Raibler-Schichten des Brenner Mesozoikums und am Muskowitgranitgneis von Vent (Ötztaler Alpen). Eclogae 60, 537–541.

NAGGAR, M. H., ATHERTON, M. P. (1970): The Composition and Metamorphic History of some Aluminium Silicate-bearing Rocks from the Aureoles of the Donegal Granites. Journ. Petr. 11/3, 549–589.

NIGGLI, E., NIGGLI, C. R. (1965): Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen. Eclogae 58/1, 335–368.

NITSCH, K. H., WINKLER, H. G. F. (1965): Bildungsbedingungen von Epidot und Orthozoisit. Beitr. zur Miner. und Petr. 11/5, 470–486.

PURTSCHELLER, F. (1967): Mineralzonen im Ötztaler-Stubaier Altkristallin. Sonderabdruck aus dem Anzeiger der math.-naturw. Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften. J. 1967, 2, 66–70.

— (1968): Petrographische Untersuchung an Alumosilikatgneisen des Ötztaler-Stubaier Altkristallins. Tschermaks Min. und Petr. Mitt. 13, 35–54.

RAITH, M. (1970): Schachbrettoligoklas in alpidisch metamorphen Gneisen der östlichen Zillertaler Alpen (Tirol, Österreich). Tschermaks Min. und Petr. Mitt. 14, 2, 141–154.

REINHARD, M. (1964): Über das Grundgebirge des Sottoceneri im Südtessin und die darin auftretenden Gangsteine. Beitr. Geol. Karte der Schweiz, N.F. 117. Lief.

SANDER, B. (1930): Gefügekunde der Gesteine. Wien.

SCHMIDEGG, O. (1964): Die Ötztaler Schubmasse und ihre Umgebung. Verh. Geol. Bundesanstalt 1964, 27–47.

SCHMIDT, K., JÄGER, E., GRÜNENFELDER, M., GRÖGLER, N. (1967): Rb-Sr und U-Pb Altersbestimmungen an Proben des Ötztalkristallins und des Schneeberger Zuges. Eclogae 60, 529–536.

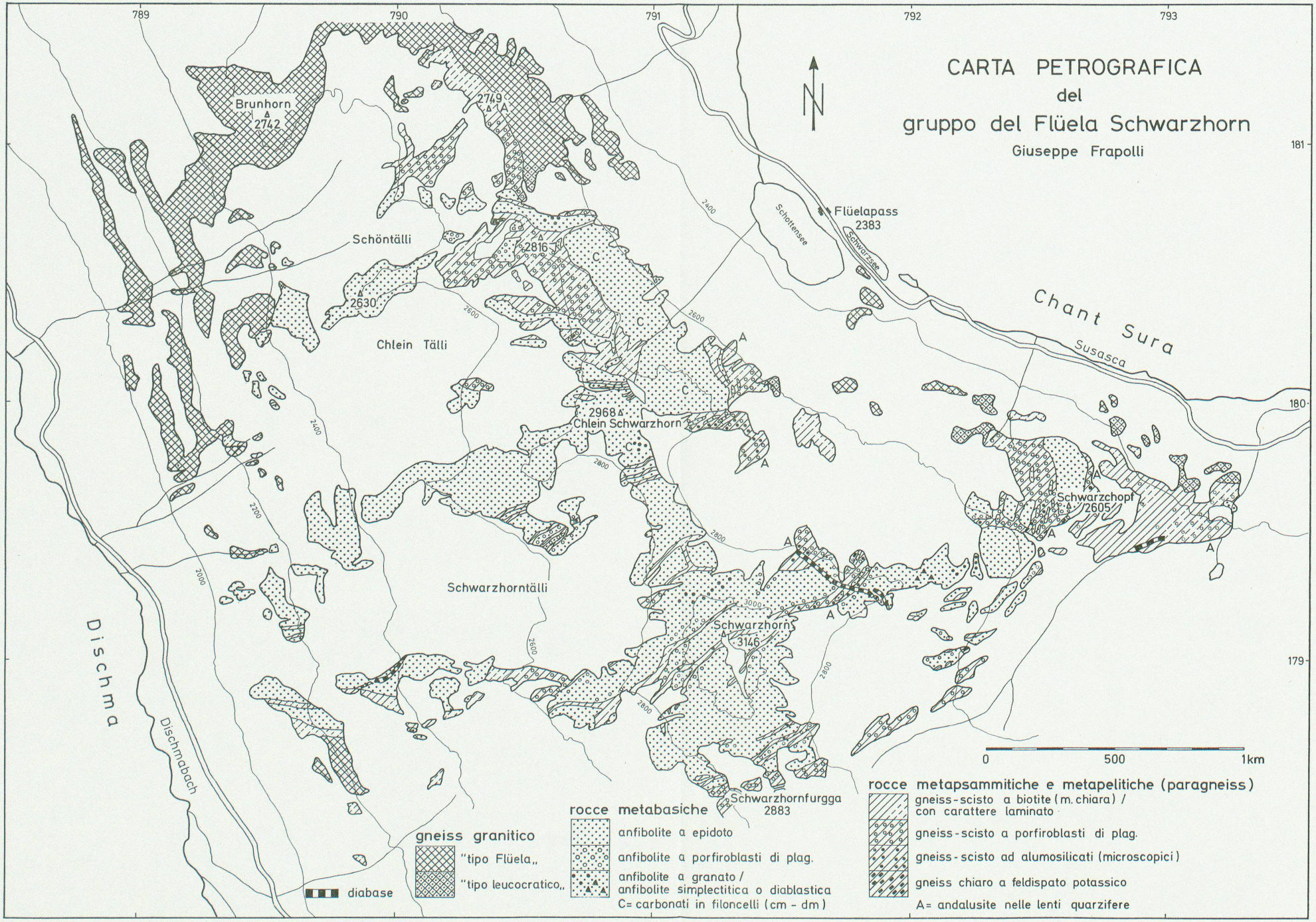
— FUCHS, H., KRÖNER, A. (1969): Faltung und Kristallisation im Vernagt-Marzell-Gebiet der Ötztaler Alpen. Jb. Geol. Bundesanstalt 112, 31–80.

SPAENHAUER, F. (1932): Petrographie und Geologie der Grialetsch-Vadret-Sarsuragruppe. SMPM 12, 27–146.

— (1933): Die Andalusit- und Disthenvorkommen der Silvretta. SMPM 13, 323–346.

SPICHER, A. (1940): Geologie und Petrographie der oberen Val d'Isone (südliches Tessin). SMPM 20, 17–98.

SPRY, A. (1969): Metamorphic Textures. Pergamon Press.
STAUB, R. (1937): Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler. Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges. 72.
— (1958): Klippendecke und Zentralalpenbau. Beziehungen und Probleme. Beitr. zur Geol. Karte der Schweiz, N.F. 103.
— (1964): Neuere geologische Studien zwischen Bünden und dem oberen Veltlin. Jahresber. Naturf. Ges. Graub. 89 und 90.
STRECKEISEN, A. (1928): Geologie und Petrographie der Flüelagruppe. SMPM 8, 87–239.
— GRAUERT, B., PETERS, TJ. (1966): Bericht über die Exkursion der Schweiz. Min. und Petr. Gesell. ins Silvretta-Kristallin und in den Totalp-Serpentin. SMPM 46, 704–722.
SUZUKI, J. (1930): Über die Staurolith-Andalusit-Paragenesis im Glimmer-Gneis von Piodina (Tessin). SMPM 10, 117–132.
THEOBALD, G. (1863): Geologische Beschreibung der nordöstlichen Gebirge von Graubünden. Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz, III. Lief.
— (1864): Geologische Übersicht von Graubünden, Chur 1864.
THOMPSON, J. B. (1957): The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists. Amer. Miner. 42, 842–858.
TRÖGER, W. E. (1956, 1971): Optische Bestimmung der gesteinbildenden Minerale. Stuttgart.
TURNER, F. J., and VERHOOGEN, J. (1960): Igneous and metamorphic petrology. McGraw-Hill Book Company.
TURNER, F. J. (1968): Metamorphic Petrology. McGraw-Hill Book Company.
VAN LOON, W. E. (1960): Petrographische und geochemische Untersuchungen im Gebiet zwischen Remüs (Unterengadin) und Nauders (Tirol). Geologica Ultraiectina. Mededelingen van het Mineralogisch-Geol. Inst. der Rijksuniversiteit te Utrecht 7.
VELDE, B. (1970): Les éclogites de la région nantaise (de Campbon au Celbier, Loire-Atlantique). Bull. Soc. franç. crystall. 93, 370–385.
WENK, E. (1934): Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvrettakristallins. SMPM 14, 196–278.
— (1934b): Der Gneiszug Prà Putèr–Nauders im Unterengadin und das Verhältnis der Umbraildecke zur Silvretta-Ötztaldecke. Eclogae 27, 135–146.
— (1963): Zur Definition von Schiefer und Gneiss. N. Jb. Min. Mh. 97–107.
WINKLER, H. G. F. (1965, 1967): Die Genese der metamorphen Gesteine. 1./2. Auflage. Springer, Berlin.
— (1970): Einige Probleme der Gesteinsmetamorphose. Fortschritte der Miner. 47, 1, 84–123.
— (1970): Abolition of metamorphic Facies. Introduction of the four divisions of metamorphic stage and of a classification based on isograds in common rocks. N. Jb. Min. Mh. 5, 189–248.
ZEN E-AN (1969): The stability relations of the polymorphs of aluminium silicate: a survey and some comments. Am. J. Sci. 267, 297–309.
ZWART, H. J. (1962): On the determination of polymetamorphic mineral associations and its application to the Bosost Area (Central Pyrénées). Geol. Rundschau 52, 38–65.

Manoscritto consegnato il 17 febbraio 1975.

Boll. svizzero di Min. e Petr.
Vol. 55/2, 1975