

GIORGIO VITTORIO DAL PIAZ (*)

NUOVI RITROVAMENTI DI CIANITE ALPINA NEL CRISTALLINO ANTICO DEL MONTE ROSA

ABSTRACT. — Rocks bearing Alpine-age kyanite occur widely within the Monte Rosa Nappe (Western Alps) in Italy. These are mainly mica-schists (« micascisti argentei » being the product of metamorphic alteration of Hercynian granites) and biotite-garnet-sillimanite-quartz-feldspar-(cordierite)-gneiss with more or less advanced, Alpine alteration (« complesso a predominante metamorfismo prealpino »). In the latter case kyanite either is diablastically intergrown with a migrogranular generation of garnet II, or (more often) is paramorph after (prismatic or fibrous) sillimanite; it is found within the chloritoid zone, above the staurolite isograd.

Being younger than the (pre?)-Hercynian, high-grade assemblage and older than the 38 m.y., greenschist facies assemblage, kyanite probably formed during the early, high-P and low-T phase of the Alpine metamorphism. A similar kyanite, associated with chloritoid and glaucophane, was found in rocks of the so-called II Zona Diorito-kinzigitica (« Austroalpine »), again as the product of the alteration of a pre-Alpine, high-grade assemblage.

The growth of kyanite and kyanite/glaucophane took place before the main (NWly) overthrusts and is related, both in the II Zona Diorito-kinzigitica and — probably also — in the Monte Rosa Nappe, to a Cretaceous phase of underthrusting, whose existence was suggested by J. C. HUNZIKER (1970 b) on « plate tectonics » lines.

Nella regione compresa tra il massiccio elvetico del Gottardo e la Linea Insubrica la cianite è diffusa tra le paragenesi del metamorfismo alpino: la sua distribuzione è sintetizzata nei chiari lavori di E. NIGGLI & C. R. NIGGLI (1965) e di E. NIGGLI (1970). Nell'Ossola-Ticino la zona della cianite coincide grossolanamente con quella della staurolite.

(*) Istituto di Geologia dell'Università di Torino, diretto dal Prof. R. MALA-RODA, e Centro di Studio per i Problemi dell'Orogeno delle Alpi Occidentali del C.N.R..

Se ci si avvicina alla depressione assiale di Aosta e si risale negli elementi strutturali superiori dell'edificio alpino, la cianite ricompare nella regione di Zermatt-Macugnaga, un settore dove manca la staurolite alpina ed è presente stabile cloritoide. La cianite è stata segnalata in questo settore da P. BEARTH che l'ha rinvenuta nelle pietre verdi della Zona di Zermatt-Saas e nel cristallino pretriassico della falda Monte Rosa: la prima segnalazione risale al 1949 e si riferisce a scisti a due miche e cloritoide dell'alta Valle di Saas. Nuovi ritrovamenti sono descritti nella monografia sul Monte Rosa (P. BEARTH, 1952), un'opera fondamentale che ha coronato lunghe e dettagliate ricerche sul terreno per il rilevamento dei Fogli Zermatt (1953), Saas (1954) e Monte Moro (1954) della carta geologica svizzera al 1:25.000.

La cianite compare in due distinti complessi cristallini di età pretriassica: a) negli scisti catazonali del « *Vorgranitisch metamorpher Gneiss- und Schiefercomplex* » ⁽¹⁾, come paragenesi di neoformazione metamorfica alpina (P. BEARTH, 1952; p. 85); b) nei micascisti argentei $\pm$ a cloritoide e clinocloro, derivati epimetamorfici alpini di graniti ercinici. L'età carbonifera del magmatismo acido nella falda Monte Rosa, da tempo sostenuta, è stata recentemente confermata da J. C. HUNZIKER (1969) con una isocrona di 6 rocce totali (310 ± 50 m.a.).

Nel primo gruppo rientrano le rocce a cianite che P. BEARTH (1952, p. 62) ha raccolto lungo la cresta settentrionale del Pizzo Bianco, ad oriente del Rifugio Zamboni all'Alpe Pedriola, dove affiorano scisti a granato-muscovite e micascisti granatiferi fittamente ripiegati. La cianite, in piccoli idioblasti con caratteristici geminati a ginocchio, si concentra in plaghe ed in letti sottili. Nella stessa regione ho rinvenuto ulteriori affioramenti di rocce a cianite, specie negli scisti a biotite-granato-feldispato-sillimanite $\pm$ trasformati (cf. fig. 1, località 11, 12, 13). Ancora nell'ambito del « Complesso pregranitico », la

⁽¹⁾ E' costituito principalmente da gneiss ad allumosilicati con biotite (e/o muscovite)-sillimanite-quarzo-granato-feldispato potassico, a volte con probabile cordierite, e da gneiss a plagioclasio intermedio. Si tratta di originari sedimenti argillosi, verosimilmente precambrii, forse già metamorfici quando si sovrappose un metamorfismo in facies catazonale di età prealpina, responsabile della genesi di innumerevoli sacche e venette, in genere concordanti, di pegmatiti metatettiche (P. BEARTH, 1952). Il complesso non figura nella cartografia ufficiale italiana (F. 29, Monte Rosa). La sua distribuzione è indicata dai Fogli Zermatt, Saas e Monte Moro di P. BEARTH e, per il settore meridionale della falda, dallo schema geologico di fig. 1.

cianite è presente in scisti ad albite-quarzo-mica bianca $\pm$ clinocloro che derivano dalla rigenerazione metamorfica alpina delle vene di pegmatiti metatettiche (P. BEARTH, 1952; p. 56).

Negli gneiss a sillimanite dei dintorni della Capanna Bétemps P. GOOSSENS (1965) ha rinvenuto della cianite (riconoscimento ai raggi X) che ritiene derivata da cordierite.

Il secondo gruppo di rocce a cianite descritto da P. BEARTH (1952) è costituito da scisti argentei a muscovite $\pm$ albite, granato, cloritoide e clinocloro, originati, come già ho ricordato, dalla completa trasformazione dei graniti ercinici. La cianite ha caratteristiche di accrescimento da sin- a postcinematiche ed appare coeva del cloritoide, con il quale talora è concresciuta. Le paragenesi più interessanti provengono dalla Zona dello Stelli, l'importante fascia di intensa deformazione tettonica e di riorganizzazione metamorfica alpina rinvenuta da P. BEARTH (1952) all'interno della falda.

Brevi notizie sulla cianite del Monte Rosa si leggono inoltre nelle note illustrative dei Fogli Zermatt, Saas e Monte Moro.

Nella recente monografia sulle pietre verdi mesozoiche della Zona di Zermatt-Saas, P. BEARTH (1967) ricorda la presenza di cianite nella matrice saussurítica del metagabbro dell'Allalin (p. 36) e tra i minerali di litoclase (p. 69), già segnalata nel 1962.

Scisti argentei a muscovite, cianite e clinocloro, simili a quelli descritti da P. BEARTH, sono stati rinvenuti da B. REINHARDT (1966) nella « zona di radice » della falda Monte Rosa ad oriente della Toce, una regione dove è stabile la staurolite alpina ⁽²⁾. Affiorano presso l'Alpe Mura, in sottili intercalazioni negli gneiss occhiadini, e a Costa dei Bagnoli. La genesi dei micascisti argentei avverrebbe secondo lo schema seguente (B. REINHARDT, 1966):

biotite + plagioclasio + K-feldispato $\rightarrow$ quarzo + cianite + mica bianca.

Gli scisti argentei del Monte Rosa manifestano sensibili analogie con i micascisti cloritico-granatiferi a distene del Sasso Nero, i quali formano sottili intercalazioni nell'ortogneiss granitico delle Alpi Aurine (A. BIANCHI, 1934).

⁽²⁾ Sul versante destro della Val d'Ossola, a SW di Villadossola, ho rinvenuto negli gneiss occhiadini sottili intercalazioni di scisti biotitici con porfiroblasti di staurolite.

A Sud del Monte Rosa la cianite riappare nel massiccio del Gran Paradiso, molto a meridione dei precedenti ritrovamenti. In alcuni campioni di scisti a biotite-granato-sillimanite che ho raccolto nell'estate 1968 sulla sponda sinistra del lago artificiale di Pian Telessio, presso il contatto con i graniti ercinici, sono state rinvenute paramorfosi di cianite su sillimanite (E. CALLEGARI, R. COMPAGNONI & G. V. DAL PIAZ, 1969). Uno studio accurato di queste curiose trasformazioni è stato successivamente eseguito da R. COMPAGNONI & R. PRATO (1969), ai quali spetta il merito di ulteriori ritrovamenti (Pian della Valletta e Monte Colombino) e della descrizione di tre differenti varietà di cianite:

1) paramorfosi su sillimanite prismatica; forma aggregati di minuti ciuffi fibroso-lamellari variamente intrecciati che disegnano l'abito originario della sillimanite;

2) paramorfosi su sillimanite fibrolitica;

3) varietà di cianite bruno-terrosa a forte colorazione, in plaghe allungate, irregolari, includenti gli altri minerali, in particolare le due precedenti forme di cianite. Si tratta di aggregati criptocristallini a bassissima birifrangenza, spesso associati a minerali opachi o a granato, quest'ultimo in concrescimenti diastiblastici o disposto al margine delle plaghe.

Le due prime varietà di cianite derivano certamente da originaria sillimanite. I colleghi non escludono tuttavia la possibilità che alcune pseudomorfosi su minerali ad abito prismatico tozzo possano corrispondere ad andalusite o a staurolite primarie. Alla fine di un'ampia disamina delle diverse possibilità genetiche e cronologiche della cianite del Gran Paradiso, R. COMPAGNONI & R. PRATO esprimono la loro preferenza per un'età alpina.

Lo studio dei campioni raccolti durante il rilevamento geologico nel versante meridionale del Monte Rosa, tra Valsesia e Valle d'Ayas, ha fornito innumerevoli nuovi esempi di rocce a cianite. L'allumosilicato appare sporadicamente negli scisti argentei a muscovite e cloritoide $\pm$ clinocloro di origine granitica (Valle d'Ayas); la cianite è invece assai diffusa, come paramorfosi su sillimanite, nelle rocce a biotite-granato-sillimanite-quarzo-feldspati del complesso polimetamorfico con paragenesi prealpine da prevalenti a parziali (« complesso pregranitico » di P. BEARTH) in Valle d'Ayas, Valle di Gressoney, Valsesia e Valle Anzasca. Sono presenti le stesse varietà di cianite del

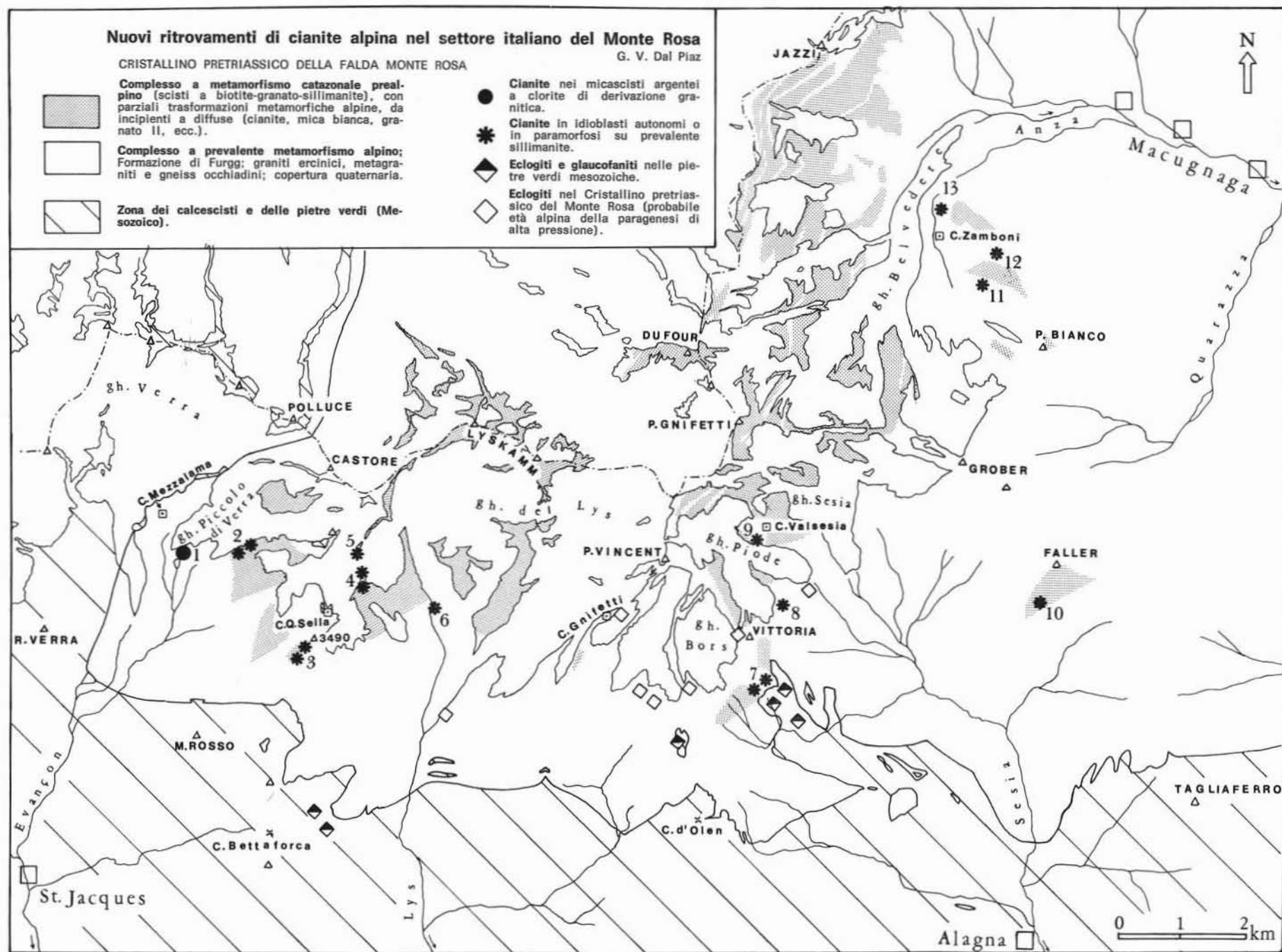


Fig. 1.

Gran Paradiso e, inoltre, una blastesi di distene in piccoli individui di genesi autonoma. Una situazione analoga si osserva nei dintorni di Vanzone, nella media Valle Anzasca (D. LADURON, comunicazione personale).

Le brevi annotazioni che seguono illustrano la notevole diffusione regionale della cianite nel settore italiano del Monte Rosa; in questa regione, il « complesso a metamorfismo pregranitico » risulta generalmente interessato da trasformazioni metamorfiche alpine sia incipienti (paramorfosi delle rocce massicce con struttura primaria conservata), sia molto importanti (litotipi scistoso-laminati che fanno passaggio alle facies del complesso a predominante impronta metamorfica alpina; G. V. DAL PIAZ, 1964).

Le ricerche sulla II Zona Diorito-kinzigitica tra la Valsesia e la Valle Ayas (G. V. DAL PIAZ, G. GOSSO & G. MARTINOTTI, 1971) hanno condotto alla scoperta di cianite criptocristallina negli scisti a biotite-granato-sillimanite-quarzo e feldispato del M. Nery e del C. Bianco; questi ritrovamenti, uniti a quelli di S. FRANCHI (1902) e di G. MARTINOTTI (comunicazione personale) nella Zona Sesia-Lanzo e di J. R. KIENAST & E. NICOT (1971) nella Serie di Valpelline, indicano che la cianite è presente anche nelle strutture più elevate dell'edificio alpino, talora associata a cloritoide e glaucofane. Come vedremo meglio in seguito, la sua blastesi risale probabilmente alla fase iniziale di alta pressione e bassa temperatura del metamorfismo alpino, anteriore ai grandi sovrascorrimenti tettonici con vergenza a NW; nella II Zona Diorito-kinzigitica manca infatti un adeguato sovraccarico tettonico che consenta di riferire lo sviluppo di cianite e glaucofane ad una fase metamorfica immediatamente successiva alla presa di posizione della falda Dent Blanche *l.s.*

L'ubicazione dei nuovi ritrovamenti di cianite nel cristallino pre-triassico del Monte Rosa è illustrata in fig. 1; gli asterischi riuniscono sovente un insieme di più campioni. La cartina di fig. 15 estende al Piemonte nordoccidentale lo schema di E. NIGGLI & C. R. NIGGLI (1965) e completa quello di G. C. BORTOLAMI & G. V. DAL PIAZ (1970). Nella fig. 15 sono riportati anche il limite albite-oligoclasio di P. BEARTH (1958) e l'isograda cloritoide-staurolite di E. NIGGLI (1970). La carta della distribuzione indica che la cianite alpina, talora forse in condizioni metastabili, abbraccia un campo di esistenza molto ampio che coincide, nell'Ossola-Ticino, con l'intera zona della staurolite e, in

Valle d'Aosta e nel Vallese, ricopre in parte quella del cloritoide. Nel massiccio del Monte Rosa non sono rare condizioni di sensibile contiguità spaziale tra le paragenesi a cianite e quelle a glaucofane o a onfacite-granato-glaucofane, indicate, per alcuni punti rappresentativi, in fig. 1.

**Gli scisti argentei a cloritoide e cianite
derivati dalla trasformazione di rocce granitiche.**

1. - *Alta Valle d'Ayas.*

L'alta Valle d'Ayas offre ottime condizioni per un esame sintetico dei diversi litotipi compresi nel cristallino pretriassico della falda Monte Rosa. In un'area relativamente ristretta affiorano infatti i paraderivati ad impronta metamorfica alpina predominante, le rocce cristalline a prevalente o parziale metamorfismo prealpino ed il complesso dei graniti ercinici in facies metamorfica più o meno pronunciata.

Alcune notizie preliminari sui tipi periferici, più trasformati, dell'originario corpo granitico sono esposte in una nota precedente (G. V. DAL PIAZ, 1966); ulteriori osservazioni sulle facies più integre e sulla loro evoluzione tettonico-metamorfica sono riportate in appendice.

Nel cuore del vasto affioramento di ortoderivati dell'alta Valle d'Ayas si rinvencono alcune sottili bande di micascisti argentei a cloritoide e clinocloro $\pm$ cianite e tormalina accessorie: sono un prodotto di trasformazione del tutto particolare delle originarie rocce granitiche, in corrispondenza di orizzonti di movimento con diffusa rigenerazione metamorfica alpina. A SE del rifugio O. Mezzalama emerge, tra il ghiacciaio e la morena, un'ampia bastionata rocciosa che culmina a q. 2980 e suddivide in due parti la fronte del Piccolo ghiacciaio di Verra. L'intera bastionata è costituita da gneiss occhiadini e metagraniti prevalenti, con locali facies granitoidi massicce a struttura porfirica, innumerevoli filoni leucocratici ed abbondanti inclusi autigeni ed enallogeni. Sul lato settentrionale, contiguo al ghiacciaio, divengono predominanti le apliti in facies più o meno gneissica che includono zolle ellittiche di metagraniti.

Alle due estremità del circo roccioso, a NW, sopra il laghetto non indicato nella tavoletta St. Jacques e, a SE, nei pressi di q. 2782, i metagraniti e gli gneiss occhiadini contengono alcune fasce di scisti

argentei con abbondante mica bianca dai riflessi sericei ⁽³⁾ e centimetrici individui nerastri di cloritoide. In certi punti la roccia assume tonalità verdoline per la presenza di clinocloro. In entrambi gli affioramenti gli scisti argentei formano una banda sottile (potente fino ad alcuni metri) compresa entro gneiss occhiadini che, presso il «contatto», hanno tessitura da scistoso-laminata a blastocataclastica. I rapporti reciproci sono di chiaro e graduale passaggio: nella zona di transizione,

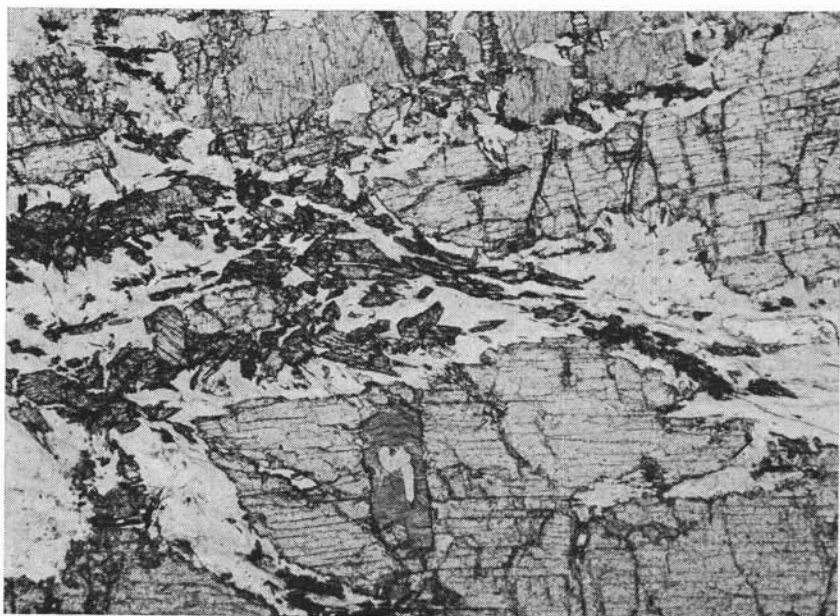


Fig. 2. — Micascisti argentei a cloritoide e scarsa cianite dell'alta Valle d'Ayas. Grandi porfiroblasti di cloritoide e piccoli individui di cianite in matrice di mica bianca, con clorite subordinata. (solo polar.; ingr. lin. 60)

di dimensioni da metrica a decimetrica, gli gneiss occhiadini mostrano un progressivo arricchimento in mica bianca ed un corrispondente depauperamento in biotite e feldispato. I micascisti contengono alla periferia aggregati nodulari relitti di feldispato potassico e, a volte, abbondante tormalina. Gli affioramenti offrono l'evidenza di una tra-

⁽³⁾ Una determinazione diffrattometrica eseguita da G. MARTINOTTI ha escluso la presenza di paragonite.

sformazione progressiva delle originarie rocce intrusive in micascisti argentei. Fenomeni analoghi sono diffusi nel massiccio del Dora-Maira (Gc. BORTOLAMI & G. V. DAL PIAZ, 1970).

Si possono prospettare le seguenti trasformazioni:

$\text{K-feldispato} + \text{plagioclasio} + \text{quarzo} \rightarrow \text{mica bianca} + \text{quarzo II} + \text{Na};$
 $\text{biotite I} + \text{Mg} \rightarrow \text{cloritoide} \pm \text{clinocloro}.$

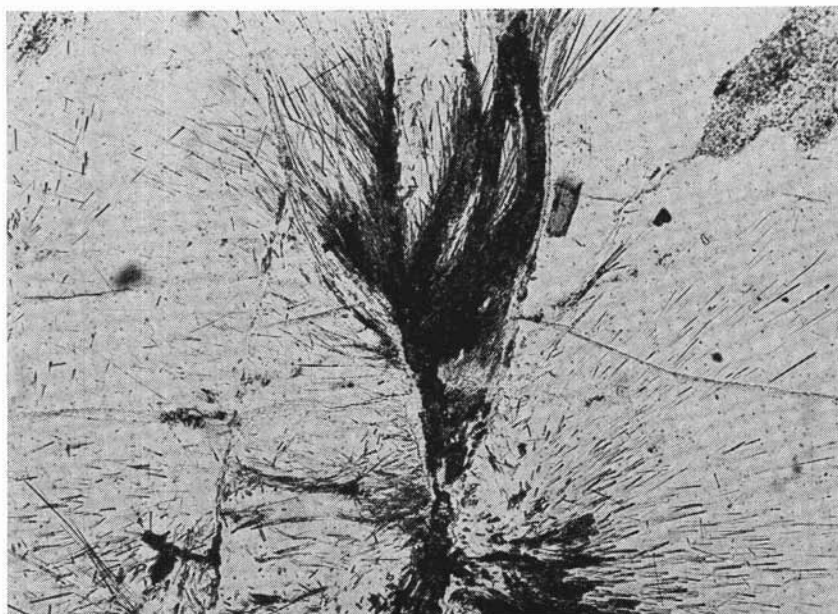


Fig. 3. — Paramorfosi di cianite (varietà Ky 2) su sillimanite fibrolitica negli scisti del « complesso pregranitico ». (solo polar.; ingr. lin. 100)

Lo studio microscopico mette in luce un'abbondanza straordinaria di mica bianca, talora superiore al 80%, in grandi lamelle disposte in piani ondulati o pieghettati. Essa avvolge grandi individui tozzi di cloritoide orientati spesso disordinatamente: questo fatto non dipende da una blastesi postcinematica, bensì da processi di rotazione e disarticolazione meccanica. I porfiroblasti di cloritoide hanno debole pleoeroismo, frequenti geminazioni e terminazioni sfrangiate; spesso sono cataclastici. Sono contornati abitualmente da un orlo di lamelline ra-

diali di mica bianca $\pm$ clinocloro; a volte la trasformazione è completa. Essa è avvertibile macroscopicamente per una tenue variazione di tonalità al margine del cloritoide.

I micascisti argentei al di sopra del laghetto (località 1 in fig. 1) contengono cianite in quantità accessoria. Il distene appare in piccoli individui tozzi con netta sfaldatura e forte rifrazione, concentrati, assieme a clorite, nelle fratture del cloritoide o in plaghette indipendenti. A volte la cianite sembra coneresciuta con il cloritoide, situazione già descritta altrove da P. BEARTH (1952). Poichè la età del granito del Monte Rosa è tardoerecinica, la genesi della cianite nei micascisti argentei si riferisce necessariamente al ciclo metamorfico alpino.

Coordinate del punto: 625.15/084.20 ⁽⁴⁾.

La cianite negli scisti catazonali del « complesso a metamorfismo pregranitico ».

Le rocce del complesso a metamorfismo « pregranitico » costituiscono l'ossatura del Monte Rosa formando, per la loro elevata resistenza alla degradazione, le vette maggiori e le pareti più imponenti. Affiorano lungo l'intero versante orientale del massiccio, dalla Cima Jazzi alla cresta Signal e, a meridione, alla testata della Valsesia, nella dorsale dei Lyskamm, a NE della Capanna Q. Sella e, nell'alta Valle d'Ayas, tra la q. 3992 del Castore e q. 3183, a N della Bettolina. I principali affioramenti del settore italiano sono indicati sommariamente in fig. 1 (da P. BEARTH per la zona di Macugnaga).

Ho già ricordato brevemente le caratteristiche paragenetiche e strutturali di questo importante complesso cristallino, illustrate da P. BEARTH (1952) con particolare riguardo ai settori settentrionale ed orientale del Monte Rosa. Sul versante meridionale, tra Valsesia e Valle d'Ayas, esso comprende litotipi svariati, dalle facies massicce ben conservate, di colore violaceo brillante, a quelle con sovraimpresa una tessitura scistoso-laminata alpina, da incipiente a marcata. I passaggi sono gradualmente e sfumati. Nel primo gruppo rientrano scisti con regolare zonatura, per alternanza di letti violacei a biotite-granato-

⁽⁴⁾ Le coordinate si riferiscono al Foglio 294 (Gressoney) della Carta nazionale della Svizzera alla scala 1:50.000.

feldispato-sillimanite ⁽⁵⁾ e letti pegmatitici. Questi ultimi sono sovente discontinui, con rastremazioni ed ingrossamenti, spesso lenticolati nei settori con intenso ripiegamento plastico. In altri casi la forma lenticolare delle sacche pegmatitiche è verosimilmente primaria. La defor-



Fig. 4. — Migmatiti a vene e sacche pegmatitiche presso q. 2583 ad oriente del Pian di Verra superiore (Valle d'Ayas).

mazione è anteriore alla fase magmatica ercinica, come indicano i rapporti di intersezione tra i corpi intrusivi e l'antica scistosità.

Nelle zone più preservate dalla tettonica alpina che, nella regione, ha sovente uno spiccato carattere selettivo, si rinvencono sovente (alta Valsesia, Valle di Gressoney, Valle d'Ayas) facies migmatitiche con

(5) Quando si parla di sillimanite ci si riferisce ad un minerale originariamente molto abbondante nel settore italiano del Monte Rosa, del quale si rinvennero frequenti relitti tessiturali (paramorfosi di cianite) e assai più rari relitti mineralogici.

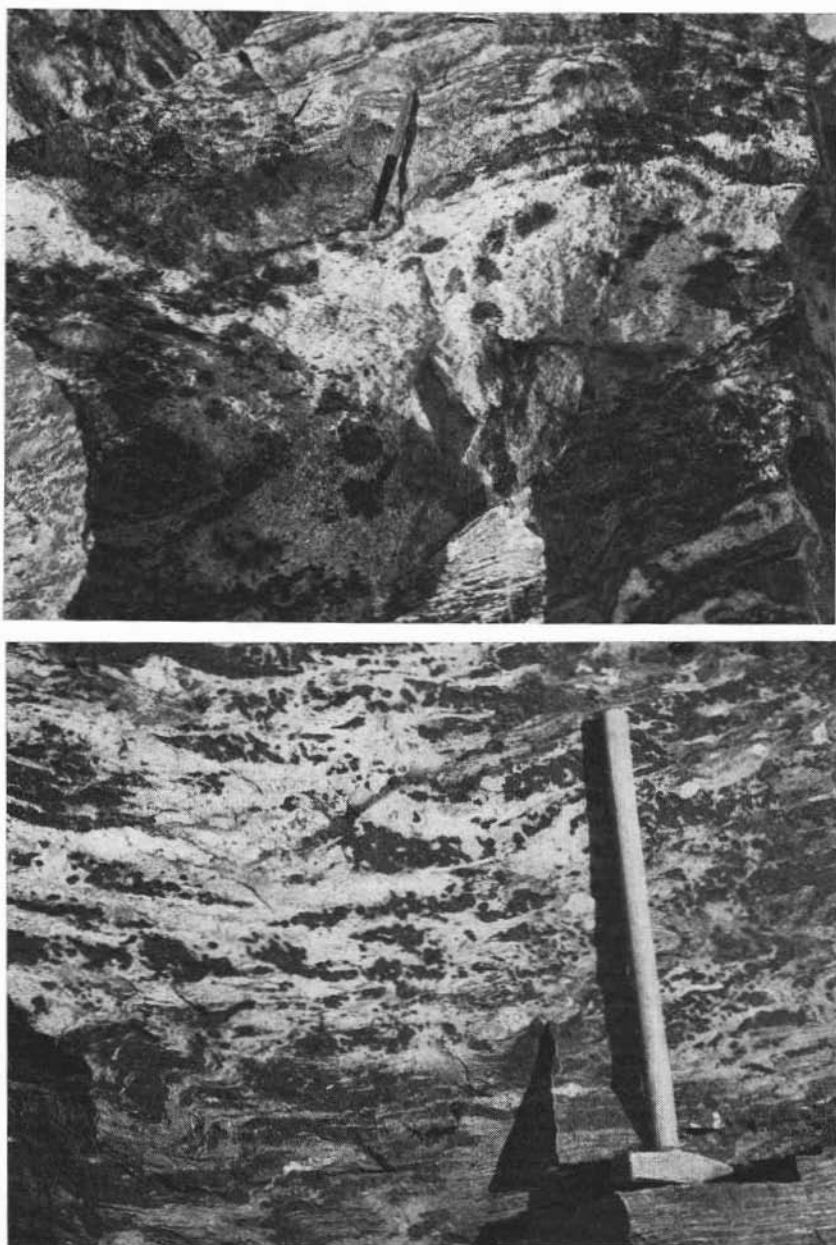


Fig. 5. — Sacche pegmatitiche a chiazze seure di prodotti pinitici nelle migmatiti del « complesso pregranitico ». Sopra: lungo il sentiero per la Capanna Q. Sella, tra q. 3313 e q. 3490. Sotto: bastionata ad Est del Pian di Verra superiore (alta Valle d'Ayas).

sacche di pegmatiti discordanti entro scisti bruno-violacei a biotite-granato-feldispato-sillimanite. La frazione leucocratica è generalmente chiazzata da noduli verdastri di aspetto pinitico. Le tasche pegmatitiche discordanti hanno dimensioni modeste, in genere non superiori al metro, e sfumano nelle abbondanti venette concordanti che permeano il « paleosoma ». Manca l'evidenza di un legame tra le migmatiti e l'intrusione ercinica. Il fenomeno, anche se diffuso, è sempre circoscritto nelle dimensioni e trae origine probabilmente da una locale maggiore mobilitazione del materiale pegmatitico. Concordo pertanto con l'opinione di P. BEARTH (1952) nel ritenere che le migmatiti del Monte Rosa siano anteriori alla fase di intrusione granitica di 310 m.a., geneticamente connesse con l'antico metamorfismo di alta temperatura che ha colpito un complesso di sedimenti argillosi precambriici o antichissimi scisti cristallini. L'ipotesi trova valore nella distribuzione di queste rocce, ubicate generalmente a notevole distanza dai corpi granitici (zona della Capanna Q. Sella, alta Valsesia) o tagliate in discordanza dall'apparato filoniano (cf. P. BEARTH, 1952). Queste migmatiti non debbono confondersi con le breccie d'intrusione osservabili al contatto con i corpi granitici maggiori, caratterizzate in particolare da una diversa natura del neosoma.

Passando all'esame delle facies più trasformate, si osserva innanzitutto che all'antica deformazione se ne sovrappone una seconda di età alpina, sia a carattere laminante con formazione di S_2 , sia con successivo ripiegamento, in genere a grande scala. Il secondo ciclo di deformazione è accertabile con sicurezza solo se i parascisti contengono filoni leucocratici, a loro volta deformati, o rilevando al microscopio le trasformazioni paragenetiche corrispondenti.

Lungo tutto il versante meridionale del Monte Rosa gli scisti dell'originario complesso pregranitico manifestano abitualmente tracce più o meno appariscenti di rigenerazione metamorfica alpina, indicate sul terreno da una variazione di tinta verso toni grigio-bruni e dalla nuova scistosità. Il processo è tuttavia presente, alla scala microscopica, anche nella maggior parte dei litotipi massicci ed apparentemente integri. Si passa cioè da facies perfettamente intatte nell'antica struttura e, assai più raramente, in tutti i componenti mineralogici, a facies con trasformazioni parziali, da modeste a molto sviluppate, a facies infine nelle quali la paragenesi prealpina permane in quantità accessoria come relitto. Si può concludere in definitiva affermando che il « *Complesso a metamorfismo pregranitico* » presenta, sul versante meridionale del

Monte Rosa, un chiaro cachet polimetamorfico per la sovraimpressione di paragenesi e di strutture alpine al precedente assetto mineralogico prealpino, in percentuali sensibilmente variabili anche alla scala di uno stesso affioramento. Ne consegue una notevole difficoltà nel separare nettamente sul terreno le rocce a prevalente metamorfismo pregranitico da quelle con diffusa o predominante impronta metamorfica alpina.

Le caratteristiche mineralogiche e strutturali delle facies più integre del « Complesso pregranitico » tra Valsesia e Valle d'Ayas sono analoghe a quelle descritte da P. BEARTH (1952) nei settori settentrionale ed orientale del massiccio, se si eccettua la scomparsa quasi generale della sillimanite a favore della cianite. La biotite è molto abbondante, con pleocroismo sensibile fino a toni rosso-bruni intensi, in lamine tozze con frequenti deformazioni posteristalline, ricche di feltri sagenitici, inclusioni di zircone e dispersioni periferiche di minerali opachi. Ad essa si accompagna talvolta muscovite. Il granato è parimenti frequente in granoblasti di notevole dimensione o in individui con strane forme scheletriche, talora ad uncino. La sillimanite forma minuti aggregati fibrolitici o appare in elementi maggiori, concentrati sovente in fasci e in letti discontinui; la prima varietà è spesso conservata integralmente nel quarzo di prima generazione, la seconda è comunemente del tutto trasformata in aggregati policristallini di cianite scaglioso-fibrosa. Nella matrice si osservano: quarzo grossolano, a contorni frequentemente lobati e « corrosi » con marcata estinzione ondulata, feldispato potassico e raro plagioclasio. Vi sono inoltre aggregati micacei a granato, forse derivati da originaria cordierite. I letti, le lenticelle e le sacche pegmatitiche sono formate da feldispato alcalino, minuto e grossolano, quarzo e miche. Anche qui era probabilmente presente anche la cordierite. Le pegmatiti mostrano una trasformazione di solito più accentuata rispetto ai letti a biotite-granato.

Facciamo seguito con una breve esposizione delle principali trasformazioni metamorfiche e strutturali osservate nei parascisti relativamente più preservati dagli effetti dell'orogenesi alpina. Nei litotipi ad abbondante biotite rossa e granato, la mica appare riorganizzata meccanicamente in plaghe fusiformi stirate ed in letti: le segregazioni di rutilo e di minerali opachi divengono abbondantissime e, a volte, si riscontra una trasformazione completa in mica bianca. La sillimanite è totalmente sostituita da cianite in varietà diverse. Il carattere più saliente di queste rocce è costituito forse dalla comparsa di una seconda generazione di granato, in piccoli individui disposti disordinatamente

nelle plaghe di cianite criptocristallina o concentrati in filari al margine della biotite, specie se a contatto con feldispato sericitizzato. Il quarzo presenta una parziale rigenerazione metamorfica in aggregati granoblastici minuti. Molto abbondante è la mica bianca, di tipo sericitico, in parte di origine feldispatica, in parte da cianite; forma scie, letti e sacche che ricorrono comunemente in tutto il versante meridionale del Monte Rosa, in prevalenza quale prodotto del metamorfismo regionale alpino. Con questa affermazione non si vuole negare l'esistenza della più antica fase sericitica descritta da P. BEARTH (1952) in altri settori del massiccio.

Nei litotipi con trasformazione più pronunciata fanno la comparsa clorite e cloritoide, quest'ultimo in aggregati di minuti individui stelliformi. A volte si riscontra una neoblastesi di biotite II, in rare e piccole lamelle brune.

Nelle zone dove la trasformazione alpina è più diffusa, in concomitanza con una completa riorganizzazione strutturale, i parascisti catazonalì dell'originario « Complesso pregranitico » si trasformano gradualmente in micascisti ed in gneiss micaceo-granatiferi ad albite porfiroblastica che costituiscono il complesso a predominante impronta metamorfica alpina, del tutto prevalente nel settore meridionale del Monte Rosa (se ne vedano le caratteristiche generali in G. V. DAL PIAZ, 1964).

La cianite.

Ha diffusione regionale tra i parascisti e compare in quattro forme distinte:

Ky1 - Paramorfosi su individui di sillimanite di notevoli dimensioni; le sezioni prismatiche allungate, spesso riunite in fasci, e le caratteristiche sezioni basali sono sostituite da un aggregato di innumerevoli squamette di cianite, spesso divergenti o trasversali, le quali sfumano frequentemente in aggregati minutissimi a forte rifrazione e bassa birifrangenza. L'allumosilicato neogenico può a sua volta trasformarsi in sericite. Nelle rocce più deformate, gli aggregati di cianite hanno forme a nastro o lenticolari allungate, spesso con terminazioni a fiamme o sfilacciate, e sono compresi nei letti sericitici, distinguendosi per il rilievo maggiore. In altri casi alternano a fusi botitico-granatiferi.

Ky 2 - Paramorfosi di cianite su aggregati di sillimanite fibrolitica.

Ky 3 - Aggregati bruno-terrosi od ocracei, torbidi, a bassissima birifrangenza; contengono abitualmente minuti granati di seconda generazione con abito a rosetta o a cavolfiore, e, più raramente, cloritoide. Non ho rinvenuto elementi definitivi per accertare la natura primaria delle plaghe di cianite criptocristallina: è tuttavia probabile che, in gran parte, essa derivi ancora da sillimanite il cui abito originario sarebbe stato cancellato da una forte deformazione. Ciò non esclude evidentemente altre possibilità genetiche poichè la cianite si presta allo sviluppo di fenomeni di convergenza metamorfica. Le chiazze grigio-verdastre di aspetto pinitico, osservate nelle pegmatiti e nelle migmatiti, sono a volte costituite da plaghe a contorni lobati di sericite, cianite e granato II.

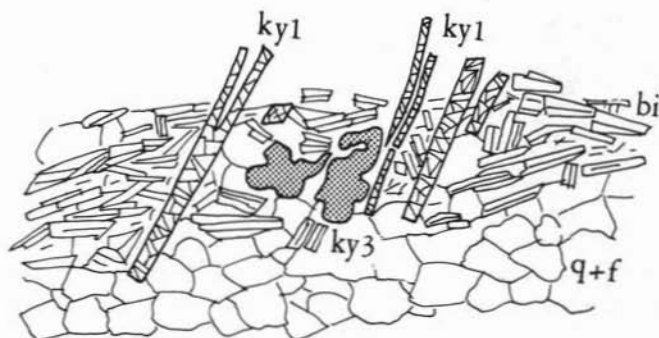


Fig. 6. — Paramorfosi di cianite, in aggregati polieristallini scaglioso-fibrosi divergenti, su sillimanite prismatica (Ky 1); bi: biotite; q+f: quarzo e feldispato. Base della cresta W della P. Perazzi, alta Valle d'Ayas. Larghezza del disegno: 4 mm.

Ky 4 - Cianite in idioblasti minuti, con frequenti geminati a ginocchio, dispersi nella matrice, in associazione con granato II, biotite e mica bianca, o concentrati in sottili filari discontinui e in noduli. La sua blastesi è autonoma.

Le varietà Ky 1 e Ky 3 sono di gran lunga le più abbondanti; compaiono in quasi tutti i litotipi esaminati. Il riconoscimento della cianite Ky 1 e Ky 4 è possibile con metodi ottici; le varietà Ky 2 e Ky 3

sono state identificate mediante esame delle polveri ai raggi X, dal collega G. MARTINOTTI. Per l'attacco chimico e la concentrazione del minerale è stato usato il metodo illustrato da R. COMPAGNONI & R. PRATO (1969).

Descrizione degli affioramenti.

La ubicazione dei nuovi ritrovamenti di cianite nei parascisti del settore italiano del Monte Rosa è illustrata in fig. 1 (dal numero 2 al 13). La frequenza della cianite nel complesso a prevalente o parziale metamorfismo prealpino è destinata certamente ad aumentare con il completamento dello studio dei campioni raccolti.

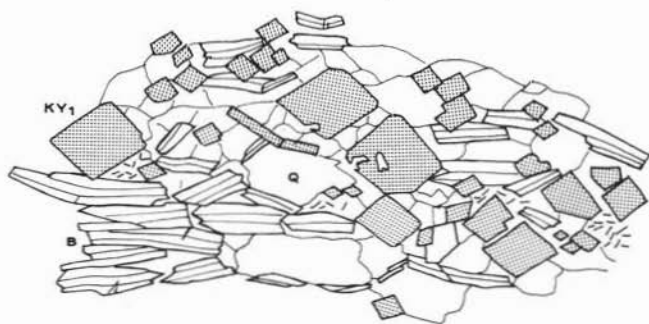


Fig. 7. — Paramorfosi di cianite (Ky 1) su sezioni basali di sillimanite in matrice di biotite (B) e quarzo (Q). Cresta W della P. Perazzi. Larghezza del disegno: 16 mm.

2. - Cresta Ovest della P. Perazzi - parete Sud del Castore.

Alla terminazione nordoccidentale della cresta Ovest della P. Perazzi si osserva un complesso di parascisti con prevalenti paragenesi prealpine, sovrastante gli affioramenti di metagraniti e di gneiss ghian-doni del circo glaciale di Verra ed iniettato da numerosi filoni granitici, pegmatitici ed aptitici. Il contatto è chiaramente discordante con localizzate breccie d'intrusione. Nella parte inferiore della cresta Perazzi si rinven-gono scisti a biotite-granato ecc., con tessitura scistosa o con chiaro aspetto cornubianitico. Vi sono inoltre scisti a biotite-granato-quarzo-cianite con scarsa clorite, pianoscistosi e zonati: letti quarzosi, con subordinato feldispato, alternano a letti di biotite rossa, con inci-

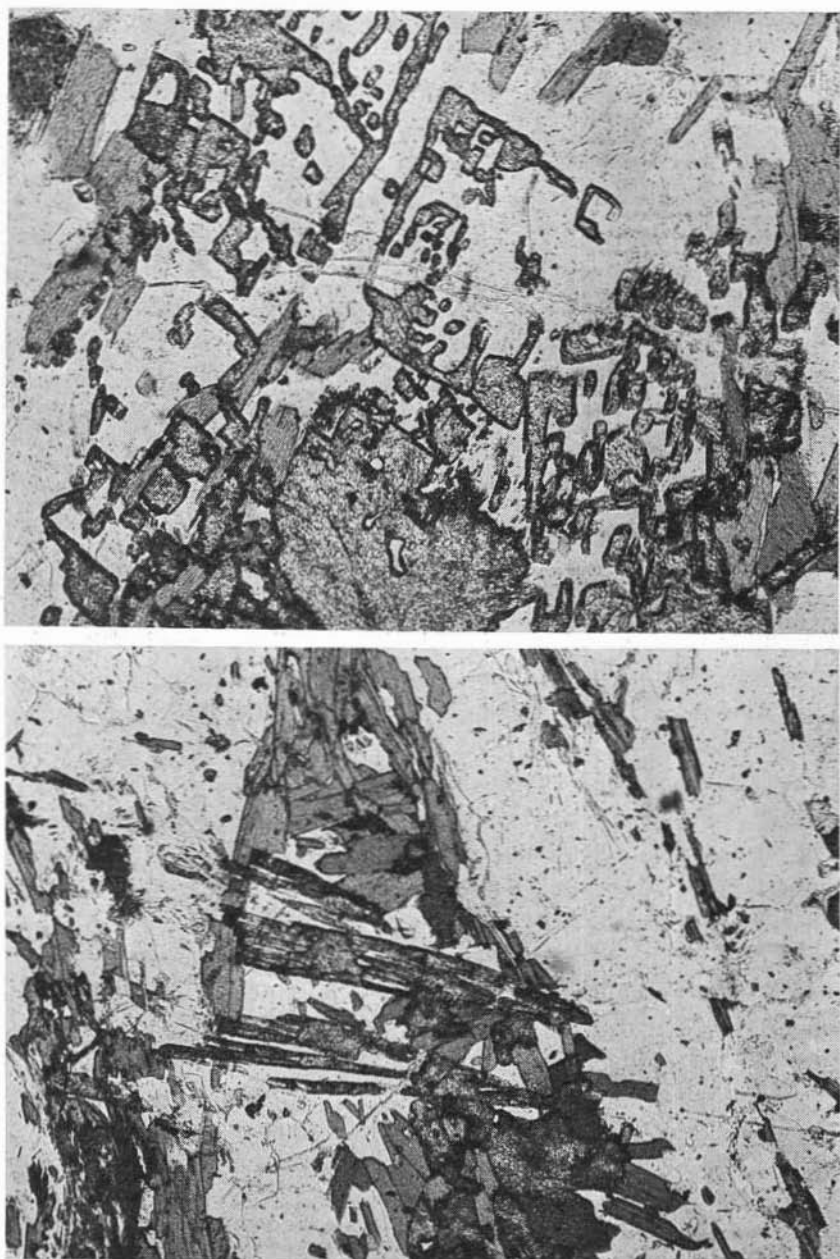


Fig. 8. — Paramorfosi di cianite (Ky 1), in minuti aggregati polieristallini, su sezioni basali (sopra) ed allungate (sotto) di sillimanite.

(solo polar.; ingr. lin. 90; ingr. lin. 25)

piante cloritizzazione e disposizione planare, abbondante cianite paramorfa su sillimanite (varietà Ky 1) in aggregati policristallini di forma prismatica allungata, oppure ad abito fibrolitico (varietà Ky 2). Il campione è stato raccolto nel detrito alla base della parete e nulla si può dire sui suoi rapporti con il granito, benchè è probabile che sia caduto dalla parte sommitale del crestone, ad una certa distanza dalla zona di contatto. Non so quindi se la sillimanite primaria da cui deriva la cianite, o una parte di essa, debba essere interpretata come prodotto metamorfico di contatto o riferita alle paragenesi pregranitiche. Si nota soltanto che i caratteri della biotite, in lamelline freschissime, non deformate e di tinta rosso-vivo, sono sensibilmente diversi da quelli della mica primaria dei parascisti negli altri settori del Monte Rosa. (MRO 690; coordinate 626.20/084.25).

3. - *Cresta spartiacque Lys-Evançon a SSW della Capanna Q. Sella.*

Ho raccolto i campioni a q. 3300 circa, in corrispondenza di una piccola bastionata rocciosa al di sopra del nevaio lungo il sentiero dal Colle Bettolina Nord al rifugio. Al di sopra di un grande filone leucocratico concordante, affiorano migmatiti bruno-violacee a venette e sacche discordanti pegmatitiche, con numerose chiazze centimetriche grigio-verdastre di tipo pinitico. Nella zona non si accertano legami di sorta tra queste rocce ed i graniti ercinici i cui affioramenti più vicini distano oltre 1 km. I letti scistosi sono formati da abbondante biotite rosso-bruna e granato di due generazioni, con scie di cianite torbida criptoeristallina (varietà Ky 3), muscovite e sericite. La biotite è parzialmente trasformata in mica bianca, rutilo e minerali opachi. Il materiale pegmatitico conserva discretamente l'originaria struttura granulare grossolana ed è costituito da grandi individui di quarzo I ad estinzione ondulata e con contorni lobati, associato a feldispato potassico con albite e sericite. Le chiazze pinitiche constano di un aggregato di sericite finissima con mica bianca maggiore e piccoli individui di granato II dall'abito a cavolfiore. (MRO 1304-1305); coordinate: 627.15/082.65).

4. - *Piccolo sperone di q. 3566-3640 a NE della Capanna Q. Sella.*

Seicento metri circa a NE della Capanna, il ghiacciaio di Felik è suddiviso da un piccolo sperone che culmina a q. 3640; nella tavoletta

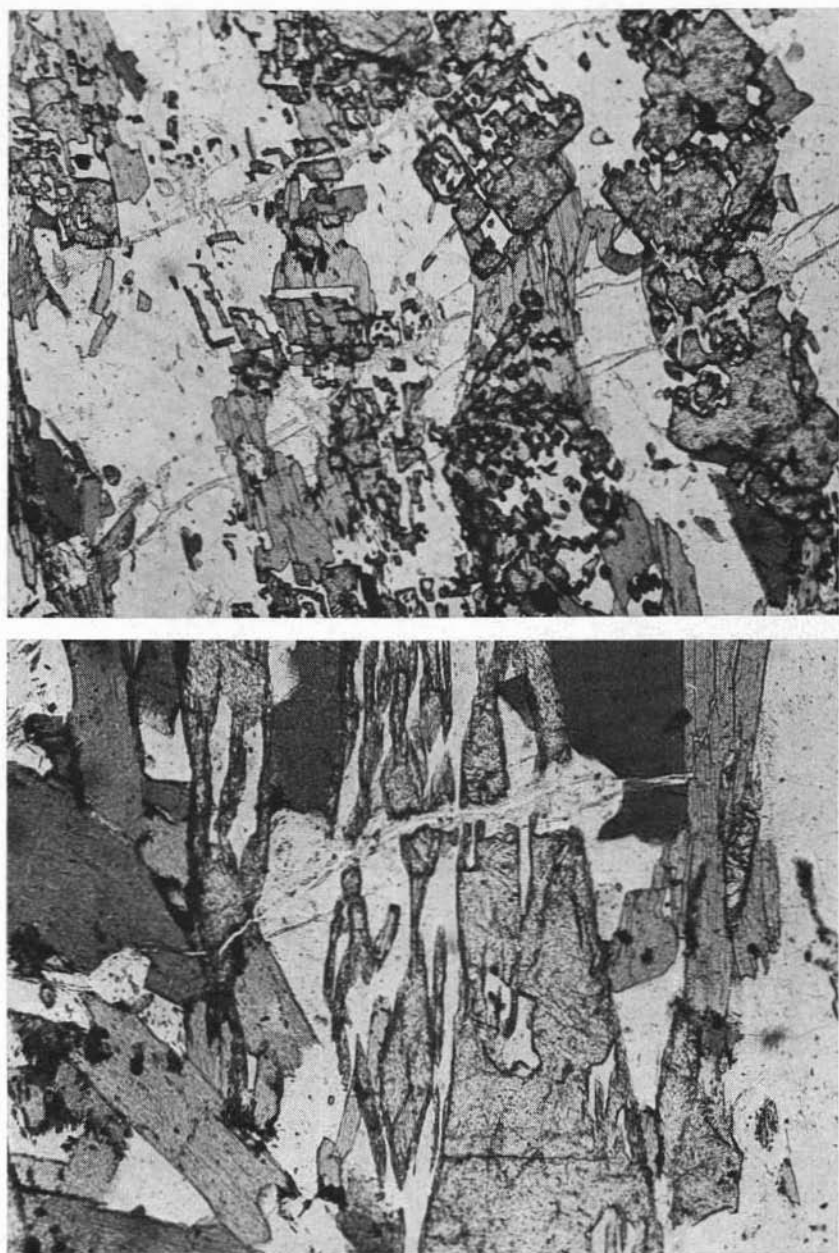


Fig. 9. — Paramorfosi di cianite (Ky 1) su sillimanite.

(solo polar.; ingr. lin. 40; ingr. lin. 70)

St. Jacques è indicato come un isolotto, ma in realtà si salda con la sottostante bastionata rocciosa. Anche qui prevalgono le migmatiti, analoghe a quelle descritte poco sopra. Il « paleosoma », nero-violaceo, è molto ricco in biotite ed è solcato da numerosissime venette concordanti pegmatitiche; le sacche discordanti hanno dimensioni in genere inferiori a 0,5 m.

L'insieme manifesta un generale fitto ripiegamento, di stile plastico, e si immerge al di sotto della sequenza a prevalente impronta metamorfica alpina di gneiss albitici con letti di micascisti e filoncelli leuocratici concordanti della Capanna Q. Sella.

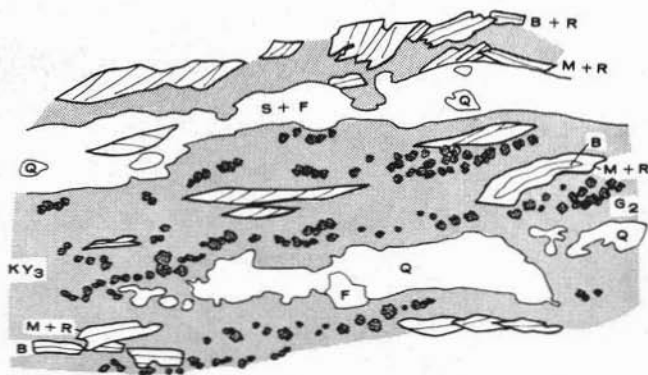


Fig. 10. — Migmatiti polimetamorfiche del « complesso pregranitico » a NE della Capanna Q. Sella. L'associazione mineralogica catazonale è rappresentata da quarzo (Q), feldispato (F) e biotite (B), quest'ultima con parziali trasformazioni in mica bianca (M) $\pm$ rutilo (R). La paragenesi di neoformazione alpina è costituita da letti di abbondante cianite criptocristallina (Ky 3) con piccoli granati a rosetta (G 2) e da scie sericitiche (S.). Larghezza del disegno: 50 mm.

La cianite è molto diffusa in tutto lo sperone. Nella parte bassa, presso q. 3566, si osservano migmatiti con sacche nebulitiche di pegmatiti, trasformate in gneiss quarzoso-sericitici a mica bianca, granato e scarsa cianite. I letti scistosi, bruno-violacei, sono formati da grandi lamine biotitiche, rosso-brune, molto stirate nei piani S, a volte pecilitiche con l'originaria sillimanite, ormai completamente sostituita da cianite. La biotite è spesso contornata da un orlo sottile e continuo

di minuto granato II. La cianite, nella varietà Ky 1, è assai diffusa, paramorfa su sillimanite prismatico-allungata in aggregati policristallini scaglioso-fibrosi, spesso stirati in nastri digitati e sfrangiati alle terminazioni. Si osservano inoltre relitti di granato I e feldispato torbidiccio $\pm$ trasformato, associato a scarso quarzo scheletrico. Nel settore centrale dello sperone le migmatiti mostrano giganteschi granoblasti di granato I, biotite rossa in plaghe fusiformi stirate, cianite in fasci e nastri, granato II, feldispato alterato e plaghe lenticolari di sericite con quarzo lobato. Le migmatiti, trasformate poco sopra in micascisti granatiferi, ricompaiono alla sommità dello sperone, presso q. 3640, in forme molto belle con struttura da pieghettata a nebulitica. I letti a biotite rossa-mica bianca-granato I e II con cianite torbida criptocristallina (varietà Ky 3) e nei consueti nastri a terminazioni acute (Ky 1), alternano a letti di prevalente sericite, con feldispato potassico e porfiroclasti di quarzo I dai contorni sinuosi, sottolineati da un minuto orlo di granato II, presente anche attorno alla biotite. Si tratta dell'originario materiale pegmatitico profondamente trasformato. (MRO 1294-1295-1296-1300-1301-1303; coordinate: 628.05/083.90 e 628.05/083.70).

5. - *Isolotto roccioso di q. 3719-3797 nel ghiacciaio di Felik, a N della Capanna Q. Sella.*

Ad oriente della Punta Perazzi, 1 km circa a N della Capanna Q. Sella, emerge dal ghiacciaio di Felik un piccolo isolotto roccioso: ho potuto esaminarlo e campionarlo solo nella sua estremità occidentale, poichè sull'altro lato è esposto a caduta di seracchi. E' formato da scisti massicci bruno-nerastri e brillanti, con sottili venette e piccole sacche pegmatitiche. Vi abbonda la solita biotite rossa, in lamelle disposte disordinatamente, talora concresciuta con muscovite. Si osservano inoltre scarsi relitti di granato I e minute granulazioni di granato II. La cianite è anche qui molto abbondante, in paramorfosi su grandi sezioni basali ed allungate di sillimanite (varietà Ky 1), in plaghe criptocristalline torbide fareite di granatini (Ky 3) e infine nella varietà fibrolitica (Ky 2). La matrice, sericitico-feldispatica, è spesso concentrata in letti continui che comprendono a volte individui grossolani e deformati di quarzo. La cianite manifesta a sua volta incipienti trasformazioni in sericite. (MRO 1292-1293; coordinate: 628.00/084.25).

6. - Ghiacciaio del Lys.

Alla testata della morena destra del ghiacciaio ho raccolto nel detrito una roccia bruno-violacea chiara, massiccia e a grana minuta, caduta dalla sovrastante parete SE di q. 3602. Ha tessitura piano-scistosa ed è costituita da rari granati scheletrici di prima generazione, abbondante granato II in minuti granoblasti torbidi (rutilo), spesso stirati ed isoorientati, compresi in una matrice di mica bianca di due distinte generazioni, la maggiore associata a biotite rossa o decolorata. La cianite è molto diffusa in minuti idioblasti autonomi con frequenti geminati a ginocchio, dispersi nella matrice o concentrati in aggregati lenticolari (varietà Ky 4). (MRO 443; coordinate: 629.15/083.25).

7. - Valle di Bors.

Tra la zona delle rocce montonate alla base del ghiacciaio di Bors (q. 3029-3019) ed il versante meridionale della Punta Vittoria, specie tra q. 2978 e q. 3266, poco al di sopra della grande scaglia di pietre verdi mesozoiche della Malfatta (eclogiti, glaucofaniti, anfiboliti, serpentine), affiora un vasto complesso di scisti a diffusa impronta pregranitica, caratterizzati dall'abbondanza di vene e lenticelle concordanti di pegmatiti, potenti fino ad 1 m. La roccia, di aspetto arteritico, è vistosamente ripiegata secondo il consueto stile plastico. Anche in questa zona ci troviamo molto lontani dai grandi corpi intrusivi ercinici.

Nelle pegmatiti, specie nelle sacche maggiori, abbondano le mosche grigio-verdi di tipo pinitico. Le facies a biotite-granato-feldispato-cianite (ex sillimanite) passano gradualmente, verso la parte sommitale della P. Vittoria, a micascisti granatiferi rosso-bruni a grana grossa. Il complesso si immerge al di sotto della Formazione di Furgg che affiora, con esposizioni particolarmente belle, lungo la cresta spartiacque Stollenberg-Punta Indren, nei pressi del ghiacciaio di Bors.

Nei letti scistosi, bruno-violacei, prevale la biotite rossa, in grandi lamine ad orientazione disordinata, associate ad aggregati policristallini di cianite che conservano ancora perfettamente l'abito originario della sillimanite o che assumono, se deformati, forme a nastro, ondulate e con terminazioni sfrangiate (varietà Ky 1). In quantità relativamente scarsa compare anche la paramorfosi di cianite su sillimanite fibrolitica. Il granato I ha dimensioni centimetriche, forma tondeggiante e tracce di cloritizzazione. Il granato II è in minute granulazioni, concentrate

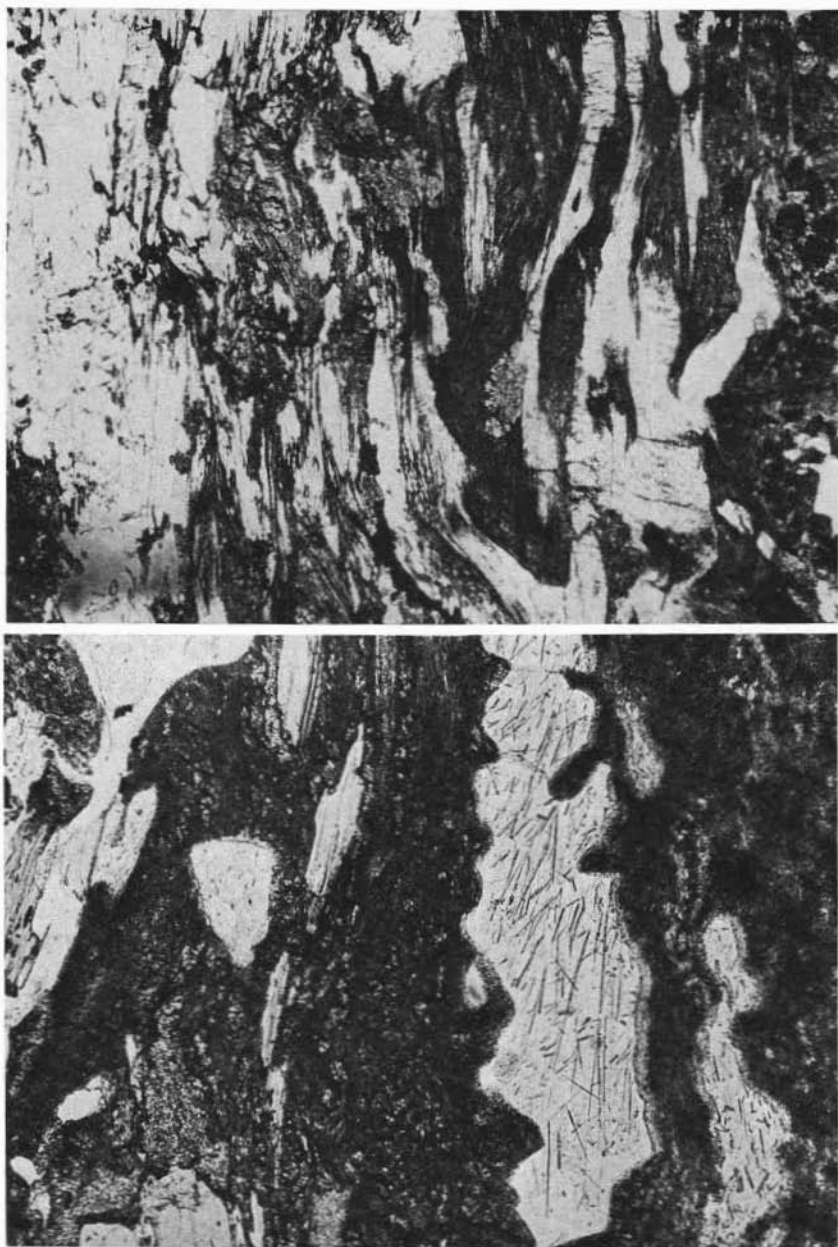


Fig. 11. — Aggregati criptoeristallini bruno-torbidi di cianite (Ky 3). In particolare, (fig. inferiore), la cianite è associata a minuti granati di seconda generazione e si osservano fasci di sillimanite fibrolitica conservati entro i grandi individui a contorno lobato di quarzo I.
(solo polar.; ingr. lin. 25; ingr. lin. 60)

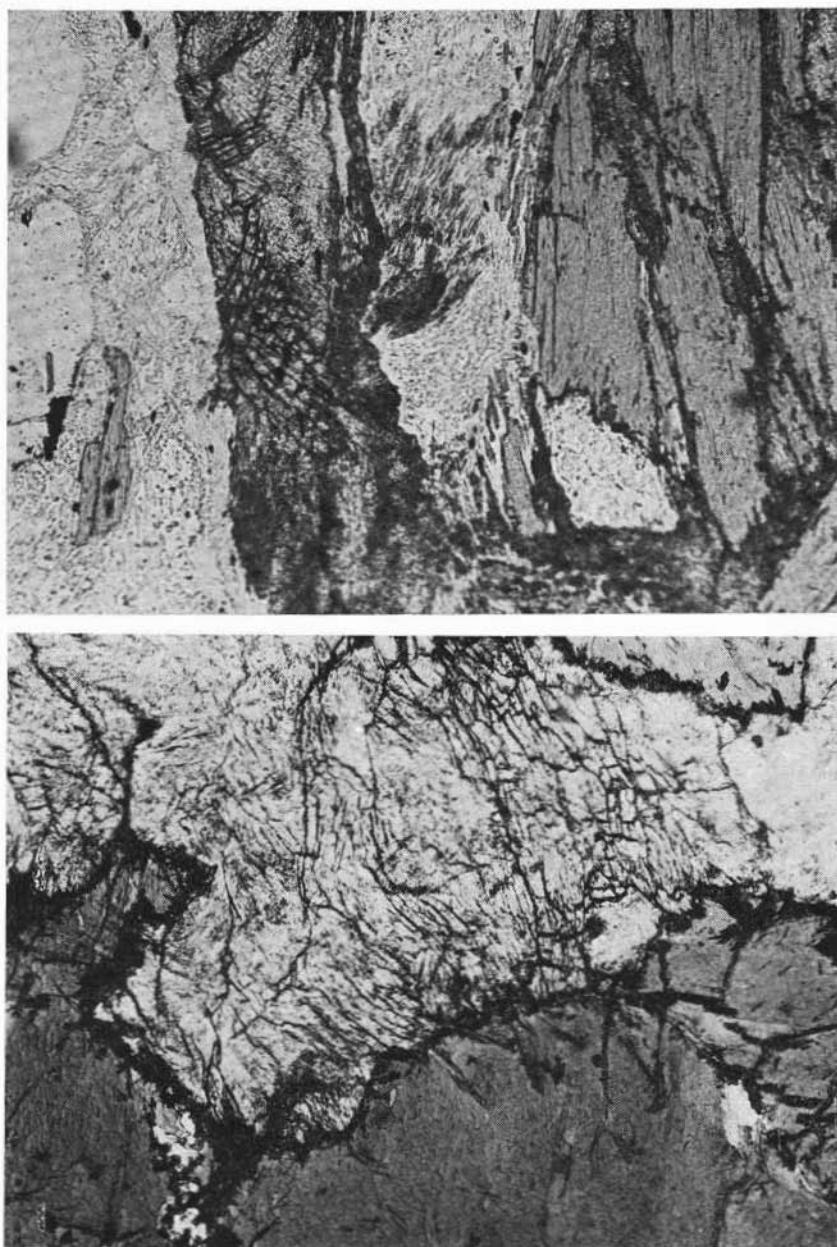


Fig. 12. — Plaghe di cianite con biotite rossa. Sopra si osservano anche aggregati di sericite e feldispato. (solo polar.; ingr. lin. 60; ingr. lin. 80)

sovente ai margini della biotite. Aggregati criptocristallini bruni di cianite (Ky 3), sericite e quarzo costituiscono la matrice. Le rocce meglio conservate contengono talvolta feldispato potassico perfettamente integro, circostanza non molto frequente sul versante meridionale del Monte Rosa. (MRO 1588-1589; coordinate: 634.40/082.15).

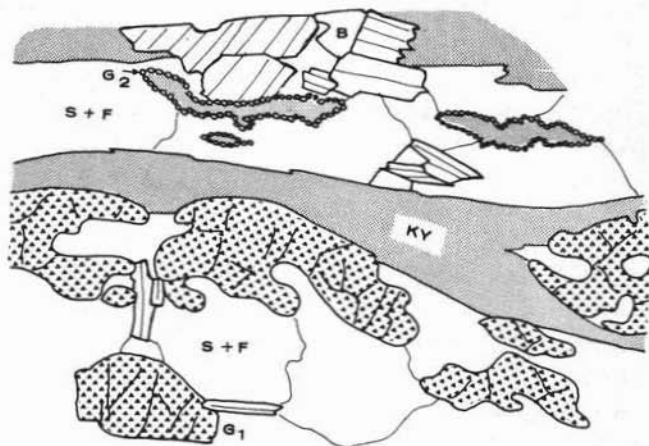


Fig. 13. — Gneiss sericitico-biotitico-granatifero a cianite del C. Faller, alta Valsesia. Grandi granati scheletrici di prima generazione (G1), sericite (S), feldispato (F) e biotite (B) alternano a letti di cianite microcristallina (Ky). Il granato II (G2), in minuti granoblasti, forma un orlo di reazione tra cianite e sericite, o tra la prima e biotite. Larghezza del disegno: 8 mm.

8-9. - Bacino del ghiacciaio delle Piode - Punta Parrot.

La fascia di scisti con abbondanti paragenesi pregranitiche e parziali trasformazioni metamorfiche alpine della Valle di Bors si estende verso oriente alla testata della Valsesia: si osserva alla Punta Giordani (parete E), nel bacino glaciale delle Piode e lungo la parete S della Punta Parrot. Ad Est raggiunge la cresta Signal e la grande parete di Macugnaga.

In un blocco di gneiss a biotite-feldispato potassico-mica bianca, raccolto nel detrito presso il ghiacciaio orientale delle Piode, è presente abbondante cianite nelle varietà Ky 1-2-3; quest'ultima costituisce anche strutture di tipo simplectitico con la biotite rossa ed è zeppa di pic-

coli granati a cavolfiore della II generazione. (MRA 32; coordinate: 634.70/083.30).

Alla base della parete meridionale della Parrot affiorano gneiss quarzoso-sericitici, in genere scistoso-laminati, a biotite-granato-cianite, con patina d'alterazione superficiale rugginosa. Al microscopio la roccia risulta finemente zonata con letti leucocratici a grandi individui deformati di quarzo I in matrice di abbondante sericite e feldispato, e letti sericitici, a biotite, granato II, cianite in nastri discontinui con terminazioni appuntite e relitti di granato I. Il granato neogenico è sovente disposto al bordo del granato più vecchio e della biotite. (MRO 22; 634.35/084.90).

10. - *Corno Faller.*

Gli scisti cristallini « pregranitici » ricompaiono sul versante opposto dell'alta Valsesia nella zona del Corno Faller, dove costituiscono un'ampia placca al di sopra degli gneiss occhiadini e dei metagraniti del bacino del Sesia. In uno gneiss sericitico-biotitico-granatifero di tinta bruno-violacea, raccolto dall'amico G. GATTO presso la q. 2797, alla base dello sperone S del Corno Faller, ho rinvenuto abbondantissima cianite. Appare sia in aggregati policristallini paramorfi su grandi individui prismatici di sillimanite (Ky 1), sia in plaghe e letti continui formati da una miriade di piccoli individui ad abito fibroso-seaglioso, o in minuti fasci orientati a ventaglio. La cianite è associata a fusi e letti di biotite rossa, ed alterna a bande di sericite-feldispato con granato I, in grandi individui di forma ellittica o scheletrica (forme ad uncino o lobate). Anche qui è presente, seppure in scarsa quantità, il piccolo granato II (MRA 42; coordinate: 638.85/083.50).

11-12-13. - *Pizzo Bianco - Capanna Zamboni.*

La cresta N del Pizzo Bianco è formata da prevalenti scisti del complesso « pregranitico » (cf. Foglio Monte Moro). Vi abbonda la cianite, rinvenuta da P. BEARTH (1952, p. 62) in una roccia a sericite e biotite con granato subordinato: l'allumosilicato ha abito idioblastico e frequenti geminati a ginocchio. Secondo P. BEARTH, questi litotipi corrispondono a quelli del Lyskamm, dai quali differiscono per la presenza di cianite al posto della sillimanite.

Nella regione ho rinvenuto ulteriori campioni ricchi in cianite. Il primo è uno gneiss a biotite-granato-cianite-muscovite-sericite con tessitura planare e fine zonatura. Letti di biotite rosso-bruna, associata a scie di cianite criptocristallina (varietà Ky 3), ad aggregati policristallini di forma prismatico-appuntita di cianite Ky 1, a plaghe di feldispato potassico e sericite con granati centimetrici di prima generazione

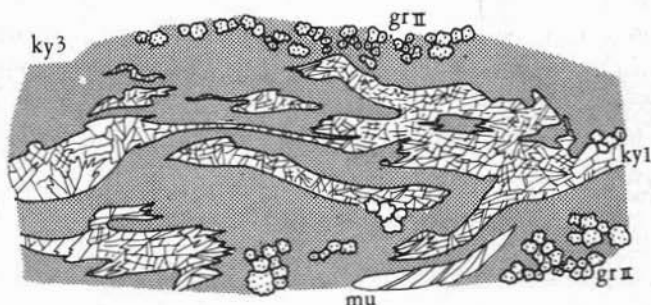


Fig. 14. — Migmatiti polimetamorfiche della Cresta Battisti (Pizzo Bianco, Macugnaga). Aggregati policristallini di cianite (Ky 1), in nastri digitati per deformazione, sono compresi in una matrice bruno-torbida di cianite criptocristallina (Ky 3) con piccoli granati a rosetta (Gr II) e muscovite (mu). Larghezza del disegno: 10 mm.

alternano a letti, originariamente pegmatitici, di sericite e quarzo con lamelle maggiori di muscovite e feldispato. La roccia è stata raccolta a q. 2400 circa, sulla destra orografica del canalone delle Locceciuse, tra il Pizzo Bianco e la Punta Battisti, ed appartiene ad un complesso di scisti e gneiss bruno-violacei, ricchi di venette e sacche pegmatitiche (MRO 1577; coordinate: 637.90/088.45).

Il secondo campione proviene dalla cresta Battisti del Pizzo Bianco e corrisponde ad una migmatite nero-violacea brillante con venette e lenti pegmatitiche. I letti scuri, plasticamente ripiegati, sono formati dalla consueta grande biotite, abbondante cianite e scarso granato. L'alumosilicato appare in abbondanti idioblasti di genesi autonoma (Ky 4) o nella varietà criptocristallina bruno-terrosa (Ky 3) associata a piccoli granati a rosetta. La matrice comprende aggregati policristallini di cianite in nastri digitati e in fusi. Sillimanite fibrolitica è ancora perfettamente conservata all'interno dei granoblasti grossolani di quarzo I.

Le venette pegmatitiche constano di quarzo, muscovite, feldispato potassico e sericite. (MRO 1569; coordinate: 638.00/089.15).

Nei piccoli dossi montonati situati 500 m circa a N del Rifugio Zamboni all'Alpe Pedriola affiorano belle migmatiti con caratteristica struttura di tipo arteritico, plasticamente ripiegate. I letti bruno-violacei sono costituiti da abbondante biotite, grandi granati e molta cianite, nella varietà criptocristallina torbida. Quest'ultima forma una vera e propria matrice, farcita di piccoli granati a cavolfiore di seconda generazione, con nastri e plaghe di cianite della varietà Ky 1. Nelle vene leucocratiche si osservano quarzo prevalente, in grandi granoclasti stirati, feldispato, muscovite, sericite e, in quantità modesta, cianite e biotite. (MRO 267; coordinate: 637.25/089.60).

Considerazioni conclusive.

Nelle Alpi Svizzere la cianite alpina è diffusa nell'intero campo di stabilità della staurolite (Ossola-Ticino) e, in forma limitata ed occasionale, compare anche associata a cloritoide (E. NIGGLI & C. R. NIGGLI, 1965; E. NIGGLI, 1970).

Nelle Alpi piemontesi, a SW della Val d'Ossola, il campo di esistenza della cianite si estende irregolarmente sino alla Valle dell'Orco ^(*), ricoprendo di norma una parte della zona del cloritoide; non sono noti in questa regione ritrovamenti di staurolite alpina nè di staurolite + cianite. La distribuzione del distene nelle Alpi piemontesi avvalorava quindi la affermazione di H. G. F. WINKLER (1967) che la comparsa della cianite avvenga già al di sopra dell'isograda superiore della staurolite.

Nel cristallino pretriassico del Monte Rosa il distene compare in:

- 1) scisti argentei a cloritoide, derivati dalla trasformazione completa di graniti ercinici (310 m.a.);
- 2) in parascisti del « complesso pregranitico », nei quali la cianite appare chiaramente successiva alle paragenesi a biotite-granato-sillimanite-quarzo-feldispato $\pm$ cordierite, come prevalente paramorfosi su sillimanite. Non si escludono tuttavia altre possibili derivazioni (andalusite, cordierite, ecc.).

(*) Non si esclude che la cianite possa ritrovarsi anche a meridione della Valle dell'Orco, specie nel Dora-Maira e nel Gruppo di Voltri.

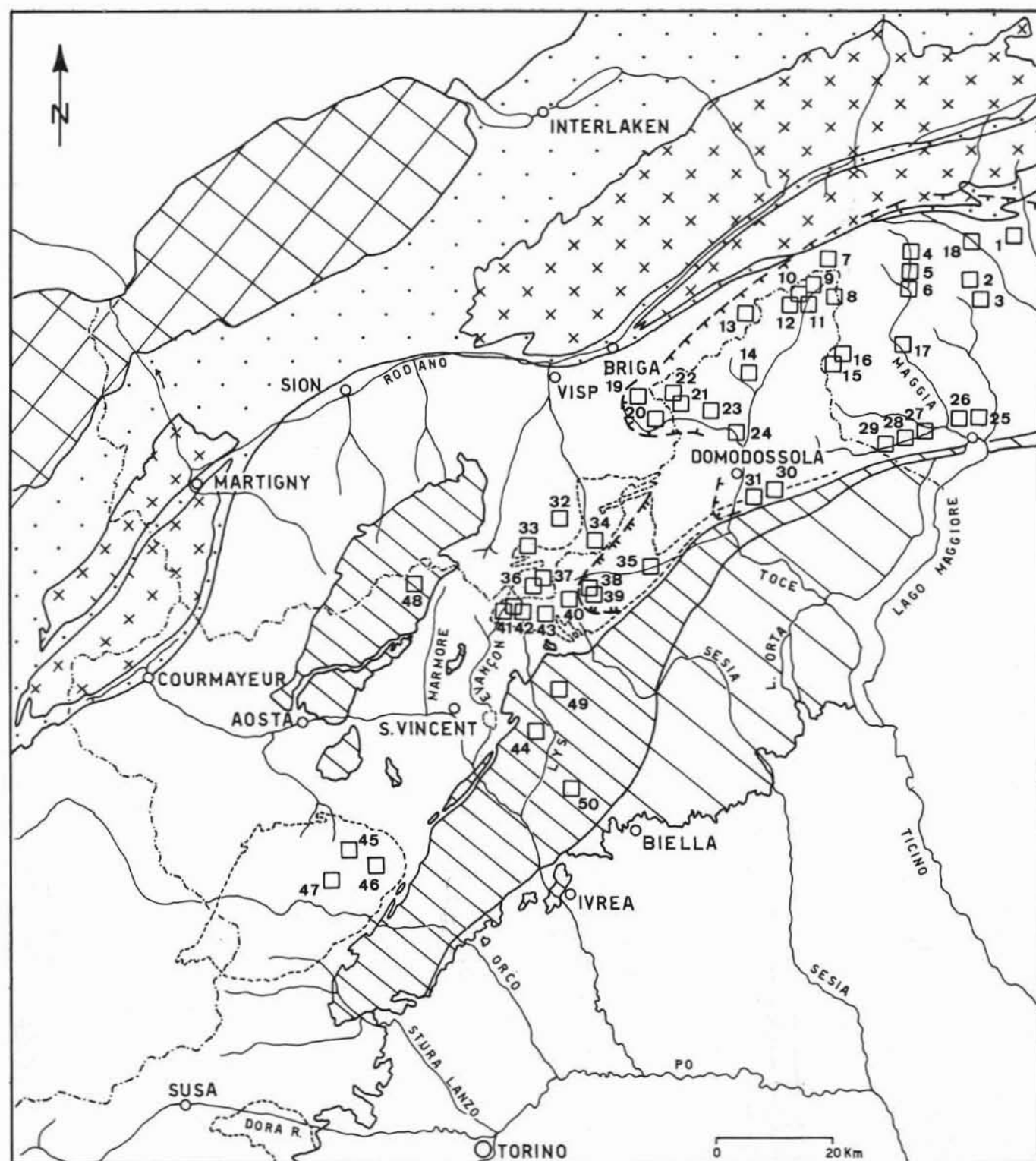


Fig. 15. — Distribuzione della cianite nelle Alpi nordoccidentali:

- 1) Falde prealpine;
- 2) Massicci cristallini elvetici;
- 3) Sedimenti elvetici ed ultraelvetici;
- 4) Mesozoico pennidico;
- 5) Ricoprimento Dent Blanche l.s., Zona Sesia-Lanzo e II Zona Diorito-kinzigitica;
- 6) Alpi meridionali;
- 7) Isograda della staurolite alpina (*p.p.* da E. NIGGLI, 1970);
- 8) Isograda albite-oligoclasio; (da P. BEARTH, 1958).

La linea tratteggiata delimita i ricoprimenti Monte Rosa, Gran Paradiso e Dora-Maira. La numerazione trova riferimento nell'elenco dei ritrovamenti di cianite alla fine del lavoro.

□ CIANITE 1 2 3 4 5 6 7 8

Si presenta in varietà diverse: in idioblasti di genesi autonoma (Ky 4) e, assai più spesso, in paramorfosi su sillimanite prismatico-allungata (Ky 1) o fibrosa (Ky 2) ed in aggregati criptocristallini bruno-terrosi (Ky 3) di derivazione sillimanitica o di origine non definibile.

L'età della cianite del Monte Rosa.

La discussione sull'età della cianite negli scisti argentei di derivazione granitica è superflua. L'intrusione granitica è infatti successiva al metamorfismo catazonale ed ha età radiometrica di 310 m.a. Il distene è quindi necessariamente alpino.

L'interpretazione cronologica della cianite paramorfa su sillimanite o comunque compresa in rocce a biotite-granato-sillimanite-feldispato non è definibile con altrettanta sicurezza; anche in questo caso tuttavia la blastesi del distene risulta ancora, con ogni probabilità, alpina. Lo suggeriscono i motivi seguenti:

1) *la cianite appartiene ad una fase minerogenetica sicuramente successiva alle paragenesi catazonali.* Nell'ipotesi che il metamorfismo pregranitico sia ercinico, è del tutto improbabile che il ciclo metamorfico di bassa pressione ed alta temperatura (cordierite) si concluda con una fase autonoma a cianite. Nell'ipotesi di un'età più antica delle paragenesi catazonali del Monte Rosa, lo sviluppo del distene potrebbe teoricamente essere riferito all'orogenesi ercinica, ma questa interpretazione contrasta con le caratteristiche del metamorfismo regionale ercinico delineate da H. J. ZWART (1969) e con il punto seguente.

2) Non mi sembra possibile che una eventuale cianite pregranitica si sia potuta conservare perfettamente integra (ricordando in particolare che essa forma aggregati microcristallini) all'immediato contatto con i graniti tardoercinici, una situazione che è frequente nel Monte Rosa e nel Gran Paradiso (cf. R. COMPAGNONI & R. PRATO, 1969).

3) Cianite sicuramente alpina si rinviene nelle pietre verdi mesozoiche (Zona di Zermatt-Saas; P. BEARTH, 1967) e nel cristallino pretriassico del Monte Rosa (micascisti argentei), in settori contigui a quelli dove affiorano le rocce pregranitiche in discussione.

Accertata l'età alpina della cianite nella falda Monte Rosa, per alcuni casi sicura, per altri molto probabile, possiamo ora al problema della sua collocazione cronologica nell'ambito del ciclo metamorfico alpino.

Il distene si associa comunemente, anche se in concrescimento non rigorosamente sincrono, a minuto granato II, mica bianca d'aspetto sericitico e, più raramente, a cloritoide. La presenza di cloritoide + cianite in equilibrio è molto significativa dal momento che, in altre rocce della stessa regione, una prima paragenesi di cloritoide coesiste con glaucofane stabile. Ne consegue che la cianite dovrebbe appartenere allo stesso episodio metamorfico *l.s.* che ha generato l'anfibolo sodico, collocandosi grosso modo nella fase iniziale di alta pressione e bassa temperatura che ha sviluppato, nelle rocce basiche mesozoiche e pre-triassiche (Zona di Furgg), le paragenesi eclogitiche e gli scisti glaucofanici.

D'altra parte la cianite è certamente anteriore alle paragenesi caratteristiche del processo finale, in facies scisti verdi, del ciclo metamorfico alpino e, in particolare, allo sviluppo di fengite e biotite bruna, la cui età radiometrica è mediamente di 38 m.a. (J. C. HUNZIKER & P. BEARTH, 1969; J. C. HUNZIKER, 1969, 1970).

Mi sembra quindi giustificato supporre che *la cianite del Monte Rosa rappresenti, nelle rocce alluminifere, il probabile equivalente del glaucofane nelle rocce basiche*. L'interpretazione si estende al Gran Paradiso ed è confermata, come vedremo tra breve, dalle osservazioni sulla II Zona Diorito-kinzigitica.

La diffusione regionale del distene in tutto il settore italiano del Monte Rosa indica inoltre che *le originarie rocce catazonali del « complesso pregranitico » di P. BEARTH hanno subito sensibili trasformazioni mineralogiche alpine anche nei casi, assai frequenti, nei quali l'assetto strutturale pregranitico appare ancora ben conservato*.

Rapporti tra blastesi e deformazione.

La datazione della cianite nel Monte Rosa e nel Gran Paradiso non esaurisce i problemi posti dal suo ritrovamento, ma ne apre altri di ordine generale nei quali si inserisce l'interpretazione del distene rinvenuto, come ho ricordato nella premessa, nella II Zona Diorito-kinzigitica. La posizione strutturale dei ritrovamenti più rappresentativi è riportata nel profilo di fig. 16 e in fig. 15.

Nei parascisti a biotite-granato-sillimanite-quarzo-feldispato della II Zona Diorito-kinzigitica, con trasformazioni tettonico-metamorfiche

alpine da incipienti a diffuse (⁷), si osservano aggregati a nastro ed a fuso di cianite criptocristallina, identica alla varietà Ky 3 del Monte Rosa. Essa si associa talora a cloritoide, è chiaramente successiva alle paragenesi catazonali prealpine (almeno in parte di probabile età ercinica) ed è anteriore alla fase alpina in facies scisti verdi (G. V. DAL PIAZ, G. GOSSO & G. MARTINOTTI, 1971). Come nel Monte Rosa, la cianite risale quindi, probabilmente, all'episodio iniziale del metamorfismo alpino caratterizzato da condizioni di alta pressione e bassa temperatura.

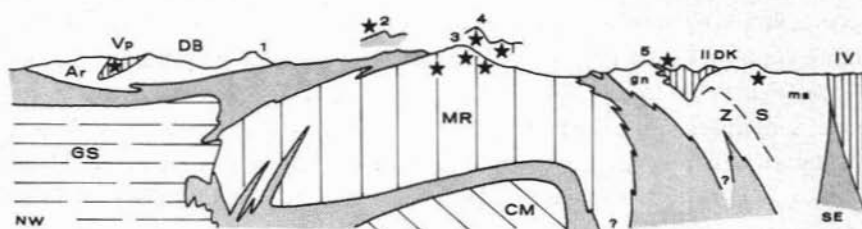


Fig. 16. — Profilo trasversale schematico attraverso le Alpi piemontesi e posizione strutturale dei più elevati ritrovamenti di cianite.

Asterischi: cianite (con glaucofane nella II Zona Diorito-kinzigitica). CM: Camughera-Moneucco; GS: Zona del Gran San Bernardo; MR: Monte Rosa; Zs: Zona Sesia-Lanzo (gn: Gneiss Sesia; ms: micasisti eclogitici); DB: Falda Dent Blanche (Ar: Serie di Arolla; Vp: Serie di Valpelline); II DK: II Zona Diorito-kinzigitica; IV: Zona Ivrea-Verbano. Grigio: Mesozoico penninico e rocce gabbro-ultrabasiche di origine sottocrosciale.

1: M. Cervino; 2. Allalinhorn; 3. Castore; 4. Parrot; 5. Corno Bianco.

Nello stesso quadro dovrebbe inserirsi il distene della Serie di Valpelline (J. R. KIENAST & E. NICOT, 1971), e a mio avviso, anche quello rinvenuto nella Zona Sesia-Lanzo.

La posizione cronologica della cianite è confermata dalla comparsa, nella II Zona Diorito-kinzigitica, di abbondante glaucofane diffuso nelle anfiboliti e nei parascisti catazonali, più o meno trasformati, che contengono cianite. Il distene si forma, almeno in parte, a spese di sillimanite ed è all'incirca contemporaneo della blastesi statica del

(⁷) Questi litotipi sono molto simili ai parascisti del « complesso pregranitico » del Monte Rosa.

glaucofane che si sviluppa da orneblenda bruna e biotite rossa, in una fase successiva alla saussuritizzazione del plagioclasio calcico (G. V. DAL PIAZ, G. GOSSO & G. MARTINOTTI, 1971).

Rimane infine il problema della cianite nei suoi rapporti con i grandi eventi tettonici. Assodata la sua verosimile età alpino-precocce, la genesi della cianite nel complesso Monte Rosa-Gran Paradiso potrebbe inquadrarsi nello schema generale proposto da E. NIGGLI (1970) per il metamorfismo alpino, un processo polifasico che, nelle Alpi svizzere, seguirebbe la presa di posizione dei grandi ricoprimenti con vergenza a NW. Secondo questa ricostruzione, si formerebbero dapprima le paragenesi di alta pressione e bassa temperatura, conseguenza immediata del sovraccarico tettonico prodotto dall'impilamento delle falde, e in seguito, con la graduale risalita delle geoisoterme, paragenesi a temperatura maggiore (in facies anfibolitica nell'Ossola-Ticino, in facies scisti verdi in Valle d'Aosta). Nel Monte Rosa e nel Gran Paradiso l'interpretazione potrebbe trovare forse una parziale giustificazione nella posizione strutturale degli scisti a cianite (e del contiguo glaucofane nelle rocce mesozoiche e pretriassiche), sottoposti al carico tettonico della falda dei calcescisti con ofioliti e del ricoprimento Dent Blanche.

L'ipotesi non è invece utilizzabile nella II Zona Diorito-kinzigitica per spiegare la genesi di cianite e glaucofane, i quali, in questa regione, rappresentano l'episodio ad alta pressione e bassa temperatura del metamorfismo alpino. In tutto l'Austroalpino manca infatti un adeguato sovraccarico tettonico che consenta lo sviluppo di cianite e glaucofane in una fase metamorfica immediatamente posteriore alla presa di posizione della falda Dent Blanche l.s. e, in particolare, della sua unità strutturale superiore (serie di Valpelline, ecc.) al di sopra della Serie di Arolla e degli Gneiss Sesia.

Cianite e glaucofane sono precinematici rispetto a questo importante evento tettonico. La loro genesi deve pertanto inserirsi nel quadro della tettonica globale e riferirsi ad una fase di subduzione tettonica di età cretacea nella «zona delle radici», anteriore ai grandi sovrascorrimenti con vergenza a NW, secondo lo schema recentemente esposto da J. C. HUNZIKER (1970b). Questa ipotesi, l'unica a mio avviso possibile per la blastesi di cianite e glaucofane nella II Zona Diorito-kinzigitica, è probabilmente la più valida anche per lo sviluppo della cianite nel Monte Rosa e nel Gran Paradiso.

APPENDICE

**I graniti ercinici dell'alta Valle d'Ayas
e la loro evoluzione tettonico-metamorfica.**

Le rocce primarie del complesso intrusivo ercinico, localmente conservate in Valle d'Ayas, risultano *graniti* a biotite con struttura porfirica grossolana. Sul terreno si individuano facilmente per le grandi lamelle nero-lucenti di biotite, l'abito regolare del feldispato potassico e la mancanza di una orientazione preferenziale. In realtà, anche le facies massicce e di aspetto più integro rivelano, all'esame microscopico, tracce di trasformazioni, limitate in genere al plagioclasio (in parte almeno oligoclasio) che appare profondamente trasformato in prodotti saussuritici. Fantasmi di zonature e di geminazioni primarie sono tuttavia ancora percipibili. Il feldispato potassico è fresco, con fini smistamenti pertitici, non deformato e privo di quelle sostituzioni in albite a scacchiera che sono consuete nelle zone periferiche del complesso eruttivo con intensa tettonizzazione e progredita trasformazione metamorfica (cf. G. V. DAL PIAZ, 1966). Biotite rossa e quarzo grossolano completano l'associazione mineralogica fondamentale.

Questi litotipi passano gradualmente a *metagraniti*, rocce con struttura spesso del tutto analoga alla precedente, ma con più estesa trasformazione metamorfica alpina. Compare innanzitutto l'albite a scacchiera che si sviluppa dapprima nelle vene pertitiche e si diffonde quindi in plaghe irregolari, fino alla totale sostituzione del feldispato potassico. Nella matrice saussuritico-sericitica sono diffusi i blasti di albite. La biotite primaria manifesta parziali trasformazioni coronitiche in biotite II, piccola e di colore bruno. Accanto ai granoclasti di quarzo, ancora abbondanti e con marcata estinzione ondulata, si osservano aggregati microgranoblastici di quarzo II. L'esame macroscopico non consente in genere l'individuazione sul terreno di queste facies parzialmente trasformate e la loro separazione da quelle più integre.

Col procedere della rigenerazione metamorfica e con l'intervento di una più sensibile deformazione si passa a litotipi nettamente diversi, con tessitura scistosa da incipiente a molto marcata, nei quali la biotite primaria è totalmente sostituita da nidi di biotite bruna o

bruno-oliva, con mica bianca ed epidoto. Il k-feldispato ($\pm$ trasformato in Ab a scacchiera) è conservato, con abito da prismatico allungato a lenticolare, nei tipi più massicci; nelle facies più deformate è sovente sostituito da aggregati policristallini di prevalente albite con mica bianca.

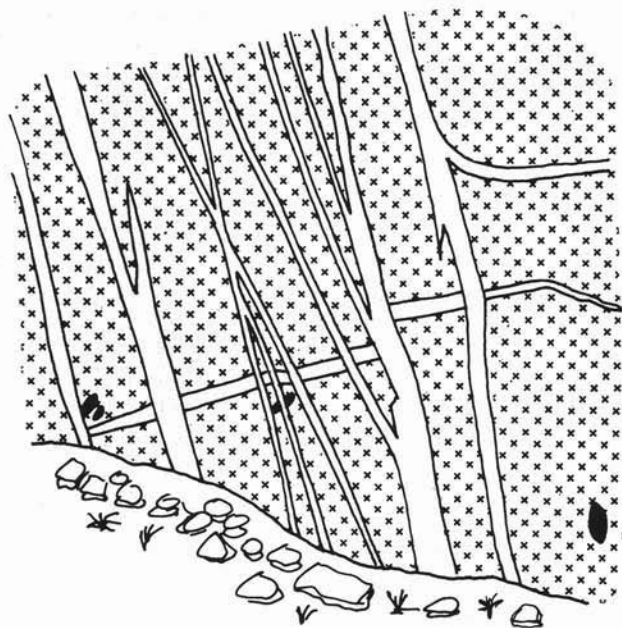


Fig. 17. — Filoni aplitici e pegmatitici nel metagranito dell'alto vallone di Verra. In nero gli inclusi autigeni.

Nella matrice la blastesi quarzoso-albitica diviene importante. L'individuazione sul terreno di queste rocce e la loro distinzione dai litotipi precedenti è in genere facile, sia per la differente tessitura che per la tinta, divenuta più chiara grazie alla completa sostituzione della biotite primaria nero-lucente da parte di aggregati polieristallini di biotite II, di colore grigio-bruno opaco. Siamo ormai nel campo degli *gneiss occhiadini*, litotipi che a loro volta presentano caratteri molto variabili in rapporto al grado di evoluzione tettonico-metamorfica.

Nell'alta Valle d'Ayas metagraniti e *gneiss occhiadini* sono quantitativamente prevalenti sugli originari graniti. I micascisti argentei a

cloritoide $\pm$ clinocloro e cianite, descritti in precedenza, ne rappresentano un particolare tipo di trasformazione in corrispondenza di localizzati orizzonti di intensa deformazione meccanica.

Recenti ricerche radiometriche consentono di definire l'età del metamorfismo regionale alpino nei dintorni del rifugio Mezzalama. La mica bianca ha un'età di 45 ± 2.6 m.a. (J. C. HUNZIKER, 1969); la

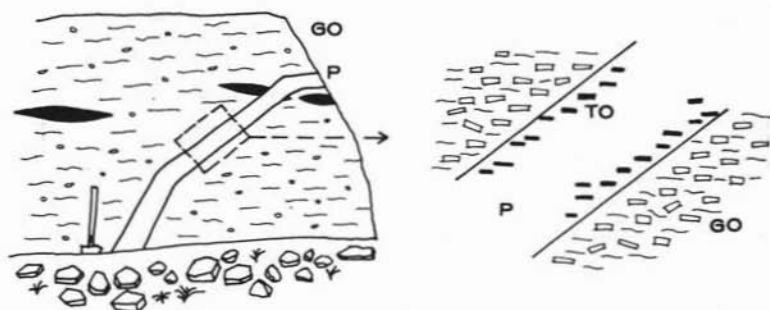


Fig. 18. — Gli gneiss occhiadini (GO) del ghiacciaio di Verra, con inclusi autigeni stirati ed isoorientati (in nero), sono tagliati in discordanza da un filone di pegmatite (P). Il filone leucocratico presenta una tessitura planare, concordante con quella delle rocce incassanti, messa in particolare evidenza dalla orientazione della tormalina (TO), rappresentata in dettaglio sulla destra.

biotite II risulta di 32.1 ± 1.2 m.a. negli gneiss occhiadini e di 31.5 ± 2.8 m.a. nei micascisti ad albite (J. C. HUNZIKER & P. BEARTH, 1969). Lo sviluppo di una prima foliazione nel granito del Monte Rosa, con ringiovanimento o neoblastesi di muscovite, risalirebbe tuttavia, secondo J. C. HUNZIKER (1970a) ad un evento metamorfico di età permiana (260 m.a.).

Un valido aiuto per l'identificazione sul terreno delle diverse varietà litologiche dell'apparato intrusivo e, in particolare, del loro grado di trasformazione è offerto dall'esame delle caratteristiche strutturali del campo filoniano leucocratico e dei numerosi inclusi femici, autigeni ed enallogeni.

Nei graniti e nei metagraniti massicci, i filoni di pegmatiti a muscovite e granato, spesso ripetutamente zonati, e quelli di apliti for-

mano sistemi con differente orientazione che si intersecano con angoli variabili, anche prossimi a 90° , e si dislocano. I concentrati femici hanno forme rotondegianti o lenticolari tozze; gli inclusi enallogeni sono a spigoli vivi, variamente orientati ed hanno netta tessitura scistosa o aspetto cornubianitico.

Negli gneiss occhiadini più massicci, i filoni leucocratici sono spesso ancora discordanti, sia tra loro che nei confronti dei piani S della roccia incassante: la discordanza si manifesta tuttavia con angoli generalmente assai minori rispetto al caso precedente. Nei filoni discordanti, l'abbondante tormalina centimetrica tende a disporsi obliquamente rispetto alle salbande, in concordanza con la scistosità generale (fig. 18). Si rileva inoltre: la scomparsa graduale della zonatura nei filoni; la forma vieppiù allungata e talora molto stirata degli inclusi femici, in genere perfettamente isorientati. Il paleosoma delle breccie d'intrusione assume abito lenticolare allungato e disposizione planare.

Negli gneiss occhiadini in avanzata fase di trasformazione e con netta tessitura scistosa e nei parascisti incassanti ad impronta tettonico-metamorfica alpina i filoni leucocratici manifestano infine condizioni di giacitura perfettamente concordanti. Gli inclusi femici, spesso di origine non più sicuramente accertabile, hanno forme ancora più stirate, tinta in genere più chiara e contorni a volte sfumati. Le fasi finali della riorganizzazione strutturale sopra delineata sono sempre guidate da fenomeni di ripiegamento a scala variabile, con sovrapposizione di una nuova scistosità e sviluppo di una diffusa rigenerazione metamorfica in facies scisti verdi. Le figg. 17 e 18 illustrano alcune differenti condizioni di giacitura osservate nel campo dei filoni leucocratici dell'alta Valle d'Ayas a testimonianza della variabilità, anche in un'area ristretta, della loro evoluzione strutturale.

La Tab. I riporta le analisi chimiche di 4 litotipi rappresentativi dell'originario complesso intrusivo ercinico e dei loro derivati metamorfici; sono state eseguite, in fluorescenza raggi X, dal Perito G. MEZZACASA presso l'Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università di Padova, diretto dal Prof. B. ZANETTIN.

TABELLA I.

	MRO 1282	MRO 1281	MRO 1508	MRO 700
SiO ₂	74.95	68.53	67.12	70.04
Al ₂ O ₃	14.32	15.62	16.09	14.54
Fe ₂ O ₃	0.04	0.20	0.83	0.56
FeO	1.01	2.61	2.77	2.65
MgO	0.15	1.19	0.93	1.36
CaO	0.69	1.78	1.33	1.17
Na ₂ O	3.53	3.16	3.31	3.12
K ₂ O	3.67	4.88	4.33	4.31
TiO ₂	0.03	0.46	0.88	0.51
P ₂ O ₅	0.34	0.20	0.31	0.18
MnO	0.25	0.04	0.09	0.05
NiO ₂	0.02	—	—	—
BaO	—	0.04	0.05	0.05
H ₂ O	0.87	1.12	1.60	1.40
Totale	99.87	99.83	99.64	99.94

MRO 1282 - *Filone pegmatitico* nello sperone di q. 2980 al di sotto del Piccolo ghiacciaio di Verra. Paragenesi: K-feldispato, quarzo, plagioclasio sericitizzato (+ Ab), muscovite, granato accessorio.

MRO 1281 - *Granito* incassante del filone precedente. Paragenesi: K-feldispato finemente pertitico non deformato, plagioclasio saussuritico con deboli zonature, quarzo grossolano, biotite rossa deformati.

MRO 1508 - *Metagranito* a S di q. 2862, alla terminazione meridionale del crestone della P. Perazzi. Paragenesi: K-feldispato con minuti smistamenti pertitici, deformato e fratturato, cementato da matrice microgranoblastica quarzoso-albitica; plagioclasio saussuritico con sericite, albite e granato; quarzo I e II; biotite rossa, deformati, con parziale cloritizzazione e con trasformazioni coronitiche in aggregati di biotite II.

MRO 700 - *Gneiss occhiadino* del rifugio Mezzalama. Paragenesi: porfiroclasti relict di K-feldispato pertitico in matrice granoblastica di quarzo, albite, mica bianca, biotite bruna. La biotite I è totalmente trasformata in nidi di mica bianca, biotite II ed epidoto. Granato accessorio.

Ringraziamenti.

Desidero esprimere la mia devota gratitudine al Prof. P. BEARTH per la lettura del testo, per avermi guidato in numerose escursioni nel Monte Rosa e per l'abbondante materiale che mi ha cortesemente messo a disposizione a Torino e a Basilea.

La mia viva riconoscenza va inoltre al Prof. E. CALLEGARI per la lettura critica del manoscritto e per il prezioso contributo offertomi nella stesura delle conclusioni; al Prof. B. ZANETTIN e al Perito G. MEZZACASA per le analisi chimiche di alcune rocce del Monte Rosa; al Dr. G. MARTINOTTI per la determinazione ai raggi X della cianite; al Dr. D. LADURON per le interessanti notizie sulla zona di Vanzone, in Valle Anzasca, ed al Dr. G. GATTO per avermi fornito alcuni campioni del C. Faller.

Sono grato infine a J. C. HUNZIKER, sia per la fruttuosa collaborazione nella datazione radiometrica del cristallino antico del Monte Rosa meridionale e dei micascisti eclogitici, sia per le utili discussioni sullo sviluppo delle paragenesi di alta pressione nella Zona Sesia-Lanzo.

Ubicazione dei ritrovamenti di cianite indicati in fig. 15.

I ritrovamenti di cianite contrassegnati da numeri in corsivo sono tratti da E. NIGGLI & K. NIGGLI (1965) ai quali si rimanda per le coordinate topografiche e per più dettagliate notizie; tra parentesi, alla fine di ogni riga, è riportato il corrispondente numero di riferimento.

1. - Camperio, Lukmanierstrasse; Th. HÜGI, comunicazione personale (37).
2. - Laghetto, falda di Simano; idem (34).
3. - A Nord di A. Sponda, falda di Simano; idem (30).
4. - Zolta sopra Fusio, Zona Maggia; idem (51).
5. - 2,5 km a NNE di Peccia, Zona Maggia; idem (52).
6. - Agrello presso Peccia, Zona Maggia; idem (54).
7. - A N del passo di S. Giacomo, calcescisti; C. SCHMIDT & H. PREISWERK (1908), (204).
8. - Finestra di Varzo, calcescisti; E. WENK, comunicazione personale (192).
9. - 1 km a Sud del passo di S. Giacomo, Trias del Lebendun; E. JUSTIN VISENTIN (1967).
10. - Alpe Nefelgiu, Trias del Lebendun; idem.
11. - Frua di Sopra, Trias del Lebendun; idem.
12. - Val Toggia, 8,5 km a Est di Blinnenhorn; N. D. CHATTERJEE (1961), (289).
13. - 1,5 km a W di Ofenhorn, Mesozoico del M. Leone; S. GRAESER, comunicazione personale (104).
14. - Trias nei pressi di Baceno; Gb. CASTIGLIONI (1956), (22).
15. - 1,5 km a Ovest di Bosco, Serie di Bosco; O. GRÜTTER (1929), (167).
16. - Bann presso Bosco, calcescisti della Serie di Bosco; idem (168).

17. - Tra Riveo e Visletto, Zona Maggia; E. GUTZWILLER (1912), (172).
18. - 4 km a SSE di Faido, Falda della Leventina; S. CASASOPRA (1939), (150).
19. - Ghiacciaio di Kaltwasser, Falda del M. Leone; A. ARNOLD, comunicazione personale.
20. - 3,2 km a NE di Gabi, mesozoico penninico inferiore; N. D. CHATTERJEE (1961), (283).
21. - 2,8 km a NE di Gondo, idem; idem (285).
22. - Tunnel del Sempione, Trias della sinclinale del Teggiolo; idem (264).
23. - Strada Val Cairasca-Trasquera, calcescisti; E. WENK, comunicazione personale (200).
24. - 1 km a Nard di Domodossola, Mesozoico; N. D. CHATTERJEE (1961), (286).
25. - Alpa Cardada, ofioliti della Zona di Orselina; R. FORSTER (1948), (25).
26. - Valleggia, Zona di Orselina; idem (221).
27. - Intragna, Centovalli; Zona di Orselina; R. KERN (1947), (96).
28. - Corcapolo, Centovalli, Zona di Orselina; idem (97).
29. - Verdasio, Centovalli, Zona di Orselina; idem (99).
30. - Costa dei Bagnoli, Zona del M. Rosa; B. REINHARDT (1966).
31. - Alpe Mura, Zona del M. Rosa; idem.
32. - Allalingabbro, P. BEARTH (1967).
33. - Hohtälligrat, Falda del M. Rosa; P. BEARTH (1952), (134).
34. - A Sud di Seewijnenen, Valle di Saas; idem (174).
35. - Dintorni di Vanzone, Valle Anzasca, Zona del M. Rosa; D. LADURON, comunicazione scritta.
36. - Ghiacciaio del Grenz, Falda del M. Rosa; P. BEARTH (1952), (130).
37. - Morena S del ghiacciaio del Gorner; idem (131).
- 38-39 - G. V. DAL PIAZ; cf. n. 11-12-13 di fig. 1; vedi anche P. BEARTH (1952, p. 62).
- 40 - G. V. DAL PIAZ, cf. n. 10 di fig. 1.
41. - Idem; cf. n. 1-2 di fig. 1.
42. - Idem; cf. n. 4-5-6 di fig. 1.
43. - Idem; cf. n. 7 di fig. 1.
44. - 100 m a W della cima del M. Nery, scisto a biotite, granato, sillimanite, cianite e mica bianca con letti pegmatitici, II Zona Diorito-kinzigitica; G. V. DAL PIAZ, G. GOSSO & G. MARTINOTTI (1971).
45. - Pian della Valletta, Gran Paradiso; R. COMPAGNONI & R. PRATO (1969).
46. - M. Colombino, Gran Paradiso; idem.
47. - Pian Telessio, Gran Paradiso; E. CALLEGARI, R. COMPAGNONI & G. V. DAL PIAZ (1969) e R. COMPAGNONI & R. PRATO (1969).
48. - Lago di Place Moulin, lato destro, Serie di Valpelline della Falda Dent Blanche; J. R. KIENAST & E. NICOT (1971).
49. - Vallone del Forno (C. Bianco S), alla base di q. 3020, scisto a biotite, granato, quarzo, feldispato sericitizzato e cloritoide; II Zona Diorito-kinzigitica; G. V. DAL PIAZ, G. GOSSO & G. MARTINOTTI (1971).
50. - Valle di Gressoney, versante sinistro, a NE del Lago Vargno (tav. Lilliane); micascisto a cianite, cloritoide e granato; Zona Sesia-Lanzo, Complesso dei micascisti eclogitici; G. MARTINOTTI (comunicazione personale).

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- BEARTH P. (1949) - *Bemerkungen zur Metamorphose und Granitbildung im Monte-Rosa-Gebiet*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 29, 193-197.
- BEARTH P. (1952) - *Geologie und Petrographie des Monte Rosa*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, NF, 96, 94 pp.
- BEARTH P. (1958) - *Ueber einen Wechsel der Mineralfazies in der Wurzelzone des Penninikums*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 38, 363-373.
- BEARTH P. (1962) - *Versuch einer Gliederung alpinmetamorpher Serien der Westalpen*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 42, 127-137.
- BEARTH P. (1967) - *Die Ophiolite der Zone von Zermatt-Saas Fee*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, 132, 130 pp.
- BIANCHI A. (1934) - *Studi petrografici sull'Alto Adige orientale e regioni limitrofe*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, 10, 243 pp.
- BORTOLAMI GC. & DAL PIAZ G. V. (1970) - *Il substrato cristallino dell'anfiteatro morenico di Rivoli-Avigliana (Provincia di Torino)*. Mem. Soc. It. Sc. Nat. Museo Civ. St. Nat. Milano, 18, 125-169.
- CALLEGARI E., COMPAGNONI R. & DAL PIAZ G. V. (1969) - *Relitti di strutture intrusive erciniche e scisti a sillimanite nel Massiccio del Gran Paradiso*. Boll. Soc. Geol. It., 88, 59-69.
- CASASOPRA S. (1939) - *Studio petrografico dello Gneiss granitico Leventina*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 19, 449-709.
- CASTIGLIONI GB. (1956) - *Osservazioni geologico-petrografiche nella zona di Baceno e Premia in Val d'Ossola*. Atti Soc. It. Sc. Nat., 95, 223-274.
- CHATTERJEE N. D. (1961) - *The alpine metamorphism in the Simplon Area, Switzerland and Italy*. Geol. Rundsch., 51, 1-72.
- COMPAGNONI R. & PRATO R. (1969) - *Paramorfosi di cianite su sillimanite in scisti pregranitici del Massiccio del Gran Paradiso*. Boll. Soc. Geol. It., 88, 537-549.
- DAL PIAZ G. V. (1964) - *Il cristallino antico del versante meridionale del Monte Rosa: paraderivati a prevalente metamorfismo alpino*. Rend. Soc. Min. It., 20, 101-135.
- DAL PIAZ G. V. (1966) - *Gneiss ghiandoni, marmi ed anfiboliti antiche del ricoprimento Monte Rosa nell'alta Valle d'Ayas*. Boll. Soc. Geol. It., 85, 103-132.
- DAL PIAZ G. V., GOSSO G. & MARTINOTTI G. (1971) - *La II Zona Diorito-kinzigitica tra la Valsesia e la Valle d'Ayas*. Mem. Soc. Geol. It., 10, in stampa.
- FORSTER R. (1947) - *Geologisch-petrographische Untersuchungen im Gebiete nördlich Locarno*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 27, 249-471.
- FRANCHI S. (1902) - *Ueber Feldspath-Uralitisierung der Natron-Thonerde-Piroxene aus den eklogitischen Glimmerschiefern der Gebirge von Biella (Graüische Alpen)*. N. Jb. Min. Geol. Pal., 1902 (2), 112-126.
- GOOSSENS P. (1965) - *Etudes sur le metamorphisme a Zermatt*. Dissert. Univ. Louvain, dattiloscritta.
- GRÜTTER O. (1929) - *Petrographische und geologische Untersuchungen in der Region von Bosco (Valle Maggia), Tessin*. Verh. natf. Ges. Basel, 40.

- GUTZWILLER E. (1912) - *Injektionsgneise aus dem Kanton Tessin*. *Eclogae Geol. Helv.*, 12, 5-64.
- HUNZIKER J. C. (1969) - *Rb-Sr-Alterbestimmungen aus den Walliser Alpen Hellglimmer- und Gesamtgesteinsalterswerte*. *Eclogae Geol. Helv.*, 62, 527-542.
- HUNZIKER J. C. (1970a) - *Polymetamorphism in the Monte Rosa, Western Alps*. *Eclogae Geol. Helv.*, 63, 151-161.
- HUNZIKER J. C. (1970b) - *Beitrag zur Tektonik der Dent-Blanche Decke, radio-metrische Altersbestimmungen und Feldevidenzen*. Comunicazione alla 45^a riunione Soc. svizzera Min. Petr., Basilea.
- HUNZIKER J. C. & BEARTH P. (1969) - *Rb-Sr-Altersbestimmungen aus den Walliser Alpen Biotitalterswerte und ihre Bedeutung für die Abkühlungsgeschichte der alpinen Metamorphose*. *Eclogae Geol. Helv.*, 62, 205-222.
- KERN R. (1947) - *Zur Petrographie des Centovalli*. Diss. ETH Zürich.
- KIENAST J. R. & NICOT E. (1971) - *Présence d'une paragenèse à disthène et chloritoïde (d'âge alpin probable) dans les gneiss à sillimanite, grenat et cordiérite de Valpelline (Val d'Aoste, Italie)*. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 272, 1836-1839.
- JUSTIN VISENTIN E. (1967) - *Metamorfismo dei terreni del Trias superiore nel Ricoprimento Lebendun (Val Formazza)*. *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, 26, 28 pp.
- NIGGLI E. (1970) - *Alpine Metamorphose und alpine Gebirgsbildung*. *Fortschr. Miner.*, 47, 16-26.
- NIGGLI E. & NIGGLI C. R. (1965) - *Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen (Stilpnomelan, Alkali-Amphibol, Chloritoid, Staurolith, Disthen, Sillimanit)*. *Eclogae Geol. Helv.*, 58, 335-368.
- REINHARDT B. (1966) - *Geologie und Petrographie des Monte Rosa-Zone, der Sesia-Zone und des Canavese im Gebiet zwischen Valle d'Ossola und Valle Loana (Prov. di Novara, Italien)*. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 46, 553-678.
- SCHMIDT C. & PREISWERK H. (1908) - *Geol. Karte der Schweiz 6, Erläuterungen geol. Karte Simplongruppe*.
- WINKLER H. G. F. (1967) - *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Ver., Berlin, II ed., 237 pp.
- ZWART H. J. (1969) - *Metamorphic facies series in the european orogenic belts and their bearing on the causes of orogeny*. *Geol. Ass. Canada, Spec. Paper*, 5, 16 pp.

CARTE GEOLOGICHE

- BEARTH P. - *Geologischer Atlas der Schweiz 1:25.000, Blätter: 535, Zermatt (1953); 30, Monte Moro und 31, Saas (1954), mit Erläuterungen (1953, 1957)*.
- SERVIZIO GEOLOGICO IT. (1912) - *Carta geologica d'Italia 1:100.000, F. 29, Monte Rosa*.