

CLAUDIO D'AMICO

STUDIO DELLE FILLADI E DELLE ROCCE GRANITIZZATE
DERIVATE DELL'ALTA VAL CISMÒN (CRISTALLINO DI
CIMA D'ASTA) (*)

Riassunto. — Vengono descritte le rocce metamorfiche che compaiono nella zona dell'alta Val Cismòn, all'orlo orientale del cristallino di Cima d'Asta. Si tratta di rocce filladiche entro cui si è sviluppato un processo di granitizzazione che ha portato alla neoformazione di minerali e alla formazione di rocce particolari. Oltre alla descrizione petrografica delle rocce filladiche, granitizzate e di contatto con masse eruttive, viene dato uno studio sul chimismo delle stesse. Si accenna infine al problema della nomenclatura delle rocce granitizzate.

Zusammenfassung. — Beschrieben werden die metamorphen Gesteine, die im hohen Cismontal, am Ostrand des Kristallins von Cima d'Asta, vorkommen. Es sind Phillite, worin sich ein Granitisationvorgang entwickelte, der zu Mineralneubildungen und Gesteinumbildungen geführt hat. Neben der petrographischen Beschreibung der phillitischen, granitisierten und Kontakt-Gesteine wird ein Studium ihres Chemismus gegeben. Zuletzt erwähnt man das Problem der Nomenklatur dieser Granitisationgesteine.

Summary. -- The metamorphic rocks are described lying at the east side of « cristallino di Cima d'Asta ». It's a question of phillitic rocks in which a granitisation process developed neoformation of minerals, fashioning particular rock-types. Besides a petrographic description of phillitic, granitisation- and contact-rocks, a study on their chemical composition is added. At the end the problem of nomenclature for the granitisation-rocks is mentioned.

In tutti i terreni metamorfici che contornano l'ammasso intrusivo di Cima d'Asta, e che con esso costituiscono l'unità geologica delle Alpi centro-orientali conosciuta come « cristallino di Cima d'Asta », sono frequenti ed abbondanti dei fenomeni di granitizzazione che hanno costruito particolari rocce miste di notevole interesse.

(*) Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università di Bologna e Centro di Studio per la Tettonica del Consiglio Nazionale delle Ricerche.

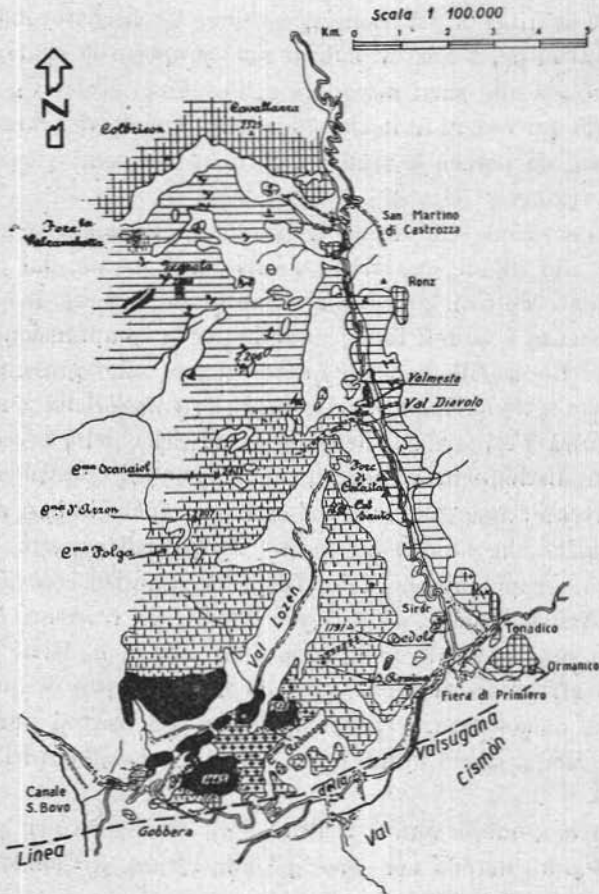
A queste rocce sono stati dati in passato nomi vari. Nei fogli al 100.000 della Carta Geologica d'Italia « Trento » e « Feltre », (bibl. n. 19 e 20), nei quali rientra il cristallino di Cima d'Asta, si ritrovano nomi diversi dati a queste rocce: « gneis filladici e occhiadini », « filladi albitiche », « filladi feldispatiche », « gneis comuni ».

Le ragioni di queste denominazioni e le differenze fra i vari tipi rocciosi diversamente definiti, non sono chiare. Anzi quei nomi suonano notevolmente ambigui e spiegano poco della natura, della genesi, del significato geologico di queste rocce. Evidentemente il loro studio è stato poco approfondito e compiuto soprattutto con criteri stratigrafici e macroscopici, che non consentono una chiara comprensione del processo petrogenetico e non possono dare una soddisfacente denominazione alle rocce stesse.

Le mie ricerche ed i miei studi, nel quadro di un più vasto lavoro su tutto il cristallino di Cima d'Asta, si sono svolti all'estremo lembo orientale dell'ammasso cristallino stesso, in una larga fascia che da Passo Gòbbera-Canale S. Bovo a sud giunge a nord all'altezza di S. Martino di Castrozza, fino alla base delle grandi pareti porfiriche della Cavallazza e del Colbricón; tale fascia è tagliata, sul suo lato orientale, dal solco dell'alto Cismón.

Nella parte meridionale di questa zona affiorano, per estensioni piuttosto limitate, degli ammassi di rocce eruttive, che sono stati da me studiati in un lavoro precedente (v. bibl. n. 6). Altri affioramenti si hanno più a occidente, tra Canal San Bovo e Caoria e lungo Val Vanoi (bibl. n. 15). Attorno a queste masse si sono sviluppate delle aureole di contatto, il cui studio è compreso nel presente lavoro. Si ha un certo passaggio, sui bordi di queste aureole, verso le rocce granitizzate, che può far supporre che il fenomeno sia legato, in parte, alla presenza delle masse eruttive.

Le rocce granitizzate si possono suddividere in alcuni tipi differenti, la cui distinzione può essere fatta in base alla presenza di minerali di neoformazione diversi, come pure in base alle forme e alle dimensioni che questi minerali neosomatici possono presentare. Di tali tipi diversi già il TRENER, nella sua carta geologica (bibl. n. 20), aveva fatta per queste rocce una distinzione grossolana, separando le sue « filladi feldispatiche » dai « gneis comuni ». Discuterò tale suddivisione durante e dopo la descrizione dei singoli tipi, cercando di inquadrarla nelle osservazioni fatte.











-  QUATERNARIO. ALLUVIONI, MORENE, FRANE, TERRENI TORBOSI
-  PORFIDI QUARZIFERI E LORO TUFI
-  ROCCE INTRUSIVE VARIE
-  FILLADI QUARZIFERE, QUARZIFERO-ALBITICHE, MUSCOVITICO-LORITICHE
-  FILLADI GRANITIZZATE A FELDISPATI PICCOLI E NERI ["GNEISS COMUNI" DI TRENER]
-  FILLADI GRANITIZZATE A GROSSI FELDISPATI [FILLADI FELDISPATICI DI TRENER]
-  CORMURIAMITI DI FILLADI
-  LINEE DI LIMITATO MOVIMENTO, DI MILONISI

Fig. 1. — Schizzo geologico della zona studiata.

Il processo di granitizzazione si continua anche notevolmente al di fuori dei confini della zona di cui mi sono proposto lo studio (bibl. 3). Limito la ricerca alle parti disegnate nello schizzo geologico, sia perchè si possono già qui vedere in modo soddisfacente molti dei caratteri tipici del fenomeno, sia perchè lo studio delle zone adiacenti viene compiuto da altri ricercatori.

Nella descrizione che segue credo sia necessario rivolgere prima l'attenzione alle filladi, quarzifere o varie, non toccate dal processo di granitizzazione. Tutto il processo si è svolto entro rocce di questo tipo, la cui conoscenza è quindi indispensabile per la comprensione del fenomeno stesso. Rocce filladiche di questo genere sono presenti in quasi tutta la parte settentrionale e nella fascia orientale della zona in argomento. Seguirà l'esposizione delle caratteristiche delle rocce granitizzate, in cui distinguerò alcuni tipi fondamentali, cercando di interpretare i diversi fenomeni e i diversi caratteri, anche in base a numerose analisi chimiche che chiariscono meglio il tipo dell'apporto. Descriverò poi le rocce cornubianitiche della fascia di contatto con le intrusioni della zona Arinás-Redásega-Val Lozen. Infine, nel tracciare alcune conclusioni, riassumendo e raggruppando i dati visti nelle parti precedenti, cercherò di affrontare il problema della nomenclatura di queste particolari rocce, nomenclatura che credo non possa basarsi puramente su concetti di composizione e non possa prescindere dalla storia geologica della roccia.

Ringrazio a questo punto, il Prof. *Ciro Andreatta* per la guida offertami e l'aiuto datomi nel corso del mio lavoro, il Centro Studi per la *Petrotettonica* del C.N.R. per gli aiuti finanziari necessari al rilevamento geologico e per la concessione d'uso delle apparecchiature di laboratorio, l'amico dott. *Simboli* per la collaborazione nel lavoro di rilevamento e per i dati di confronto offertimi e chiunque mi abbia aiutato ed assistito nel mio lavoro con generosità di amico e di collega.

1. - **Le filladi.**

Le masse filladiche che compaiono nella zona di cui mi sono proposto lo studio, ne occupano tutta l'area settentrionale, con una linea di confine che grosso modo giunge fino alla zona di *Alpe Scanaiól*, scende a sud di *Valmesta* e segue all'incirca il corso dell'alto *Cismón* fino a *Fiera di Primiero*. Tracce dell'azione granitizzante non mancano

anche oltre tale linea di confine, ma sono tracce sporadiche che non riescono a variare il tipo fondamentale della roccia, oppure sono limitate a piccole estensioni. Solo in qualche punto, p. es. a Nord di Forcella Valzanchetta, ritornano tipi più fortemente granitizzati.

L'aspetto delle filladi è abbastanza vario, per quanto un insieme di tratti caratteristici permetta la loro definizione e il loro riconoscimento con sicurezza.

Il colore è di solito grigio piuttosto scuro, a volte con toni verdi o bruni; spesso si hanno macchie di vario colore, o giallo-brune, o rosso-brune, o rossastre, con una serie di passaggi sfumanti al colore grigio fondamentale; in alcuni tipi molto fratturati o un pò milonitici possono essere abbondanti, alla superficie dei frammenti rocciosi, patine rossastre limonitiche. La compattezza è variabile. Le superfici di scistosità hanno sempre un aspetto sericeo e sono un pò untuose al tatto e lucenti. Sempre visibili, nelle sezioni trasversali alla scistosità, sono le alternanze di letti micaceo-cloritici e di letti quarzoso-albitici, in proporzioni reciproche molto variabili da punto a punto.

La scistosità è sempre molto accentuata e di solito estremamente complicata da pieghe, arricciamenti, disposizioni quasi vorticose, che sono visibili già macroscopicamente in campagna, soprattutto seguendo l'andamento delle numerose intercalazioni quarzose che seguono la scistosità stessa, e ancor meglio visibili in piccolo sui campioni raccolti. L'osservazione microscopica conferma e chiarisce i dettagli del fatto. Malgrado la variabilità di direzione su piccolo tratto l'andamento generale delle superfici di scistosità è abbastanza chiaro. Nella parte settentrionale, dalla regione di Alpe Scanaíól e Alpe Crel fino al limite estremo sotto le enormi pareti porfiriche della Cavallazza, del Colbricón, delle Cime di Ceremana ecc., le direzioni variano da NE-SW a NW-SE, mentre l'immersione oscilla sempre attorno a nord, variando quindi tra NW e NE. Più rare sono direzioni e inclinazioni diverse presenti in relazione alla tettonica tormentata delle rocce.

Nella fascia che costeggia Val Cismón e nella parte sinistra della valle le direzioni di scistosità si mantengono NW-SE, con oscillazioni anche sensibili, ma seguendo un motivo generale ben chiaro; la immersione è sempre NE. Negli estremi lembi sud-orientali, (i minori affioramenti di Sirór, Tonadico e Ormanico) il motivo è all'incirca lo stesso; qui però la scistosità oscilla attorno alla direzione N-S, spingendosi sia a NW, sia a NE; l'immersione è circa ad E rispettivamente a NE e SE.

Il motivo generale che si scopre, in base ai dati esposti sopra, è che costantemente, in questa fascia marginale del cristallino di Cima d'Asta, le superfici di scistosità delle filladi vanno ad immergersi al di sotto delle masse porfirico-tufacee permiane e delle formazioni sedimentarie posteriori.

L'inclinazione con la quale le superfici di scistosità si immergono è estremamente variabile. Da valori di 5°-10° o quasi orizzontali si può giungere a superfici fortemente raddrizzate, quasi verticali (es. nei pressi di Ormanico). Tutti i valori intermedi sono rappresentati, con variazioni notevoli anche su piccole distanze.

Su tutti i campioni osservati, entro le superfici di scistosità è visibile con chiarezza variabile, talora nettissima, una lineazione rilevata di solito dagli assi delle pieghe che definisce già bene, alla semplice osservazione macroscopica, l'asse *b* della roccia.

Sempre e con grande abbondanza sono presenti, con limitate variazioni di quantità da luogo a luogo e disposte in modo molto irregolare, delle intercalazioni di quarzo bianco o bianco grigiastro con forme e dimensioni molto varie. Gli esempi più vistosi e di masse maggiori sono dati da intercalazioni che seguono la scistosità, di dimensioni di vari cm fino a casi eccezionali di qualche decimetro, aventi forma di lente a grande sviluppo lungo una superficie, simili a filoni-strato, poco o molto ondulate in relazione alla tettonica più o meno tormentata della roccia filladica fondamentale. Il bianco o grigio chiaro del quarzo spicca sul fondo grigio della roccia determinando a volte pittoreschi disegni di curve e increspature anche fitte (v. tav. I, fig. 2). Particolarmente abbondanti compaiono queste intercalazioni nella zona di Alpe Tognola e Alpe Valzanchetta, dove talora il rapporto tra la roccia di fondo e le bianche intercalazioni di quarzo si avvicina a 1 : 1. Molto spesso il quarzo si trova pure in masse molto più limitate, a forma di noduli, anche grossi.

Le masse rocciose filladiche hanno consistenza variabile: possono essere notevolmente dure, compatte o possono essere molto friabili. Ciò in relazione al fattore composizione (le più ricche in minerali granulari sono più resistenti di quelle più ricche in minerali scistogeni) e al fattore compattezza della compagine (presenza di serie di fratture, tracce di movimenti posteristallini ecc.). In generale tutte le masse rocciose sono molto fratturate; le fratture hanno direzione ed andamento

molto variabile, di solito non schematizzabile. A volte sono accompagnate da patine rossastre di ossidi di ferro. Numerose sono le fratture parallele alla scistosità, che talora provocano un'accentuazione della laminazione con parziali fenomeni milonitici; pure frequenti altre circa perpendicolari alle superfici di scistosità, meno abbondanti quelle a diversa inclinazione. A volte, come ad esempio nella zona a sud di Malga Tognola, le fratture sono fortemente beanti e dividono la roccia in grossi blocchi a forma di parallelepipedi.

La struttura è sempre cristalloblastica, la tessitura nettamente fino a estremamente scistosa. La cristallinità può essere variabilmente intensa: spesso la grana è media, i singoli cristalli ben definiti in individui abbastanza sviluppati; altre volte la grana si fa più minuta e la cristallinità molto minore, fino ad avere qualche esempio di milonisi poco intensa. Tali fenomeni prevalentemente cristalloclastici sono però limitati per estensione e intensità e non danno luogo, nell'area delle filladi, a vere e proprie miloniti.

Componenti essenziali sempre presenti sono *quarzo*, *muscovite* e *albite*. Quasi sempre presenti sono delle *cloriti*, meno frequente la *biotite*. *Accessori* sono presenti con tipi diversi e proporzioni varie.

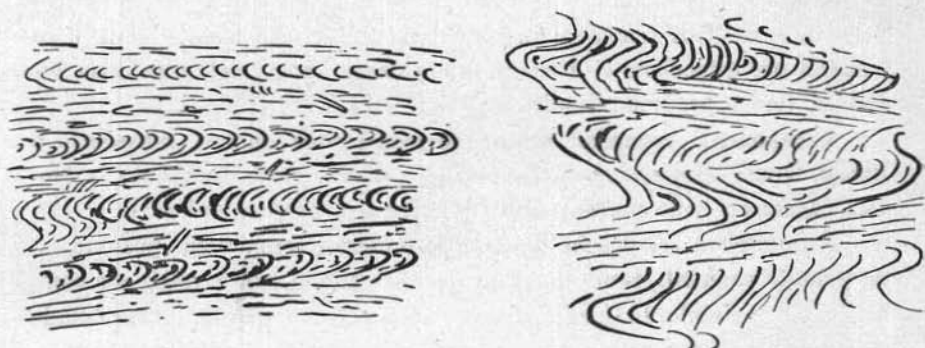
Le quantità reciproche dei singoli minerali componenti possono essere molto variabili, tanto da poter definire alcuni tipi diversi, con composizione variabile da quella di una quarzite fino a quella di una fillade muscovitico-cloritica; questi tipi però si susseguono con tale irregolarità e rapidità da impedire una loro rappresentazione schematica o cartografica.

Costantemente, come spesso è stato osservato su rocce di questo tipo, i minerali granulari (quarzo e albite) sono disposti entro letti alternati con fascie di minerali scistogeni (miche e cloriti). Tale distinzione naturalmente non è assoluta perchè molte lamelle micacee e soprattutto di cloriti si trovano entro le fascie quarzoso-albitiche o, viceversa, molti granuli di quarzo e soprattutto di albite si trovano entro le fascie micaceo-cloritiche. Del resto non in tutti i punti si ha una chiara distinzione in letti diversi. Le dimensioni dei singoli letti sono molto variabili, in relazione soprattutto alle quantità reciproche dei due gruppi di componenti.

Di solito la scistosità è molto ondulata e complicata: le fascie micaceo-cloritiche sono variamente piegate, increspate, a volte tormentate in vortici e accavallamenti complicati i quali possono portare a una

serie di scorrimenti che spostano varie parti della roccia in diverse posizioni reciproche; in ognuna di queste parti si hanno chiare orientazioni dei singoli componenti.

Alcuni tipi di filladi presentano superfici di scistosità quasi piane, con orientazione marcata dei minerali lamellari, che raramente assumono disposizioni diverse da quella fondamentale. Questo avviene di solito nei tipi molto quarziferi e scarsamente micacei. Più spesso la fascie micacee hanno la scistosità tormentata fino a complicatissima e possono formare dei disegni come quelli dello schizzo di fig. 2 e della fotografia della tav. II, fig. 1. Da essi appare chiara l'intensità dei disturbi tettonici subiti dalla roccia e fissati nella sua compagine.



Figg. 2a e 2b. — Esempi di scistosità complessa nelle filladi.

Non ho approfondito il problema, che non rientra nel quadro degli studi di propostimi con questo lavoro. Sarà interessante riprenderlo in seguito, allargando la zona studiata, con ricerche più particolarmente tettoniche e petrotettoniche.

Deformazioni posteristalline, che si manifestano come estinzioni ondulate, fratture, rotture di lamelle e di pieghe, sono abbondanti e sparse ovunque. Mancanti sono veri e propri fenomeni milonitici, che invece sono presenti come si vedrà, nell'area delle filladi granitizzate. Venature e depositi lineari di idrossidi di ferro ed ematite possono aversi entro fratture e talora tra granulo e granulo, o come patine sottili.

Di alcuni campioni di filladi ho fatto l'analisi planimetrica che ha dato i seguenti risultati:

	1)	2)	3)
Quarzo	61%	44	22
Albite	9	17	2
Muscovite	23,5	22	49
Biotite	3,5	—	1
Cloriti	—	12	21
Accessori	3	5	5

1) q. 2322, S del Colbricón

2) S. Martino-bivio strada per Calaita

3) N di Sirór

Le tre analisi planimetriche sono date come esempio di composizione ma nulla più. Sarebbe arbitrario tenere la loro media come composizione media delle filladi.

In generale si può calcolare la quantità dei singoli minerali compresa entro i limiti dati dalla tabella:

Quarzo	20-70%	(Granati)
Albite	1-25%	Apatite, (Zircone), (Epidoti), (Tormalina)
Muscovite	15-50%	Ematite, (Magnetite), idrossidi di ferro e vari (titanite)
(Biotite)	0-5%	(sostanze carboniose e grafite)
(Cloriti)	0-25%	(Calcite)

I minerali posti tra parentesi non sono sempre presenti per quanto, a volte, alcuni di essi possono essere molto abbondanti.

Il *quarzo*, come si vede, è abbondantissimo e si aggira, nei tipi più comuni attorno a quantità del 40-45%. E' di solito in granuli abbastanza regolari, con contorni poco frastagliati; frequentemente i cristalli sono appiattiti nelle superfici di scistosità. Può presentare variabili fenomeni di estinzione ondulata e, nelle parti più disturbate meccanicamente, abbondanti fratture in serie subparallele. Ciò conferma una sua notevole sensibilità ai fenomeni meccanici, molto superiore a quella dell'albite (quasi sempre assolutamente indisturbata).

I cristalli di quarzo delle grosse vene, o noduli o intercalazioni quarzose hanno aspetto diverso da quelli dei più sottili straterelli quarzosi o quarzoso-albitici della roccia. Infatti in essi i cristalli di quarzo

sono di dimensioni notevolmente più grosse ed hanno i contorni frastagliatissimi, variamente addentellati. Rispetto alla roccia fondamentale presentano di solito più vistosi fenomeni di estinzione ondulata. Assieme ad essi sono scarsissimi altri minerali (cloriti, muscovite, calcite, mai albite). Questi aspetti e queste caratteristiche del quarzo si hanno non solo nelle più grosse intercalazioni, ma anche in straterelli o noduli ovali di pochi mm di spessore, sempre però nettamente differenziati (e di dimensioni maggiori) dagli straterelli granulari della roccia fondamentale.

L'albite è di solito presente in quantità attorno al 10-15%; di rado è in quantità maggiori al 20%; a volte può farsi molto più scarsa fino a sparire quasi del tutto. Le oscillazioni di quantità avvengono in maniera piuttosto irregolare e senza particolari variazioni corrispondenti negli altri minerali. Non sono molti i cristalli geminati (grosso modo il 4-5% dei granuli), secondo la legge dell'albite in poche lamelle polisintetiche, o secondo Karlsbad; pure raramente sono presenti delle sfaldature.

I cristalli di albite sono sempre assolutamente inalterati. Essi compaiono praticamente sempre come granuli tondeggianti od ovoidali isolati entro plaghe di cristalli di quarzo, i quali ultimi costituiscono una specie di scheletro del fondo granoblastico. Solo raramente, quando le quantità di albite si fanno notevoli, in qualche punto i rapporti si possono capovolgere, e l'albite formare uno scheletro di fondo in cui sono sparsi cristallini di quarzo. Mai l'albite raggiunge dimensioni di porfiroblasti.

Spesso le uniche determinazioni possibili sono basate su confronti fra gli indici di rifrazione rispetto a quarzo e collolite ($n \sim 1,54$) e sull'angolo 2V. Gli indici sono sempre inferiori a quelli del quarzo e rispetto al collolite danno le seguenti relazioni:

$$n\alpha' < n \text{ collolite}$$

$$n\gamma' \leq n \text{ collolite}$$

Le differenze sono minime fra i vari indici. Già queste relazioni pongono la composizione al di sotto del 10% An.

Moltissime determinazioni dell'angolo 2V sulle albite di numerosi campioni danno valori medi di +78°, con oscillazioni tra +71° e +86°. Le oscillazioni possono in parte corrispondere a incertezze di misure, ma è probabile corrispondano in parte a vere e proprie variazioni di

composizione. Il valore $2V = +78^\circ$ corrisponde ad un contenuto del $6\% \pm 3$ An. Valori più bassi danno però costantemente le misure su cristalli geminati secondo le leggi dell'albite o di Karlsbad (mai associate), compiute secondo vari metodi, come risulta dai valori che seguono:

$$X^{\wedge} \alpha = -16^\circ - 13^\circ = 0\% - 5\% \text{ An} \pm 3 \quad (\text{CHUDOBA e TRÜGER})$$

$$\text{Estinzione massima in zona } [010] = -18^\circ - 15^\circ = 0\% - 5\% \text{ An} \pm 3.$$

Proiettando le indicatrici degli individui geminati, in base ai loro rapporti col piano o con l'asse di geminazione, o di individui non geminati rispetto ai piani di sfaldatura, si ottengono attraverso il metodo di FEDOROW-REINHARDT, usato spesso nella modificazione proposta dal TURNER (v. bibl. 22), valori oscillanti fra $0\% + 3$ An a $7\% \pm 3$ An. I valori più comuni sono del $3\% \pm 3$ An. Credo che questo valore si possa fondamentalmente tenere come media di composizione dell'albite. Una composizione di questo genere, del resto, risulta chiara dalla bassissima percentuale in CaO rivelata dall'analisi chimica di alcune di queste rocce (v. pag. 174).

Quando nell'albite compaiono incrinature di sfaldatura, queste di solito si dispongono subparallelamente alla scistosità.

Sempre abbondante è la *muscovite*, di solito in quantità del 20-25% per quanto possano essere frequenti sia valori più alti che più bassi. Si presenta in lamelle sempre chiarissimamente determinabili, talora lievemente colorata in verde pallido. Alcuni angoli $2V$ misurati danno valori di -40° . Di solito si dispone in fascie o sola o con cloriti e biotite (se presenti). Lo spessore di tali fascie è in relazione diretta alla quantità di muscovite presente; quando tale quantità diminuisce la fascie si assottigliano fino a ridursi a striscie non continue.

I letti micacei delineano spesso disegni complicatissimi, cui ho già accennato in precedenza. Numerose possono essere a volte le lamelle isolate entro le fascie prevalentemente quarzose o quarzoso-albitiche. Motivo generale nelle filladi studiate (lo si è già notato in precedenza) è la presenza, accanto alla prevalente muscovite ben orientata nella scistosità, di numerose lamelle, isolate o a piccoli gruppi, poste molto inclinate fino a perpendicolari alla scistosità stessa.

Abbastanza chiara è la presenza di deformazioni postcristalline che talora, in zone di più intensa deformazione meccanica, riducono la mu-

scovite a sericite. Un pò più comuni sono fenomeni di estinzione ondulata, o lamelle spezzate, cerniere di pieghe rotte e spostate. Di solito le fratture son messe in rilievo da depositi limonitici.

Presente solo qualche volta, e in quantità sempre scarse, è la *biotite*. E' colorata abbastanza intensamente e pleocroica, ma quasi sempre presenta notevoli scolorimenti con perdita della birifrazione. A volte, e in alcuni campioni con notevole frequenza, la trasformazione porta a termini cloritici, soprattutto del tipo pennina.

All'immediato contatto con i porfidi tufacei di Ronz si notano, nelle filladi, piccole quantità di biotite molto colorata e pleocroica (α = giallo-bruno intenso, β e γ = bruno-nero), analoga a quella che si può vedere nelle rocce vulcaniche stesse. E' fresca e pare sovrapposta a cloriti. Non mi pare qui da escludere un limitato fenomeno di metamorfismo di contatto. Una relazione di questo genere, nello stesso punto, mi sembra molto chiara per la presenza di macchie irregolari, assolutamente indipendenti dalla scistosità, formate da cloriti verdi, molto colorate e pleocroiche, probabilmente di tipi ricchi in ferro e alluminio: il potere birifrattivo è relativamente alto, la rifrazione media. Tali cloriti sono in aggruppamenti irregolari di cristalli lamellari o in aggruppamenti pisolitici finissimi a struttura raggiata.

Le *cloriti* comuni delle filladi però, quasi sempre presenti e talora in quantità notevoli, sono facilmente riconoscibili per *pennina*. E' verde, sensibilmente pleocroica, con birifrazione anomala (colori blu o, meno di frequente, bronzei). Si dispone nelle fasce micacee, alternata a muscovite, oppure spesso occupa piccole plaghe fra lamine muscovitiche diversamente orientate; in questo caso le sue lamelle non presentano una chiara orientazione e hanno abbastanza spesso tendenza a dare disposizioni raggiate o palmate. Più frequentemente che non la muscovite, la pennina si trova in lamelle isolate entro zone quarzose o quarzoso-albitiche; in questo caso è nettamente orientata nella scistosità. A volte le cloriti mostrano abbastanza chiara derivazione da biotite; alla pennina allora si mescolano altri tipi di cloriti (in parte clinocloro) meno facilmente determinabili perchè mescolati a parti di biotite scolorita.

Apatite di solito è presente, in cristalli anche grossi, sparsi. Qua e là si può fare relativamente abbondante. Lo *zircone* è più scarso, ma raramente manca del tutto. Spesso presente è pure della *tormalina* con ϵ = giallo chiaro e ω = verde intenso, in quantità però assolutamente

accessorie. *Magnetite* ed *ematite* rossastra sono quasi sempre presenti, in quantità variabili. Spesso sono limonizzate e raramente presentano tracce di piritizzazione. Molto più abbondanti sono sempre gli *idrossidi di ferro* e vari che sono disposti su linee e striscie allungate nelle fasce micaceo-cloritiche, spessissimo sotto forma di sbarrette rettangolari allungate ed esattamente allineate secondo la scistosità. Altre volte sono in grumi e ammassamenti irregolari, spesso mescolati a quantità variabili di «*leucoxeno*» granuloso e terroso. In alcuni tipi, specie se lievemente cataclastici, si hanno patine e depositi limonitici lungo i bordi dei vari granuli componenti ed entro fratture. Talora gli idrossidi di ferro si trovano in quantità notevoli, fino ad oltre il 5% della roccia.

Qualche volta entro le fasce micaceo-cloritiche o anche fra i granuli di quarzo e albite si hanno granulazioni allungate di *sostanze carboniose* e grafite che di rado si fanno relativamente abbondanti.

Un pò di *calcite* si ritrova qua e là, ma sempre molto scarsa. A volte, con aspetto di concrezione, pare secondaria, mescolata ad idrossidi di ferro. Altre volte è disposta su linee allungate nella scistosità.

In alcuni punti, ma piuttosto raramente, si trovano granuli tondeggianti, non grossi di *granati* (v. tav. II, fig. 2) quasi incolori, visibili a mala pena ad occhio nudo sulle superfici tagliate. Essi sono disposti su linee allungate entro fasce micacee e sono fortemente fratturati e cloritizzati. Sui bordi presentano orli «chelifitici» verde scuro. Altre volte si hanno grumi di lamelle cloritiche e sericitiche con un pò di quarzo od altro, disposte a formare un corpo tondeggiante, che fa pensare a una trasformazione completa da granato.

Piuttosto raramente si trovano cristalli sparsi di *clinozoisite* ed *epidoti*. La *pistacite*, raramente visibile, è molto colorata da verde intenso (β) a verde chiarissimo (α).

Rara, e scarsa, la *pirite* in minutissimi granuli. Qualche volta compare, con relativa abbondanza, del *rutilo* in minuti cristallini nelle muscoviti.

Esistono nell'area dei parascisti ora visti, alcuni tipi dove i rapporti fra i vari minerali componenti potrebbero suggerire nomi diversi da quello generale e generico di filladi. Spesso accade che, diminuendo le quantità di muscoviti e cloriti, la roccia assuma un aspetto meno scistoso, meno tormentato, più compatto. E' difficile però poter chiamare

col nome di quarziti rocce di questo tipo, che hanno grandi quantità di albite, valutabili al 25% circa. La composizione risulta all'incirca la seguente: quarzo 55-65%, albite 25% circa, muscovite 5-10%, cloriti 5-10%, accessori 5% circa.

Dal momento che si tratta di masse limitate, sfumanti variamente nelle filladi quarzifere, e avanti lo stesso significato geologico e solo parzialmente diversa composizione, credo sia sufficiente questo breve accenno. I singoli minerali sono identici a quelli prima descritti.

Allo stesso modo, in qualche punto (per una zona relativamente estesa solo a nord di Sirór) le filladi passano a tipi ricchissimi di muscovite e cloriti (es. il terzo campione della tabellina di pag. 10) che più che filladi quarzifere potrebbero chiamarsi filladi muscovitico-cloritiche. Anche qui la limitatezza delle masse e i passaggi numerosi a tipi più quarziferi consigliano di limitarsi a questo accenno.

2. - Le filladi granitizzate.

L'area occupata dalle filladi granitizzate si estende all'interno dei limiti che corrono lungo la zona di Alpe Scanaiól - Val Mesta — corso del Cismón. Il confine è tutt'altro che netto, ma consiste in una sfumatura continua da un tipo di una roccia all'altro.

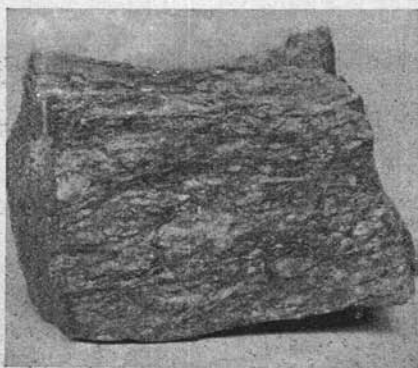
Al di fuori di quest'area compaiono altre parti granitizzate in punti sparsi dell'Alpe Tognola e soprattutto all'estremo lembo settentrionale, a nord di forcella Valzanchetta.

A parte i tipi cornubianitici attorno alle masse eruttive nei quali l'intensità del contatto ha quasi distrutto la compagine filladica, e i rari tipi migmatitici dove compaiono vene o parti irregolari granitico-aplitiche, l'aspetto delle filladi granitizzate è abbastanza uniforme.

Il colore è per lo più grigio, in verità con vari toni che possono andare al grigio-bruno, al grigio giallastro e, in alcune parti molto feldspatizzate, fino al grigio-biancastro. La scistosità è meno netta che nelle filladi quarzifere o quarzifero-albitiche. In genere dove essa ricompare più nettamente, la granitizzazione è meno intensa e si ha un passaggio alle filladi intatte. Malgrado ciò si possono osservare superfici sericee, identiche a quelle delle filladi quarzifere; in questo caso l'analogia con le rocce originarie si può fare più marcata. Il fatto però non avviene con frequenza perchè la costruzione dei minerali di neoformazione è avvenuta in ogni dove, a spese di minerali preesistenti e

punteggia la roccia in modo vario, smembrando spesso le fascie micaceo-cloritiche in brandelli più o meno grandi.

Se la scistosità è meno marcata che nelle filladi originarie, non manca però mai del tutto. Le sezioni perpendicolari alle superfici di scistosità presentano talora una chiara alternanza di letti a composizione diversa, ma i letti biancastri quarzoso-feldispatici sono aumentati di quantità e si risolvono spesso in ovuli, lenticelle, cristalli isolati relativamente grossi che caratterizzano queste rocce e le distinguono nettamente dai puri parascisti.



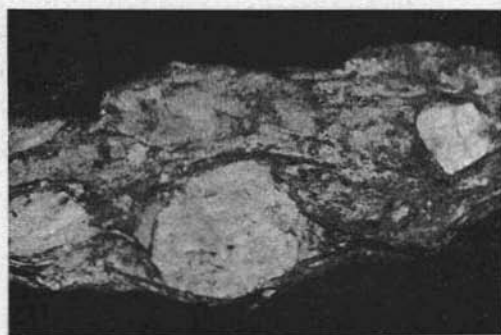
← cm. 5,5 →

Fig. 3. — Aspetto delle filladi granitizzate con feldispatici medi e piccoli. I noduli bianchi sono di albite o di microclino. La scistosità è poco marcata (« gneis comuni » di TRENER).

La presenza di queste parti feldispatiche tipiche (i feldispatici sono spesso ben riconoscibili come tali anche macroscopicamente) dà a queste rocce un aspetto parzialmente gneissico che può spiegare il nome di « gneis comuni » (fig. 3) dato a molte di esse. Nelle parti più vicine alle intrusioni della catena Arinás-Redásaga e di Val Lozen, le filladi impregnate contengono grossi occhi feldispatici, in variabile quantità e di variabile grandezza che danno alla roccia un aspetto occhiadino. Il TRENER nella sua carta geologica (bibl. n. 20) chiama queste rocce « filladi feldispatiche » (fig. 4).

Allo studio microscopico si possono dettagliare bene alcune osservazioni. Costantemente alcuni motivi e alcune parti della originaria roccia filladica sono mantenuti. Rimangono, con aspetto assolutamente iden-

tico, buone parti del fondo granulare quarzoso e quarzoso-albitico, con i granuli disposti « a mosaico », con qualche lamina di muscovite o di clorite sparsa. Anche le parti micaceo-cloritiche rimangono in parte intatte e identiche a quelle delle filladi quarzifere, con gli stessi caratteri già descritti. Esse possono venir rotte, smembrate e divise, spostate e divaricate dalla formazione di nuovi minerali, o semplicemente complicate dall'aggiunta di questi minerali di neoformazione. Le variazioni maggiori si hanno quando, in alcune parti dell'area di granitizzazione, si ha la formazione di biotite a spese soprattutto di cloriti, ma in parte anche di muscovite, che varia l'aspetto e la composizione delle fasce



← cm. 6,5 →

Fig. 4. — Aspetto dei grossi noduli feldispatici delle filladi granitizzate della zona Arinàs-Redàsega (« filladi feldispatiche » di TRENER). E' visibile ancora la scistosità originaria. I grossi noduli sono costituiti per lo più da microclino, in minori quantità da ortoclasio.

pur mantenendole nel loro complesso, oppure quando grandi quantità di epidoti si spargono lungo le fasce stesse. Le caratteristiche generali però le fanno chiarissimamente risalire alle corrispondenti parti delle filladi originarie. Succede relativamente spesso che attorno a vari minerali di neoformazione si abbia un divaricarsi di parti micacee con parziali avvolgimenti. Questo potrebbe trovare una spiegazione ammettendo una fase metamorfico-tettonica successiva alla granitizzazione. Uno studio approfondito in questo senso non è stato da me fatto: mi limito qui alla descrizione dei tipi rocciosi per offrire dati a future sintesi geologiche sul cristallino di Cima d'Asta.

I minerali di neoformazione caratteristici delle filladi granitizzate

(non esistenti, o esistenti sotto altre forme, oppure in quantità subordinata nelle filladi quarzifere) sono:

ortoclasio	albite
microlino	epidoti
biotite	titanite

Solo nelle cornubianti al contatto coi graniti di Val Lozen o le gabriodoriti dell'Arinás e del Redásega, compaiono altri minerali, come anortoclasio, andalusite, staurolite, spinelli ed altri.

Qua e là esistono dei cristalli piuttosto grossi di quarzo che non compaiono nelle filladi non impregnate. In queste il quarzo è o nel fondo o in grossi noduli, strati, intercalazioni ecc., con le forme prima descritte. Più grossi cristalli come questi, entro la compagine filladica, non sono visibili.

Come si vede, i minerali costruiti dall'azione granitizzante si limitano a poche specie di minerali di sodio, di potassio e di calcio. Ciò trova corrispondenza nel fatto che le analisi chimiche compiute (v. p. 174-176) mostrano che l'apporto di materia alle filladi, si è limitato a questi tre elementi.

I minerali elencati non compaiono di solito tutti insieme. Per la massima parte dei casi le rocce studiate si possono dividere in due gruppi fondamentali: 1 - in cui si sono costruiti albite + epidoti (+ titanite); 2 - in cui si è formato microlino (in alcuni punti, specie se vicini agli affioramenti intrusivi, ortoclasio) + biotite. La biotite, in realtà, si può trovare anche nelle rocce impregnate ad albite ed epidoti. Il microlino o l'ortoclasio si trovano dove l'albite è più scarsa o manca del tutto. Viceversa se si fa abbondante l'albite i feldspati potassici divengono scarsi fino spesso a sparire. La titanite in qualche punto diviene relativamente abbondante: essa accompagna sempre gli epidoti; dove questi mancano non esiste.

Solo in qualche punto albite e microlino si trovano insieme in quantità abbondanti. Gli epidoti si trovano soltanto in presenza di albite quasi mai in presenza di microlino. Più scarsa, ma non rara, è un'impregnazione a sola albite. Eccezionale la presenza di tutti i minerali elencati in uno stesso punto.

Riassumendo, le associazioni fra i minerali di neoformazione che sono state osservate sono le seguenti:

microclino (ortoclasio) + (biotite) + (albite)
albite + epidoti + (titanite) + (biotite)
albite
albite + microclino + (biotite)
ortoclasio + microclino + biotite + albite + epidoti

I minerali scritti tra parentesi sono meno caratteristici per ciascun tipo e possono mancare.

Di queste le prime due paragenesi sono le più comuni, la terza e la quarta sono più scarse, della quinta è stata possibile l'osservazione in un sol punto. Piuttosto che descrivere minutamente le associazioni viste suddividendo in paragrafi i tipi elencati credo sia preferibile passare alla descrizione dei singoli minerali di apporto; questo per evitare ripetizioni e per semplificare l'esposizione.

a) *L'ortoclasio.*

L'ortoclasio, fra i minerali di neoformazione, si ritrova soltanto in zone limitate al di fuori delle fasce di contatto, e dei tipi migmatitico-cornubianitici (di cui parlerò più avanti). Esso si ritrova, in quantità limitate e mescolato a microclino ed altro, in una piccola zona sotto q. 1380, a nord della forcella Calaita e al Col Santo. Quest'ultimo anzi, è l'unico punto, fra quelli osservati, dove tutti i minerali di apporto si ritrovano assieme. La presenza di ortoclasio inoltre (quantitativamente scarsa), è qui molto interessante per il fatto che con quarzo dà luogo ad una associazione micropegmatitica (v. tav. II, fig. 4). L'angolo $2V$ è di 64° , neg.; proiezioni dell'indicatrice col metodo FEDOROW-TURNER, rispetto al piano di sfaldatura (OIO), danno i valori seguenti: $\alpha_{\perp}(\text{OIO}) = 90^\circ$, $\beta_{\perp}(\text{OIO}) = 0^\circ$, confermando chiaramente in tal modo trattarsi di ortoclasio. Ho insistito molto, in questo come in altri casi, su un'accuratissima ricerca a T. U., perchè il microclino, quantitativamente molto più abbondante dell'ortoclasio, si presenta a volte non graticciato, o graticciato così finemente da poter trarre in inganno sulla sua reale natura.

Nell'altro punto di ritrovamento dell'ortoclasio al di fuori della fascia cornubianitico-migmatitica esso si ritrova insieme a microclino e a biotite. L'angolo $2V$ misurato su vari cristalli dà valori medi di -74° . I cristalli sono spesso ben sfaldati secondo (OIO). In questo stesso punto compare un pò di andalusite ed esistono plaghe microcristalline di mi-

croclino identiche a forme che si ritrovano nelle rocce di contatto. Può essere che qui si abbia vicinanza con una massa intrusiva, forse limitata, che peraltro non ho visto mai sul terreno e che con ogni probabilità non affiora.

Nelle zone attorno alle intrusioni le rocce passano a tipi parzialmente migmatitici e l'ortoclasio si fa più abbondante, essenzialmente sotto forma di grumi di minuti cristalli irregolari, senza contorni netti, sfumanti l'uno nell'altro e contenenti inclusioni varie, sericitiche, quarzose, ematitiche ed altro. Questi aggruppamenti possono apparire sparsi in maniera varia oppure disposti a cementare parti ad aspetto cataclastico. Si tratta di solito di individui difficilmente determinabili, se non in base alla bassissima rifrazione e al colore talora lievemente rosa. Gli angoli $2V$ letti su alcuni cristallini meglio formati danno valori piuttosto bassi, da -50° a -58° . Si tratta forse di termini ricchi in componente sodico.

Qualcuno dei grossi occhi feldispatici che compaiono entro filladi iniettate nella vicinanza delle intrusioni magmatiche, è dato da ortoclasio. Si tratta in realtà di una irregolare pertite; in essa la parte plagioclasica è disposta in brandelli vagamente lamellari, irregolari, oppure in striscie allungate, sottili, queste rigorosamente parallele fra loro. Le geminazioni polisintetiche quasi sempre presenti, sono parallele all'allungamento nei brandelli irregolari e perpendicolari nelle striscie; tra i singoli brandelli le lamelle di geminazione presentano stretto parallelismo. La distribuzione quantitativa irregolare della parte plagioclasica suggerisce di riferirsi ad un processo di metasomatosi potassica su albite preesistente, per spiegare queste forme pertitiche. Un fenomeno analogo, con formazione di microclino a spese di albite, si può notare in altri punti dell'area di granitizzazione. Nei grossi cristalli ortoclasici l'angolo $2V$ è di 70° neg. (media di una decina di letture). Sui loro bordi si ha una fascia continua di microclino grossolanamente graticciato. Anche all'interno si può avere microclino in striscie irregolari.

L'interno degli occhi ortoclasici è tutto lardellato di inclusioni del fondo filladico (quarzo, sericite, muscovite) o di minutissime inclusioni subcrystalline, fittissime, forse dovute a trasformazione argillosa. Le parti microcliniche invece sono limpide e con scarsissime inclusioni. Pure all'interno dei cristalli esistono plaghe essenzialmente sericitiche o forse sericitico-quarzose, in cui la sericite, è assolutamente disordinata.

b) *Il microclino.*

Il *microclino* è molto più abbondante dell'ortoclasio, lo accompagna sempre dove esso esiste, e si stende molto ampiamente oltre le limitate zone ad ortoclasio.

I grossi occhi feldispatici delle « filladi feldispatiche » di TRENER non sono costituiti, per la loro massima parte, da ortoclasio bensì da microclino, spesso come pertite microclinica. Questi più grossi cristalli di microclino sono graticciati in modo finissimo e la loro sicura determinazione è stata permessa solo da varie misure a T. U., sia dell'angolo 2V che dei valori angolari fra gli assi dell'indicatrice e i poli dei piani di sfaldatura (metodo FEDOROW-TURNER):

$$\begin{array}{ll} \alpha^{\wedge} \perp (OOI) = 81^{\circ} & \alpha^{\wedge} \perp (OIO) = 75^{\circ} \quad 2V = -83^{\circ} \text{ (media)} \\ \beta^{\wedge} \perp (OOI) = 16^{\circ} & \beta^{\wedge} \perp (OIO) = 80^{\circ} \end{array}$$

Sui bordi gli stessi cristalli sono graticciati a maglie molto più larghe, con varie gradazioni fra tipi più o meno fitti di graticcio.

Altri cristalli di microclino, di dimensioni più modeste e non graticciati, possono essere presenti. In essi le misure fatte coincidono bene con le precedenti:

$$\begin{array}{ll} \alpha^{\wedge} \perp (OIO) = 70^{\circ} & \\ \beta^{\wedge} \perp (OIO) = 86^{\circ} & 2V = -83^{\circ}. \end{array}$$

Nel fondo, sparse con abbondanza variabile, esistono plaghe di minuti cristalli di microclino che spesso assumono un aspetto di masse cementanti un pò confuse, piene d'inclusioni. Quando le dimensioni dei cristalli lo hanno permesso ho compiuto varie misurazioni a T.U.; i valori 2V variano da -76° a -83° ; alcune proiezioni dell'indicatrice rispetto alle sfaldature (OOI) danno valori come i seguenti:

$$\begin{array}{ll} \alpha^{\wedge} \perp (OOI) = 77^{\circ}, \beta^{\wedge} \perp (OOI) = 13^{\circ}; & \\ \alpha^{\wedge} \perp (OOI) = 81^{\circ}, \beta^{\wedge} \perp (OOI) = 12^{\circ}. & \end{array}$$

Fuori dell'area delle « filladi feldispatiche » del TRENER, il microclino non raggiunge mai le dimensioni dei grossi occhi. Malgrado ciò le dimensioni sono nettamente superiori a quelle del fondo. E' di solito graticciato molto finemente, a volte quasi submicroscopicamente. Solo piccole parti sono a graticcio più grosso. Sui bordi, costantemente, il reticolo di geminazione del microclino si allarga in maglie molto più ampie (tav. 3, fig. 1).

All'interno dei grossi cristalli di microclino compaiono piccole plaghe sericitico-quarzose disorientate. I cristallini più grossi, a seconda dei campioni osservati, possono essere uniformi con inclusioni scarse e mancanti, oppure enormemente cribrosi, fittissimi di varie inclusioni. Abbondanti sono pure i cristalli di dimensioni minori sparsi nel fondo, graticciati a maglie abbastanza ampie, spesso con disposizione interstiziale.

Un fatto molto interessante e forse importante ai fini dell'interpretazione del processo di granitizzazione si può notare in campioni raccolti nelle zone di Malga Scanaìd. Qui i cristalli irregolari di microclino possono contenere all'interno inclusi di albite, sotto varie forme, che all'aspetto suggeriscono una sostituzione dell'albite per mezzo del feldispato potassico. Un fenomeno metasomatico del genere pare, dagli indizi raccolti ed enunciati, una caratteristica di queste rocce granitizzate.

c) *L'albite.*

L'albite fra i minerali di granitizzazione è il più abbondante e diffuso. Le forme sotto cui può comparire sono varie. Può presentarsi, per quanto meno frequentemente, con gli stessi caratteri visti nelle filladi non granitizzate in piccoli cristalli nel fondo. Più tipiche delle rocce impregnate sono però due forme sotto cui l'albite comunemente si presenta: o in peciloblasti di solito molto cribrosi, che spiccano per dimensioni sul fine fondo epimetamorfico oppure come plaghe di minuti cristalli che si spingono fra i granuli di quarzo e i cristalli lamellari di miche e cloriti formando, in molte parti, uno scheletro di fondo in cui stanno inclusi i minerali epimetamorfici. Entrambe le forme sono in genere presenti insieme nelle stesse rocce.

Le plaghe di cristalli minuti sono molto simili alle plaghe già viste di microclino e di ortoclasio. Spesso la piccolezza dei granuli e la loro disposizione a finissimo aggregato impedisce una sicura determinazione dei vari minerali; ma qualche cristallino meglio definito si presta per compiere misure precise: l'angolo $2V$ dà valori variabili da $+76^\circ$ a $+82^\circ$, la rifrazione media è un po' inferiore al collolite ($n \sim 1,54$), alcune misure di proiezione col metodo Fedorow-Turner rispetto alle sfaldature (001) danno valori validi per l'albite. Raramente compaiono geminazioni polisintetiche.

Altrettanto caratteristici, ma molto più vistosi e più abbondanti, sono i cristalli o gli aggruppamenti di cristalli albitici di dimensioni nettamente superiori al fondo filladico, con aspetto di porfiroblasti peciliteici. Le dimensioni di questi cristalli sono dell'ordine di grandezza del millimetro o poco più e sono chiaramente visibili già all'osservazione macroscopica. Essi sono per lo più tondeggianti ed ovoidali (tav. II, fig. 3) e sparsi nel fondo filladico in modo di solito uniforme, con una certa preferenza di distribuzione (non assoluta e nemmeno molto accentuata) nelle zone granulari o miste quarzoso-micacee. Malgrado ciò non sono infrequenti i cristalli albitici entro le fascie micaceo-cloritiche. In questi casi le forme osservate sono varie. Talora i cristalli albitici rompono le lamelle micacee, a volte mantenendo al loro interno qualche motivo della scistosità, oppure si ha uno spostamento delle fascie micacee, con divaricazioni e avvolgimenti parziali delle fascie o di loro brandelli attorno ai granuli albitici. A volte i due fatti sono osservabili simultaneamente. Le interpretazioni possono essere diverse: mi limito ancora ad una semplice descrizione.

Qualche volta l'albite, nei letti granulari, assume forme ovoidali allungate nelle superfici di scistosità; le dimensioni dei singoli individui possono passare per gradi a quelle dei cristalli di fondo

Può succedere, relativamente spesso, che i più grossi noduli feldspatici (di dimensioni però sempre nettamente inferiori ai grossi occhi ortoclasici o microclini delle « filladi feldspatiche ») siano formati non da un unico cristallo, ma da parecchi individui più piccoli disposti in maniera confusa e pieni di inclusioni del fondo filladico. A volte alcuni cristalli di albite sono rotti e ricementati da minute vene di quarzo o di altri minuti cristallini di albite. Altre volte lamelle dei geminati polisintetici sono rotte e spostate reciprocamente.

Non sempre i cristalli neosomatici sono geminati. Con una certa frequenza però sono visibili varie geminazioni, secondo le leggi dell'albite e di Karsbad, che molto raramente sono associate. Eccezionali i geminati secondo il periclino.

Quasi tutti i cristalli sono fittamente cribrosi, con inclusioni di tutte le specie mineralogiche presenti nel fondo filladico che talora possono mantenere, anche all'interno del cristallo ospitante, accenni a una tessitura scistosa. Più spesso però le fitte inclusioni appaiono disorientate. Qualche volta i microliti micacei mostrano orientazione preferita nei piani di sfaldatura dell'albite, specie se questi piani sono subparalleli alla scistosità, secondo le regole stabilite da ANDREATTA (bibl. 1).

Come già per gli altri minerali prima descritti, anche per l'albite di apporto ho compiuto molte misure per la definizione esatta della sua natura e della sua composizione. La rifrazione è bassa, inferiore (α) o quasi uguale (γ) a quella del collolite ($n \sim 1,54$).

Gli angoli 2V misurati danno valori che vanno da $+74^\circ$ a $+84^\circ$, i valori più frequenti ottenuti sono di $+78^\circ$, però nelle diverse sezioni sottili su cui ho fatto le misure può succedere che gli angoli 2V letti diano costantemente, con lievi variazioni, uno stesso valore: in alcuni, p. es., 2V è uguale a $+80^\circ$, in altri a $+75^\circ$ (media attorno alla quale si ha scarsa oscillazione). Altre volte in una stessa sezione sottile si leggono tutti i valori da $+74^\circ$ a $+84^\circ$. E' probabile che questo non sia dovuto tanto a incertezze nella misura, quanto a vere e proprie variazioni di composizione. Dai valori dati da CHUDOBA e da TRÖGER (bibl. 5 e 21) si possono assegnare agli angoli misurati i seguenti valori di composizione:

$$\begin{aligned} 2V = +74^\circ &= 0\% \text{ An} \pm 3 \\ +75^\circ &= 1\% \text{ An} \pm 3 \\ +78^\circ &= 5\% \text{ An} \pm 3 \\ +80^\circ &= 7\% \text{ An} \pm 3 \\ +84^\circ &= 10\% \text{ An} \pm 3 \end{aligned}$$

Essendo il valore di $+78^\circ$ il più frequente, e costituendo esso circa la media dei valori misurati, in relazione anche alla loro frequenza, si può assumere il valore corrispondente di composizione media, cioè $5\% \pm 3 \text{ An}$.

Molte misure, di cui qui posso dare qualche esempio, di valori angolari degli assi delle indicatrici rispetto ai poli dei piani di sfaldatura (001) e (010) e rispetto agli assi di geminazione o ai piani di concrescimento dei cristalli geminati, confermano pressapoco una composizione del genere. Anche qui le misure sono compiute sui diagrammi proposti da TURNER (bibl. n. 22). Ecco alcuni dati:

$$\begin{array}{l} \alpha \wedge \perp (010) = 89^\circ \\ \beta \wedge \perp (010) = 72^\circ \\ \alpha \wedge \perp (010) = 90^\circ \\ \beta \wedge \perp (010) = 76^\circ \end{array} \left\{ \begin{array}{l} 2\% \text{ An} \pm 3 \\ 6\% \text{ An} \pm 3 \end{array} \right. \left\{ \begin{array}{l} 4\% \text{ An} \pm 3 \end{array} \right. \quad \begin{array}{l} \text{su due individui} \\ \text{geminati con} \\ \text{piano di concre-} \\ \text{scimento (010)} \end{array}$$

$$\begin{array}{l} \alpha^{\wedge} \perp (010) = 90^{\circ} \\ \beta^{\wedge} \perp (010) = 77^{\circ} \end{array} \left\{ \begin{array}{l} 6-7\% \text{ An} \pm 3 \\ \text{su un individuo sfaldato} \\ \text{secondo (010)} \end{array} \right.$$

$$\begin{array}{l} \alpha^{\wedge} \perp (001) = 70^{\circ} \\ \beta^{\wedge} \perp (001) = 25^{\circ} \end{array} \left\{ \begin{array}{l} 3\% \pm 3 \text{ An} \\ \text{su un cristallo sfaldato} \\ \text{secondo (001)} \end{array} \right.$$

I tre esempi rispecchiano le misure e le composizioni più frequentemente trovate. Le oscillazioni ottenute vanno dallo 0% al 9% An: il valore medio che si può tenere con buona sicurezza è del 4% \pm 3 An.

Altre misure su cristalli geminati polisinteticamente secondo l'albite danno valori di angoli di estinzione simmetrica in zona [010] variabili da -18° a $-15^{\circ} = 0\% - 4\% \text{ An} \pm 3$, con valori più frequenti $-17^{\circ} = 1\% \pm 3 \text{ An}$. Alcune misure dell'angolo di estinzione fra l'asse e la direzione cristallografica X danno valori $X^{\wedge} \alpha = -17^{\circ} - 15^{\circ}$, più frequentemente $-15^{\circ} = 1\% \pm 3 \text{ An}$. In base a tutti i valori ottenuti coi diversi metodi credo di poter tenere, come media di tutta l'albite dell'area di granitizzazione, un valore del 4% \pm 3 An (1).

Soltanto in un punto, poco sopra Siròr, in una roccia con aspetto e composizione di fillade muscovitico-cloritica, ho potuto trovare, all'interno dei grossi letti micacei, alcuni cristalli plagioclasici piuttosto grossi, a composizione diversa dall'albite. Tutte le misure compiute confermano trattarsi di termini al 12-13% \pm 3 An. Letture dell'angolo 2V e misure basate sulla proiezione dell'indicatrice rispetto al piano (001) col metodo di TURNER danno i seguenti valori angolari:

$$\begin{array}{l} \alpha^{\wedge} \perp (001) = 75^{\circ} \\ \beta^{\wedge} \perp (001) = 15^{\circ} \end{array} \left\{ \begin{array}{l} 12\% \text{ An} \pm 3 \\ 2V = + 86^{\circ} = 13\% \text{ An} \pm 3 \end{array} \right.$$

Questi plagioclasici sono simili, per aspetto e relazioni con altri minerali, all'albite vista sopra.

Un cenno a parte e particolare mi pare meriti la presenza, talora.

(1) In una mia nota preliminare sullo stesso argomento (« Filladi granitizzate nella parte orientale del Cristallino di Cima d'Asta » - Rendiconti della Soc. Min. Ital. XII - 1956, p. 80) parlo di plagioclasici al 35-40% An esistenti in queste rocce e non di albite. L'errore è dovuto alla fretta con cui preparai la nota e alla mia impossibilità di correggerla e di riguardarla dovendo in quei giorni partire per il servizio militare.

veramente abbondante, di albite « a scacchiera ». Non sempre è presente, ma a volte è molto abbondante e si trova di solito sotto forma di grossi peciloblasti irregolari, di dimensioni quasi sempre notevoli, meno fittamente cribrosi che con l'albite « normale »; in essi le inclusioni, pur sempre presenti, sono date soprattutto da granuli abbastanza grossi di quarzo e da granuli più minuti di albite. Misure di 2V sull'albite a scacchiera danno un valore medio di $+80^\circ$.

d) *La biotite.*

La *biotite* è di solito presente e talora abbondante nei tipi impregnati ad ortoclasio o microclino e può esistere in variabili proporzioni nelle rocce impregnate ad albite o ad albite-epidoti. Però la sua presenza non segue quelle regole indicative già viste per gli altri minerali di neoformazione; essa si può trovare insieme a qualsiasi minerale o a qualsiasi paragenesi neosomatica, come può mancare in presenza di qualsiasi degli stessi minerali o delle stesse paragenesi.

Generalmente il suo colore è discretamente intenso ed il suo pleocroismo forte: α = giallo-bruno chiaro, β e γ = bruno intenso. Si è di solito formata a spese di cloriti, ma talvolta si può notare una graduale trasformazione da muscovite a biotite. La biotite così formatasi è appena più chiara della precedente. Altre volte la muscovite si trasforma in una mica colorata con α = bianco-giallo, β e γ = giallo brunastro, forse di tipo flogopitico.

Le forme dei cristalli di biotite rispetto alla residua scistosità sono varie: spesso essi la seguono senza disturbi; altre volte sono disposti indipendentemente dalla scistosità stessa. La biotite che si forma a spese delle cloriti mantiene di solito le forme di queste ultime, trovandosi spesso con disposizioni raggruppate o palmate.

Le quantità di biotite non sono molto grandi. Pur essendo notevolmente diffusa per buona parte dell'area granitizzata non supera mai l'ordine di grandezza del 10% nei singoli campioni. Spesso anzi si trova al di sotto di queste quantità.

A sua volta risulta spesso un pò scolorita e talora addirittura cloritizzata, con tipi di cloriti a birifrazione relativamente alta. Ciò accade particolarmente nei tipi milonitici; più raramente nelle parti non disturbate da movimenti tardivi.

e) *Gli epidoti.*

Gli *epidoti* sono meno diffusi dei feldispati e della biotite, ma quando esistono sono di solito notevolmente abbondanti. Si trovano sempre e soltanto assieme ad albite. Se questa manca, non esistono nemmeno gli epidoti.

Comunemente essi si trovano a sciami di cristalli, a volte minuti, altre volte di dimensioni discrete, sparsi soprattutto nelle fascie micaeo-cloritiche del fondo filladico (tav. III, fig. 3), molto più raramente e scarsamente nei letti granulari. Le forme dei cristalli epidotici sono piuttosto tozze ed irregolari, per quanto siano spesso presenti numerosi individui allungati. Essi appaiono del tutto disorientati. Sono abbastanza frequenti tracce di sfaldatura nei singoli granuli.

La loro composizione può essere molto variabile. Sono riconoscibili sia termini a bassissima birifrazione ed estinzione inclinata attribuibili a *clinozoisite*, che termini a birifrazione piuttosto alta riconoscibili come *pistacite*. Spesso nei singoli granuli, specie se di dimensioni non troppo minute, sono visibili parti a potere birifrattivo diverso. La distribuzione dei cristalli a diversa composizione è molto irregolare: di solito in uno stesso campione sono osservabili entrambi i tipi di epidoti in quantità reciproche variabili. Spesso, in presenza dei due tipi fondamentali di epidoti, i più minuti cristallini sono *pistacitici*, quelli più grossi di *clinozoisite*.

Alcune misure di 2V compiute su cristalli di *clinozoisite* hanno dato valori medi di $+83^\circ$, corrispondenti, secondo WINCHELL, (bibl. n. 23) al 2-3% del termine ferrifero. Sui cristalli di *pistacite* non ho potuto compiere misure soddisfacenti.

f) *La titanite.*

La *titanite* è presente soltanto in quantità accessorie, ma la sua cristallizzazione o ricristallizzazione è certamente da ricollegare al processo di granitizzazione, date le sue forme che non si riscontrano nelle filladi. In queste ultime non mancano granulazioni del tipo detto « leucoxeno ». Nelle filladi impregnate, e precisamente nei tipi dove compaiono gli epidoti e solo in questi, si ha titanite in veri e propri granuli cristallini, associati strettamente sia a idrossidi di ferro sia a epidoti. Talvolta i cristalli di titanite hanno le classiche forme a losanga.

Il fatto che la titanite esista in cristalli individuali soltanto in presenza di epidoti (quindi in presenza di un apporto di Ca), può forse chiarire le relazioni genetiche della titanite stessa. Può darsi che questa si sia formata dalle granulazioni titanifere in rapporto alla venuta del calcio. Nei campioni dove non compaiono gli epidoti, le granulazioni limonitico-titanifere rimangono identiche a quelle già descritte nelle filladi quarzifere e varie. Che la formazione di titanite non sia da mettere in relazione a un apporto di titanio è provato dalle analisi chimiche fatte (v. pag. 174-175) che dimostrano come il contenuto in TiO_2 nelle filladi originarie e in quelle granitizzate sia pressochè identico, se non addirittura lievemente inferiore per le seconde rispetto alle prime.

g) *Altri minerali.*

Altri minerali accessori sono: *apatite, zircone, ematite, magnetite, pirite, idrossidi di ferro, calcite, tormalina*. Fra questi gli idrossidi di ferro sono sempre presenti e abbondanti; ematite e apatite sono pure sempre presenti e talora relativamente abbondanti; gli altri minerali non sempre sono presenti e di solito in quantità molto scarse. Soltanto la calcite qualche volta è relativamente abbondante in cristalli anche grossi, spesso con sfaldature e geminazioni polisintetiche. Le sue forme sono irregolari e si adattano sui cristalli vicini, con aspetto interstiziale. Essa si trova solo in alcuni punti della massa e il suo aspetto suggerisce una formazione tardiva, forse successiva alla granitizzazione stessa. In qualche zona dove compaiono gli effetti di azioni cataclastiche, le calcite può diventare abbondante e funzionare da cemento.

Da questa descrizione dei singoli minerali di neoformazione si possono riassumere alcune notazioni interessanti. Le rocce granitizzate mantengono molte parti della struttura precedente (letti di quarzo o quarzo + albite e letti di miche-cloriti). Queste parti sono impregnate con minerali di neoformazione sovrapposti alla compagine precedente, con impregnazione di tipo e intensità variabile nei diversi punti. Si può notare soprattutto per la distribuzione dell'ortoclasio, una certa dipendenza dalla distanza dalle masse eruttive. Altre notazioni fatte (avvolgimenti di parti micacee attorno a peciloblasti feldispatici ecc.) farebbero supporre invece la granitizzazione precedente ad un ultimo atto metamorfico tettonico, di cui non si ritrovano tracce nelle rocce eruttive

della regione. Il problema è complesso; per ora mi limito, come ho già detto, ad una descrizione. L'osservazione che qui posso fare è la seguente. Nelle parti più vicine ai contatti, al di là della limitata fascia cornubianitica, prevalgono ortoclasio e microclino con biotite; l'albite è in minor quantità. I feldispati potassici sono qui dati spesso da grossi cristalli tondeggianti con diametro frequentemente maggiore al centimetro (« filladi feldispatiche » del TRENER). Il microclino, con o senza biotite, con o senza albite, si trova diffuso anche in varie zone più lontano dagli affioramenti intrusivi. Albite e albite + epidoti (+ biotite) dominano, a volte con microclino, nelle zone più lontane delle intrusioni (« gneis comuni » di TRENER).

Un'ultima cosa è da notare: come cioè le più fitte impregnazioni, a parità di altre condizioni, si abbiano entro parascisti ricchi sia in quarzo sia in muscovite. Nelle intercalazioni quarzose e nelle parti di filladi muscovitico-cloritiche con scarso quarzo l'impregnazione è molto più limitata o mancante. Nel primo caso o manca o si limita a pochi granuli in presenza di residui di muscovite e cloriti che si trovino nella massa del quarzo, nel secondo caso si limita a scarsi ovuli sparsi nelle fascie scistose. Questo può forse dipendere dalla maggiore facilità di costruzione dei feldispati in presenza di materiali ricchi sia in silice che in allumina, piuttosto che in condizioni di scarsità di uno di questi due elementi.

Cataclasiti e miloniti di filladi granitizzate.

Ho accennato in precedenza a qualche fascia milonitica nell'area delle filladi granitizzate. Ciò è visibile dallo schizzo geologico. Le parti cataclastiche di questo tipo sono limitate a due zone; la prima lungo Val del Diavolo, territorio a est di Malga Scanaiòl e presso la forcina Calaita; la seconda sotto la cima S. Romina. La prima è più ampia e dà fenomeni più vistosi con vere e proprie superfici di scorrimento, per quanto limitate, già visibili alla strada nazionale, e depositi rossastrati di materiali ematitici e limonitici.

Lo studio petrografico della maggior parte dei campioni raccolti in queste zone, li fa classificare come cataclasiti piuttosto che come vere e proprie miloniti. Queste rocce presentano una più o meno netta struttura clastica sovrapposta alla compagine mista della roccia granitizzata. A volte alcune parti sono ridotte a finissimo impasto in cui non si riconoscono più i componenti, ma per lo più il fenomeno si limita a

intense rotture, ondulazioni complicate soprattutto nei cristalli di quarzo, forti scolorimenti della biotite presente, spostamenti di parti rotte di cristalli. Può accadere che le parti così rotte siano state ricementate poi da venute successive di soluzioni che hanno deposto ossidi e idrossidi di ferro, calcite e qualche clorite.

I materiali ematitico-limonitici sono abbondanti, mescolati a calcite e cloriti soprattutto nella zona di Rio Val Diavolo. Sotto il S. Romina prevale la calcite. Le cloriti di deposito postmilonitico sono scarse: sono date da aggruppamenti di minuscoli ooliti verdognoli a disposizione raggiata o più irregolari, a bassa birifrazione; una determinazione più precisa è impossibile.

3. - Le rocce di contatto e migmatitiche.

In una fascia irregolare attorno alle intrusioni della dorsale Arinàs-Redàsega e di Val Lozen la trasformazione delle originarie rocce filladiche ha dato luogo a vari tipi di cornubianiti. In esse un'intensa azione di contatto accompagnata da abbondante apporto di materiale magmatico ha causato spesso la sparizione completa o quasi di ogni traccia di tessitura scistosa e ha dato luogo alla formazione di alcuni minerali caratteristici, distribuiti in maniera piuttosto varia.

La fascia di contatto ha uno spessore variabile da poche decine di metri a 150-200 metri. L'aspetto macroscopico delle rocce cornubianitiche è molto vario, ma allo stesso tempo caratteristico. Sono rocce compatte, durissime, che solo molto raramente mantengono qualche residua superficie micacea di scistosità. Il loro colore è vario, per lo più molto scuro, da grigio scuro a nero, con macchie, noduli, striscie di parti più chiare, da bianco sporco a grigie e varicolori. Allontanandosi gradualmente dalle intrusioni, le cornubianiti sfumano attraverso tipi migmatitici a filladi impregnate e il loro aspetto si avvicina sempre più a quello delle rocce descritte in precedenza.

L'esame microscopico mostra come siano scarse le plaghe che hanno mantenuto l'aspetto originario, limitate per lo più ad aggruppamenti di granuli di quarzo a mosaico e a pochi piccoli residui di lamelle muscovitiche o cloritiche; spesso i minerali micacei o micaceo-cloritici sono ridotti a feltri finissimi ed irregolari che frequentemente sono disposti su striscie allungate mantenenti nel loro complesso alcuni motivi del-

L'originaria scistosità pur senza presentare isoorientazione delle singole lamelle.

La struttura in queste rocce è difficilmente definibile, per l'intima mescolanza di parti cristalloblastiche e parti cristalloclastiche cementate dall'apporto magmatico, per la presenza di feltri finissimi accanto a grossi cristalli, per la sovrapposizione di molti minerali di neoformazione alla compagine originaria. Sia i residui dei letti quarzosi sia, in minor misura, le fascie micaceo-cloritiche finemente frantumate sono fittamente intersecate da striscie, vene, masserelle irregolari di feldispati, soprattutto ortoclasio, in minor misura microclino o albite, che funzionano quasi da cemento della massa, mentre altri pochi nuovi minerali compaiono, variamente divisi fra le diverse zone.

I minerali più abbondanti sono ancora quelli già visti nelle filladi granitizzate, cioè ortoclasio, microclino, albite, biotite, epidoti. A questi si aggiungono anortoclasio, vari tipi di cloriti, andalusite che può talora essere abbondante, staurolite e pochi spinelli, oltre a depositi, soprattutto in venette o macchie pneumatolitiche, di pirite, magnetite, ematite, tormalina.

Altri minerali possono essere presenti, ma in quantità accessorie e poco caratteristici, come rutilo, titanite, zircone, apatite, idrossidi di ferro. Granati e cordierite, pure segnalati in altri contatti del cristallino di Cima d'Asta (v. bibl. 2), non sono stati da me trovati nelle numerose sezioni sottili esaminate.

Nelle singole cornubianiti esaminate si possono notare varie particolarità diverse: le fascie micaceo-cloritiche possono, nel loro complesso, mantenersi, oppure possono essere distrutte. Le lamelle di muscovite si limitano a pochi esempi: per lo più sono sbriciolate in fini feltri sericitici. Una simile azione cataclastica, meno accentuata, si è potuto verificare anche sui minerali granulari. I minerali neosomatici sono disposti molto irregolarmente e con abbondanza variabilissima nei diversi punti.

Motivo generale, molto accentuato nelle parti maggiormente cataclastizzate, è la presenza di materiale feldispatico che forma di solito un fittissimo fondo in cui stanno immersi i cristalli originari, isolati o a gruppi. I feldispati sono rappresentati da ortoclasio, microclino e albite, spesso presenti contemporaneamente; comune è la prevalenza di ortoclasio sugli altri, pur non mancando eccezioni. Le forme e la distribuzione di questa fitta impregnazione sono molto variabili: frequentemente il fondo feldispatico è dato da cristalli minutissimi, spesso mal

determinabili che formano irregolari vene anastomizzate fra di loro; altre volte compaiono irregolarissimi individui più grossi, cribrosissimi, che si sono costruiti attorno alle parti originarie del fondo; spesso questi cristalli sui loro bordi si sfrangiano e si diramano passando ai tipi a vene irregolari. Le dimensioni dei cristalli feldispatici possono diventare notevoli, come nelle « filladi feldispatiche ».

Con relativa frequenza nelle cornubianiti esaminate compaiono dei cristalli di quarzo di buone dimensioni che contengono inclusioni feldispatiche o parti del fondo impregnato. Una cosa parzialmente analoga era già stata notata per le filladi granitizzate mentre forme di quarzo di questo tipo, in cristalli nettamente più grandi del fondo, non esistono nella compagine delle filladi originarie.

Il minerale di neoformazione più abbondante è nel complesso l'*ortoclasio*; esso è abbastanza frequente sotto forma di grossi cristalli, ma è molto più abbondante in aggregati di cristalli minuti che hanno l'aspetto di cementare le varie parti sbriciolate da una precedente forte azione cataclastica. Fra i grossi cristalli e le masse a grana minuta c'è tutto un passaggio e variabili sono i rapporti fra le quantità di ortoclasio in cristalli grossi e quello microcristallino nel fondo. Tutti i cristalli sono fittissimi di inclusioni, molto cribrosi; spesso sono inoltre un pò argillificati o (molto meno) sericitizzati.

Quasi sempre l'ortoclasio è in realtà una pertite, con lamine di albite a volte irregolari a volte subparallele sparse nel corpo dell'ortoclasio stesso. Su alcune delle lamine più grosse qualche misura di 2V dà valori di $+78^\circ (= 2\% \pm 3 \text{ An})$, grandezza confermata dai valori angolari ottenuti in base alla proiezione dell'indicatrice e dei poli dei piani di geminazione. Qualche volta la quantità di albite aumenta notevolmente e l'associazione può divenire di tipo antipertitico. Sia le pertiti che le antipertiti danno qualche volta delle associazioni micropermatitiche con quarzo.

La massima parte degli angoli 2V misurati su cristalli di ortoclasio pertitico, dà valori medi di -52° , con oscillazioni tra -48° e -58° , anche in uno stesso campione. Si tratta anche qui forse di termini ricchi in sodio. Probabilmente come *anortoclasio* sono da definire alcuni cristalli su cui alcune misure di 2V danno valori di -31° (con oscillazioni da -30° a -32°). La mancanza di sfaldature o geminazioni impedisce però più accurati accertamenti.

L'*anortoclasio* è stato da me sicuramente determinato in qualche

piccola vena di deposito aplitico-pegmatitico, dove è accompagnato da magnetite, pirite, ematite e tormalina. L'angolo $2V$ è di -45° (oscillante da -42° a -47°) e la proiezione dell'indicatrice rispetto al piano di sfaldatura (001) dà un'orientazione valida per l'anortoclasio.

Anche alcuni cristallini feldispatici dei fondi più minuti presentano angoli tra gli assi ottici poco ampi: $2V = -42^\circ$. Le misure possibili sono però scarse, data la piccolezza dei singoli granuli; inoltre la mancanza di sfaldature o di geminazioni non permette misure di confronto.

Quasi sempre presente e qualche volta molto abbondante è il *microclino*. Si presenta in individui unici graticciati finissimamente per cui in generale solo misure precise di $2V$ o proiezioni dell'indicatrice rispetto a sfaldature (sec. TURNER, bibl. n. 22) permettono la sua definizione esatta. Individui graticciati più grossolanamente sono molto rari.

L'angolo $2V$ medio è uguale a -80° con oscillazioni tra -78° e -84° ; un esempio di valori angolari basati sulla proiezione dell'indicatrice rispetto a direzioni cristallografiche è il seguente: $\alpha \wedge \perp (001) = 81^\circ$, $\beta \wedge \perp (001) = 15^\circ$.

Anche il microclino può dare, con l'albite, forme pertitiche. Si presenta sia in individui grossi o medi, sia in aggregati minuti, esattamente come l'ortoclasio. Al contrario di quest'ultimo è assolutamente inalterato.

Anche l'albite è un tipico minerale di queste cornubianiti, nel complesso meno frequente dell'ortoclasio e in quantità all'incirca corrispondenti a quelle del microclino. In qualche punto a monte del Passo di Gòbbera però, l'albite è più abbondante di entrambi i feldispati potassici, pure presenti. Può essere in cristalli da medi a grossi, in unico individuo o geminati, più spesso in aggregati minuti fino a microcristallini nel fondo, con forme identiche a quelle viste sia per l'ortoclasio che per il microclino. Tra i cristalli geminati è possibile riconoscere le leggi dell'albite, del periclino e di Karlsbad, quasi mai associate. L'angolo $2V$ medio, misurato su molti cristalli è di $+77^\circ$ e $+81^\circ$. In alcune parti del fondo l'albite è profondamente sericizzata e argillificata. Qualche volta compaiono grossi cristalli « a scacchiera » che inglobano molte inclusioni, anche di albite ad individui interi e lisci.

Gli *epidoti* sono scarsi e limitati per lo più a fini granulazioni nel fondo. In qualche parte della fascia di contatto, soprattutto al fondo

della Val Lozen e al Redàsega, compaiono sciami di minuti cristallini ovoidali di zoisite, mescolata a clinzoisite, che localmente possono diventare relativamente abbondanti. Sono caratterizzati da debolissima birifrazione, alta rifrazione, forte dispersione. Si ritrovano sparsi in modo irregolare, senza connessione con altri minerali particolari.

Più importante è la *biotite*, che è presente ovunque, anche se in quantità di solito non grandi. A volte anzi diviene nettamente accessoria. Si ritrova solitamente entro le fascie sericitico-cloritiche, in lamelle piccole e irregolari, orientate oppure assolutamente disorientate. Il colore e il pleocroismo sono variabili, da molto intensi (γ = bruno-nero, α = giallo-bruno) fino a toni di bruno-arancio. Ciò è anche probabilmente in relazione con vari stadi di trasformazione dei cristalli di biotite, trasformazione che non di rado giunge a termini cloritici. Corrispondentemente si ha una diminuzione del potere birifrattivo delle lamelle e, per trasformazioni molto avanzate, segregazione di idrossidi vari. Dove è scarsa, la biotite si presenta spesso in masserelle a birifrazione d'aggregato.

Molto diffuse e varie sono le *cloriti*. Diversamente che nelle filladi e nelle stesse rocce granitizzate, le cloriti delle rocce di contatto si presentano con una notevole varietà di tipi e di forme. Ancora prevale la pennina, sia in fitte associazioni sericitico-cloritiche in fascie allungate, sia in grosse lamelle, a volte un pò palmate. Il colore è da verde chiaro a incolore, la birifrazione bassissima o anormale con colori bronzei. Si trova spesso associata a sericite e a idrossidi vari. Qualche volta si trova assieme a forme di biotite scolorita, per cui in parte può essere secondaria, derivata appunto da biotite. Tale modo di presentarsi non è però frequentissimo: per lo più non si nota per la pennina una derivazione diretta da altri minerali. Pennina, e forse altre cloriti di tipo poco diverso (con birifrazione estremamente bassa, rifrazione bassa, allungamento per lo più positivo, colore verde chiaro o incolore) si depongono a volte in alcune parti del fondo come materiale cementante, analogamente a quanto già visto per i feldispati.

In uno dei campioni cornubianitici esaminati si hanno noduli cloritici con disposizione palmata delle lamelle, di colore verde intenso, potere birifrattivo relativamente forte, rifrazione abbastanza alta, da riferire probabilmente a tipi ricchi in ferro e alluminio.

Molto caratteristica è la presenza, nelle cornubianiti che compaiono sul fondo di Val Lozen, di *antigorite* in associazione subparallela di mi-

nute lamelle che si raggruppano in piccole plaghe le quali appaiono allungate perpendicolarmente alle singole lamelle; le plaghe possono essere piene di inclusioni varie, sericitiche, biotitiche od altro, e sono spesso associate con lamelline di sericite, disposte parallelamente alle singole plaghe. L'antigorite è color verde-giallo chiaro, non pleocroica, il suo indice medio è nettamente inferiore a quello medio della sericite, l'allungamento delle lamelle è positivo.

Nelle stesse cornubianiti compaiono altre macchie cloritiche, mescolate spesso a biotite, formate da un fondo verde chiarissimo con rifrazione piuttosto bassa e apparentemente isotropo, dato probabilmente da pennina, entro cui stanno varie lamelle più colorate a bassissima birifrazione e a rifrazione piuttosto forte. Si tratta probabilmente per queste ultime, di termini piuttosto ferriferi riferibili forse a tipi diabantitici o procloritici (WINCHELL, bibl. n. 23).

Fra gli altri minerali delle contattiti studiate assume un certo valore l'*andalusite* (tav. III, fig. 4), presente solo in alcune delle sezioni sottili studiate e in genere non in grande quantità. Si tratta di cristalli incolori non troppo grandi, cribrosi, con qualche sfaldatura, allungamento negativo, bassa birifrazione; i bordi dei cristalli sono sfrangiati, molto irregolari. L'angolo 2V misurato in alcuni cristalli ha dato valori di -83° e -84° . E' spesso parzialmente trasformata in sericite.

Qualche volta è presente, assieme ad andalusite, della *staurolite* (v. tav. III, fig. 4) in grossi cristalli spugnosi, che localmente può diventare abbondante. Si trova sempre in zone sericitico-cloritiche, che in parte mantiene come inclusioni all'interno. E' un pò colorata con pleocroismo: α = incoloro, γ = giallo-bruno, la rifrazione è notevolmente alta, la birifrazione bassa. L'angolo 2V misurato su vari cristalli dà valori medi di $+80^\circ$ (oscillazioni da $+79^\circ$ a $+81^\circ$) in tutti i cristalli esaminati fuorchè in uno, dove $2V = +89^\circ$.

Gli *spinelli*, sparsi in minuti cristalli, disposti a piccoli sciami, sono limitati ad alcune parti dei contatti del Redasega, nelle immediate vicinanze dell'intrusione gabbro-dioritica. Sono per lo più colorati e con altissima rifrazione, del tipo della picotite; raramente sono di altro tipo meno intensamente colorato.

Non occorrono descrizioni dettagliate sui molti accessori: *apatite* e *zircone* sono relativamente frequenti, specialmente la prima. *Magnetite* è talvolta abbastanza abbondante, altre volte è più scarsa. In molti casi è notevolmente limonitizzata. *Pirite* e *pirrotina* sono raramente presenti, associate a magnetite. *Titanite* qualche volta si può notare in

pochi cristalli ben definiti. Più raro il *rutilo* in piccoli granuletti. Molto abbondanti invece sono quasi sempre gli *idrossidi di ferro*, mescolati spesso a granulazioni titanifere, sia derivati da diretta trasformazione di vari minerali, sia in depositi irregolari. In qualche caso altrettanto abbondante che i materiali limonitici è dell'ematite rossa, in plaghe o granulazioni.

E' inoltre da notare la presenza di venette con cristalli relativamente grandi di pirite associata a magnetite e tormalina, di deposito probabilmente pneumatolitico.

Noduli di *tormalina*, con disposizione raggiata, di colore bruno sono sparsi in alcuni punti della fascia di contatto a monte del Passo di Gòbbera e sul versante dell'Arinàs verso Val Cismòn. Su alcune superfici rotte la presenza di tormalina in associazione prismatico-raggiata si può notare con facilità anche macroscopicamente. Questi noduli tormaliniferi sono contenuti in rocce cornubianitiche senza traccia di scistosità formate da un complicato impasto di cloriti, sericite, feldspati argillificati, sericitizzati e calcitificati, tanto da non poter essere chiaramente distinti, con molti ossidi ed idrossidi di ferro e sparsi cristalli di tormalina. Nei noduli la tormalina si presenta in grossi cristalli a disposizione raggiata, con forte pleocroismo: ϵ = incolore, ω = verde marcio intenso, con varie macchie a diversa intensità entro ogni singolo cristallo. In qualche nodulo il colore è più intenso, con ϵ = verde chiaro e ω = verde scuro o verde-bruno scuro. Probabilmente la composizione di questa tormalina è di tipo schorlitico. Associate con la tormalina si possono avere magnetite, ematite, un pò di pirite e varie cloriti giallo-verde chiaro, lievemente pleocroiche, con birifrazione non troppo bassa, allungamento positivo delle lamelle, con rifrazione media di poco inferiore a ϵ della tormalina, probabilmente denominabili come brunsvigite (WINCHELL e TRÖGER v. bibl. 23 e 21). Cloriti dello stesso tipo, o forse attribuibili a termini diabantitici, con rifrazione e birifrazione più bassa, sono sparsi entro la massa della roccia.

In un campione di roccia al contatto con uno dei due filoni dioritico-porfiritici a E di S. Antonio, accanto a molti caratteri in comune con i tipi cornubianitici prima descritti si può notare una particolarità: la presenza cioè di albite, in cristalli abbastanza grandi, che copre intere plaghe ed è fittissimamente riempita di lamelle sericitiche, per la massima parte disorientate; tanto fitto è il riempimento di sericite che, in

sezione è quasi quantitativamente più abbondante la parte sericitica che non quella albitica. Sericite e biotite poco colorata (α = giallo-bianco, β e γ = gialloverde chiaro), forse di tipo flogopitico, sono abbondanti poi in gruppi di lamelle disorientate fra i singoli granuli del fondo. E' abbondante dell'ematite rossa soprattutto a cementare fature.

Chimismo delle filladi granitizzate.

Ho compiuto l'analisi chimica di 4 campioni di filladi e di 7 campioni di filladi granitizzate. Le rocce analizzate sono state scelte con cura in modo che rappresentassero i tipi più comuni e più caratteristici ed il materiale macinato è sempre stato abbondante, data la grana grossa di alcune parti delle rocce studiate. I valori ottenuti sono presentati nelle tabelle.

Filladi senza apporto di granitizzazione

	1)	2)	3)	4)	media
SiO ₂	81,05	76,17	68,80	46,62	68,16
TiO ₂	0,61	0,44	0,77	0,99	0,70
Al ₂ O ₃	9,22	10,34	14,39	26,52	15,12
Fe ₂ O ₃	1,28	1,66	1,76	5,09	2,45
FeO	0,90	2,90	2,85	6,13	3,19
MnO	0,06	0,04	0,08	0,34	0,13
MgO	1,54	2,13	2,05	2,75	2,12
CaO	0,56	0,24	0,92	0,26	0,50
Na ₂ O	1,27	1,64	1,95	1,49	1,59
K ₂ O	2,49	2,46	2,58	4,92	3,11
H ₂ O—	0,14	0,08	0,48	0,08	0,19
H ₂ O+	1,20	2,10	3,16	4,74	2,80
	100,32	100,20	99,79	99,93	100,06

1) q. 2322, S del Colbricòn; 2) q. 2206, S di Malga Tognola; 3) E di Malga Tognola; 4) N di Siròr.

Filladi granitizzate.

	5)	6)	7)	8)	9)	10)	11)	media
SiO ₂	72,12	71,04	66,66	69,19	64,04	64,89	69,46	68,20
TiO ₂	0,63	0,46	0,70	0,66	0,69	0,58	0,84	0,65
Al ₂ O ₃	12,70	14,55	14,58	14,43	17,31	17,20	13,56	14,90
Fe ₂ O ₃	1,47	2,02	2,69	1,76	1,88	1,41	2,29	1,93
FeO	2,04	1,28	2,28	1,13	2,97	2,49	2,07	2,04
MnO	0,03	0,04	0,17	0,04	0,11	0,03	0,07	0,07
MgO	2,16	1,48	1,92	1,55	2,24	2,40	2,11	1,98
CaO	1,67	0,47	3,44	2,37	1,29	2,90	3,04	2,17
Na ₂ O	3,18	1,95	2,54	3,20	2,86	3,37	2,39	2,78
K ₂ O	2,37	5,00	3,46	3,77	5,30	2,74	2,56	3,60
H ₂ O—	0,16	0,16	0,20	0,10	0,10	0,16	0,12	0,14
H ₂ O+	1,74	1,49	1,86	1,65	1,42	2,22	1,73	1,73
	100,27	99,94	100,50	99,85	100,21	100,39	100,04	100,19

5) W di Gobbera. 6) S Romina. 7) q. 1621 N di Mezzano. 8) N-W di Fiera, Nolesca. 9) Col Santo. 10) q. 1480, E di Malga Scanaiòl. 11) q. 1597, S-E di Malga Scanaiòl.

PARAMETRI NIGGLI

Filladi senza apporto di granitizzazione.

	1)	2)	3)	4)	media
si	628	464,5	347	138	329
ti	3,5	2	2,5	2	2,5
al	42	37	42,5	46	43
fm	31,5	42	34,5	39,5	37,5
c	4,5	1,5	5	1	2,5
alc	22	19,5	18	13,5	17
k	0,55	0,5	0,45	0,7	0,55
mg	0,55	0,45	0,45	0,3	0,4
c/fm	0,15	0,04	0,15	0,03	0,07

Filladi granitizzate

	5)	6)	7)	8)	9)	10)	11)	media
si	362	374	279	327	256	260	318	306,5
ti	2,5	1,5	2,5	2,5	2	2	3	2
al	37,5	45	36	40	40,5	40,5	36,5	39,5
fm	30,5	25,5	29	22	29,5	27	30,5	27,5
c	9	2,5	15,5	12	5,5	12,5	15	10,5
alc	23	27	19,5	26	24,5	20	18	22,5
k	0,35	0,65	0,45	0,45	0,55	0,35	0,4	0,45
mg	0,55	0,45	0,4	0,5	0,45	0,55	0,5	0,5
c/fm	0,29	0,10	0,53	0,56	0,18	0,44	0,50	0,38

I campioni del primo gruppo, cioè dei puri parascisti, sono dati da una fillade molto quarzifera, quasi una quarzite (camp. 1) da due tipi di filladi quarzifere (o quarzifero-albitiche) normali (camp. 2 e 3) e da un tipo di fillade muscovitico-cloritica (camp. 4). Delle analisi è data la media, al solo scopo di poter meglio riassumere i dati ottenuti, senza voler assolutamente affermare che tale media corrisponda all'effettivo chimismo medio della formazione filladica, date le variazioni di composizione che avvengono disordinatamente in questi parascisti e la limitatezza del tipo rappresentato dalla roccia 4 scarsa in silice e ricchissima in allumina. Tuttavia si possono rilevare da tale media alcune caratteristiche comuni che sono: la bassissima percentuale di CaO e la percentuale piuttosto alta di Al_2O_3 e degli ossidi di ferro e magnesio. Particolarmente notevole la quantità di MgO rispetto alla calce. Gli alcali non sono abbondanti, con prevalenza quasi costante del potassio sul sodio.

Questi caratteri sono messi in particolare risalto dal calcolo dei parametri Niggli, che accentuano i fatti già osservati, soprattutto la bassissima quantità di calcio e la bassa percentuale di alcali rispetto agli altri componenti. A questo riguardo è molto significativo il bassissimo valore che assume il rapporto *c/fm*, particolarmente nelle rocce 2 e 4. Tutti questi dati, che definiscono una forte preponderanza dei valori *al + fm* rispetto a *c + alc*, inquadrano le rocce studiate entro un chimismo di deposito argilloso oppure, per i tipi con alto valore di si, argilloso-arenaceo.

Le rocce miste di granitizzazione da me analizzate sono state scelte fra i tipi più caratteristici e abbondanti. Per questo credo che la loro media si avvicini con sufficiente sicurezza alla media effettiva delle rocce di tutta l'area di granitizzazione. Da tale media risulta il carattere generale, basilare, del loro chimismo che è l'aumento notevolissimo (in quantità media di oltre il quadruplo) del valore CaO rispetto alle fondamentali ed il meno marcato aumento di alcali. Tale aumento è avvenuto soprattutto a spese dei componenti femici, mentre la diminuzione in alluminio è molto meno marcata. Anche qui il carattere generale è meglio accentuato dal calcolo dei parametri Niggli: da essi risulta nettissimo l'aumento dei valori *c* e *alc* a detrimento soprattutto del parametro *fm* e meno fortemente del parametro *al*. Il confronto tra i rapporti *c/fm* in queste rocce granitizzate e nelle filladi fondamentali è al riguardo molto chiarificatore. Altra differenza tra i due gruppi di rocce è il variare del parametro medio *k* da 0,55 a 0,45. Evidentemente l'apporto medio di sodio risulta maggiore che quello di potassio, ad opera delle soluzioni granitizzanti.

Dal confronto fra i dati analitici è evidente che l'apporto di alcali e di calcio è stato molto variabile nei diversi punti considerati. Infatti per le rocce 6 e 9 l'aumento di CaO è limitato, anzi per la 6 esso è praticamente nullo. In compenso l'apporto di alcali, soprattutto di potassio, è stato fortissimo (in esse il parametro *k* è il più alto presente: 0,65 e 0,55 rispettivamente). Nella 7 e nella 11 invece ad un apporto alcalino più limitato (e in prevalenza sodico) si accompagna un fortissimo aumento in CaO, rispetto alle filladi fondamentali. Il più forte apporto di Na₂O si ritrova nei campioni 5 e 10, dove non solo le qualità molecolari ma anche quelle in peso di Na₂O superano quelle di K₂O.

Fra le cose più caratteristiche ed importanti che si possono notare è che in generale a un notevole apporto di potassio (rocce 6 e 9) corrisponde un più scarso apporto di calcio e sodio. Questi due ultimi elementi, pur con notevoli oscillazioni reciproche, mostrano la tendenza ad accompagnarsi durante la granitizzazione. Un apporto notevole di tutti tre gli elementi insieme non è stato riscontrato: o prevale l'apporto in potassio, o prevale quelle in calcio e sodio.

Naturalmente i dati chimici trovano conferma nelle osservazioni ottiche sulle singole rocce. Infatti la 6 e la 9 sono ricche soprattutto in

biotite e in microclino (+ ortoclasio), la 5 e la 10 soprattutto in plagioclasii albitici. Inoltre tutti i campioni che rivelano una certa quantità di CaO sono ricchi in epidoti; costantemente la quantità chimica CaO e la quantità di epidoti sono in relazione reciproca diretta.

Il fatto che la venuta di notevoli quantità di calcio e di sodio dia luogo alla costruzione dei reticoli cristallini di due fasi minerali, precisamente epidoti ed albite, e non di plagioclasii di composizione diversa dall'albite rispecchia probabilmente condizioni ambientali particolari, caratterizzate da temperatura relativamente bassa. Tali condizioni, in base ai minerali di neoformazione che si sono costruiti e in base ai minerali preesistenti che si sono mantenuti, possono essere riferite a quelle dominanti durante la formazione di rocce appartenenti alle facies delle « anfiboliti epidotico-albitiche » o degli « scisti verdi » di *ESKOLA*.

Anche la presenza di microclino conferma condizioni analoghe, con possibilità forse di temperatura un pò superiore. Soltanto nelle parti più prossime alle varie intrusioni (fascia cornubianitica e parzialmente zona delle « filladi feldispatiche ») la presenza di ortoclasio rivela, in uno degli ultimi atti della storia delle rocce granitizzate, condizioni di temperatura più alte.

L'aumento di Ca, Na e K è avvenuto particolarmente a spesa di ferro. Ciò può apparire spiegabile ammettendo un fronte granizzante alcali-calcico accompagnato da una mobilizzazione di ferro, durante o posteriormente alla fase principale di granitizzazione.

L'apporto di calcio e di alcali, avvicina le rocce studiate ad un chimismo di roccia eruttiva. Tale tendenza si accentua in alcuni tipi, particolarmente in quelli in cui più forte è la venuta di calcio, tanto da renderli confrontabili con alcuni dei tipi magmatici proposti da *Niggli*. Nella tabella sono dati i valori dei tipi magmatici *Niggli* che presentano un pò di analogia con le rocce studiate.

Tipi magmatici	si	al	fm	e	ale	k	mg
<i>tasnagranitico</i>	300	36	28	9	27	0,45	0,35
<i>farsunditico</i>	300	42	20	15	23	0,25	0,4
<i>granodioritico</i>	280	39	22	17	22	0,45	0,4
<i>granitico norm.</i>	270	34	29	13	24	0,45	0,35

Come si vede nessuna delle rocce analizzate corrisponde ai tipi magmatici elencati. La media dei parametri per le filladi granitizzate si avvicina per molti caratteri ad un chimismo intermedio fra il tasnagrinitico e il farsunditico, rivelando però ancora una certa carenza in alcali.

L'insufficienza dell'apporto di calcio e di alcali per imporre al chimismo delle filladi di fondo un carattere nettamente magmatico è messa in risalto dalla proiezione dei valori si e $c + alk$ nel diagramma di fig. 5. In esso sono riportati i valori dei parametri si , in ordinate, e la quantità $c + alk$, in ascisse, di tutte le rocce analizzate. Le due

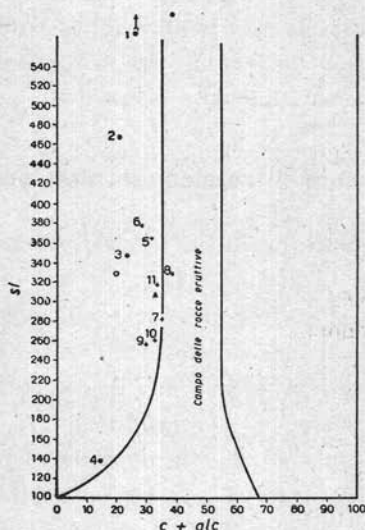


Fig. 5. — Diagramma $si - c + alc$. Le filladi sono indicate con un cerchietto pieno, le rocce granitizzate con una crocetta; la media delle filladi è indicata con un cerchietto vuoto, quella delle rocce granitizzate con un triangolino.

filladi 1	$si = 628$	$c + alc = 26,5$	roccie granitizzate 5	$si = 362$	$c + alc = 31$
2	$= 464,5$	$= 21$	6	$= 374$	$= 29,5$
3	$= 347$	$= 23$	7	$= 279$	$= 35$
4	$= 138$	$= 14,5$	8	$= 327$	$= 38$
			9	$= 256$	$= 30$
			10	$= 260$	$= 32,5$
			11	$= 318$	$= 33$
media filladi				$si = 329$	$c + alc = 19,5$
media rocce granitizzate				$si = 306,5$	$c + alc = 33$

curve limitano il campo delle rocce eruttive. E' chiaro come tutte le filladi di fondo siano nettamente al di fuori di tale campo, mentre le filladi granitizzate si avvinino più o meno notevolmente ad esso. Solo una di esse però mostra un chimismo nettamente magmatico (la roccia n. 8) e un'altra (la 7) si trova al limite esatto del campo.

La proiezione dei quattro parametri fondamentali nel diagramma tetraedrico di Niggli conferma le osservazioni già fatte. Le filladi fondamentali cadono in pieno nel campo dei sedimenti argillosi (le rocce 1 e 3 nella sezione II, la 2 e la 4 e la media nella sezione I). Delle rocce granitizzate la 6 (sez. I) e la 9 (sez. II) cadono ancora nello stesso campo, mentre tutte le altre vengono a trovarsi al limite del campo delle rocce eruttive con quello dei sedimenti argillosi, cadendo la 5 e la media nella sez. III e le altre nella sez. IV. Per la 7 e la 8 il carattere chimico è divenuto un pò più marcatamente magmatico.

Conclusioni e discussioni sui dati presentati.

Considerati in questo modo tutti i dati ottenuti durante lo studio petrografico dell'area di granitizzazione, si può cercare di riassumerli e di riconsiderarli nel loro insieme, anche allo scopo di dare alle rocce studiate una denominazione soddisfacente. Tutti i nomi dati dai rilevatori e ricercatori precedenti sono (lo si è già detto) poco accettabili, perchè ambigui e parzialmente contraddittori.

Ci si trova di fronte ad una formazione di parascisti a grado di metamorfismo piuttosto basso che, in base alla loro composizione e alla loro struttura e tessitura, sono da denominare in generale filladi quarzifere o quarzifero-albitiche. Entro la formazione oscillazioni varie di composizione possono portare a tipi di quarziti (o quarziti albitiche) da un lato e a tipi di filladi muscovitico-cloritiche dall'altro.

Una caratteristica di quasi tutte le rocce della formazione è la relativamente abbondante presenza di albite, che trova riscontro nella discreta quantità di Na_2O dell'analisi chimica. L'albite, granoblastica nei letti di quarzo, è di solito in quantità del 10-15%.

Pare che le filladi rappresentino delle rocce polimetamorfiche. Ciò sembra almeno indiziato, se non provato, dalla presenza di residui di granati in alcuni punti della massa e dell'esistenza di biotite parzialmente cloritizzata in più punti.

Certamente l'atto metamorfico, o l'ultimo degli atti metamorfici che hanno costruito i parascisti filladici, deve avere una datazione pre-permiana, con tutta probabilità ercinica come è ammesso da parecchi autori tra cui ANDREATTA (bibl. n. 3). Infatti sopra le filladi si sono riversate le masse porfiriche e porfirico tufacee infrapermiane le quali non mostrano tracce di ricristallizzazione metamorfica e contengono frequentemente, per lo meno in affioramenti di altre località, lembi filladici più o meno trasformati. Al contatto tra masse lavico-tufacee e filladi si può essere sviluppata una limitata azione termica e di apporto, che è stata da me notata in un punto (v. pag. 150).

Per vaste aree le filladi appaiono variamente trasformate da un apporto di materia, che ha costruito alcuni minerali o gruppi di minerali di neoformazione, e precisamente: ortoclasio, microclino, albite, epidoti, biotite (titanite). Questi minerali non si trovano per lo più associati in modo qualsiasi, ma danno alcune possibili paragenesi osservate; fondamentalmente:

- 1) microclino (e ortoclasio) + (biotite) + (albite)
- 2) albite + epidoti + (biotite)
- 3) albite
- 4) albite + microclino + (biotite)

Si è osservato che gli epidoti si trovano solamente in presenza di albite e quasi mai in presenza di microclino: solo in un punto (Col Santo) tutti i minerali elencati si trovano assieme. Si è pure osservato che la distribuzione spaziale del tipo di apporto e quindi di paragenesi neosomatiche, pur essendo piuttosto irregolare e disordinata, mostra una certa tendenza ad essere la seguente: apporto potassico (ortoclasio e microclino) a non grandi distanze dalle intrusioni, apporto sodico e calcico (albite più epidoti) o solo sodico con distribuzione più allargata rispetto alle intrusioni. La biotite, mai molta, si mostra disposta con grandi irregolarità.

Si è accennato ai problemi che suscita la distribuzione delle rocce di granitizzazione in relativa vicinanza con le masse eruttive. Sarebbe semplice il collegamento se non comparissero tracce di azioni metamorfiche tettoniche successive alla granitizzazione, tracce non riscontrabili nelle rocce eruttive.

Se l'apporto in calcio, sodio e potassio sia avvenuto in un'unica fase o in più fasi non è possibile dirlo con certezza assoluta. Da alcuni indizi (microclino contenente all'interno brandelli o parti di cristalli albitici, pertiti di probabile origine metasomatica potassica) parrebbe di poter dedurre una prima venuta sodica seguita da una potassica. Casi analoghi non sono stati osservati per gli epidoti, ma dato che questi ultimi si ritrovano solamente in connessione con l'albite, si può presumere che la venuta di calcio accompagni quella di sodio. Quindi ad un primo apporto sodico-calceico ampiamente distribuito ne sarebbe seguito uno potassico meno vasto, con costruzione di minerali che si sarebbero sovrapposti ai minerali di sodio (e forse calcio) prima formati in parte rimobilizzandoli. Se e in quali proporzioni l'apporto o i diversi apporti siano legati o indipendenti dalla presenza di masse intrusive è problema ancora aperto, che ha bisogno di ulteriori ampliamenti della zona studiata.

Per quanto riguarda il chimismo delle rocce granitizzate, l'apporto alcalino e calcico ha avvicinato la composizione filladica verso tipi magmatici granitici o granodioritici.

Al contatto fra le rocce scistose e le varie intrusioni si è formata una fascia migmatitico-cornubianitica continua, a vario spessore, dove, con tessitura massiccia o quasi e struttura spesso cataclastica ricementata con materiale feldispatico (e talora cloritico), compaiono accanto a residui filladici tutti i minerali di granitizzazione; l'ortoclasio diviene più abbondante degli altri feldispati; gli epidoti sono scarsi. Di nuovi minerali si hanno solo anortoclasio, andalusite, staurolite, pochissimi spinelli e vari tipi di cloriti piuttosto ferrifere.

In parte i minerali di neoformazione, soprattutto biotite, ortoclasio e andalusite, in molto minor misura albite e microclino, sono trasformati da processi di tipo idrotermale che hanno formato sericite, minerali argillosi e cloriti a spese di precedenti. A volte inoltre gli ossidi metallici di ferro sono parzialmente piritizzati, probabilmente durante le stesse fasi idrotermali.

In alcuni punti della formazione cristallina, soprattutto dell'area di granitizzazione, si sono sviluppati fenomeni cataclastici post-ecristallini, con formazione di fasce irregolari di miloniti o di cataclasi in parte ricementate con calcite, materiali limonitici e cloriti. Questi fenomeni di rottura sono da collegare ai movimenti tettonici che hanno determinato lo scorrimento della « linea della Valsugana ». Fenomeni ca-

taclastici analoghi (anche se meno facilmente definibili nello spazio) sono stati da me osservati anche nelle rocce eruttive della zona (v. bibl. n. 6). Fenomeni minori di deformazione o di rottura posteristallina sono osservabili in molti punti di tutta l'area della formazione filladica, sia nella parte granitizzata, sia in quella non o poco toccata dal processo di apporto.

Rimane, da ultimo, il problema della denominazione delle rocce studiate. Ho preferito prima di affrontarlo, descrivere i fatti e presentare tutti i dati osservati, perchè evidentemente è in base ad essi che la denominazione deve essere scelta.

Dei termini finora usati, filladi granitizzate, filladi impregnate, rocce miste, solo il primo può parzialmente soddisfare perchè chiarisce a sufficienza sia la natura originaria delle rocce, sia la loro natura attuale. Forse però esso è ancora troppo generico, soprattutto perchè non specifica del tutto la composizione mineralogica del prodotto o dei prodotti finali.

I nomi trovati finora nella letteratura per le rocce da me studiate, « filladi feldispatiche » e « gneis comuni » (v. bibl. n. 20) credo siano da scartare per molte ragioni. La denominazione: « filladi feldispatiche » non è sufficiente, perchè è ben diverso il significato genetico dei diversi feldispati, che qui non vengono specificati. Inoltre non ha senso denominare come rocce del tutto diverse, come ha fatto il TRENER, delle masse formati nello stesso processo e a spese degli stessi materiali, unicamente in base alla diversità di dimensioni di alcuni cristalli componenti, tanto più che altrove sono denominate come « filladi feldispatiche » dei tipi di rocce che sono assolutamente identici a quelli qui denominati « gneis comuni ».

Quanto al nome « gneis comuni » è a maggior ragione da tralasciare, prima di tutto perchè l'aggettivo « comuni » non specifica niente quanto all'origine e alla composizione della roccia, e perchè la parola « gneis », senza vere e proprie specificazioni, fa sospettare a chi non conosce le rocce in argomento che ci sia stata diversità di ambiente e di condizioni genetiche originarie sia rispetto alle filladi, sia rispetto alle « filladi feldispatiche ».

Il nome « gneis » può, ad una prima approssimazione, soddisfare. Infatti i gneis sono rocce di origine metamorfica contenenti feldispati, senza esclusione per alcun minerale che parageneticamente possa coesistere coi feldispati. Però col termine « gneis » ci si riferisce solitamente

a tipi di tettoniti a grado di cristallinità piuttosto elevata cioè, rifacendosi agli schemi fondamentali del GRUBENMANN, a rocce di meso-e catazona. Forse ad aggirare l'ostacolo sarebbe sufficiente premettere il prefisso meta- alla parola gneis. In questo modo si potrebbe già porre l'accento sull'origine mista delle rocce studiate e al tempo stesso giustificare qualche oscillazione e qualche incertezza nell'esatta valutazione di queste come vere e proprie rocce gneissiche.

Tutto considerato è dubbio se sia bene abbandonare il termine più generico ma forse petrograficamente più rigoroso di « filladi granitizzate » per quello di « metagneis filladici ». Il problema richiede abbondanti confronti con rocce di tipo analogo, sia della regione di Cima d'Asta sia di altre regioni a scisti cristallini, prima di poter essere risolto con piena soddisfazione. Per ora proporrei di mantenere le due denominazione discusse poco sopra, senza una particolare preferenza per l'una o per l'altra. Chiamerei quindi le rocce da me studiate in questo lavoro « filladi granitizzate » o « metagneis filladici », escludendo qualsiasi altro nome, sia esso stato da me usato temporaneamente nel corso delle singole descrizioni del presente lavoro, sia esso stato proposto ed usato da altri autori in precedenza.

BIBLIOGRAFIA

- (1) ANDREATTA C., *Disposizione dei microliti micacei in plagioclasi di rocce intrusive* (Analisi strutturali di rocce, IV). « Periodico di Mineralogia, Roma 1934.
- (2) ANDREATTA C., *Giacimenti di granato almandino ai contatti del massiccio intrusivo di C. d'A. e loro paragenesi*. Trento, 1938.
- (3) ANDREATTA C., *Il metamorfismo tettonico e la granitizzazione del cristallino di Cima d'Asta*. - « Rendiconti della Soc. Min. Ital. Anno XII, Pavia, 1955.
- (4) BARTH-CORRENS-ESKOLA, *Die Entstehung der Gesteine* - Springer, Berlino, 1939.
- (5) CHUDOBA K., *Die Feldspäte und ihre praktische Bestimmung*. Stoccarda, 1932.
- (6) D'AMICO C., *Le rocce intrusive della dorsale Arinds-Redàsega (cristallino di Cima d'Asta)* - « Acta Geologica Alpina », Bologna, 1956.
- (7) — — *Filladi granitizzate nella parte orientale del cristallino di Cima d'Asta - Nota preliminare* - « Rendiconti della Soc. Min. Ital., Anno XII, Pavia, 1956.
- (8) GRUBENMANN-NIGGLI, *Die Gesteinsmetamorphose* - Borntraeger, Berlino, 1924.
- (9) NIGGLI P., *Gesteins- und Mineralprovinzen*-Borntraeger, Berlino, 1923.
- (10) — — *Die Magmentypen* - « Schweiz. Min. Petr. Mitt. », vol. XVI, 1936.

- (11) v. PHILIPSBORN H., *Tabellen zur Berechnung von Mineral- und Gesteins-analyse*. Lipsia, 1933.
- (12) v. RATH G., *Die Lagorai-Kette und das Cima d'Asta-Gebirge*. Jahrbuch der KK. Geolog. Reichsanstalt, Vienna, 1863.
- (13) v. REINHARD M., *Universal Drehtischmethoden*. Basilea, 1931.
- (14) SALOMON W., *Cima d'Asta - Masse in südöstlichen Tirol*. «Min. Petr. Mitt.», vol. XII, Vienna, 1901.
- (15) SIMBOLI G., *Ricerche petrografiche sulle rocce eruttive della Val Vanoi* - «Rendiconti della Soc. Min. Ital.», Anno XII, Pavia, 1956.
- (16) TRENER G. B., *Reisebericht aus der Cima d'Asta - Gruppe*. «Verhandl. d. geol. R.A.», n. 11 e 12, Vienna, 1901.
- (17) — — *Reisebericht aus der Gegend der Cima d'Asta*. «Verhandl. d. geol. R.A.», n. 15, Vienna, 1901.
- (18) — — *Vorlage der geol. Karte des Lagorai und Cima d'Asta Gebirges*. «Verhandl. d. geol. R.A.», Vienna, 1902.
- (19) — — *Carta geologica delle Tre Venezie*, Trento - F° 21.
- (20) — — *Carta geologica delle Tre Venezie, Feltre* - F° 22.
- (21) TROEGER W. E., *Tabellen zur optischen Bestimmung der Gesteinsbildenden Minerale*. Schweizerbart - Stoccarda, 1952.
- (22) TURNER F. J., *Determination of plagioclase with the four-axis universal stage* «The American Mineralogist», vol. 32, 1947.
- (23) WINCHELL A., *Elements of optical mineralogy*. Wiley-New York-Londra, 1951.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA I

Fig. 1. — Parte della catena Arinàs-Col Santo e di Val Lozen vista dal versante destro della Val Vanoi. Sono visibili i paesi di Canal S. Bovo (in basso), di Prade e di Zortea (in alto). Le cime sono quelle del Redàsega (1) di S. Romina (2) e del Bedolè (3). Doch e Col Santo restano nascosti. Sullo sfondo s'intravedono le pale di S. Martino.

Fig. 2. — Esempio di intercalazioni di quarzo in filladi parzialmente granitizzate. Il colore bianco del quarzo spicca sul grigio di fondo e rivela immediatamente una scistosità relativamente complessa. La parte rocciosa visibile sotto la vegetazione ha l'altezza di circa 2 metri.



Fig. 1

(foto Fontana)



Fig. 2

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA II

- Fig. 1. — Esempio di pieghe complesse, in parte fratturate e sovrascorse in fillade muscovitico-cloritica. La scistosità è messa in rilievo da depositi allungati di idrossidi di ferro e di sostanze carboniose. Museovite e cloriti sono mescolate, presenti all'incirca nelle seguenti proporzioni: museovite a clorite 2:1. Sono visibili vari granuli di quarzo. Solo polarizzatore, ingrandimenti 12.
- Fig. 2. — Residui di granati, parzialmente trasformati, entro una fillade quarzifero-albitica. Sono chiaramente visibili lamelle di muscovite e cloriti. Nella parte destra della fotografia compaiono lamelle di biotite. Solo polarizzatore - ingrandimento 35.
- Fig. 3. — Tipica struttura delle filladi granitizzate al microscopio. Sono visibili grossi peciloblasti albitici, notevolmente cribrosi entro un fondo quarzoso-micaceo irregolare. Nicols incrociati - ingr. 35.
- Fig. 4. — Associazione pegmatitica quarzo-ortoclasio entro una fillade granitizzata del Col Santo. Il fondo filladico originario è piuttosto minuto. Nicols incrociati - ingr. 35.



Fig. 1

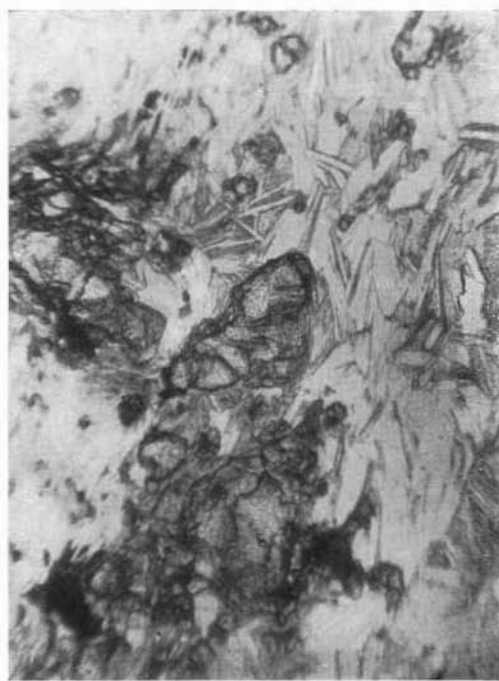


Fig. 2

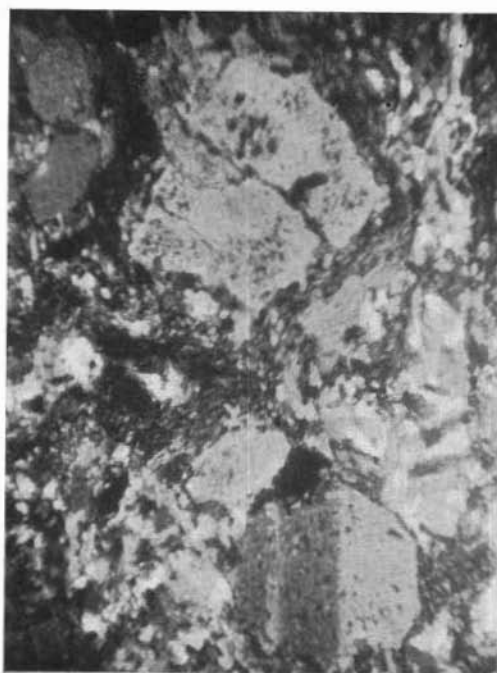


Fig. 3

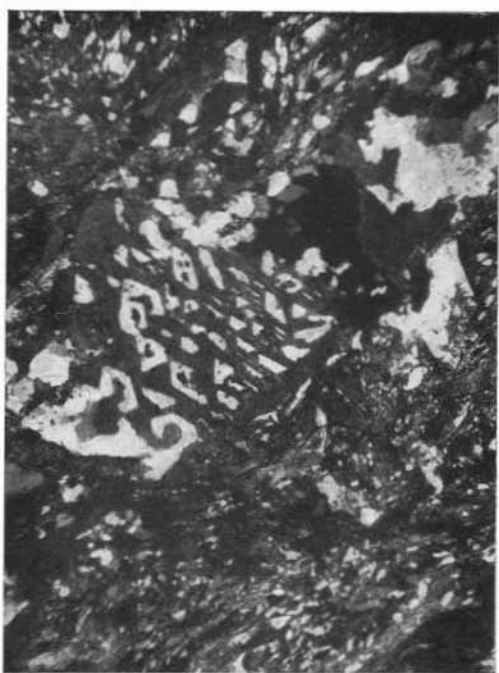


Fig. 4

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA III

- Fig. 1. — N di forcella Calaita; « gneis comuni » di Trener. Cristallo di microclino finissimamente graticciato con bordo a graticcio più grossolano. Striscie di microclino a graticcio grosso. Fra le parti del fondo filladico qualche cristallo di albite. Nicols incrociati - ingr. 35.
- Fig. 2. — N. di forcella Calaita. Cristallo di albite che mostra interessanti relazioni con muscovite, la quale appare in parte corrosa. All'interno del cristallo molte lamelle micacee incluse sono parzialmente orientate. Nicols incrociati - ingr. 35.
- Fig. 3. — S. Romina. Cristalli di epidoti in sciami nelle fascie micacee, qua e là sono visibili cristalli allungati di albite. Solo polarizzatore - ingrandimenti 35.
- Fig. 4. — Contatti dell'Arinàs. Aspetto delle cornubianiti: grana finissima con minuti cristalli in un fondo feldispatico, per lo più ortoclasico. Visibile, in alto un cristallo bianco di andalusite, in basso un cristallo spugnoso, nerastro, di staurolite. Solo polarizzatore - ingrandimenti 35).



Fig. 1



Fig. 2

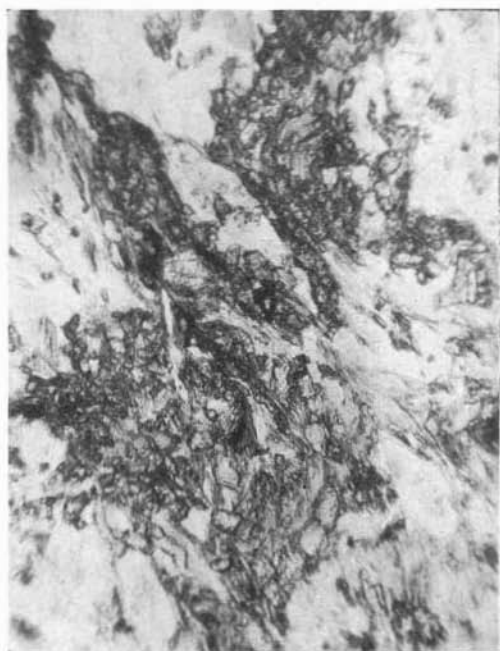


Fig. 3

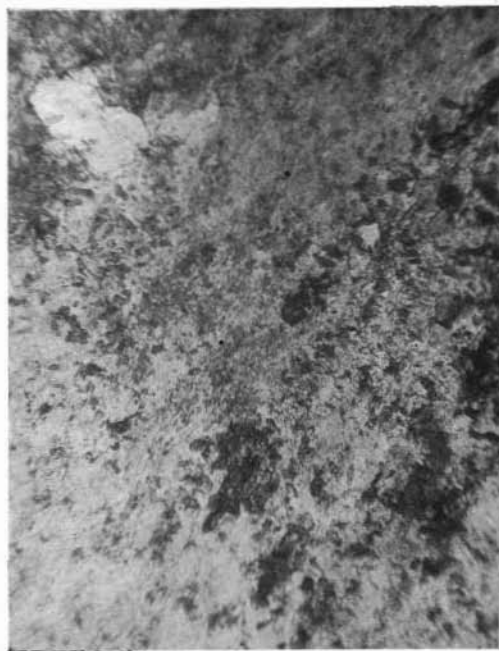


Fig. 4