

CLAUDIO D'AMICO

LE ROCCE INTRUSIVE DI VAL LOZEN (PRIMIERO, TRENINO). STUDIO MODALE (*)

1 - SITUAZIONE GEOLOGICA E CAMPIONATURA

La Val Lozen è una piccola valle ad ovest di Primiero, nella parte orientale del cristallino di Cima d'Asta. Essa è incisa in rocce metamorfiche di basso grado e in piccoli stocks intrusi nelle medesime (fig. 1). Questi stocks furono già studiati dallo scrivente (D'AMICO, 1956) con l'usuale criterio del campione rappresentativo scelto soggettivamente; in questo lavoro vengono riesaminati con uno studio modale e statistico sulla base di una campionatura sistematica.

Lo scrivente (D'AMICO, 1957) descrisse le metamorfiti incassanti come « filladi granitizzate », ma abbandonò questa interpretazione in seguito allo studio di altre regioni del cristallino di Cima d'Asta (D'AMICO, 1962, 1964) e al riesame della stessa regione di Primiero. Il complesso metamorfico è derivato, per trasformazione sostanzialmente isochimica, da serie arenaceo-argillose (formazione dei paracisti nodulari o paragneis albitici), da vulcaniti riolitiche (formazione dei porfiroidi) e da serie argillose (formazione delle filladi), con una successione stratigrafica fondamentale simile a quella fissata per il cristallino della Valsugana (D'AMICO, 1964).

Gli stocks di Val Lozen sono intrusi entro porfiroidi e, per un piccolissimo lembo, entro paracisti albitici; in entrambi provocano effetti termometamorfici sensibili.

(*) Contributo CNR, contratti n. 115/2682/04456 e 69.00404; lavoro in parte eseguito nel programma del Centro Nazionale per lo Studio Geologico e Petrografico delle Alpi, sezione IX, del Consiglio Nazionale delle Ricerche, Bologna.

Appartenendo le intrusioni al plutonismo di Cima d'Asta, la loro età è tardo ercinica (FERRARA et al., 1962). I contatti con le rocce incassanti sono chiaramente intrusivi, con pareti verticali. Non si sono trovati chiari riferimenti tra la posizione e l'allineamento delle intrusioni e grandi fratture e faglie. Una linea di dislocazione post-intrusiva corre probabilmente lungo la Val Lozen, come testimoniano i graniti cataclastici, ma non può essere localizzata con sicurezza.

Malgrado manchino indizi geologici abbastanza precisi per calcolare la profondità di intrusione, questa è da ritenersi abbastanza modesta, per

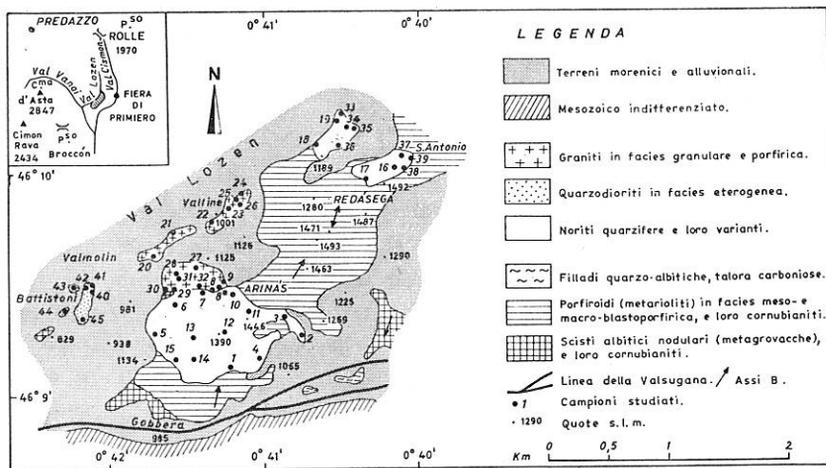


FIG. 1 - Carta geologica degli stocks di Val Lozen (rilev. D'AMICO, 1965). Per comodità di rappresentazione dei campioni non risultano segnati i filoni di apliti, porfidi granitici e più rare porfiridi dioritiche ad andamento prevalente ESE-WNW. Coordinate geografiche W di Roma.

ragioni simili a quelle discusse per lo stock di Roncegno (D'AMICO, 1965) e per quello confermato da argomenti giacimentologici (BARILLARI et al., 1966).

Il nuovo rilevamento ha portato a qualche correzione del precedente (D'AMICO, 1956). Come risulta dalla fig. 1, sono distinti quattro ammassi rocciosi: due di noriti quarzifere e loro varianti (Arinàs, Redàsega); uno di graniti (Val Lozen); uno molto eterogeneo di quarzodioriti-granodioriti (Valmolin). Queste rocce sono già state descritte (D'AMICO, 1956). Ciò esime da descrizioni dettagliate in questa sede; per ogni gruppo verranno tuttavia dati i caratteri petrografici fondamentali, che sono stati confermati e integrati da nuove osservazioni, in particolare da misurazioni a TU.

La campionatura è stata eseguita nel modo più omogeneo possibile consentito dalle condizioni logistiche e dalle coperture. Essa risulta dalla fig. 1. Qualche raffittimento è stato necessario per evidenziare alcune eterogeneità riconosciute negli ammassi.

Il conteggio è stato eseguito su una distanza standard tra i punti di 1 mm, di modo che $n = A$, misurata in mm^2 .

Le grandezze per le rocce studiate sono le seguenti:

Graniti: $IC = 49-58$; $A = n = 1286 - 1899$.

Graniti porfirici: $IC = 73 - 115$; $A = n = 1411 - 1733$. Per la grana eterogenea e per le dimensioni dei fenocristalli simili a quelle dei granuli nei graniti, ai fini della valutazione degli errori si assumono valori IC uguali a quelli dei graniti.

Inclusi nei graniti: $IC = 75 - 108$; $A = n = 694 - 1204$.

Noriti quarzifere: $IC = 80 - 200$ (massima frequenza 115); $A = n = 740 - 1010$.

Rocce di Valmolin; si suddividono in due gruppi:

campioni 40, 43, 44, 45: $IC = 45 - 55$; $A = n = 1283 - 1777$.

campioni 41, 42: $IC = 140, 200$; $A = n = 718, 744$.

Sulla base di questi dati si calcolano (sec. BAYLY, 1960; v. D'AMICO, 1965) gli errori totali esposti in tab. 1, assumendo valori IC (CHAYES, 1956) e $A = n$ intermedi alle dispersioni degli stessi valori nelle popolazioni studiate.

TAB. 1

**ERRORE ANALITICO TOTALE DEI COMPONENTI MODALI CALCOLATO
SECONDO BAYLY (1960)**

	p: 10%	20%	30%	40%	50%	valevole per:
$A = n = 1500$ $IC = 50$	1,1	1,4	1,6	1,7	1,7	graniti omeogranulari e porfirici; camp. 40, 43, 44, 45, Valmolin.
$A = n = 750$ $IC = 100$	1,2	1,5	1,8	2,0	2,0	noriti quarzifere; inclusi in graniti; camp. 41, 42 Valmolin

$p = \%$ del componente modale considerato; $A =$ area conteggiata (in mm^2);

$n =$ numero di punti di conteggio; $IC =$ Identity Changes di CHAYES.

2 - GRANITI DI VAL LOZEN

2 a - *Graniti omeogranulari*

Bianchi, mediogranulari, abbastanza omogenei, hanno la composizione espressa in tab. 2. Tra *plagioclasti* e *biotite* si hanno casi di reciproco idiomorfismo; *quarzo* e *perlite ortoclasica* sono sempre allotriomorfi.

TAB. 2

COMPOSIZIONE MODALE DEI GRANITI DI VAL LOZEN

		GRANITI OMEOGRANULARI						
		20	21	22	23	24	27	28
Q	%	28,1	28,1	29,9	27,8	35,2	30,3	32,4
AF	%	29,2	31,9	32,0	31,8	28,9	28,0	28,9
P	%	34,2	31,3	30,3	32,7	28,2	35,0	30,5
Bi	%	8,1	8,4	7,6	7,3	7,2	6,4	7,7
Orn	%	—	—	—	—	—	—	—
Acc	%	0,4	0,3	0,2	0,4	0,5	0,3	0,5

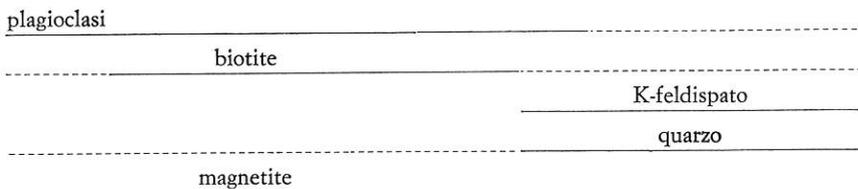
		GRANITI PORFIRICI						INCLUSI IN GRANITI		
		8	8	9	29	30	32	25	26	31
Q	%	25,5	25,0	25,4	28,3	27,0	27,1	31,4	16,2	21,6
AF	%	30,7	27,5	21,4	26,8	26,2	26,5	48,8	17,8	7,2
P	%	35,0	36,6	41,8	36,3	34,7	37,0	18,4	49,9	45,4
Bi	%	8,5	9,9	10,7	7,7	11,7	8,8	1,4	15,1	25,1
Orn	%	0,1	0,3	0,2	0,5 ^a	—	0,2	—	—	—
Acc	%	0,2	0,7	0,5	0,4	0,4	0,4	—	1,0	0,7

a - iperstene 0,1%, orneblenda 0,4%.

In AF, P, Bi e Orn sono compresi gli eventuali relativi prodotti di trasformazione.

Il quarzo si apre talora in aggregati o grossi granuli con fratture protoclastiche; la pertite ortoclasica dà plaghe pecilitiche; insieme si associano di rado in aggregati grafici. I plagioclasti An_{32-40} , con frequenti zonature fino a An_{20} sono sempre strutturalmente BT. Rari e sfumati sono alcuni nuclei di labradorite. Tra plagioclasti e pertite ortoclasica sta generalmente un sottile bordo albitico, con o senza quarzo mirmechitico. Presente qualche aggregato locale di accumulo di plagioclasti e biotite. *Muscovite*, *magnetite*, *apatite*, *zircon*, *epidoti*, *titanite* sono accessori.

Lo schema di cristallizzazione è il seguente:



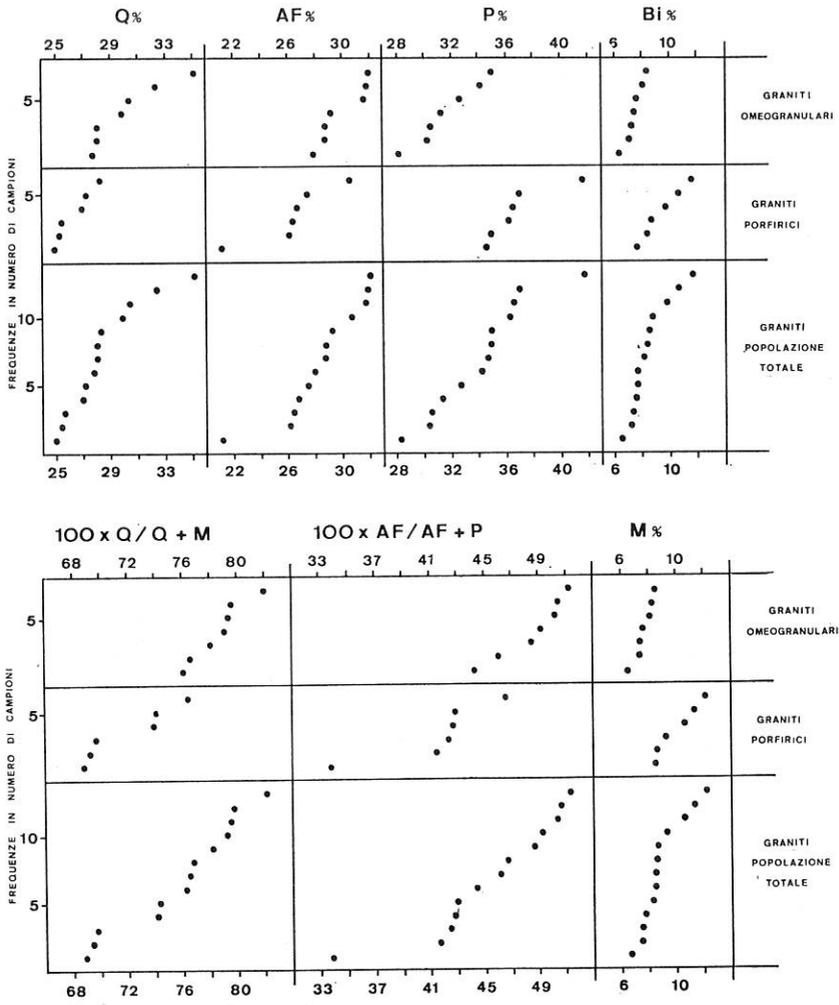


FIG. 2 - Distribuzione di frequenza cumulativa delle grandezze modali dei graniti di Val Lozen. Si noti la sistematica differenza di distribuzione tra la popolazione dei graniti omeogranulari e la popolazione dei graniti porfirici. V. testo.

Il grado di alterazione è vario su pertite (argillificazione), plagioclasti (sericitizzazione) e biotite (scolorimento, cloriti + epidoti). L'arenizzazione è molto diffusa. Zone e fasce cataclastiche sono frequenti e diffuse senza una riconosciuta regolarità.

2 b - *Graniti porfirici*

La struttura porfirica è evidente: fenocristalli di quarzo, plagioclasti e biotite in un fondo microgranulare quarzo-feldispatico a tendenza autotriomorfa. Le caratteristiche dei minerali sono simili a quelle dei graniti omeogranulari. Qualche differenza è data dalla presenza di piccole quantità di orneblenda e, localmente di iperstene e ortite. I fenocristalli di plagioclasto e biotite sono distribuiti con regolarità; quelli di quarzo più irregolarmente. Questi ultimi mostrano anse, forme arrotondate e rotture protoclastiche con inserimento di ortoclastio in venuzze e chiazze.

I graniti porfirici orlano l'ammasso granitico a contatto con le noriti quarzifere, come bordo di raffreddamento verso la preesistente massa noritica. In precedenza (D'AMICO, 1956) alcune parti di questi porfidi granitici, saltuariamente affioranti a stretto contatto con rocce dell'ammasso noritico in una zona molto ricoperta, furono interpretati come grossi filoni e come tali descritti.

2 c - *Risultati modalì*

I campioni studiati sono tredici; sette di graniti omeogranulari e sei di graniti porfirici. La popolazione è poco numerosa in dipendenza della piccolezza dell'affioramento. La tab. 2 riporta i risultati modalì; la fig. 2 la distribuzione di frequenza degli stessi.

TAB. 3

MEDIA ARITMETICA DEI MODI DEI GRANITI E VALORI DI P.

	Graniti omeogranulari		Graniti porfirici		P
	\bar{x}	s	\bar{x}	s	
Q	30,3	2,5	26,4	1,2	0,99
AF	30,1	1,6	26,5	2,7	0,98
P	31,7	2,2	36,9	2,4	0,99
Bi	7,5	0,6	9,5	1,4	0,99
Orn	—	—	0,2	—	—
Acc	0,4	—	0,5	—	—

P = probabilità relativa al test *t* di Student.

La popolazione totale appare avere distribuzione omogenea per tutte le grandezze considerate, tranne per il rapporto $Q/Q + M$. Ci si astiene dal commettere alcuni minori caratteri di queste distribuzioni, data la bassa numerosità della popolazione.

L'omogeneità di popolazione totale si rivela però apparente se si discriminano le due sottopopolazioni dei graniti omeogranulari e dei graniti porfirici, come viene fatto in fig. 2. Nei graniti omeogranulari si hanno sistematicamente intervalli di valori Q e AF più elevati e valori P , Bi e M più bassi dei graniti porfirici. Le medie dei due gruppi di graniti sono date in tab. 3, con la deviazione standard e la probabilità P che la diversità tra le medie sia significativamente diversa.

Queste distribuzioni si possono interpretare petrogeneticamente considerando che l'arricchimento di quarzo e alcalifeldispato nella fase vapore (BOWEN-TUTTLE, p. 291, 1958) può portare ad una dispersione, verso l'esterno della fascia di contatto, di queste fasi mobili: ciò comporta, espresso in termini modali, un impoverimento di Q e AF e un arricchimento indiretto di P e Bi nelle porzioni della massa più vicine al contatto. Il rapido raffreddamento della parte ancora fusa (dal 55 al 79% circa, v. tab. 4) indica che l'omogeneizzazione per termodiffusione può avere agito in modo molto limitato.

L'impoverimento di quarzo e alcalifeldispato al bordo di un plutone era già stato riscontrato nei graniti (« adamelliti granodioritiche ») di Roncegno (D'AMICO, 1965).

2 d - Distribuzione nell'ammasso

In fig. 3 sono rappresentate le isoplete per i valori Q , AF , P , $AF/AF + P$, $Q/Q + M$, costruite sulla base dei diagrammi di frequenza di fig. 2. Trascurando alcuni secondari motivi di interpretazione non univoca per la scarsa numerosità della popolazione, si nota:

1) Le isoplete hanno distribuzione abbastanza regolare rispetto al contatto. Ciò indica una generale inomogeneità indotta dal contatto stesso su tutto l'ammasso, con un lieve effetto di differenziazione in sito.

2) La distribuzione del quarzo sembra sovrapporre una diversa, irregolare tendenza. Ciò potrebbe essere un fatto di accumulo deuteroico, come supposto in D'AMICO (1965) per simili casi nel plutone di Roncegno; ovvero, più probabilmente un effetto della irregolare distribuzione di cristalli di quarzo preesistenti, come proposto per le plutoniti del bordo SW di Cima d'Asta (D'AMICO-DEL MONTE, 1969). A questo proposito,

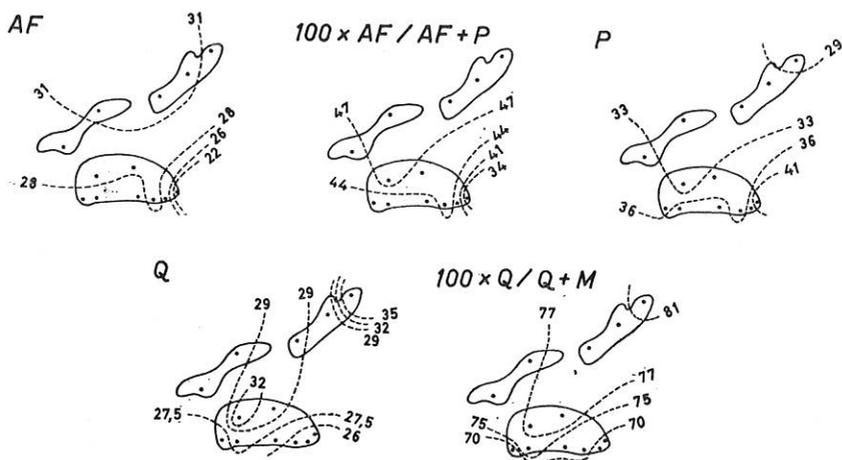


FIG. 3 - Distribuzione dei modi nell'ammasso granitico (contorni tratti da fig. 1). Le isoplete sono tracciate su valori di intervallo arbitrariamente scelti nella distribuzione di frequenza di fig. 2. La distribuzione appare condizionata dal contatto (parte basale di ciascuno schizzo, cfr. fig. 1), non solo nel bordo porfirico, ma anche in tutta la massa. Soltanto Q mostra una distribuzione diversa, sovrapposta alla prima. V. testo.

la tab. 4 rivela nei graniti porfirici la presenza di una certa quantità, talora notevole, di quarzo in fenocristalli corrosi e arrotondati, che con tutta probabilità rappresentano cristalli residui, precedenti alla messa in posto.

2 e - Classificazione

Nel diagramma Q - AF - P (fig. 4) sia i graniti omeogranulari sia quelli porfirici cadono nel campo centrale (graniti plagioclasici, adamelliti) con $AF \approx P$; solo il campione 9 mostra tendenza granodioritica. Sia dal detto diagramma che dal diagramma Q - AF + P - M la bipartizione delle due sottopopolazioni di graniti è evidente, per quanto la popolazione complessiva appaia omogenea.

2 f - Petrologia

La petrogenesi di questi graniti è conforme alla regola dei graniti intrusivi: plagioclas e biotite precedono quarzo e alcalifeldspati nella serie di solidificazione; reazioni di bordo intervengono tra i secondi e i primi (albite e mirmechite tra plagioclas e pertite); parziali alterazioni deuteriche operano su tutti i costituenti tranne il quarzo. Si è già discussa

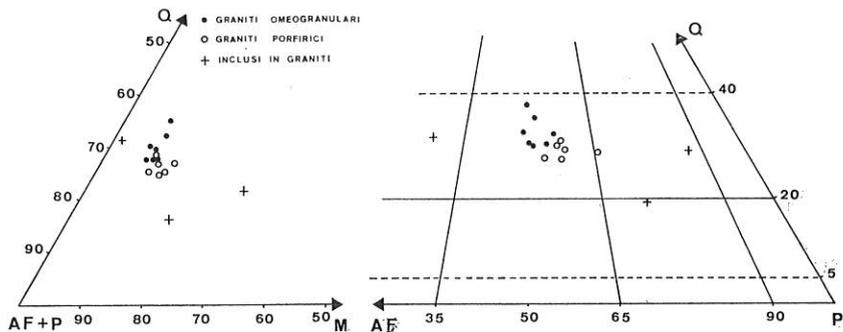


FIG. 4 - I graniti e i loro inclusi nei triangoli Q - AF + P - M e Q - AF - P. Pur mancando un iatus è evidente la sistematica differenza tra graniti omeo-granulari e porfirici. Tra gli inclusi si hanno un'aplite e due granodioriti.

la lieve differenziazione in sito per sistematica perdita di quarzo e alcalifeldspati nella fascia periferica.

Lo stato del magma al momento della messa in posto finale può essere desunto dalla struttura dei graniti porfirici di bordo. Oltre la metà dei plagioclasti e della biotite e una quantità variabile di quarzo erano già cristallizzati, mentre nel fuso erano ancora sciolti praticamente tutti gli alcalifeldspati (v. tab. 4).

La presenza nei graniti porfirici di piccole quantità di orneblenda e, in un caso, di iperstene (i quali non sono mai presenti in nessuno dei graniti omeo-granulari), sembra riferibile al rapido raffreddamento della

TAB. 4

**RIPARTIZIONE MODALE TRA FENOCRISTALLI E PASTA DI FONDO
NEI GRANITI PORFIRICI**

		8	8*	9	29	30	32
Fenocristalli %		25,0	32,0	45,4	35,4	21,2	33,8
Pasta di fondo %		75,0	68,0	54,6	64,6	78,8	66,2
% di fenocristalli sul totale di cia- scun componente modale	$100 \times \frac{Q \text{ fenocr.}}{Q \text{ tot.}}$	17,2	16,4	43,3	22,3	16,3	24,0
	$100 \times \frac{AF \text{ fenocr.}}{AF \text{ tot.}}$	3,6	4,0	4,2	4,1	0,8	4,1
	$100 \times \frac{P \text{ fenocr.}}{P \text{ tot.}}$	41,4	57,4	65,8	65,3	36,5	59,0
	$100 \times \frac{Bi \text{ fenocr.}}{Bi \text{ tot.}}$	58,8	58,6	56,1	51,9	30,3	45,5

fascia di contatto, cui segue l'impossibilità di completare le reazioni di serie; queste nei graniti omeogranulari furono invece portate a compimento con la scomparsa di iperstene e orneblenda e la cristallizzazione di biotite.

La discreta quantità di cristalli xenomorfi di quarzo (circa 20% del quarzo totale) aventi fratture protoclastiche, è presumibilmente da riferire a residui di anatessi piuttosto che a segregati diretti dal magma; una particolare concentrazione di questo quarzo residuo esiste nel campione 9. Naturalmente anche nei graniti omeogranulari quantità corrispondenti di quarzo sono da considerare di analoga natura residuale, anche se la cristallizzazione completa della compagine ha cancellato le indicazioni positive in questo senso.

2 g - *Inclusi nei graniti*

In alcune zone della massa granitica compaiono inclusi di due tipi petrografici diversi:

1) *Apliti* a struttura autallotriomorfa, di cui è esempio il campione 25. Plagioclasti An₂₅ sericitizzati e albitizzati; frequenti associazioni micropegmatitiche.

2) *Granodioriti* (campione 26) a motivi grafici, intersertali e pecilitici, e *melagranodioriti* (campione 31) a motivi intersertali. Plagioclasti in sbarrette e biotite in lamine sottili e lunghe costituiscono un feltro (in qualche caso macroscopicamente vistoso), nel quale si inseriscono K-feldispato e quarzo in individui interstiziali e pecilitici. I plagioclasti sono albitizzati e sericitizzati, talora chiazzati da K-feldispato antipertitico. La biotite è rossastra e spesso alterata. Non è rara la clorite raggiata interstiziale. Rari sono maggiori cristalli di quarzo e plagioclasti.

Questi inclusi costituiscono chiazze, spesso allungate, aventi diametro massimo fino a 2-3 metri. Le apliti formano anche vene sottili entro i graniti porfirici. Quantitativamente gli inclusi costituiscono meno dell'1% della massa. Tra di essi le granodioriti sono più abbondanti delle apliti.

Le apliti si devono considerare residui di cristallizzazione, accumulatisi in piccole sacche o fratture; quindi prodotti di differenziazione in sito. Per casi analoghi si veda D'AMICO, 1965.

Per gli inclusi scuri granodioritici, esclusa una differenziazione per accumulo di cristalli precoci, che è in contraddizione con i motivi strutturali, l'interpretazione può seguire due vie:

1) o gli inclusi sono frammenti profondi di imprecisata origine, variati e trascinati dal magma granitico in risalita;

2) oppure sono frammenti delle attigue noriti quarzifere, inglobati e variati dallo stesso magma granitico. Dai dati del capitolo che segue (v. 3h) sembra possibile questa seconda ipotesi.

3 - NORITI QUARZIFERE DELL'ARINÀS E DEL REDÀSEGA

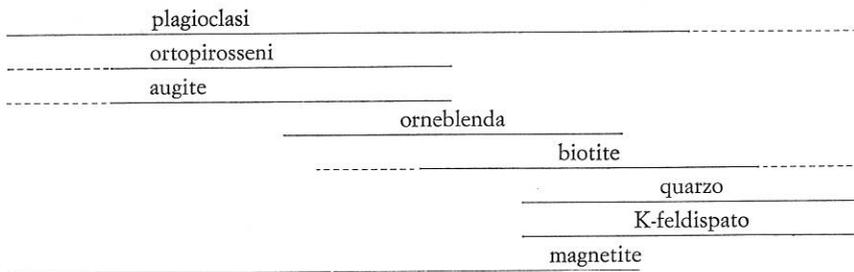
3 a - Petrografia dei tipi-base.

Sono rocce grigie, abbastanza scure, a grana minuta, la cui composizione è data in tabella 5. I *plagioclasti* An_{60-70} sono idiomorfi e spesso zonati, con nuclei fino a An_{80-95} e orli An_{30-50} .

Gli *ortopirosseni* sono *iperstene* En_{60} all'Arinàs (con qualche nucleo zonato En_{75}) e *bronzite* En_{75} al Redàsega (curve di HESS, 1960). L'*augite* è diopsidica. Sottili strie secondo i piani 001 sono frequenti nelle augiti e rare negli ortopirosseni: sono interpretabili come lamelle di essoluzione. Del tutto rari i concrescimenti tra i due pirosseni. Un solo cristallo di *olivina* è stato osservato nel camp. 34, entro pirosseni.

Molto diffuse ed evidenti le relazioni di corona tra pirosseni e *orneblenda* verde e *biotite* meroxenica bruno-rossastra, spesso con evidenti reazioni di costituzione delle seconde sui primi, sia al bordo sia nel corpo degli stessi. Visibili talora biotitizzazioni di orneblenda. *Quarzo* e *K-feldispato* monoclini, non pertitico, $2V_x = 35^{\circ}.45^{\circ}$, sono interstiziali e talora peciliteici. La *magnetite*, diffusa in tutta la compagine all'Arinàs e legata strettamente alla biotite al Redàsega, è l'accessorio più abbondante; segue la *apatite*, mentre *zircone*, *epidoti*, *picotite* e *ortite* sono scarsi o locali.

L'ordine di cristallizzazione può essere così riassunto:



La struttura è granulare, salvo in qualche zona di bordo porfirica, in cui la grana si fa più minuta ed eterogenea, e dove compaiono inclusi xenolitici provenienti dalle metamorfite incassanti (per dettagli si veda D'AMICO, 1956).

3 b - Varianti dei tipi-base.

Sono: 1) derivati deuterici ad avanzato stadio di trasformazione; 2) parti granodioritiche.

1) I prodotti deuterici sono presenti in piccole quantità quasi ovunque: *sericite*, *epidoti*, *albite*, raramente *calcite* da plagioclasti; *actinolite uralitica* con poca *antofillite* da ortopirosseni e augite; *cloriti* da orneblenda e biotite; localmente termini *Fe-serpentinosi* da ortopirosseni; patine argillose su K-feldispato. In alcuni campioni (10, 13, 14, 15, 16, 38, 39) le trasformazioni deuteriche divengono avanzatissime o complete, con scomparsa di gran parte dei costituenti primari e loro sostituzione con i nominati prodotti secondari. Con l'avanzare della deuteresi nella struttura si perdono i rapporti di ipidiomorfismo ed i costituenti assumono disposizione caotica; questo fenomeno verrà qui chiamato *deuteresi strutturale*.

TAB. 5

COMPOSIZIONE MODALE DELLE NORITI QUARZIFERE

A R I N À S													
	1	2	3	4	5	6	7	10	11	12	13	14	15
Q	10,2	14,0	13,3	10,8	8,7	9,1	20,5	10,7	9,7	7,2	7,6	9,5	8,6
AF	6,3	4,9	8,5	6,5	5,4	5,3	11,8	1,3	4,5	4,4	1,9	1,3	—
P	58,1	54,6	50,9	56,4	57,7	52,5	50,1	54,8	54,4	55,9	57,7	60,0	53,0
Bi	6,9	14,3	12,6	9,6	7,9	9,9	12,0	10,4	11,9	5,3	9,0	8,2	6,6
Anf	1,2	4,9	7,2	4,5	0,8	9,4	4,3	20,1	6,5	5,1	14,0	18,9	29,5
O.Pi	13,5	5,6	5,1	9,5	13,8	10,2	—	0,9	10,1	17,8	6,9	0,2	—
Aug	2,3	—	0,1	1,2	3,1	0,4	—	0,1	0,6	2,7	1,7	0,3	—
Acc	1,5	1,7	2,3	1,5	2,6	3,2	1,3	1,7	2,3	1,6	1,2	1,6	2,3
R E D À S E G A													
	16	17	18	19	33	34	35	36	37	38	39		
Q	17,9	8,4	10,5	5,2	4,4	5,8	7,5	9,1	8,4	11,2	11,5		
AF	1,1	7,2	4,8	10,2	6,0	6,5	7,0	9,7	2,1	0,2	—		
P	48,6	55,8	49,0	48,2	53,9	54,1	51,4	48,4	54,3	50,7	45,4		
Bi	10,3	10,1	6,6	4,8	4,4	4,5	5,9	3,7	5,2	7,9	6,5		
Anf	21,1	1,5	5,0	6,1	5,5	6,1	4,2	4,2	4,2	28,5	35,1		
O.Pi	—	14,8	15,5	22,5	20,7	19,4	19,8	18,2	17,8	—	—		
Aug	0,1	0,6	6,7	1,9	3,9	2,4	2,9	5,1	6,0	—	—		
Acc	0,9	1,6	1,9	1,1	1,2	1,2	1,3	1,6	2,0	1,5	1,5		

Anf = anfiboli primari e secondari, non distinti. In P, Bi, Anf sono compresi anche i derivati deuterici.

2) La roccia granodioritica (camp. 7) mostra *plagioclasti* ora idiomorfi ora xenomorfi, profondamente trasformati (sericite, epidoti, albite), *orneblenda* verde spesso xenomorfa, *biotite* rossastra talora idiomorfa, più spesso xenomorfa, *quarzo* e *K-feldispato* monoclini, un po' peritico ($2V_x = 50^\circ-60^\circ$, talora $30^\circ-40^\circ$), ambedue interstiziali e a tendenza peritica. Per caratteristiche strutturali e composizione la roccia è abbastanza simile agli inclusi scuri dei graniti. L'aspetto macroscopico non si discosta molto da quello delle noriti quarzifere, malgrado la forte diversità di composizione.

3 c - Risultati modali.

Nella tabella 5 sono esposti i risultati modali; la fig. 5 mostra la distribuzione di frequenza degli stessi. Nelle singole classi modali sono compresi i prodotti di trasformazione dei minerali in testata. Soltanto per gli anfibioli si crea una classe *Anf* comprendente anfibioli primari e secondari; a ciò ha costretto il fatto che negli anfibioli uralitici non si riconosce spesso la derivazione da ortopirosseni *O.Pi*, o da augite *Aug*, o da *orneblenda* primaria.

Le popolazioni totali mostrano distribuzioni ora omogenee (*Q*, *Bi*, *Aug*), ora a tendenza bimodale (*AF*, *P*, *M*), ora molto dispersa e complicata (*O.Pi*, *Anf*, *AF/AF+P*, *Q/Q+M*).

La discriminazione delle due popolazioni parziali dell'Arinàs e del Redàsega chiarisce alcuni motivi (fig. 5). Si osserva una sistematica differenza negli intervalli di variazione delle due popolazioni parziali: all'Arinàs si hanno valori più elevati di *Q*, *P*, *Bi*, *Q/Q+M*; al Redàsega valori più elevati di *O.Pi*, *Aug*, *M*. Soltanto la distribuzione di *AF*, *AF/AF+P* e *Anf* risulta analoga nelle due popolazioni parziali.

Per precisare la differenza tra le due popolazioni parziali si danno in tabella 6 le medie aritmetiche delle stesse ed il valore di probabilità *P* delle effettive differenze tra le medie. Si sono utilizzati sedici campioni su ventiquattro (otto per ciascuna massa), con eliminazione dei sette campioni deuterizzati e del campione granodioritico 7. Infatti ci si voleva mettere nelle condizioni di riferimento allo stato primario delle masse, senza mescolare le sovrapposte distribuzioni dovute alla deuteresi o a variazioni locali. La differenza tra le medie risulta significativa per tutti i componenti tranne *AF* e *Anf*; particolarmente significativa è la differenza per *O.Pi*, *M*, *Q/Q+M*, *Bi*.

Si deve concludere che le due masse differiscono tra loro per composizione e che *la massa del Redàsega è più basica di quella dell'Arinàs*.

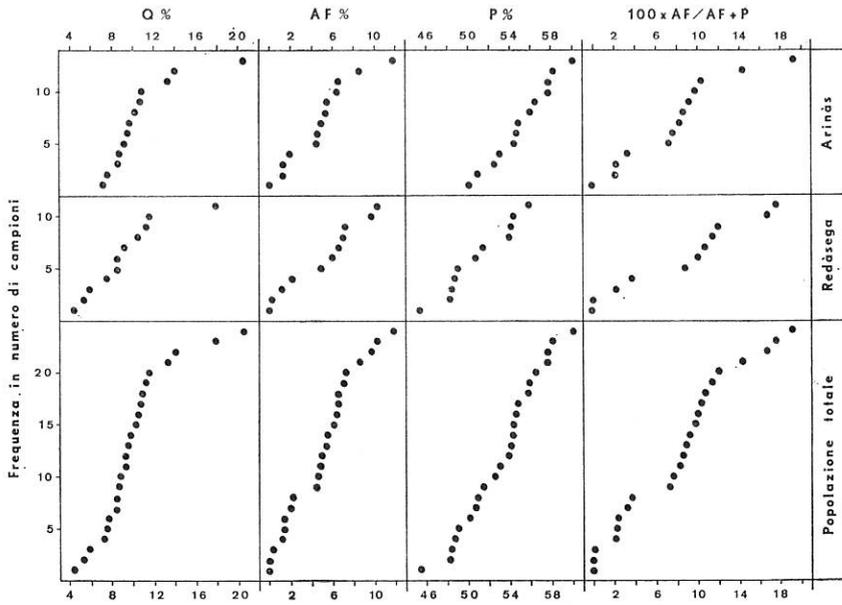


Fig. 5 a

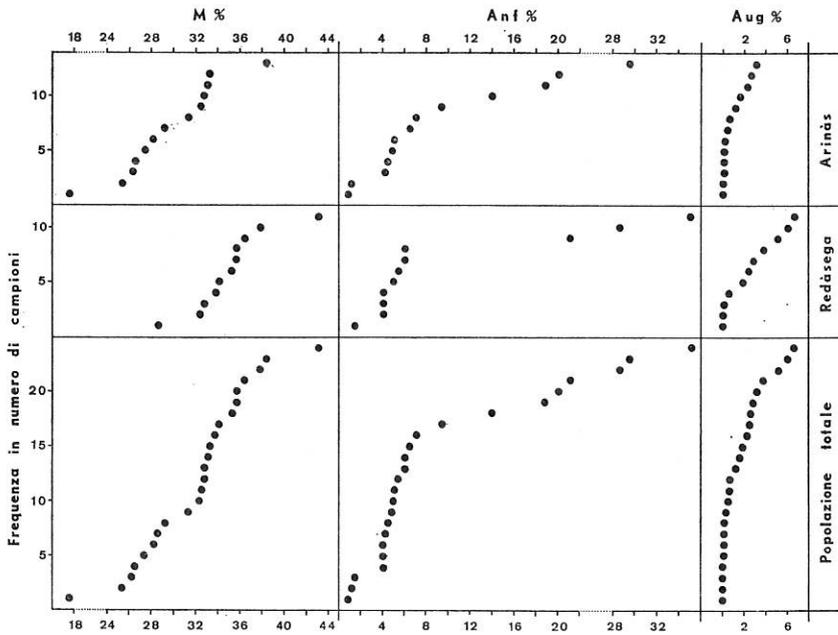


Fig. 5 b

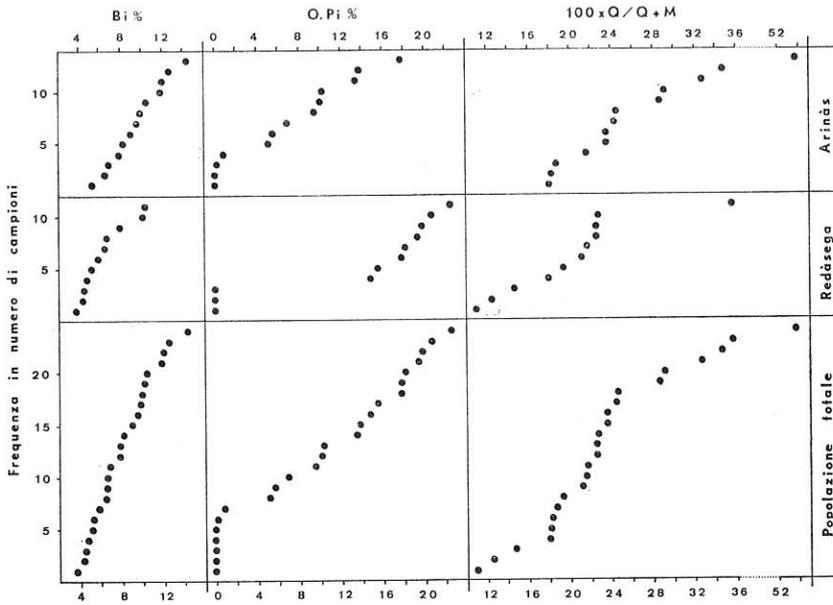


FIG. 5 c - Distribuzione di frequenza cumulativa delle grandezze modali delle noriti quarzifere. La distribuzione è complessa e viene discussa nei paragrafi 3 c e 3 d.

A conferma si confrontino le analisi chimiche in D'AMICO (1956, p. 42). Anche i calcoli di varianti eteromorfe, sulla base delle reazioni 1) e 2) del paragrafo 3 g, confermano che la maggior basicità dell'Arinàs rispetto al Redàsega è effettiva, e non imputabile a fatti eteromorfi.

3 d - Variazioni operate dalla deuteresi sulla distribuzione.

Nelle distribuzioni di AF , Anf , $O.Pi$ (fig. 5) si osserva, accanto alla complicata distribuzione dei due ultimi una chiara bimodalità sia all'Arinàs che al Redàsega; si hanno minori sottopopolazioni a bassi fino a nulli valori AF e $O.Pi$ e ad elevati e molto dispersi valori Anf . Queste sottopopolazioni raggruppano tutti i campioni che, oltre alla uralitizzazione dei pirosseni, mostrano completa o avanzatissima deuteresi dei plagioclasti, della biotite e della orneblenda primaria e più o meno forte deuteresi strutturale. Risulta perciò che *la deuteresi di queste rocce ha portato ad un forte arricchimento in anfiboli e all'impoverimento e alla scomparsa non solo dei pirosseni ma anche del K-feldispato.*

Dalla fig. 6 si ha che la deuteresi opera un arricchimento di Q e di M al Redàsega e un lieve arricchimento solo in M all'Arinàs.

MEDIA ARITMETICA DEI MODI DELLE NORITI QUARZIFERE E VALORI DI P.

	Arinàs		Redàsega		P
	\bar{x}	s	\bar{x}	s	
Q	10,4	2,1	7,4	2,0	0,98
AF	5,7	1,2	6,7	2,3	non sign.
P	55,1	2,4	51,9	2,8	0,96
Bi	9,8	2,8	5,6	2,1	0,99
Anf	4,9	2,7	4,6	1,1	non sign.
O.Pi	10,7	4,0	18,6	2,4	0,99 ₉
Aug	1,3	1,2	3,7	1,7	0,99
Acc (magnetite)	2,1	0,6	1,5	0,3	0,96
	100,0		100,0		
M	28,8	2,8	34,0	2,4	0,99 ₈
100 x Q/Q+M	26,5		17,9		0,99 ₅

Le medie sono calcolate sui campioni non deuterizzati: Arinàs 1, 2, 3, 4, 5, 6, 11, 12; Redàsega 17, 18, 19, 33, 34, 35, 36, 37. P = probabilità relativa al test *t* di Student.

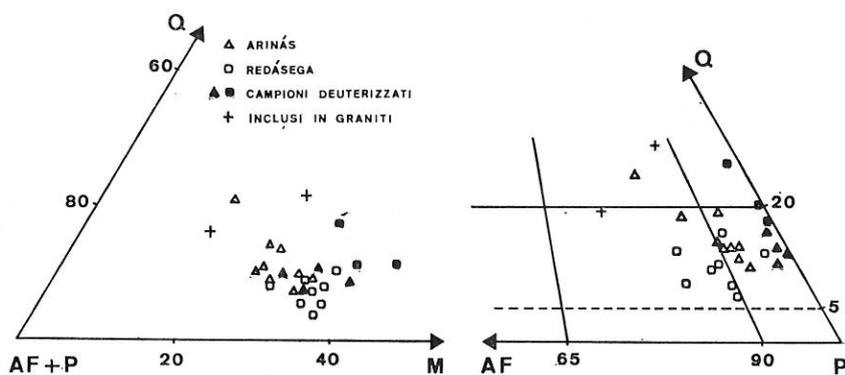


FIG. 6 - Le noriti quarzifere nei diagrammi classificativi. Si noti la tendenza dei campioni deuterizzati a impoverirsi in AF ed a arricchirsi in M (al Redàsega anche in Q). Il campione dell'Arinàs nettamente separato è il campione 7, granodiorite; esso appare di composizione simile agli inclusi scuri dei graniti.

3 e - *Classificazione.*

Nella fig. 6 sono diagrammati i valori $Q - AF + P - M$ e $Q - AF - P$ delle noriti quarzifere. Tenendosi alle proposte di STRECKEISEN (1967) avremmo « dioriti o gabbri quarziferi », con sensibile espansione verso il campo « monzodioriti e monzogabbri quarziferi », e singole distribuzioni nei campi « quarzodioriti e quarzogabbri » e « granodioriti ».

La presenza di ortopirosseni in buona quantità e di plagioclasti labradoritici, accanto a costante presenza di quarzo e biotite consiglia il termine di *noriti quarzifere a biotite* per tutte le rocce studiate. Essendo la scomparsa deutERICA dell'ortopirosseno un fatto sovrapposto si nominano le rocce alterate: *noriti quarzifere deuterizzate*. Il campione 7 è una *granodiorite*.

In precedenza (D'AMICO, 1956) queste rocce erano state denominate gabbrodioriti sulla base della classificazione ANDREATTA (1937) e dei Magmentypen di NIGGLI (1936).

3 f - *Distribuzione negli ammassi.*

Le distribuzioni in massa appaiono significative riguardo ai motivi visibili in fig. 7. Le isoplete sono date sulla base della distribuzione di fig. 5, utilizzando valori scelti ad arbitrio negli intervalli tra gli aggrupamenti. Scontata per quanto detto nel paragrafo 3c la maggiore basicità media della massa del Redàsega, si nota:

1) La netta separazione della granodiorite.

2) La tendenza della massa dell'Arinàs ad una maggiore ricchezza di AF e Q nelle fasce esterne, in particolare in quelle sud-orientale, e ad una maggiore ricchezza in M nella fascia centrale.

3) Parzialmente sovrapposto alla fascia centrale più basica all'Arinàs si ha una distribuzione opposta tra i valori AF e $O.Pi$ e il valore Anf , riferibile ad una distribuzione preferenziale e localizzata della deuteresi. Identico motivo al bordo sud-orientale del Redàsega. Tuttavia si deve ricordare che si sono ritrovate piccole chiazze deuterizzate anche altrove. Il ritmo di successione di queste chiazze è ad intervalli molto più piccoli degli intervalli di campionatura, e non può quindi venire messo in evidenza compiutamente da questa.

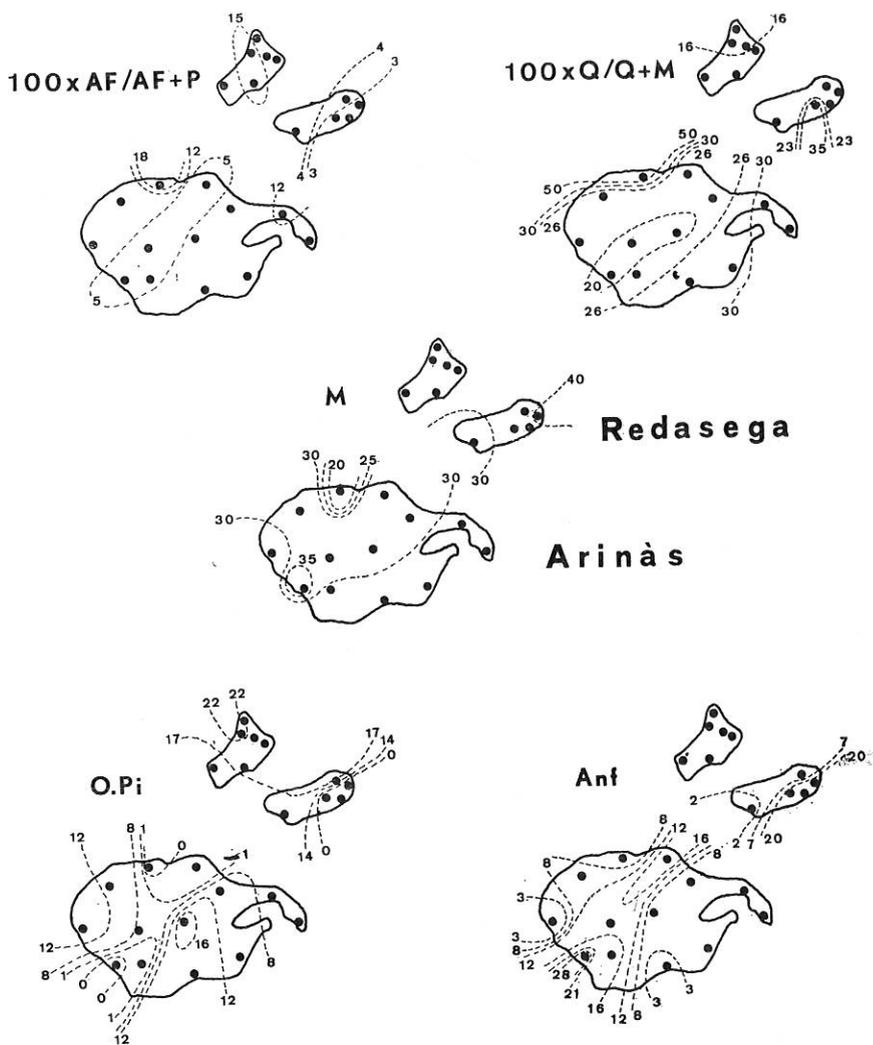


FIG. 7 - Distribuzione dei modi negli ammassi di noriti quarzifere (contorni tratti da fig. 1). La distribuzione mette in evidenza la localizzazione della deuteresi (zone ad alto *Anf* e bassi *O.Pi* e *AF/AF + P*); la separazione della granodiorite (bordo nord dell'*Arinàs*); qualche differenziazione locale nella massa dell'*Arinàs*.

3 g - Problemi degli ortopirosseni.

Il significato degli ortopirosseni in una roccia noritica a biotite e quarzo è riferibile al gioco combinato di due tendenze, secondo i due schemi di reazione seguente:

- 1) $\text{Ca (Mg, Fe) Si}_2\text{O}_6 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2 = \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + (\text{Mg, Fe) SiO}_3$
- 2) $\text{K (Mg, Fe)}_3 (\text{OH})_2 \text{Si}_3 \text{AlO}_{10} + 3 \text{SiO}_2 = \text{KAlSi}_3\text{O}_8 + 3 (\text{Mg, Fe) SiO}_3 + \text{H}_2\text{O}$

Alla 1) è imputabile la presenza di ortopirosseni in paragenesi con plagioclasti An-ricchi e la mancanza o scarsezza di augite, per una causa chimica: la presenza di abbondante allumina, petrologicamente riferibile eventualmente ad assimilazioni pelitiche.

La 2) rappresenta invece l'alternativa possibilità di paragenesi eteromorfe a biotite + quarzo e a K-feldspato + ortopirosseni, per le quali è discriminante in definitiva il valore PH_2O cioè, semplificando in termini geologici, la profondità di cristallizzazione del magma.

Nelle noriti quarzifere dell'Arinàs e del Redàsega la presenza, costante in tutti i campioni non deuterizzati, dei quattro termini della reazione 2) può indicare condizione di equilibrio tra le quattro fasi in equazione. Condizione di pratico equilibrio si possono ipotizzare su base strutturale, in quanto non procede a completamento la reazione di serie ortopirosseno-biotite, visibile dai rapporti di corona, ma la biotite non viene a sua volta riassorbita e sostituita, mentre cristallizza il K-feldspato finale.

In fig. 8 si hanno alcuni diagrammi di correlazione riguardanti le fasi che compaiono nella reazione 2). È costante una diversità di comportamento delle rocce dell'Arinàs rispetto a quelle del Redàsega. Nei diagrammi $Q - O.Pi$ e $Bi - O.Pi$ la correlazione è in accordo sia con lo schema di reazione 2), sia con le tendenze differenziative. L'andamento parallelo ma non sovrapposto delle due serie è legato al diverso grado di femicità delle due masse.

Nel diagramma $Q - Bi$ la correlazione si accorda con lo schema di reazione 2), ma registra una divergenza di comportamento tra le due serie. La divergenza si fa opposizione di comportamento per i diagrammi $AF - Bi$ e $AF - O.Pi$, nei quali peraltro non tutte le correlazioni sono buone. Dai tre diagrammi si ricava che il comportamento della serie del Redàsega sembra influenzato principalmente dai rapporti di eteromorfismo secondo la reazione 2), mentre la serie dell'Arinàs sembra condizionata soprattutto dai rapporti di differenziazione.

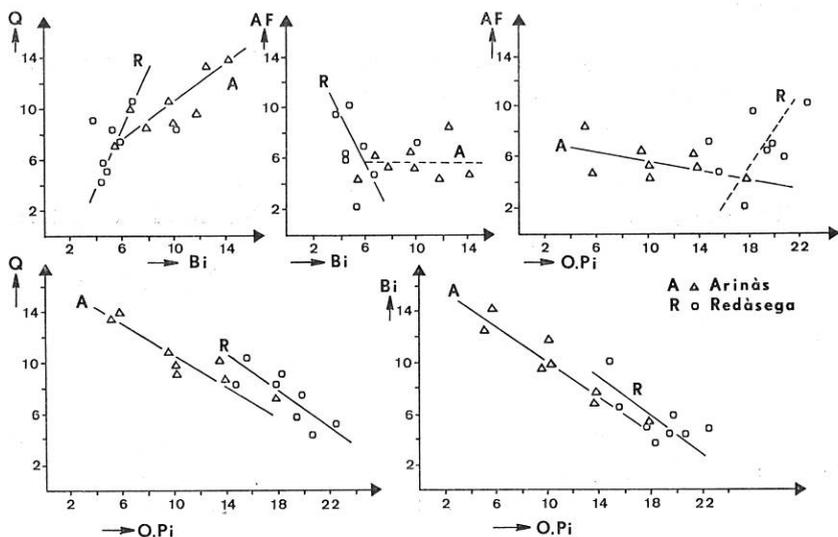


Fig. 8 - Diagrammi di correlazione tra grandezze modali. A = Arinàs; R = Redàsega. Si utilizzano i sedici campioni (8 per A, 8 per R) non deuterrizzati. Le correlazioni indicano una maggiore influenza dei rapporti eteromorfi secondo la reazione 2) di p. 105 al Redàsega un maggiore effetto di locali differenziazioni all'Arinàs. V. testo.

3 h - Problemi della granodiorite.

La granodiorite occupa la posizione di contatto con i graniti porfirici (altri campioni di questo contatto hanno rivelato uguale natura granodioritica, confermando la rappresentatività del campione 7 per questa fascia).

La coincidenza della posizione di contatto verso i graniti e dell'arricchimento in AF e Q rispetto alle noriti quarzifere di base, che corrisponde singolarmente all'impovertimento in AF e Q rivelato dai porfidi granitici di bordo, rende altamente plausibile la ipotesi che la granodiorite sia derivata non per differenziazione del magma noritico ma per metasomatosi di contatto del magma granitico sulle noriti quarzifere già consolidate.

Questa ipotesi e le analogie tra facies granodioritica delle noriti e inclusi scuri di graniti (fig. 6) danno una certa concretezza alla possibilità che questi ultimi siano brandelli di noriti quarzifere trasformate dal magma granitico.

L'introduzione di quarzo e alcalifeldispato si è svolta con la mediazione della fase vapore, che ha favorito la deuteresi pressoché com-

pleta dei plagioclasti e la trasformazione dei pirosseni in orneblenda e biotite. A sua volta l'orneblenda appare molto fortemente sostituita da quarzo e K-feldspato in espansione peclitica; lo stesso, pur se in minor misura, vale per biotite e plagioclasti.

L'arricchimento in Q e AF nella granodiorite trova riscontro in una fortissima perdita in femici. Si noti che la fascia deuterizzata, esterna alla fascia di contatto granodioritica, è più ricca in femici rispetto alle noriti quarzifere meno deuterizzate (tra queste il campione 6, pure vicino alla granodiorite, a plagioclasti in parte saussuritizzati e pirosseni in parte uralitizzati ed è anch'esso ricco in M , confermando questa tendenza). Non si esclude che tale arricchimento possa essere attribuito al movimento di elementi femici estratti dalla fascia granodioritica, e introdotti nella fascia deuterizzata.

Se ciò fosse verificabile sarebbe necessario trarre due conseguenze per la massa dell'Arinàs: 1. La deuteresi non sarebbe dovuta ad autometasomatismo ma sarebbe indotta dal granito; 2. Si potrebbe supporre che il granito si estenda sotto l'Arinàs con allineamento N-S.

Per il Redàsega non si può legittimamente estendere questa ipotesi perché qui il granito non affiora. Si vuol notare il diverso comportamento dei campioni deuterizzati del Redàsega (arricchimento in Q e M) e dei campioni deuterizzati dell'Arinàs (arricchimento solo in M). In mancanza di una interpretazione esauriente, non si può escludere che questo diverso comportamento derivi da diversità di causa della deuteresi: autometasomatismo al Redàsega e metasomatismo indotto all'Arinàs.

4 - LE ROCCE DI VALMOLIN

La massa di Valmolin affiora in modo frammentario e sfavorevole sul fondo di Val Lozen, includendo notevoli inclusi di cornubianiti da parascisti albitici. Essa è molto eterogenea nella porzione nordorientale (campioni 40,41,42); pare più omogenea negli altri settori. Per l'esiguità di estensione della massa e per l'eterogeneità alla scala dell'affioramento e del campione a mano, non si è proceduto ad una valutazione statistica come per i graniti e le noriti quarzifere.

4 a - Dioriti quarzifere e tonaliti.

Sono rappresentate dai campioni 44 e 45 (dioriti quarzifere) e 43 (tonalite). La differenza tra essi consiste in un diverso rapporto tra quarzo e plagioclasti e tra biotite e orneblenda (tab. 7).

TAB. 7

COMPOSIZIONE MODALE DELLE ROCCE DI VALMOLIN

	40	41	42	43	44	45
Q	28,2	35,7	13,0	20,9	8,1	8,3
AF	15,6	0,1	1,0	—	—	—
P	42,9	46,5	57,0	53,3	69,8	67,6
Bi	12,1	16,4	16,1	15,1	8,9	7,2
Orn	0,9	0,7	8,5	9,3	12,5	15,1
Aug	—	—	2,4	0,1	0,1	0,2
Acc	0,3	0,6	2,0	1,3	0,6	1,6

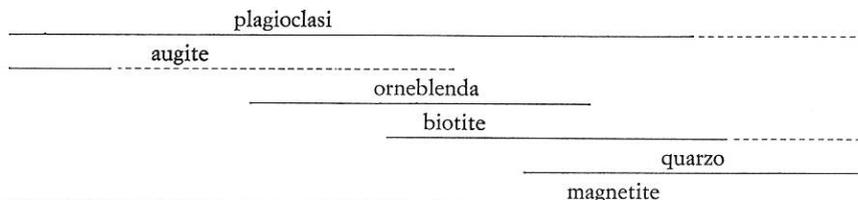
Nei componenti modali sono compresi anche i derivati deuterici.

Nelle dioriti quarzifere si hanno *plagioclasti* An_{45-50} con frequenti nuclei An_{70-95} . Abbondanti le alterazioni in sericite + epidoti + albite, spesso con rosette di miche bianche a basso $2V_x$ e talora con cloriti. L'*orneblenda* è bruna e verde, quasi sempre a chiazze e talora uralitizzata in actinolite fibrillare. La *biotite* è spesso alterata in miche bianche, ossidi di ferro, cloriti e aggregati minuti ad alto rilievo e non definiti. Biotite e orneblenda sono allotriomorfe rispetto ai plagioclasti; talora la biotite è interna all'orneblenda (biotitizzazione?), più spesso esterna e associata in concrescimento. Qualche residuo di *augite* è visibile in biotite o orneblenda. Il *quarzo* è allotriomorfo e interstiziale, con tendenza alla corrosione degli altri costituenti. La *magnetite* entro orneblenda e biotite, e l'*apatite* sono gli accessori principali; più rari *zircono*, *ortite*, *titanite*. Qualche *clorite* in aggregati raggiati è interstiziale.

Nelle tonaliti i caratteri sono simili salvo le già viste differenze di composizione, in dipendenza delle quali il *quarzo* dà luogo a grossi individui pecilitici.

L'*orneblenda* è quasi soltanto verde, a volte in aggregati di aspetto granoblastico; la *biotite* ha un discreto grado di idiomorfismo. Inoltre i plagioclasti sono quasi totalmente deuterizzati e la *clorite* secondaria su biotite è più frequente.

La successione di cristallizzazione deducibile strutturalmente sia per le dioriti quarzifere che per le tonaliti è la seguente:



4 b - *Granodioriti eterogenee*

La roccia-base, a grana grossa, è rappresentata dal campione 40. Plagioclasti An₃₅₋₄₀ e mediamente deuterizzati; *orneblenda* verde solo come residuo di biotitizzazione; *biotite* molto ferrifera e quasi priva di magnetite; *K-feldispato* poco pertitico e in grossi individui interstiziali e pecilitici; *quarzo* allotriomorfo e talora interstiziale. *Apatite*, *zircono*, *ortite*, scarse *magnetite* e *tormalina* sono gli accessori.

Nella roccia-base compaiono in fitta e caotica mescolanza inclusi scuri a grana minuta, ora sfumati alla granodiorite, ora nettamente delimitati. Il rapporto tra roccia-base e parti scure è stimato tra 1/1 e 3/2, in lieve favore della granodiorite.

Tra gli inclusi il campione 41, microquarzodiorite molto quarzosa, ha struttura porfirica, con maggiori cristalli di *quarzo*, *plagioclasti* e *biotite* in una pasta microgranulare di aspetto tra panidiomorfo e intersertale, con plagioclasti e biotite euedrali e quarzo anedrale. L'*orneblenda* è limitata a piccoli nuclei. I *plagioclasti* An₄₅₋₅₅ sono gradualmente zonati, con qualche piccola porzione An-ricca non misurabile. Le alterazioni non sono molto forti.

Apatite, *ortite*, *zircono*, *epidoti* sono accessori; manca la magnetite. Talora la pasta si apre in plaghe pecilitiche di quarzo, o in aggregati geodiformi con biotite e ortite disposte attorno ad un nucleo di quarzo mediogranulare.

La struttura porfirica manca in altre parti peraltro identiche al campione 41. Esse sono variamente sfumate verso la granodiorite.

Il campione 42 rappresenta inclusi a bordi netti verso la granodiorite includente. Esso è dato da una associazione di *plagioclasti*, *biotite* e *orneblenda* e scarsa *augite* subidiomorfi rispetto a *quarzo* e raro *K-feldispato* non pertitico interstiziali o in plaghe pecilitiche. I plagioclasti sono totalmente deuterizzati; quasi altrettanto la biotite, i cui residui sono molto ferriferi. Accessori sono *apatite* abbondante, *zircono*, *ortite*, *ematite* in grumetti secondari.

In questa porzione della massa di Valmolin si hanno filoni di albititi (D'AMICO, 1956, p. 55), che qui non vengono riesaminati.

4 c - *Classificazione e Petrogenesi*

La fig. 9 mostra la distribuzione nei consueti diagrammi triangolari. Come già descritto si distinguono: una granodiorite, una microquarzodiorite biotitica, una microdiorite quarzifera, una tonalite, due dioriti quarzifere.

Le sfavorevoli condizioni di affioramento contribuiscono a non permettere una soddisfacente ricostruzione petrogenetica. Si può notare soltanto quanto segue:

1) La parte nordorientale è eterogenea anche alla scala del campione a mano; le altre parti appaiono omogenee alla scala dell'affioramento ma eterogenee in mappa. Non sembra di poter ammettere un graduale passaggio tra le varie porzioni, perché ad una graduale variazione di Q e P fa riscontro un salto molto forte, tra tonaliti e granodioriti, per AF .

2) Le parti minute non possono venire attribuite, per ragioni compositive e strutturali, né a facies marginali della granodiorite, né ad inclusi delle noriti quarzifere.

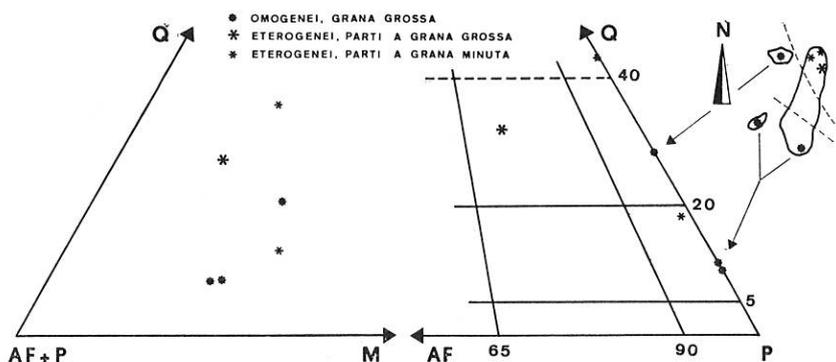


FIG. 9 - Le rocce di Valmolin nei diagrammi classificativi. Nello schizzo a destra sono presentati i riferimenti alla distribuzione nell'affioramento con contorni tratti da fig. 1. E' evidente l'eterogeneità dell'associazione petrografica; nella porzione nordorientale l'eterogeneità è alla scala del campione a mano.

In altre zone dell'area plutonica di Cima d'Asta, e in particolare alla cima principale, sono citate zone molto ricche di inclusioni con parziali somiglianze a quelle qui descritte (ANDREATTA, 1932; MORTEANI, 1966). Sarà quindi possibile riprendere l'argomento su base regionale. Per ora, dato lo sfavore delle condizioni di osservazione, qualsiasi interpretazione di dettaglio sarebbe inopportuna.

5 - CONCLUSIONI E CONFRONTI

5 a - *Riassunto conclusivo*

Nella Val Lozen affiorano ammassi di graniti, di noriti quarzifere, di granodioriti-quarzodioriti molto eterogenee.

Per l'ultimo gruppo i problemi sono aperti perché l'esiguità di affioramento accompagnata alla notevole eterogeneità e complessità non permettono la formulazione di ipotesi esaurienti.

Per gli altri due gruppi un soddisfacente inquadramento è invece possibile. Risulta provato che l'intrusione delle noriti quarzifere precede quella dei graniti; lo attestano l'orlo porfirico di raffreddamento di questi verso le noriti; le trasformazioni di contatto nelle stesse noriti; inoltre i filoni di porfidi granitici nelle medesime. L'orlo porfirico dei graniti suggerisce pure che i tempi di intrusione devono essere stati abbastanza discosti.

Le noriti quarzifere danno luogo a due masse separate, una (Redàsega) un po' più basica dell'altra (Arinàs). La distribuzione dei valori modalì nelle due masse testimoniano: 1) l'influenza del magma granitico sulla fascia di contatto trasformata in granodiorite; 2) l'influenza della deuteresi metasomatica in zone preferenziali dei due ammassi (è possibile che all'Arinàs la deuteresi sia indotta dal granito); 3) l'influenza di deboli differenziazioni in sito, più sensibili all'Arinàs che al Redàsega; 4) la coesistenza delle fasi della reazione: biotite + quarzo = K-feldspato + iperstene, tale da far supporre che i valori di P_{H_2O} corrispondano a condizioni di equilibrio delle fasi in equazione.

I graniti mostrano distribuzione influenzata soprattutto dalle variazioni nella fascia di contatto che, oltre ad avere struttura porfirica e mostrare segni di reazioni di serie non portate a termine, testimonia un impoverimento in quarzo e in alcalifeldspati, che corrisponde all'arricchimento degli stessi minerali nella fascia granodioritica delle noriti. Inoltrandosi dal contatto entro i graniti aumenta la quantità di quarzo e alcalifeldspati e diminuisce quella di plagioclasti e biotite.

I graniti mostrano inclusi di apliti, interpretati come fusi residui localmente accumulati, e di granodioriti biotitiche la cui genesi viene dubitativamente riferita a xenoliti di noriti quarzifere inglobati e trasformati dal magma granitico.

5 b - *Confronti regionali*

I graniti di Val Lozen si possono forse considerare il proseguimento orientale della massa granitica di Canal San Bovo - Caoria (SIMBOLI, 1956); tuttavia è probabile che una linea tettonica separi le masse passando lungo la Val Lozen. Questi graniti (con $AF \approx P$) sono molto comuni nei plutoni di Cima d'Asta, altrettanto come lo sono i graniti a tendenza granodioritica e, in minor misura, granodioriti e tonaliti

(ANDREATTA, 1932; D'AMICO, 1965; MORTEANI, 1966; D'AMICO-DEL MONTE, 1969).

Non si ha invece notizia in Cima d'Asta di noriti quarzifere al di fuori di quelle qui descritte; né di dioriti quarzifere come quelle del Valmolin (campioni 44 e 45). Le altre rocce basiche o semibasiche conosciute in Cima d'Asta, pur essendo geograficamente vicine non sono direttamente riferibili alle noriti dell'Arinàs-Redàsega in quanto decisamente più quarzifere e meno femiche (SIMBOLI, 1956) e in facies anfibolico-biotitica anziché iperstenico-biotitica.

Sulla base dei dati qui presentati e rifacendosi anche alle composizioni chimiche riferite in D'AMICO (1956), le noriti quarzifere e le dioriti quarzifere risultano essere le più basiche tra le rocce in ammassi di tutta l'area plutonica di Cima d'Asta, assieme a qualche roccia studiata da SIMBOLI (1956).

La piccola dimensione delle masse di Val Lozen, la ovvia indipendenza di intrusione tra noriti, graniti e granodioriti-quarzodioriti, la stessa differenza sistematica tra le due masse noritico-quarzifere che suggerisce una certa indipendenza reciproca di intrusione, sono motivi in accordo con il quadro del meccanismo di intrusione attraverso piccole intrusioni accostate che è suggerito da recenti studi sistematici sull'area occidentale di Cima d'Asta (D'AMICO, 1965; D'AMICO-DEL MONTE, 1969; DEL MONTE, 1970).

Nell'area di Val Lozen questi motivi sono troppo evidenti per poter essere confusi con una graduale sfumatura di tipi petrografici, come è accaduto nell'area SW di Cima d'Asta dove sono a contatto rocce di carattere simile per aspetto e natura petrografica (MORTEANI-HOERMANN, 1970). Tuttavia il carattere fondamentale delle due aree è simile per quanto riguarda il meccanismo di intrusione; nell'area di Val Lozen la diversità dei tipi litologici rende eclatante ciò che altrove è stato rivelato solo da più pazienti studi sistematici.

Al cristallino e al plutonismo di Cima d'Asta corrisponde, a nord della regione dolomitica, il cristallino e il plutonismo di Bressanone. Dopo lunghi dibattiti la datazione radiometrica ha deciso un'età tardo-ercinica sia delle plutoniti di Bressanone che di quelle di Cima d'Asta. È utile perciò iniziare un confronto tra i due gruppi di plutoniti.

In attesa di un raffronto completo, si può dare una prima impostazione al problema, utilizzando in particolare le rocce basiche, che sono abbastanza tipicizzanti sia a Bressanone che a Cima d'Asta.

Le descrizioni delle facies basiche delle klauseniti di Chiusa e delle dioriti di Lusòn (CASTEGNARO, 1953, 1955) e in minor misura di alcune minori masse di Lusòn (CARULLI-LENARDON, 1969) e delle rocce gabbriche di Dosso Lives (LENARDON, 1962) propongono un quadro simile a quello delle noriti quarzifere dell'Arinàs-Redàsega per mineralogia, paragenesi, processi deutericici. Il carattere noritico di alcune di queste rocce era già stato definito da TELLER e JOHN (1882) e da SANDER nei Fogli « Bressanone » e « Merano », vecchia edizione.

Confronti chimici mostrano per lo più piccole variazioni rispetto alle rocce qui studiate, in senso acido (Chiusa, Lusòn, diorite di Lives), più scarsamente in senso basico (gabbro di Lives). Queste masse sono inoltre esterne o marginali al grande plutone granitico, come in Cima d'Asta. Dove si possono osservare rapporti di intrusione, le rocce basiche risultano antecedenti al granito (LENARDON, 1962). Anche il rapporto quantitativo tra rocce basiche (« dioriti » nel Foglio « Marmolada »; « dioriti, diabasi, noriti » nei Fogli « Bressanone » e « Merano » I edizione, « Dioriti quarzifere e gabbri più o meno anfibolici » nel F° « Passo del Brennero e Bressanone », II ed.) e le rocce granitico-granodioritiche appare del tutto analogo sia a Bressanone che a Cima d'Asta (Fogli « Trento » e « Feltre »).

Questi primi confronti, per quanto grezzi, si accordano con l'ipotesi che il plutonismo di Cima d'Asta e quello di Bressanone siano tra loro legati.

RIASSUNTO – Vengono studiati gli stocks intrusivi di graniti, noriti quarzifere e quarzodioriti-granodioriti di Val Lozen (Plutonismo di Cima d'Asta, area orientale). I graniti sono posteriori alle noriti e sono porfirici al bordo con le stesse. Esiste una lieve sistematica differenza tra i graniti porfirici di bordo più ricchi in biotite e plagioclasti e i graniti omeogranulari interni più ricchi in quarzo e K-feldispato perititico. Le noriti quarzifere a biotite e K-feldispato costituiscono due masse di cui una (Redàsega) un po' più basica dell'altra (Arinàs). Entro quest'ultima si riconosce un certo frazionamento differenziativo. Ai bordi coi graniti le noriti sono mutate in granodioriti con azione metasomatica di contatto. Alcune zone entro i due ammassi sono invece deutericizzate con impoverimento in K-feldispato e aumento in feldici totali e talora in quarzo. Le quarzodioriti-granodioriti del Valmolin costituiscono una piccola massa complessa ed eterogenea e male affiorante, alcuni problemi della quale rimangono aperti.

Confronti entro il cristallino di Cima d'Asta indicano l'unicità delle noriti quarzifere e delle quarzodioriti, contrapposta alla grande diffusione di graniti e granodioriti. Primi confronti con l'area plutonica di Bressanone suggeriscono analogia delle noriti quarzifere con le rocce dioritiche e gabbriche di Chiusa, Lusòn e Lives.

ABSTRACT – A detailed survey of the Val Lozen stocks of granites, quartz-bearing norites and quartzdiorites-granodiorites intruded into low-grade metamorphic rocks (Cima d'Asta Plutonism, eastern area) is carried out. Granites are intruded later

than norites, as it is proved by the porphyritic granite border toward norites. A slight but systematic difference exists between the outside porphyritic granites and the inside homeoanular granites: the former are richer in biotite and plagioclase and poorer in quartz and perthitic K-feldspar than the latter. The biotite K-feldspar quartz-bearing norites constitute two masses, one of which (Redàsega) is just more basic than the other (Arinàs). Norites, where bordering on granites, change into granodiorites through a metasomatic contact effect. A few zones within the two masses have undergone deuteric effects as unalutization and saussuritization; meanwhile K-feldspar decreases and total mafics and sometimes quartz increase. The distribution, especially in the Redàsega mass, seems to be influenced by the equilibrium: biotite + quartz = K-feldspar + orthopyroxenes, whereas local differentiation are of some importance in the Arinàs mass. The Valmolin quartzdiorites-granodiorites form a most complex and heterogeneous mass, and their outcrops are quite unfavorably exposed; therefore the problems relating to them are partly still unsolved.

Comparisons made within Cima d'Asta plutonics prove that quartz-bearing norites and quartzdiorites are unique, whereas granites and granodiorites are widespread. Comparisons made with the Bressanone plutonics suggest some similarity between the Val Lozen norites and the Chiusa, Lusòn, and Lives diorites and gabbros.

BIBLIOGRAFIA

- ANDREATTA C. 1932: *Ricerche petrografiche sulla regione di Cima d'Asta*, Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, 10.
- ANDREATTA C. 1937: *Über die quantitative mineralogische Klassifikation der Eruptivgesteine und ihre diagrammatische Darstellung*, Zentralblatt f. Miner. Geol. Paläon., Abt. A, 303-313 e 321-343.
- BARILLARI A., JOBSTRAIBIZER P. G., OMENETTO P. 1968: *Il giacimento a piombo, zinco e rame di Cinque Valli in Valsugana (Trentino)*, Simposium Inter. Giacim. Miner. d. Alpi, vol 3, 762 - 792, Trento
- BAYLY M. B. 1960: *Modal analysis by point-counting - The choice of sample area*, Jour. Geol. Soc. Australia, 6, 119-130.
- CARULLI G. B., LENARDON G. 1969: *Ricerche petrografiche su alcune rocce eruttive dell'altopiano di Lusòn (Alto Adige)*, Period. Mineral., 38, 55-80.
- CASTEGNARO E. 1953: *Le dioriti di Chiusa (Bolzano)*, Periodo Miner., 22, 167-241.
- CASTEGNARO E. 1955: *Le rocce dioritiche di Lusòn in Alto Adige*, Atti Ist. Ven. Sci. Lett. Arti, 113, 41-68.
- CHAYES F. 1956: *Petrographic modal analysis*, Wiley, New York.
- D'AMICO C. 1956: *Le rocce intrusive della dorsale Arinàs-Redàsega (cristallino di Cima d'Asta)*, Acta Geol. Alpina, 6, 5-78.
- D'AMICO C. 1957: *Studio delle filladi e delle rocce granitizzate derivate dell'alta Val Cismòn (cristallino di Cima d'Asta)*, Rend. Soc. Miner. Ital., 13, 139-186.
- D'AMICO C. 1962: *La zona cristallina Agordo-Cereda*, Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, 23.
- D'AMICO C. 1964: *Le metamorfiti della Valsugana occidentale*. Miner. Petrogr. Acta, 10, 1-42.
- D'AMICO C. 1965: *L'intrusione granodioritica di Roncegno Valsugana. Studio modale*, Miner. Petrogr. Acta, 11, 141-195.

- D'AMICO C. - DEL MONTE M.: *Le plutoniti del bordo sud-occidentale di Cima d'Asta. Studio modale*, Miner. Petrogr. Acta, 15, 221-246.
- DEL MONTE M. 1970: *Le intrusioni accostate del bordo NW di Cima d'Asta*. St. Trentini Sci. Nat., A, 48, 3-38.
- FERRARA G. - HIRT B. - LEONARDI P. - LONGINELLI A. 1962: *Datazione assoluta di alcune rocce del massiccio intrusivo di Cima d'Asta*, Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., A, 2, 3-15.
- LENARDON G.: *La massa gabbrica di Dosso Lives nel massiccio granitico di Bressanone*, Period. Miner., 31, 63-97.
- MORTEANI G.: *Petrographisch-geologische und lagerstättenkundliche Untersuchungen im Cima d'Asta-Kristallin*, Mem. Museo Trident. Sci. Nat., 29, 30, 37-166.
- MORTEANI - HOERMANN: *I rapporti tra le rocce tonalitiche granodioritiche e granitiche del bordo sud-occidentale del plutone di Cima d'Asta (Trentino)*. St. Trentini Sci. Nat., A, 47, 22-38.
- NIGGLI P. 1936: *Die Magmentypen*, Schw. Min. Petr. Mitt., 16, 335-399.
- SIMBOLI G. F. 1956: *Ricerche petrografiche sulle rocce eruttive della Val Vanoi*, Rend. Soc. Miner. Ital., 12, 196-211.
- STRECKEISEN A. 1967: *Classification and nomenclature of igneous rocks*, N. Jb. Miner. Abh. 107, 144-240.
- TELLER F. - JOHN C. 1882: *Geologisch-petrographische Beiträge zur Kenntniss der dioritischen Gesteine von Klausen in Südtirol*, Jahrb. Geol. R. Anst., 1882, 589-684.
- TUTTLE O. F. - BOWEN N. L. 1958: *Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$ - $KAlSi_3O_8$ - SiO_2 - H_2O* , Geol. Soc. America, Mem., 74.

TESTI USATI PER DEFINIZIONI MINERALOGICHE

- BURRI C. - PARKER R. L. - WENK E.: *Die optische Orientierung der Plagioklase*, Birkhäuser, Basel.
- HESS H. H. 1960: *Stillwater igneous complex, Montana*, Geol. Soc. America, Mem., 80.
- SLEMMONS D. B. 1962 a: *Determination of volcanic and plutonic Plagioclases using a three - or four - axis Universal Stage*. Amer. Geol. Soc. Spec. Paper., 69.
- SLEMMONS D. B. 1962 b: *Observation on order - disorder relations of natural plagioclases. I a method of evaluating order-disorder*, Norsk Geol. Tidsskr., 42, 553-554.
- TRÖGER W. E. 1959: *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale*, Schweizerbart, Stuttgart.

CARTE GEOLOGICHE

- Foglio « Merano », n. 4 della Carta Geologica delle Tre Venezie I ed.
- Foglio « Bressanone » n. 4a della stessa, I ed.
- Foglio « Monte Marmolada », n. 11 della stessa.
- Foglio « Passo del Brennero e Bressanone », n. 1 e 4a della Carta geologica d'Italia, II ed.
- Foglio « Trento », n. 21 della stessa, II ed.
- Foglio « Feltre », n. 22 della stessa, II ed.

