

La petrografia della Valle Strona (Alpi Occidentali Italiane)

Autor(en): **Bertolani, Mario**

Objekttyp: **Article**

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

Band (Jahr): **48 (1968)**

Heft 3

PDF erstellt am: **26.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-37790>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

La petrografia della Valle Strona (Alpi Occidentali Italiane)*)

Di *Mario Bertolani* (Modena)**)

Con 10 figure e 17 tabelle nel testo e 1 carta

Riassunto

La Valle Strona si trova nelle Alpi Occidentali Italiane, in Provincia di Novara (Piemonte). E' compresa tra la Val d'Ossola e la Valsesia. Dal punto di vista geologico è per la massima parte nelle Alpi Meridionali. Meno di $\frac{1}{5}$ appartiene alle Pennidi. Vi si trovano le seguenti rocce: gneiss biotitico-sillimanitici (gneiss kinzigitici), anfiboliti, calcefiri, granuliti acide (stronaliti), granuliti basiche, peridotiti, pirosseniti, pegmatiti, micrograniti, rocce calco-silicatiche, migmatiti, filoni basici, scisti micacei, scisti epidotici, scisti anfibolici, scisti calcarei, miloniti.

Le facies petrografiche presenti sono: quella delle anfiboliti ad almandino nella parte bassa, quella delle granuliti nella parte intermedia, quella degli scisti verdi nella parte alta.

E' stato riscontrato un metamorfismo regionale di alto grado, progressivo a partire dalla parte bassa fino alla Linea Insubrica, che passa per Campello Monti. Detto metamorfismo, prealpino, inizia dalla subfacies a sillimanite-almandino-muscovite e termina con la subfacies delle granuliti pirosseniche. Questo metamorfismo ha agito su una serie in grande prevalenza sedimentaria, che per la regolare alternanza può essere paragonata a una formazione flyschoidale.

Il passaggio a facies granulitica delle rocce più profonde ha liberato acqua e sostanze volatili, che, unite alla anidride carbonica, sciluppata con la silicizzazione dei calcefiri e ai mobilizzati locali, può aver determinato la formazione delle migmatiti.

A W della Linea Insubrica, caratterizzata da miloniti, si hanno rocce appartenenti alla stessa serie incontrata a oriente di detta linea, retrocesse alla subfacies a quarzo-albite-muscovite-clorite da un metamorfismo di età alpina.

Abstract

The Strona Valley belongs to the Italian Western Alps, Novara Province (Piedmont), and it lies between the Ossola Valley and the Sesia Valley. From a geological point of view it has to be attributed chiefly to the Southern Alps; indeed, only $\frac{1}{5}$ of its surface belongs to the Pennine Series. It is characterized by the following rocks: biotitic-sillimanitic gneisses (kinzigitic-gneisses), amphibolites, marbles, acid-granulites (stronalites),

*) Lavoro eseguito col contributo del Consiglio Nazionale Italiano delle Ricerche.

***) Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università di Modena (Italia).

basic granulites, peridotites, pyroxenites, pegmatites, microgranites, calc-silicate rocks, migmatites, mafic dikes, muscovite-schists, epidote-schists, amphibolitic-schists, calc-schists, mylonites.

The following petrographic facies are recognized: the almandine-amphibolite facies, in the lower part of the Valley; the granulite-facies, in the middle, and the greenschist facies in the upper part of the Valley. It is evident that the rocks have been affected by regional metamorphism, acting progressively from the lower part of the Valley as far as the Insubric Line, which crosses Campello Monti. This metamorphism precedes the Alpine orogeny. It starts with the sillimanite-almandine-muscovite subfacies, and reaches the pyroxene-granulite subfacies. It affected a lithologic series chiefly of sedimentary origin, which may be considered to be of a Flyschoid type, owing to its marked alternation.

The granulitic transformation, while affecting the deeper rocks, mobilized H₂O and volatile substances, which, acting along with CO₂ originating from the silicification processes in the marbles, may be considered as genetically responsible for the migmatites.

The rocks to the W of the Insubric Line, which is characterized by mylonites, belong to the same series as those to the E, but the first have suffered Alpine metamorphism, that transformed the original rocks into diaphthoretic ones, belonging to the quartz-albite-muscovite-chlorite subfacies.

L'INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELLA ZONA

La Valle Strona nasce dal M. Capezzone (m 2421), che forma confine con la Valsesia e la Val d'Ossola e termina praticamente a Omegna, nel bacino del lago d'Orta, anche se il corso d'acqua prosegue fino a raggiungere il Fiume Toce. Col suo andamento W-E, attraversa, a partire dalle grandi dislocazioni della Linea Insubrica, quasi perpendicolarmente, una serie metamorfica a metamorfismo progressivamente decrescente. La parte a occidente della Linea Insubrica è invece formata da scisti di epizona. Quindi la massima parte della valle è compresa nelle Alpi Meridionali e solo la parte alta appartiene alle Pennidi.

ARTINI e MELZI (1900), che in passato si occuparono della petrografia della valle, suddivisero il territorio in tre diverse formazioni: Scisti di Fobello e Rimella, per la parte a occidente della Linea Insubrica; Gneiss-Strona occidentali nella parte centrale della valle, tra la Linea Insubrica e il paese di Germagno; Gneiss-Strona orientali, nella parte bassa della valle tra Germagno e Omegna.

Successivamente FRANCHI (1905) manteneva presso a poco le stesse suddivisioni, ma attribuiva alla falda del Canavese la parte alta della valle; alla Serie kinzigitica la parte centrale; alla Serie dei Laghi la parte bassa. Suddivisione confermata anche da NOVARESE (1933).

E' da ricordare infine che dalla Valle Strona Artini e Melzi hanno scelto il nome di Stronaliti per quelle rocce di tipo granulitico che appunto in detta valle hanno la massima diffusione e l'aspetto più caratteristico.

CENNI SULLA TETTONICA

La scistosità e la zonatura delle rocce nella Valle Strona hanno, come motivo fondamentale, una direzione NE-SW e un'inclinazione molto forte, che spesso raggiunge la verticalità. Non mancano però pieghettature locali o anche pieghe minori a medio raggio, che si pongono in maggiore evidenza lungo una fascia compresa tra il M. Massone e il M. Croce. Qui si osserva anche una tendenza di tettonica a vortici, indice di notevole plasticità, che si manifesta con pieghe macroscopiche ad asse B verticale, aventi dai 300 ai 600 metri di raggio, accompagnate da micropieghe con lo stesso andamento, osservabili spesso al solo microscopio, specialmente negli gneiss biotitico-sillimanitici. Sempre nella zona del Massone sono frequenti e caratteristiche le pieghettature compresse tra i piani principali di piega, con asse parallelo alla direzione del motivo tettonico principale. Tale fatto potrebbe far pensare a due successivi fenomeni di ripiegamento.

A monte di Forno si verificano invece serie di dislocazioni, che preannunciano quelle maggiori della Linea Insubrica. Spesso si formano zolle dislocate, separate da miloniti e con andamento generale aberrante dal motivo tettonico fondamentale della valle.

Lungo la Linea Insubrica le grandi faglie di compressione sono molto evidenti. Nella zona di Campello Monti gli scisti ricoprono le rocce ad alto grado metamorfico e le peridotiti, formando al contatto vaste fasce milonitiche.

A occidente della Linea Insubrica, mentre la direzione si mantiene aderente ai valori esistenti nel resto della valle, l'immersione subisce variazioni in dipendenza di pieghe a stretto raggio, di cui sono visibili le cerniere, ad esempio in corrispondenza della Montagna Ronda. L'inclinazione, di regola molto forte in quasi tutta la valle, diviene qui debole o media-debole.

LA PETROGRAFIA

Tutto il basamento roccioso della Valle Strona è costituito da rocce metamorfiche. Mancano rocce sedimentarie, ad eccezione dei depositi morenici, dei detriti di falda e delle coltri di rocce residue di disfacimento. Le rocce eruttive, o presunte tali rappresentano fenomeni di estensione limitata. Possiamo suddividere le rocce della Valle Strona nel seguente modo

Rocce di base	{	Gneiss biotitico-sillimanitici
		Gneiss anfibolici (Anfiboliti)
		Calcefri
Rocce di base trasformate	{	Granuliti
		Migmatiti
		Calcefri silicizzati
		Diaftoriti

Rocce di nuovo apporto	{	in lenti o ammassi	{	Peridotiti e pirosseniti Gabbrodioriti
		a giacitura filoniana	{	Pegmatiti Micrograniti Beerbachiti
Rocce sedimentarie	{	Rocce residue Morenico Detrito di falda		

Rocce di base

Le rocce da considerare in questa categoria sono: gneiss biotitico-sillimanitici, gneiss anfibolici e calcefiri. Sono queste le tre rocce fondamentali derivate dal metamorfismo tettonico di antichi sedimenti. Tutte le altre rocce metamorfiche sono derivate con processi o di metamorfismo tettonico di grado diverso, o di metamorfismo d'iniezione, da questi tipi fondamentali. Può esservi il dubbio che alle tre rocce sopra nominate debbano aggiungersi anche alcune oliviniti, nel significato di Turner, ossia di genesi metamorfica (WILLIAMS, TURNER, GILBERT 1955).

Gneiss biotitico-sillimanitici

Sono le rocce chiamate „gneiss kinzigitici“ dai geologi italiani (FRANCHI 1905, NOVARESE 1933). L'associazione biotite-sillimanite-quarzo-plagioclasio (fig. 1) è caratteristica di una roccia di catazona superiore, derivata dal metamorfismo tettonico di sedimenti argillosi o argilloso-arenacei. Come facies è paragonabile a quella delle anfiboliti ad almandino, subfacies a sillimanite-almandino-ortoclasio (TURNER e VERHOOGEN 1960). Verso l'alto della serie gli gneiss biotitico-sillimanitici, con la comparsa di muscovite, tendono a tipi di mesozona inferiore, ossia a subfacies a sillimanite-almandino-muscovite. Verso il basso invece si ha il passaggio a tipi di zona ultrametamorfica, corrispondenti alla subfacies delle granuliti a orneblenda (facies delle granuliti). La differenza principale è data dalla trasformazione della biotite in granato e dalla comparsa di pertiti (fig. 2). Questi tipi di transizione sono esattamente corrispondenti alle khondaliti della serie indiana (SUBRAMANIAM 1959).

La microstruttura degli gneiss biotitico-sillimanitici è nematoblastica quando predomina la sillimanite, lepidoblastica quando predomina la biotite. La paragenesi più comune è, come si è detto: quarzo, biotite, sillimanite, plagioclasio, grafite (fig. 1). Nei tipi caratteristici il granato manca o è ridotto a pochi individui. L'ortoclasio manca, in quanto tutto il potassio è legato alla biotite. Come accessori, oltre alla grafite, abbiamo l'apatite, lo zircone, l'ilmenite o la titanite, la clinozoisite e, più raramente, l'ortite. La muscovite diventa rara risalendo la valle, si fa più frequente verso la parte bassa, senza diventare però minerale fondamentale. Esistono variazioni locali senza sillimanite.

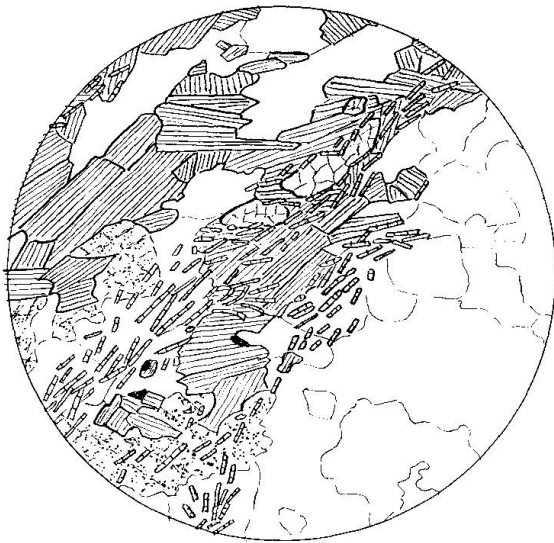


Fig. 1. Camp. Q 85. Gneiss biotitico-sillimanitico. Loreglia. Biotite (con sfaldatura), sillimanite (in aghetti), quarzo, plagioclasio (con punteggiature), apatite.
Disegno originale. 30 ×.



Fig. 2. Camp. Q 296. Termine di passaggio tra gneiss biotitico-sillimanitico e granulite acida. Alpe Vazzo. Biotite (con sfaldature), granato (a punteggiatura pesante), sillimanite (in aghetti, con qualche cristallo grande), quarzo, plagioclasio (punteggiature limitate), ortoclasio (con sfaldature punteggiate), grafite (nera).
Disegno originale. 30 ×.

Difficilmente lo gneiss biotitico-sillimanitico è una roccia omogenea; il più delle volte la si può considerare una roccia mista con metatecti e metablasti di composizione pegmatitoide (fig. 3). In tal caso, come verrà dimostrato più avanti, si hanno profonde differenze di composizione tra paleosoma biotitico-sillimanitico e neosoma quarzoso-feldspatico. Occorre distinguere però la feldspatizzazione a pertite, che avviene man mano che si procede verso le zone a metamorfismo più profondo, da quelle a microclino, che nella parte media della valle si localizzano in metatecti e nella parte più bassa, corrispondente ai livelli superiori della serie, tende alla completa omogeneizzazione della roccia per via metatectica e metablastica.

Le caratteristiche dei minerali sono le seguenti:

Biotite. Presenta un caratteristico pleocroismo: α giallino, $\beta = \gamma$ rosso bruno, $n_{\beta} = 1,654$, $n_{\gamma} = 1,656$. La composizione chimica, nota attraverso ricerche in corso del Dott. G. P. Sighinolfi, è quella di una biotite di tipo siderofillitico-eastonitico, più ricca, ma non eccessivamente, in ferro ferroso che in magnesio.

Sillimanite. Solitamente è abbondante. Solo eccezionalmente manca. Si presenta in fasci di aghetti (fibrolite), talvolta deformati e spezzati. E' da ritenere che la diversa quantità di sillimanite dipenda, negli gneiss biotitico-sillimanitici tipici, da variazione di composizione del sedimento originario;

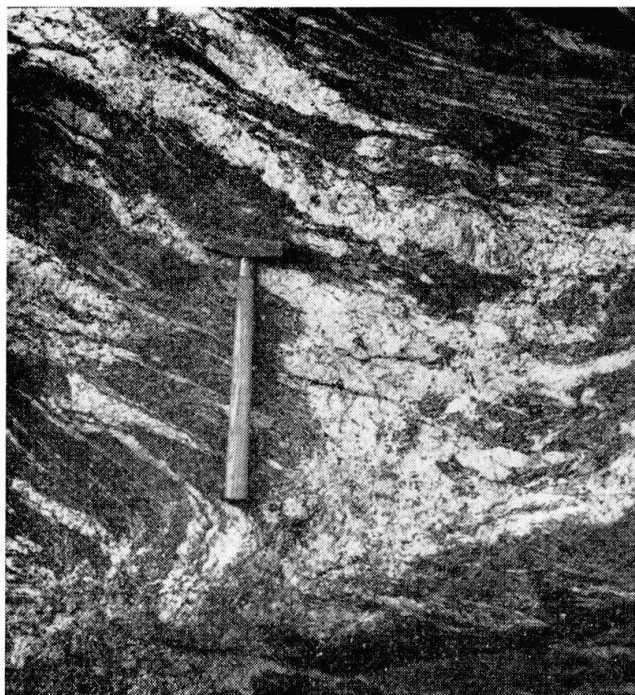


Fig. 3. Gneiss biotitico-sillimanitico con metatecti quarzoso-feldspatici. Presso Resega.

esistono però anche fenomeni di trasformazione di sillimanite in biotite, in seguito ad arricchimento potassico.

Il *quarzo* è in cristalli irregolari, ma piuttosto grandi. Solo raramente si scorge una microstruttura a mosaico indice di blastomilonisi. Contrariamente a quanto accade nelle rocce di facies granulitica, il quarzo include raramente aghetti di rutilo.

Il *plagioclasio* è da ritenersi minerale primario. Come già è stato segnalato (BERTOLANI, TOGNETTI, SIGHINOLFI, LOSCHI 1963, BERTOLANI 1964a), si tratta di andesina. Le percentuali di anortite variano dal 21% al 42% An. Sono molto frequenti valori del 34%.

I metatecti di tipo quarzoso-feldspatico hanno di solito minerali con caratteristiche diverse da quelli della roccia biotitico-sillimanitica. Il *plagioclasio* è di tipo albitico, con valori aggirantisi sul 6% An. L'*ortoclasio*, o, talvolta, il *microclino* hanno grande angolo assiale ottico ($2V = -88^\circ$). Invece la formazione di feldspato peritico (di regola antipertite nelle fasi di passaggio), che avviene nel processo di trasformazione verso una facies granulitica, porta a un *plagioclasio* che si mantiene sui termini più basici dell'andesina e a un *ortoclasio* ad angolo assiale ottico relativamente piccolo e assai variabile: $2V = -48^\circ, -54^\circ 30', -63^\circ$.

Nella tabella 1 figurano le analisi chimiche e le composizioni modali dei seguenti campioni di gneiss biotitici-sillimanitici:

- 24a. Valle Togala. Quota 650, lungo il sentiero dal Ponte Romano ad Alpi Togala. Facies tipica.
 Q 85. Loreglia. 200 m a N del paese, lungo la strada. Facies tipica.

- Q 200. Strona. 400 m a E del paese, lungo la strada. Facies tipica.
 Q 345. Tra la Massa del Turlo e la Mazza. Paleosoma. Con inizio di trasformazione granulitica.
 Q 346. Idem. Neosoma.
 Q 295. Tra Alpe Gatto e Alpe Vazzo. q. 1350. Con inizio di trasformazione granulitica.

Tabella 1. *Analisi di Gneiss biotitico-sillimanitici*

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Somma
24 a	62,28	0,92	19,77	1,26	6,48	0,04	0,54	1,92	1,56	2,91	0,39	1,63	0,03	99,73
Q 85	55,56	1,08	17,94	8,24	5,27	0,03	1,56	2,45	1,48	2,35	—	2,94	0,68	99,58
Q 200	53,94	2,48	24,92	0,02	9,72	0,08	1,82	1,42	1,40	2,50	—	2,20	0,04	100,54
Q 345 ⁺	56,72	1,02	22,33	1,53	6,27	0,16	0,95	2,59	4,50	1,68	0,01	2,26	0,60	100,62
Q 346 ⁺	68,37	0,10	17,90	0,15	0,36	0,01	0,63	0,28	1,19	8,25	0,27	1,34	0,56	99,41
Q 295 ⁺	75,71	0,27	11,82	0,37	2,17	0,08	2,38	0,81	0,92	3,83	0,17	0,78	0,15	99,46

Composizione modale

	Quarzo	Orto-clasio	Plagio-clasio	Biotite	Musco-vite	Sillimanite	Granato	Accessori	Opachi
24 a	51,5	2,2	15,4	17,4	4,1	9,1	—	0,3	—
Q 85	34,4	—	35,2	23,1	1,7	5,0	—	0,5	0,1
Q 200	4,9	—	41,8	32,5	—	11,6	5,6	0,8	2,8
Q 345	23,9	9,3	25,8	19,9	—	12,9	7,1	0,1	1,0
Q 346	26,1	68,1	5,0	—	—	—	—	0,8	—
Q 295	48,4	9,0	28,8	2,9	—	—	6,2	2,7	2,0

Le analisi chimiche di questa tabella e di quelle seguenti, contrassegnate da asterisco, sono nuove.

Anfiboliti

Per queste rocce abbiamo usato anche il termine di *gneiss anfibolici* (BERTOLANI e RIVALENTI 1966) essendo costituite essenzialmente da orneblenda e plagioclasio. Si trovano in alternanza con gli gneiss biotitico-sillimanitici, con giacitura strettamente concordante con essi. Appartengono alla facies delle anfiboliti ad almandino, subfacies a sillimanite-almandino-ortoclasio. Mostrano una minore sensibilità alle variazioni di ambiente degli gneiss biotitico-sillimanitici, quindi manifestano un ritardo nei processi di metamorfismo progressivo rispetto a dette rocce.

Lo sviluppo massimo delle anfiboliti è nella parte media della valle. Ma, mentre fino all'altezza di Chesio la paragenesi si mantiene molto semplice (orneblenda e plagioclasio) (fig. 4), oltre Chesio, ossia nella parte occidentale, iniziano a comparire altri minerali, come granato e pirosseno monoclinico (fig. 5). Inoltre, mentre fino a Chesio l'orneblenda è di tipo comune, oltre Chesio, dove il metamorfismo è di zona più profonda, passa a tipi fortemente colorati in verde cupo e azzurro intenso, spesso titaniferi, o bruni, ferriferi.

In base alle ricerche di BERTOLANI e RIVALENTI (1966), si è visto che le anfiboliti non presentano forti variazioni nel chimismo. La paragenesi invece mostra l'esistenza di anfiboliti quarzifere e non quarzifere. Il plagioclasio non è significativo. La biotite è frequente, ma solitamente non abbondante. Scen-



Fig. 4. Camp Q. 26. Gneiss anfibolico. Sotto Chesio. Orneblenda (punteggiata), plagioclasio (a punteggiatura limitata), ilmenite (nera). Disegno originale. 30 ×.

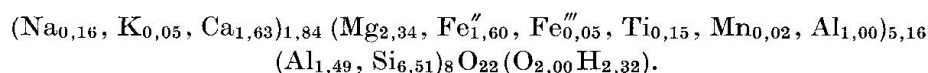


Fig. 5. Camp. M 21 a. Termine di passaggio tra gneiss anfibolico e granulite basica. Sotto Cima Scaravini. Orneblenda (a punteggiatura leggera e fitta), augite (a punteggiatura leggera e rada), granato (a punteggiatura pesante), plagioclasio (con punteggiatura limitata), quarzo, titanite (a tratteggio incrociato), ilmenite (nera). Disegno originale. 30 ×.

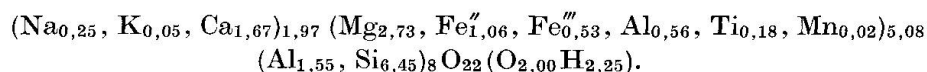
dendo verso il basso della valle, può comparire l'ortoclasio, come effetto di processi di granitizzazione.

L'*anfibolo*, analizzato chimicamente, presenta le seguenti formule:

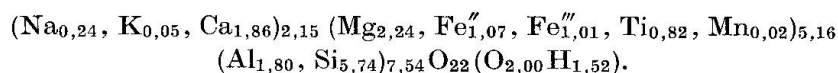
1. Orneblenda a pleocroismo α giallino, β verde grigio, γ verde chiaro. Q 21. Fonderia vecchia.



2. Orneblenda a pleocroismo α bruno molto chiaro, β bruno, γ bruno chiaro. Q 221. Tra Rosarolo e Colpino.



3. Orneblenda a pleocroismo α giallino, β verde, γ azzurro. Q 211. Tra Chesio e Loreglia.



Da notare l'alto contenuto in titanio dell'anfibolo 3, in accordo col suo pleocroismo a colori intensi (BINNS 1965). La sostituzione del silicio da parte

dell'alluminio, indice di metamorfismo progressivamente crescente, va aumentando gradualmente dal tipo 1 al tipo 3.

Il *plagioclasio* è di due tipi, uno a contenuto di anortite sul 40%, l'altro a contenuto di anortite intorno al 75%. I valori misurati si aggirano infatti intorno a queste due cifre e mostrano un netto distacco tra i due diversi gruppi. Non si sono potute mettere in evidenza le ragioni dell'esistenza di questi due distinti gruppi di plagioclasti, che influenzano solo moderatamente il chimismo delle anfiboliti.

Il *pirosseno* che compare nelle anfiboliti a W di Chesio, in base a ricerche in corso da parte del Dott. Rivalenti, è risultato un termine augitico.

L'origine di queste anfiboliti rappresenta un problema tutt'ora aperto, che trova difficoltà di soluzione nella mancanza di possibilità di riconoscimento con mezzi normali della derivazione da sedimenti, da magmatiti o da tuffiti. Fino a non molto tempo fa prevaleva l'ipotesi magmatica (SCHILLING 1957), ma già in precedenza HUTTENLOCHER (1942) aveva espresso dubbi in proposito. Effettivamente le condizioni di giacitura sono a favore di un'origine sedimentaria e in tal senso sono anche le conclusioni di ricerche geochimico-statistiche di RIVALENTI (1966). I sedimenti che eventualmente dovrebbero aver dato origine alle anfiboliti potrebbero ricercarsi tra le marne arenacee di una formazione flyschoidale, in cui l'arricchimento in magnesio potrebbe essere già nel materiale originario, sotto forma di clorite o di detriti femici, oppure successivo, avvenuto per via metasomatica.

Nella tabella 2 sono raccolte le analisi chimiche e le composizioni modali di 23 anfiboliti della valle Strona, provenienti dalle seguenti località:

a) A plagioclasio intermedio o, eccezionalmente, acido

- Q 21. Fonderia vecchia (presso Canova).
- Q 26. Cavetta sotto Chesio, lungo la strada provinciale.
- Q 34. Valle Togala. q. 600. Sul sentiero che dal ponte romano porta ad Alpe Togala.
- Q 62. Sotto Chesio. Poco sopra la strada provinciale, 300 m a W del bivio per Chesio e Loreglia.
- Q 191. Sponda destra Stona, di fronte a Germagno. q. 647.
- Q 211. Strada Chesio-Loreglia; presso il ponte sul Bagnone.
- Q 214. Valle Crosa; sotto Cappella Cerei.
- Q 221. Tra Rosarolo e Colpino. 300 m a E del ponte sullo Strona.
- RR 2. Inuggio. All'entrata E del paese.
- Q 134. Tra Alpe Collapiana e Fornero. q. 700.
- Q 146. Strada per Sambughetto. q. 700.
- Q 145. Vallone di Prato; 800 m a monte di Sambughetto (Pegmatitoide).
- Q 294. 200 m in quota sopra Alpe Gatto.
- S 14. Valle Togala. A E del sentiero; q. 700.

b) A plagioclasio calcico

- Q 143. Piana Ferrera.
- Q 198. Cima del M. Cerano.

Tabella 2. *Composizione chimica di anfiboliti*

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Somma
Q 21	49,26	2,00	13,81	3,88	8,65	0,12	10,28	6,76	2,30	0,75	0,10	1,85	0,05	99,81
Q 26	47,17	1,65	16,00	0,63	9,09	0,19	8,90	6,95	4,80	1,50	0,05	2,93	0,44	100,30
Q 34	53,48	1,60	15,89	0,45	8,07	0,16	10,34	4,12	2,70	1,25	0,10	2,16	0,07	100,39
Q 62	46,27	2,37	16,05	1,14	11,40	0,19	11,15	6,52	2,69	1,35	0,16	1,29	0,18	100,76
Q 191	48,59	1,50	15,16	2,77	8,41	0,15	10,86	6,00	2,80	1,15	0,18	0,52	1,29	99,38
Q 211	48,13	3,55	15,99	3,69	9,35	0,11	8,76	5,49	2,51	0,85	0,30	1,18	0,01	99,92
Q 214	46,26	1,90	17,19	2,94	7,76	0,09	8,34	8,82	3,40	0,85	0,19	2,18	0,28	100,20
Q 221	46,55	1,20	19,75	2,55	6,34	0,10	11,22	6,56	2,20	0,87	0,15	2,08	0,32	99,89
RR 2	48,24	1,77	15,41	1,40	9,00	0,14	8,67	11,03	1,83	1,78	0,15	0,68	0,34	100,44
Q 134	49,59	3,55	15,00	1,25	13,20	0,19	7,42	4,87	1,95	1,00	0,19	2,03	0,09	100,33
Q 146	54,25	0,80	18,34	0,14	7,18	0,02	10,99	2,47	0,62	1,07	0,02	4,22	0,09	100,21
Q 145	56,08	0,45	10,96	0,35	9,62	0,20	8,09	6,19	3,62	1,25	0,16	2,58	0,08	99,63
Q 294	42,76	1,76	15,09	6,04	7,64	0,13	14,00	8,06	1,82	0,82	0,08	2,37	0,20	100,77
S 14	49,00	1,60	13,34	2,60	9,42	0,22	10,69	7,80	2,65	0,26	0,32	1,64	0,02	99,56
Q 143	46,41	2,25	17,55	1,45	9,62	0,15	9,45	5,52	2,87	1,75	0,32	2,86	0,16	100,36
Q 198	46,86	1,47	15,61	2,06	7,55	0,11	13,91	8,32	1,05	0,62	0,21	1,54	0,44	99,75
Q 205	49,83	0,94	17,60	2,21	7,62	0,24	9,29	8,67	1,05	1,35	0,04	1,54	0,31	100,69
Q 207	46,67	1,50	16,37	1,48	9,15	0,18	13,42	6,70	1,80	0,77	0,08	1,30	0,01	99,43
Q 165	49,72	3,80	16,81	1,77	9,59	0,13	9,76	4,24	0,42	1,45	—	2,81	0,11	100,61
Q 213	52,14	0,90	19,94	1,71	6,84	0,10	10,30	2,52	0,35	1,92	0,08	2,70	0,46	99,96
Q 162	49,43	0,93	17,90	0,36	8,55	0,12	9,11	7,81	1,50	2,62	0,05	2,00	0,16	100,54
Q 203	44,92	3,15	15,41	3,27	9,92	0,13	9,11	9,32	2,10	1,20	0,02	1,56	0,12	100,23
Q 307 ⁺	45,70	3,25	19,30	1,62	8,77	0,13	8,97	6,37	1,73	1,86	0,19	2,14	0,51	100,54

Composizione modale

	Quarzo	Orto-clasio	Plagio-clasio	Anfibolo	Piroseno	Biotite	Granato	Scapolite	Epidoto	Accessori	Opachi
Q 21	2,2	0,9	35,2	58,9	—	—	—	—	—	2,0	0,9
Q 26	—	—	42,0	55,0	—	—	—	—	—	0,5	2,5
Q 34	—	—	14,9	82,8	—	—	—	—	—	1,2	1,1
Q 62	8,7	—	20,8	63,8	—	0,9	—	—	—	2,8	2,9
Q 191	—	—	43,7	51,3	—	—	—	—	—	4,1	0,9
Q 211	3,1	—	37,2	54,5	—	0,8	—	—	—	1,1	3,3
Q 214	—	—	19,5	74,0	—	—	—	—	—	2,5	4,0
Q 221	—	—	15,8	82,6	—	—	—	—	—	—	1,6
RR 2	—	—	23,7	63,3	—	8,4	—	—	—	0,5	4,1
Q 134	13,2	—	28,1	48,8	—	—	6,0	—	—	1,1	2,8
Q 146	20,8	—	43,0	26,5	—	—	6,1	—	—	0,7	2,9
Q 145	—	—	67,4	31,8	—	—	—	—	—	0,7	0,1
Q 294	—	—	9,6	53,1	23,4	—	—	8,3	—	5,5	0,1
S 14	—	—	15,0	74,4	—	—	—	—	—	10,0	0,6
Q 143	1,6	—	31,4	56,9	—	4,8	—	—	—	0,3	5,0
Q 198	—	—	21,9	75,6	—	—	—	—	—	1,9	0,6
Q 205	0,2	—	36,5	61,2	—	1,3	—	—	—	0,5	0,3
Q 207	0,9	—	20,7	74,8	—	—	—	—	—	2,8	0,8
Q 165	17,4	—	37,4	26,1	1,3	5,1	4,0	—	4,8	2,1	1,8
Q 213	20,6	—	27,1	16,6	2,5	1,3	3,3	—	22,6	3,8	2,2
Q 162	0,2	—	—	72,8	—	—	—	25,4	—	1,6	—
Q 203	—	—	19,6	79,0	—	0,6	—	—	—	0,1	0,7
Q 307	—	—	46,6	—	32,3	18,8	—	—	—	1,6	0,7

Q 205. Alpe Costavaga.

Q 207. Alpe Campallero.

Q 165. Strada tra Marmo e Forno. 500 m a valle di Grampi.

Q 213. Sotto Cappella Cerei. Sottostante il Q. 214.

c) A plagioclasio alterato

Q 162. Strada da Marmo a Forno. Sotto Massiola.

Q 203. Inuggio; all'interno dell'abitato.

d) Di transizione a granuliti pirosseniche.

Q 307. Alpe Samarone.

Calcefiri

In alternanza con gneiss biotitico-sillimanitici e con gneiss anfibolici esistono in valle Strona banchi di calcefiri; intendendo per calcefiri marmi contenenti silicati. Essi trovano sviluppo in due fasce, che attraversano la valle da NE a SW: una nella parte media della valle, tra Loreglia e Massiola, l'altra nella parte alta, tra Chioso e Campello Monti.

I calcefiri, che solitamente mostrano concordanza con le altre rocce con cui si alternano, possono, in seguito a fenomeni di mobilizzazione e ricristallizzazione, assumere andamenti diversi da quello originario e anche formare il cemento di breccie derivate dalla tettonizzazione di rocce sia più antiche, sia più recenti di essi. Un altro fenomeno presentato dai calcefiri è quello della silicizzazione, talvolta molto spinta, talaltra solo incipiente (BERTOLANI 1968). A rigor di termini non si può quindi parlare di rocce non trasformate, poichè nei calcefiri fenomeni di trasformazione, più o meno avanzati, sono quasi sempre presenti.

I due gruppi di calcefiri si differenziano tra loro principalmente per la presenza abbondante di scapolite in quelli della parte alta della valle e l'assenza di detto minerale in quelli della parte bassa.

Le paragenesi più frequenti sono, nella parte bassa: anfibolo tremolitico, quarzo, muscovite, ortoclasio, plagioclasio, zoisite, clinozoisite. Gli accessori più comuni e abbondanti sono titanite e grafite. Talvolta si ha anche pirosseno, tipo diopside. Più rari apatite e zirconio. Eccezionali biotite e tormalina. Solo in pochi campioni si ha flogopite abbondante.

Nella parte alta, oltre alla scapolite, abbonda il diopside e sono frequenti ortoclasio, microclino, plagioclasio. Comunissime anche qui la titanite e la grafite.

Il *plagioclasio* è di due tipi, uno di genesi metasomatica, calcico, con percentuali di anortite varianti dal 50% all'80%. L'altro di genesi tettonica, costituito da frammenti di pegmatite o di gneiss biotitico-sillimanitico, coinvolti in processi di brecciatura e ricementazione. La percentuale di anortite va dall'8 al 18%. An nel primo caso, è sul 30% nel secondo.

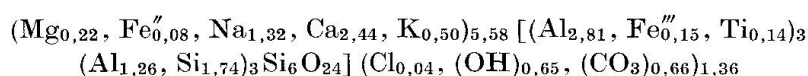
Il *feldspato potassico* è ortoclasio o microclino. L'angolo assiale ottico varia da un minimo di $2V = -60^\circ$ a un massimo di $2V = -73^\circ$.

L'anfibolo solitamente è una tremolite con $2V = -78^\circ$, $c : \gamma = 18^\circ$; talvolta è orneblenda con pleocroismo α incolore, β verde, γ verde azzurro. $2V = -86^\circ$,

$c : \gamma = 16^\circ$. Il *pirosseno monoclinico* è un diopside, incolore o leggermente verdino, con 2V variante da $+56^\circ$ a $+66^\circ$ e $c : \gamma$ da $38^\circ 30'$ a 43° . La *clinozoisite* è variabile di composizione, ma sempre poco ferrifera. 2V è solitamente prossimo a 90° .

La *muscovite* può avere un'origine puramente meccanica, quando deriva dalla frantumazione e ricementazione di pegmatiti, ma non è da escludere una genesi primaria. La *flogopite* si presenta, come del resto la muscovite, molto deformatata. 2V varia da -6° a -11° .

La *scapolite* è di tipo mizzonitico. E' stata analizzata la scapolite separata dal campione Q 358 (sponda destra del Torrente di Ravinella), in cui il minerale è associato a diopside, titanite, microclino, plagioclasio e grafite. La formula è la seguente:



La scapolite tende a trasformarsi in epidoto e talvolta in granato.

I minerali opachi sono comuni e rappresentati, oltre che dalla grafite, da pirrotina, marcassite, pirite, calcopirite e limonite.

E' da ritenere che i calcefiri derivino da calcari in regolare alternanza con i sedimenti argillosi, arenacei e marnosi, che hanno dato luogo alle altre rocce metamorfiche primarie. E' quindi assai probabile, e di questo parere è anche PAPAGEORGAKIS (1961) per i calcefiri della vicina Ossola, che parte dei minerali non carbonati derivi dalle frazioni non calcaree contenute nella roccia sedi-

Tabella 3. *Analisi chimiche di calcefiri*

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Somma
F 1	10,76	0,32	4,84	0,80	1,30	—	45,04	1,96	0,17	0,22	—	33,89	0,13	0,05	99,48
S 5	11,50	0,32	5,00	0,64	1,87	—	43,32	1,85	0,13	0,80	—	33,16	0,36	0,13	99,08
Q 11	7,97	—	1,97	0,51	0,30	0,03	48,36	2,62	0,20	0,19	0,05	37,15	1,15	0,06	100,56
Q 172	31,22	0,47	12,99	0,81	4,59	—	29,44	1,76	0,71	1,59	0,10	15,19	0,93	0,16	99,96
Q 137	6,31	0,02	2,39	0,49	0,28	0,08	49,42	1,81	0,15	0,13	0,03	38,52	0,38	0,17	100,18
Q 141	2,10	0,36	0,92	0,29	0,26	0,03	54,32	0,45	0,03	0,10	—	41,39	0,12	0,11	100,48
Q 299	4,16	tr	0,89	0,63	0,42	0,32	52,58	0,66	0,07	0,05	—	39,47	0,28	0,25	99,78
Q 331	13,11	0,32	4,20	0,43	1,21	0,04	44,02	1,06	0,40	0,84	0,04	32,66	1,27	0,26	99,86
Q 246 ⁺	37,90	0,15	30,13	0,20	0,20	0,05	19,00	2,29	0,12	1,80	0,10	6,41	0,81	0,30	99,46

Composizione modale

	Cal- cite	Musco- vite	Flogo- pite	Anfi- bolo	Piros- seno	Feld- spato	Scapo- lite	Quarzo	Zoisite	Acces- sori	Opachi
F 1	86,4	—	—	4,1	—	5,7	—	—	—	2,4	1,4
S 6	73,2	—	5,7	2,1	—	14,4	—	—	—	3,7	0,9
Q 11	84,9	7,3	—	—	—	5,8	—	—	—	1,6	0,4
Q 172	40,6	—	2,3	7,9	—	20,1	—	12,0	10,3	4,7	2,1
Q 137	92,6	—	—	2,1	—	3,9	—	—	—	0,8	0,6
Q 141	92,6	1,7	—	—	—	5,5	—	—	—	0,2	—
Q 299	93,2	—	—	—	2,7	0,5	2,6	—	—	1,0	—
Q 331	91,6	—	—	—	1,0	6,0	—	—	—	0,5	0,9
Q 246	6,2	—	—	—	—	33,1	22,1	—	35,6	2,1	0,9

metaria o dalla reazione di detti minerali inclusi, col carbonato di calcio. Ad esempio quarzo, zoisite, epidoto, plagioclasio calcico, pirosseno, grafite, forse anfibolo. Altri minerali come flogopite, ortoclasio, muscovite, tormalina, parte dell'anfibolo, potrebbero avere genesi di tipo pneumatolitico, forse legata ai processi di granitizzazione esistenti in tutta la serie. La paragenesi a scapolite s'inquadra bene nella subfacies delle granuliti a pirosseno.

Analisi chimiche e analisi modali dei seguenti calcefiri della Valle Strona sono riportate nella tabella 3 e si riferiscono ai seguenti campioni:

- F 1. Valle Togala. Sponda sinistra del torrente a q. 750.
- S 6. Valle Togala. 150 m a E dell'F 1.
- Q 11. Sotto Chesio. Lungo la Provinciale; presso il ponte romano.
- Q 172. Strona; 100 m a E del paese.
- Q 137. Cà Costa. 300 m a SE di Fornero.
- Q 141. Cave del marmo di Valle Strona presso Sambughetto.
- Q 299. Ravinella di sotto. Nello scavo di ricerca mineraria.
- Q 331. 400 m a E di Cima Ravinella.
- Q 246. Pennino grande.

Rocce di base trasformate

Le rocce polimetamorfiche della Valle Strona sono originate da processi di trasformazione molto diversi l'uno dall'altro. Abbiamo le granuliti, che mostrano un evidente processo di disidratazione e di perdita di elementi volatili, partendo forse da rocce di facies superiore attribuibile all'anfibolitica ad almandino. Abbiamo le migmatiti, che sono rocce ancora della facies delle anfiboliti ad almandino, soggette ad un intenso fenomeno di granitizzazione. Abbiamo i calcefiri silicizzati, che da rocce carbonatate, attraverso processi metasomatici, passano a rocce olosilicate. Abbiamo infine le rocce scistose della parte alta della valle, nettamente separate dalle altre dalle grandi faglie della Linea Insubrica. Esse sono state interessate da un metamorfismo tettonico di zona superiore, sovrapposto a un metamorfismo tettonico di profondità.

Le granuliti

Si è visto che procedendo verso la parte alta della valle, gli gneiss biotitico-sillimanitici tendono a impoverirsi di biotite e arricchirsi di granato e anti-perbite. Tale fenomeno, almeno per quel che riguarda il granato, segnalato da SCHILLING (1957) per la Val d'Ossola, anche se diversamente interpretato, è stato recentemente posto in evidenza, per la stessa zona da SCHMID (1966). Analogamente nelle anfiboliti compare il granato, l'orneblenda comune si trasforma in orneblenda basaltica e in pirosseno monoclinico; talvolta il plagioclasio passa a scapolite. Sono queste le fasi di transizione a tipi francamente granulitici, in cui si ha la scomparsa di ogni minerale ossidrilato, per lasciar posto a minerali cosiddetti secchi, come granato, pirosseno, feldspato. Si perviene

così a tre tipi diversi di rocce granulitiche che presentano anche termini di passaggio tra loro:

Granulite acide, dette anche *stronaliti* (BERTOLANI 1964c, WENK 1965), formate essenzialmente da feldspato pertitico, granato, quarzo e grafite.

Granuliti anfiboliche, formate da granato, orneblenda, plagioclasio calcico, pirosseno monoclinico.

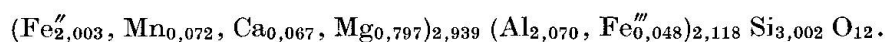
Granuliti pirosseniche, recentemente indicate da SCHMID (1967) col nome di *Pyriclasiti* nel senso di BERTHELSEN (1960), con paragenesi: pirosseno rombico, plagioclasio calcico + quarzo e talvolta ortoclasio.

Granuliti acide

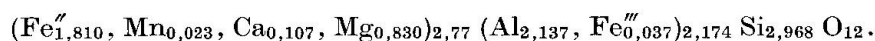
Sono rocce generalmente di colore chiaro: bianche con chiazze brune o violette, grige con bande rossastre o violacee. Il quarzo è solitamente abbondante e racchiude esili aghetti di rutilo. Il *granato* è di tipo piralspitico, in cui predomina l'almandino, seguito dal piropo, come risulta dai miei lavori precedenti (BERTOLANI 1964c) e da un recente studio di SIGHINOLFI (1967). Il colore del granato è bruno o roseo o roseo-violaceo. Secondo le ricerche di Sighinolfi, il ferro diminuisce coll'aumentare del grado di metamorfismo, mentre aumenta il magnesio. Indifferente il comportamento del manganese.

La formula chimica di alcuni granati di granuliti acide o di fase di transizione è la seguente:

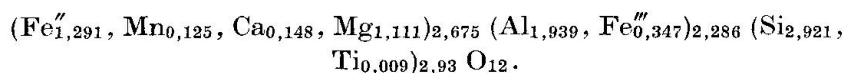
M 18. Piano del Pozzo. Facies di transizione (An. Sighinolfi).



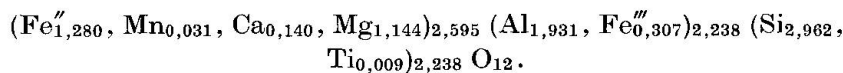
Q 166. Orlo del Testa. Facies di transizione (An. Sighinolfi).



Forno 1. Granulite acida. Alla Cappella di S. Anna. Facies tipica.



Forno 2. Granulite acida. Alla Cappella di S. Anna. Facies tipica con granato violetto.



Il *feldspato* è costituito principalmente da pertite. Inizialmente, ossia nelle fasi di transizione, si ha antipertite, che passa successivamente a micropertite. Non mancano tuttavia tipi privi di feldspato potassico.

Il *plagioclasio* è un termine andesinico, con percenti di anortite varianti dal 34 al 42%. Nella mesopertite di un campione granulitico di Piana di Forno è stato determinato lo 0,0615% di BaO (ROSATI 1963).

Non si notano differenze tra il contenuto in anortite del plagioclasio delle

rocce di transizione e quello delle vere e proprie granuliti. Invece si nota in queste ultime una graduale diminuzione del plagioclasio, accompagnata da un arricchimento in ortoclasio. Si passa così per gradi da antipertiti a mesopertiti a micropertiti. L'aumento quantitativo dell'ortoclasio va di pari passo con la scomparsa della biotite.

L'*ortoclasio* mostra valori di $2V$ varianti da -58° a -63° .

La *biotite* è un minerale in via di sparizione e la sua presenza più o meno abbondante dipende dal grado di trasformazione granulitica della roccia. Il pleocroismo è uguale a quello della biotite degli gneiss biotitico-sillimanitici: α giallino, $\beta = \gamma$ rosso bruno. Gli indici di rifrazione sono: $n_\beta = 1,652$, $n_\gamma = 1,653$.

La *sillimanite* tende anch'essa a scomparire, ma talvolta si presenta abbondante e cristallizzata in individui di notevoli dimensioni, d'aspetto assai diverso da quella fibrolitica degli gneiss biotitico-sillimanitici (fig. 6). La *grafite* è quasi sempre presente come minerale accessorio opaco. In alcune zone, come ad E e ad W della Mazza dell'Inferno, è particolarmente abbondante.



Fig. 6. Camp. Q 239. Granulite acida. Otra. Granato (a punteggiatura pesante), biotite (con sfaldatura), sillimanite (in cristalli grandi allungati), plagioclasio (con punteggiatura a isole), quarzo, minerali opachi. Disegno originale. $30 \times$.

Spesso si ha ibridazione tra prodotti di trasformazione granulitica degli gneiss biotitico-sillimanitici e quelli delle anfiboliti. Ne derivano granuliti intermedie, scarsamente quarzifere, spesso fortemente granatifere, talvolta contenenti iperstene.

Altri minerali che possono comparire nelle granuliti acide sono: *rutilo*, oltre che in aghetti, in cristalli bruni, *zircono*, *ortite*, *clinzoisite*, *zoisite*, *apatite*. Tra i minerali opachi figurano sporadicamente *pirrotina*, *pirite*, *calcopirite*, *limonite*, *ilmenite*; quest'ultima in resti, poichè il titanio tende a presentarsi sotto forma di rutilo.

La subfacies prevalente nelle granuliti acide è quella delle granuliti piro-seniche, talvolta invece il processo si arresta alla subfacies delle granuliti anfiboliche, spesso con termini locali e particolari di passaggio.

Le analisi chimiche delle seguenti granuliti acide o intermedie sono riportate nella tabella 4, unitamente alle analisi modali:

Q 158. Forno. Cappella di S. Lucia. Presso la condotta d'acqua.

Q 106. Forno. Strada di Campello. 500 metri fuori dal paese.

Q 311. Prà del Ferrara. Rocce soprastanti la località. Fortemente granatifera.

Tabella 4. *Analisi chimiche di stromboliti*

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Somma
Q 158	44,76	2,18	26,69	2,60	10,54	0,16	3,70	4,30	2,70	0,57	—	2,37	0,18	100,75
Q 106	61,26	1,20	16,20	2,15	5,83	0,09	1,82	3,49	2,30	2,86	—	2,13	0,15	99,48
Q 311 ⁺	37,71	2,40	21,69	1,41	20,53	0,35	0,21	8,96	3,75	1,07	0,10	1,27	0,25	99,70

Composizione modale

	Quarzo	Pertite	Plagio- clasio	Biotite	Silli- manite	Granato	Piros- seno	Acces- sori	Opachi
Q 158	—	58,6	—	—	—	36,2	—	1,5	3,7
Q 106	25,8	47,8	—	8,2	—	14,6	0,6	1,3	1,7
Q 311	—	—	6,1	19,2	5,1	66,0	—	1,5	2,1

Granuliti anfiboliche

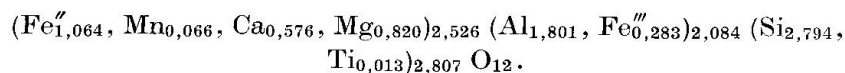
Queste rocce, per la presenza sostanziosa di granato, potrebbero venir anche chiamate granuliti basiche a granato oppure pyriclasiti anfiboliche. Per ARTINI e MELZI (1900) erano i gabbri granatiferi.

Derivano dalle anfiboliti o comunque da rocce basiche per trasformazione dell'anfibolo in granato, oppure in pirosseno, soprattutto monoclinico. Il plagioclasio si mantiene calcico (fig. 5). Un aspetto particolarmente massiccio caratterizzano le granuliti anfiboliche di Campello Monti, della zona del M. Capio, della Mazza dell'Inferno.

Le granuliti basiche granatifere appartengono alla subfacies delle granuliti anfiboliche, sono costituite da orneblenda, plagioclasio, pirosseno monoclinico e granato.

L'*orneblenda* è basaltica e presenta le seguenti caratteristiche: α giallino, β bruno scuro, γ bruno; $2V = -83^\circ$; $c : \gamma = 12^\circ$. Il *plagioclasio*, solitamente ben geminato, ha percentuale di anortite oscillante intorno al valore di 65%. Il *pirosseno monoclinico* è leggermente colorato in bruno o in verdino. $2V = +58^\circ$, $c : \gamma = 43^\circ$. E' da considerare un'augite diopsidica.

Il *granato* è in quantità molto variabile. Ha colore rosso vivo e anche in sezione sottile al microscopio appare visibilmente colorato in rosa. La sua formula chimica è la seguente (Q 302):



Rispetto ai granati delle granuliti acide presenta una quantità sensibilmente maggiore di grossularia e di andradite.

Altri componenti, pero accessori o saltuari, sono *epidoto*, *apatite*, *zircono*, *clorite*.

Le analisi chimiche e modali dei seguenti campioni:

Q 108. Forno; strada per Campello, 500 metri fuori paese.

Q 302. Mazza dell'Inferno. Pendici presso l'Alpe Ventolaro.

sono riportate nella tabella 5.

Tabella 5. *Analisi chimiche di granuliti anfiboliche*

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Somma
Q 108	43,56	1,36	22,82	3,25	9,86	0,20	10,30	3,77	2,55	0,59	—	2,28	0,12	100,66
Q 302 ⁺	46,50	0,65	21,47	1,38	8,50	0,16	10,86	7,28	2,51	0,23	0,07	0,47	0,22	100,30

Composizione modale

	Plagioclasio	Orneblenda	Pirosseno M.	Granato	Accessori	Opachi
Q 108	40,3	39,1	0,5	15,0	3,7	1,4
Q 302	39,4	15,4	22,3	21,4	0,6	0,9

Granuliti pirosseniche

Di solito sono, intimamente associate alle granuliti acide nelle quali formano spesso „schlieren“ o bande continue di scarsa potenza.

Sono formate da *pirosseno rombico*, con $2V = -62^\circ$ (62% Enstatite), *plagioclasio* basico (62% An), *quarzo*, ai quali si associa spesso *ortoclasio* e talvolta scarsa *biotite* o *granato* (fig. 7). I minerali accessori sono *apatite*, *titanite*, *zircono*, *clinozoisite*, *ortite*.



Fig. 7. Camp. Q 279. Granulite basica. Piana di Forno. Granato (a punteggiatura pesante), pirosseno rombico (a punteggiatura leggera), biotite (con sfaldature), plagioclasio (punteggiato a strisce), quarzo, ilmenite (nera).

Disegno originale. 30 ×.

SCHMID (1967) ha ritenuto opportuno usare per rocce analoghe della Val Grande il termine „Pyriclaste“, proposto da BERTHELSEN (1960) e accettato anche da DAWES (1968).

L'analisi chimica e la composizione modale del campione Q 137, raccolto sulla sponda destra del T. Strona all'altezza di Preia, figurano nella tabella 6.

Tabella 6. *Analisi chimica di granulite pirossenica*

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Somma
Q 137	48,24	1,92	21,81	1,03	6,08	0,09	10,20	7,61	1,45	0,10	0,27	1,60	0,23	100,63

Composizione modale

	Plagioclasio	Quarzo	Ortoclasio	Pirosseno R.	Biotite	Accessori	Opachi
Q 317	67,7	0,3	0,5	28,4	0,5	2,1	0,5

Queste rocce rappresentano il raggiungimento, da parte di materiale basico, di un completo equilibrio in subfacies di granulite pirossenica.

Le granuliti non sembrano derivate direttamente da sedimenti, ma i fenomeni di trasformazione dei minerali, osservati microscopicamente, gradualmente nella loro intensità, lasciano supporre che una formazione gneissica, già di metamorfismo profondo, si sia venuta a trovare in ambiente di temperatura ancor più alta. Comunque un fenomeno molto evidente ed innegabile è quello della formazione di minerali assolutamente privi di ossidrili. Ne consegue una cessione generale di acqua di tutta la massa rocciosa sottoposta a trasformazione granulitica, che rappresenta indubbiamente un fenomeno di vasta portata geologica. Inoltre alla perdita d'acqua si aggiunge un impoverimento, accertato per via spettrografica, di costituenti minori, specialmente volatili, che nei minerali di facies granulitica, granato e pirosseno, trovano scarsissima possibilità di imboscamento.

Non è possibile seguire esattamente nella loro migrazione questi componenti volatili, acqua compresa, ma è certo che una migrazione esiste e riguarda l'espulsione di ioni non da livelli modesti, ma da una fascia di qualche chilometro di potenza.

Migmatiti

Come ho già avuto occasione di segnalare per la Valle Strona (BERTOLANI, TOGNETTI, SIGHINOLFI, LOSCHI 1963) e per zone del confinante bacino del Lago d'Orta (BERTOLANI 1961, BERTOLANI e SAVOLDI 1963), gli gneiss biotitico-sillimanitici e gli gneiss anfibolici subiscono una trasformazione che porta a un arricchimento feldspatico e procede attraverso i classici stadi di granitizzazione. Osserviamo che le rocce divengono più massicce, assumono in un primo tempo l'aspetto di gneiss misti, con paleosoma biotitico e neosoma feldspatico. Talvolta si arricchiscono di grossi porfiroblasti feldspatici, assumendo l'aspetto delle embrechiti occhiadine della nomenclatura francese. Le anfiboliti, più resistenti, a questo processo, danno spesso rocce agmatitiche, costituite da grossi frammenti di anfibolite, biotitizzata ai margini e da neosoma feldspatico, prevalentemente plagioclasico.

Al microscopio si osserva quarzo, biotite di neoformazione, abbondante microclino, plagioclasio, muscovite, spesso cordierite. In relitti si osserva sillimanite, biotite della vecchia generazione, granato. La grafite spesso è abbondante (fig. 8). I minerali accessori più comuni sono anche qui apatite e zirconio, spesso con vistose aureole pleocroiche, più rari andalusite, tormalina, epidoto.



Fig. 8. Camp. Q 15. Migmatite. S. Giuseppe. Biotite (con sfaldatura continua), muscovite (con sfaldatura incompleta), cordierite (a punteggiatura molto rada), alterata in pinitite (con trattini paralleli), plagioclasio (punteggiato a strisce), microclino (sfaldatura tratteggiata).

Disegno originale. 30 ×.

La *biotite* è simile a quella degli gneiss biotitico-sillimanitici. Il pleocroismo è α giallino, $\beta = \gamma$ rosso bruno. $n_\beta = 1,655$, $n_\gamma = 1,656$. Vi si associa nella zona di S. Giuseppe una mica poco pleocroica con $\alpha = \beta$ incolore, γ verdino. Vi è anche *muscovite*, che potrebbe derivare sia da processi di granitizzazione, sia per facies di più bassa temperatura.

Il *microclino* è fittamente geminato. $2V$ è sempre molto grande. Il valore che ricorre più di frequente è $2V = -86^\circ$. Come valore minimo si arriva a $2V = -81^\circ$. Il *plagioclasio* è ben geminato secondo le leggi dell'albite e del periclino. La percentuale di anortite varia dal 20 al 44%. Si osserva il fenomeno di plagioclasii a diversa composizione coesistenti nello stesso campione.

La *cordierite* è abbastanza frequente. La sua alterazione è in parte di tipo pinitico, in parte prasiolitico. Nei cristalli freschi $2V = -76^\circ$.

Nelle migmatiti di derivazione anfibolica si ha la graduale scomparsa dell'orneblenda, sostituita da biotite. Compare ortoclasio, che resta però sempre subordinato quantitativamente al plagioclasio. Inoltre vi è spesso produzione di quarzo.

Il fenomeno, specialmente attraverso le osservazioni effettuate sulle rocce anfiboliche, appare in parte locale, ossia di mobilitazione interna, in parte di apporto ionico, sulla cui ampiezza non è possibile avere dati precisi. Infatti nelle anfiboliti si ha un arricchimento di ioni potassio, senz'altro di provenienza esterna, che entrano a far parte della biotite e dell'ortoclasio. Essi potrebbero

venire sia dagli gneiss biotitico-sillimanitici circostanti, sia da zone più lontane, sotto forma di vero e proprio fronte migmatitico.

Le migmatiti sono raggruppate nella parte più bassa della valle, specificatamente intorno a Germagno. Il loro aspetto è molto diverso, sia perchè derivate da rocce assai differenti, sia per l'ineguaglianza dei processi di granitizzazione.

Nella Valle Strona non vi sono rapporti tra migmatiti e masse granitiche, esistenti invece nella vicina zona di Quarna (BERTOLANI 1961) (BURANI 1961). Nell'occasione dello studio petrografico di quella zona non è stata rilevata discontinuità tra graniti e migmatiti, così che è stata supposta una relazione diretta, anche genetica, tra le due rocce.

Le analisi chimiche di migmatiti della Valle Strona riguardano i campioni Q 15 (Roccioni sopra S. Giuseppe) e Q 182 (Ponte romano di Omegna). Esse sono raccolte nella tabella 7.

Tabella 7. *Analisi chimiche di migmatiti*

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Somma
Q 15	68,38	0,68	15,69	2,89	1,15	0,04	2,22	1,00	3,02	3,33	—	1,18	0,22	99,80
Q 182 ⁺	58,83	0,90	20,26	0,47	6,18	0,09	0,76	3,89	1,65	3,35	0,14	3,31	0,25	100,08

Composizione modale

	Quarzo	Plagioclasio	Microclino	Corrierite	Biotite	Muscovite	Sillimanite	Accessori	Opachi
Q 15	31,8	13,6	6,6	10,8	25,7	9,5	1,4	0,1	0,5
Q 18 r	26,0	17,7	10,0	24,8	16,7	3,2	—	0,5	1,1

Calcefiri silicizzati

Ho già accennato che i calcefiri della Valle Strona contengono minerali non carbonati. Questi minerali sono in parte imputabili alla ricristallizzazione di frazioni non calcaree esistenti nella roccia di origine, ma in parte sono anche attribuibili a venute successive. Il fenomeno non avviene secondo successioni verticali, più o meno silicee, che potrebbero far pensare a variazioni della composizione originaria, ma attraverso arricchimenti silicei laterali. Di modo che un calcefiro spesso passa lateralmente a roccia completamente silicea e calcefiri silicizzati presentano, abbastanza frequentemente, nuclei e resti di calcefiro eminentemente carbonatico. Inoltre sono evidenti strutture sovrapposte, indice di mineralizzazioni successive.

La paragenesi dei calcefiri silicizzati, a parte la minor quantità o, più spesso, la mancanza di calcite, è molto simile a quella dei calcefiri.

Si trova anche qui *ortoclasio*, con $2V = -66^\circ$. Il *plagioclasio*, talvolta particolarmente abbondante, è sempre un termine molto calcico, con anortite variante da 78 a 82%, che eccezionalmente scende al 70%. Il *quarzo* può essere presente e abbondante, ma può anche mancare.

Minerali caratteristici e spesso abbondanti sono la *clinozoisite*, la *zoisite*, con $2V = +42^\circ$, la *tremolite* con $2V$ tra -72° e -79° e $c : \gamma$ tra 12° e 17° . Più scarsi il *diopside* con $2V = +52^\circ 30'$ e $c : \gamma = 44^\circ$, e la *scapolite*, esistente nella parte alta della valle. Abbastanza frequente la *biotite*. Importante la presenza di *tormalina* in alcuni campioni. Gli accessori sono: *titanite*, *zircono*, *apatite*, *clorite*, *grafite*, *pirrotine*, *ilmenite*, *calcopirite*, *pirite*. Rara la *prehnite*.

Nella tabella 8 figurano analisi chimiche e modali dei seguenti campioni:

C 2. Valle Togala. Presso la Centrale elettrica Cane.

Q 138. Cà Costa. 300 m a SE di Fornero.

Q 206. Alpe Costavaga. Sul sentiero. 200 m a S delle case.

Q 173. Strona. Associata al campione Q 172.

Q 217. Marmo. 40 m a valle del ponte sullo Strona.

Tabella 8. *Analisi chimiche di calcefiri silicizzati*

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Somma
C 2	40,38	0,44	19,83	1,00	2,78	0,16	25,80	2,99	0,11	0,09	tr.	5,36	1,05	0,09	100,08
Q 138	41,67	1,00	24,14	6,13	0,84	0,03	17,63	2,21	0,83	0,92	0,01	—	3,94	0,33	99,68
Q 206	40,00	0,24	33,14	1,16	0,76	0,03	22,32	0,81	0,22	0,20	—	—	1,59	0,06	100,53
Q 173	46,89	1,05	25,22	0,56	5,51	0,07	10,86	2,12	2,92	2,65	0,21	—	2,36	0,16	100,58
Q 217 ⁺	64,99	0,22	8,08	0,90	1,44	0,05	11,95	1,33	0,52	2,65	0,14	3,28	3,57	0,23	99,35

Composizione modale

	Calcite	Quarzo	Plagio- clasio	Orto- clasio	Biotite	Anfi- bolo	Piros- seno	Epidoto	Torma- lina	Acces- sori	Opachi
C 2	9,8	15,7	—	—	—	—	13,4	59,5	—	1,3	0,3
Q 138	—	—	—	—	—	3,6	—	88,6	—	2,8	5,0
Q 206	—	7,6	44,7	—	—	—	—	46,0	—	0,3	1,4
Q 173	—	—	70,6	0,9	19,4	—	—	1,4	0,6	2,0	5,1
Q 217	2,9	38,4	—	36,8	—	6,7	2,9	10,1	0,3	1,8	0,1

La formazione di questi calcefiri silicizzati è dovuta inizialmente a metamorfismo tettonico di calcari in zona profonda. Come si è detto una parte di minerali non carbonati è di genesi primaria, mentre un'altra parte è di venuta successiva. Tra questi la tormalina, la biotite, forse l'anfibolo, indicano la presenza di elementi volatili. Notevole complessivamente l'apporto di alluminio, di silice e, in alcuni casi, anche di alcali. Naturalmente il processo comporta sviluppo di CO₂, che si va a unire al convoglio di elementi volatili circolanti.

E' stata formulata l'ipotesi che questi fenomeni di silicizzazione siano da inquadrare in una più vasta mobilizzazione legata al fronte migmatitico; ossia alle stesse azioni, che formano metatecti negli gneiss biotitico-sillimanitici e filoni pegmatitoidi (BERTOLANI 1968).

Rocce manganeseifere

Un fenomeno particolare di silicizzazione di calcari si ha a Ravinella di sotto, presso Forno, in piena zona granulitica. L'affioramento è di modeste

dimensioni e assai disturbato tettonicamente. Si tratta di rocce manganesifere, evidentemente polimetamorfiche (BERTOLANI 1967). Le mineralizzazioni manganesifere originarie, forse costituite da Johannsenite, da Hedenbergite manganesifera, da schefferite e da grossularia-spessartite, si sono trovate in ambiente di facies granulitica. Come conseguenza si è avuta la ricristallizzazione della roccia con formazione di rodonite, bustamite, pyroxmangite e arricchimento in almandino del granato.

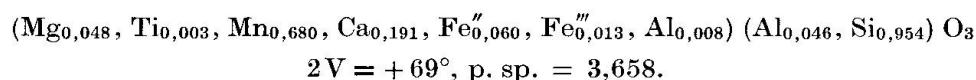
Le venute pegmatitoidi hanno ulteriormente modificato la paragenesi, con iniezioni di microclino, plagioclasio e quarzo e neoformazione di anfibolo e di biotite.

Le paragenesi più comuni sono date da: minerale rodonitico, granato calcio-manganesifero, quarzo; accessori anfibolo, apatite, titanite, calcite, ossidi di manganese. Oppure: pirosseno manganesifero, granato calcio-manganesifero, anfibolo. Non costantemente si ha quarzo, microclino, plagioclasio, titanite.

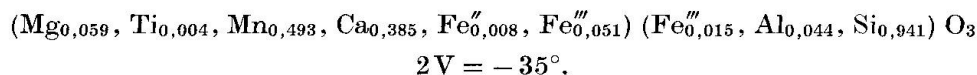
I filoni pegmatitoidi che attraversano l'affioramento, spesso si ibridano e contengono lembi semidigeriti di roccia manganesifera.

Alcuni minerali manganesiferi, separati e analizzati, presentano le seguenti formule:

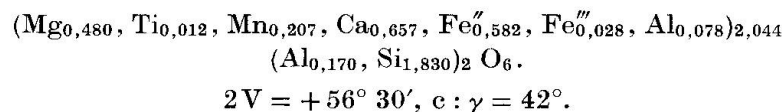
Rodonite (Q 352). Paragenesi: rodonite, granato, anfibolo, quarzo.



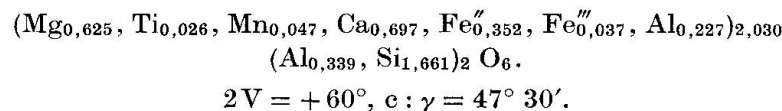
Bustamite (Q 369). Vedi composizione modale.



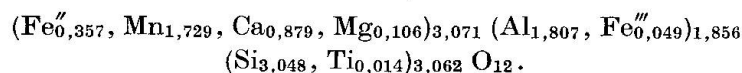
Hedenbergite manganesifera (Q 363). Vedi composizione modale.



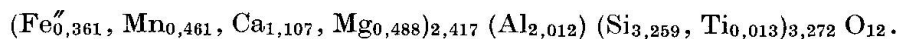
Schefferite (Q 354). Vedi composizione modale.



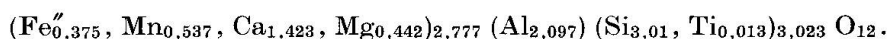
Granato (PM 9). Paragenesi: Granato, Rodonite, Quarzo, Anfibolo.



Granato (Q 354). Vedi composizione modale.



Granato (Q 372). Paragenesi: granato, pirosseno Mn, muscovite, epidoto, titanite.



Altri silicati manganeseferi presenti sono:

La *pyroxmangite*, frequentemente geminata secondo (010) e spesso smescolata. $2V = +40^\circ$. La *johannsenite*, con $2V = +65^\circ$, $c : \gamma = 45^\circ 30'$.

Il chimismo delle rocce è indicato dalle analisi della tabella 9, riguardante i seguenti campioni provenienti dallo scavo di Ravinella:

Q 371. Pirossenico-feldspatico.

Q 363. Pirossenico-granatifero.

Q 369. Bustamitico-granatifero.

Q 354. Granatifero-pirossenico-epidotico.

Q 373. Pegmatite ibridata da roccia manganesefera.

Tabella 9. *Analisi chimiche di rocce manganesefere*

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	S	Somma
Q 371	45,78	0,52	12,42	3,09	10,80	4,55	15,70	3,87	0,68	1,78	0,36	—	1,05	0,22	—	100,82
Q 363	63,26	0,32	9,86	0,62	10,66	3,96	6,12	3,46	0,67	0,14	0,13	—	0,89	0,16	—	100,25
Q 369	48,32	0,16	3,60	5,76	0,22	20,59	14,34	1,18	0,10	1,40	0,47	1,90	1,22	0,40	—	99,66
Q 354	41,68	1,08	17,27	1,14	9,24	3,00	14,24	7,51	1,30	2,40	0,04	—	0,07	1,37	0,10	100,44
Q 373	49,39	0,35	14,78	1,73	8,07	3,57	9,95	6,10	1,17	3,42	0,19	0,23	0,70	0,27	—	99,92

Composizione modale

	Pirosseno Mn	Bustamite	Pyroxmangite	Granato	Anfibolo	Quarzo	Microclino	Plagioclasio	Calcite	Epidoto	Sericite	Accessori	Opachi
Q 371	62,5	—	—	—	1,6	—	33,3	0,6	—	—	—	2,0	—
Q 363	83,4	—	—	11,0	0,7	3,5	—	—	—	—	—	0,6	0,8
Q 369	—	83,9	2,4	0,7	—	5,4	—	—	4,9	—	—	1,7	1,0
Q 354	29,3	—	—	8,6	—	—	—	—	—	20,6	40,8	0,3	0,4
Q 373	20,4	—	—	5,9	—	41,2	12,9	16,8	1,0	—	—	1,8	—

Diafioriti

Sono le rocce indicate da ARTINI e MELZI (1900) col nome di „Scisti di Fobello e Rimella“ e da Franchi (1905) col nome di „Scisti del Canavese“. Si sviluppano dalle cime dell'Altenberg, del Capezzone e della Montagna Ronda fino a Campello Monti. La facies di appartenenza è ben definita: quella degli Scisti Verdi, subfacies a Quarzo-Albite-Muscovite-Clorite. Si tratta di un tipico metamorfismo tettonico epizonale, in cui tuttavia le rocce non hanno sempre raggiunto il completo equilibrio. E' possibile incontrare ancora minerali e strutture catazonali e ultrametamorfiche, appartenenti sia alla facies delle anfiboliti ad almandino, sia a quella delle granuliti (BERTOLANI 1964b) (Fig. 9). Si tratta perciò di un classico esempio di retrocessione metamorfica.

Il relitti del metamorfismo profondo sono dati da granato, antipertite, andesina, biotite, orneblenda bruna, grafite, ilmenite. I nuovi minerali sono sericite, clorite, actinoto, albite, epidoto, titanite, muscovite. Il quarzo di



Fig. 9. Camp. Q 272. Scisto sericitico con relitti. Alpe del Vecchio. Granato in resti (a punteggiatura pesante). Epidoto (punteggiatura leggera fitta). Clorite (punteggiatura leggera rada), sericite in laminette, albite (con sfaldature), quarzo. Disegno originale. 30 ×.

neoformazione ha struttura a mosaico, quello più vecchio è in cristalli grandi, spesso con aghetti di rutilo inclusi. Anche la calcite di neoformazione presenta struttura microgranulare.

La microstruttura è lepidoblastica, molto scistosa, con letti uniformi e paralleli di fillosilicati. I tipi più frequenti sono:

- a) Scisti sericitico-epidotico-cloritici.
- b) Scisti anfibolici.
- c) Scisti calcarei.

Gli *scisti sericitico-epidotico-cloritici* possono presentarsi sotto forma di vere e proprie filladi con paragenesi: *quarzo*, *sericite*, *albite* (2—8% An), *epidoto* e spesso *clorite*, *titanite*, *apatite*, *zircono*, *rutilo*. Gli accessori opachi sono *grafite*, *pirrotina* e *limonite*.

Le filladi epidotiche hanno paragenesi assai simile, ma con eccezionale abbondanza di epidoto.

Quando predomina la clorite abbiamo *scisti cloritici*. A paragenesi simile alle rocce precedenti vi sono anche *scisti a muscovite*, che al posto di sericite hanno lamine estese di detto minerale. Il plagioclasio è sempre un termine albitico con 8—10% An.

Gli scisti sericitico-epidotico-cloritici derivano da gneiss biotitico-sillimanitici, probabilmente già in facies granulitica e da anfiboliti; in quest'ultimo caso si ha forte arricchimento di epidoto.

Gli *scisti anfibolici* sono caratterizzati dall'abbondanza di anfibolo. Di solito l'anfibolo è l'*actinoto*, ma sono frequenti campioni che conservano ancora buona parte della primitiva *orneblenda*, sia di tipo chiaramente basaltico, sia di tipo intermedio. E' molto frequente il caso in cui il centro del cristallo è di orneblenda e l'orlo di actinoto. La graduale scomparsa di orneblenda porta

anche alla produzione di *epidoto*. Il *quarzo* può essere presente e può anche mancare, in relazione al grado di trasformazione.

Appartengono a questa categoria anche le rocce della Montagna Ronda, indicate cartograficamente come tufi metamorfosati (NOVARESE 1921), ma di cui non è possibile provare tale derivazione.

L'*actinoto* ha le seguenti caratteristiche ottiche:

$$2V = -76^\circ, c : \gamma = 18^\circ, \alpha \text{ incolore}, \beta \text{ verde grigio}, \gamma \text{ verde azzurro}.$$

L'*orneblenda basaltica*:

$$2V = -74^\circ, c : \gamma = 14^\circ, \alpha \text{ bruno chiaro}, \beta \text{ bruno}, \gamma \text{ bruno rossastro}.$$

L'*orneblenda comune*:

$$2V = -70^\circ, c : \gamma = 17^\circ, \alpha \text{ bruno chiaro}, \beta \text{ verde bruno}, \gamma \text{ verde oliva}.$$

Il *pirosseno*, ritrovato in pochi relitti all'Altenberg (R 24):

$$2V = +58^\circ, c : \gamma = 41^\circ.$$

Gli *scisti calcarei* formano banchi di potenza variabile, ma generalmente modesta. La loro derivazione da diaftoresi di calcefiri è contestata, date le diverse passate interpretazioni (GERLACH 1883, PARONA 1886, FRANCHI 1905). Recentemente ho accertato nella vicina valle di Rimella il passaggio laterale degli scisti calcarei a calcefiri in via di trasformazione. Inoltre la modesta potenza di alcuni scisti calcarei, pur ammettendo una laminazione, non è facilmente spiegabile con un inserimento tettonico di formazioni più recenti.

La paragenesi degli scisti calcarei è data da *calcite* microcristallina, *sericite* e *quarzo*. Spesso vi è *muscovite*, *albite* (5% An), qualche volta *clorite*. Tra i minerali opachi assume importanza la *grafite* in minutissime granulazioni. Questo minerale infatti, molto diffuso e abbondante nei calcefiri della Valle Strona, non è un minerale epizonale, quindi non si spiega come potrebbe essersi prodotto in rocce triassiche (così infatti sono indicate da molti Autori) soggette a un solo metamorfismo di basso grado.

Oltre ai tipi fondamentali descritti, esistono nella parte alta della valle, tra le diaftoriti, manifestazioni pegmatitoidi. In alcuni casi si tratta di pegmatiti coinvolte nei processi di retrocessione. Resta infatti ortoclasio, associato a tipici minerali della facies degli scisti verdi, come *epidoto* e *clorite*.

Il limite orientale delle diaftoriti è rappresentato da una fascia presochè continua di *miloniti*. Si tratta di rocce per lo più scure, compatte, a frattura scheggiata. Spesso si riconoscono minerali frantumati e deformati appartenenti a facies di anfiboliti ad almandino e di granuliti, associati a minerali epizonali di neoformazione.

Le analisi chimiche delle diaftoriti, raccolte nella tabella 10, si riferiscono a campioni raccolti nelle seguenti località:

Diafioriti esistono anche a E della Linea Insubrica, ma si tratta di fenomeni isolati, sempre di scarsa potenza, legati a dislocazioni, spesso anche a modesto rigetto. Se ne osservano alla Fonderia vecchia, sotto Chesio, a Marmo. Il fenomeno è accompagnato da cloritizzazione della biotite e dell'orneblenda, da epidotizzazione e sericitizzazione del plagioclasio, sericitizzazione della sillimanite, trasformazione actinolitica dell'anfibolo, neoformazione di albite. Questi fenomeni di retrocessione, legati alle dislocazioni più recenti, sono attribuibili al metamorfismo alpino.

Rocce di nuovo apporto

a) In lenti e ammassi

Peridotiti e Pirosseniti

Recenti studi (LOSCHI-GHITTONI 1964) hanno identificato nella Valle Strona due tipi di rocce ultrafemiche: peridotiti, con passaggio a pirosseniti e filoni gabbrici delle zone di Campello Monti e peridotiti anfiboliche in masse minori poste nel tratto Loreglia-Forno.

Le rocce di Campello sono in masse affioranti presso il paese e in località „la Balma“. Sono costituite da olivina, pirosseno rombico, pirosseno monoclinico, e hanno come accessori, spesso abbondanti, spinello di cromo, orneblenda di tipo pargasitico e, più raramente, flogopite.

L'*olivina* ha 2V variante da -82° a -88° . Il *pirosseno rombico* è incolore o lievemente pleocroico da α rosa pallido, $\beta = \gamma$ incolore. 2V varia da $-83^\circ 30'$ a -87° o da -77° a -74° . Il *pirosseno monoclinico* è molto più scarso; è incolore. 2V = $+58^\circ$, $c : \gamma = 40^\circ$. L'*orneblenda* ha pleocroismo α incolore, $\beta = \gamma$ bruno pallido. 2V tra $+82^\circ$ e 90° , $c : \gamma$ tra $20^\circ 30'$ e 11° .

In qualche caso è presente *plagioclasio* con 85—86% An, circondato da *clinozoisite*. La *flogopite* è in piccoli gruppi di laminette quasi incolori.

Il graduale impoverimento di olivina porta a pirosseniti oliviniche ed infine a pirosseniti, formate da pirosseno rombico, orneblenda di tipo pargasitico, raro pirosseno monoclinico e spesso spinello.

Queste rocce sono sede di mineralizzazioni metallifere liquido magmatiche a *pirrotina*, in cui compaiono le due fasi α e β . Nella *pirrotina* vi è *pentlandite* frequente, spesso trasformata, almeno agli orli, in *bravoite*. A questi minerali si associa la *calcopirite* (BERTOLANI 1964d).

Nella tabella 11 figurano le analisi dei seguenti campioni (LOSCHI-GHITTONI 1964).

Q 268. Peridotite. Campello Monti. Miniere di Nichel.

G 266. Peridotite. Campello Monti. Miniere di Nichel.

Q 267. Pirossenite olivinica. Miniere di Nichel.

Q 247. Pirossenite olivinica. La Balma. Presso la galleria di ricerca.

Q 243. Pirossenite. Campello Monti. Sponda destra Strona. Sentiero per Pennino grande.

Q 258. Pirossenite. Sotto il Colle dei Rossi.

Tabella 11. *Analisi chimiche di peridotiti e pirosseniti*

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	NiO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Somma
Q 268	36,64	tr.	5,62	0,46	4,53	10,67	0,19	0,05	0,36	39,59	—	0,25	1,93	0,20	100,49
Q 266	43,28	0,06	10,70	0,45	1,37	10,69	0,32	0,09	3,12	23,24	0,19	0,06	5,90	0,36	99,83
Q 267	48,12	0,16	7,82	0,26	1,32	8,37	0,10	0,07	2,02	30,19	0,09	—	1,95	0,24	100,71
Q 247	44,22	0,60	11,67	0,10	2,27	9,15	—	0,11	7,74	20,96	0,95	0,15	2,39	0,28	100,59
Q 243	49,34	0,72	7,21	0,18	2,06	8,75	—	0,18	5,28	22,58	0,26	0,17	3,87	0,12	100,72
Q 258	47,57	0,68	9,24	0,19	0,50	11,65	tr.	0,17	6,04	21,00	0,20	0,04	3,30	0,32	100,90

Composizione modale

	Olivina	Piros- seno r.	Piros- seno m.	Orne- blenda	Biotite	Spi- nello	Plagio- clasio	Epi- doto	Acces- sori	Opachi
Q 268	94,4	—	—	0,7	—	3,6	—	—	—	1,3
Q 266	8,5	78,1	0,8	8,7	—	1,1	0,6	1,0	—	1,2
Q 267	10,8	84,1	0,9	1,5	—	1,7	—	—	—	1,1
Q 247	19,3	34,6	1,1	37,8	—	1,4	—	—	2,9	2,9
Q 243	—	74,9	0,3	13,5	0,3	—	—	8,5	—	2,5
Q 258	—	61,2	2,1	27,7	—	—	4,4	3,0	—	1,6

Tra le masse peridotitico-pirossenitiche di Campello Monti e della Balma sono frequenti i filoni gabbrici, di solito di scarsa potenza e a grana piuttosto grossa. La paragenesi è data da *plagioclasio*, abbondantemente geminato albite-pericline, col 70% An e da *orneblenda basaltica*, fortemente colorata e pleocroica, con α giallino, $\beta = \gamma$ bruno rossastro. $2V = -89^\circ$, $c : \gamma = 15^\circ$. Scarso il *pirosseno monocline*, rara la *biotite*.

Gli accessori sono opachi e costituiti da *ilmenite*, *pirrotina*, *calcopirite*.

L'analisi chimica del campione Q 250, proveniente da q. 1900, versante settentrionale del M. Capiro, figura nella tabella 12.

Tabella 12. *Analisi chimica di gabbro filoniano*

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Somma
39,94	2,64	20,17	2,64	6,42	0,15	11,84	10,49	1,66	0,22	3,58	0,42	100,17

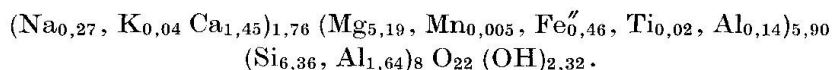
Composizione modale

	Orneblenda	Plagioclasio	Accessori	Opachi
Q 250	42,9	54,0	0,8	2,3

Le peridotiti anfiboliche si trovano in due allineamenti. Il primo formato dagli affioramenti di Alpe Francesca, Alpe Piumero, Alpe Campo, il secondo da quelli di Alpi Morello e Chesio. L'aspetto non è molto diverso dalle peridotiti di Campello, a parte il colore un pò più chiaro. La paragenesi è data da olivina, orneblenda, pirosseno rombico, pirosseno monocline e spinello accessorio. A differenza dalle masse di Campello, non sono sede di manifestazioni metallifere.

L'*olivina* ha $2V$ intorno a 90° , con variazioni estreme a $+86^\circ$ e -86° .

L'anfibolo è abbondante, generalmente incolore o lievemente pleocroico dall'incolore al bruno leggerissimo. $2V = -89^\circ$, $c : \gamma = 18^\circ 30'$. All'analisi risulta orneblenda magnesiaca con la seguente formula (LOSCHI-GHITTONI 1968):



Il *pirosseno rombico* non è costante. E' presente all'Alpe Campo ($2V = +88^\circ$) e all'Alpe Piumero ($2V = -88^\circ$). E' una bronzite. Anche il *pirosseno monoclinico* è saltuario. Ha $2V = +54^\circ$ e $c : \gamma$ da 39° a 42° .

Nella tabella 13 sono raccolte le analisi dei seguenti campioni di peridotiti anfiboliche:

Q 196. Alpe Morello sotto.

Q 100. Lenti lungo la strada provinciale sotto Chesio.

Q 310. 200 m a S di Alpe Piumero.

Q 223. Alpe Francesca di sopra.

Tabella 13. *Analisi chimiche di peridotiti anfiboliche*

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	NiO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Somma
Q 196	42,22	tr.	4,46	0,33	2,83	4,55	0,41	0,10	2,46	36,20	0,10	0,02	5,38	0,63	99,69
Q 100	34,32	0,14	4,97	0,19	6,72	6,24	0,17	0,09	0,91	35,34	0,03	0,04	10,73	0,21	100,10
Q 310	41,08	0,16	7,68	0,30	1,32	5,39	0,53	0,11	4,44	34,37	0,58	0,12	3,22	0,38	99,68
Q 223	43,00	tr.	4,47	0,26	3,37	5,72	0,15	0,04	3,10	37,40	0,20	0,10	2,67	0,32	100,80

Composizione modale

	Olivina	Piros- seno r.	Piros- seno m.	Orne- blenda	Tremolite	Anti- gorite	Spinello	Accessori	Opachi
Q 196	65,2	—	—	23,5	—	7,6	1,3	—	2,4
Q 100	13,3	—	—	—	32,6	43,9	—	0,2	10,0
Q 310	46,1	31,8	1,2	19,8	—	—	0,8	—	0,3
Q 223	28,3	25,6	6,1	36,5	—	—	3,2	—	0,3

Le masse peridotitico-pirossenitiche di Campello Monti hanno caratteristiche di rocce magmatiche: i rapporti irregolari con le altre rocce, le differenziazioni, le mineralizzazioni metallifere di tipo liquido-magmatico. Non è da escludere però un'azione metamorfica sovrapposta. Questa è senz'altro più evidente nelle peridotiti anfiboliche, dove si riscontra un perfetto allineamento con le altre metamorfite e una particolare paragenesi con orneblenda magnesiaca, che s'inquadra nella facies delle granuliti anfiboliche.

Gabbrodioriti

Formano modesti affioramenti lentiformi, che si staccano dalle coesistenti anfiboliti per un aspetto più massiccio, una grana più grossa e una mancanza di orientazione e zonatura. Si trovano al Ponte Orchera e lungo la strada Loreglia-Germagno. La microstruttura è ipidiomorfa. La paragenesi è simile a quella delle anfiboliti: orneblenda, biotite, plagioclasio e, come accessori, apatite, zirconio, ilmenite.

A differenza delle anfiboliti il *plagioclasio* qui è zonato. La percentuale di

anortite è del 59% al centro e del 40% all'esterno. L'anfibolo è un'orneblenda poco colorata, con α incolore, β verde grigio, γ verde chiaro. $2V = -79^\circ$, $c : \gamma = 16^\circ$.

L'analisi del campione Q 193, Loreglia, 200 m dal paese, verso Germagno, è riportata nella tab. 14.

Tabella 14. *Analisi chimica di Gabbrodiorite*

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Somma
49,85	1,00	18,79	0,30	6,57	0,13	9,00	7,91	2,50	0,70	0,08	2,22	1,11	100,16

Composizione modale

	Plagioclasio	Orneblenda	Biotite	Accessori	Opachi
Q 193	46,7	44,3	6,0	0,2	2,8

b) Rocce filoniane

Pegmatiti

I filoni pegmatitici non hanno salbande nette, ma un'evidente azione metasomatica ha determinato una penetrazione irregolare della roccia di neoformazione nella roccia incassante. E' frequentissimo incontrare anche lembi di roccia incassante inglobati e semidigeriti (fig. 10).

Il massimo sviluppo dei filoni pegmatitici è nel tratto di valle tra la Fonderia vecchia e Massiola. La loro giacitura pressochè verticale e la loro maggiore resistenza al degradamento rispetto alle rocce circostanti, li fa sporgere dal terreno aumentandone l'evidenza.

Un altro gruppo di filoni è oltre Forno, e, particolarmente, nella zona di

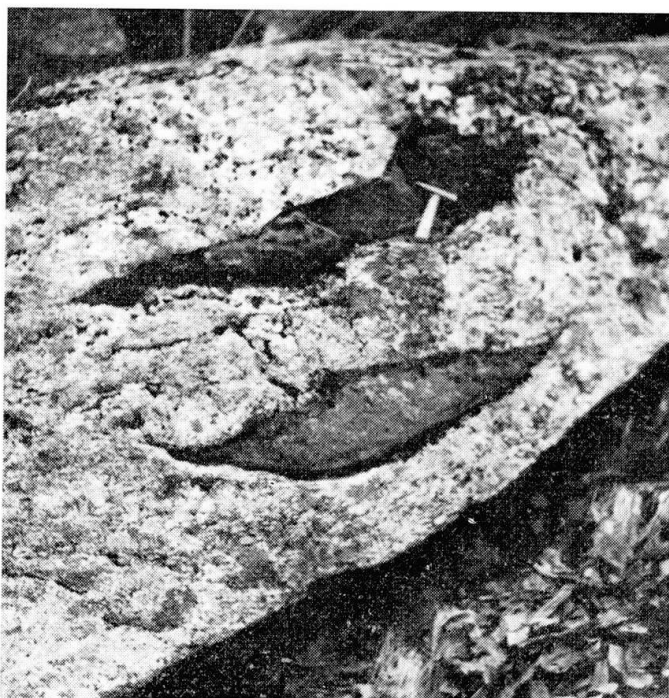


Fig. 10. Includi di gneiss biotitico-sillimanitico nei filoni microquarzo-dioritici. Massiola.

Ravinella di sotto. Quasi scompaiono nella zona delle migmatiti e divengono poco frequenti nella zona granulitica.

Il loro andamento è spesso concordante con la scistosità, ma esistono molti casi di discordanza anche con forti valori angolari. La potenza è variabilissima, anche nello stesso filone. Generalmente si tratta di una successione di espansioni e strozzature.

Le pegmatiti hanno grana molto variabile anche in breve spazio. Si passa da cristalli di una decina di centimetri di lunghezza a cristalli di pochi millimetri. E' quasi sempre in atto una forte azione cataclastica o blastomilonitica.

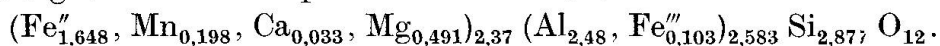
La paragenesi più comune è data da quarzo, ortoclasio micropertitico o microclino, albite, muscovite. Spesso vi si associa tormalina e talvolta granato. In qualche caso la biotite sostituisce la muscovite. Solo raramente il *feldspato potassico* manca, di solito esso predomina rispetto al plagioclasio. Ha angoli assiali ottici sempre grandi, varianti da un minimo di $2V = -67^\circ$ a un massimo di -84° . La geminazione a grata del microclino è molto frequente.

In corrispondenza delle anfiboliti si trovano anche pegmatiti con grossi cristalli di *orneblenda*, spesso contornati da biotite. Uno di questi filoni è in studio da parte del Dr. Rivalenti. A Ravinella invece vi è un forte contenuto in *grafite* (ROCCATI 1921), probabilmente dovuta all'assimilazione di porzioni di calcefiri ricchi in *grafite*, che le pegmatiti attraversano (BERTOLANI 1967). Gli accessori più comuni sono *apatite* e *zircone*, ma non sono rari *clorite*, *epidoto*, *titanite*, *sillimanite*.

Il *plagioclasio* è sodico. Si hanno plagioclasii col 13—15% An e altri col 6—7% An. A Ravinella la percentuale di An scende anche al 2%; esiste però nel plagioclasio molta clinozoisite, che ha l'aspetto di prodotto secondario di smistamento.

La *tormalina* è assente nelle pegmatiti della parte alta. E' pleocroica dall'incolore (ϵ) all'azzurro (ω). Il *quarzo* subisce spesso arricchimenti secondari, in modo da formare notevoli concentrazioni, anche sfruttate industrialmente. Non raramente assume colore roseo.

Il *granato*, abbastanza frequente, è interpretabile come conseguenza di assimilazione di rocce ferro-alluminifere, tanto più che spesso è accompagnato da ciuffi di sillimanite. E' un almandino, come appare dalla formula di detto minerale preso da una pegmatite a quarzo, ortoclasio e plagioclasio affiorante nel taglio della strada provinciale sotto Chesio:



La *biotite* ha pleocroismo diverso da quella delle altre rocce, in particolare mancano i toni rossi secondo β — γ ; infatti si ha α giallino chiaro, $\beta = \gamma$ bruno.

Non vi sono vere apliti. Una roccia di tale aspetto (Q 177), osservata a Massiola, è risultata derivata da un arricchimento quarzoso, che ha ridotto a resti la parte feldspatica.

Il chimismo è rappresentato dalle seguenti analisi raccolte nella tabella 15.

- Q 9. Pegmatite sodico-potassica. Strada provinciale presso il ponte romano, sotto Chesio.
 Q 135. Pegmatite potassica. Alpe Collapiana. 200 m a E dell'abitato.
 Q 298. Pegmatite sodico-calcaica. Sponda destra del torrente di fronte a Ravinella di sotto.
 Q 177. Pseudoaplite. Massiola. Galleria artificiale.

Tabella 15. *Analisi chimiche di pegmatiti*

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Somma
Q 9	71,50	—	17,00	0,33	0,50	—	1,52	0,24	3,80	3,95	0,75	0,44	100,03
Q 135	70,18	0,12	15,57	1,45	0,65	0,01	0,36	0,10	1,48	9,50	0,73	0,17	100,32
Q 298	58,36	0,02	21,72	1,02	0,89	0,03	7,94	2,10	4,80	1,55	2,19	0,07	100,69
Q 177	90,92	0,20	4,12	1,11	0,31	0,01	0,22	0,33	0,58	1,35	0,70	0,09	99,94

Composizione modale

	Quarzo	Ortoclasio	Plagioclasio	Muscovite	Epidoto	Accessori	Opachi
Q 9	30,6	36,6	29,1	—	—	3,7	—
Q 135	25,4	64,6	9,8	—	—	0,2	—
Q 298	2,4	0,5	52,0	—	43,6	—	1,5
Q 177	80,1	15,9	—	3,5	—	0,2	0,3

Micrograniti

I filoni microgranitici sono meno numerosi di quelli pegmatitici e localizzati solo nella parte media della valle. Spesso i due tipi sono associati e allora si constata che il microgranito precede nella messa in posto la pegmatite.

I micrograniti della Valle Strona non sono in effetti rocce a chimismo granitico, ma piuttosto granodioritico. Anche la paragenesi è più di tipo granodioritico che granitico. Infatti il feldspato potassico è solitamente scarso, il plagioclasio abbastanza calcico e la biotite abbondante. La grana è minuta, anche se talvolta non eccessivamente.

L'associazione quarzo, plagioclasio, ortoclasio o microclino, biotite, muscovite, più gli accessori apatite e zirconio, si ripete in tutti i micrograniti della valle, anche se con diverse proporzioni.

Come ho detto, il *plagioclasio* non è un termine acido. Solo eccezionalmente presenta il 20% An; di solito è più calcico; la percentuale di anortite può arrivare al 40%. Normalmente si mantiene sul 30%.

La *biotite* ha pleocroismo simile a quello delle biotiti delle pegmatiti: α giallino, $\beta = \gamma$ bruno. L'*ortoclasio*, talvolta micropertitico e il microclino, geminato, spesso sfumanti l'uno nell'altro, presentano un grande angolo degli assi ottici ($2V = -86^\circ$).

Le analisi di campioni provenienti dalla Strada provinciale sotto Chesio (Q 30) e dalle pendici a N del paese di Massiola (Q 280) figurano nella tabella 16.

La messa in posto dei filoni pegmatitici e microgranitici è successiva alla formazione di gneiss biotitico-sillimanitici, anfiboliti, calcefiri e granuliti. La paragenesi e le caratteristiche mineralogiche dei componenti dei micrograniti, simili a quelle delle migmatiti, e il fatto che nelle migmatiti cessa il fenomeno

Tabella 16. *Analisi chimiche di micrograniti*

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Somma
Q 30	69,52	0,50	9,95	0,73	1,73	0,04	6,92	1,47	3,87	3,55	0,09	1,55	0,17	100,09
Q 280	54,12	1,00	23,76	0,72	3,95	0,04	5,62	2,06	5,75	2,45	0,10	1,15	0,07	100,79

Composizione modale

	Quarzo	Plagioclasio	Ortoclasio	Biotite	Muscovite	Accessori	Opachi
Q 30	35,0	41,7	10,7	7,1	4,9	0,3	0,3
Q 280	0,3	78,0	0,4	19,2	0,7	1,3	0,1

filoniano, per lasciare il posto a una granitizzazione diffusa, può far pensare a una stretta relazione genetica tra le due rocce. I filoni pegmatitici e microgranitici rappresenterebbero concentrazioni quarzoso-feldspatiche localizzate in fratture e soprattutto tra i piani di scistosità, con evidente ibridazione per fenomeni sintectici (aumento di calcio quando la manifestazione filoniana attraversa i calcefiri, produzione di anfibolo di neoformazione e biotite nel passaggio tra anfiboliti, arricchimento in allumina tra gli gneiss biotitico-sillimanitici). Nella zona migmatitica si avrebbe invece una penetrazione diffusa e l'azione metasomatica non si limiterebbe alle salbande, ma interesserebbe pressochè tutta la roccia ospitante.

La provenienza di queste manifestazioni, per le caratteristiche di giacitura, non è da ritenersi dovuta a un residuo magmatico dei graniti dei laghi; potrebbe essere il prodotto di una mobilizzazione selettiva locale o quasi locale, oppure appartenere, come si è già accennato in precedenza, a una vasta corrente migmatitica proveniente da zone più profonde di degranitizzazione. Perciò queste manifestazioni non sarebbero, per la massima parte, provenienti dalle masse granitiche, ma potrebbero rappresentare il primo stadio di un vasto fenomeno di granitizzazione che porta appunto, come risultato finale, alla formazione di un granito di anatessi. Certamente questa ipotesi necessita di più vaste e convincenti ricerche.

Beerbachiti

I filoncelli lamprofirici identificati in Valle Strona sono 3: uno sotto Chesio, l'altro a Luzzogno e il terzo presso Marmo. Quello sotto Chesio è tagliato da un filone pegmatitico, dimostrandosi così di venuta precedente. La giacitura è solitamente discordante con la scistosità delle rocce incassanti.

Non vi sono differenze petrografiche tra i tre filoni, tranne una più pronunciata alterazione in quello di Marmo. L'aspetto è di roccia non scistosa, compatta, verdastra, afanitica. Al microscopio si osserva una microstruttura formata da un intreccio di cristalli aciculari di plagioclasio, orneblenda e biotite.

Il *plagioclasio* fa registrare 44% An. La *biotite* ha pleocroismo α giallino chiaro, $\beta = \gamma$ bruno. L'*orneblenda* è poco colorata, con α incolore, $\beta = \gamma$ verde chiaro. $c : \gamma = 16^\circ 30'$. Il *quarzo* è sporadico.

L'analisi chimica del campione Q 27. Lungo la strada provinciale, sotto Chesio, è in tabella 17.

Tabella 17. *Composizione chimica di Beerbachite*

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	S	Somma	-0 per S	Somma
48,50	2,08	18,64	0,54	8,47	0,12	8,34	7,46	2,41	0,48	2,87	0,27	0,12	100,30	0,08	100,22
<i>Composizione modale</i>															
						Orneblenda	Plagioclasio	Biotite	Accessori	Opachi					
					Q 27	50,9	35,3	10,7	0,3	2,8					

La classificazione di queste rocce è incerta tra i magmi achanahaitico, gabbroide normale e c-gabbroide. In base alla microstruttura non profirica e al grado di basicità è stata considerata una beerbachite (BERTOLANI, TOGNETTI, SIGHINOLFI, LOSCHI 1963).

Queste manifestazioni potrebbero essere in relazione con quelle segnalate da PREISWERK (1903) per il Lago di Mergozzo, CHELUSSI per Pettenasco; mentre di geni più recente dovrebbero essere quelle del Granito di Baveno (GALLITELLI 1937).

CONCLUSIONI

Lo studio petrografico della Valle Strona ha portato alle seguenti conclusioni:

1. L'intera valle appartiene a un'unica serie geologica, formata da almeno tre rocce fondamentali, che si alternano. Due di queste rocce originarie sono senza dubbio sedimenti e hanno dato luogo, col primo metamorfismo, a gneiss biotitico-sillimanitici e a calcefiri. Il terzo tipo di roccia, calcico-magnesiaca, ha dato origine alle anfiboliti. Sull'esatta origine di queste rocce anfiboliche vi è ancora incertezza, potendo esse verosimilmente appartenere a rocce sedimentarie (marne o arenarie calcaree a prevalenti minerali femici), piroclastiche (tufi basici) o eruttive (basalti). Le caratteristiche di giacitura farebbero preferire la prima ipotesi, che è anche suffragata dalle ricerche specifiche di RIVALENTI (1966).

2. Alle variazioni litologiche originarie si sono aggiunte successivamente differenze dovute al diverso grado di metamorfismo. Nella valle, da oriente a occidente, compaiono, di seguito: la facies delle anfiboliti ad almandino, la facies delle granuliti e infine la facies degli scisti verdi.

La facies delle anfiboliti ad almandino inizia con una transizione tra la subfacies della sillimanite-almandino-muscovite e quella della sillimanite-almandino-ortoclasio, che è la maggiormente rappresentata nella valle. Segue un graduale passaggio tra questa subfacies e quella delle granuliti anfiboliche, che ha il suo massimo sviluppo all'altezza di Forno. Oltre Forno si entra decisamente nella subfacies delle granuliti pirosseniche, che permane fin quasi alla Linea Insubrica, a ridosso della quale, forse per causa di ripiega-

menti si ritorna a rocce di subfacies delle granuliti anfiboliche. Occorre però tener presente che i diversi tipi di rocce reagiscono con diversa velocità rispetto al metamorfismo progressivo. Infatti le rocce anfiboliche mostrano, frequentemente, un ritardo di facies rispetto alle rocce biotitico sillimanitiche.

Dalle osservazioni effettuate si arriva a concludere che alla facies delle granuliti sono arrivate rocce già in facies delle anfiboliti con un aumento di temperatura che può essere spiegato con un approfondimento dell'intera serie. Abbiamo così il passaggio graduale degli gneiss biotitico-sillimanitici (gneiss kinzigitici) a granuliti acide (stronaliti) e quello delle anfiboliti a granuliti basiche.

La facies degli scisti verdi compare bruscamente, separata dalle facies di alta temperatura dalle grandi faglie della Linea Insubrica. Come si è detto, si tratta della stessa serie vista in precedenza, che mostra eterogeneità di facies per la presenza di numerosi minerali e strutture relitte della facies delle anfiboliti e di quella delle granuliti in rocce che per la maggior parte sono passate a una tipica subfacies a quarzo-albite-muscovite-clorite.

3. La presenza di manifestazioni magmatiche sia di tipo intrusivo, sia effusivo, sia filoniano, va considerata con riserva, per la struttura metamorfica sovrapposta, che impedisce un facile riconoscimento. Le rocce che, con maggiore attendibilità si possono attribuire, almeno originariamente a magmatiti, sono le masse peridotitico-pirosenitiche di Campello Monti e della Balma, per la giacitura, la struttura e la presenza di mineralizzazioni metallifere liquido-magmatiche. Maggiori dubbi sorgono per le masse minori di peridotite anfibolica.

L'attribuzione alle gabbro-dioriti del modesto affioramento del Ponte Orchera, è basato più che altro sulla particolare struttura e sulla zonatura dei plagioclasti.

Gli scarsi filoncelli basici hanno tutte le caratteristiche di lamprofiri, ma la loro precedenza rispetto alle pegmatiti tende a invalidare la possibilità di rapporti con le masse granitiche dei laghi.

Altre rocce magmatiche antiche potrebbero ricercarsi tra le granuliti basiche della zona di Campello che si collegano coi gabbri e noriti della formazione d'Ivrea, ma sono difficilmente distinguibili da granuliti basiche derivate da anfiboliti, in quanto troppo trasformate da un metamorfismo profondo.

Anche le pegmatiti e i micrograniti non sembrano rappresentare una facies tardiva di magmatismo, ma piuttosto una concentrazione di mobilizzati alcalini.

4. E' un fatto certo che la trasformazione granulitica provoca una forte perdita di ossidrili della roccia e, anche se buona parte degli alcali non subisce che un rimaneggiamento, passando dalle biotiti alle pertiti, migrano, insieme all'acqua, gli elementi volatili della biotite e degli anfiboli. Questo fenomeno si può osservare in una fascia della potenza di circa 3 km, quindi è presumibile

una forte migrazione di acqua, che si trascina elementi volatili e alcalini. Inoltre la decarbonatizzazione di parte dei calcefiri pone in circolo CO_2 .

La presenza di pegmatiti e di calcefiri silicizzati nella zona granulitica fa pensare che una parte dei mobilizzati si rideponga subito, concentrandosi in fratture e operando sostituzioni per via metasomatica in rocce carbonatate. Ma questo fenomeno assume il massimo sviluppo nella parte media della valle, dove, oltre alle pegmatiti, maggiormente arricchite rispetto alle precedenti, in componenti volatili (Tormalina, muscovite), compaiono micrograniti. Analogamente prendono grande sviluppo i calcefiri silicizzati, tanto che alcuni anni fa ero portato a interpretare queste rocce come prodotto di metamorfismo di contatto delle pegmatiti sui calcefiri. E' logico quindi pensare che alla formazione di queste nuove rocce partecipino sia mobilizzati locali, sia venute da zone più lontane. Infatti sono frequenti i fenomeni di feldspatizzazione con plagioclasio acido e microclino negli gneiss biotitico-sillimanitici, ma si notano anche pegmatitoidi a chimismo potassico entro le anfiboliti a chimismo calcosodico.

Le pegmatiti e i micrograniti cessano, come individualità filoniane, quando iniziano le migmatiti della parte orientale della valle. Questo fatto può interpretarsi come una distribuzione di tipo differente delle parti mobilizzate, che invece che concentrarsi in fratture, si diffondono in tutta la massa della roccia. Probabilmente sono avvenute anche mobilizzazioni e rimaneggiamenti locali, che si manifestano attraverso una sviluppata blastesi, ma ritengo importante anche l'apporto a largo raggio, specialmente negli elementi più volatili.

Non vi è sufficiente documentazione per affermare che l'intensificarsi del fenomeno di migmatizzazione porti, in zone vicine, alla formazione di un vero e proprio granito. Tuttavia questa possibilità va considerata come ipotesi di lavoro per ulteriori ricerche.

5. Non è ancora giunto il momento di pronunciarsi sull'età delle formazioni rocciose della Valle Strona. E' già di qualche anno la datazione assoluta di uno gneiss della „Zona di Strona“, che, col metodo del piombo totale negli zircon, ha dato un'età cambriana e forse anche precambriana (BUCHS, CHESSEX, KRUMMENACHER, VUAGNAT 1962, BERTRAND, CHESSEX, DELALOYE, LAURENT, VUAGNAT 1965). E' tuttavia necessario attendere i risultati degli studi attualmente in corso o in programma nella zona e in zone finitime, da parte, specialmente, di ricercatori svizzeri, per avere un'attendibile base di partenza. Attraverso le ricerche di tipo classico, si possono giudicare coevi: gneiss biotitico-sillimanitici, anfiboliti e calcefiri, appartenenti a un'unica formazione flyschoidale. Il loro metamorfismo, di catazona, è di età non precisabile, ma presumibilmente precarbonifera, perchè su esso si sono sovrapposti da una parte i fenomeni di trasformazione granulitica e dall'altra quelli migmatitici, che, anche se non contemporanei, possono essere attribuiti a uno stesso ciclo, verosimilmente della fine del Paleozoico. Potremmo trovarci in corrispondenza cronologica

del corrugamento ercinico, con formazione di granuliti in fase di pieno corrugamento e all'interno delle pieghe, di pegmatitoidi e migmatiti in periodo immediatamente successivo. Allo stesso periodo dovrebbe appartenere la messa in posto delle masse peridotitico-pirossenitiche.

I fenomeni di diaforesi nelle rocce della parte alta, sono più recenti e sembrano direttamente collegati con le dislocazioni della Linea Insubrica e quindi di età alpina. Detto metamorfismo è invece poco avvertito nella parte della valle appartenente alle Alpi Meridionali e posto in evidenza solo da fenomeni di retrocessione lungo linee di frattura, strutture blastomilonitiche nelle pegmatiti e formazione di calcefiri brecciati.

BIBLIOGRAFIA

SMPM = Schweiz. Mineralogische und Petrographische Mitteilungen

- ARTINI, E. e MELZI, G. (1900): Ricerche petrografiche e geologiche sulla Valsesia. Mem. R. Ist. Lomb. di Scienze Lett. 18, 219—390.
- BERTHELSEN, A. (1960): Structural studies in the Pre-Cambrian of Western Greenland. Geology of Tovqussap Nunà. Meddel. om. Grøn. 123, 17—23.
- BERTOLANI, M. (1961): Fenomeni di granitizzazione e di contatto nella zona di Quarna (Novara). Rend. Soc. Miner. Ital. 17, 65—108.
- BERTOLANI, M., TOGNETTI, G., SIGHINOLFI, G. e LOSCHI, A. G. (1963): Ricerche petrografiche nella bassa Valle Strona (Novara). Rend. Soc. Miner. Ital. 19, 41—67.
- BERTOLANI, M. e SAVOLDI, C. (1963). Appunti petrografici sulla zona di Oira (Lago d'Orta). Per. Mineral. 32, 459—478.
- BERTOLANI, M. (1964a): Considerazioni geopetrografiche sulla Valle Strona. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., S. A, 71, 113—132.
- (1964b): Le metamorfiti dell'alta Valle Strona (Provincia di Novara). Per. Mineral. 33, 301—332.
- (1964c): Le stronaliti. Rend. Soc. Miner. Ital. 20, 31—70.
- (1964d): Le manifestazioni metallifere della Valle Strona (Novara). Atti Soc. Nat. e Mat. di Modena 95, 31—69.
- BERTOLANI, M. e RIVALENTI, G. (1966): Gli gneiss anfibolici della Valle Strona (Novara). Per. Mineral. 35, 869—893.
- BERTOLANI, M. (1967): Rocce manganesifere tra le granuliti della Valle Strona (Novara). Per. Miner. 36, 1011—1032.
- (1968): Le rocce carbonatate e i loro derivati nella Valle Strona (Novara). Rend. Soc. Ital. Min. e Petr. 24, 1—17.
- BERTRAND, J., CHESSEX, R., DELALOYE, M., LAURENT, R. et VUAGNAT, M. (1965): Déterminations d'âge „plomb-total“ sur des zircons de la chaîne alpine. SMPM 45, 317—326.
- BINNS, R. A. (1965): The mineralogy of metamorphosed basic rocks from the Willyama Complex, Broken Hill District, New South Wales. P. I. Hornblendes. Mineral. Mag. 35, 306—325.
- BUCHS, A., CHESSEX, R., KRUMMENACHER, D. et VUAGNAT, M. (1962): Ages „plomb-total“ déterminés par fluorescence X sur les zircons de quelques roches des Alpes. SMPM 42, 295—305.
- BURANI, M. (1961): Notizie petrografiche e chimiche sul granito di Quarna (Novara). Rend. Soc. Mineral. Ital. 17, 131—145.

- DAWES, P. R. (1968): Contrasted types of metamorphism of basic intrusions in the Precambrian basement of the Tasiussaq area, South Greenland. *Meddel. om Grønland*, 185/4, 1—47.
- CHELUSSI, F. (1890): Il diabase di Pettenasco sul lago d'Orta. *Giorn. Min. Crist. e Petr.* 1, 316—320.
- FRANCHI, S. (1905): Appunti geologici sulla zona diorito-kinzigitica Ivrea-Verbanò e sulle formazioni adiacenti. *Boll. R. Com. Geol. d'Italia* 36, 270—298.
- GALLITELLI, P. (1937). Ricerche petrografiche sul Granito di Baveno. *Mem. Soc. Tosc. Sci. Nat.* 46, 150—225.
- GERLACH, H. (1883): Die penninischen Alpen. *Beiträge geol. Karte Schweiz* 27.
- HUTTENLOCHER, H. (1942): Beiträge zur Petrographie des Gesteinszuges Ivrea-Verbanò. Die gabbroiden Gesteine von Anzola. *SMPM* 22, 326—366.
- LOSCHI-GHITTONI, A. G. (1964): Le rocce ultrafemiche della Valle Strona (Novara). *Rend. Soc. Mineral. Ital.* 20, 153—177.
- (1968): Caratteristiche dell'anfibolo della peridotite di Alpe Campo in Valle Strona (Novara). *Rend. Soc. It. Mineral. e Petr.* 24, 271—275.
- NOVARESE, V. (1929): La zona del Canavese e le formazioni adiacenti. *Mem. descr. Carta Geol. d'Italia*, 22.
- (1933): La formazione diorito-kinzigitica in Italia. *Boll. R. Uff. Geol. It.* 56, 1—62.
- PAPAGEORGAKIS, J. (1961): Marmore und Kalksilikatfelse der Zone Ivrea-Verbanò, zwischen Ascona und Candoglia. *SMPM* 41, 157—254.
- PARONA, C. F. (1886): Valsesia e Lago d'Orta. Milano.
- PEYRONEL PAGLIANI, G. e BORIANI, A. (1967): Metamorfismo crescente nelle metamorfiti del „Massiccio dei Laghi“ nella zona bassa Val d'Ossola-Verbania. *Rend. Soc. Mineral. Ital.* 23, 351—397.
- PREISWERK, H. C. H. (1906): Malchite und Vintlite im Strona und Sesiagneiss, Piemont. *Festschr. z. 70. Geburtstag v. H. Rosenbusch. Stuttgart.*
- RIVALENTI, G. (1966): Problema della genesi degli gneiss anfibolici della serie „dioritico-kinzigitica“ delle Alpi Pennine. *Per. Mineral.* 35, 933—957.
- ROCCATI, A. (1921): Pegmatite grafitifera della Valle Strona (Lago d'Orta). *Boll. Soc. Geol. It.* 40, 205—208.
- ROSATI, V. (1963): Alcuni dati sulle mesopertiti di rocce stronalitiche della Valsesia e Valle Strona. *Atti Soc. Nat. e Mat. di Modena* 93, 61—70.
- SCHILLING, J. (1957): Petrographisch-geologische Untersuchungen in der unteren Val d'Ossola. Ein Beitrag zur Kenntnis der Ivreazone. *SMPM* 37, 435—544.
- SCHMID, R. (1966): Granatchemismus als Indikator des Metamorphosegrades in der Zone Ivrea-Verbanò (Norditalien). *SMPM* 46, 683—687.
- (1967): Zur Petrographie und Struktur der Zone Ivrea-Verbanò zwischen Valle d'Ossola und Val Grande (N-Italien). *SMPM* 47, 935—1100.
- SIGHINOLFI, G. P. (1967): Metamorfismo regionale di alto grado. I granati. P. 1a. *Per. Mineral.* 36, 485—513.
- SUBRAMANIAM, A. P. (1959): Charnockites of the type area near Madras. A reinterpretation. *Amer. J. Sci.* 257, 321—353.
- TURNER, F. J. and VERHOOGEN, J. (1960): *Igneous and metamorphic petrology*. McGraw-Hill, New York, Toronto, London, 531—560.
- WENK, E. (1965): Khondalite and Stronalite. *The Indian Mineral.* 6, 21—26.
- WILLIAMS, H., TURNER, F. J. and GILBERT, C. M. (1950): *Petrography*. Freeman & Co., S. Francisco, 244—245.

CARTA GEO-LITOLOGICA DELLA VALLE STRONA (Novara)

Lavoro eseguito col contributo del
Consiglio Nazionale delle Ricerche

