

MARIO BERTOLANI

CONTRIBUTO ALLO STUDIO PETROGRAFICO DELLA
COSÌ DETTA « FORMAZIONE DIORITICO KINZIGITICA » :
LE AZIONI METAMORFICHE NELLE ROCCE DELLA
VAL BAGNOLA (VALSESIA)

S o m m a r i o

Riassunto	Pag. 56
Generalità	» 59
I tipi petrografici e la loro classificazione	» 62
Plutoniti della « Formazione basica d'Ivrèa »	» 64
— Plutoniti della formazione principale	» 64
— Lenti e filoni basici intercalati nelle rocce metamorfiche	» 72
Le Migmatiti	» 80
— Gneiss metatectici	» 80
— Gneiss diatectici	» 86
— Gneiss di retrocessione metamorfica	» 88
Calcefiri	» 92
Filoni eruttivi acidi	» 96
Rocce di contatto	» 101
I giacimenti a solfuri di Val Mengo	» 106
Considerazioni sulla genesi delle rocce eruttive basiche	» 106
Il polimetamorfismo delle migmatiti e dei calcefiri	» 108
Le venute filoniane acide	» 111
L'attuale assetto tettonico	» 111
La successione degli atti metamorfici e delle venute magmatiche	» 112
Bibliografia	» 114

Riassunto. — Il presente studio petrografico sulle rocce della Val Bagnola (Val Sesia), prende di esse in esame: la composizione mineralogica, il chimismo, la giacitura, i reciproci rapporti, le azioni metamorfiche.

Si sono così potute distinguere:

a) Rocce eruttive di tipo gabbrico appartenenti alla formazione basica d'Ivrea, che essendo in facies marginale, risultano più ricche del tipo normale più interno, di biotite e di quarzo e con plagioclasio labradoritico tendente ad andesina.

b) Rocce polimetamorfiche, per metamorfismo tettonico di catazona e d'iniezione, talvolta ulteriormente modificate o per un secondo metamorfismo tettonico di zona superiore o per ibridazione con venute magmatiche filoniane. Si tratta di gneiss metatectici o kinzigiti, di gneiss diatectici o kinzigiti, di gneiss misti e di qualche fillonite. Da una composizione iniziale a sillimanite, granato, biotite, quarzo, ortoclasio, grafite, si tende, con l'apporto neosomico, a una composizione a biotite, quarzo, plagioclasio, con relitti di granato, ortoclasio e grafite; la retrocessione metamorfica porta a un'associazione quarzo, clorite, sericite, epidoto.

c) Calcifiri, anch'essi polimetamorfici, con fenomeni evidenti di ricristallizzazione e cattura meccanica di lembi di altre rocce. Abbiamo così, accanto ai minerali originari e a quelli formatisi per contatto (calcite, pirosseno, anfibolo, titanite, grafite), minerali estranei, come ortoclasio, plagioclasio, mica muscovite, quarzo, appartenenti ai filoni pegmatitici.

d) Rocce eruttive melanocrate, anch'esse di tipo gabbrico, con giacitura filoniana o lenticolare nelle rocce metamorfiche e andamento pressochè costante NE-SO. L'indice di colore è sempre molto alto, il plagioclasio varia dal 39 all'83% An. La composizione mineralogica è molto simile ma non uguale alle rocce della formazione principale di cui alla lettera a). Sono frequenti fenomeni parziali di ricristallizzazione, che non hanno mai cancellato completamente la primitiva struttura ipidioromorfa, ma possono far classificare alcune di queste rocce tra le anfiboliti.

e) Rocce filoniane acide di tipo prevalentemente pegmatitico, ma anche aplitico o microgranitico, anch'esse con andamento prevalente NE-SO o poco diverso e che attraversano tutti i tipi rocciosi già elencati. Il chimismo è prevalentemente potassico, ma si passa anche a termini sodico-potassici e calco-sodici.

Fenomeni di contatto sono presenti tra le rocce metamorfiche da una parte e le rocce eruttive della formazione principale, le rocce filoniane basiche, le rocce filoniane acide dall'altra.

Azioni dinamiche hanno interessato con fratture grandi e minute e deformazioni tutte le rocce sopra indicate e in special modo le rocce filoniane acide. Successive circolazione di soluzioni hanno ricementato le microfratture con ortoclasio, quarzo, clorite ed epidoto.

Gli eventi che hanno interessato l'intero complesso roccioso si possono così riassumere:

1 - Metamorfismo tettonico di catazona in sedimenti argillosi o argilloso-arenacei, intercalati da calcari o calcari marnosi.

2 - Metamorfismo d'iniezione o di granitizzazione in zona profonda, che ha generato le migmatiti.

3 - Metamorfismo con formazione di sporadiche associazioni tipiche di epimesozona.

4 - Intrusione di masse magmatiche basiche con ibridazione al contatto e deboli fenomeni di metamorfismo di contatto: tali masse magmatiche penetrano anche in filoni strato tra le rocce metamorfiche e risentono delle ultime azioni di metamorfismo tettonico.

5 - Intrusione magmatica filoniana acida con fenomeni di migmatizzazione per sintesi.

6 - Azioni milonitiche spesso intense, che producono deformazioni nei minerali, miloniti, cataclasiti, specialmente nelle rocce filoniane; ricristallizzazione parziale dei calcifiri. Ricementazione delle fratture da parte di quarzo, ortoclasio, clorite ed epidoto di neoformazione.

7 - Fratturazione grossolana con parziali riempimenti calcitici.

Zusammenfassung. — In dieser petrographischen Untersuchung werden die mineralogische Zusammensetzung, der Chemismus, die Lagerung, die gegenseitigen Beziehungen und die Metamorphose der Gesteine des Bagnola-Tales (Val Sesia) behandelt.

In diesem Gebiet treten auf:

a) Gabbrogesteine der Ivrea-Zone, die etwas saurer sind als die typischen Gabbros und Norite dieser Formation, weil sie an ihrer Ostgrenze liegen.

b) Polymetamorphe Gesteine, durch Dynamo- und Injektionmetamorphose umgebildet, zum Teil noch einmal dynamometamorph überprägt oder durch magmatische Gänge hybridisiert. Es handelt sich um Metatexite oder Kinzigitgneise, Diatexite oder Kinzigite, Mischgneise und selten Phyllonite. Der älteste erkennbare Mineralbestand ist Sillimanit, Granat, Biotit, Quarz, Orthoklas und Graphit; bei der Granitisation entstand die Hauptzusammensetzung Biotit-Quarz-Plagioklas, und Granat, Orthoklas, Graphit blieben als Relikte zurück. Die rückschreitende Metamorphose führte zum Mineralbestand Quarz-Chlorit-Serizit-Epidot.

c) Silikatführende Marmore, die deutliche Umkristallisation und ausserdem eine Einwanderung von Mineralen magmatischer Gänge zeigen. Man findet so neben den ursprünglichen und den Kontakt-Mineralen (Calcit, Pyroxen, Tremolit, Titanit, Graphit) auch Fremdminerale aus den Pegmatitgängen, z. B. Orthoklas, Plagioklas, Muskowit und Quarz.

d) Gänge und Linsen von melanokraten Eruptivgesteinen (meistens Gabbros), die in NO-SW-Richtung die metamorphen Gesteine durchkreuzen. Die Farbzahl ist sehr hoch, der Plagioklas führt 39-83% An. Die mineralogische Zusammensetzung ist der der Gesteine der Hauptformation (siehe a)) zwar sehr ähnlich, aber nicht gleich. Häufig stellt man eine geringe Umkristallisation fest, die niemals die ursprüngliche hypidiomorphe Struktur völlig verwischt hat, die aber doch einen Teil dieser Gesteine zu Amphiboliten umbildete.

e) Pegmatit- und Mikrogranit-Gänge, die in NO-SW-Richtung alle bisher genannten Gesteine durchkreuzen. Als Feldspat treten neben Orthoklas manchmal Albit und Oligoklas auf.

Kontaktmetamorphe Bildungen gibt es zwischen den metamorphen und allen Eruptiv-Gesteinen.

Alle Gesteine zeigen mechanische Beanspruchungen, besonders die pegmatitischen Gänge. Die Mikrobrüche werden durch Orthoklas, Quarz, Chlorit und Epidot verkittet.

Der Ablauf der Ereignisse kann danach wie folgt zusammengefasst werden:

1. Katazonale Dynamometamorphose von Tonen, sandigen Tonen, Mergeln und Kalken.
2. Injektionsmetamorphose (Granitisation).
3. Zweite Dynamometamorphose, die einige epizonale Mineralbildungen lieferte.
4. Magmatische Gesteinsbildung, die die Gesteine der basischen Ivrea-Zone und die basischen Linsen und Gänge brachte. Letztere sind noch etwas dynamometamorph (Phase 3) beansprucht. Häufig entstanden Synthexite, selten Hornfelse.
5. Intrusion saurer magmatischer Gänge, die syntektisch Migmatite bildeten.
6. Starke, oft mylonitische Beanspruchung besonders der sauren Gänge mit Kataklase; teilweise Umkristallisation der Marmore. Verkittung durch Neubildungen von Quarz, Ortoklas, Chlorit und Epidot.
7. Bildung grösserer Brüche, die zum Teil durch Calcit ausgefüllt werden.

Summary. — Petrographic study on the Val Bagnola (Valsesia), which has enabled us to identify the following types of rocks:

a) Gabbrie Rocks, belonging to the marginal belt of the « Basic Formation of Ivrea ». These rocks normally contain hornblende, pyroxene, biotite, labradorite, sometimes quartz and andesine.

b) Polimetamorphic Rocks. The first metamorphism is a catazone deslocation and has produced sillimanite, garnet, biotite, quartz, feldspar, and graphite; the second is an injection metamorphism and has formed quartz-feldspartic parts. A third epizone metamorphism often exists. Principal types are: metatectic (or kinzigitic) gneiss, diatectic gneiss (or kinzigit), mixed and phyllonitic gneiss.

c) Marbles, with frequent recrystallizations. Non-carbonate minerals (titanite, graphite, orthoclase, plagioclase, muscovite, quartz) have been generated in three different periods.

d) Phemic Rocks in bodies and veins in metamorphic rocks. These are very much like the Gabbros in the Ivrea Basic Formation, but sometimes present recrystallization phenomena. The direction of the veins is almost invariably NE-SW.

e) More recent than all the others are the pegmatite and microgranite veins. Chimism is prevalently potassic. Direction is also here NE-SW.

Among the igneous and meamorphic rocks exist sintexis and metamorphism contact phenomena.

Fractures and microfractures are numerous in all the rocks, but especially in the pegmatites, were the milonitic structures are frequent. The microfractures are usually cemented by orthoclase, quartz, chlorite, and epidote.

The events which have interested the entire rocky mass in genral, may be thus summarized:

1. Dislocation metamorphism of catazone on clay sediments and on limestones.
2. Injection or granitization metamorphism.
3. Epizone dislocation metamorphism.
4. Magmatic basic intrusion with numerous apophises in almost sindislocated period.
5. Acid phyllonian intrusion.
6. Mylonitic action, often intense, especially in pegmatites and marbles.
7. Coarse fractures and partial filling-in with calcite.

Generalità.

La Val Bagnola è formata in effetti da due valli distinte: la Val Bagnola propriamente detta, con andamento N-S e la Valle del Nono con andamento NE-SO nella parte alta ed E-O in quella bassa. Dalla confluenza, che avviene all'altezza del Molinaccio, al T. Mastallone, di cui il Bagnola è tributario, resta un tratto in comune di circa Km. 1,5. Questo andamento conferisce alla configurazione orizzontale delle valli l'aspetto di un Y molto aperto e divide il territorio studiato in tre distinte parti (fig. 1):

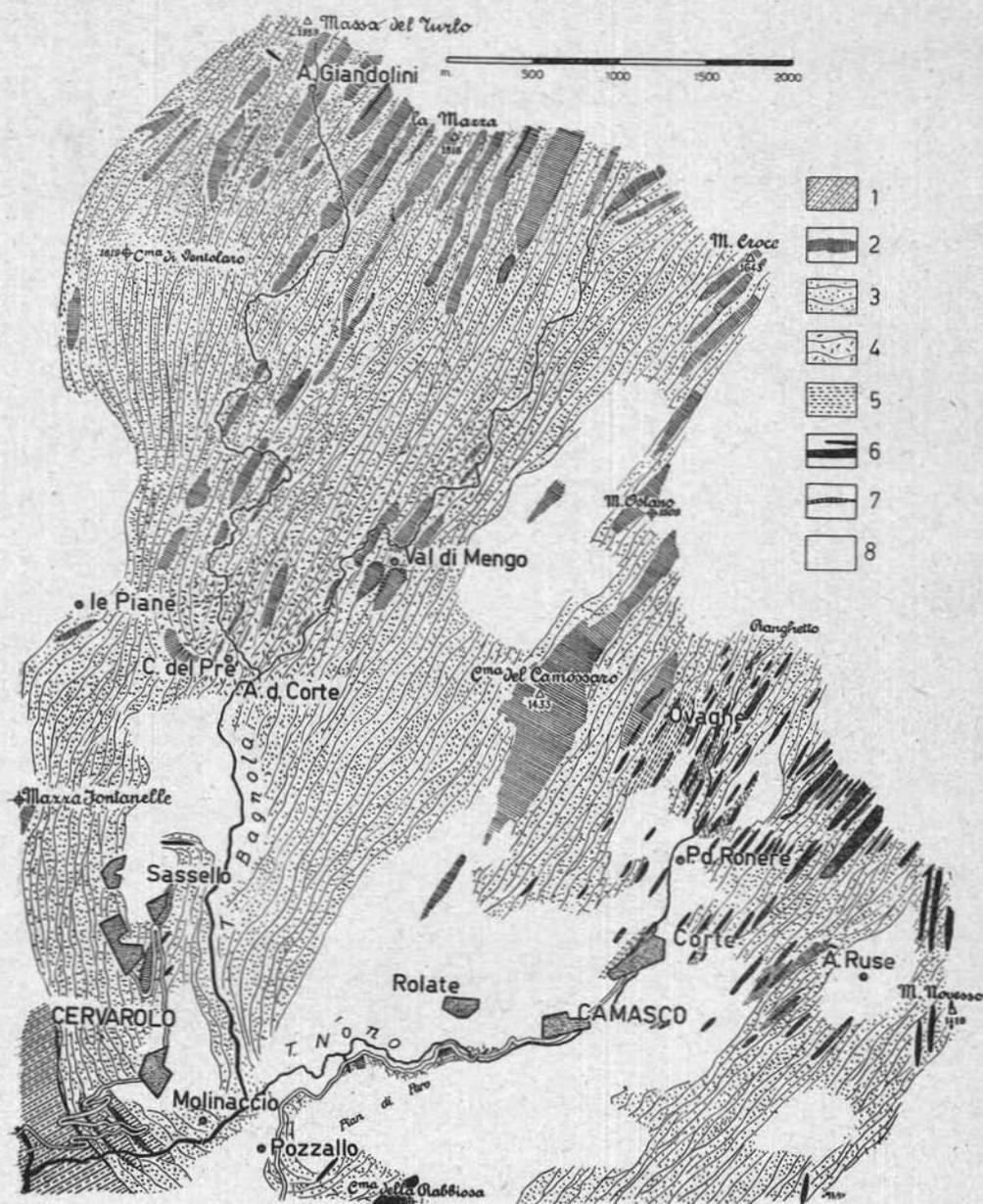
1) il fianco destro della Val Bagnola propriamente detta, limitato a O dal crinale con la Val Sabbiola; detto crinale inizia al ponte di Cervarolo e per le cime di Mazza Fontanelle (m. 1285 s. m.) e M. Ventolaro (m. 1619), arriva alla Massa del Turlo (m. 1959), dove inizia lo spartiacque trasversale con la Valle Strona;

2) il fianco sinistro della Valle del Nono e dell'ultima parte del Bagnola, limitato a S e a E da un crinale piuttosto irregolare, che passa per la Cima della Rabbiosa (m. 1048 s. m.), M. Novesso (m. 1410), Passo del Ranghetto (m. 1272);

3) il dosso a larga base compreso tra i Torrenti Bagnola e Nono e limitato a NE dal crinale che dal Passo Ranghetto prosegue per il M. Ostano (m. 1509 s. m.), M. Croce (m. 1643), La Mazza (m. 1816), e si congiunge con la già citata Massa del Turlo. Questo dosso si mantiene alto e dirupato fino alla confluenza del Bagnola col Nono, dominata dalla Cima del Camossaro (m. 1453 s. m.).

Pressochè l'intero territorio fa parte del comune di Varallo Sesia (Vercelli), ad eccezione di un tratto compreso tra l'alto corso del Bagnola orientale e la congiungente M. Croce - M. Ostano, che fa parte della Provincia di Novara.

I motivi che mi hanno consigliato a prendere in esame il territorio sopra delimitato sono molteplici: primo fra tutti l'opportunità di eseguire ricerche in una zona non dissimile da quella da me studiata in precedenza: la Val Sabbiola (BERTOLANI 1954) (fig. 2), per incontrare ancora gli stessi problemi e su questi allargare le conoscenze e aggiungere nuovi dati. Ad esempio nella Val Bagnola passa il contatto tra le rocce della Formazione basica d'Ivrea e la Formazione kinzigitica; questo contatto si trova nella parte bassa della valle ed è intersecato dalla strada che, con numerosi tornanti, sale dalla Barattina a Cervarolo,



CARTINA GEOPETROGRAFICA DELLA VAL BAGNOLA (Valsesia)

1. Formazione eruttiva basica d'Ivrea (Gabbri, gabbri anfibolici e gabbri plagioclasici).
2. Lenti e filoni eruttivi basici (Gabbri, gabbri anfibolici, ultrafemiti, anfiboliti p. p.).
3. Migmatiti di tipo metatectico (Gneiss kinzigitici) e diatectico (Kinzigiti). 4. Gneiss misti.
5. Calcefiri. 6. Filoni pegmatitici e microgranitici. 7. Contattiti. 8. Sedimenti quaternari (Morenico, alluvioni recenti e coperture detritiche continue).

sezionando quindi a più riprese e a diverse quote la zona di maggior interesse. Ottime sezioni le fornisce pure la strada che da Varallo conduce a Camasco e attraversa, pressochè normalmente alla scistosità, la formazione kinzigitica con le sue lenti basiche e i filoni acidi. Ed a questo proposito occorre ricordare che la val Bagnola è particolarmente ricca sia di lenti basiche, sia di lenti di calcefiro, sia di filoni, di tipo, per lo più pegmatitico, ancor più di quanto non indichi la Carta Geologica (*) e i rapporti reciproci tra queste manifestazioni, nonchè tra esse e la

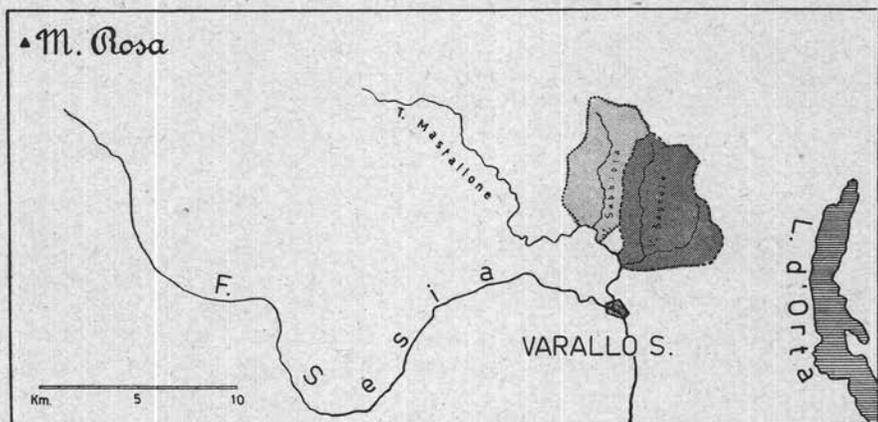


Fig. 2 - La posizione geografica della Val Bagnola, oggetto del presente studio (in grigio scuro). In grigio più chiaro la Val Sabbiola, presa in esame in analogo lavoro precedente (Rend. S.M.I., 10, 1954).

massa principale delle metamorfiti, rappresentano un notevole motivo d'interesse.

La campionatura è stata eseguita in tutto il territorio indicato, con raffittimento nella zona di contatto sopra citata, nel tratto di crinale compreso tra la cima di Ventolaro e la Massa del Turlo, lungo il Torrente Bagnola, tra l'Alpe del Corte e Val di Mengo, lungo la strada della Valle del Nono tra Pozzallo e Rolate e nella zona a E di Corte.

(*) Carta Geologica d'Italia al 100.000, F. 30 (Varallo Sesia). Rilevamento S. Franchi.

I tipi petrografici e la loro classificazione.

Secondo la monografia di Artini e Melzi sulla Valsesia (ARTINI e MELZI 1900), i tipi petrografici presenti in Val Bagnola sarebbero:

a) dioriti pirosseniche e dioriti anfiboliche allo sbocco della valle in quella del T. Mastallone.

b) anfiboliti intercalate alle rocce metamorfiche.

c) gneiss dioritici, anch'essi intercalati alle rocce metamorfiche al Pozzale (= Pozzallo).

d) gneiss granulari biotitici, con varietà a cordierite presso il Molinaccio.

e) micascisti a sillimanite, assai comuni e diffusi.

f) calcefirri a zoisite, sopra Camasco verso il Ranghetto e poco sotto il Ranghetto, e a wernerite, tra Pozzale e il Verzimo.

g) graniti filoniani sulle pendici O della Rabbiosa e pegmatiti tormalinifere tra Camasco e il Pozzale.

La terminologia usata dall'Artini, che, nel mio lavoro sulla Val Sabbiola (BERTOLANI 1954), in fase preliminare, non ho voluto completamente abbandonare, ora che si sono potuti cogliere nuovi motivi sulla giacitura, sulla genesi e sulle vicissitudini legate ad eventi geologici, non è più da conservare integralmente. Già feci presente in una mia nota (BERTOLANI 1957), che un tipo particolare di roccia, battezzato dall'Artini col nome di « stronalite », può avere almeno tre diversi processi genetici, che impediscono di considerare tale roccia come un'unità petrografica. Accade anche l'inverso, ossia che rocce di aspetto differente, abbiano una medesima origine e presentino solamente una differenziazione strutturale dipendente dalla giacitura o dal più o meno lontano raggiungimento di un determinato equilibrio. Ho ritenuto quindi opportuno applicare alle rocce valesiane la stessa nomenclatura da me usata per le rocce della Sila (BERTOLANI 1958), nomenclatura che per le migmatiti ha come base quella proposta da Scheumann (SCHEUMANN 1936, 1937) ed è usata da moderni autori tedeschi (MEHNERT 1940, 1947, 1951, 1953, 1957) (HOENES 1940) (HOENES e MEHNERT 1949), ma che tien conto, in accordo con Andreatta (ANDREATTA 1955, 1956), delle azioni polimetamorfiche, cui dette rocce sono andate soggette. Per le migmatiti tale terminologia a tipo zoneografico è in accordo con quella

usata dalla scuola francese (JUNG e ROQUES 1936, 1952) (MICHEL 1952) (TERMIER H. e TERMIER G. 1956) e, per quanto mi è dato sapere, in corso d'impiego anche da parte di petrografi italiani. Pur essendo diversi e diversamente raggruppati i termini, le facies fondamentali si equivalgono: infatti gli gneiss diatectici di Scheumann possono corrispondere alle anatessiti di Jung e Roques e gli gneiss metatectici alle embrechiti.

Non ho ritenuto opportuno abbandonare il termine kinzigite, introdotto in Italia da Novarese (NOVARESE 1931) e applicabile, anche se non necessario, alle rocce di questa regione. Possono quindi assumere il nome di kinzigiti quelle facies metamorfiche che hanno raggiunto almeno una completa diatessi, ossia una omogeneizzazione strutturale per granitizzazione e non hanno subito profonde trasformazioni successive. E' questo il caso dei cosiddetti « gneiss granulari biotitici » di Artini e Melzi (ARTINI e MELZI 1900), già da me così indicati, in prima approssimazione, nel lavoro della Val Sabbiola (BERTOLANI 1954). Il nome più generico di « gneiss kinzigitici » è invece riservato a rocce di tipo metatectico, strettamente legate alle kinzigiti vere e proprie. Particolari indicazioni verranno date per quelle rocce che, di accertata stretta parentela con le kinzigiti e con gli gneiss kinzigitici, hanno subito una profonda trasformazione per azioni successive al processo di granitizzazione.

Per le rocce eruttive ho usato gli stessi criteri impiegati nello studio delle plutoniti silane, e ho riportato sia la classificazione di Andreatta (ANDREATTA 1937), sia quella di Niggli-Tröger-Rittmann (IPPOLITO e MINGUZZI 1950).

Con questi criteri ho potuto suddividere i tipi petrografici della Val Bagnola in cinque principali categorie:

a) Rocce femiche della « Formazione basica d'Ivrea », scarsamente attraversate da filoni. Le stesse indicate con la lettera *a* nell'elenco dei tipi segnalati da Artini e Melzi.

b) Rocce femiche in filoni, banchi e lenti in alternanza con le metamorfiti della formazione kinzigitica. Vedi lettera *b* dell'elenco di cui sopra.

c) Le metamorfiti ricche di facies diverse: dalla granitoide o dioritoide per diatessi, alla metatectica, alla mista, alla fillonitica, prodotti diversi di un predominante metamorfismo d'iniezione nel significato più recente e generale della parola (ANDREATTA 1956 b), sovrapposto a metamorfismo tettonico di catazona e modificato da ulteriori

processi dinamici di epi-mesozona. (Lettere *c* ed *e*, in parte, *d* dell'elenco precedente.

d) Calcefiri intercalati a metamorfiti e a plutoniti filoniane. (Vedi lettera *f*).

e) Filoni sialici di tipo aplitico, microgranitico e soprattutto pegmatitico; facilmente identificabili con le rocce di cui alla lettera *g* dell'elenco di pag. 62.

Si dividono in plutoniti della formazione principale e in plutoniti intercalate nelle metamorfiti, spesso anch'esse coinvolte nelle azioni più recenti di metamorfismo.

Plutoniti della Formazione basica d' Ivrea.

PLUTONITI DELLA FORMAZIONE PRINCIPALE

Le plutoniti della formazione principale compaiono unicamente, e per breve tratto, nella zona SO del territorio studiato, che, per effetto del tipo massiccio della roccia, presenta una morfologia dirupata e valli strette e profonde. Sono le rocce indicate da Artini (ARTINI e MELZI 1900) come dioriti e da Franchi (FRANCHI 1903) come dioriti essenzialmente biotitiche. Si tratta effettivamente di facies marginali, che, come ho avuto occasione di far osservare in Val Sabbiola (BERTOLANI 1954), si discostano dai tipi più lontani dal contatto per una maggiore acidità e per la comparsa, in generale sotto forma di relitti, di minerali caratteristici della vicina formazione kinzigitica, come ortoclasio e granato.

Queste rocce presentano, in breve spazio, numerose paragenesi, dato che due minerali, biotite e plagioclasio, sono costanti, mentre gli altri (pirosseno monoclinò, pirosseno rombico, orneblenda, quarzo), non sempre presenti, danno luogo a numerose combinazioni, analogamente a quanto ha osservato Venkayya nella zona di Locarno (VENKAYYA 1956). Tutte le combinazioni si possono ricondurre, in base alla classificazione di Niggli-Tröger-Rittmann (IPPOLITO e MINGUZZI 1950) a tipi varianti da *monzoniti* a *monzodioriti*, mentre in quella di Andreatta (ANDREATTA 1937) si passa da *gabbri normali* a *gabbri anfibolici* a *gabbri plagioclasici*, come si può desumere dalle seguenti misure al tavolino integratore di alcuni tipi fondamentali:

	Quarzo	Plagiocl.	Biotite	Ornebl.	Pirosseno	Clorite	Accessori	Indice di colore
1B	—	64,3	4,6	14,5	13,8	1,9	0,9	35,7
11B	6,0	35,9	3,5	50,6	—	1,8	2,2	58,1
14B	1,7	74,1	18,4	2,0	3,1	—	0,7	24,2
18B	4,8	70,9	4,1	10,3	9,0	—	0,9	24,3

Classificazione Niggli-Tröger-Rittmann

	A	B	C
1B	50	50	—
11B	54,9	30,8	14,3
14B	50,8	47	2,2
18B	62,8	30,9	6,3

Classificazione Andreatta

	Q	Orab	An	Fem	Orab/An
1B	—	32,15	32,15	35,7	1
11B	6	12,9	23,0	58,1	0,6
14B	1,7	35,6	38,5	24,2	0,9
18B	4,8	23,4	47,5	24,3	0,5

Composizione mineralogica:

Il *pirosseno monoclinico* è di due tipi: il più comune è della serie Diopside-Hedenbergite, presenta 2V passante da $+51^\circ$ a $+60^\circ$ e un angolo di estinzione $c: \gamma$ variante da 35° a 44° . Generalmente è verdognolo, non pleocroico; in complesso è scarso e, in qualche caso, nelle zone d'immediato contatto, compare sotto forma di relitti tondeggianti.

Il secondo tipo di pirosseno monoclinico cade nel campo delle pigeoniti; ha $2V = -43^\circ$ e $c: \gamma = 21^\circ$; è incolore, compare saltuariamente.

Il *pirosseno rombico* il più delle volte è incolore; solo raramente presenta pleocroismo α rosa, β giallino, γ verdognolo. L'AAO 2V varia da -50° a -56° ; solo in un caso in cui è avanzata la trasformazione in anfibolo 2V raggiunge il valore di -86° . E' frequente invece notare una estinzione non perfettamente retta, che può raggiungere il valore relativamente alto di 10° . Questa estinzione obliqua in pirosseni che, per le

restanti caratteristiche, non si discostano dai termini della serie enstatite-iperstene, è già nota per la Valsesia e potrebbe essere determinata da miscele di questa serie con quella clinoenstatite-clinoiperstene, benchè le caratteristiche e le possibilità di tali miscele siano ancora poco note (WINCHELL 1951).

La *biotite* è quasi sempre presente. L'AAO è assai piccolo, il pleocroismo segue lo schema: α giallino, $\beta = \gamma$ bruno rosso, tranne che nelle rocce modificate dal contatto, dove $\beta = \gamma$ passa a bruno scuro.

L'*orneblenda* ha un pleocroismo variabile secondo questi due schemi: α giallino, β verde bruno, γ verde; α bruniccio pallido, β bruno, γ bruno chiaro. Il primo schema si riscontra nelle rocce più lontane dal contatto. L'AAO varia da $2V = -70^\circ$ a $2V = -85^\circ$; $c: \gamma$ da 11 a 19° .

Il *plagioclasio* è ben geminato secondo le leggi dell'albite, del periclino e delle combinazioni albite-periclino, albite-Carlsbad, quest'ultima poco frequente. A volte è presente una zonatura più o meno marcata. In alcuni campioni, prelevati nella zona d'immediato contatto tra rocce basiche e metamorfite, campioni marcatamente zonati e dotati, probabilmente a causa di fenomeni di contatto, di variabilità di grana e composizione mineralogica tra le diverse zone, i plagioclasii presentano diversa percentuale di anortite se appartengono a zone differenti.

Possiamo quindi considerare tre casi:

1) Rocce con plagioclasii basici

a) non zonati: $2V = -87^\circ$ a -89° ; % An = 64 a 78

b) zonati: $2V = -80^\circ$ a -89° ; % An = 73 a 90

2) Rocce con plagioclasii a media acidità

a) non zonati: $2V = +76^\circ$ a $+84^\circ$; % An = 55 a 43

b) zonati: $2V = +78^\circ$; % An = 52 a 56

3) Rocce con zone a diversa composizione

$2V = +72^\circ$ a -74° ; % An = 43 a 75

L'*ortoclasio* compare in alcuni campioni sotto forma di relitto, in altri come minerale di neoformazione in vene. Solo nel campione 14B è in cristalli misurabili che presentano $2V = -63^\circ$.

Il *quarzo* è presente nella maggior parte dei campioni, ma spesso con pochi, piccoli granuli.

Gli accessori sono *apatite* e *zircono*, molto frequenti, *titanite* e *rutilo*, assai più rari.

I minerali opachi, esaminati in luce riflessa, sono rappresentati principalmente da *ilmenite* e subordinatamente da *pirrotina*, *pirite*, *calcopirite* e *marcasite*; legata a fenomeni di contatto la *grafite*, presente in due campioni.

Fenomeni di trasformazione e alterazione sono frequenti e spesso intensi. Tali fenomeni hanno dato origine a nuovi minerali, che a volte sono rimasti in posto, a volte hanno migrato insinuandosi in vene o lungo piani di sfaldatura.

Abbastanza diffuso è l'*epidoto*, che può essere tanto abbondante da generare quelle rocce indicate come epidositi e che in questo caso rappresentano prodotti di metamorfismo di contatto. Deriva dall'alterazione del plagioclasio e della biotite.

Assai comune la *clorite*, in generale leggermente pleocroica dal giallo verdino al verde, a colori bluastri d'interferenza e $2V = 0^\circ$. Deriva dalla biotite, dall'anfibolo o dal pirosseno. A volte, specialmente nel caso in cui la derivazione è dall'anfibolo, si possono cogliere le variazioni delle proprietà ottiche nei vari stadi di trasformazione e osservare il $2V$ che passa da 0° a 90° e il $c: \gamma$ da 0° a 18° .

Un altro minerale secondario assai comune è la *sericite* in minute squamette, che generalmente è in piccola quantità, ma in qualche caso può sostituire interi cristalli di plagioclasio. Riferibile a *muscovite* è invece il minerale consimile derivato dalla trasformazione della biotite.

Nella scissione dei plagioclasii si genera anche *calcite*, che migra sovente tra i piani di sfaldatura e nelle fratture di altri minerali.

Anche la *titanite* è da ritenersi secondaria, dato che si trova unicamente nelle rocce profondamente modificate dal contatto. E' pleocroica dal bruno chiaro al bruno rossastro.

Tra i minerali opachi sono frequenti le trasformazioni di ilmenite in *leucoxeno*, con sostituzione anche totale dei cristalli, di pirrotina in marcasite e successivamente in *limonite*, di pirite e calcopirite in limonite. E' assai comune il ritrovamento di cristalli di limonite pseudomorfa su pirrotina o su pirite, con minime vestigia del minerale originario nella parte centrale, dato che la trasformazione procede principalmente dalla periferia al centro e, in misura minore, lungo i piani di sfaldatura.

La *tessitura* nella maggior parte dei casi è ipidiomorfa. Presentano idiomorfismo i femici, che spesso costituiscono aggruppamenti con al centro il pirosseno e alla periferia l'orneblenda. Anche il plagioclasio, se è presente quarzo, tende all'idiomorfismo, lasciando a quest'ultimo minerale la funzione di saldare i vari cristalli col riempimento degli spazi rimasti vuoti. Qualche accenno alla tessitura autoalotriomorfa esiste nei campioni provenienti dalla zona più tormentata dal contatto e si manifesta in pieno nelle vene di neoformazione. A volte si tratta invece di parti milonitizzate o semplicemente a tessitura cataclastica. Miloniti, che simulano, all'esame macroscopico, filoni basici, si trovano al Ponte della Gula, il loro andamento è parallelo a quello dei veri filoni, di tipo acido, esistenti nelle immediate vicinanze. La struttura è spesso zonata e, specialmente in vicinanza del contatto, orientata, la grana è variabile anche nello stesso campione.

Effetti di azioni dinamiche sono visibili in tutti i campioni. A volte si tratta di deboli incurvamenti di lamelle di geminazione (Tav. III, fig. 1) o di piani di sfaldatura o semplicemente estinzioni ondulate; a volte le deformazioni sono maggiori, accompagnate da fratture con spostamento; particolarmente intense, ma limitate ad alcuni piani paralleli, le azioni che hanno prodotto le miloniti del Ponte della Gula (*) (Tav. III, fig. 3). Quanto si osserva macroscopicamente alla Gula, si vede al microscopio anche nelle altre zone: infatti quasi tutti i campioni presentano le deformazioni più intense in corrispondenza di microfrazture che decorrono subparallele nella roccia.

I minerali che maggiormente risentono delle azioni dinamiche sono la mica biotite e il plagioclasio; in misura minore il quarzo e sempre in modo assai leggero pirosseni e orneblenda.

Le fratture che si sono venute formando nelle rocce sono spesso riempite da ortoclasio, da quarzo o da epidoto, attestanti una circolazione di soluzioni posteriore alle azioni tettonizzanti.

Un'ultima fratturazione è quella che divide in grosse scaglie la roccia. Le fessure sono generalmente beanti o mal cementate da calcite.

(*) Le miloniti della Gula presentano, accanto ad orneblenda, un plagioclasio assai più sodico (30% An) di quello delle rocce incassanti (50% An); questo potrebbe significare che lo scorrimento delle masse rocciose è avvenuto in corrispondenza di vene feldspatiche, che, come vedremo, rappresentano zone di minor resistenza. L'intensa milonitizzazione ha cancellato poi ogni segno dell'esistenza delle vene.

Tabella riassuntiva dei componenti mineralogici delle rocce basiche della formazione principale (*).

	Classificazione		Pirssonio mon.	Pirssonio romb.	Orneblenda	Biotite	Plagioclasio	Ortoclasio	Quarzo	Apatite	Zircone	Epidoto	Muscovite	Galcite	Titanite	Clorite	Rutilo	Ilmenite	Picrostina	Pirite	Calcopirite	Limonte	Grafite	
	Andreatta	Niggli-Tröger-Rittmann																						
1	Gabbro (Monzonite)		+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
	Ponte sul Mastalone																							
14	Gabbro plag. (Monzonite)		+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
	Strada di Cervarolo																							
2	Conc. feldspatica		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	(id., zona di contatto)																							
9	Gabbro anfib. (Monzodiorite)		+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
	(id., zona di contatto)																							
3	Gabbro plag. (Monzonite)		+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
	(id., zona di contatto)																							
4	Gabbro plag. (Monzonite)		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	(id., zona di contatto)																							
5	Gabbro plag. (Monzonite)		+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
	(id., zona di contatto)																							
7	Gabbro anfib. (Monzodiorite)		+	+	-	+	+	-	+	+	+	-	-	-	-	+	+	+	+	-	-	-	+	+
	(id., zona di contatto)																							
10	Gabbro (Monzonite)		-	-	+	+	+	-	+	+	+	-	-	-	-	+	+	+	+	-	-	-	+	+
	Strada di Cervarolo																							
11	Gabbro anf. (Monzodior.)		-	-	+	+	+	-	+	+	+	-	-	-	-	+	+	+	+	-	-	-	+	+
	Strada di Cervarolo																							
15	Gabbro anf. (Monzodior.)		+	-	+	+	+	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
	(id., zona di contatto)																							
16	Gabbro anf. (Monzodior.)		-	-	+	+	+	-	+	+	+	-	-	-	-	+	+	+	+	-	-	-	+	+
	(id., zona di contatto)																							
18	Gabbro plag. (Monzodiorite)		+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
	id.																							

(* In questa tabella non è compresa la milonite 77 (Gula), perchè meccanicamente impura di feldspati.

*Caratteristiche di alcuni minerali costituenti le rocce basiche della
formazione principale*

	Piross. mon.		Piross. rom. 2 V'	Orneblenda		Plagioclasio		Ortoel 2 V	Clorite	
	2 V	c:γ		2 V	c:γ	2 V	% An.		z v	c:γ
77				-86°	20°30'	-84°30'	30			
1	+57°30'	44°		-79°	11°	+80°	50			
14	+56°	39'	-56°	-69°30'	17°	+76°30'	52	-63°		
2						+80°	50		0°	
9		10°	-50°	-80°	16°30'	+72° +80° +86°	56 51 43			
3	+54°	35°		-80°	12°	-80° -89°	73 82 90			
4			-86°	-77°	17°	+76°	55			
5				-82°30'	16°	+78°	52-56			
7	-51° -43°	2° 10° 21°				+83°	51			
10				-81°30'	15°	-88°30'	64			
11				-82°	14°	-74°	53 75			
15	+60°	39°		-83°	19°	+84°	43			
16				-85°	15°	-89°	73-78	+63° +25° 0°-90°		0-18°
18	-65°	0° 9°30'		-81°	15°	-87°	77			

Ho eseguito due analisi chimiche su campioni raccolti rispettivamente il più possibile lontano e nelle immediate vicinanze del contatto con le rocce metamorfiche. Il campione 1B, un gabbro biotitico-augitico-iperstenico, con plagioclasio contenente 50% An, proviene dalle vicinanze del ponte sul T. Mastallone. Il 18B, un gabbro plagioclasico, è stato preso nell'ultima curva della strada prima di giungere alla Villa Inferiore di Cervarolo, in piena zona di contatto.

	1B	18B
SiO ₂	48,46	48,84
TiO ₂	1,18	0,63
Al ₂ O ₃	19,54	22,17
Fe ₂ O ₃	1,91	—
FeO	8,22	5,75
MnO	0,15	0,12
CaO	8,96	10,50
MgO	5,07	8,13
Na ₂ O	3,28	1,60
K ₂ O	1,23	0,56
P ₂ O ₅	—	0,23
S	0,37	0,31
H ₂ O +	1,64	0,96
H ₂ O —	—	0,23
	<hr/>	<hr/>
	100,23	99,88
— O	0,18	0,15
	<hr/>	<hr/>
	100,05	99,73

Formule magmatiche secondo Niggli

	<i>si</i>	<i>ti</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>c/fm</i>
1B	118	3	28,0	38,9	23,4	9,7	0,20	0,47	0,60
18B	113	1	30,2	39,4	26,0	4,4	0,19	0,71	0,66

Secondo la classificazione di Niggli (NIGGLI 1936) queste due rocce appartengono rispettivamente al magma *orbitico* (dioritico) e *c-gabbroide* (gabbroide), ma la differenza è più apparente che reale, dovuta al solo valore *alk*.

LENTI E FILONI BASICI INTERCALATI NELLE ROCCE METAMORFICHE

Il passaggio dalle rocce eruttive basiche alle rocce metamorfiche non è netto, come avevo già fatto osservare in Val Sabbiola e nella Sila (BERTOLANI 1954, 1958), dove la situazione petrografica è analoga; si ha un'alternanza molteplice di rocce eruttive e gneissiche prima di giungere in piena formazione metamorfica. Inoltre, anche quando ci si è addentrati in detta formazione, compaiono ugualmente in filoni, lenti od ammassi, rocce che, sia macroscopicamente, sia microscopicamente, non si differenziano molto da quelle incontrate nella formazione eruttiva principale. Queste rocce sporgono spesso come dicchi dagli inglobanti gneiss a biotite e sillimanite, meno resistenti agli agenti esterni, come a Val di Mengo, alla Massa del Turlo, alla Mazza. Anche la valle, in corrispondenza di queste rocce basiche, si restringe e da aperta diviene incassata e rupestre. Quando i filoni sono trasversali al corso d'acqua, danno spesso origine a salti d'acqua in corrispondenza del contatto a valle.

A volte queste rocce basiche sono intimamente frammiste a gneiss metatectici e in taluni casi maggiormente impastate per una successiva venuta filoniana acida; si tratta allora di un complesso che si può attribuire agli *gneiss misti* (Tav. II, fig. 2).

L'andamento di queste lenti e di questi filoni rispetta quello della scistosità, che mantiene, salvo variazioni e disturbi locali, una direzione NE - SO.

L'aspetto è variabile, specialmente quando compare la caratteristica zonatura, spesso molto marcata e in ogni modo più frequente che nelle rocce basiche della formazione principale.

Nelle parti periferiche si notano spesso fenomeni di metamorfismo di contatto del tutto simili a quelli notati nelle rocce della Formazione basica d'Ivrea quando viene a contatto con le metamorfiti.

Si tratta di quelle rocce indicate da Artini e Melzi come « gabbri zonati ». Huttenlocher dubita dell'origine eruttiva di questi tipi essen-

zialmente anfibolici da lui studiati nella zona di Anzola (HUTTENLOCHER 1942), invece Venkayya conclude recentemente ancora in favore della genesi eruttiva, anche se in alcuni casi un metamorfismo tettonico ha generato dei tipi anfibolitici (VENKAYYA 1956).

Tre diversi campioni con plagioclasii contenenti rispettivamente 40%, 55%, 71% An, misurati al tavolino integratore, hanno dato i seguenti valori:

	Plagioclasio	Orneblen.	Pirosseno	Accessori	Indice col.
26B	32,7	64,7	—	2,6	67,3
55B	31,7	31,3	36,7	0,3	68,3
80B	27,8	48,3	17,9	6,0	72,2

La classificazione che si può dedurre usando il metodo di Niggli-Tröger-Rittmann è, come per le rocce basiche della formazione principale, di *monzoniti* e *monzodioriti*; col metodo di Andreatta si arriva invece a *gabbro*, *gabbro anfibolico*, *ultrafemite*. Ecco i dati relativi

	Classificaz. Niggli-Tröger-Rittmann			Classificazione Andreatta				
	C	A	Q	Q	Orab	An	Fem	Orab/An
26B	40,1	59,9	—	—	19,6	13,1	67,3	1,5
55B	54,9	41,1	—	—	14,3	17,4	68,3	0,9
80B	70,9	29,1	—	—	8,1	19,7	72,2	0,4

I componenti mineralogici sono, ad eccezione del pirosseno rombico, che non compare mai, quelli delle rocce basiche della formazione principale.

Il *pirosseno monoclinico* lo troviamo in 6 campioni su 15. E' quasi incolore, tranne che nel campione 55B dove mostra anche un leggero pleocroismo dal verde pallido al verde giallastro. Il potere birifrangente è piuttosto elevato. L'angolo 2V varia da un minimo di +54° a un massimo di +58°30', l'angolo di estinzione c: γ va da 38° a 42° e raggiunge il valore 46°30' nel pirosseno leggermente pleocroico. Si tratta quindi di termini notevolmente diopsidici (80-90% $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$) della serie diopside-hedenbergite; tendente all'egirinaugite sembra il pirosseno del

campione 55B ma con percentuale di $\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$ non eccedente il 6.7% (WINCHELL 1951).

L'*orneblenda* manca solo in qualche roccia di contatto; presenta sempre netto idiomorfismo; è pleocroica generalmente con questo schema: α giallino, β bruno, γ verde bruno, ma con la possibilità di leggere variazioni verso il bruno o verso il verde. Il 2V, sempre negativo, varia da -71° a $-84^\circ 30'$, ma il valore più frequente è sui -77° . L'angolo di estinzione c : γ passa da 13° a 20° , ma anche in questo caso i valori più frequenti sono 14° , 15° e 16° . Queste caratteristiche sono le stesse delle orneblende delle rocce basiche della formazione principale.

La *biotite* non è così frequente come nelle rocce del gruppo precedente, comparando in 6 campioni su 15; inoltre si tratta sempre di piccole quantità, tanto da poter considerare questo minerale come accessorio. Le caratteristiche sono le stesse della *biotite* della formazione principale.

Il *plagioclasio* è anche qui sempre da annoverare tra i costituenti principali, eccezion fatta per le rocce di contatto; a differenza del gruppo precedente però le geminazioni non sono così diffuse e possono divenire in alcuni campioni anche rare. E' probabile che la mancanza di geminazione sia legata a fenomeni di ricristallizzazione, che non costituiscono la regola, ma sono certamente presenti, come testimoniano particolari tessiture autalotriomorfe, fenomeni di zonatura inversa, variabilità nel per cento di anortite in uno stesso campione. Alcune rocce però non presentano questa scarsità di geminazione nei plagioclasii e i cristalli compaiono abbondantemente geminati secondo le leggi dell'albite, del periclino, di Carlsbad e dell'albite-periclino. Il per cento di anortite va dal 5, in qualche raro caso di albitizzazione, all'83; di solito i valori sono compresi tra il 40% e il 70%.

L'idiomorfismo non è tanto evidente, sia per la frequente mancanza del quarzo, sia per i citati fenomeni di ricristallizzazione.

L'*ortoclasio*, solo in un campione (39B) è in cristalli distinti, campione che rivela, attraverso molteplici segni, una trasformazione per effetti di assimilazione. Il valore 2V di questo ortoclasio è risultato -83° . Altri due campioni contengono ortoclasio, ma secondario, in vene.

Il *quarzo* non è sempre presente e non è mai abbondante.

I *minerali accessori* non opachi sono anche qui *apatite* e *zircono*; più raramente *rutilo*. La presenza di *granato* in un campione (21 B) è da ascrivere a non completa digestione di lembi metamorfici. I cristalli di *granato* appaiono infatti come lacinie irregolari, incolori, spesso nastriformi, che rappresentano i resti di uno stesso individuo (fig. 4). Sparsi qua e là vi sono anche piccoli frammenti.

I *minerali opachi* sono gli stessi trovati nel precedente gruppo. L'*ilmenite* manca solo nelle epidositi di contatto, sostituita dalla *titanite*. Saltuaria la presenza di *pirrotina*, *pirite* e *calcopirite*. La *grafite* si trova unicamente allo stato di relitto, nello stesso campione (21 B) in cui compare il *granato* e nel 61 B, confermando così lo stato d'ibridazione cui è stato sottoposto il magma in entrambi i campioni prima della cristallizzazione. Le laminette di *grafite* si presentano fortemente contorte, spesso ripiegate su se stesse, testimoniando l'azione di intense forze senza una direzione preferenziale.

Anche nelle lenti e filoni basici si nota spesso un'*incipiente trasformazione* dei minerali primi formati. In queste rocce si arriva a stadi più avanzati di trasformazione e alterazione, che nelle plutoniti della formazione principale.

L'*epidoto* non manca quasi mai, sia annidato tra i piani di sfaldatura della *biotite*, sia in vene e allineamenti di cristalli. E' sempre incolore, a colori d'interferenza variabilissimi in uno stesso cristallo. L'*epidoto* diviene uno dei costituenti principali nei campioni 37B e 38B, provenienti dalla zona dei giacimenti a *pirrotina* di Val di Mengo. Si tratta in questo caso di rocce di contatto, del tutto analoghe a quelle incontrate nella prima serie.

La *muscovite* è scarsa in lamine grandi, derivata da *biotite*, frequente come *sericite*, che può anche sostituire totalmente cristalli di *plagioclasio*.

La *calcite* è relativamente abbondante nelle epidositi di contatto, rara nelle altre rocce, come prodotto della scissione di silicati di calcio.

Anche la *titanite* è caratteristica delle epidositi di contatto, ma si trova anche in altri cinque campioni raccolti lontano dal contatto. E' pleocroica dall'incolore, al giallognolo, al bruno chiaro. L'angolo assiale ottico è assai piccolo, il segno della birifrazione positivo.

La *clorite* è spesso presente, derivata da anfiboli, pirosseni e biotite. Il tipo più comune presenta debole pleocroismo dal giallino pallido al verde pallido; i colori d'interferenza sono bluastri.

Tra i minerali opachi abbiamo le solite trasformazioni di pirrotina in *limonite*. Spesso restano vestigia del minerale originario, che viene attaccato lungo le fratture, i piani di sfaldatura e l'orlo esterno.

Anche la *tessitura* non presenta notevoli differenze da quella delle rocce basiche della formazione massiccia, specialmente di quelle che si trovano nella zona marginale e presentano più marcata la zonatura con orientazione parallela dei minerali femici.

Sono qui molto frequenti i fenomeni di metablastesi dei plagioclasii, dell'orneblenda, del quarzo, che possono interessare zone estese. Resta però sempre come base la tessitura ipidimorfa di rocce dovute a genesi eruttiva,

Si verifica inoltre spesso una fitta venatura specialmente di quarzo, che a volte è visibile solo al microscopio, a volte si manifesta macroscopicamente simulando, specialmente se associata alla blastesi, fenomeni di anatessi.

Non è sempre possibile accertare il grado di ricristallizzazione della roccia, di modo che non è agevole e sicura la distinzione tra le anfiboliti e i vari termini della serie gabbriica.

Il minerale che più risente di *azioni dinamiche* è il plagioclasio. Le lamelle di geminazione sono spesso incurvate e l'estinzione è, in buona parte dei casi, ondulata. Soprattutto sono frequenti le fratture, generalmente con spostamento, fratture che, il più delle volte, sono ricementate da ortoclasio, da clorite, da quarzo e da epidoto.

Anche il quarzo ha sempre estinzione ondulata e irregolare e molte sono le fratture. Estinzione ondulata presenta pure l'orneblenda, che, a volte, è attraversata dalle stesse vene che interessano il plagioclasio.

A questi minerali occorre aggiungere anche l'epidoto delle rocce di contatto di Val di Mengo, la scarsa biotite presente, e, in qualche caso, la muscovite di neoformazione, che presentano anch'essi estinzione ondulata.

Tabella riassuntiva dei componenti mineralogici delle lenti e filoni basici intercalati nelle rocce metamorfiche.

	Classif. Andreatta	Classif. Tröger-Ritt.	Pirosseno mon.	Orneblenda	Biotite	Plagioclasio	Ortoclasio	Quarzo	Apatite	Zircone	Epidoto	Muscovite	Calcite	Titanite	Clorite	Rutilo	Granato	Ilmenite	Pirrotina	Pirite	Calcopirite	Limonite	Grafite
20	Gabbro anfib. (Monzonite) Cervarolo		—	+	+	+	—	+	+	+	—	—	+	—	+	—	—	+	+	+	+	+	—
21	Gabbro anfib. (Monzonite) Cervarolo		—	+	+	+	—	—	+	+	+	+	—	—	+	—	+	+	+	—	—	+	+
80	Ultrafemite (Monzodiorite) La Mazza		+	+	—	+	+	—	+	+	—	+	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—
36	Ultrafemite (Monzodiorite) Sassello		—	+	+	+	—	+	+	+	+	+	—	—	—	—	—	+	+	—	—	+	—
45	Gabbro (Monzonite) Piane di Cervarolo		+	+	+	+	—	+	+	+	—	—	—	—	+	+	—	+	+	+	—	+	—
47	Gabbro (Monzonite) M. Ventolaro		+	+	—	+	—	—	+	+	+	—	—	—	—	—	—	+	+	—	—	—	—
51	Gabbro (Monzonite) M. Ventolaro		+	+	—	+	—	—	+	+	—	—	—	+	—	—	—	+	+	—	—	+	—
55	Gabbro anfib. (Monzonite) Massa del Turlo		+	+	—	+	—	—	+	—	—	—	—	+	—	—	—	+	—	—	—	—	—
42	Gabbro anfib. (Monzonite) Fondo Valle Bagnola		—	+	—	+	—	—	+	+	—	—	—	+	+	—	—	+	—	—	—	—	—
39	Gabbro (Monzonite) Val di Mengo		—	+	—	+	+	+	+	+	+	+	—	—	+	—	—	+	+	—	—	—	—
26	Gabbro (Monzonite) Pian di Pero		—	+	—	+	—	—	+	+	+	+	+	+	+	—	—	+	+	—	—	+	—
29	Gabbro (Monzonite) Rolate		—	+	+	+	—	+	+	+	+	—	+	—	+	—	—	+	+	—	—	+	—
72	Ultrafemite (Monzodiorite) M. Camossaro		—	+	+	+	+	+	+	+	+	—	—	—	—	—	—	+	+	—	+	+	—
61	Ultraf. ibrid. (Monz. ibr.) Alpe Ruse		—	+	—	+	+	—	+	—	+	—	—	+	+	—	—	+	—	—	+	+	+

*Caratteristiche di alcuni minerali costituenti le rocce basiche
intercalate nelle rocce metamorfiche*

	Pirosseno mon.		Orneblenda		Plagioclasio		Ortoclasio 2 V
	2 V	c:γ	2 V	c:γ	2 V	% An.	
20			-83°	14°	+77°	50	
21			-79°30'	16°	-81°	66-70	
80	+56°30'	38°			-77°	70-73	
36			-77°	15°	-84° -86°30'	70	
45	+55°	42°	-84°30'	14°	+80°	50 53 67	
47	+54°	42°	-84°30'	14°	+84°	64	
51	+58°30'	38°	-77°	14°30'	+80°30'	45	
55	+58°30'	46°30'	-74°	15°30'	+78°30'	55	
42			-76°	16°	+80°	46	
39			-79°	15°	+85°	39	
26			-77°	20°	+86° +83°30' +74°	40 39 54	
29			-75°	15°30'	-88°	34	
72			-76°30'	14°	-85°30'	83	
61			-80°	16°	+84° +87°30' -89°	5-31	-83°

Per cogliere eventuali differenze tra questo gruppo di rocce e quello precedente è utile anche un confronto del *chimismo*. Ho eseguito perciò analisi sul campione 21B proveniente dalla cappelletta posta lungo la mulattiera che da Villa Inferiore porta a Villa Superiore e sul campione 55B raccolto a q. 181 a ridosso della Massa del Turlo. Si tratta nel primo caso di un gabbro essenzialmente anfibolico, che risente del contatto con le metamorfiti di cui ha conservato, come relitti, alcuni minerali caratteristici: granato e grafite; nel secondo caso siamo di fronte ancora a un gabbro anfibolico, ma contenente pirosseno.

	21 B	55 B
SiO ₂	40,68	46,28
TiO ₂	1,42	1,42
Al ₂ O ₃	27,83	15,55
Fe ₂ O ₃	1,83	2,47
FeO	7,59	9,20
MnO	0,08	0,23
CaO	10,90	14,74
MgO	2,15	6,48
Na ₂ O	1,79	2,14
K ₂ O	1,53	0,33
P ₂ O ₅	0,28	—
S	0,33	—
H ₂ O +	3,84	1,61
H ₂ O —	0,26	0,13
	<hr/>	<hr/>
	100,51	100,58
— O	0,17	
	<hr/>	
	100,34	

Formule magmatiche secondo Niggli

	si	ti	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm
21 B	98	3	39,3	26,2	28,0	6,5	0,36	0,29	1,07
55 B	100	3	19,7	41,7	33,7	4,9	0,10	0,50	0,81

Il campione 21 B rientra nel tipo *anortositico gabbroide* del magma plagioclasitico di Niggli (NIGGLI 1936), il 55 B nel tipo *ariegitico* del magma pirossenitico. Nel primo caso però è da tener conto, specialmente per l'altro valore *al*, degli accertati fenomeni di assimilazione; più aderente alla formula tipo il secondo campione, tranne per *alk* un pò troppo elevato.

Le migmatiti.

E' il gruppo più complesso per la variabilità dei tipi, dovuta al metamorfismo predominante, quello d'iniezione, inteso nel significato di Andreatta (ANDREATTA 1956 b), generalizzato quindi a qualunque tipo di apporto, sia magmatico vero e proprio, sia di mobilizzazione.

In val Bagnola si parte da tipici gneiss di catazona a biotite, sillimanite e granato, di cui restano lembi anche notevoli rappresentanti il paleosoma e gneiss granoblastici a biotite, feldspato e granato che possono identificarsi con le kinzigiti ed essere interpretati come lo stadio finale di omogeneizzazione tra il paleosoma sopra menzionato e il neosoma feldspatico.

GNEISS METATECTICI

Costituiscono il tipo predominante e, usando il criterio adottato per le rocce calabresi (BERTOLANI 1958), possono venir chiamati anche *gneiss kinzigitici*, perchè rappresentano il primo stadio della trasformazione che porta alle kinzigiti. Sono formati da parti scure (paleosoma) e parti chiare (neosoma) in proporzioni variabili. Quando intervengono apporti magmatici ben identificabili si passa agli gneiss misti, diffusi specialmente nella parte centrale della zona studiata.

Composizione mineralogica: Gli gneiss metatectici conservano sempre porzioni della roccia metamorfica originaria, in più vi è l'apporto delle soluzioni che, con processi metasomatici, hanno compiuto, in grado più o meno intenso, la granitizzazione. Generalmente troviamo negli gneiss metatectici della val Bagnola: biotite, sillimanite, granato, plagioclasio, ortoclasio, quarzo, cui si aggiungono, come accessori, apatite, zircone e rutilo, oltre ai minerali opachi ilmenite, pirite, pirrotina, calcopirite, grafite. Processi di trasformazione dei minerali originari hanno generato epidoto, zoisite, muscovite, sericite, clorite, leucoxeno, limonite. L'esame microscopico delle due porzioni chiara e scura della roccia, ossia

del neosoma e del paleosoma, nonché l'osservazione di fenomeni di trasformazione, indicherebbero come minerali della roccia metamorfica originaria: biotite, sillimanite, granato, quarzo, ortoclasio, a volte plagioclasio, oltre ad accessori, tra cui grafite e ilmenite. I fenomeni di granitizzazione avrebbero portato nuova biotite, nuovo quarzo, plagioclasio; ortoclasio, pirite. Di genesi ancora successiva l'epidoto, la muscovite, la sericite, la clorite, il leucoxeno, la limonite.

La *biotite* costituisce spesso superfici di scistosità, che non sempre sono piane (scistosità S), ma a volte presentano superfici ondulate concentriche (scistosità B). Questa ultima è da ritenersi la scistosità originaria del primo metamorfismo tettonico, modificata nell'altro tipo da atti metamorfici successivi, in quanto la scistosità S la troviamo sempre là dove avanzati sono i processi di cloritizzazione, sericitizzazione ed epidotizzazione.

Il pleocroismo è costantemente α giallognolo, $\beta = \gamma$ bruno rosso, con toni di rosso più accesi che nei due precedenti gruppi. La biotite sostituisce spesso la sillimanite con cui si trova sempre associata, inoltre si presenta in vene, che frequentemente penetrano nel granato.

La *sillimanite* è quasi sempre presente, generalmente localizzata nei lembi di paleosoma. Si tratta a volte di grandi cristalli isolati, a volte di sciami di aghetti. L'angolo $2V$, misurato al Fedoroff, è risultato in media di 29° con massimi di 31° e minimi di 28° . Le trasformazioni cui va soggetta la sillimanite sono molteplici: in biotite e in ortoclasio (Tav. IV, fig. 3), legate al processo di granitizzazione; in sericite, in seguito a retroessione metamorfica di epizona. Non mancano anche esempi di cristalli di sillimanite riassorbiti da quarzo (Tav. IV, fig. 2). La trasformazione in biotite qualche volta è totale, generalmente però, specialmente negli individui di maggiori dimensioni, solo una parte del cristallo è trasformata. Assai caratteristica ed evidente nei suoi vari passaggi la trasformazione in ortoclasio. Essa avviene lungo le frequenti fratture trasversali della sillimanite e procede a volte fino alla sostituzione totale.

Il *granato* manca raramente. Anch'esso legato alle porzioni paleosomiche, risulta corroso e cariato quando è investito dal flusso neosomico. I cristalli, originariamente a contorni geometrici ed equidimensionali, per azioni dinamiche possono assumere l'aspetto elissoideo. Il colore violetto, roseo o giallo all'osservazione macroscopica, non è rilevabile in sezione sottile al microscopio. Frequenti i casi in cui la biotite si fa strada

tra le fratture arrivando a sostituire quasi interamente il cristallo (Tav. IV, fig. 1).

L'*ortoclasio*, qua e là anche sotto forma di microclino, è frequente in queste rocce, ma la sua presenza non ha sempre uguale significato, infatti a volte si tratta di cristalli, spesso sotto forma di relitti, inclusi generalmente nel plagioclasio, a volte di vene secondarie, formatesi in seguito a tardive circolazioni di ioni potassio. L'angolo $2V$ non raggiunge mai valori così piccoli da poter riferire a sanidino il feldspato potassico. Riporto i valori misurati che si riferiscono a cristalli primari, non essendo possibile eseguire buone misure sulle vene:

—52°, —54°, —54°, —66°, —66°, —70°, —76°, —80°, —86°30'.

Il *plagioclasio* in generale è più abbondante dell'*ortoclasio* e manca in un solo campione su 17 esaminati. In parecchi casi è chiara la sua sovrapposizione all'*ortoclasio*, avvenuta durante il processo di granitizzazione e rivelata spesso da strutture antiperititiche; ne deriva una tendenza a passare, con l'omogeneizzazione della roccia, da tipi ortoclasici a tipi plagioclasici. Le cose però non procedono con tale semplicità, intervengono anche sovrapposizioni di plagioclasii diversi, messe in luce dalle determinazioni del per cento di anortite. Altre complicazioni si verificano negli gneiss metatectici posti a immediato contatto con rocce eruttive, dato che sono proprio i plagioclasii i primi minerali a risentire l'influenza del contatto. La geminazione è abbondante nei campioni delle zone di contatto, mentre in altri campioni fenomeni di ricristallizzazione possono limitare la geminazione a poche lamelle. Predomina la legge dell'albite, seguita da quella del periclino e dalla combinazione albite-periclino; estremamente rari i geminati albite-Carlsbad. La percentuale di anortite è variabilissima; si va dal 17% all'85% con una maggiore frequenza sul 30%. In alcune rocce, dove il plagioclasio delle soluzioni granitizzanti si sovrappone a quello delle tettoniti, abbiamo cristalli a composizione notevolmente diversa nella stessa sezione sottile. Ad esempio la roccia 57 B, proveniente dalla cima della Massa del Turlo, ha plagioclasii col 17, 28, 55, 60% An. Analogamente l'angolo assiale ottico passa da valori negativi a valori positivi ed anche di 90° esatti. Nello stesso campione 57 B sopra citato si ha $2V = 90^\circ$ e -80° , nel campione 22 B raccolto in prossimità delle piane di Cervarolo $2V = -80^\circ$, -86° , $+88^\circ$.

L'alterazione, quasi sempre di tipo sericitico, non è mai totale negli gneiss metatectici propriamente detti, mentre assume vaste proporzioni negli gneiss fillonitizzati.

Il *quarzo* è sempre presente, ma la notevole scarsità riscontrata in due lembi di paleosoma quasi puro (53 B e 54 B), lascia capire che si è avuto un forte arricchimento posttettonico. Il quarzo ha avuto un posto predominante nei processi di granitizzazione: vediamo infatti sillimantite corrosa e sostituita da quarzo; ma vi sono venute anche posteriori e si può dire che non vi è campione che non presenti vene di quarzo, che attraversano tutti gli altri minerali.

Una caratteristica quasi costante del quarzo, degli gneiss metatectici in particolare e in generale di tutti gli gneiss e kinzigiti della zona, è quella di racchiudere una miriade di minuti aghetti di rutilo. Questo accade qualche volta anche a quarzo ricristallizzato, con tipica struttura a mosaico, ma solo quando non vi è stata migrazione delle soluzioni silicee. Identica caratteristica presenta anche il quarzo delle rocce kinzigitiche silane (BERTOLANI 1958).

I minerali accessori non opachi sono *apatite* e *zircone*, cui può aggiungersi il *rutilo*, solitamente limitato ai minuti aghetti inclusi nel quarzo. Nulla di particolare vi è da notare per l'apatite, mentre lo zircone mostra spesso aureole pleocroiche se incluso nella biotite.

I minerali opachi, come sempre esaminati in sezione lucida, sono, in parte, gli stessi incontrati nelle rocce eruttive basiche: anche qui il più diffuso è l'*ilmeneite*, con la sola differenza che i cristalli si presentano allineati e appiattiti. Compaiono poi, circa con la stessa frequenza osservata negli altri gruppi di rocce, la *pirrotina*, la *pirite* e la *calcopirite*; sporadica la *marcasite*, derivata dalla nota alterazione della pirrotina (SCHNEIDERHÖHN 1931), (RAMDOHR 1950), (BERTOLANI 1952), (VIGHI 1950).

Il carattere differenziale di queste rocce è dato però dalla presenza, quasi costante, di *grafite*. Essa è visibilmente legata al paleosoma e nel neosoma o non si trova, o ha subito forti corrosioni e deformazioni. La grafite compare anche tra i minerali opachi delle rocce eruttive basiche, ma si tratta di casi particolari, in vicinanza del contatto, dove la roccia magmatica, assimilati lembi metamorfici, non ha completamente distrutto alcuni dei minerali più tenaci, come granato e grafite.

Tra i *minerali di neoformazione* si può collocare parte della *moscovite*. In alcuni casi è evidente la derivazione dalla biotite o dal plagioclasio, ma altre volte tale genesi non è accertata. L'angolo 2V misurato al Fedoroff ha dato i seguenti valori: -41° , $-37^\circ 30'$, $-39^\circ 30'$, $-39^\circ 30'$, si tratta quindi di termini scarsamente fengitici (FALINI 1953). Molto ab-

bondante in alcuni campioni la *sericite*, derivata dal plagioclasio e dalla sillimanite.

Anche la *clorite* compare spesso; si tratta di minerale originato dalla biotite, che in generale è trasformata solo in piccolissima parte. Anche la clorite si può presentare in vene, che attraversano soprattutto il granato e, pure in questo caso, non è da escludere possa trattarsi di minerale derivato da biotite, che, si è visto, s'insinua frequentemente nelle fratture dei granati. Le caratteristiche della clorite sono le stesse riscontrate nelle rocce basiche: 2V è pressoché nullo, il pleocroismo vira, come al solito, dal verde giallino al verde chiaro e i colori d'interferenza sono sempre bassi, grigi o bluastri.

L'*epidoto*, come pure la sporadica *zoisite*, sono legati quasi esclusivamente alla biotite. L'*epidoto* presenta la caratteristica variabilità di colori d'interferenza nello stesso cristallo; alcuni angoli assiali ottici, misurati al Fedoroff, hanno fatto registrare i seguenti valori:

+68°30', +70°, +72°, +70°, —80°; spesso 2V varia nello stesso cristallo. Questo dato è sufficiente per far riferire il minerale alla clinozoisite (valori positivi) e alla pistacite (valori negativi).

Manca completamente la titanite, mentre la *calcite* è eccezionale. Tale rarità è legata alla natura prevalentemente sodica del plagioclasio e alla mancanza di altri minerali di calcio, che invece abbondano nelle rocce basiche.

Tra i minerali opachi è frequente la trasformazione di pirrotina e pirite in *limonite*, con le stesse strutture incontrate nelle rocce eruttive basiche e di ilmenite in *leucoxeno*.

La *tessitura* varia da granoblastica a porfiroblastica e tale variazione, in queste rocce dove sono in atto fenomeni di granitizzazione, è legata alla presenza di neosoma. Si tratta tuttavia spesso di sovrapposizione di tessiture di cui la più recente è la granoblastica. Venute ancora più recenti, in special modo silicee, possono ulteriormente alterare la tessitura.

In generale i fenomeni di granitizzazione seguono la scistosità, che originariamente sembra essere di tipo B. Le porzioni granulari compaiono in liste subparallele, ma non mancano casi di lembi neosomici irregolari. Qualche volta si associano ai processi d'iniezione fenomeni di blastesi dei feldspati e del quarzo.

Un secondo metamorfismo tettonico può modificare le precedenti tessiture appiattendolo i lembi di neosoma, deformando i granati, modellando su essi sillimanite e biotite e portando la scistosità a un tipo S.

Azioni dinamiche si sono fatte sentire a più riprese, ma, tralasciando quelle che hanno prodotto un metamorfismo vero e proprio, si possono notare fenomeni analoghi a quelli osservati nelle rocce aruttive basiche, ma più intensi. Contorta è spesso la biotite, fratturato e ricristallizzato il quarzo, sempre con estinzione fortemente ondulata e irregolare; deformati e spezzati anche il plagioclasio e la sillimanite. Tra i minerali opachi presentano segni d'intense forze dinamiche la grafite e l'ilmenite.

La natura degli gneiss metatectici comporta un'estrema variabilità del *chimismo*. Infatti i diversi rapporti tra paleosoma e neosoma si riflettono sulla composizione chimica. E' quindi solo a titolo di esempio che riporto un'analisi di una roccia ricca di paleosoma, raccolta nel paese di Cervarolo (19B) e di una ricca di neosoma e con probabile arricchimento quarzifero secondario, presa nei pressi dell'Alpe del Corte (13 B).

	19 B	35 B
SiO ₂	65,68	83,46
TiO ₂	0,66	0,63
Al ₂ O ₃	17,34	9,13
Fe ₂ O ₃	1,07	1,12
FeO	7,73	1,64
MnO	0,22	tr.
CaO	1,00	0,36
MgO	1,41	0,76
Na ₂ O	0,83	1,27
K ₂ O	2,43	0,84
P ₂ O ₅	—	—
S	—	0,20
H ₂ O +	1,81	0,98
H ₂ O —	0,15	0,12
	<hr/>	<hr/>
	100,33	100,51
—O		0,10
		<hr/>
		100,41

Formule magmatiche secondo Niggli

	<i>si</i>	<i>ti</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>c/fm</i>
19 B	283	3	44,0	41,2	4,7	10,1	0,66	0,22	0,11
35 B	767	3	49,5	30,8	3,5	16,2	0,31	0,34	0,11

Risulta chiaro, anche dalle formule magmatiche, il forte apporto di silice e il sensibile aumento di alcali nel campione 35 B, che per il resto risulta del tutto simile al 19 B. Si tratta infatti dello stesso tipo di tette-nite metamorfosato per granitizzazione, con apporto di sostanza limitato nel primo, abbondante nel secondo.

GNEISS DIATECTICI

Sono quelli che hanno raggiunto una sufficiente omogeneizzazione, pur non essendo ancora giunti allo stadio di completa mobilità. Possono, per la composizione mineralogica, identificarsi con le kinzigiti.

In val Bagnola compaiono qua e là: a S di Cervarolo, tra l'Alpe del Corte e Val di Mengo, presso la Massa del Turlo.

I componenti mineralogici sono più o meno gli stessi degli gneiss metatectici; si ha però un generale impoverimento di sillimanite, uno smembramento e una trasformazione dei granati, un predominio del plagioclasio sull'ortoclasio.

La *biotite* è sempre abbondante e dello stesso tipo di quella incontrata negli gneiss metatectici; spesso è cloritizzata.

Il *plagioclasio* nelle kinzigiti è ben geminato secondo albite, albite-pericline; qualche volta compare anche albite-Carlsbad. La percentuale di anortite varia moltissimo da campione a campione: i due estremi sono 26% e 85%, ma il valore più frequente è sul 40%.

L'*ortoclasio* è sempre subordinato al plagioclasio e spesso è solamente un modesto residuo.

Anche il *quarzo* non è mai molto abbondante e a volte è veramente raro.

Il *granato* può anche non essere presente; in generale è sotto forma di lembi irregolari, semiriassorbiti. Così anche la *sillimanite*, meno frequente del granato, più corrosa e trasformata.

Apatite e *zircone* sono gli accessori più comuni, praticamente presenti in tutti i campioni. Gli zirconii hanno spesso, nella *biotite* e nella *clorite*, aureole pleocroiche. Ad essi si aggiunge qualche volta il *rutilo*.

I minerali opachi sono rappresentati da molta *grafite*, che non manca quasi mai, da *ilmeneite*, *pirrotina*, *pirite*, *calcopirite*.

Le trasformazioni sono frequenti; ne fanno le spese soprattutto la *biotite*, che passa a *clorite*. Fuori del comune una *clorite* presente nel campione 12 B; è pleocroica dall'incolore al rosa bruno, con colorazione a chiazze. I colori d'interferenza arrivano al giallo di 1° ordine, l'angolo 2V varia da +67° a +70°; potrebbe trattarsi di un termine manganese-sifero.

Comune anche la sericitizzazione della sillimanite e qualche nucleo di plagioclasio, così come l'epidotizzazione della biotite. L'*epidoto* è, in qualche caso, pleocroico dall'incolore al bruno verdastro e determina nella biotite la formazione di aureole pleocroiche. Ha colori piuttosto bassi d'interferenza, variabili nello stesso cristallo. Là dove si è potuto eseguire misure si sono trovati angoli 2V di +56°30' e +58°, caratteristici della clinozoisite.

Tra i minerali opachi frequente la limonitizzazione di pirite e pirrotina.

Le *azioni dinamiche*, forse per la maggiore compattezza di queste rocce, si sono fatte sentire meno che negli gneiss metatectici. Non mancano però esempi d'incurvamenti di lamine di biotite, clorite e plagioclasio e di fratture dei plagioclasii, dell'ortoclasio e del quarzo.

Ho sottoposto ad *analisi chimica* il campione 17 B, raccolto a E di Cervarolo, col seguente risultato

SiO ₂	53,34
TiO ₂	0,87
Al ₂ O ₃	20,59
Fe ₂ O ₃	1,78
FeO	6,18
MnO	0,12
CaO	3,46
MgO	3,83
Na ₂ O	3,69
K ₂ O	2,59
P ₂ O ₅	0,12
S	0,36
H ₂ O +	3,81
H ₂ O —	0,09

	100,83
— O	0,18

	100,65

Formula magmatica secondo Niggli

si	ti	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm
161	2	36,3	36,9	11,1	15,7	0,46	0,46	0,30

Come già ebbi occasione di notare in val Sabbiola per lo stesso gruppo di rocce (gli gneiss granulari biotitici della nomenclatura di Artini) la formula magmatica si va avvicinando sempre più, quanto più è omogenea la roccia, al tipo dioritico normale della classificazione di Niggli; resta solo un non esagerato eccesso di *al*.

GNEISS DI RETROCESSIONE METAMORFICA

Azioni di metamorfismo tettonico di zona superiore sono comuni a quasi tutti gli gneiss metatectici e diatectici, ma generalmente si limitano a generare sericite, muscovite, clorite, epidoto, che rappresentano una modesta percentuale sul totale dei minerali della roccia. A volte però questi minerali di epizona divengono assolutamente preponderanti; la roccia assume allora una scistosità di tipo fogliaceo, nettamente diversa da quella dominante nella zona. Questi fenomeni di fillonitizzazione sono diffusi specialmente nella valle del Nono e sembrano corrispondere a zone di movimento delle masse rocciose. Lo stadio più avanzato lo raggiungono alcune filloniti tagliate dalla carrozzabile Varallo-Camasco all'altezza di Pozzallo. Si possono qui cogliere vari stadi di trasformazione. In quello più avanzato abbiamo clorite, muscovite, sericite, quarzo, epidoto e granato. La *clorite* ha sostituito tutta la biotite; tale derivazione è rivelata dall'osservazione di altri campioni in cui la trasformazione non è totale. Le caratteristiche sono comuni alle altre cloriti incontrate in precedenza. L'angolo $2V$ è uguale a zero.

Parte della biotite, invece di passare a clorite, si trasforma in *muscovite*; mentre la *sericite* è il prodotto di trasformazione sia della sillimanite, sia del plagioclasio. Questi ultimi due minerali, che mancano nei campioni più trasformati, compaiono invece come relitti in stadi intermedi. La *sillimanite* mostra fasci di aghetti in parte integri, in parte sericitizzati. Il *plagioclasio*, anch'esso in via di trasformazione, ha un angolo $2V = -83^\circ$ e un per cento di An variabile da 26 a 31.

Altro prodotto di metamorfismo retrogrado di epizona è l'*epidoto*, che diviene abbondante nelle rocce in avanzato stadio di trasformazione. Il suo angolo $2V = 80^\circ$ lo fa riferire a un termine pisticitico.

Il *quarzo* è l'unico minerale che passa inalterato nei vari stadi. Il *granato* invece è allo stato di relitto; pochi lembi isolati nelle rocce quasi

completamente fillonitizzate; cristalli irregolari, smembrati, attraversati da vene di clorite in quelle degli stadi intermedi.

Gli accessori, *zircono* e *apatite*, si trovano solo nelle rocce non completamente trasformate, così anche molti dei minerali opachi, tra cui *ilmenite*, *pirrotina*, *calcopirite*; anche la *grafite* va diminuendo con la fillonitizzazione; saltuario il *rutilo*.

I risultati dell'*analisi chimica* del campione 58 B, un termine in stato di avanzata fillonitizzazione, sono i seguenti:

SiO ₂	38,42
TiO ₂	1,03
Al ₂ O ₃	26,33
Fe ₂ O ₃	3,88
FeO	8,88
MnO	0,20
CaO	6,44
MgO	6,07
Na ₂ O	1,51
K ₂ O	1,35
S	—
H ₂ O +	6,43
H ₂ O —	0,07
	100,61

Formula magmatica secondo Niggli

<i>si</i>	<i>ti</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>c/fm</i>
88	2	35,0	44,1	15,5	5,4	0,36	0,46	0,35

Caratteristiche di alcuni minerali costituenti le migmatiti

	Epidoto 2 V	Muscovite 2 V	Plagioclasio		Ortoclasio 2 V	Sillimanite 2 V	Clorite 2 V	
			2 V	% An				
12			+84°	40	-65°30'		+68°30'	
13			-84°30'	20		+30°30'		
17			+89°	36				
19			+80°30'	45	-54°	+29°		
31			+85°	31	-54°			
			+88°					32
22			-80°	30	-66°	+31°		
			-86°					42
			+88°					
46					-66°	+27°		
48		-41°	+76°	50	-80°	+31°		
			+81°					
49			+77°30'	48	-76°	+28°		
50			+76°	52	-70°	+28°		
52	+68°30'			90°	76			
								+70°
								+72°
53								
54			-78°	85				
57	+70°	-37°30'	-83°	85		+28°30'		
			90°	17	-86°30'			
35			-80°				28	
			-86°	55-60				
40	+58°		-89°30'	33	-80°			
			+84°	40				-82°
41			-85°	27	-74°			
43			-80°	26	-84°			
23			+87°	30		+28°30'		
58	-80°						0°	
24				30	-72°			
25			-82°	31				
			-83°					26
71		-39°30'	-82°	22				
60		-39°30'	-86°	23				
62			-88°	18	-52°			

Calcefiri.

Hanno la maggiore diffusione nella Valle del Nono, specialmente sul fianco destro, tra Corte e l'Alpe Ovaghe; ma compaiono anche, intercalati alle pegmatiti, sul fianco sinistro e, in un modesto affioramento, sul crinale con la val Sabbiola, presso la Massa del Turlo. La giacitura concorda con quella delle altre metamorfite e la frequente zonatura è generalmente parallela alla scistosità degli gneiss, benchè non manchino locali pieghettature assai complesse.

I calcefiri sono spesso attraversati da filoni aplitici, pegmatitici e microgranitici, mentre non è possibile osservare i rapporti con le lenti di rocce basiche. Qualche volta i calcefiri inglobano lembi fratturati di filoni acidi.

Presentano una morfologia particolare e ben riconoscibile, anche se non vistosa, per il modellamento delle superfici esposte al dilavamento, da cui sporgono grani e noccioli di silicati indisciolti. Sono noti nella zona anche fenomeni carsici, legati a questo tipo di roccia, come presso Alpe Ovaghe, dove esiste una cavità, abbastanza ampia, ricca di concrezioni stalattitiche.

Al *microscopio* si osservano due tipi di *calcite*: una in cristalli più grandi, spesso arrotondati, l'altra in cristalli minuti, di formazione posteriore, che costituiscono un intreccio di vene che s'insinuano anche nelle fratture dei silicati (Tav. IV, fig. 4).

I minerali che accompagnano la calcite, per la massima parte silicati, mostrano poche variazioni da un campione all'altro. Costante è la presenza di un *pirosseno monoclino*, incolore, ad angolo di estinzione $c : \gamma$ variante da 14° a 36° , AAO modesto, positivo con valori $2V$ di 32° , 40° , 41° , 46° , riferibile a una pigeonite. Ad esso si associa talvolta un altro pirosseno con $c : \gamma$ maggiore (39°) e $2V = +55^\circ$, $+62^\circ$ vicino quindi al diopside.

Anche l'*amfibolo* è sempre presente; è incolore, con $c : \gamma$ passante da $12^\circ 30'$ a 20° e $2V$ da -78° a $-88^\circ 30'$. Si tratta sempre di un termine tremolitico.

La *muscovite* è in quantità variabile. E' assolutamente incolore. L'angolo 2V è di $-39^{\circ}30'$, quindi dello stesso ordine di grandezza delle muscoviti incontrate nelle altre rocce.

Il *plagioclasio* invece non è sempre presente. Si tratta di un termine molto acido, col 6% An e $2V = +77^{\circ}30', +79^{\circ}$; rara la geminazione albite. Il plagioclasio si confonde facilmente con l'ortoclasio, presente in 3 campioni su 5. La misura dell'AAO toglie però d'imbarazzo, perchè mentre il plagioclasio è sempre otticamente positivo, l'ortoclasio ha angolo 2V di $-75^{\circ}, -76^{\circ}, -80^{\circ}$.

Frequente anche il *quarzo*, ma in piccole quantità. Tra gli accessori non manca mai la *titanite*, mentre sono una vera rarità lo *zirconio* e il *rutile*.

I *minerali opachi* sono abbondanti. Non manca mai la *grafite*, a volte così abbondante da impartire alla roccia il colore grigio. Frequente anche la *pirrotina*, più scarsa la *pirite* e ancor più la *calcopirite*, minerali che a volte sono parzialmente trasformati in *limonite*.

I segni di *azioni dinamiche* sono particolarmente evidenti in queste rocce, sia nella calcite, che mostra i grossi elementi della vecchia cristallizzazione deformati, contorti e spezzati, sia nei silicati, che rappresentano, in parte, brandelli di pegmatiti coinvolte in un ampio movimento di frantumazione e di ricristallizzazione della calcite (ortoclasio, plagioclasio acido, muscovite e quarzo); in parte sono invece minerali generati, con tutta probabilità, nella prima ricristallizzazione (pirosseni, grafite), ai quali si sono aggiunti quelli formati per contatto nel corso delle varie iniezioni (anfibioli, titanite, pirrotina), più o meno trasformati per eventi successivi.

E' evidente che i calcifiri, dopo essere stati attraversati dai filoni acidi, hanno subito una nuova ricristallizzazione per intense azioni dinamiche, che ha permesso a queste rocce di penetrare, quasi come filoni nelle rocce circostanti e ha provocato un inglobamento di brandelli dei filoni acidi, spesso completamente smembrati.

Tabella riassuntiva dei componenti mineralogici dei calcefirri.

	Calcite	Pirosseno mon.	Anfibolo	Muscovite	Plagioclasio	Ortoclasio	Quarzo	Titanite	Epidoto	Zircone	Grafite	Pirrotina	Pirite	Calcopirite	Limonite
65 tra q. 1332 e q. 1308	+	+	+	+	-	+	+	+	-	-	-	+	-	-	+
66 tra q. 1332 e q. 1308	+	+	+	+	-	+	+	+	-	-	+	+	-	-	+
67 Pian delle Ronere	+	+	+	+	-	+	+	+	-	+	+	+	-	-	+
68 Pian delle Ronere	+	+	+	+	+	-	-	+	-	-	+	+	+	-	+
70 Alpe Ovaghe	+	+	+	-	-	-	+	+	+	-	+	+	+	+	+

Caratteristiche di alcuni minerali costituenti i calcefirri

	Pirosseno monoc.		Anfibolo		Epidoto 2 V	Muscovite 2 V	Plagioclasio		Ortoclasio 2 V
	2 V	c:γ	2 V	c:γ			2 V	% An	
65	{ +62° +32°	{ 39° 36°	-88°	18°		-39°30'			-80°
66	{ +55° +16°		-88°30'	14°					-75°
67	+40°	14°	-88°30'	20°			+77°30'	6	-76°
68	+41°		-85°	13°			{ +78° +79°	6	
70	+52°	34°	-78°	12°30'	-88°				

Il *chimismo* dipende evidentemente dalla maggiore o minore quantità dei silicati racchiusi nella pasta calcitica, che è influenzata anche da un arricchimento di origine meccanica, il quale altera la primitiva composizione. Anche se questo fatto toglie significato ad un'analisi chimica, resta pur sempre la necessità di un dato indicativo. Ho analizzato pertanto il campione 68B, proveniente dal Piano delle Ronere, che rappresenta il tipo medio incontrato nella zona:

SiO ₂	10,02
TiO ₂	0,31
Al ₂ O ₃	4,36
Fe ₂ O ₃	0,68
FeO	0,91
MnO	—
CaO	45,66
MgO	2,27
Na ₂ O	0,83
K ₂ O	0,26
CO ₂	34,73
S	0,45
H ₂ O ⁺	0,43
H ₂ O ⁻	—
	<hr/>
	100,91
—O	0,34
	<hr/>
	100,57

<i>si</i>	<i>co₂</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>c/fm</i>
18	83	4,5	8,2	85,6	1,7	0,17	0,72	10,4

Filoni eruttivi acidi.

Attraversano soprattutto le rocce metamorfiche, ma compaiono anche, benchè più scarsi e di minor potenza, in quelle eruttive. La zona in cui il fenomeno si presenta davvero imponente è la Valle del Nono, dove i filoni, talvolta potenti alcune decine di metri, sporgono dalle rocce incassanti, in particolare quando queste ultime sono rappresentate da gneiss metatectici in parte fillonitizzati, come grandi dicchi pressochè verticali e paralleli tra loro. Specialmente la sponda sinistra della Valle del Nono è caratterizzata da numerose serie di dicchi, con direzione NE-SO, passante nella parte orientale a N-S, che danno un aspetto veramente caratteristico alla morfologia del terreno. Sulla sponda destra, dove la roccia incassante è spesso il calcefiro, tale morfologia a dicchi è assai meno evidente. Pur essendo la direzione indicata quella preferenziale, direzione caratteristica anche della scistosità delle rocce incassanti, non sempre i filoni sono sistemati tra i piani di scistosità; spesso invece tra la direzione della scistosità e quella del filone esiste un piccolo angolo, che eccezionalmente può raggiungere valori alti (Tav. I, fig. 2).

Filoni acidi nelle rocce basiche della formazione principale sono stati recentemente messi in luce al Ponte della Gula in seguito a lavori di sbancamento per l'allargamento della sede stradale. Il loro andamento si mantiene fedele al motivo tettonico predominante, ossia direzione NE-SO, inclinazione vicina a 90°. Filoni analoghi compaiono anche lungo la strada di Cervarolo.

I principali componenti sono: *ortoclasio, plagioclasio e quarzo*, cui si associano, in quantità assai minore, *biotite, tormalina, zircone, apatite*; di formazione più tardiva sono *epidoto, sericite e clorite*.

Nei filoni della strada di Cervarolo l'ortoclasio può anche mancare.

Misure al Fedoroff hanno dato, per il plagioclasio, $2V = +88^\circ(8B)$, $87^\circ30'(76B)$, 12% An(8B), 28% An(76B); per l'ortoclasio $2V = 74^\circ30'$; per l'epidoto $2V = +67^\circ$.

Variabilità ancora maggiore si osserva nei *filoni che attraversano le rocce metamorfiche*. In alcuni casi essi contribuiscono, unitamente a

filoni basici, a formare gneiss misti, ma, a parte questo, la tessitura, le proporzioni dei componenti principali, il chimismo, variano da filone a filone e anche nello stesso filone. Abbiamo così *micrograniti*, relativamente ricchi in biotite e poveri in ortoclasio, come alla Casera sopra Corte; *pegmatiti* a grana media, biotitiche o muscovitiche, plagioclasiche o ortoclasie; *pegmatiti* a grana molto grossa, con cristalli di ortoclasio o di microclino di parecchi centimetri, tormalinifere e non tormalinifere. A complicare le cose intervengono fenomeni di assimilazione di rocce incassanti, per lo più gneiss biotitico-granatiferi-sillimanitici, spesso avvertibili, ma a volte difficilmente riconoscibili per sopravvenuta omogeneizzazione.

Inoltre venute silicee hanno investito le rocce provocando un secondario arricchimento in quarzo, a volte accompagnato da tormalina (fase pneumatolitica). Si possono vedere spesso piccoli e radi lembi feldspatici immersi in una pasta quarzosa, che al microscopio risulta microcristallina. La tessitura fondamentale resta però sempre quella pegmatitica.

Misure al tavolino integratore del campione 81n, che rappresenta uno dei tipi più diffusi, hanno dato: ortoclasio 52,4, plagioclasio 26,8, quarzo 20,1, muscovite 0,3, biotite 0,1, accessori 0,3.

Anche il per cento di anortite nel *plagioclasio* subisce forti variazioni da filone a filone; ecco alcuni dati, ricavati, come al solito, da misure al Fedoroff:

$$2V = +76^{\circ}, +80^{\circ}, +83^{\circ}, +85^{\circ}, +86^{\circ}, +87^{\circ}30', +88^{\circ}, 90^{\circ}, -87^{\circ}, -84^{\circ}$$
$$\%An = 3, 6, 10, 26, 28, 30, 36, 39, 45.$$

Sensibile anche la differenza nell'AAO dell'*ortoclasio*:

$$2V = -88^{\circ}, -83^{\circ}30', -83^{\circ}, -78^{\circ}, -74^{\circ}30', -74^{\circ}, -57^{\circ}30'.$$

La *muscovite* di solito è scarsa e non sempre di genesi primaria. L'angolo 2V presentato varia da $-35^{\circ}30'$ a $-38^{\circ}30'$.

Oltremodo scarsi, come è regola accada nelle rocce filoniane acide, i minerali opachi, rappresentati da rarissima *pirrotina* e da pochi granuli di *limonite*.

I *prodotti di trasformazione* sono rappresentanti, oltre che dalla *sericite*, in generale non abbondante, da poca *clorite*, derivata dalla scarsa biotite, e da *epidoto*. Quest'ultimo minerale si presenta spesso in vene, che numerose attraversano e circondano i grandi costituenti principali. I cristalli, spesso minuti, possono anche raggiungere maggiori dimensioni. E' possibile allora misurare 2V, che presenta i seguenti valori in vari campioni: $+67^\circ$, $+67^\circ$, -72° , -85° . Si tratta quindi nella maggior parte dei casi di clinozoisite e in misura minore di pistacite.

Fenomeni di sintesi sono molto frequenti, specialmente con gli gneiss metatectici, facilmente permeabili, per la marcata scistosità, da parte delle venute magmatiche. E' facile poter osservare nella massa quarzoso-feldspatica lembi non ancora digeriti di roccia biotitico-granatifero-sillimanitica (Tav. II, fig. 4) e anche quando l'osservazione macroscopica non avverte il fenomeno, l'indagine microscopica rivela spesso la presenza di strutture relitte con *granato* e *grafite*, i due minerali che maggiormente resistono all'assimilazione.

Assai caratteristica sia nei filoni tra le rocce eruttive, sia in quelli tra le rocce metamorfiche, è un'*intensa fratturazione*, accompagnata da *deformazioni*, visibili specialmente nei plagioclasti. Questo in maggior misura nelle pegmatiti, che rappresentano zone di minor resistenza alle spinte tettoniche, piuttosto che nei micrograniti. Vediamo infatti che, mentre le rocce incassanti e in special modo quelle eruttive basiche, risentono in maniera assai limitata di queste forze e presentano al massimo leggeri incurvamenti delle lamelle di geminazione dei plagioclasti (Tav. III, fig. 1), le pegmatiti in esse incluse raggiungono un avanzato stadio di milonitizzazione (Tav. III, fig. 2).

Circolazioni posttettoniche di soluzioni hanno ricementato le numerose fratture, determinando una rete di vene microscopiche di quarzo, ortoclasio, epidoto e clorite.

Caratteristiche di alcuni minerali costituenti i filoni acidi

	Epidoto 2 V	Muscovite 2 V	Plagioclasio		Ortoclasio 2 V
			2 V	% An	
8			+88°	12	
33	+72°		+83°	36—45	—88°
34			+88, 89°	39—40	—78°
44	+67°		+76°	3	—83°
27		—35°30'	—84°	30	—82°
28			—87°	28	—57°30'
59			+80°	10	—83°
63			90°	19	—75°30'
			—86°	21	
64			+86°	36	—83°30'
69	—85°		+85°	6	—83°
76			+87°30'	28	—74°30'
81			+80°30'	3	—74°
75		—38°30'	90°	36	
			—84°	26	
30	+67°		—86°	30	

Il *chimismo* di queste rocce filoniane acide è prevalentemente potassico. Nei campioni più ricchi di feldspato, K₂O supera anche il 10%, valore che va diminuendo, nei tipi più frequenti, a 7,44 e 6,04, fino ad arrivare a un minimo di 4,78 in un filone che risente però dell'assimilazione di lembi di roccia incassante.

Ecco tre analisi di pegmatiti della valle del Nono: una (59B) essenzialmente feldspatica, una seconda (81B) già inquinata da venute silicee posteriori e una terza (63B) ibridata da azioni sintettiche con gli gneiss metatectici incassanti:

	59B	81B	63B
SiO ₂	68,72	71,16	73,62
TiO ₂	—	tr	0,16
Al ₂ O ₃	17,88	16,38	15,58
Fe ₂ O ₃	—	0,11	0,76
FeO	0,27	0,28	0,68
MnO	—	tr	tr
CaO	tr	2,48	1,26
MgO	0,12	0,16	0,41
Na ₂ O	1,86	3,37	2,63
K ₂ O	10,49	5,92	4,78
H ₂ O+	0,35	0,66	1,00
H ₂ O—	0,07	0,08	0,04
	99,76	100,60	100,92

Formule magmatiche secondo Niggli

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>c/fm</i>
59B	353	54,2	2,1	—	43,7	0,79	0,44	0
81B	358	48,5	2,8	13,3	35,4	0,54	0,43	0,47
63B	413	51,5	9,9	7,6	31,0	0,54	0,35	0,76

Il campione 59B appartiene al tipo *granitico aplitico* del magma leucogranitico, l'81B al tipo *aplitico yosemitico* dello stesso magma, mentre il campione 63B, che, come si è detto, mostra fenomeni d'ibridazione, certamente per tale motivo, non è classificabile in alcuno dei tipi fondamentali.

Rocce di contatto.

La questione dell'esistenza di fenomeni di metamorfismo di contatto tra le rocce eruttive basiche e quelle metamorfiche è sempre stata controversa. Rare sono le posizioni in cui Artini e Melzi ritengono di averne individuati; tra queste posizioni è citata anche la zona del Moli-

naccio, che si trova in val Bagnola, dove sono stati identificati gneiss a cordierite.

Effettivamente la composizione simile delle masse rocciose venute a contatto non favorisce la formazione di minerali caratteristici; occorre spesso accontentarsi di segni male individuabili a un'esame macroscopico e che comportano, per la valutazione del loro significato, un accurato esame microscopico.

Ebbi già occasione di far notare in val Sabbiola fenomeni di convergenza nella zona di contatto tra rocce basiche e rocce metamorfiche, manifestati dalla presenza nelle rocce eruttive dell'immediato contatto di minerali caratteristici delle metamorfiti, come granato, ortoclasio, biotite, ecc., fenomeni analoghi a quelli già segnalati da Gallitelli nei graniti dalla bassa Valsesia (GALLITELLI 1941, 1943).

In val Bagnola ho rivisto questi fenomeni, sia al margine delle rocce eruttive della formazione principale, sia nelle parti periferiche dei filoni e delle lenti basiche, sia al contatto di filoni acidi. A volte si tratta della sola presenza di minerali semidigeriti caratteristici delle rocce adiacenti, a volte si tratta di tipi ad aspetto cornubianitico, che hanno subito radicali modifiche nella composizione mineralogica e sensibili differenze in quella chimica. Delle rocce del primo tipo ho parlato in precedenza unitamente al gruppo di appartenenza, accennerò ora alle seconde, quelle che possono realmente definirsi di contatto.

Il campione 2B, ad esempio, appartiene ad un'aureola leucocrata al contatto tra plutoniti e metamorfiti lungo la rotabile di Cervarolo (Tav. I, fig. 1). Si differenzia dalle altre rocce eruttive, oltre che per il basso indice di colore, per l'abbondante titanite, che, unitamente a plagioclasio, clorite, apatite, poco quarzo e sericite secondaria, forma la roccia. Più caratteristici e spesso di aspetto cornubianitico i campioni 6B, 78B, 79B, provenienti dalla stessa zona (gli ultimi due dal sentiero del Molinaccio, dove Artini segnalò la cordierite, da me peraltro non ritrovata).

Il 6B ha colore grigio scuro, listato di grigio più chiaro; è costituito prevalentemente da *epidoto*, cui si associano il *pirosseno monoclinico*, il *quarzo* in bande e la *titanite*; rari *biotite* e *zircono*. Tra i minerali opachi *calcopirite*, *limonite* e, soprattutto, *grafite*.

L'epidoto è risultato avere $2V = -84^\circ$, $c: \gamma = 3^\circ$ valori della pisticite; il pirosseno $2V = +51^\circ$, $c: \gamma = 35^\circ$, è quindi di tipo diopsidico.

Di composizione eterogenea, dovuta all'influenza reciproca delle due formazioni eruttiva e metamorfica, sono i campioni 78B e 79B del Molinaccio, dove abbiamo sovrapposizione di strutture diverse e associazioni anormali con pirosseno e orneblenda, accanto a plagioclasio di media acidità, granato, sillimanite, grafite.

Assai simili al 6B sono gli esemplari provenienti dai grandi dicchi basici di Val di Mengo, sede anche di mineralizzazioni a solfuri. Si tratta dei campioni 37B e 38B. Il primo ha, accanto all'*epidoto*, al *pirosseno monoclinico*, alla *titanite*, alla *apatite*, alla *calcite*, l'*orneblenda* e la *muscovite*, il secondo il *quarzo* e lo *zircrone*.

L'epidoto ha rivelato un AAO quasi identico (-83° , $-82^\circ 30'$) a quello del campione 6B.

Caratteristiche poi le trasformazioni dei minerali opachi con doppio passaggio, da pirrotina a marcasite e da marcasite a limonite.

Le *azioni dinamiche*, anche se non molto intense, si sono fatte sentire dopo la trasformazione, come dimostra l'estinzione ondulata dell'epidoto e l'orientazione delle liste di quarzo.

Dai campioni sopra descritti si passa gradatamente, attraverso numerosi tipi intermedi, a gabbri anfibolici veri e propri.

Caratteristiche di alcuni minerali costituenti le rocce di contatto

	Pirosseno monocl.		Orneblenda		Epidoto		Plagioclasio		Sillimanite 2 V
	2 V	c:γ	2 V	c:γ	2 V	c:γ	2 V	% An	
6	+51°	35°			-84°	3°			
78							-84°	31	-29°
79	-56°30'	4°					+89°30'	37	
37	+58°	42°	-71°	13°	-83°	6°30'			
38	+57°	41°			-82°30'				

L'analisi chimica del campione 6B, pur lasciando intravedere la relazione con una roccia di tipo gabbriico, si differenzia da quella di gabbri veri e propri per la perdita quasi totale di alcali, l'esaltazione del calcio, la riduzione del magnesio. Logicamente la sua formula magmatica non si adatta ad alcuno dei tipi proposti dal Niggli.

SiO ₂	48,50
TiO ₂	0,71
Al ₂ O ₃	16,15
Fe ₂ O ₃	4,22
FeO	2,43
MnO	0,07
CaO	17,52
MgO	2,92
Na ₂ O	0,24
K ₂ O	0,04
P ₂ O ₅	0,06
CO ₂	0,48
C	1,76
S	0,66
H ₂ O +	4,51
H ₂ O -	0,29
	100,56
- O	0,16
	100,40

Formula magmatica secondo Niggli

si	ti	co ₂	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm
127	2	2	24,9	25,2	49,2	0,7	0,09	0,45	1,95

I giacimenti a solfuri di Val di Mengo.

Non sto qui a ripetere caratteristiche di giacitura e paragenesi legate ai diechi basici di Val di Mengo, dato che detti giacimenti sono stati oggetto di una mia nota, comparsa su questi Rendiconti (BERTOLANI 1952). Ricorderò solo che, a differenza di altri giacimenti a solfuri della Valsesia, sempre con pirrotina predominante, la genesi poteva ritenersi per via idrotermale, certamente ad alta termalità, quindi avvenuta quando la fase magmatica era già pienamente superata. Aggiungerò che la caratteristica geminazione a lamelle allungate non è comune a tutti i giacimenti valesiani, ma solamente a quelli legati a lenti e filoni basici immersi nelle rocce metamorfiche. Questa particolare geminazione può indicare fenomeni di ricristallizzazione avvenuti là dove i giacimenti, lontani dalla massiccia formazione eruttiva basica principale, maggiormente hanno risentito delle azioni tettoniche, che hanno provocato una parziale ricristallizzazione anche nei calcefiri, ossia in associazioni minerali dotate di maggiore instabilità.

Considerazioni sulla genesi delle rocce eruttive basiche.

Le rocce basiche della formazione principale possono considerarsi di tipo magmatico, sia per la tessitura ipidiomorfa, che rivela un normale ordine di cristallizzazione, sia per l'assenza di relitti strutturali nella parte più interna della formazione, relitti che compaiono invece nella fascia periferica di contatto con le metamorfiti dove prendono il significato di elementi della roccia incassante inglobati e parzialmente digeriti dalla massa magmatica (Tav. II, fig. 3). Come ho potuto osservare nella vicina Val Sabbiola e nella Sila, dove esistono condizioni analoghe, i fenomeni di metamorfismo di contatto sono poco appariscenti e il contatto stesso non è netto, ma costituito da una successione alternante delle due rocce, per lo più modificata leggermente rispetto al tipo più comune.

Abbiamo anche in Val Bagnola variazioni di composizione e di struttura nelle rocce di contatto e, anche se non mi è riuscito di ritrovare la cordierite, segnalata da Artini, profondamente modificati risultano alcuni tipi in cui predominano epidoto, quarzo, titanite e grafite, riferibili a volte a vere e proprie cornubianiti.

Lembi macroscopici di metamorfiti inglobate nelle plutoniti confermano il tipo magmatico del contatto.

Le modifiche che hanno subito le rocce basiche avvicinandosi al contatto rendono problematica la loro classificazione, perchè le variazioni si susseguono nello spazio di pochi metri. Le misure eseguite col tavolino integratore hanno portato alle seguenti classificazioni:

Classificazione secondo Niggli-Tröger-Rittmann: *Monzoniti* e *Monzodioriti*.

Classificazione secondo Andreatta: *Gabbri normali*, *gabbri anfibolici*, *gabbri plagioclasici*.

Le testimonianze di disturbi tettonici sono generalmente deboli, esistono però spesso piani paralleli di frattura con movimento, lungo i quali più intense sono le sollecitazioni dei plagioclasii (Tav. III, fig. 1), del quarzo e, a volte, anche degli anfiboli. Fenomeni dello stesso tipo, ma di più vasta portata, provocano la formazione di miloniti, come alla Gula (Tav. III, fig. 3), dove nella milonitizzazione sono forse coinvolti filoncelli feldspatici.

Successive alle fratture sono le circolazioni di soluzioni, che hanno ricementato le parti spezzate e riempito fessure, con la conseguente formazione di vene, ricche di feldspato, quarzo ed epidoto.

Ancora più recente una seconda fratturazione a scaglie, dove la circolazione di acque superficiali ha depositato incrostazioni di carbonato di calcio.

Le *lenti basiche* racchiuse nelle rocce metamorfiche non si possono dire identiche alle plutoniti della formazione principale; specialmente l'indice di colore si mantiene assai elevato, superiore a 60, a differenza dei campioni che incontriamo dalla Gula al contatto, in cui tale indice in generale non supera il valore 40.

Il plagioclasio invece è assai variabile, anche perchè sono frequenti fenomeni di ricristallizzazione. Come si ricorderà, in queste rocce si sono riscontrati casi di zonatura inversa, orli di accrescimento, ecc., dovuti a fenomeni di metablastesi, avvertibili anche macroscopicamente.

Anche l'aspetto zonato è dovuto in parte a ricristallizzazione, in parte a originaria cristallizzazione orientata, attribuibile a una consolidazione avvenuta in presenza di pressioni direzionali; resta però sempre una struttura base di tipo eruttivo del tutto analoga a quella delle rocce della formazione principale, così che non è facile stabilire quando si

debba già parlare di anfiboliti e quando la ricristallizzazione non è tanto avanzata da preferire la denominazione di gabbri.

In qualche caso possono comparire numerose vene secondarie, che mutano l'aspetto macroscopico, senza però alterare l'originaria struttura.

In complesso possiamo considerare le lenti e i filoni in questione differenziazioni melanocrate delle rocce basiche, poiché da esse si distinguono quasi esclusivamente per l'indice di colore.

Anche i costituenti accessori opachi sono gli stessi delle rocce basiche della formazione principale, così come identici risultano i prodotti di metamorfismo di contatto e i fenomeni di assimilazione di rocce incassanti.

I disturbi tettonici, rivelati da estinzioni ondulate in tutti i componenti, fratture e deformazioni specialmente nei plagioclasti, sono pure dello stesso tipo, anche se d'intensità un po' maggiore, conseguenza logica della minore massa delle lenti basiche. A tale riguardo è significativo il fatto già ricordato, che anche i giacimenti di pirrotina legati a queste rocce si diversificano per la presenza di una fitta geminazione lamellare, frutto di cristallizzazione dovuta a forze dinamiche; geminazione che manca nei giacimenti posti all'interno della massa principale.

Applicando le stesse classificazioni usate per le rocce della formazione principale abbiamo:

Classificazione di Niggli-Tröger-Rittmann: *Monzoniti, Monzodioriti.*

Classificazione di Andreatta: *Gabbri, Gabbri anfibolici, Ultrafemiti.*

L'andamento delle manifestazioni basiche nelle metamorfite, tranne che per le intrusioni coinvolte negli gneiss misti, concorda con quello della scistosità, rappresentando essa i piani di minor resistenza e più facile penetrabilità. Vedremo poi che la stessa via hanno seguito anche le venute acide successive, incontrando però ostacoli proprio nei precedenti ammassi basici.

Il polimetamorfismo delle migmatiti e dei calcefiri.

E' possibile, in molti casi, distinguere nelle rocce metamorfiche della val Bagnola, il paleosoma dal neosoma e, quando non compaiono azioni di retrocessione metamorfica, arrivare, attraverso la composizione chimica e mineralogica del primo, al tipo originario di roccia. L'assoluto

predominio nel paleosoma di sillimanite, granato, biotite, ortoclasio, quarzo, grafite, stanno a indicare un metamorfismo tettonico di catazona in sedimenti argillosi e argilloso-arenacei; le intercalazioni di calcefiri rivelano la presenza di banchi calcarei o calcareo-marnosi.

Il tipo di scistosità originaria sembra dovuto ad una azione di rotolamento, da considerarsi quindi di tipo B.

Il neosoma quarzoso-feldspatico è riferibile a un secondo tipo di metamorfismo, che si può chiamare d'iniezione, intendendo con questo termine ogni manifestazione di circolazione di magmi o soluzioni tra le maglie della vecchia struttura, o di granitizzazione. Questo neosoma può costituire solo un intreccio di vene (metatecti) o divenire parte preponderante (Tav. II, fig. 1). La sua azione si fa sentire con fenomeni metasomatici posti in evidenza dalla biotitizzazione e feldspatizzazione della sillimanite (Tav. IV, fig. 3), biotitizzazione del granato, ridotto spesso a scarsi relitti compresi in una struttura a maglie biotitico-cloritica (Tav. IV, fig. 1), sostituzione del feldspato potassico con quello sodico-calcico, nel quale numerosi sono i residui di ortoclasio, spesso formanti le caratteristiche strutture antipertitiche, variabilità di composizione nel plagioclasio di uno stesso campione; assimilazione della sillimanite da parte del quarzo, per cui rimangono cristalli corrosi e a lembi tra loro distanziati (Tav. IV, fig. 2). I tipi rocciosi che così si formano prendono il nome di gneiss metatectici e, siccome tendono a raggiungere lo stadio di kinzigiti, si possono anche chiamare gneiss kinzigitici.

Il completo sviluppo di questa fase di metamorfismo porta, come risultato finale, a una roccia omogenea, povera o priva di sillimanite, con riduzione quantitativa e nelle dimensioni del granato, della grafite e dell'ortoclasio. Resta abbondante la biotite e assume un particolare sviluppo il plagioclasio. Queste rocce ad aspetto granulare e che solo un successivo metamorfismo tettonico ha reso scistose, si possono definire gneiss diatectici ed identificare con le kinzigiti.

Azioni di metamorfismo tettonico successive ai processi di granitizzazione sono assai evidenti. Non tutta la massa rocciosa ne risente in uguale misura; la maggiore o minore intensità dipendono molto dallo stadio di granitizzazione raggiunto dalla roccia e dalla posizione rispetto a correnti tettoniche di maggiore o minore intensità. La citata scistosità delle kinzigiti, l'appiattimento dei granati e il modellamento su essi della sillimanite e della biotite negli gneiss kinzigitici, il passaggio da scistosità B a scistosità S, la formazione di metablasti di feldspato e di quarzo,

sono i principali segni di questo metamorfismo tettonico, che ha provocato spesso profonde trasformazioni nei minerali, essendo avvenuto in zona di minore profondità. Tali trasformazioni consistono nella muscovitizzazione, epidotizzazione, cloritizzazione della biotite e nella sericitizzazione della sillimanite e del plagioclasio. Si arriva anche alla trasformazione totale della roccia, che assume caratteristiche completamente diverse da quella originaria: si tratta di filloniti verdastre, fogliacee, prive di feldspati, derivate da gneiss metatectici ai quali macroscopicamente e anche microscopicamente più non assomigliano e a cui non sembrerebbero legati se non vi fossero tutti i passaggi della trasformazione.

Queste azioni di metamorfismo tettonico, che solo in parte hanno provocato la completa trasformazione delle rocce granitizzate, sono quelle che hanno determinato l'attuale assetto tettonico del territorio studiato; le lenti, i banchi ed i filoni basici ne risentono solo in parte, per fenomeni di blastesi e per la marcata zonatura; per i calcefiri invece è assai difficile distinguere tra loro i segni dei due metamorfismi tettonici, data la facilità di ricristallizzazione della calcite, che ad ogni atto metamorfico tende a cancellare i segni di quello precedente (Tav. IV, fig. 4). Non è neppure agevole riconoscere quali minerali non carbonati possano considerarsi di prima cristallizzazione. In rocce analoghe della vicina Val Sabbiola essi sono rappresentati da olivina; in Val Bagnola potrebbero identificarsi con pirosseni e grafite, ai quali si sono aggiunti successivamente, per fenomeni di contatto, anfiboli, titanite, epidoto, pirrotina e, per azioni meccaniche, feldspati e quarzo.

La presenza di cristalli contorti nei metablasti, di estinzioni ondulate nei minerali di neoformazione, come epidoto, sericite, clorite, fratture con spostamento in parecchi minerali componenti e in particolare nei plagioclasii, fratture e smembramenti nei filoni acidi che attraversano gneiss, rocce basiche e calcefiri, sono indizio di ulteriori, più recenti azioni dinamiche, non molto intense, ma assai evidenti. Tali azioni non sono andate oltre la formazione di miloniti in alcuni punti di maggior movimento e sono state seguite da circolazione di soluzioni, che hanno ricementato con quarzo, ortoclasio, clorite ed epidoto le precedenti fratture. Ancora più recenti fratture solo parzialmente ricementate da calcite testimoniano un'ulteriore tettonizzazione, avvenuta in zone assai superficiali.

Le venute filoniane acide.

Hanno attraversato, come si è visto, tutti gli altri tipi di roccia, seguendo spesso, specialmente negli gneiss metatectici o kinzigitici l'andamento della scistosità.

Spesso e non sempre, perchè vi sono esempi di notevole discordanza. Allorchè vengono attraversate le lenti anfibolico-pirosseniche e i calcefiri l'andamento dei filoni diviene assai più irregolare. I contatti con le rocce incassanti a volte sono netti, a volte, in particolare nelle rocce gneissiche, sono sfumati; numerosissimi i fenomeni di assimilazione e digestione di porzioni della roccia incassante (Tav. II, fig. 4), tantochè spesso è difficile riconoscere se si tratta di azioni metatectiche di origine più antica e profonda o di azioni sintectiche strettamente legate alle più recenti iniezioni magmatiche acide.

Quando rocce intensamente e irregolarmente fessurate a causa di un'intima connessione di tipi a diversa consistenza, come gneiss e rocce basiche, sono state investite dalle più recenti venute magmatiche filoniane acide, si sono formati quegli gneiss misti, che non presentano una fisionomia loro propria per l'alta mescolanza di tre rocce a genesi, chimismo e composizione diversi (Tav. II, fig. 2).

I filoni acidi, più potenti e numerosi nella valle del Nono che in quella del Bagnola, sono stati soggetti, assai più delle rocce incassanti, a processi di milonitizzazione. Molto intense sono infatti, in modo particolare nei filoni pegmatitici a grana grossa, i processi di deformazione e fratturazione specialmente del plagioclasio e dell'ortoclasio. Anche qui una successiva, abbondante circolazione di soluzioni ha ricementato le parti fratturate specialmente con quarzo ed epidoto.

Caratteristico il comportamento nei calcefiri, dove le parti smembrate dei filoni soggetti a tettonizzazione sono rimaste impigliate in processi di ricristallizzazione della calcite, tanto da disseminarsi nella pasta fondamentale della roccia insieme ai minerali di precedente formazione, come gli anfiboli, i pirosseni, la titanite e la grafite.

L'attuale assetto tettonico.

Come è possibile osservare anche dallo schizzo geologico, il motivo tettonico predominante nella zona studiata è dato dall'andamento sia della scistosità, sia dei filoni basici e acidi, sia dalle fratture, più o meno

accompagnate da miloniti, secondo piani aventi direzione NE-SO; solo eccezionalmente scistosità e filoni assumono direzione diversa (Tav. I, fig. 2); questo avviene nella parte sud-orientale, dove tale motivo tettonico si porta uniformemente sulla direzione N-S e in zone particolarmente tormentate, come tra Pozzallo e Camasco e alla Cappella del Prè. Pieghettature locali mostrano sovente i calcefiri per la loro spiccata plasticità e facilità di ricristallizzazione.

L'inclinazione è molto forte, tanto da avere spesso piani di scistosità e filoni verticali; ne consegue che bastano piccoli scostamenti angolari da 90° per variare l'immersione da SE a NO. Procedendo verso O l'inclinazione si fa meno forte e la pendenza si mantiene verso SE.

Evidentemente il motivo tettonico predominante, ossia la direzione NE-SO, comune anche ad altre formazioni della regione (GALLITELLI 1941, 1943), è stato rispettato nei diversi atti metamorfici e petrogenetici e le azioni successive hanno sempre ricalcato i motivi precedenti, fatto già segnalato per molte tettoniti alpine (ANDREATTA 1955 a). Il fenomeno non va inteso con assoluta rigidità, perchè il più delle volte la concordanza tra scistosità e filoni non è perfetta, ma l'andamento generale non è variato in modo apprezzabile da tali deboli discordanze.

Non ho riscontrato qui tettoniche a vortici a largo raggio, che sono invece presenti e chiare nella vicina Val Sabbiola.

La successione degli atti metamorfici e delle venute magmatiche.

Riepilogando quanto esposto precedentemente, si può così interpretare la successione degli atti metamorfici e delle venute magmatiche che hanno interessato il territorio della Val Bagnola:

1) *Metamorfismo tettonico di catazona* inferiore di sedimenti argillosi e argilloso-arenacei, con intercalazioni calcaree e conseguente formazione da una parte di paragneiss a sillimanite, granato, biotite, quarzo, feldspati (prevalentemente potassici), dall'altra di calcari cristallini o forse calcefiri.

2) *Metamorfismo d'iniezione* (granitizzazione) a grande profondità, con venute quarzoso-feldspatiche, che ha originato, anche attraverso azioni metasomatiche, in un primo stadio gneiss metatectici (gneiss kinzigitici) e in stadi più avanzati gneiss diatectici (kinzigiti).

3) *Secondo metamorfismo tettonico di epi-mesozona*, che ha prodotto fenomeni di blastesi, epidotizzazione, muscovitizzazione e cloritizzazione della biotite, sericitizzazione del plagioclasio e della sillimanite, appiattimento dei granati e dell'ilmeneite. In casi estremi si è arrivati a una completa fillonitizzazione. La scistosità passa spesso dal tipo B al tipo S e si determina l'attuale assetto tettonico.

4) *Intrusione di masse magmatiche basiche* (Formazione basica d'Ivrea), che subiscono, al contatto con le metamorfiti, variazioni di chimismo, con tendenza a maggiore acidità, di composizione mineralogica e di struttura, per assimilazione di lembi della roccia incassante, nonché trasformazioni di tipo cornubianitico.

Penetrazione quasi contemporanea di magma basico tra scollamenti dei piani di scistosità delle rocce metamorfiche, con determinazione di fenomeni di contatto simili a quelli verificatisi alla periferia della massa principale; ma con struttura finale della roccia maggiormente orientata e parzialmente metablastica, data la maggiore esposizione di queste intrusioni alle azioni residue del metamorfismo tettonico di epi-mesozona.

5) *Intrusioni magmatiche acide* (pegmatiti, apliti, micrograniti) in filoni, talvolta della potenza di parecchie decine di metri, attraverso tutte le formazioni precedentemente elencate. La direzione preferenziale è quella della scistosità (NE-SO), con notevoli variazioni di andamento e potenza, specialmente tra le lenti basiche e le rocce carbonatiche, e formazione di gneiss misti in corrispondenza di rocce fessurate. Frequenti i fenomeni di sintesi con variazione della composizione mineralogica e del chimismo, intesa come aumento di ioni silicio, ferro, titanio, magnesio e diminuzione di alcali, nelle parti periferiche dei filoni e formazione di minerali di contatto nelle rocce carbonatate.

6) Azioni di milonisi, particolarmente sentite nei filoni pegmatitici, ma che hanno interessato anche calcefirri, gneiss, lenti pirossenico-anfiboliche e rocce basiche della formazione principale. Genesi di miloniti, smembramento di filoni, deformazioni, fratture e spostamenti nei plagioclasii, specialmente lungo linee parallele di frattura. Ricristallizzazione della calcite dei calcefirri e della pirrotina dei giacimenti a solfuri, senza o con scarsa migrazione ionica.

Ricementazione di miloniti, fratture e microfratture con quarzo, ortoclasio ed epidoto mobilizzati.

7) *Ulteriore fratturazione* accompagnata da spostamenti di modesta entità.

Per un inquadramento cronologico delle singole fasi sopra elencate occorre partire almeno da un punto fermo e questo potrebbe essere l'età ercinica delle masse magmatiche basiche. Preercinico sarebbe in tal caso il primo metamorfismo tettonico, alpina la 6.a fase di deformazione e milonitizzazione. Post-ercinici ma pre-alpini i filoni acidi, che, aumentando di numero e di potenza coll'avvicinarsi alle masse granitiche dei laghi, potrebbero venire posti con esse in relazione.

Tale schema concorderebbe con quello dato per un'altra Regione, lontana, ma analoga per costituzione: la Regione Calabro-Peloritana (ANDREATTA 1941, 1955 b), (VIGHI 1953), (BERTOLANI 1958).

L'attribuzione all'ercinico della Formazione Basica d'Ivrea non è tuttavia pacifica; lavori anche recenti della scuola svizzera (VENKAYYA 1956) (DAL VESCO 1953) insistono sull'età alpina; mi riservo quindi di ritornare sull'argomento non appena terminato un nuovo ciclo di ricerche, a più largo raggio, attualmente in corso nella zona.

Istituto di Mineralogia dell'Università di Modena. 4 novembre 1957.

BIBLIOGRAFIA

- ANDREATTA C., 1937, *Ueber die quantitative mineralogische klassifikation der Eruptivgesteine und ihre diagrammatische Darstellung.* «Zentr. f. Miner. etc.», A, N. 10 pag. 303-314, N. 11 pag. 321-343.
- ANDREATTA C., 1941, *Studi geologici e petrografici sul cristallino dei M. Peloritani.* «Boll. R. Uff. Geol. d'Italia», 66.
- ANDREATTA C., 1955 a, *Sulla poligenesi delle rocce.* «Atti Acc. d. Scienze dell'Ist. di Bologna», Cl. Sc. Fisiche, [11], 2, pag. 59.
- ANDREATTA C., 1955 b, *Attuali problemi sul metamorfismo, la tettonica e la metallogenesi nel cristallino dei Peloritani.* «Rend. Soc. Miner. Ital.», 11.
- ANDREATTA C., 1956 a, *Il problema delle facies metamorfiche e delle fasi petrogenetiche nelle formazioni del cristallino antico alpino.* «Rend. Soc. Miner. Ital.», 12, pag. 42.
- ANDREATTA C., 1956 b, *Mineralogia e geologia. V. II. Rocce e Giacimenti Minerari.* Bologna, pag. 136-138.
- ARTINI E., MELZI G., 1900, *Ricerche petrografiche e geologiche sulla Valsesia.* «Mem. R. Ist. Lomb. Sc. e Lett.», 18.
- BERTOLANI M., 1952, *Studio microscopico a luce riflessa sui minerali dei giacimenti cupro-nicheliferi della Valsesia.* «Rend. Soc. Miner. Ital.», 8.

- BERTOLANI M., 1954, *Contributo allo studio petrografico della cosiddetta Formazione Dioritico-Kinzigitica: Ricerche in Val Sabbiola (Valsesia)*. «Rend. Soc. Miner. Ital.», 10.
- BERTOLANI M., 1957, *La posizione petrogenetica di alcuni filoni corindoniferi della Val Sabbiola (Valsesia)*. «Rend. Soc. Miner. Ital.», 13.
- BERTOLANI M., 1958, *Ricerche sulla natura e sulla genesi delle rocce della Sila (Calabria): Plutoniti e Metamorfiti del bacino del Lago Arvo*. «Boll. Soc. Geol. Ital.», 76, f. II.
- DAL VESCO E., 1953, *Genesi e metamorfosi delle rocce basiche e ultrabasiche nell'ambiente mesozonale dell'orogene penninico. Studio geologico-petrografico della catena Gaggio-Basal (Cantone Ticino)*. «Schw. Miner. Petr. Mitt.», 33, pag. 173-480.
- FALINI F., 1953, *Il riconoscimento microscopico dei minerali*. «Boll. Serv. Geol. d'Italia», suppl. V. 78.
- FRANCHI S., 1903, *Relazione del rilevamento del 1902 (Valle Cervo, Valsesia, Valsesera)*. «Boll. R. Com. Geol.», pag. 33.
- GALLITELLI P., 1941, *Ricerche geopetrochimiche sul massiccio eruttivo compreso fra la Valsesia e il Lago d'Orta*. «Atti e Mem. R. Acc. di Scienze Lett. e Arti di Modena», [5], 5.
- GALLITELLI P., 1943, *I graniti subalpini del Verbano e del Cusio*. «Atti e Mem. R. Acc. di Scienze, Lett. e Arti di Modena», [5], 6.
- HOENES D., 1940, *Magmatische Tätigkeit, Metamorphose und Migmatitbildung im Grundgebirge des Südwestlichen Schwarzwaldes*. «Neues Jb. Mineral.», BB, 76 A, pag. 153-256.
- HOENES D., MEHNERT K. R., 1949, *Führer zu petrographisch - geologischen Exkursionen im Schwarzwald*. T. I e II, Freiburg. Pag. 1-30.
- HUTTENLOCHER H. F., 1942, *Beiträge zur Petrographie des Gesteinzuges Ivrea-Verbano. Die gabbroiden Gesteine von Anzola*. «Schw. Min. Petr. Mitt.», 22.
- IPPOLITO F., MINGUZZI C., 1950, *Corso di Mineralogia e Geologia*. V. 2, *Petrografia*, Bari, pag. 69-74.
- MEHNERT K. R., 1940 a, *Ueber Plagioklas-Metablastesis im mittleren Schwarzwald*. «Zbl. Min.», pag. 47-65.
- MEHNERT K. R., 1947, *Die Gliederung der Gneismasse des mittleren Schwarzwaldes auf genetischer Grundlage*. «Mitt. Bl. bad. geol. Landesanst.», pag. 12-14.
- MEHNERT K. R., 1951, *Zur Frage des Stoffhaushalts anatektischer Gesteine*. «Neues Jb. Mineral.», Abh., 82, pag. 155-198.
- MEHNERT K. R., 1953, *Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald*. I. «Neues Jb. Mineral.», Abh., 85, pag. 59-140.
- MEHNERT K. R., 1957, *Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald*. II. «Neues Jb. Mineral.», Abh., 90, pag. 39-90.
- MICHEL R., 1952, *Résultats de l'étude pétrographique et zonéographique des schistes cristallins des massifs du Grand Paradis et de Sesia Lanzo (Alpes franco-italiennes)*. «Trav. Labor. Géol. Univ. Grenoble», 30, pag. 159-165.
- NIGGLI P., 1936, *Die Magmentypen*. «Schw. Min. Petr. Mitt.», 16.
- NOVARESE V., 1931, *La formazione diorito-kinzigitica in Italia*. «Boll. R. Uff. Geol. d'Italia», 56, n. 7.

- RAMDOHR P., 1950, *Die Erzminerale und ihre Verwachsungen*. Berlin.
- SCHEUMANN K. H., 1936, *Zur Nomenklatur migmatischer und verwandter Gesteine*. « Min. Petr. Mitt. », 48, pag. 297-302.
- SCHEUMANN K. H., 1937, *Metatexis und Metablastesis*. « Min. Petr. Mitt. », 48, pag. 402-412.
- SCHNEIDERHÖHN H., RAMDOHR P., 1931, *Lehrbuch der Erzmikroskopie*. Berlin.
- TERMIER H., TERMIER G., 1956, *L'évolution de la Lithosphère. I. Pétrogénèse*. Paris pag. 347-414.
- VENKAYYA E., 1956, *Petrological observation in the Maggia hydroelectric tunnel between Lake Maggiore and Centovalli*. « Schweiz. Min. Petr. Mitt. », 36, pagg. 69-226.
- VIGHI L., 1950, *Su un filone a pirrotina e blenda in comune di S. Roberto d'Aspromonte (Calabria) e sulla trasformazione pirrotina-pirite*. « Atti Acc. Pontaniana », NS, 3.
- VIGHI L., 1953, *Sulla geologia e sulle mineralizzazioni metallifere della regione di Longobucco in Calabria*. « Mem. e Note dell'Ist. di Geol. Appl. », 5, Napoli.
- WINCHELL A. N., 1951, *Elements of optical mineralogy*. 4.a ediz. New York.

TAVOLA I

Fig. 1. — Contatto tra rocce eruttive basiche (a sinistra) e rocce metamorfiche (a destra), con interposizione di un alone leucocrato. Una vena feldspatico-epidotica di più recente mobilizzazione attraversa orizzontalmente le due rocce.
Strada di Cervarolo.

Fig. 2. — Filone pegmatitico con inclinazione 38°, discordante con la scistosità della roccia metamorfica, quasi verticale. Discordanze angolari così forti tra filoni e scistosità delle rocce incassanti sono rare; per lo più si ha un uguale andamento.
Cima del M. Novesso.



Fig. 1

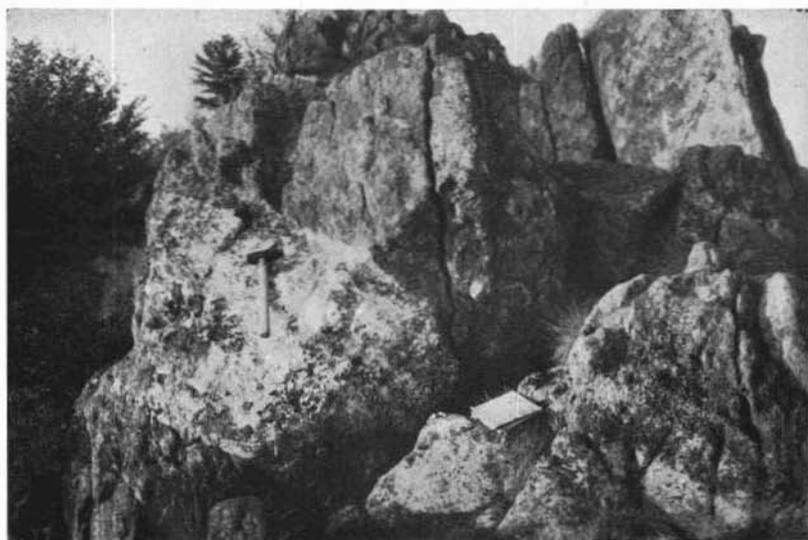


Fig. 2

TAVOLA II

- Fig. 1. — Aspetto delle migmatiti. Si notano metatecti neosomici (chiari) in quantità pressochè uguale al paleosoma (scuro) e qualche metablasto ghiandolare.
Sotto Cima della Rabbiosa.
- Fig. 2. — Gneiss misti, costituiti da gneiss granitizzati (a sinistra), anfiboliti (grigio scuro), pegmatiti (chiare, tra le anfiboliti). Inoltre lenticelle di quarzo metablastico (bianche).
Presso Alpe Giandolino.
- Fig. 3. — Incluso di gneiss biotitico-granatifero-sillimanitico (scuro), nelle rocce eruttive basiche, in vicinanza del contatto tra plutoniti e metamorfiti.
Strada per Cervarolo.
- Fig. 4. — Lembo metamorfico, del tipo della roccia incassante, incluso nella pegmatite.
Valle del Torrente Nono, presso Corte.



Fig. 1



Fig. 2



Fig. 3



Fig. 4

TAVOLA III

- Fig. 1. — Campione 10 B. Gabbro. Plagioclasio deformato da azioni dinamiche.
Nicols incrociati; 55 ×
- Fig. 2. — Campione 81 B. Pegmatite nelle rocce eruttive basiche. Grosso individuo di plagioclasio milonitizzato.
Nicols incrociati; 55 ×
- Fig. 3. — Campione 77 B. Aspetto microscopico delle miloniti nelle rocce eruttive basiche presso il Ponte della Gula.
Solo polarizzatore; 55 ×
- Fig. 4. — Campione 21 B. Gabbro anfibolico. Cristalli scheletrici di granato (in rilievo), testimonianti l'assimilazione di materiale metamorfico nella zona di contatto.
Solo polarizzatore; 55 ×

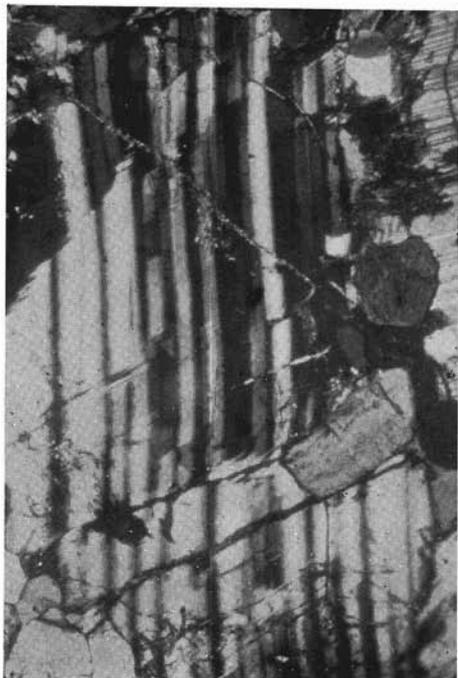


Fig. 1

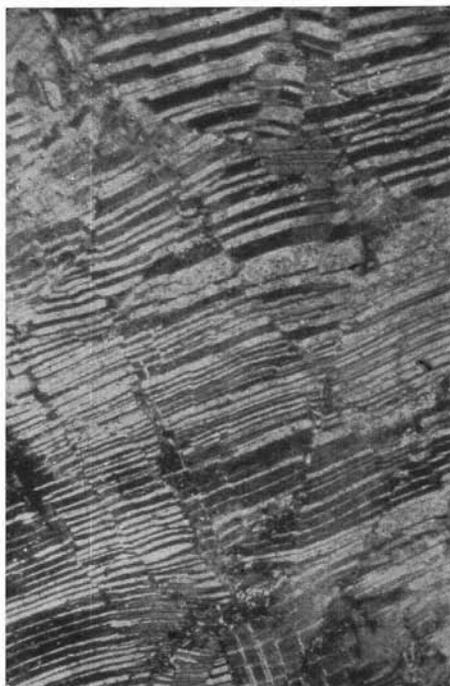


Fig. 2



Fig. 3

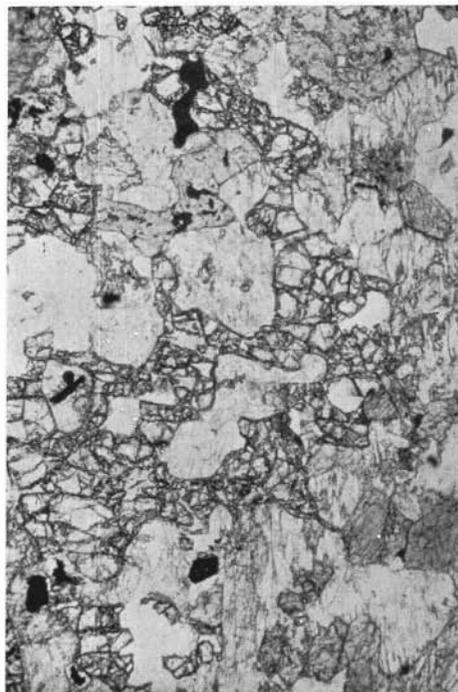


Fig. 4

TAVOLA IV

- Fig. 1. — Campione 49 B. Gneiss metatectico. Granato attraversato e in parte sostituito da vene di biotite durante il processo di granitizzazione.
Solo polarizzatore; 65 ×
- Fig. 2. — Campione 22 B. Gneiss metatectico. Cristalli di sillimanite corrosi e arrotondati da venute quarzifere.
Solo polarizzatore; 240 ×
- Fig. 3. — Campione 49 B. Gneiss metatectico. Vene di ortoclasio che attraversano e sostituiscono un grosso cristallo di sillimanite nel processo di granitizzazione.
Solo polarizzatore; 130 ×
- Fig. 4. — Campione 66 B. Calcefiro. Grossi cristalli geminati e deformati di calcite di prima generazione, immersi in una pasta di calcite minuta rieristallizzata. I cristalli grandi non geminati sono di pirosseno.
Solo polarizzatore; 55 ×

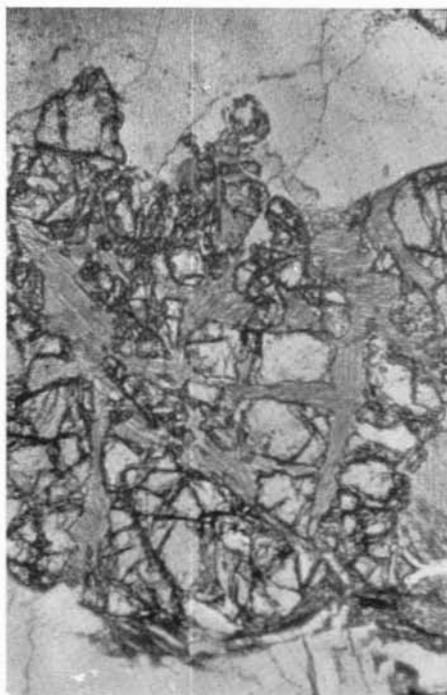


Fig. 1



Fig. 2

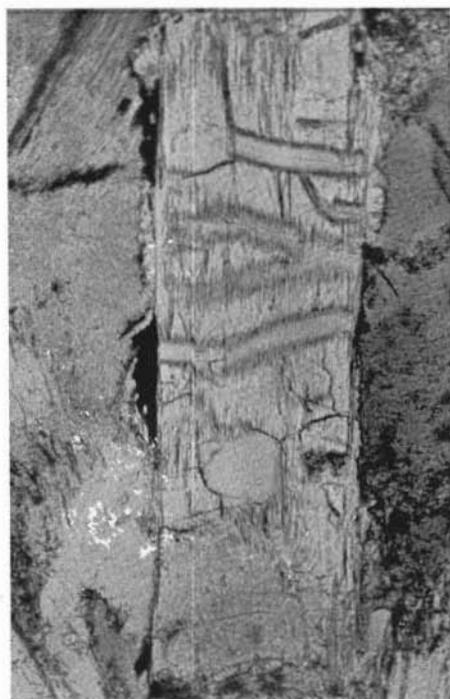


Fig. 3

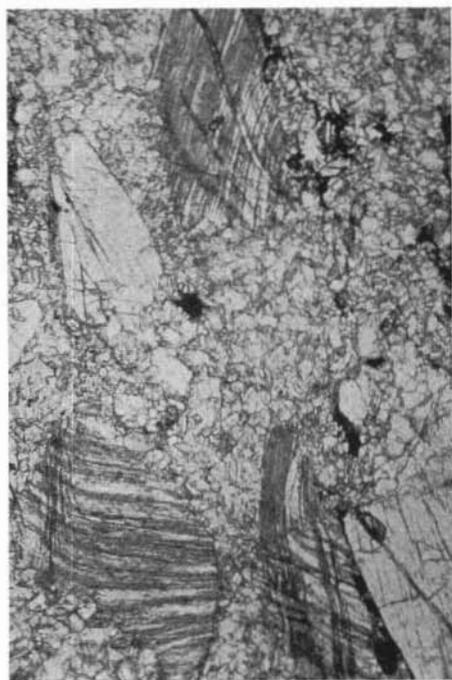


Fig. 4