

MARIO BERTOLANI

CONTRIBUTO ALLO STUDIO PETROGRAFICO DELLA
COSIDETTA « FORMAZIONE DIORITICO-KINZIGITICA »:

RICERCHE IN VAL SABBIOLO (Valsesia)

	<i>pag.</i>
<i>Introduzione</i>	92

Parte prima: descrizione petrografica regionale

1) <i>Cenno preliminare sulla litologia della Val Sabbio</i>	96
2) <i>Le rocce raccolte lungo l'itinerario da Sabbio alle Piane di Cervarolo</i>	98
3) <i>Le rocce raccolte lungo l'itinerario da Salario al Monte Capi</i> .	142

Parte seconda: considerazioni sui tipi litologici e sui loro vicendevoli rapporti

1) <i>Il complesso delle rocce basiche e ultrabasiche.</i>	
a) <i>discussione dei caratteri mineralogici e chimici ai fini della classificazione; esame delle correlazioni</i>	162
b) <i>accenni comparativi alle rocce corrispondenti già descritte per la formazione</i>	179
2) <i>Il complesso delle rocce metamorfiche.</i>	
a) <i>discussione dei caratteri mineralogici e chimici ai fini della classificazione; esame delle correlazioni</i>	181
b) <i>accenni comparativi alle rocce corrispondenti già descritte per la formazione</i>	186
3) <i>I contatti tra rocce magmatiche e rocce metamorfiche</i>	188
4) <i>Le rocce filoniane.</i>	
a) <i>filoni granitico-pegmatitici e feldispatico-corindoniferi</i>	193
b) <i>probabili rapporti genetici tra le rocce filoniane e le stromboliti</i> .	195
5) <i>Orientamenti sul modo di rappresentare e di denominare la cosiddetta « formazione dioritico-kinzigitica ».</i>	
a) <i>la rappresentazione cartografica dei tipi litologici</i>	197
b) <i>la questione delle kinzigiti</i>	201

Introduzione

Dai dintorni di Ivrea a quelli di Locarno, e particolarmente nella Valsesia, si stende la cosiddetta "formazione dioritico-kinzigitica", uno dei complessi alpini più interessanti sotto l'aspetto litologico, sia per la varietà, la variabilità, e talora persino la singolarità delle rocce, sia per l'evidente bisogno che una ricerca petrografica, già di per sé interpretativa, preceda in questa regione l'indagine propriamente geologica. Dimostrano tutto ciò le numerose ricerche, che dalla metà del secolo scorso ai nostri giorni si sono succedute da parte di petrografi e di geologi, specie nella Valsesia; anzi una rapida scorsa ai risultati raggiunti (e per quanto riguarda almeno la conoscenza petrografica generale già sicuramente acquisiti), varrà senz'altro a mostrare la presenza tanto di lacune assai nette, quanto di numerosi problemi sospesi, e perciò l'opportunità di nuove ricerche suscettibili di colmarle e di chiarirli, ricerche che mi sono state suggerite dal Prof. Paolo Gallitelli.

*
* *

Molti autori si sono occupati di questa formazione. Hanno trattato della parte Valsesiana in particolare: GERLACH (1869-1883) (11), che fissò i primi limiti tra le diverse formazioni rocciose, classificò gli svariati tipi litologici presenti e ne indicò le salienti caratteristiche. PARONA (1886) (19), (20), che eseguì ricerche eminentemente geologiche. SCHAEFER (1898) (23), che pur trattando diffusamente dei tipi petrografici e dei limiti delle varie formazioni non dimostrò una perfetta conoscenza della regione.

Di poco posteriore è l'importante e noto lavoro di ARTINI e MELZI (1900) (1).

Gli studi sopra elencati portarono a riconoscere diverse formazioni nella zona Valsesia - Valle Strona - Lago d'Orta.

Nella parte media, con andamento NNE-SSO una potente serie eruttiva era ritenuta costituita per buona parte da dioriti, chiamate anfiboliti dal Parona, e, subordinatamente, da noriti, con alcune concentrazioni più basiche, rappresentate da pirosseniti, orneblenditi e peridotiti. Essa confinava a occidente, nella parte meridionale, coi cosiddetti gneiss della Sesia, parascisti fortemene scistososi, generalmente di colore verdognolo per muscovite pleocroica e biotite e ricchi di albite. Nella parte settentrionale venivano a

contatto con la formazione eruttiva gli scisti di Fobello e Rimella, rocce di tipo sericitico. Nei contatti occidentali erano già state notate forti azioni tettoniche.

A oriente della massa eruttiva Artini e Melzi (1) pongono due formazioni metamorfiche: quella degli "Gneiss Strona Occidentali", quasi sempre sillimanitici, ricca di lenti e banchi di calcefiri e quella degli "Gneiss Strona Orientali", senza sillimanite e senza calcefiri. Nella parte settentrionale questi autori inserivano tra gli gneiss-Strona occidentali e le rocce eruttive una zona formata da gabbri zonati, anfiboliti e stronaliti, nome creato per rocce granulari, essenzialmente feldspatiche, non scistose, granatifere e spesso sillimanitiche.

Parona (19) riferiva invece gli Gneiss-Strona occidentali allo stesso tipo di quelli della Sesia.

Il confine orientale tra rocce eruttive e scisti aveva subito notevoli spostamenti a seconda degli autori. Esso passava secondo Gerlach (11), a oriente di Sambughetto in valle Strona e di Cervarolo in val Bagnola. Restava lievemente spostato a occidente nelle carte del Parona (19); non subiva mutamenti nella parte settentrionale, rispetto al rilevamento di Gerlach, in quello dello Schaefer (23), che lo portava però a occidente di Varallo.

Artini e Melzi (1) spostarono notevolmente a O detto limite, che venne a passare per le valli Sabbiola e Bagnola, una volta considerate in piena formazione eruttiva.

Secondo lo Schaefer non si notano fenomeni di metamorfismo di contatto tra scisti e rocce eruttive. Artini ritiene di averne individuati nel confine orientale delle dioriti, specialmente nella cava di S. Giovanni, vicino a Varallo. Ed è questa una delle questioni insolute, sia per quel che riguarda i contatti tra le rocce eruttive basiche della formazione principale e quelle metamorfiche, sia tra le lenti eruttive e gli scisti inglobanti.

Un fatto nuovo è introdotto nel 1905 da FRANCHI (6), (7), (8). Questo autore, unitamente a Stella, eseguì ricerche geologico petrografiche in occasione del rilevamento del foglio Varallo della carta geologica d'Italia al 100.000 e, nelle note illustrative, parla esplicitamente di kinzigiti e gneiss kinzigitici, riferendosi a quella formazione metamorfica indicata da Artini e Melzi col nome di Gneiss-Strona Occidentali. Veramente già lo Spezia aveva usato questo termine per analoghe formazioni della vicina Ossola, ma in un

opuscolo difficilmente rintracciabile e poco diffuso nel mondo scientifico (24). Nel 1906 anche NOVARESE (17) riaffermava esatta la presenza di tali rocce, basandosi su analogie con quelle calabresi ⁽¹⁾ e, parecchi anni più tardi, (1931), ribadiva, in un lavoro di carattere generale sulle kinzigiti italiane, l'esistenza di queste rocce nella parte occidentale della Valsesia (18) e poneva i primi confronti con le kinzigiti calabresi, riconosciute da Cortese ⁽²⁾, e già come tali considerate nella seconda edizione dello Zirkel del 1895 ⁽³⁾.

L'ultimo lavoro petrografico, il quale, benchè non sia relativo alla Valsesia, è purtuttavia ad essa strettamente legato, è quello di HUTTENLOCHER, che già si era occupato dei giacimenti della zona (13). Si tratta di uno studio iniziale, uscito nel 1942 (14), limitato alle rocce di tipo gabbrico dei dintorni di Anzola in val d'Ossola.

Huttenlocher pone un altro problema, mettendo in dubbio la genesi magmatica non solo delle lenti negli scisti, ma anche delle stesse rocce gabbroidi della formazione principale. Tale concezione annullerebbe tutte le precedenti vedute e sposterebbe il problema dei contatti verso quello, assai più complesso, di un migmatismo dominante su buona parte della formazione Ivrea-Verbano.

*
* *

L'accurata lettura di questi lavori e una lunga ricognizione preliminare in Valsesia mi hanno persuaso dell'opportunità, anzi direi della pregiudiziale necessità, che per l'ulteriore progresso delle conoscenze petrografiche dell'intera formazione dioritico-kinzigitica occorresse limitare in un primo tempo le ricerche ad un territorio ristretto, ma significativo dove affiorassero tutti i tipi petrografici già descritti. In questo territorio si doveva appron-

⁽¹⁾ D. LOVISATO - *Sulle chinzigiti della Calabria*. « Mem. R. Acc. Lincei », Cl. Scienze fis. mat. nat., [VI], V, 1927.

E. CORTESE - *Descrizione geologica della Calabria*. « Mem. deser. della carta geol. d'Italia ». IX, Roma, 1895.

L. BUCCA - *Sopra alcune rocce della serie cristallina di Calabria*. « Boll. Com. Geol. Ital. », XV, 1884.

R. UGOLINI - *Kinzigite di Monteleone Calabro*. « Atti Soc. Tosc. di Scienze Nat. », Memorie, XXVII, 1911.

⁽²⁾ E. CORTESE - op. cit.

⁽³⁾ F. ZIRKEL - *Lehrbuch der Petrographie*. Bonn, 1866.

dire lo studio petrografico² (con particolare riguardo alle indagini chimiche, oltremodo trascurate dagli autori prededenti) di molti campioni sistematicamente raccolti lungo itinerari appositamente ed accuratamente prescelti, sì da cogliere con sicurezza i caratteri della complessa gamma di variazioni e di sfumature petrografiche, fonte principale, forse, dei dubbi e delle incertezze. Seguire insomma, in certo qual modo, il metodo dei paleontologi moderni, che, di fronte ai materiali che riempiono una grotta, non si mettono a scavare un pò dappertutto, ma, fissata ed eseguita una tagliata, quivi limitano ed approfondiscono le indagini, e da ogni più modesto elemento, colto nella sua posizione originaria e nei suoi precisi rapporti con gli altri, traggono dati atti a stabilire i caratteri e le fasi dell'intero deposito.

Raggiunta tale determinazione si trattava di scegliere il territorio adatto e questo, dopo accurato esame ed una prima ricognizione sul terreno, mi è parso essere la val Sabbiola.

Questa valle si stacca dalla val Mastallone all'altezza di Bociolaro, poco a monte del pittoresco orrido della Gula, percorre con direzione S-N la formazione eruttiva basica ed entra, dopo circa due chilometri negli scisti cristallini, tra i quali affiorano numerose lenti eruttive basiche, calcefiri e rocce feldspatiche indicate da Artini col nome di "stronaliti", (¹).

Se sorgevano difficoltà per il carattere impervio della valle e per l'estrema povertà di strade (quella per Sabbia taglia per breve tratto la sola formazione eruttiva), e, di conseguenza, di tagli freschi nella roccia, tali difficoltà erano compensate da notevoli vantaggi, tra cui la disposizione stessa della valle, che mi permetteva di esaminare nel breve spazio di alcuni chilometri quadrati, i tipi principali di rocce, con una vastissima gamma di variazioni e di sfumature.

In questa regione si sono svolte pertanto le ricerche, che hanno dato luogo alla presente memoria. Naturalmente il particolare indirizzo metodologico che mi sono imposto e che nel corso delle indagini mi si è manifestato sempre più idoneo a mettere in evidenza talune variazioni significative, che solo da una minuziosa ricerca potevano essere messe in luce, si riflette nell'esposizione dei risultati.

(¹) E ARTINI - *Le rocce*. 2^a ediz., Milano, 1929.

Nella prima parte ho voluto mantenere alla descrizione petrografica il carattere di sistematico scandaglio, e perciò ho descritto i campioni nell'ordine stesso col quale li avevo raccolti lungo le direttrici prefissate. Nella seconda parte ho considerato invece i singoli tipi litologici, raccogliendone ed interpretandone i caratteri mineralogici e chimici, tanto per decidere la spesso complessa e difficile classificazione, quanto per esaminare altri problemi connessi. Tra questi, due soprattutto hanno incontrato la mia attenzione quello delle caratteristiche che assumono le rocce metamorfiche e magmatiche nella fascia di contatto, con particolare riguardo all'eventuale comune genesi delle stronaliti e dei filoni corindoniferi, e quello dell'esistenza di vere e proprie kinzigiti nella regione, e della conseguente opportunità di definire come dioritico-kinzigitica la formazione. Anzi, per meglio esaminare tale questione, ho giudicato opportuno visitare gli affioramenti delle tipiche kinzigiti della Foresta Nera e quelli delle consimili rocce della Calabria, iniziando per queste particolari ricerche, delle quali darò conto altrove.

Voglio sperare che i risultati raggiunti costituiscano l'avviamento più opportuno alle ulteriori ricerche petrografiche, contribuendo sin d'ora alla migliore impostazione di quei problemi generali (tipo di metamorfismo che ha agito nella regione, molteplicità delle azioni metamorfiche, ecc.), che solamente alla fine di nuove ricerche, che dovranno tener conto dei metodi della petrotettonica, e che io stesso mi propongo di compiere, potranno venire seriamente affrontati.

PARTE PRIMA

Descrizione petrografica regionale

1) Cenno preliminare litologico della val Sabbiola.

La formazione dioritico kinzigitica, chiamata anche Ivrea-Verbanò, inizia appunto da Ivrea, risale, spesso interrotta, in direzione NE fino al torrente Cervo, qui si allarga e devia verso NNE fino a Fobello, da dove riprende il suo primitivo andamento verso NE, assottigliandosi sempre più fino a Locarno⁽¹⁾. In detta formazione

(¹) Foglio n°. 1 della Carta Geologica d'Italia al 1.000.000 a cura dell'Ing. V. Novarese, 1931.

è scavata la parte media della Valsesia, percorsa dal fiume omonimo e da alcuni suoi affluenti, il maggiore dei quali prende il nome di Mastallone. Uno dei tributari di sinistra di quest'ultimo è appunto, come si è accennato, il torrente Sabbiola, che ha dato il nome alla valle da me presa in esame.

Essa è posta in un'interessante parte della formazione in cui convergono rocce basiche, ultrabasiche e parecchi tipi metamorfici e filoniani.

Dal rilevamento del Franchi, il più particolareggiato di quelli eseguiti in questa zona ⁽¹⁾, notiamo che la parte sud occidentale e la vicina val Saccora, anch'essa compresa nelle mie ricerche, sono costituite da noriti e gabbri. Queste rocce passano verso oriente a dioriti.

La formazione basica prosegue verso N lungo il crinale con la Valbella alternando i tipi gabbrici e noritici con peridotiti e pirosseniti. Sempre secondo Franchi, a diretto contatto con le rocce basiche e ultrabasiche vi è la formazione kinzigitica, nella quale si alternano lenti con lo stesso andamento della linea di contatto, di rocce gabbriche, di stronaliti, di calcefiri e di rocce granitoidi. In particolare, partendo dal limite orientale della formazione eruttiva basica nei pressi di Massera abbiamo verso NE nell'ordine: stronaliti, 2 lenti di gabbri anfibolici, calcefiri, stronaliti, ancora 2 lenti di gabbri anfibolici. Anche alla Piana figurano al contatto stronaliti, poi gabbri anfibolici, indi ancora stronaliti, mentre non figura una lente di calcefiri già segnalata da Artini e Melzi. Presso Striengo è indicata una lingua di rocce granitoidi, quindi numerose lenti stronalitiche, il tutto immerso nelle kinzigiti.

Non vi è alcuno studio particolare sulle rocce della Val Sabbiola, però alcuni campioni sono stati raccolti da Artini e Melzi e la loro descrizione figura nel già citato lavoro. Si tratta di noriti propriamente dette di Alpe Campo, noriti con anfibolo di Pradeloro e Montata, lherzoliti e peridotiti a orneblenda di Alpe Laghetto, gabbri zonati pirossenici del crinale con la valle Strona, gabbri anfibolici della Bocchetta di Serra, stronaliti del M. Capiro e di Montata, calcefiri di Erbareti.

Anche Huttenlocher descrive rocce peridotitiche di Alpe Laghetto.

(1) Foglio 30 (Varallo) della Carta Geologica d'Italia al 100.000.

Ho eseguito dal 1950 al 1953 alcuni soggiorni per ricerche sul terreno in val Sabbiola e nella vicina breve val Saccora. Si tratta, come ho detto, di una valle a fianchi scoscesi, di difficile percorribilità. Le rocce sono ricoperte di una patina uniforme, che nasconde specialmente nella zona degli scisti, un'estrema variabilità di tipi petrografici in breve spazio. Anche la morfologia non aiuta a distinguere le varie facies rocciose, che presentano, rispetto agli agenti esterni, presso a poco la stessa resistenza.

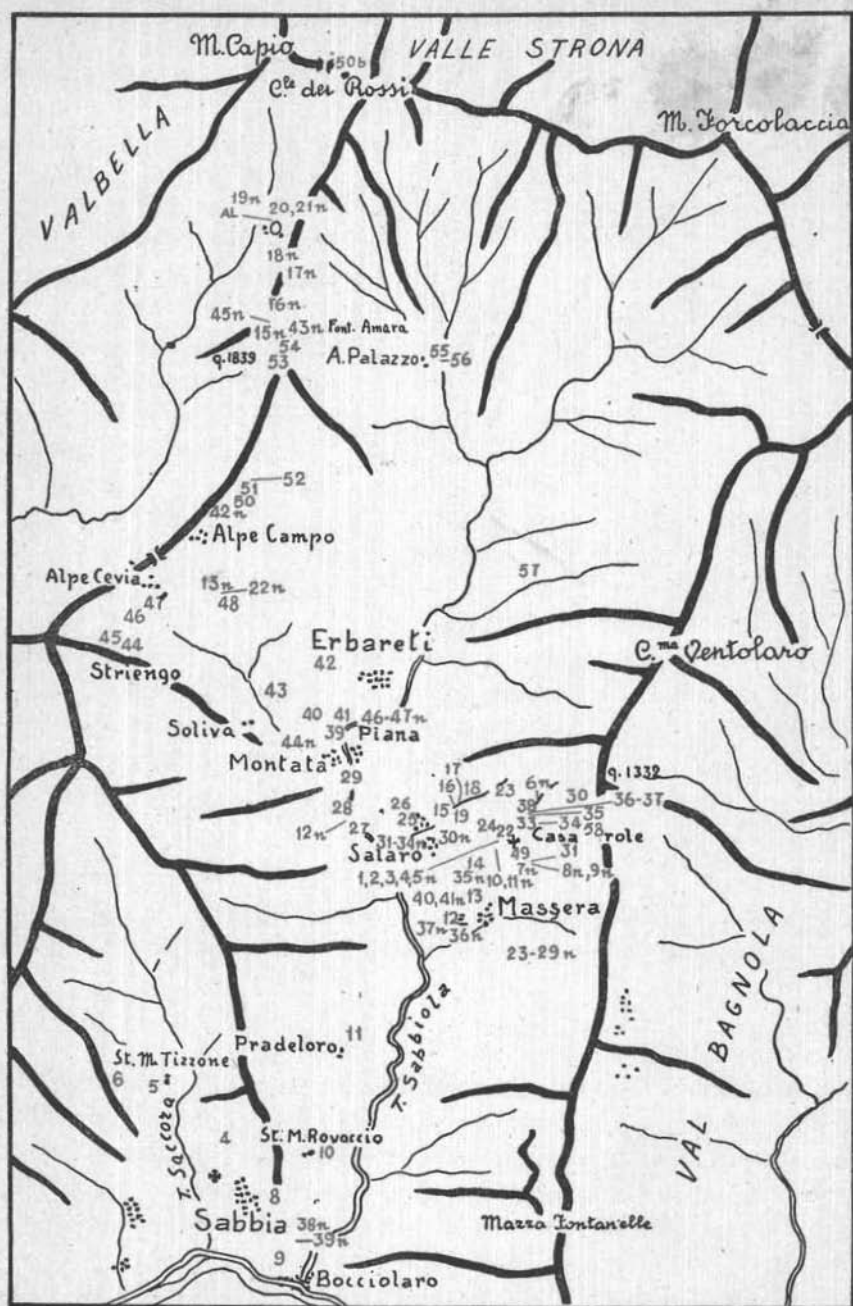
Ho seguito nella valle parecchi itinerari, raccogliendo lungo essi numerosi campioni. In particolare ho spiccatamente curato, nelle mie osservazioni, una fascia di circa 500 metri di larghezza, che, partendo dalla val Saccora, rasenta la Madonna del Tizzone, passa per Sabbia, Pradeloro, Massera, Salaro, e arriva al crinale tra la val Sabbiola e la val Bagnola a monte di q. 1332, e un'altra più stretta, che, partendo da Salaro, passa per Montata, Erbareti, Soliva, Alpe Campo, Alpe Laghetto e arriva al M. Capio (fig. 1). Nella prima si passa dall'interno della formazione eruttiva basica, attraverso la fascia periferica, alle stronaliti, agli gneiss sillimanitici, alle lenti eruttive basiche, agli gneiss granulari biotitici, ai calcefiri. Il secondo itinerario attraversa più volte il confine tra rocce eruttive basiche e rocce metamorfiche: a Salaro, a Piana, a q. 1839, all'Alpe Laghetto e incontra un interessante assieme di rocce ultrafemiche.

2) Le rocce raccolte lungo l'itinerario da Sabbia alle Piane di Cervarolo.

Rocce eruttive basiche.

Iniziando dalla val Saccora, che si trova in piena formazione eruttiva basica, si possono raccogliere lungo il sentiero, che da Sabbia porta alla Madonna del Tizzone, campioni di roccia granulare, a grana media, di colore nero verdastro a chiazze bianche. Sono i gabbri di Artini e Melzi (1) e le dioriti di Franchi (6), (7), (8).

Al microscopio, in un campione contrassegnato col n° 4, si scorgono questi costituenti principali: orneblenda, iperstene, labradorite.



Km. 1
Fig. 1. — Schizzo topografico della val Sabbiola con l'indicazione delle posizioni di raccolta dei campioni studiati.

ELENCO DEI CAMPIONI STUDIATI (vedi fig. 1)

Rocce eruttive basiche della formazione principale.

4 - Lungo il sentiero che da Sabbia conduce alla Madonna del Tizzone, 5 - filone microgranulare indifferenziato presso la Madonna del Tizzone, 6 - fianco destro della valle del Saccora, 6bis - id, 6ter - id, 8 - sopra Sabbia, 9 - imbocco della strada per Sabbia, 9bis - id, 9ter - id, 10 - al Santuario del Rovaccio, 11 - sotto Pradeloro, 11bis - id., 27 - roccia in posto nel letto del Sabbiola al ponte di Salaro, 28 - tra il ponte di Salaro, e quello di Montata, 29 - al ponte di Montata, 18n - poco a S di alpe Laghetto, 23n - a S di Massera lungo il sentiero a mezza costa, AL - All'ingresso S delle miniere di pirrotina di alpe Laghetto, 24n - filoncelli che attraversano la roccia 23n, 25n - a S di Massera lungo il sentiero a mezza costa, 10 m. sotto il 23n, 28n - torrioni rocciosi a S di Massera, 29n - presso il campione 28n, 34n - sotto Salaro inferiore, 10 m. a valle del contatto, 36n - sotto le Canepale, 37n - alla «maestà» sotto Massera, 44n - presso la «maestà» di Montata.

Rocce eruttive basiche negli scisti.

17 - lungo il torrente a monte di Salaro, 1^a lente gabbriaca, 17bis A - un po' più a monte del campione 17, porzione anfibolica, 17bis B - stessa posizione, porzione feldispatica, 20 - al contatto gabbro-scisti a monte di Salaro, 23 - sul sentiero tra Casarole e Salaro, presso Casarole, 34 - a monte di Casarole lungo il rio, 51 - sulla dorsale tra alpe Campo e alpe Laghetto, 2n - presso il contatto con gli scisti a SO di Casarole, 5n - presso il contatto a S di Casarole.

Rocce ultrafemiche.

50bis - dunite, Colle dei Rossi, 53 - serpentina, q. 1839 presso alpe Laghetto, 54 - dunite, presso alpe Laghetto, 12 - lherzolite, sotto q. 1839, 16n - lherzolite 200 m. a monte di q. 1839, 17n - pirossenite olivinica, alpe Laghetto, 20n - pirossenite, alpe Laghetto, 21n - lherzolite, all'entrata di una galleria di Alpe Laghetto, 38n - harzburgite, strada per Sabbia, 45n - pirossenite piagioclasica, q. 1839.

Rocce modificate dal contatto.

12 - di fianco al gruppo di case di Canepale (Massera), 55 - alpe Palazzo, 56 - alle miniere del Palazzo, 1n - al contatto gabbri zonati-scisti nel torrente a O di Casarole, 3n - id. a S di Casarole, 10n - id. a valle di Casarole, 19n - alpe Laghetto, contatto peridotiti-gneiss, 26n - fianco destro di una piccola forra, a S di Massera, 27n - stessa località in posizione soprastante, 33n - al contatto di Salaro inferiore, 10 cm. a valle del contatto, 40n - sul rovescio di Canepale, 46n - nel Sabbiola a monte di Piana.

Stronaliti.

13 - Massera, 13bis - id, 26 - sotto Salaro, 39 - tra Montata ed Erbareti, vicino a Montata, 40 - lungo il sentiero Montata-Erbareti a 200 m. da Montata, 41 - circa a metà strada tra Montata ed Erbareti, 43, - lungo il sentiero tra Erbareti e Soliva, poco prima di Soliva, 45 - in un canalone presso Striengo, 47 - lungo il sentiero tra Striengo e l'alpe Cevia, 48 - alpe Cevia (roccia corindonifera), 52 - sul sentiero alpe Campo - Alpe Laghetto, 800 m. da alpe Campo, 13n - alpe Campo (rocce corindonifere), 31n - 10 cm. a monte del contatto gabbro-scisti sotto Salaro inferiore, 32n (a) - al contatto gabbro scisti sotto Salaro inferiore, 32n (b) - idem, 42n - rocce corindonifere sopra alpe Campo.

Gneiss e scisti sillimanitici.

14 - gneiss sillimanitico tra Massera e Salaro, 15 - id, rio di Salaro, 16 - id, id, 19 - scisto sillimanitico tra Massera e Salaro (non in posto), 21 - scisto sillimanitico, aotto Canepale (non in posto), 22 - gneiss sillimanitico tra Casarole e Salaro, 25 - gneiss sillimanitico, sotto Salaro superiore, 30 - scisto sillimanitico sotto il crinale val Sabbiola val Bagnola, a monte di Casarole, 37 - scisto sillimanitico lungo il torrente a monte di Casarole, 32 - scisto sillimanitico, lungo il sentiero tra Erbareti e Soliva, 50. - gneiss sillimanitico, tra alpe Campo e Alpe Laghetto, 58 - scisto sillimanitico presso il crinale, sopra le Casarole, 22n - scisto sillimanitico, alpe Campo.

Gneiss granulari biotitici.

4n - rio a S di Casarole, 8n - a S di Casarole, 11n - tra Casarole e Massera, 47n - al contatto di Piana.

Rocce filoniane.

18 - filone granitico nei gabbri del rio di Salaro, 35 - id. a monte di Casarole, 46 - id. lungo il sentiero tra Striengo e l'alpe Cevia, 57 - filone pegmatitico nei gabbri zonati, fianco sinistro alta val Sabbiola, 9n - filoni pegmatitici nello gneiss a S di Casarole, 12n - filone corindonifero presso il ponte di Salaro, 35n - roccia corindonifera presso Massera, 39n - filone leucocrato lungo la strada di Sabbia, 41n - filone corindonifero sul rovescio di Canepale.

Miloniti.

31 - miniera di grafite presso Casarole, 36 - rio a monte di Casarole, 30n - Salaro di Sotto, 43n - presso il contatto scisti-serpentine a q. 1839.

Calcefi.

33 - alla cascata d'acqua sopra Casarole, 33a - id., 33b - id., 49 - presso Casarole, 6n - lungo il rio di Casarole, presso il crinale con la val Bagnola, 7n - alla cascata d'acqua sopra Casarole.

L'*orneblenda*, abbondante, è di tipo basaltico, in cristalli aliotriomorfi. Include spesso individui di plagioclasio e minerali opachi.

$$\begin{aligned} c:\gamma &= 18^\circ - 20^\circ \\ 2V &= - 71^\circ \\ n\alpha &= \text{giallognolo} \\ n\beta &= \text{marrone} \\ n\gamma &= \text{bruno rossastro} \end{aligned}$$

L'*iperstene* è abbondante quanto l'*orneblenda*, anch'essa aliotriomorfa. Frequentissimi i concrescimenti con l'anfibolo, nei quali il pirosseno costituisce il nucleo centrale (Tav. IV, fig. 1). I colori d'interferenza massimi raggiungono l'azzurro di 2° ordine. Tracce di piani di sfaldatura assai nette secondo *c*.

$$\begin{aligned} 2V &= - 68^\circ \\ n\alpha &= \text{rosa} \\ n\beta &= \text{giallognolo} \\ n\gamma &= \text{verde azzurrognolo} \end{aligned}$$

Una particolarità, che contrasta con i caratteri sopra esposti, tipici di un *iperstene*, è l'estinzione non perfettamente retta. Si possono infatti misurare angoli *c:\gamma* che raggiungono i 9°. Questo fenomeno, trattato in particolare a pag. 80 è da ascrivere, con tutta probabilità, alla presenza di piccole percentuali di calcio, ossia a miscele con limitate quantità di termini pigeonitici.

La *labradorite* è ben conservata e rappresenta il costituente principale. È costante la geminazione dell'albite, abbastanza frequente anche albite-periclino, rara albite-Carlsbad. Si nota una leggera zonatura, mascherata il più delle volte dall'estinzione ondulata. Gli indici sono fortemente superiori a quelli della collolite.

Angolo max. di estinz. nella zona simm.: $39^\circ 30' = 69\%$ An.

$2V = 90^\circ = 68,5\%$ An ⁽¹⁾.

Tracce piani sfald. e gemin. su (010) 68% An ⁽²⁾.

" " " " " periclino 68% An.

⁽¹⁾ Misurato, come quelli che seguono, per mezzo della piattaforma di Fedoroff, secondo le indicazioni di M. REINHARD, *Universal Drehtischmethoden*, Basel, 1931.

⁽²⁾ Nel riportare le percentuali di anortite nei plagioclasii ottenute per mezzo della piattaforma di Fedoroff, usando i metodi di Reinhard e la proiezione stereografica di elementi caratteristici, ho indicato, per brevità, solamente le tracce dei piani di sfaldatura o di geminazione cui si riferisce la determinazione; tali misure sono state eseguite per mezzo della tavola 2 del lavoro del REINHARD (op. cit.).

Siamo quindi al limite delle labradoriti, assai prossimi alla bitownite.

È presente anche *clorite* spesso derivata dall'alterazione del pirosseno, ma anche in vene, che seguono i contorni dei singoli cristalli di anfibolo, pirosseno e plagioclasio. La *clorite* è più o meno pleocroica dal verde giallastro al verde intenso; i colori d'interferenza sono giallastri, anomali.

Tra i costituenti accessori si notano piccoli cristalli di *apatite* e di *zircone*; rare lamine di *biotite* e granuli di *spinello verde*, per lo più compreso nel pirosseno, col quale, unitamente a *ilmenite*, dà luogo a caratteristiche strutture vermicolari (Tav. IV, fig. 2).

I minerali opachi, abbondanti, osservati in sezione lucida a luce riflessa, sono *ilmenite*, per la massima parte, *pirite* e *limonite*.

La misura col tavolino integratore ha dato i seguenti risultati espressi in volume:

orneblenda 13,4 %, iperstene 5,5, *clorite* 11,0, plagioclasio 65,8, *ilmenite* 4,3.

L'indice di colore (percentuale in volume dei minerali femici) è pertanto 34,2.

La classificazione di queste rocce basiche è sviluppata e discussa nella seconda parte del lavoro e precisamente a pag. 168. In essa la presente roccia viene ascritta alle ortonoriti anfiboliche.

Nella val Saccora le rocce basiche, pur non subendo sostanziali variazioni, modificano frequentemente l'aspetto per una maggiore o minore concentrazione dei minerali femici.

Tre campioni (6, 6bis, 6ter), raccolti nel fianco destro della valle e assai diversi di aspetto, appunto per la ragione sopra enunciata, hanno mostrato al microscopio lievi differenze tra loro e diversità non sostanziali dal campione n. 4.

Compare sempre, e con le stesse caratteristiche, l'*orneblenda basaltica*, cloritizzata solo nella roccia 6ter; l'*iperstene*, anch'esso cloritizzato nella 6ter, è identico al precedente, se si eccettua un pleocroismo un pò meno intenso nella 6bis. Mancano le strutture mirmechitiche.

Il *plagioclasio* presenta gli stessi caratteri e rivela un contenuto di An rispettivamente del 62,65,65 %.

È presente nel 6 e 6bis (forse anche nel 6ter, ma è stato cloritizzato) il *pirosseno monoclino*, di poco inferiore quantitativamente a quello rombico. Il rilievo è forte, le tracce dei piani di

sfaldatura più nette che nell'iperstene. Il colore è sensibile, verde grigiastro, il pleocroismo manca. Il segno ottico della birifrazione è +, l'angolo massimo di estinzione è rispettivamente $c : \gamma = 55^\circ$ nella 6, $c : \gamma = 54^\circ$ nella 6bis. Si tratta quindi di augite.

Frequenti i concrescimenti tra i due pirosseni.

I minerali accessori sono: *apatite, zircone, biotite, ilmenite*.

L'analisi chimica della roccia n. 6 ha dato:

SiO ₂	46,84	si	110,3
TiO ₂	0,54	ti	1
Al ₂ O ₃	20,53	al	28,6
Fe ₂ O ₃	6,28	fm	35,7
FeO	6,61	c	28,6
MnO	0,06	alk	7,1
CaO	11,30	k	0,10
MgO	3,75	mg	0,36
NaO ₂	2,81	c/fm	0,80
K ₂ O	0,46		
H ₂ O +	1,27		
H ₂ O —	0,04		
P ₂ O ₅	0,09		
S	0,20		
	100,78		
— O	0,05		
	100,73		

Le norme calcolate secondo i procedimenti consigliati da Niggli ⁽¹⁾, hanno dato:

Base	Kp	Ne	Cal	Cs	Fs	Fo	Fa	Ru	Q
a 100	0,8	15,4	26,3	4,2	6,7	8,0	8,0	0,4	30,2
Norma	Or	Ab	An	Wo	Mt	En	Hy	Fa	Ru
	1,3	25,7	43,8	5,6	6,7	10,7	4,4	1,4	0,4

I dati di questa analisi concordano con i risultati delle ricerche microscopiche. Il plagioclasio basico e l'orneblenda determinano infatti il forte per cento di CaO. Modesti sono gli alcali, con netta

⁽¹⁾ P. NIGGLI - *Über Molekularnormen zur Gesteinsberechnung*. «Schweiz. Miner. Petr. Mitt.», XVI, 1936.

preponderanza del sodio. Considerevoli anche le quantità di ferro e magnesio, legate principalmente alla presenza di pirosseno, sia rombico che monoclinico. Il poco zolfo trova la sua ragion d'essere nella pirite, che accompagna spesso, come costituente minore, l'ilmenite, anch'essa posta in evidenza dal non trascurabile percento di TiO_2 .

Dalla norma risulta una percentuale di minerali sialici del 70,8%, che dovrebbe subire solamente una leggerissima diminuzione per la presenza di biotite, che usufruisce certamente di una piccola parte di Or. Ru va considerato non come tale, ma come ilmenite, a spese di Mt, mentre i rimanenti composti danno luogo oltre alla scarsa biotite, a iperstene, augite e orneblenda.

La differenza tra questa roccia e la n. 4 è data soprattutto dalla presenza di augite, che la fa indicare come norite augitico-anfibolica. La formula magmatica secondo Niggli ⁽¹⁾ è inquadrata nel magma ossipitico.

Tra le rocce sopra descritte si trovano filoni microgranulari di colore leggermente più scuro, della potenza di alcuni centimetri. Si tratta di veri e propri filoni, ben delimitati, e non di zonature o di concentrazioni basiche.

Un campione (n. 5), esaminato al microscopio, ha mostrato che questi filoni hanno gli stessi costituenti delle rocce incassanti. Solo la tessitura è formata da cristalli più piccoli.

L'*orneblenda* ha le stesse caratteristiche del n. 4 e ha dato al Fedoroff $c : \gamma = 22^\circ$ ⁽²⁾. L'*iperstene* ha un AAO 2V di -54° . L'*augite* presenta un AAO di $+59^\circ$ e un angolo di estinzione $c : \gamma = 45^\circ$. La *labradorite* non differisce come aspetto dalle precedenti. Ha dato alla piattaforma universale il 65% An per la geminazione secondo (010). L'angolo assiale ottico risulta di 89° pari al 68% An.

Minerali accessori: *zirconio* e *apatite*.

Minerali opachi osservati in luce riflessa: *ilmenite*.

⁽¹⁾ P. NIGGLI - *Die Magmentypen*. «Schweiz. Miner. Petr. Mitt.» XVI, 1936.

⁽²⁾ Determinato col metodo di C. BURRI (*Bestimmung der Auslöschungsschiefe monokliner Augite und Hornblendens auf (010) mittels beliebiger Schnitte*. «Schweiz. Miner. Petr. Mitt.», XI, 1931.

Analisi chimica:

SiO ₂	45,70	si	102,7
TiO ₂	1,08	ti	1,7
Al ₂ O ₃	17,02	al	22,1
Fe ₂ O ₃	6,13	fm	46,7
FeO	8,91	c	26,3
MnO	0,07	alk	4,9
CaO	11,08	k	0,11
MgO	6,57	mg	0,46
Na ₂ O	2,06	c/fm	0,59
K O	0,37		
H ₂ O +	1,37		
H ₂ O —	0,10		
P ₂ O ₅	—		
S	0,20		
	100,66		
— O	0,05		
	100,61		

Base	Kp	Ne	Cal	Cs	Fs	Fo	Fa	Ru	Q
a 100	1,4	11,3	22,3	5,9	6,6	14,0	10,7	0,8	27,1
Norma	Or	Ab	An	Wo	Mt	En	Hy	Fa	Ru
	2,3	18,8	37,2	7,9	6,6	18,7	1,2	6,5	0,8

Anche attraverso l'analisi chimica non si notano sensibili differenze tra queste rocce filoniane e quelle incassanti, che un attento esame potrebbe individuare in un leggero aumento di basicità nelle prime.

Al tavolino integratore si hanno le seguenti percentuali in volume:

orneblenda 8,3, iperstene 22,0, augite 10,5, plagioclasio, 55,9, ilmenite 3,3.

Indice di colore: 44,1.

Vi è quindi rispondenza tra i valori misurati e quelli calcolati sia per quel che riguarda la percentuale dei minerali sialici, sia per quel che riguarda il contenuto di anortite dei plagioclasii (66% secondo la norma, 65-68% secondo le misure microscopiche).

Subito a E di Sabbia dovremmo entrare, secondo il rilevamento di Franchi, nelle dioriti essenzialmente biotitiche. Anche Artini e Melzi pongono qui il confine tra rocce gabbriche e dioriti.

Alcuni campioni, raccolti nelle immediate vicinanze del paese (n. 8), non servono bene a confermare questo dato perchè alterati. Restano in essi facilmente riconoscibili e determinabili: *labradorite*, *pirosseno monoclinico*, *orneblenda basaltica*; questi minerali presentano le stesse caratteristiche di quelli delle rocce precedenti. Un secondo anfibolo è riferibile al tipo dell' *actinoto*, probabilmente *smaragdite*; esso ha struttura fibrosa, pleocroismo $\alpha = \beta$ giallognolo, γ verde, birifrazione negativa, angolo di estinzione $c : \gamma = 20^\circ$, allungamento positivo, colori d'interferenza massimi sull'azzurro di 2° ordine. Esso potrebbe rappresentare il prodotto di trasformazione del pirosseno rombico totalmente scomparso.

Analoghe osservazioni si possono fare sulla roccia del Santuario del Rovaccio (n. 10), posta esattamente sulla cresta della dorsale che divide la val Sabbiola dalla val Saccora.

Rocce fresche si raccolgono invece lungo la nuova strada, che dalla provinciale di val Mastallone porta a Sabbia. Si possono molto bene osservare nei tagli freschi della viva roccia le notevoli variazioni di grana e distribuzione dei minerali femici, le zonature che compaiono qua e là e gli irregolari filoni feldspatici a contorno spesso sfumato.

Un campione indicato col n. 9, raccolto proprio all'imbocco della strada, non ha gli elementi femici uniformemente diffusi nella massa, ma concentrati in alcuni punti, in modo da formare chiazze scure in una massa bianca.

I componenti principali sono: *orneblenda basaltica*, *iperstene* e *labradorite*. I minerali accessori: *biotite* e *apatite*. I minerali opachi: *ilmenite* e *pirite*.

Tutti i minerali femici presentano le stesse caratteristiche già precedentemente segnalate; il plagioclasio alla piattaforma universale ha dato:

$$2V = 88^\circ = 65 \% \text{ An}$$

$$\text{Tracce di sfald. (001)} = 65 \% \text{ An}$$

$$\text{Tracce di gemin. (010)} = 64 \% \text{ An}$$

Al tavolino integratore su sezioni eseguite in una porzione omogenea della roccia ho ottenuto le seguenti percentuali:

orneblenda 28,2, iperstene 3,4, plagioclasio 66,3, ilmenite 2,1.

Indice di colore 33,7.

Analisi chimica:

SiO ₂	45,28	si	101,4
TiO ₂	1,16	ti	2
Al ₂ O ₃	19,90	al	26,2
Fe ₂ O ₃	4,84	fm	42,7
FeO	8,34	c	25,4
MnO	0,12	alk	5,7
CaO	10,64	k	0,14
MgO	6,00	mg	0,47
Na ₂ O	2,27	c/fm	0,60
K ₂ O	0,54		
H ₂ O +	1,02		
H ₂ O —	—		
P ₂ O ₅	tr.		
S	0,29		
	100,40		
— O	0,07		
	100,33		

Base	Kp	Ne	Cal	Cs	Fs	Fo	Fa	Ru	Q
a 100	1,9	12,4	26,1	3,1	5,1	12,6	10,1	0,8	27,9
Norma	Or	Ab	An	Wo	Mt	En	Fo	Fa	Ru
	3,2	20,7	43,5	4,1	5,1	9,6	5,4	7,6	0,8

Questa roccia è, come la n. 4, un'ortonorite anfibolica, la sua composizione chimica differisce ben poco da quella del n. 6, ma la formula magmatica appartiene al magma c gabbroide della classificazione di Niggli.

Il calcolo della norma porta a un buon accordo con l'indice di colore e con la composizione del plagioclasio (67 %, secondo la norma). Per l'interpretazione dei composti valgono le osservazioni eseguite alla norma del campione n. 6

La composizione chimica di questa roccia differisce ben poco da quella del n. 6. Le variazioni che si possono notare riguardano specialmente MgO e TiO₂ e rientrano nei limiti di una normale variabilità.

Altri due campioni (9 bis e 9 ter), provenienti dalla stessa zona, presentano tessitura omogenea e microgranulare, i componenti sono

però gli stessi del n. 9. Oltre questi presentano *augite*, con $c:\gamma = 47^\circ$ e $c:\gamma = 48^\circ$, spesso in concrescimenti lamellari con l'*iperstene*. Anche il plagioclasio è la solita *labradorite* con angoli di estinzione nella zona simmetrica rispettivamente di $38^\circ 30'$ e 38° .

Ci troviamo quindi sempre di fronte a noriti augitico-anfiboliche dello stesso tipo di quelle incontrate in val Saccora. La separazione da rocce micacee passa evidentemente più a est.

Seguendo la strada, s'incontrano filoni, o forse anche, data la irregolarità, pseudofiloni leucocrati (n. 39).

Al microscopio si vede che la quasi totalità dei costituenti è data da *plagioclasio*, presentante le solite caratteristiche di geminazione, classificabile come un termine intermedio tra *labradorite* e *bitownite*. I dati ottici infatti danno:

Angolo max. di estinz. nella zona simm.:

$$41^\circ = 70\% \text{ An} \quad 2V = -87^\circ = 71\% \text{ An.}$$

Tracce di sfald. (001) = $72\% \text{ An.}$

" " " e gemin. (010) = $73\% \text{ An.}$

Oltre al plagioclasio abbiamo qui qualche piccolo cristallo irregolare di *ortoclasio* e allineamenti di individui, pure piccoli, di *pirosseno monoclino*, probabilmente *augite*, spesso trasformati in *clorite* verdognola, poco pleocroica, con struttura fibroso-raggiata. L'*ilmenite* è scarsa e associata alla *clorite*.

A poca distanza dalle concentrazioni feldispatiche, la roccia assume un colore verde cupo e perde il suo aspetto manifestamente granulare (n. 38). Si tratta infatti, come ha rivelato il microscopio, di una roccia ultrabasica, costituita principalmente da *olivina* e *orneblenda*.

La prima è in cristalli allotriomorfi, spesso fratturati, ma mancanti di tracce di piani di sfaldatura; colori d'interferenza fino al giallo di 2° ordine, $2V = 82^\circ$.

L'*orneblenda* ha caratteri simili a quella incontrata precedentemente, ma ha proprietà ottiche nettamente diverse. In special modo il segno della birifrazione, che nelle più comuni *orneblende* è negativo, qui risulta positivo. $2V$ misura $+84^\circ$, $c:\gamma$, determinato col metodo di Burri, ⁽¹⁾, 17° . Il pleocroismo è: a giallo roseo pal-

(1) C. BURRI - *Bestimmung ecc.* (op. cit.).

lido, β bruno roseo, γ bruno chiaro. Gl'indici di rifrazione misurati col metodo delle linee di Becke risultano rispettivamente: 1,642, 1,650, 1,663. Questi catatteri fanno riferire il minerale, come vedremo meglio nella seconda parte, alla pargasite.

Oltre e questi due minerali vi sono, in quantità subordinata, *pirosseno rombico*, in grandi cristalli, a bassi colori d'interferenza, includenti fibrille con estinzione obliqua. Sembra trattarsi di *enstatite*. L'AAO 2V è di 90° . *Mica biotite*, anch'essa in lamine grandi con α incolore, $\beta = \gamma$ bruno giallastro. *Spinello* di color verde vivace, riferibile a pleonasto. *Plagioclasio*, raro e corroso, geminato secondo l'albite, con angolo massimo di estinzione nella zona simmetrica di $35^\circ 30'$ corrispondente a 65% An.

Sono presenti anche minerali opachi.

Rocce eruttive basiche micacee.

Procedendo verso N ci si avvicina al confine con gli scisti e si nota che le rocce, pur non mutando sensibilmente nell'aspetto generale macroscopico, si arricchiscono in mica biotite. Questo fatto si verifica già immediatamente sotto Pradeloro, dove due campioni (11 e 11 bis), presi a poca distanza l'uno dall'altro, mostrano diversa tessitura. Il primo è a grana grossa ed è costituito da *orneblenda basaltica*, *biotite*, *pirosseno monoclinico*, *labradorite*, *apatite*, *ilmenite*, *zirconio*, *limonite*; l'altro è a grana minuta e presenta *orneblenda basaltica*, *biotite*, *pirosseno rombico*, *pirosseno monoclinico*, *labradorite*, *apatite*, *ilmenite*.

La principale differenza quindi sta nel *pirosseno rombico*, presente solo nel campione 11 bis.

L'*orneblenda* presenta le solite caratteristiche ed è anche qui associata ai *pirosseni*. La *biotite* è scarsa, un pò più abbondante nella 11 bis; è in lamine pleocroiche dal giallino al bruno nero, che qualche volta sono inglobate nel *pirosseno*. Nel campione 11 hanno aspetto scheletrico. Il *pirosseno rombico* ha pleocroismo un pò più debole di quello incontrato nelle rocce precedentemente descritte, ma rientra sempre nel campo dell'*iperstene*. Il *pirosseno monoclinico* presenta qualche diversità nei due campioni. Nel n. 11 ha aspetto di diallagio, data la facile divisibilità e la mancanza di colore. L'angolo massimo di estinzione è $c:\gamma = 45^\circ$. Nell'11 bis è da riferire ad *augite*, per l'angolo maggiore di estinzione $c:\gamma = 49^\circ$ e il colore grigio verdastro.

Il plagioclasio della sezione 11, misurato al Fedoroff, ha dato per le tracce di geminazione (010) : 72 % An, per le tracce di sfaldatura (001) : 72 % An. L'angolo massimo di estinzione simmetrica di 38° porterebbe a 69 % An. Anche nella 11 bis l'angolo di 38° 30' porta a valori consimili.

Al tavolino integratore la roccia 11 ha fatto registrare in volume :

orneblenda 46,4%, pirosseno 1,2, biotite 0,9, clorite 0,3, plagioclasio 48,0, ilmenite 3,2.

Le analisi chimiche dei due campioni hanno dato :

11				11 bis			
SiO ₂	42,98	si	92,	SiO ₂	48,78	si	109
TiO ₂	2,17	ti	3,5	TiO ₂	0,55	ti	1
Al ₂ O ₃	19,76			Al ₂ O ₃	18,98		
Fe ₂ O ₃	5,39	al	24,8	Fe ₂ O ₃	1,85	al	25,0
FeO	7,42	fm	42,6	FeO	6,92	fm	41,7
MnO	0,16			MnO	0,17		
CaO	11,94	c	27,3	CaO	12,52	c	29,9
MgO	6,82	alk	5,3	MgO	8,00	alk	3,4
Na ₂ O	2,28			Na ₂ O	1,49		
K ₂ O	0,49	k	0,12	K ₂ O	0,05	k	0,04
H ₂ O +	1,15	mg	0,51	H ₂ O +	1,23	mg	0,64
H ₂ O —	0,09			H ₂ O —	0,08		
P ₂ O ₅	—	c/fm	0,64	P ₂ O ₅	—	c/fm	0,71
S	0,18			S	—		
	<u>100,63</u>				<u>100,62</u>		
— O	0,05						
	<u>100,58</u>						

N. 11

Base	Kp	Ne	Cal	Cs	Fs	Fo	Fa	Ru	Q
a 100	1,7	12,4	25,8	5,2	5,7	14,3	8,9	1,5	24,5
Norma	Or	Ab	Ne	An	Wo	Mt	Fo	Fa	Ru
	2,8	17,2	2,5	43,0	6,9	5,7	14,3	6,1	1,5

N. 11 bis

Base	Kp	Ne	Cal	Cs	Fs	Fo	Fa	Ru	Q
a 100	0,2	8,1	27,1	5,2	1,9	16,7	8,3	0,4	32,1
Norma	Or	Ab	An	Wo	Mt	En	Hy	Fa	Ru
	0,3	13,5	45,2	6,9	1,9	22,3	8,4	1,1	0,4

La forte concentrazione di minerali femici ha influito nella composizione della n. 11, che fa registrare specialmente forti quantità di ossidi di ferro e titanio.

La composizione del plagioclasio, desunta dalla norma della roccia 11 (70 %), corrisponde esattamente a quella determinata col metodo di Reinhard; scarsa rispondenza vi è invece coi dati del tavolino integratore per quel che riguarda la ripartizione tra minerali chiari e scuri.

Questa diversità è forse dovuta alla zonatura che presenta la roccia e che modifica da punto a punto la percentuale di minerali femici. La biotite, calcolata dalla norma, dovrebbe aggirarsi sul 4,5 %, la sua quantità risulta invece assai minore in sezione sottile e anche questa diversità dipende certamente dal taglio della sezione sottile che ha enorme influenza specialmente sui minerali lamellari.

Nella roccia 11 bis il calcolo del plagioclasio porta a contenuti un pò più elevati di An; i restanti valori si avvicinano di più alle altre rocce gabbriche già incontrate.

Data la presenza della sola augite la roccia 11 sarebbe un ortogabbro anfibolico-micaceo, mentre la 11 bis, che contiene anche iperstene, va ascritta alle noriti augitico-anfibolico-micacee.

Ambedue le rocce appartengono al tipo c gabbroide di Niggli e non mostrano variazioni chimiche legate alla presenza della biotite.

Passando sulla sponda sinistra della val Sabbiola, essendoci avvicinati ancor più alle rocce metamorfiche, si trovano ancora zone non biotitiche. Così alla "maestà", lungo la mulattiera per Massera (37 n), dove la roccia, macroscopicamente simile alle precedenti, contiene *orneblenda*, *iperstene*, *plagioclasio basico*, oltre ad *apatite*, *zircone* e *ilmenite*.

L'*orneblenda*, sempre di tipo basaltico, ha α giallognolo, β bruno oliva, γ bruno chiaro, $c : \gamma = 17^\circ$. L'*iperstene* è pleocroico con α rosa, β giallognolo, γ verde azzurro. Il segno della birifrazione è —, l'estinzione non è sempre perfettamente retta e la struttura è anche zonata.

Il plagioclasio ha dato al Fedoroff, per (010): 70 % An, per (001): 70 % An. $2V = -88^\circ = 70\% \text{ An}$.

Al tavolino integratore si hanno le seguenti percentuali in volume:

orneblenda 31,9, iperstene 3,1, plagioclasio 62,9, minerali opachi 2,1.

Indice di colore 37,1.

A breve distanza dalla precedente, la roccia 36 n, che affiora subito sotto il gruppo di case di Canepale, vicinissima al contatto, ritorna micacea, anche se la biotite è piuttosto scarsa. Aspetto e costituenti sono i soliti e il plagioclasio risulta dai dati ottici un termine basico tra labradorite e bitownite.

Eccezionalmente grandi ed irregolari i cristalli di apatite.

Da Massera parte un sentiero che procede in quota, verso sud. Questo sentiero costeggia la zona di contatto ed è lungo esso che ho esaminato con maggiore attenzione le rocce eruttive, per cogliere quelle differenze che denotassero un'influenza dei vicini scisti. Effettivamente variazioni si riscontrano in queste rocce, nessuna delle quali è uguale all'altra, pur non differendo un gran che nell'aspetto macroscopico. Tutte sono fortemente biotitiche.

Contatto tra le rocce eruttive e quelle metamorfiche.

Il campione 25n, il più lontano dal contatto con gli scisti, (si tratta però di pochi metri in pianta e poche decine di metri in superficie) ha grana piuttosto minuta e non mostra alcuna scistosità. Consta di *biotite*, pleocroica dal giallognolo al bruno rosso con figura d'interferenza quasi uniassica. *Orneblenda* di tipo basaltico con pleocroismo α giallognolo, β bruno oliva, γ oliva giallastro. $c : \gamma = 16^\circ$. *Pirosseno monoclino*, leggermente verdognolo, non pleocroico, a colori massimi d'interferenza azzurri di 2° ordine, segno ottico +, $c : \gamma = 44^\circ$. È del tipo dell'*augite*. Il *plagioclasio*, come al solito geminato secondo albite-pericline, è ricco di anortite.

Tra i costituenti accessori: *zirconio*, *ilmenite* e *clorite* secondaria.

Si tratta quindi di un gabbro anfibolico-micaceo che, a parte la biotite, non differisce dal tipo più diffuso.

Un pò più a monte abbiamo la 23 n, a struttura granulare non scistosa, costituita da *orneblenda basaltica*, *iperstene*, *augite*, *biotite labradorite*, *apatite*, *zirconio*, *ilmenite*.

Misure al Fedoroff danno per l'*orneblenda*:

$$2V = -78^\circ \qquad c : \gamma = 13^\circ$$

Il pirosseno rombico, pur presentando tutti i caratteri di un iperstene, come angolo assiale ottico, potere birifrattivo, abito cristallino e pleocroismo, non ha estinzione del tutto retta. Questo, come si è visto, non è il solo caso in cui tale fatto si riscontra, perciò ne verrà trattato, come già detto, in quadro generale, nella seconda parte di questo lavoro.

I dati ottici sono i seguenti:

$$2V = - 56^{\circ} \quad c : \gamma = 6^{\circ} \quad \alpha \text{ rosa, } \beta = \gamma \text{ verdino}$$

Il pirosseno monoclinico ha:

$$2V = + 42^{\circ} \quad c : \gamma = 42^{\circ}$$

Il plagioclasio presenta queste caratteristiche:

$$2V = 82^{\circ} = + 62^{\circ} \text{ An.}$$

Geminaz. (010) = 60% An Sfaldatura (110) = 60% An.

Si può notare qui una sensibile minore basicità del plagioclasio.

Il campione 24 n è tratto da un filone, che attraversa la roccia 23 n. E' costituito da due parti diverse: una, vicina al contatto con la roccia incassante, è a grana minuta e composta da *orneblenda basaltica* con le solite caratteristiche, *mica biotite*, anch'essa del solito tipo, *plagioclasio*, sempre basico. L'altra parte, corrispondente all'interno del filone, è a grana assai più grossa e manca completamente di *orneblenda*, mentre abbonda la *biotite*.

Al Fedoroff ho ottenuto i seguenti dati:

Parte micacea: gem. (010) 53% An., gem. pericl. 52% An.

Parte anfibolica: gem. (010) 54% An., sfald. (001) 56% An.

$$2V = + 80^{\circ}.$$

Molto diffusi i cristallotti di *apatite* e, in misura minore, quelli di *zircone*, che mostrano anche aureole pleocroiche nella mica cloritizzata.

Il campione 26 n è stato raccolto sempre lungo il sentiero che parte da Massera, sul fianco destro di una piccola forra, vicinissimo agli scisti.

Macroscopicamente questa roccia non differisce dalle precedenti. Al microscopio si notano tra i costituenti principali: *biotite*, *iperstene*, *augite*, *plagioclasio*. Tra i minerali accessori: *orneblenda*, *ortoclasio*, *apatite*, *zircone*, *ilmenite*.

Iperstene, augite, biotite, hanno le solite caratteristiche. Il plagioclasio, assai fresco, è geminato con le leggi dell'albite e del periclino. Al Fedoroff abbiamo:

$$2V = 81^\circ = 44\% \text{ An.}$$

$$\text{gemin. (010)} = \text{esterno } 44\% \text{ An., centro } 47\%.$$

$$\text{gemin. pericl.} = \text{esterno } 44\%, \text{ centro } 47\%.$$

L'orneblenda è male determinabile per le piccole dimensioni dei cristalli ed è da considerarsi, per il pleocroismo, orneblenda verde. L'ortoclasio è in piccoli cristalli tra il plagioclasio e appare a volte riassorbito. Le principali caratteristiche di questa roccia, che la differenziano dalle precedenti, sono: la presenza di ortoclasio, la predominanza della biotite sugli altri costituenti femici, la quasi mancanza dell'orneblenda e la maggiore acidità del plagioclasio.

Al tavolino integratore le percentuali in volume sono: biotite, 11,8, iperstene 5,6, augite 2,8, plagioclasio 76,1, ortoclasio 0,9, apatite 2,1, ilmenite 0,7.

Una classificazione che non tenga conto delle condizioni di giacitura e della relazione tra rocce eruttive e metamorfiche può indicare come dioriti questi tipi, che sono innegabilmente più acidi di quelli incontrati nella zona di Sabbia. L'insieme dei fenomeni osservati in un'esile zona al contatto fra le sopra nominate formazioni indica però, più che una semplice variazione di acidità, un vero e proprio scambio tra le rocce che vengono a contatto, come verrà illustrato a pag. 188.

Poco sopra il 26 n, quindi nell'immediato contatto, la roccia non subisce variazioni macroscopiche notevoli, se si esclude la presenza di elementi, anche grossi, di granato. Al microscopio si nota invece una sensibile differenza dalla precedente: mancano infatti qui i pirosseni e, oltre al *granato*, abbondante, ricompare, pure assai diffusa, l'*orneblenda*. Un dato in comune invece è quello della percentuale di An nel *plagioclasio*.

Le principali caratteristiche ottiche sono:

$$\begin{aligned} \text{Per l'orneblenda: } 2V &= -70^\circ & c : \gamma &= 11^\circ \\ & & \alpha &\text{ giallognolo, } \beta \text{ bruno oliva, } \gamma \text{ verde} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{Per il plagioclasio: } 2V &= +81^\circ = 44\% \text{ An.} \\ \text{gemin. (010)} &= 45\% \text{ An; gemin. pericl.} = 45\% \text{ An.} \end{aligned}$$

Il plagioclasio è geminato albite, albite-pericline, con lamelle a volte incurvate. La *biotite* è pleocroica dal giallino al bruno nero. Il granato è assai fratturato, incolore, ricco d'inclusioni. Diffusi sia lo *zircone* che l'*apatite*, nonchè i minerali opachi.

Sorge qui il dubbio che la roccia in esame, più che di tipo eruttivo, possa già ritenersi, specialmente per la presenza del granato, metamorfica.

A quota leggermente superiore la roccia assume il tipico aspetto degli gneiss biotitici e degli gneiss debolmente sillimanitici. Sulla destra del campione 27n, in torrioni strapiombanti sulla valle, i tipi petrografici si alternano senza una regolare successione.

Un campione proveniente da queste rocce (28n), presenta *biotite*, del solito tipo, *orneblenda basaltica*, *pirosseno rombico* con angolo di estinzione $c:\gamma = 9^\circ$, *plagioclasio* basico, *apatite*, *zircone*, minerali opachi.

Un'altra roccia del tutto particolare e che lascia perplessi nella classificazione, è sempre nelle vicinanze di Massera e forma i dirupi a O della frazione. Un campione indicato col n. 12 risulta costituito da *biotite*, *orneblenda*, *pirosseno rombico*, *pirosseno monocline*, *plagioclasio*, *ortoclasio*, *apatite*, *zircone*, *rutile*, *ilmenite*, *pirite*.

La *biotite* è relativamente abbondante e pleocroica dal giallognolo al bruno nero. L'*orneblenda* del tutto accessoria. Il pleocroismo è α giallognolo, β bruno oliva, γ bruno chiaro.

Il *pirosseno rombico* è il costituente femico più abbondante spesso intensamente fratturato; le sue caratteristiche ottiche lo fanno riferire ad iperstene:

$$2V = -64^\circ \quad \alpha \text{ rosa, } \beta \text{ giallo pallido, } \gamma \text{ verde azzurro.}$$

Il *pirosseno monocline* è scarso, in concrescimento col rombico, ha tutte le caratteristiche dell'*augite*:

$$2V = +54^\circ \quad c:\gamma = 48^\circ$$

L'*ortoclasio* è abbondante, in grandi cristalli micropertitici. Gl'inclusi plagioclasici sono a forma di goccioline (Tav. IV, fig. 3) o rettangolari, presentanti la geminazione polisintetica.

Il *plagioclasio* ha il solito aspetto e le solite geminazioni fin'ora riscontrate. I cristalli più piccoli hanno un certo idiomorfismo. Si verificano casi di riassorbimento del *plagioclasio* da parte dell'*ortoclasio* (Tav. IV fig. 4).

TAVOLA IV

Fig. 1: Sez. 4 — Iperstene, al centro, circondata da orneblenda bruna (grigia scura); il tutto immerso nel plagioclasio (bianco).

55 $\times$, solo polarizzatore, luce trasmessa.

Fig. 2: Sez. 4 — Strutture micropecilitiche tra pirosseno e ilmenite.

104 $\times$, solo polarizzatore, luce trasmessa.

Fig. 3: Sez. 12 — Struttura micropertitica.

104 $\times$, solo polarizzatore, luce trasmessa.

Fig. 4: Sez. 12 — Plagioclasio riassorbito dall'ortoclasio.

104 $\times$, nicol incrociati, luce trasmessa.



Fig. 1



Fig. 2



Fig. 3

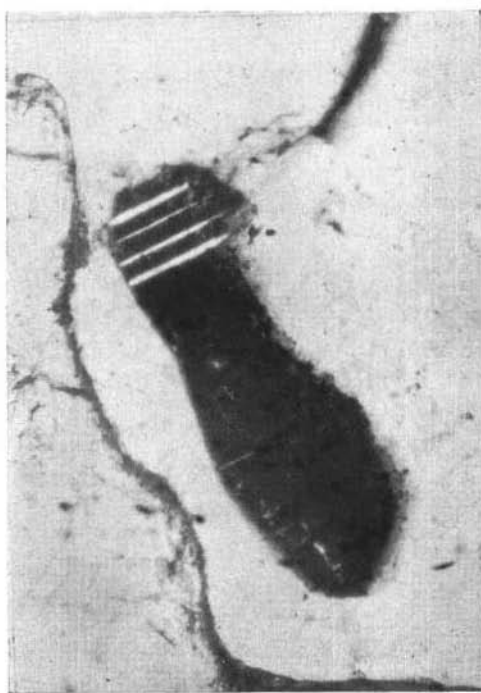


Fig. 4

I dati ottici sono:

$$2V = 86^\circ = 40\% \text{ An}$$

$$\text{Geminaz. (010)} = 40\% \text{ An}$$

che indicano trattarsi di andesina.

Numerosissimi i cristalletti di zircone e di apatite, abbondante anche il rutilo in cristalli a sezione quasi quadrata o in aggregati a struttura fibroso-raggiata. L'ilménite è qui in cristalli spesso spezzati o comunque sollecitati meccanicamente e si notano ricristallizzazioni di essa in vene. Rarissimi e piccoli i grani di pirite.

Questa roccia ha tre caratteristiche, che la differenziano dalle altre, anche da quelle già modificate nella fascia del contatto per la presenza della biotite: l'abbondante ortoclasio, la percentuale bassa di An nel plagioclasio e la presenza di cristalli idiomorfi di rutilo.

L'analisi chimica è la seguente:

SiO ₂	53,64	si	162,2
TiO ₂	0,93	ti	2,1
Al ₂ O ₃	22,27	al	39,6
Fe ₂ O ₃	3,54	fm	22,9
FeO	3,85	c	19,3
MnO	0,07	alk	18,2
CaO	5,94	k	0,31
MgO	1,39	mg	0,27
Na ₂ O	4,31	c/fm	0,84
K ₂ O	2,96		
H ₂ O +	0,71		
H ₂ O —	0,12		
S	—		
P ₂ O ₅	tr		
	99,73		

Base	Kp	Ne	Cal	Sp	Fs	Fo	Fa	Ru	Q
a 100	10,9	23,3	17,8	1,8	3,7	2,0	4,6	0,7	35,2
Norma	Or	Ab	An	Cord	Mt	En	Hy	Ru	Q
	18,2	37,8	29,7	3,3	3,7	2,7	3,7	0,7	0,2

Rispetto alle rocce gabbliche fin'ora analizzate si nota il forte aumento di silice, e quello, pure sensibile, di allumina. Grande la

diminuzione del magnesio e del calcio, quest'ultima compensata da un corrispondente aumento del sodio (plagioclasio più povero di anortite). L'ortoclasio si rivela attraverso una buona percentuale di K_2O e il titanio mantiene inalterate le quantità, confermando la presenza di rutilo e ilmenite, individuati a luce riflessa.

La maggiore acidità del plagioclasio è dimostrata anche dalla norma, nella quale si calcola una percentuale di anortite del 44%. Sempre dalla norma si osserva una diversa distribuzione di componenti base, che denotano specialmente un eccesso di allumina. Tale eccesso dà luogo al calcolo prima di Sp, poi di Cord.

Anche la formula magmatica secondo Niggli rivela anomalie in questa roccia, che potrebbe considerarsi di tipo dioritico, benché non esista alcun magma al quale possa ascriversi con buona approssimazione.

Come si vedrà in seguito tali anomalie sono caratteristiche delle rocce poste nella zona di immediato contatto tra la formazione eruttiva basica e quella metamorfica.

Un pò più a nord la roccia presenta differenze dalla 12. Manca il pirosseno, che è sostituito da *orneblenda verde*, con α giallognolo, β verde cupo, γ verde; $c : \gamma = 8^\circ$. Associata all'anfibolo vi è sempre *biotite*. Manca l'ortoclasio, ma è presente *quarzo* in numerosi piccoli cristalli, sparsi nell'*orneblenda*.

Il *plagioclasio* mantiene la stessa acidità. Abbiamo infatti:

$$2V = 83^\circ \quad \text{geminaz. (010) = } 40\% \text{ An.}$$

Abbondante e diffusa l'*apatite*.

Questa roccia è attraversata da un filone feldspatico corindonifero, con direzione E-O e immersione N. La potenza varia da 7 a 20 cm. In seguito alle ricerche del Dott. Ferrarini, al quale ho affidato lo studio di tutte le rocce corindonifere della val Sabbiola e al lavoro del quale rimando per maggiori particolari ⁽¹⁾, questo filone risulta costituito da *plagioclasio* contenente il 21-22% An, racchiudente cristalli geometrici di *corindone* grigio, pressoché incolori in sezione, fittamente geminati, notevolmente corrosi.

I minerali femici sono scarsissimi e limitati a qualche aggregato di *clorite*.

Notevoli su tutti i minerali le azioni dinamiche.

(1) R. FERRARINI - *Su alcune rocce corindonifere della Val Sabbiola (Val Sesia)*. In corso di pubblicazione.

Stronaliti e gneiss sillimanitici.

Seguendo sempre la direttrice SO-NE, oltrepassate le rocce sopra descritte, si entra in piena formazione metamorfica.

Le prime rocce metamorfiche che s'incontrano a Massera stessa, sono le cosiddette stronaliti di Artini e Melzi

Secondo detti autori, che pongono questi tipi in appendice ai gabbri, si tratta di "rocce massiccie quarzoso-feldispatico-granatifere, generalmente ricche di sillimanite, spesso biotitiche, altre volte quasi completamente prive anche di questo elemento. La loro acidità è variabilissima: e con rocce esclusivamente plagioclasiche prive di quarzo o quasi, alternano irregolarmente e fittamente rocce quarzifere con ortoclasio". Affermano poi "che per la composizione mineralogica la famiglia di rocce alla quale le stronaliti più rassomigliano, è quella delle granuliti".

Quelle di Massera sono bianche o bianco grige. Il loro aspetto è assai variabile da punto a punto. Passano infatti da tipi compatti non scistosi, poverissimi di biotite, a tipi decisamente gneissici micacei.

Alla prima serie appartiene il campione n. 13, costituito da quarzo, ortoclasio, plagioclasio, granato, sillimanite, biotite, muscovite, zircone e clorite.

Il quarzo è, in granuli irregolari ad estinzione ondulata. L'ortoclasio, micropertitico, è anch'esso in cristalli irregolari e spesso include quarzo. Il plagioclasio, ben conservato, gemina secondo albite e albite-periclino.

Angolo di estinz. in zona simmetr.: $8^\circ = 26\%$ An.

Confronto col quarzo in pos. incrociata:

$$\varepsilon > \alpha', \omega < \gamma' = 22 - 29,5\% \text{ An.}$$

Piattaforma Universale:

- a) gemin. (010) = 33% An
- b) gemin. (010) = 15% An
- c) gemin. pericl. = 24% An
- d) gemin. (010) = 15% An
sfald. (100) = 15% An.

Quindi contenuto variabile da 15 a 33% An, passante da oligoclasio a andesina.

Il granato è, macroscopicamente, di color giallo bruno, in sezione sottile è invece incolore. La sillimanite è allineata in alcuni punti e presenta i caratteristici cristalli aciculari, con segno positivo dell'allungamento. Associata alla sillimanite vi è poca biotite, pleocroica dal giallino al bruno nero. Accessoria la muscovite e così pure lo zircone, peraltro assai diffuso; in vene nei granati la clorite.

L'analisi chimica ha dato:

SiO ₂	70,34	si	347,6
TiO ₂	0,31	al	46,9
Al ₂ O ₃	16,11	fm	21,1
Fe ₂ O ₃	0,36	c	9,2
FeO	3,10	alk	22,8
MnO	0,05	k	0,31
CaO	1,74	mg	0,39
MgO	1,13	c/fm	0,44
Na ₂ O	3,32		
K ₂ O	2,31		
H ₂ O +	0,92		
H ₂ O —	0,04		
	<u>99,73</u>		

Base	Kp	Ne	Cal	Sp	Hz	Fs	Fa	Ru	Q
a 100	8,6	18,3	5,3	4,8	3,6	0,3	2,0	0,2	57,1
Norma	Or	Ab	An	Cord	Fe-Cord	Mt	Hy	Ru	Q
	14,0	30,5	8,8	8,8	6,6	0,3	2,5	0,2	28,3

La composizione chimica non è lontana da quella di un granito, ma sia la formula magmatica, sia la norma, indicano una composizione, che male si adatta ai comuni magmi granitici. Infatti la prima si avvicina solo con difficoltà a un magma rapakivítico-sodico e la seconda presenta minerali che denotano eccesso di allumina, come Cord e Fe-Cord. Dalla norma si possono individuare varie possibilità di calcolo, che portano alla formazione di granato, sillimanite, biotite e clorite, mentre pressochè invariati restano Ab, An, Ru.

La sillimanite, che attraverso l'osservazione ottica, apre la differenza più profonda e sostanziale tra i graniti veri e propri e

le stronaliti, è troppo scarsa per poter influire sensibilmente sulla percentuale di allumina. La sensibile quantità di FeO è da ricercarsi, quasi esclusivamente, nel granato.

Il campione 13 bis, manifestamente scistoso, raccolto ad alcuni centimetri dal precedente, non se ne discosta molto per quel che riguarda i componenti. Compaiono anche qui *quarzo*, *ortoclasio* micropertitico, *oligoclasio*, *granato*, *sillimanite*, *biotite*, *zircrone*, *clorite*. La differenza principale consiste in una maggiore abbondanza di



Fig 2. — Sez. 14. Fasci di sillimanite corrosa (punteggiata e in forte rilievo) associata a biotite (tratteggiata diagonalmente), entrambe immerse nel quarzo (bianco). In basso a destra (tratteggiato orizzontalmente) ortoclasio. Inoltre laminette di muscovite nella biotite e nel quarzo. Disegno originale 350 x.

biotite, di granato e di minerali opachi. Questi ultimi sono costituiti da *pirrotina* e *ilmenite* in cristalli irregolari, piccoli. Associata alla pirrotina vi è un pò di *calcopirite*. Rari i granuli di *pirite*, nonchè masserelle di *rutile* ed *ematite* ocracea.

Nelle vicinanze di Massera, lungo il sentiero che porta a Salaro affiorano qua e là spuntoni di rocce giallastre, più scistose delle precedenti (n. 14). Esse hanno abbondante *biotite* associata a *muscovite*. E' presente anche *quarzo*, a volte con struttura a mo-

saico, *ortoclasio*, spesso micropertitico, formante col quarzo strutture mirmechitiche. *Plagioclasio* con a' e $\gamma' > 1,537$, $a' < \varepsilon$, $\gamma' = \omega$ (posiz. incrociata col quarzo) = 15 — 22% An. Caratteristica la *sillimanite*, che mostra aghetti sempre piccoli, a contorni sfrangiati evidentemente riassorbiti (fig. 2). Tra i minerali accessori, oltre a *zircone*, vi è anche *epidoto*, fortemente, rifrangente e ad alta birifrazione.

Per riconoscere bene la continua variazione delle rocce della formazione metamorfica è opportuno seguire i ripidi corsi d'acqua che incidono gli scoscesi fianchi della valle. Là infatti le rocce affiorano pressochè di continuo e non hanno quell'involucro di alterazione, che si riscontra in quelle non dilavate. Ho risalito perciò i rii senza nome, che attraversano Salaro e Massera, raccogliendo i campioni quasi esclusivamente lungo essi.

Presso Salaro si osservano ancora stronaliti, che passano a scisti varicolori, compatti, ma a scistosità forte (n. 15). Essi non differiscono dal tipo precedente se non per la presenza del granato e la scarshezza della biotite. I minerali opachi sono: *rutilo*, in cristalli nettamente idiomorfi, in parte riassorbiti, e *pirite*, inclusa nel rutilo.

L'analisi chimica è la seguente:

SiO ₂	66,36	si	284,6
TiO ₂	0,71	ti	2,3
Al ₂ O ₃	16,84	al	42,5
Fe ₂ O ₃	2,25	fm	42,8
FeO	5,22	c	2,9
MnO	0,12	alk	11,8
CaO	0,62	k	0,24
MgO	2,87	mg	0,43
Na ₂ O	2,17	c/fm	0,07
K ₂ O	1,04		
H ₂ O +	1,86		
H ₂ O —	—		
S	0,26		
	100,32		
— O	0,13		
	100,19		

Base	Kp	Ne	Cal	Sp	Hx	Fs	Fa	Ru	Pirr	Q
a 100	3,8	12,2	1,9	12,4	6,5	2,4	2,5	0,5	0,5	57,3
Norma	Or	Ab	An	Cord	Fe-Cord	Mt	Hy	Ru	Pirr	Q
	6,3	20,3	3,2	22,7	11,9	2,4	1,7	0,5	0,5	30,5

Si può confrontare questa analisi con quella del campione n. 13 e si vede che le variazioni in essa esistenti riguardano specialmente ferro e magnesio, qui abbondantemente rappresentati, a scapito specialmente degli alcali. Si tratta infatti unicamente dell'aumento, nella n. 15, di costituenti femici.

La formula magmatica e la norma mostrano chiaramente, come per la roccia 13, che non si tratta di rocce magmatiche o di ortoscisti, inoltre la composizione del plagioclasio ha subito un ulteriore arricchimento in albite, come già era stato notato per via microscopica.

Maggiormente ricco in *sillimanite* è il campione 16, raccolto un pò più a monte, sempre lungo il rio di Salaro. L'abbondanza di questo minerale determina una struttura fibroso-scistosa. Esso si presenta al microscopio sia in ciuffi di aghetti, che in cristalli allungati piuttosto grandi, che formano fasci compatti o intrecci di cristalli. Altri cristalli sono inclusi nel quarzo e nel granato, o associati alla biotite.

Accompagnano la sillimanite: il *quarzo*, il *granato*, giallo roseo pallido, abbondante in straterelli e isole, la *biotite*, scarsa, la *muscovite*, più frequente dell'altra mica, ma in piccole lamine, il *plagioclasio* molto alterato. Numerosi i minerali opachi.

L'analisi chimica di questa roccia fa registrare:

SiO ₂	51,40	si	156,2
TiO ₂	0,87	ti	2
Al ₂ O ₃	26,00		
Fe ₂ O ₃	2,49	al	46,6
FeO	10,50	fm	45,7
MnO	0,19		
CaO	0,86	c	2,8
MgO	3,47		
Na ₂ O	0,91	alk	4,9
K ₂ O	1,16	k	0,44
H ₂ O +	2,91		
H ₂ O —	0,18	mg	0,34
S	—	c/fm	0,06
	100,93		

Base	Kp	Ne	Cal	Sp	Hx	Fs	Fa	Ru	Q
a 100	4,4	5,1	2,6	15,1	23,3	2,7	1,9	0,6	45,3
Norma	Or	Ab	An	Cord	Fe-Cord	Mt	Hy	Ru	Q
	7,3	8,5	4,3	27,7	40,9	2,7	0,8	0,6	7,2

La norma mostra, come nelle rocce precedenti, la possibilità di arrivare col calcolo a sillimanite, biotite, clorite e granato, ossia a tutti quei minerali che caratterizzano questi scisti e che, variando nelle singole percentuali, portano a classificare queste rocce come stronaliti, se eccezionalmente ricche di feldispati, gneiss sillimanitici se ai feldispati, ancora numerosi, si associano notevoli quantità di sillimanite, scisti sillimanitici se i feldispati restano in quantità accessoria.

In questa roccia si fa sentire l'aumento della sillimanite, che porta a un percento particolarmente alto di allumina. Le piccole quantità di alcali confermano la forte diminuzione dei feldispati, mentre la predominanza del potassio sul sodio trova rispondenza nella muscovite, assai diffusa in questa roccia, e di origine secondaria. Si tratta quindi ancora di uno gneiss sillimanitico.

Questi tipi di rocce si estendono in superficie, con piccole variazioni, fino al rio di Massera; i campioni 24 e 22, raccolti lungo il sentiero che dall'alpe Casarole porta a Salaro, sia macroscopicamente che microscopicamente possono ricondursi al campione 16, anche se differiscono l'uno dall'altro per presenza o assenza di ortoclasio ed epidoto.

Gneiss granulari biotitici.

Gli scisti e gneiss sillimanitici passano, verso monte, rapidamente, ma non bruscamente, a gneiss granulari biotitici. E' anche questo, come la roccia sillimanitica, uno dei tipi descritti da Artini e Melzi, come più diffusi e caratteristici. Queste rocce sono più ricche in plagioclasio e in biotite degli gneiss sillimanitici, hanno una scistosità meno marcata e mancano completamente di sillimanite.

La grana è generalmente minuta, la scistosità evidente, il colore scuro. Al microscopio queste rocce rivelano abbondante mica biotite con $\alpha = \beta$ giallino, γ bruno rosso. Estinzione ondulata. Plagioclasio, predominante sugli altri componenti, in granuli irregolari, scarsamente geminati, secondo la legge dell'albite e albite-periclino, a estinzione ondulata. Esso presenta i seguenti dati ottici:

$$\alpha' = 1,537$$

$$\gamma' > 1,537$$

$\omega = \gamma', \varepsilon > \alpha'$ pos. incr. nel quarzo

$$2V = -81^\circ 30' = 25^\circ \text{ An}$$

$$\text{gemin. (010)} = 25^\circ \text{ An}$$

Cristalli zonati (¹)

$$E = -32$$

$$\text{esterno} - 11^\circ = 8^\circ \text{ An}$$

$$\text{medio} \quad 4^\circ = 24^\circ \text{ An}$$

$$\text{nucleo} \quad 16^\circ = 35^\circ \text{ An}$$

Si tratta perciò di oligoclasio.

E' presente *quarzo*, spesso intimamente associato al plagioclasio. Tra questi due minerali s'interpongono sovente masserelle irregolari e piccole di *ortoclasio*. Numerosi e spesso idiomorfi i cristalli di *granato*, con numerose inclusioni, per lo più di quarzo. Sono inoltre presenti *zirconi*, a volte con aureole pleocroiche; cristallietti di *apatite* e masserelle metalliche.

Ecco l'analisi chimica del campione 11n:

SiO ₂	60,84	si	206,8
TiO ₂	0,71	ti	1,9
Al ₂ O ₃	14,86		
Fe ₂ O ₃	2,35	al	29,6
FeO	7,70		
MnO	0,09	fm	44,3
CaO	1,86	c	6,7
MgO	3,62	alk	19,4
Na ₂ O	4,31		
K ₂ O	2,48	k	0,27
H ₂ O +	1,21		
H ₂ O -	—	mg	0,41
S	0,20	c/fm	0,15
	100,23		
— O	0,10		
	100,13		

Base	Kp	Ne	Cal	Sp	Fs	Fo	Fa	Ru	Pirr	Q
a 100	9,0	23,6	5,6	2,8	2,7	6,3	8,7	0,5	0,3	40,5
Norma	Or	Ab	An	Cord	Mt	En	Hy	Ru	Pirr	Q
	15,0	39,3	9,3	5,1	2,7	8,4	9,9	0,5	0,3	9,5

La formula magmatica secondo Niggli è comparabile con un magma melaquarzodioritico e questo fatto, di cui verrà trattato più

(¹) P. ALOISI - *I minerali delle rocce*. Milano, 1929.

ampiamente in seguito, può far pensare a una genesi orto di questo tipo di gneiss. La norma presenta tra i componenti cordierite, ma è facile che tale composto non sia altro che il punto di partenza per arrivare, unendosi a enstatite e iperstene, alla biotite e ai granati. Abbastanza netta è la differenza tra questa roccia e le altre metamorfiche fin' ora analizzate, sia per la diminuzione di allumina, sia per l'aumento di ferro e magnesio.

Queste rocce mantengono una notevole omogeneità fino nelle immediate vicinanze delle lenti gabbliche, come è possibile riscontrare dall'esame del campione 4n, che, pur avendo un aspetto macroscopico simile alla vicina roccia gabbrica, è in effetti pressochè identico al campione precedente, se si eccettua la mancanza dell'ortoclasio, poco più che accessorio nell'11n.

La prima lente eruttiva basica (gabbri zonati) e le rocce di confine.

A ridosso di una prima lente gabbrica in una zona di contatto larga al massimo 40 cm., ad un'attenta osservazione macroscopica appaiono i primi cambiamenti di facies negli gneiss granulari biotitici. Infatti la roccia 3n mostra già un aspetto non omogeneo, composto da parti scistose-micacee e parti granulari. L'alterazione già avanzata dei feldispati non permette uno studio approfondito al microscopio. Si nota però che la parte granulare è ricca di *augite* e di *apatite*, eccezionalmente abbondante. Nella parte scistosa domina la biotite.

Meglio conservato è il campione 10n, raccolto a pochi centimetri dall'altro. Esso presenta maggiori variazioni del precedente, rispetto ai tipici gneiss granulari biotitici. Infatti, accanto alla *biotite*, abbondante, pleocroica dal giallino al bruno rosso, vi è un *pirosseno rombico* e un' *orneblenda*. Il primo è pleocroico con α rosa, β giallino, quasi incolore, γ verde pallido. L'estinzione non è perfettamente retta e parecchi cristalli presentano una zonatura. L'orneblenda, di tipo basaltico, circonda il pirosseno ed ha il solito pleocroismo α giallognolo, β bruno, γ bruno chiaro.

Tra i minerali chiari è presente il *quarzo*, come sempre a estinzione ondulata; il *plagioclasio*, solo rare volte geminato secondo l'albite e albite-periclasio, con lamelle deformate per azioni dinamiche. I seguenti dati ottici lo fanno riferire ad andesina:

Confr. con quarzo in pos. incrociata

$$\omega < \gamma', \varepsilon \cong \alpha' = 29,5 - 46,5 \text{ An}$$

Posiz. parallela

$$\omega < \alpha', \varepsilon \leq \gamma' = 29,5 - 46,5 \text{ An}$$

$$2V = - 85^\circ = 32 \% \text{ An}$$

$$\text{gemin. (010)} = 29 - 30 \% \text{ An}$$

$$\text{sfald. (001)} = 29 - 30 \% \text{ An}$$

$$\text{gemin. pericl.} = 28 - 30 \% \text{ An}$$

E' presente anche *ortoclasio*, debolmente micropertico, in piccoli cristalli irregolari, *apatite*, relativamente abbondante, *zircono* e *smaragdite* secondaria.

I minerali opachi sono abbondanti e rappresentati da *pirrotina* in cristalli irregolari, tondeggianti, a volte trasformati alla periferia in *marcasite* (Tav. V, fig. 2). La trasformazione si protende nell'interno lungo i piani di sfaldatura. Più abbondante della pirrotina è l'*ilmenite* in cristalli grandi spesso geminati e qualche volta anche associati all'altro minerale.

L'analisi chimica di questa roccia dà:

SiO ₂	62,20	si	218,3
TiO ₂	1,10	ti	2,7
Al ₂ O ₃	14,99		
Fe ₂ O ₃	0,39	al	31,0
FeO	7,11		
MnO	0,06	fm	39,9
CaO	3,86	c	14,5
MgO	3,89		
Na ₂ O	3,30	alk	14,6
K ₂ O	1,56	k	0,23
H ₂ O +	1,30		
H ₂ O -	0,11	mg	0,51
S	0,56	c/fm	0,36
	100,43		
— O	0,30		
	100,13		

Base	Kp	Ne	Cal	Sp	Fs	Fo	Fa	Ru	Pirr	Q
a 100	5,6	18,1	11,8	1,5	0,4	7,5	7,4	0,8	0,8	46,1
Norma	Or	Ab	An	Cord	Mt	Mt	En	Hy	Ru	Q
	9,3	30,2	19,7	2,8	0,4	10,0	9,6	0,8	0,8	16,4

Questa analisi è del tutto simile alla precedente e mette in luce la scarsa variabilità chimica che deriva dalle differenze di composizione mineralogica riscontrate nella roccia 10n.

A contatto col campione 10n ho raccolto il 5n, che si presenta già con l'aspetto gabbroide, ma a tessitura decisamente orientata. Anche i costituenti sono quelli di un gabbro, ai quali si aggiungono però *granato* e mica *biotite*.

Il *plagioclasio* è basico, geminato albite, albite-pericline e raramente anche albite-Carlsbad. Mostra qualche effetto di azione dinamica.

$$2V = - 79^{\circ}$$

$$\text{gemin. (010)} = 75^{\circ}/_{\circ} \text{An} \quad \text{sfold. (001)} = 75^{\circ}/_{\circ} \text{An.}$$

In cristalli zonati:

$$\gamma = 29 \quad E = - 48$$

$$\text{Esterno } 26^{\circ} = 49^{\circ}/_{\circ} \text{An}$$

$$\text{Medio } 34^{\circ} = 62^{\circ}/_{\circ} \text{An}$$

$$\text{Centro } 38^{\circ} = 70^{\circ}/_{\circ} \text{An}$$

Il *pirosseno rombico* è incolore, a bassa birifrazione, riferibile a enstatite, a volte trasformata in *smaragdite* pleocroica dal giallastro al verde marcio, segno — della birifrazione, $c : \gamma = 17^{\circ}$.

Sono presenti anche *apatite* e numerosi minerali opachi.

La roccia della lente gabbbrica, la prima di una numerosa serie che s'incontra risalendo i rii sopra nominati, è, normalmente, assai scura, a grana più minuta di quella delle rocce gabbbriche della formazione massiccia e a tessitura orientata, che si accompagna, a volte, a una fortissima zonatura, che conferisce alla massa rocciosa un tipico aspetto listato.

I costituenti sono circa gli stessi delle altre rocce gabbbriche e noritiche: *orneblenda basaltica*, *iperstene*, *augite*, *plagioclasio*, *apatite*. Qualche differenza si nota nell'acidità del plagioclasio, nella quantità di orneblenda, nell'indice di colore e nei minerali opachi.

Un campione raccolto nella prima lente gabbriica che s'incontra lungo il rio di Salaro (n° 17), mostra identità tra i caratteri ottici dell'*orneblenda*, *iperstene* e *augite* che la compongono, con gli stessi minerali delle rocce basiche della massa principale. Il *plagioclasio*, che presenta la solita geminazione, ha dato invece al tavolino universale valori che lo indicano come notevolmente più acido di quello delle rocce della formazione eruttiva massiccia.

$$2V = + 82^{\circ} 30'$$

$$\text{sfold. e gem. (010)} = 58\% \text{ An}$$

$$\text{gemin. pericl.} = 58\% \text{ An}$$

I minerali opachi sono *ilmenite*, raramente in cristalli grandi, isolati, ma più spesso disposta in piccole masserelle allineate lungo i contorni dei granuli di silicati. Vi sono inoltre *calcopirite* e *rutile*, che compare in cristalli isolati e aggregati di granuli; inglobati in alcuni di essi vi sono cristalli sfrangiati di *pirrotina*.

Al tavolino integratore si sono eseguite le seguenti misure:

orneblenda 35,5%, pirosseni 16,9, plagioclasio 47,6, in vol.

Indice di colore: 52,4.

Un altro campione (n. 23) preso lungo il rio di Massera, presenta: *orneblenda basaltica* ($c : \gamma = 12^{\circ}$), *pirosseno monoclinico* ($c : \gamma = 42^{\circ}$), *plagioclasio* ($2V = 88^{\circ}$, gemin. (010) = 34% An), *apatite*, minerali opachi.

Rimarchevole la diminuzione di anortite nel plagioclasio.

Al tavolino integratore si hanno le seguenti percentuali in volume:

orneblenda 56,2%, pirosseno 3,0, plagioclasio 36,5, apatite 1,3, minerali opachi 3,0.

Indice di colore 62,2.

La marcata zonatura di cui ho parlato più sopra, porta a delle brusche variazioni della basicità della roccia nell'ambito di pochi centimetri. I campioni 17bis *a* e 17bis *b*, sono a strettissimo contatto, ma, mentre il primo è quasi privo di minerali sialici, il secondo è relativamente povero di costituenti femici.

La parte femica è quasi completamente costituita da *orneblenda basaltica* dello stesso tipo riscontrato nel campione 17. Alla piattaforma di Fedoroff ho potuto misurare:

$$2V = - 81^{\circ} \quad c : \gamma = 12^{\circ}$$

α giallino pallido, β bruno rosso, γ bruno giallastro chiaro.

Associata all'orneblenda vi è *biotite*; Raro il *plagioclasio*, incluso nell'anfibolo; e semiriassorbito. Al Fedoroff le tracce di geminazione di (010) cadono sul grafico di Reinhard ⁽¹⁾ in corrispondenza del 32% di An. Il segno della birifrazione è positivo.

Equivalente come quantità al plagioclasio è l'*apatite*.

Nella parte chiara vi sono ancora piccole quantità di *orneblenda*, qualche cristallo scheletrico di *biotite* e, in maggior quantità, *augite*, di colore grigio, segno + della birifrazione, $c : \gamma = 54^\circ$. Il pirosseno è, a volte, trasformato in anfibolo fibroso, pleocroico dal giallognolo al verde, del tipo della *smaragdite*. Il costituente di gran lunga più abbondante è però il *plagioclasio*, spesso non geminato, oppure geminato secondo l'albite, Carlsbad, albite-pericline e albite-Carlsbad.

Le misure al Fedoroff hanno dato:

$$2V = 83^\circ$$

$$\text{Sfald. e gemin. (010)} = 38\% \text{ An}$$

$$\text{Gemin. pericl.} = 39\% \text{ An}$$

$$\text{Sfaldat. (001)} = 28\% \text{ An.}$$

Anche qui abbiamo *apatite* e, in più, cristalli di *zirconio*.

Le analisi chimiche delle due porzioni mettono in evidenza le forti variazioni di basicità:

17bis a				17bis b			
SiO ₂	41,76	si	81,7	SiO ₂	54,54	si	147,7
TiO ₂	2,09	ti	3	TiO ₂	0,46	ti	1
Al ₂ O ₃	9,92			Al ₂ O ₃	20,88		
Fe ₂ O ₃	5,50	al	11,4	Fe ₂ O ₃	0,97	al	33,2
FeO	13,95			FeO	3,32		
MnO	0,39	fm	59,5	MnO	0,14	fm	21,6
CaO	11,64	c	24,5	CaO	11,26	c	32,7
MgO	10,42			MgO	3,20		
Na ₂ O	1,87	alk	4,6	Na ₂ O	4,43	alk	12,5
K ₂ O	0,82	k	0,23	K ₂ O	0,28	k	0,08
H ₂ O +	2,19			H ₂ O +	0,86		
H ₂ O —	—	mg	0,51	H ₂ O —	0,08	mg	0,51
P ₂ O ₅	tr	c/fm	0,41	P ₂ O ₅	tr	c/fm	1,51
S	—			S	tr		
100,55				100,42			

(1) M. REINHARD - op. cit.

17bis a

Base	Kp	Ne	Cal	Cs	Fs	Fo	Fa	Ru	Q
a 100	3,0	10,4	10,2	13,0	6,0	22,4	17,3	1,5	16,2
Norma	Or	Ne	Ab	An	Wo	Mt	Fo	Fa	Ru
	5,0	1,1	15,3	17,0	17,4	6,0	22,4	14,3	1,5

17bis b

Base	Kp	Ne	Cal	Cs	Wc Fs	Fo	Fa	Ru	Q
a 100	1,0	23,7	21,5	5,9	1,0	6,5	4,0	0,3	36,1
Norma	Or	Ab	An	Wo	Mt	En	Hy	Ru	Q
	1,7	39,5	35,8	7,9	1,0	8,7	4,7	0,3	0,4

L'estrema scarsità dei feldispati nella 17bis a, provoca basse percentuali di silice, allumina e alcali, mentre l'abbondanza di orneblenda produce un arricchimento in calcio, magnesio e ferro. Nella 17bis b non mutano i componenti, ma variano i loro rapporti. Vediamo così salire la silice, l'allumina e gli alcali, fortemente influenzati dall'arricchimento in plagioclasio, che, unitamente all'augite, mantiene ancora elevata la quantità di calcio.

Nella classificazione di Niggli la formula della roccia 17bis a corrisponde bene a un magma orneblenditico e la 17bis b a un magma anortositico gabbroide; occorre però tenere presente che si tratta di variazioni di una stessa roccia, che, presa nel suo insieme entrerebbe certamente in un magma intermedio tra i due: per esempio quello c gabbroide.

Al contatto a monte tra lente basica e scisti, ricompaiono le rocce pirosseniche, prive di orneblenda. Il campione n. 20, raccolto lungo il rio di Salaro, presenta anche quarzo. La grana è minuta, non scistosa, il colore grigiastro, al microscopio si scorgono: *pirosseno monoclino*, incolore, a chiara divisibilità, segno + della birifrazione, $c : \gamma = 48^\circ$, riferibile a diallagio, *pirosseno rombico*, incolore, a bassi colori d'interferenza, segno —. *Anfibolo* tremolitico, derivato dall'alterazione del pirosseno rombico. *Biotite*, pleocroica dal giallo pallidissimo al bruno rosso, in lamine spesso tondeggianti per riassorbimento.

Plagioclasio basico, scarsamente geminato. *Quarzo* limpidissimo, a estinzione ondulata, cristallizzato negli interstizi degli altri minerali. *Zircone*, *clorite* e minerali opachi.

Assai simile al. n. 20 è anche il n. 2n, raccolto invece lungo il rio di Massera a SO dell'alpe Casarole. Qui è presente un pò di *orneblenda basaltica*, ma come minerale accessorio. Gli altri componenti sono: *augite* ($c : \gamma = 44 - 47^\circ$), *uralite* secondaria, *bitow-nite* non sempre geminata, poco disturbata, con le seguenti caratteristiche:

$$2V = - 86^\circ$$

sfald. e gemin. (010) = 73-75% An

gemin. periclino = 73-75% An.

Quarzo, frammentario, arrotondato, corrosivo, spesso inglobato nei plagioclasii e pirosseni. *Biotite*, *apatite*, *zirconio*, minerali opachi.

Le misure al tavolino integratore hanno dato:

orneblenda 0.2%, *augite* 50.0, *plagioclasio* 46.5, *quarzo* 2.2, *apatite* 0.2, minerali opachi 0.9.

Indice di colore: 51.1.

A contatto con queste rocce pirosseniche vi è ancora lo gneiss granulare biotitico. Il campione 1n, preso nelle immediate vicinanze del 2n, malgrado l'aspetto macroscopico non lo metta in evidenza, è del tutto simile all'11n sopra descritto. Anche qui abbiamo: *biotite*, *quarzo*, *plagioclasio* (23% An), *ortoclasio*, *granato*, *zirconio*; in più vi è qualche granulo di *iperstene*.

Quest'ultimo minerale potrebbe denotare una certa influenza esercitata dalle vicine rocce gabbroidi.

Calcefiri.

Risalendo il rio di Salaro e quello di Massera, sia nel ramo delle Casarole, che in quello più meridionale, dopo aver oltrepassato la lente basica, si attraversa una breve successione di scisti e si arriva a rocce, che si riconoscono subito, anche dalla morfologia, come assai diverse da quelle fin'ora incontrate. Risultano infatti arrotondate, solcate e ricoperte da una patina bruno giallastra. Anche qui però il passaggio è graduale, come si vedrà dall'esame dei campioni raccolti.

Si tratta di calcefiri a contenuto assai variabile di calcite e a struttura assai poco omogenea. In essi si notano anche veri e propri fenomeni carsici, tra i quali, più appariscente degli altri, una risorgente a pianta assai complicata, percorribile per oltre 50

metri (¹). Ogni campione di roccia raccolto presenta caratteristiche proprie.

Mi limito qui a una rapida rassegna dei campioni esaminati, riservandomi di ritornare in altra occasione sull'argomento, perchè il soffermarmi a lungo sui calcefiri in questo lavoro, porterebbe a un involontario allontanamento da quelli che sono gli scopi prefissi, ossia le eventuali relazioni tra rocce eruttive e metamorfiche.

Il n. 33, di colore verdastro e grigio, attraversato da vene micacee, è costituito essenzialmente da *pirosseno* monoclinico, con $c:\gamma = 43^\circ$. Questo *pirosseno* è alterato nella parte periferica, o totalmente, in *serpentino* fibroso. Frammista ai *pirosseni* e anche in vene, vi è *calcite*. Raro lo *zircone*. Mancano minerali opachi.

Il campione 49 è bianco e bianco giallastro, a struttura saccaroidale. Si tratta di un vero e proprio marmo. Oltre alla *calcite*, dominante, compaiono isole ovoidali di un minerale trasparente, incolore, privo di sfaldatura, identificabile, anche attraverso determinazioni colla piattaforma universale, col *quarzo*.

Un altro campione, il 33a, è di colore giallastro. È formato da un'intima unione di *quarzo* e *calcite*. A questi due minerali si associa la *mica muscovite*, rari cristalli di un *pirosseno*, non bene classificabile e qualche scarso granulo di *apatite* e di minerali opachi.

L'analisi chimica è la seguente:

SiO ₂	51,60	si	174,1
TiO ₂	0,16		
Al ₂ O ₃	2,26	co ₂	73,2
Fe ₂ O ₃	1,07	al	4,46
FeO	4,53		
MnO	tr	fm	33,27
CaO	16,24	c	58,62
MgO	3,61		
Na ₂ O	0,91	alk	3,65
K ₂ O	0,41	k	0,22
CO ₂	15,87		
H ₂ O +	3,87	mg	0,54
H ₂ O —	0,10	c/fm	1,07
	100,63		

(¹) C. MOSCARDINI - Contributo alla conoscenza della fauna della val Sabbiola (Vercelli), «Atti Soc. Nat. e Mat. di Modena», LXXXV, 1954.

Il 33b è a chiazze verdognole e violacee. È composto da *piroseno monoclinico*, assai alterato e sfrangiato, a colori massimi d'interferenza sull'arancio di 1° ordine, $c : \gamma = 42^\circ$, segno + della birifrazione, *calcite*, non molto abbondante, *muscovite* in lamine piccole. È presente anche *titanite* in cristalli abbastanza grandi, con nette tracce di piani di sfaldatura (Tav. V fig. 3) piccolo angolo assiale ottico, birifrazione molto elevata di segno +, altissimo indice di rifrazione, leggero pleocroismo $\alpha =$ incolore, $\beta = \gamma =$ bruno.

Questa roccia ha la seguente composizione:

SiO ₂	42,82	si	100,7
TiO ₂	0,30		
Al ₂ O ₃	23,72	co ₂	7,9
Fe ₂ O ₃	2,39	al	32,8
FeO	1,64	fm	23,7
MnO	0,13		
CaO	14,96	c	37,7
MgO	4,63		
Na ₂ O	1,21	alk	5,8
K ₂ O	2,10	k	0,53
CO ₂	2,48		
H ₂ O +	4,26	mg	0,68
H ₂ O —	0,14	c/fm	1,59
	100,78		

Come si vede il carbonato di calcio non rappresenta la parte dominante in queste rocce, assai ricche di silicati, che, come vedremo più avanti e come dimostrano le notevoli percentuali di ferro, e magnesio, danno loro una netta impronta femica.

Un quinto campione, il 7n, è ancora diverso dai precedenti. E' di colore grigiastro, punteggiato, a struttura saccaroide. Al microscopio si scorge una massa fondamentale di *calcite*, frammista alla quale vi sono cristalli a contorno per lo più arrotondato e sinuoso di silicati, tra i quali predomina l'*olivina*. Subordinatamente abbiamo *diallagio*, frequentemente geminato e *mica muscovite* in lamine più o meno grandi. Più raro un *granato* in cristalli grandicelli e tondeggianti.

Seconda lente eruttiva basica e filoni acidi.

La lente di calcefiri è quasi addossata a un secondo banco di rocce gabbriche. Esse non si differenziano dalla precedenti nè macroscopicamente, nè microscopicamente. Predominano *orneblenda basaltica*, *augite*, *plagioclasio*. I minerali accessori sono per lo più limitati ad *apatite* e minerali opachi.

Il plagioclasio di un campione tipico (n. 34) presenta:

$$2V = 79^\circ$$

Geminaz. (010) (Reinhard) = 46% An

Sfald. e gemin. pericl. = 46,5% An.

Al tavolino integratore lo stesso campione risulta così costituito: orneblenda basaltica 53,2% in vol., augite 13,0, plagioclasio 33,5, minerali opachi 0,3.

Indice di colore: 66,5.

L'analisi chimica è la seguente:

SiO ₂	46,88	si	104,4
TiO ₂	1,11	ti	1,9
Al ₂ O ₃	13,58	al	17,8
Fe ₂ O ₃	2,93	fm	48,8
FeO	10,52	c	28,7
MnO	0,08	alk	4,7
CaO	12,04	k	0,11
MgO	7,80	mg	0,53
Na ₂ O	1,95	c/fm	0,59
K ₂ O	0,38		
H ₂ O +	2,36		
H ₂ O —	0,06		
P ₂ O ₅	—		
S	0,33		
	100,02		
— O	0,08		
	99,94		

Base	Kp	Ne	Cal	Cs	Fs	Fo	Fa	Ru	Q
a 100	1,4	11,0	16,5	10,5	3,2	16,9	12,8	0,8	26,9
Norma	Or	Ab	An	Wo	Mt	En	Hy	Fa	Ru
	2,3	17,3	27,5	14,0	3,2	22,5	4,8	7,6	0,8

TAVOLA V

Fig. 1 — Filoncino granitico in parte discordante con la scistosità dello gneiss sillimanitico. Presso le Casarole.

Fig. 2: Sez. 10n — Pirrotina (grigia chiara), trasformata alla periferia in marcasite. Addossata alla pirrotina, di colore grigio scuro, ilmenite.
315 X, solo polarizzatore, luce riflessa.

Fig. 3: Sez. 33b — Titanite in un aggregato micaceo di alterazione.
104 X, solo polarizzatore, luce trasmessa.



Fig. 1

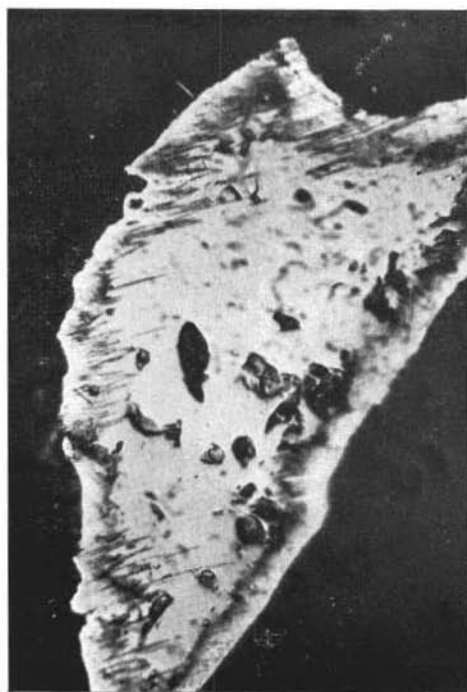


Fig. 2



Fig. 3

Dalla norma, così come è qui calcolata, non si può ricavare un'esatta ripartizione, tra minerali chiari e scuri. La presenza di forti quantità di orneblenda, notevolmente calcica, fanno spostare dai feldispatici ai minerali femici una considerevole percentuale, che influisce anche sul rapporto albite : anortite. Come la maggior parte delle rocce gabbriche della formazione principale, anche questa, attraverso la formula magmatica, è classificabile nel magma *c* gabbroide, da cui si discosta solamente per il basso valore di *al*.

Questi tipi di rocce sono comunemente chiamati gabbri anfibolici ed è conveniente mantenere questa denominazione anche se la maggior parte di esse nella classificazione eseguita per mezzo dell'indice di colore e dell'acidità del plagioclasio (vedi fig. 3), cade nel campo delle meladioriti.

Questo secondo affioramento eruttivo è attraversato in tutta la sua lunghezza da filoni di roccia acida, granulare, di tipo più granitico che pegmatitico o aplitico. Anche come granito questa roccia presenta alcune anomalie. L'andamento dei filoni è concordante con quello della scistosità e della zonatura, mentre quando i filoni feldispatici attraversano gli gneiss sillimanitici tale concordanza non sempre si verifica (Tav. V fig. 1). La maggior resistenza all'alterazione rende questi filoni sporgenti dalle rocce incassanti.

Due campioni (18 e 35), raccolti rispettivamente nel rio di Salaro e in quello di Massera, hanno mostrato *quarzo*, abbondante e spesso sollecitato da azioni dinamiche; l'estinzione è fortemente ondulata e la microstruttura è a mosaico. *Ortoclasio*, pure abbondante e sovente alterato. *Plagioclasio*, meno alterato dell'ortoclasio solo qualche volta geminato secondo albite e albite-pericline.

Otticamente questo plagioclasio presenta:

$$2V = + 82^\circ \quad \alpha > 1,537$$

$$\text{gemin. } (021) = 45\% \text{ An} \quad \text{gemin. } (0\bar{2}1) = 45\% \text{ An.}$$

Confr. con quarzo in pos. incr. $\omega < \gamma'$, $\varepsilon > \alpha'$.

Si tratta quindi di andesina basica.

Oltre a questi componenti si trovano: idiolblasti di *granato*, leggermente roseo in sezione sottile, qualche rara lamina di *biotite* più o meno cloritizzata, *moscovite*, *zirconio*. I pochi minerali opachi sono dati da *leucoxeno*.

L'analisi chimica del campione 35 ha dato:

SiO ₂	73,64	si	428,6
TiO ₂	0,43	ti	2,1
Al ₂ O ₃	14,01		
Fe ₂ O ₃	0,69	al	77,9
FeO	1,29		
MnO	tr	fm	8,4
CaO	1,63	c	10,1
MgO	tr		
Na ₂ O	4,05	alk	33,6
K ₂ O	2,96	k	0,32
H ₂ O +	1,02	mg	—
HO —	0,10	c/fm	1,21
	<u>99,83</u>		

Base	Kp	Ne	Cal	Hz	Fs	Fa	Ru	Q
a 100	10,8	22,4	5,0	1,9	0,7	0,6	0,3	58,3
Norma	Or	Ab	An	Fe-Cord	Mt	Hy	Ru	Q
	18,0	37,3	8,3	3,5	0,7	0,4	0,3	31,5

Considerando la sola analisi, questo campione potrebbe definirsi senz'altro un granito di tipo alcali calcico, notevolmente acido e non eccessivamente ricco in potassio, ma la scarsa rispondenza della formula magmatica coi tipi proposti da Niggli, denota anomalie anche nella composizione chimica. Infatti il magma che più si avvicina è il quarzodioritaplitico: si 420, al 46,5, fm 4, c 15, alk 34,5, k 0,2, mg 0,3, dove si nota però una forte differenza nel valore al.

Anche nella norma la comparsa di Fe-Cord è conseguenza di eccesso di allumina e trova la spiegazione nella presenza di granato. La proporzione di Ab e An, che porterebbe a un plagioclasio molto acido, va modificata per la presenza di biotite e muscovite che usufruiscono di parte del sodio qui legato esclusivamente all'albite.

Filoni pegmatitici negli scisti.

Oltrepassata la seconda lente gabbbrica si ritorna agli gneiss granulari biotitici, del tutto simili a quelli incontrati più a valle.

Anche qui abbiamo *biotite*, *quarzo*, *ortoclasio*, *plagioclasio* (andesina), *granato*, *apatite* e *zircone*. In più (campione 8n) compaiono piccoli cristalli a bassa birifrazione, alto indice di rifrazione, tracce di piani di sfaldatura e nette fratture. Il pleocroismo è sensibile, dal giallognolo, al giallo verdastro, al bruno. Caratteristiche in alcuni cristalli le zonature. Si tratta di un termine di *epidoto*, probabilmente una *pistacite* poco ferrifera.

I minerali opachi sono rappresentati da masserelle irregolari abbastanza estese, di *pirrotina*, che a volte è completamente contornata da *rutile* (Tav. VI fig. 1). Scarsi e piccoli i cristalli di *ilmenite*, esili le vene di *limonite*. Vi sono inoltre lamine, più o meno contorte, quasi sempre isolate, di *grafite*.

Verso S gli gneiss granulari biotitici cedono il posto a rocce più scistose e giallastre, tra le quali corrono alcuni filoni, che, al microscopio, si sono rivelati diversi da quelli affioranti più a nord, ma del pari soggetti ad azioni dinamiche intense. Predomina il *microclino*, in grandi cristalli a estinzione fortemente ondulata e lamelle contorte. Segue il *quarzo*, spesso con struttura a mosaico. Non molto abbondante la *mica muscovite*, in lamine sfrangiate e contorte. Ancor più raro e indeterminabile il *plagioclasio*. Eccezionali anche piccoli cristalli di *granato*.

Scisti e miloniti grafitiche.

Subito a monte dei filoni la roccia assume una forte scistosità e un color nero intenso; una galleria per la ricerca di *grafite*, ora abbandonata, penetra in essa per alcuni metri; aderenti al soffitto si vedono ancora notevoli quantità di detto minerale.

Un campione (n. 31) mostra, oltre la *grafite*, *quarzo* spesso fratturato e brecciato, *mica muscovite*, abbondante, *clorite* poco pleocroica, rara *biotite*, *ilmenite* e *leucoxeno*.

Si tratta di una roccia cataclastica, dove la *grafite*, che già era visibile in alcuni scisti più a valle, assume un ruolo di maggior importanza.

Rocce scure, milonitiche, si trovano anche più a O (n. 36) e attraversano il rio di Massera, originando, per la maggior durezza che esse presentano, un salto d'acqua.

I componenti sono, oltre quelli del campione precedente, *plagioclasio*, scarsamente geminato, che confrontato col *quarzo*, in posi-

zione incrociata, dà $\varepsilon > \alpha'$, $\omega < \gamma' =$ andesina; *granato*, scarso, e, inoltre, *zircone* e *rutile* sagenitico incluso nel quarzo.

Sono queste le sole rocce nelle quali la clastesi predomina sulla blastesi.

Scisti sillimanitici e filoni di calcite.

Proseguendo verso il crinale della val Sabbiola, si entra nella zona costituita esclusivamente da scisti sillimanitici, giallastri o giallo rossastri, molto scistosi, fino a fogliettati. Malgrado il tipo si mantenga abbastanza costante, esistono variazioni tra punto e punto, espresse principalmente nella quantità di plagioclasio, che può a volte mancare, e nella varietà dei costituenti accessori.

In tutti abbonda il *quarzo*, spesso includente aghi di *rutile*, formanti tra loro angoli di 120° . Altro costituente principale è il *granato* xenoblastico. Caratteristica la *sillimanite*, alcune volte in cristalli grandi (Tav. VI fig. 2) altre volte in fasci di cristalli minuti determinanti una caratteristica fibrosità. Quasi sempre la *sillimanite* è associata a *biotite*, pleocroica dal giallognolo al bruno rosso. La *mica muscovite* appare secondaria, anche se in lamine, a volte, grandicelle. I costituenti accessori più frequenti sono *apatite*, *zircone*, *rutile*.

Il *plagioclasio* può mancare, o presentarsi come accessorio, o anche in quantità maggiori. In un campione (n. 58) presenta:

$$\alpha' \geq 1,537 \qquad \gamma' > 1,537$$

Angolo di estinzione nella zona simmetrica: 19° .

Si tratta quindi di un'andesina col 35% di An.

Nel campione n. 37, piuttosto alterato, vi sono vene ed isole di *prehnite*, che si presenta in aggregati botrioidali, fibroso-raggiati, a media rifrazione e birifrazione elevata e *ottaedrite*, in cristalli uniassici negativi molto colorati, pleocroici, con ε giallo verdastro, ω giallo bruno.

I minerali opachi, determinati in sezione lucida, nel campione n. 30, non sono abbondanti e constano di cristalli irregolari di *ilmenite*, profondamente trasformati in *leucoxeno*, e di laminette di *grafite*.

L'analisi chimica del campione 30 ha dato:

SiO ₂	44,52	si	118,7
TiO ₂	0,79	ti	3
Al ₂ O ₃	33,91		
Fe ₂ O ₃	4,93	al	54,7
FeO	7,31		
MnO	0,09	fm	38,9
CaO	1,26	c	3,6
MgO	3,31	alk	2,8
Na ₂ O	0,63		
K ₂ O	0,71	k	0,41
H ₂ O +	2,93	mg	0,36
H ₂ O—	0,24		
S	—	c/fm	0,09
	100,63		

Base	Kp	Ne	Cal	Sp	Hz	C	Fs	Ru	Q
a 100	2,6	3,5	3,8	14,3	17,9	12,6	5,4	0,6	39,3
Norma	Or	Ab	An	Cord	Fe-Cord	Sil	Fs	Ru	Q
	4,3	5,8	6,3	26,2	32,8	13,2	5,4	0,6	5,4

È questo il caso estremo della serie: stronaliti, gneiss sillimanitici, scisti sillimanitici. La grande abbondanza di sillimanite e biotite, l'estrema scarsità di feldispati, ancora maggiore di quanto mostri la norma, perchè da una parte Or e Ab vengono utilizzati per la formazione di biotite e muscovite e una percentuale di An entra nella composizione dei granati, fanno classificare questa roccia tra gli scisti sillimanitici. Sia dalla formula magmatica, sia dalla norma e anche dall'osservazione microscopica è evidente l'estrema abbondanza di allumina, maggiore di qualsiasi altro campione della zona, analizzato nel presente lavoro.

Gli scisti sillimanitici sono qua e là attraversati da filoni di di calcite, più o meno ricchi di altri minerali. L'andamento di questi filoni è irregolare; la potenza varia da pochi centimetri a un metro circa.

Uno di questi (n. 38) è messo in luce, sul fianco destro del rio di Massera, da una fessura larga, bassa e profonda, dovuta al-

l'azione carsica delle acque del rio, quando il piano di scorrimento era più elevato.

Al microscopio, oltre la *calcite*, si scorgono isole di cristalli di *olivina*, a volte in via di trasformazione in *serpentino* antigoritico, *biotite*, in via di decolorazione, con $\alpha = \beta$ incolore, γ bruno chiaro, *talco* in piccole lamine, *tremolite* incolore.

I minerali opachi sono molto abbondanti. Predomina la *pirrotina* in cristalli frastagliati, spesso trasformati in *marcasite*, col classico andamento interessante linee di frattura e piani di sfaldatura. Vi è inoltre *magnetite*, addensata presso i cristalli di *olivina* in via di trasformazione, poca *ilmenite* e piccoli grani di grafite.

Il campione 6n proviene da un filone che attraversa il rio più a monte, anch'esso presenta *olivina* e *serpentino* ed inoltre *pirosseno monoclinico* con $c : \gamma = 43^\circ$ e idioblasti di *granato*. Mancano invece i minerali opachi (¹).

Tra gli scisti sillimanitici, salendo verso il crinale, compaiono ancora due affioramenti gabbri, i cui contatti sono mascherati dalla spessa coltre di terriccio, dato che i rii, prossimi al loro inizio, sono appena tracciati e ridotti a semplici avallamenti.

3) Le rocce raccolte lungo l'itinerario da Salaro al M. Capio.

Questo itinerario taglia in più punti i confini tra le rocce eruttive basiche e quelle metamorfiche e attraversa, nel suo ultimo tratto, le rocce ultrafemiche.

(¹) In linea generale i calcefiri della Val Sabbiola non presentano differenze sostanziali da quelli già illustrati da Artini e Melzi per l'intera Valsesia. Mancano qui i tipi a scapolite e a zoisite, abbondano invece quelli essenzialmente pirossenici e olivinici.

I minerali che compaiono sono caratteristici di catazona, solo la mica muscovite può far pensare, nel caso si tratti di minerale primario, a limitate azioni pneumatolitiche.

Nei 32 calcefiri studiati da Artini e Melzi, tra cui ne figura uno di Erbareti, costituito unicamente da calcite e pirosseno, predominano il pirosseno monoclinico (27 ritrovamenti), la titanite (26 ritrovamenti) l'anfibolo tremolitico (21 ritrovamenti), seguono zoisite, pirrotina, quarzo, flogopite, scapolite, ecc.

Anche nei calcefiri da me esaminati, dopo la calcite, figura il pirosseno monoclinico e compaiono minerali già tutti ritrovati da Artini e Melzi.

Dal punto di vista chimico è da notarsi la femicità dei componenti silicati nei campioni esaminati. Questa caratteristica non è però comune a tutto il banco calcareo ed è evidente che il n.º 49, costituito unicamente da calcite e quarzo, porterebbe a risultati ben differenti.

Il contatto di Salaro.

I due gruppi di case, posti a quota diversa, che formano la frazione di Salaro, sono entrambi su terreno metamorfico. Sotto Salaro superiore abbiamo uno gneiss sillimanitico, grigiastro, ricco di *quarzo*, *granato*, *feldispato*, quasi completamente trasformato in un aggregato argilloso-micaceo, *sillimanite* e inoltre *rutilo* e *zircono*.

Un pò più a valle la roccia diviene meno scistosa, di colore verdastro, assai alterata e priva di granato e sillimanite. Il feldispato risulta un termine andesinico di *plagioclasio*, come sempre scarsamente geminato secondo albite e albite-periclino. Poco più a valle appaiono le rocce eruttive basiche della formazione massiccia ma non è possibile cogliere il passaggio tra i due tipi. Un contatto interessante è invece sotto il gruppo di case di Salaro inferiore, lungo il rio che ho chiamato, tanto per intenderci, rio di Salaro (fig. 1).

Tra le case affiora una roccia grigio-verde, compatta, dura, a grana minuta, afanitica. Al microscopio si scorge molta *sostanza cloritica*, a cui si associa *muscovite*, in minute lamine e *calcite*. I soli minerali inalterati sono il *quarzo*, in piccoli cristalli e l'*apatite*.

Scendendo il rio si trovano invece rocce più fresche ed è possibile osservare, attraverso una variazione di colore e di grana il passaggio tra rocce metamorfiche ed eruttive.

Il campione 31n, raccolto 10 cm. a monte dell'immediato contatto, è di colore chiaro a struttura granulare, leggermente orientata. È composto di *granato*, *biotite*, con pleocroismo a giallognolo, $\beta = \gamma$ bruno rosso; *plagioclasio* con le tre geminazioni principali: albite, albite-periclino, albite-Carlsbad. Esso presenta le seguenti caratteristiche ottiche:

confronto col quarzo in pos. incrociata:

$$\alpha' < \varepsilon, \gamma' > \omega \text{ (22-40\% An.)}$$

Angolo max. di estinz. nella zona simm. 26° (44% An)

$$2V = + 81 \text{ (44\% An)}$$

$$\text{gemin. (010)} = 44\% \text{ An}$$

$$2V = - 78^\circ \text{ (34\% An)}$$

$$\text{gemin. (010)} = 34\% \text{ An, gemin. pericl.} = 35\% \text{ An.}$$

Si tratta evidentemente di due termini diversi di plagioclasio nella stessa roccia, ambedue però compresi nel campo dell'andesina.

Scarsi l'*ortoclasio* e il *quarzo*. Accessori, ma diffusi, *apatite* e *zircone*.

Il campione 32n proviene dalla zona precisa di contatto. E' costituito da due parti di aspetto e colore diversi. Ambedue presentano struttura granulare, ma mentre uno è debolmente scistoso e di colore bianco e bruno, l'altro non mostra struttura orientata ed ha un colore bianco e verdastro.

Non vi sono sostanziali differenze tra la parte bianco bruna e la precedente roccia 31n. Anche qui vi è *granato*, *biotite*, in buona parte trasformata in *clorite*, plagioclasio di aspetto identico a quello del campione 31n ed estinzione molto ondulata. Le misure al Fedoroff hanno dato:

$$2V = + 88^{\circ} (39\% \text{ An})$$

$$\text{Sfald. (010)} = 39,5\% \text{ An} \quad \text{sfald. (001)} = 39\% \text{ An}$$

Il *quarzo* è più abbondante, scarso l'*ortoclasio*.

Accessori *apatite* e *zircone*, la prima relativamente abbondante.

Differenze maggiori vi sono tra la parte bruna e quella verde.

In quest'ultima infatti mancano *granato* e *ortoclasio*.

I dati del Fedoroff relativi al plagioclasio sono:

$$2V = + 84^{\circ} (44\% \text{ An})$$

$$\text{Sfald. (001)} = 45\% \quad \text{gemin. (010)} = 45\%$$

Spostandoci 10 cm. più a valle abbiamo già rocce gabbriche. Nel campione 33n ricompare infatti un *pirosseno monoclinico*, zonato, con le seguenti caratteristiche:

$$2V = 52-56^{\circ} \quad c : \gamma = 40-44^{\circ}$$

Abbondante è la *clorite*. Pure abbondante il *plagioclasio*, geminato albite e albite-pericline. Estinzione ondulata, segno ottico + della birifrazione.

Al Fedoroff:

$$\text{geminaz. (010)} = 67\% \text{ An} \quad \text{sfald. (001)} = 67\% \text{ An}$$

ed anche:

$$\text{gemin. (010)} = 65\% \text{ An.}$$

Vi sono pure alcuni lembi di *orneblenda*, cristallini di *apatite*, *ilmenite* e, quello che rende interessante la roccia, cristalli di *quarzo* (Tav. VI fig. 3).

Le percentuali dei minerali sopra elencati sono:
pirosseno 10,0, clorite 21,3, plagioclasio 56,1, quarzo 8,0, apatite 2,0, minerali opachi 2,6 in vol.

Indice di colore: 33,9.

Ancora 10 metri a valle troviamo una roccia di tipo gabbriico (34n), ma anch'essa si scosta dal tipo normale che s'incontra nell'interno della formazione eruttiva basica. Analogie vi sono con la roccia 40n, incontrata nel primo itinerario.

I componenti sono: *pirosseno rombico*, *pirosseno monoclinico*, *orneblenda*, *biotite*, *plagioclasio*, *apatite*, *ilmenite*.

Il pirosseno rombico, pur avendo tutte le caratteristiche di un iperstene, non ha un'estinzione perfettamente retta ed è anche zonato.

$n \alpha$ rosa, $n \beta$ giallognolo, $n \gamma$ verdolino

$$2V = - 58^\circ \quad c : \gamma = 4^\circ - 6^\circ$$

L'angolo di estinzione aumenta verso il centro.

Il pirosseno monoclinico è leggermente verdognolo in sezione, a colori massimi d'interferenza azzurri di 2° ordine; l'angolo di estinzione misurato al Fedoroff è:

$$c : \gamma = 40^\circ$$

L'*orneblenda* ha un pleocroismo che si discosta da quello tipico dell'*orneblenda* basaltica.

α giallognolo, β verde bruno, γ verde

$$\alpha < \beta > \gamma \quad 2V = - 72^\circ \quad c : \gamma = 14^\circ$$

La mica *biotite* è particolarmente abbondante e pleocroica, con α giallognolo, $\beta = \gamma$ bruno nero.

Il plagioclasio, geminato albite e albite-periclinico, ha estinzione ondulata, che mascherà una sensibile zonatura. Al Fedoroff, in alcune lamine, che meglio si prestano a misurazioni, abbiamo:

$$2V = + 82^\circ (43\% \text{ An})$$

$$\text{gemin. (010)} = 43\% \text{ An} \quad \text{gemin. pericl.} = 43\% \text{ An.}$$

Si tratta quindi di andesina.

Al tavolino integratore si ricavano i seguenti dati:
orneblenda 2,9%, pirosseno rombico 10,6, pirosseno monoclinico 5,0
biotite 23,1, plagioclasio 54,3, apatite 2,0, minerali opachi 2,1% in vol.
Indice di colore: 43,7.

Rocce eruttive basiche e filoni che l'attraversano.

Scendendo verso il fondo valle s'incontrano rocce gabbriche micacee assai alterate. Molto più fresche sono quelle che affiorano nel letto del torrente Sabbiola, sotto il ponte della mulattiera. Sono del tutto simili alle rocce incontrate nel primo itinerario, quando si attraversava la fascia marginale, dove le rocce eruttive basiche erano più o meno micacee.

Anche qui abbiamo *orneblenda basaltica*, poca *biotite*, *iperstene*, *pirosseno monoclinico*, *labradorite*.

Oltrepassato il ponte, lungo il sentiero che costeggia la sponda destra del torrente, si susseguono ancora le rocce di tipo gabbrico fino a Montata, con qualche variazione da un punto all'altro.

Il campione 28, raccolto in questa zona, presenta i seguenti minerali con le relative caratteristiche: *orneblenda basaltica*, con pleocroismo un pò diverso dal solito:

α giallino chiaro, β bruno verde, γ verde sporco

$$2V = -78^\circ \quad c; \gamma = 8^\circ$$

Iperstene, come di consueto al centro dei nuclei femici.

α rosa, β giallino, γ verdolino $2V = -61^\circ$

Biotite α giallognolo, $\beta = \gamma$ bruno rosso cupo.

Plagioclasio, geminato, spesso con la legge dell'albite e dell'albite-periclino, a volte non geminato. Le lamelle di geminazione sono contorte e anche fratturate.

Al Fedoroff:

$$2V = 78^\circ (58\% \text{ An})$$

$$\text{gemin. } (010) = 52\% \text{ An} \quad \text{gemin. pericl.} = 52\% \text{ An}$$

Molta la *clorite*, derivata dall'alterazione specialmente dei pirosseni. Rari i minerali accessori, diffusi ma non eccessivamente abbondanti, quelli opachi.

Al tavolino integratore si hanno le seguenti percentuali in volume:

orneblenda 16,8, iperstene 13,9, biotite 1,6, clorite 4,1, plagioclasio 61,0, minerali opachi 2,6.

Indice di colore: 39,0.

Queste rocce sono attraversate da un filone feldspatico corindonifero, quasi verticale, della potenza di circa 40 cm., che più in alto si sdoppia in due filoncini paralleli.

La presenza di questo filone era stata segnalata da Franchi (23), che non ne aveva eseguito studi petrografici.

In base alle ricerche di Ferrarini (¹), la roccia può essere classificata come plumasite nel senso di Lawson. Essa è costituita da *plagioclasio* acido, contenente il 16% di anortite, passante all'11%. An verso l'orlo esterno. Il *corindone* presenta le stesse caratteristiche riscontrate nel filone più a valle, situato nei pressi di Massera. Caratteristiche le pseudomorfosi di plagioclasio su corindone (Tav. VI, fig. 4).

I minerali femici sono anche qui scarsissimi e limitati a lamine di *orneblenda*.

Anche le azioni dinamiche sono sentite e danno luogo a strutture a mosaico del plagioclasio (Tav. VII, fig. 1) di modo che l'aspetto microscopico è più di roccia metamorfica che di roccia magmatica.

L'analisi chimica, eseguita dal Dott. Ferrarini, è la seguente:

SiO ₂	59,20	si	207,8
Al ₂ O ₃	27,93	al	57,7
Fe ₂ O ₃	1,91	fm	5,1
CaO	1,10	c	4,2
MgO	—	alk	33,0
Na ₂ O	8,55	h	0,12
K ₂ O	1,86	c/fm	0,83
	100,55		

Base	Kp	Ne	Cal	C	Fs	Q
a 100	6,2	43,7	3,2	10,2	1,9	34,8
Norma	Or	Ab	Ne	An	C	Fs
	10,3	71,5	0,8	5,3	10,2	1,9

(¹) R. FERRARINI - op. cit.

TAVOLA VI

Fig. 1: Sez. 8n — Pirrotina (grigia chiara) nel rutilo (grigio scuro quasi come il fondo).

315 $\times$, solo polarizzatore, luce riflessa.

Fig. 2: Sez. 30 — Concentrazioni di sillimanite.

55 $\times$, solo polarizzatore, luce trasmessa.

Fig. 3: Sez. 33n — Quarzo (bianco), tra pirosseni e minerali opachi.

55 $\times$, solo polarizzatore, luce trasmessa.

Fig. 4: Sez. 12n — Cristallo geminato e corrosivo di corindone; il plagioclasio, che lo sostituisce all'orlo, mantiene le tracce di piani di geminazione.

104 $\times$, solo polarizzatore, luce trasmessa.



Fig. 1

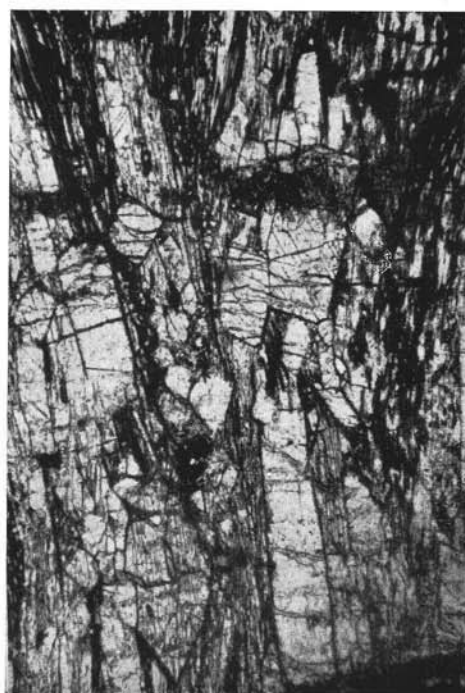


Fig. 2



Fig. 3



Fig. 4

Dall'analisi si ha la conferma del carattere eminentemente sodico della roccia e viene messo in evidenza anche l'eccesso di allumina, che ha determinato la formazione di corindone.

Tale eccesso impedisce anche una rispondenza tra la formula magmatica e qualsiasi tipo proposto da Niggli. Assai concordanti con le osservazioni ottiche sono invece i valori della norma, in cui viene confermato il carattere fortemente acido del plagioclasio e l'eccesso di allumina pura.

Le rocce eruttive basiche, sempre micacee, si spingono fino all'abitato di Montata. Un campione (n. 29), raccolto presso il ponte sul rio, in vicinanza del gruppo di case, non ha mostrato sensibili differenze dal n. 28, sia per la qualità che per la quantità dei costituenti. Anche qui vi è *plagioclasio* basico, *orneblenda* tendente alla verde, *iperstene*, *biotite*, *clorite* ed inoltre cristalli relativamente grandi di *zircon*.

Gneiss e stronaliti.

A Montata si rientra nella formazione metamorfica. Anche qui il passaggio non è brusco e si verifica un'alternanza tra rocce eruttive e metamorfiche, che, come sempre accade in questi casi, risultano anomale.

Questo passaggio è particolarmente chiaro nel fondo del Sabbiola, presso la frazione di Piane, dove abbiamo la seguente successione: rocce di tipo gabbro e noritico micacee, gneiss piro-senici, ancora rocce gabbbriche, stronaliti.

Le rocce gabbbriche vicine alle stronaliti (46n) sono costituite, oltre che da *iperstene*, *augite*, con $c : \gamma = 47^\circ$, *biotite*, *plagioclasio*, da alcuni cristalli piccoli e irregolari di *quarzo*, frammisti al *plagioclasio*, e da cristalli geometrici, pure piccoli, di *ortoclasio*, per lo più inglobati nel *plagioclasio*. Il confronto *plagioclasio-quarzo* ha dato $\omega < \alpha'$, $\varepsilon < \gamma'$ ω e $\varepsilon < \beta$. Il segno della birifrazione del *plagioclasio* è positivo, l'angolo massimo di estinzione nella zona simmetrica è di 33° .

Tra i minerali accessori l'*apatite* è abbondante, lo *zircon* raro. Numerosi i minerali opachi.

Ci troviamo di fronte anche qui a una roccia che macroscopicamente e microscopicamente ha tutto l'aspetto di un gabbro, ma si differenzia dalle rocce consimili, poste più internamente, dalla presenza di *quarzo* e *ortoclasio*. Notevole anche l'assoluta mancanza di *orneblenda*.

Le strolaliti appartengono alla stessa fascia che, con una certa continuità, segue il confine tra rocce eruttive basiche e rocce metamorfiche. Come dissi in occasione della descrizione delle strolaliti di Massera, la variabilità di queste rocce è notevole, mutando assai le percentuali dei singoli componenti.

Il campione 39, raccolto lungo il sentiero tra Montata e Erbareti, è costituito da *quarzo*, *ortoclasio*, *andesina*, *granato*, *biotite*, *zirconc*. Esso è più ricco di biotite del n. 13 e manca di sillimanite, identiche invece le altre caratteristiche.

In un campione raccolto 200 metri oltre Montata (n. 40), sempre lungo lo stesso sentiero, la *biotite* è notevolmente diminuita; oltre all'*ortoclasio* micropertitico, compare anche microclino a spese del *plagioclasio*, assai meno numeroso che nel campione precedente. Il termine è però lo stesso e, in base al confronto col quarzo risulta compreso tra 22 e 39,5% di An.

Verso Erbareti la roccia diviene più scistosa (n. 41), aumenta di nuovo la *biotite*, sparisce il microclino; il *plagioclasio* si mantiene della stessa acidità e compaiono cristalli di sillimanite.

Risalendo la costa del monte in direzione di Soliva, si passa a veri e propri scisti sillimanitici, che si alternano però ancora con le così dette strolaliti.

Il campione n. 42, preso tra Erbareti e Soliva, pur presentando ancora, oltre al *quarzo* e al *granato*, *ortoclasio* e *plagioclasio* di tipo andesinico, è ricco di *sillimanite* in fasci, che circondano il granato. I minerali opachi sono abbondanti e rappresentati da *rutile* e numerose lamelle di *grafite*.

Il n. 43, raccolto poco prima di Soliva è ancora di tipo strolalitico, privo di sillimanite, ricco di *andesina* e di *clorite*, povero invece di *ortoclasio*.

La variabilità e alternanza di tipi rocciosi lungo il crinale.

Anche sul crinale che porta al M. Capio persiste l'alternanza fra rocce gneissiche di tipo diverso, tra le quali le strolaliti.

I numeri 44, 45, 46, 47 sono stati prelevati nell'ordine lungo il sentiero tra Striengo e l'alpe Cevia a poche decine di metri l'uno dall'altro.

Il n° 44 è una roccia irregolarmente granulare, bianco giallastra, scistosa, con grossi idioblasti di granato.

Al microscopio mostra grandi lamine di *ortoclasio* micropertitico, che si alternano con zone a tessitura microgranulare. Oltre

all'ortoclasio troviamo cristalli di *plagioclasio*, originariamente anch'essi di notevoli dimensioni, ma ora assai alterati e con estinzione fortemente ondulata. Scarso e in piccoli individui il *quarzo*. Abbondante il *granato*. Frequente anche un *pirosseno* monoclinio verdognolo, a colori d'interferenza massimi sul verde di 2° ordine. Il segno della birifrazione è +, l'angolo di estinzione è male determinabile per la mancanza d'individui opportunamente orientati, ma certamente superiore a 37°.

Associata al pirosseno vi è anche *biotite* con α giallognolo $\beta = \gamma$ bruno nero. Numerosi e grandicelli i cristalli di *zircone*, frequente l'*apatite*. Abbondanti i minerali opachi.

Si tratta di uno gneiss diverso dai tipi caratteristici fin qui incontrati; non si può infatti avvicinare né a uno gneiss granulare biotitico, né a uno scisto a sillimanite, né a una stronalite, da cui si differenzia nettamente per la presenza di pirosseno. L'immediata vicinanza del confine con le rocce eruttive basiche può far pensare che ci si trovi anche qui di fronte a uno dei fenomeni già verificatisi presso il contatto di Massera, in cui compaiono nelle rocce metamorfiche confinanti con quelle eruttive basiche, elementi caratteristici di queste ultime.

Il campione 45 è una tipica stronalite con *quarzo*, *andesina*, *ortoclasio*, *granato*, *sillimanite*, *zircone*, *rutilo*, *clorite* e *muscovite*.

L'ortoclasio è scarso, il plagioclasio mostra caratteristiche strutture antipertitiche, il quarzo ingloba aghetti di rutilo disposti regolarmente.

Il n° 46 viene da un filone, che ha l'aspetto di un vero e proprio granito. La struttura è granulare non scistosa. La composizione mineralogica è analoga a quella di un granito, ma tendente a quella di una roccia metamorfica. Abbiamo infatti *quarzo*, *plagioclasio*, *ortoclasio*, *biotite*, *muscovite*, *zircone*, ma anche *granato*. Inoltre il plagioclasio è spesso antipertitico. I dati ottici sono:

$$\alpha' = 1,537 \quad \gamma' > 1,537$$

Confronto col quarzo in pos. parallela:

$$\omega < \gamma', \varepsilon > \alpha' \text{ (22 - 40 \% An)}$$

Angolo max. di estinz. in zona simm.: 15° (31 % An)

Si tratta quindi di andesina.

Il quarzo ha estinzione fortemente ondulata ed è zeppo di aghetti di *rutilo*. L'ortoclasio è scarso. Scarsissima la *biotite*, qua e là trasformata in *clorite*.

In sezione lucida si nota che l'unico minerale opaco, anzi in questo caso semiopaco, è il rutilo, sia in masserelle irregolari, a volte geminate, con lamine di geminazione contorte e a fiamma, sia in cristalli aghiformi.

Manifestamente scistosa è invece la roccia che segue (n° 47). L'aspetto è molto diverso, la costituzione mineralogica è invece abbastanza simile. Troviamo infatti, assai abbondanti, *granato*, *ortoclasio* micropertitico, *plagioclasio* del tipo del campione precedente, e *quarzo*, per lo più con struttura a mosaico. Inoltre *biotite*, *muscovite*, *rutilo*, *zirconio*, *apatite* e *sillimanite*.

Tra alpe Cevia e alpe Campo il terreno è formato da grandi masse di detriti, tra i quali è possibile trovare numerosi campioni di roccia feldspatica fortemente corindonifera. Questi frammenti provengono da spuntori rocciosi, che sovrastano la mulattiera, che porta da Montata ad alpe Campo e sui quali passa il sentiero del Capiò. Non si tratta di filoni veri e propri, ma di concentrazioni feldspatiche, generalmente a grana grossa, nelle quali compare, a volte anche in notevoli concentrazioni, il corindone, sempre di colore grigio e ad abito prismatico. Sono in definitiva le stronaliti che, per lo più granatifere, divengono in alcuni punti corindonifere.

Le ricerche chimiche del dott. Ferrarini, su materiale però assai alterato, hanno dato per il corindone:

SiO ₂	9,46
Al ₂ O ₃	84,87
Fe ₂ O ₃	3,23
CaO	1,13
K ₂ O	1,73
	100,42

e per la massa feldspatica in buona parte caolinizzata:

SiO ₂	41,70
Al ₂ O ₃	44,65
Fe ₂ O ₃	1,31
CaO	0,60
MgO	0,14
Na ₂ O	3,74
K ₂ O	3,69
H ₂ O+	4,50
H ₂ O-	0,13
	100,46

A differenza delle altre rocce corindonifere analizzate, questa rivela una notevole percentuale di potassio, che è indice di un chimismo diverso.

Scarsissimi anche qui gli elementi femici, che rispecchiano l'assenza quasi totale di minerali scuri.

Oltre le strolaliti accompagnano le rocce corindonifere anche gli gneiss. Il campione 13 n, sempre di Alpe Campo, è ricco di *sillimanite*, *biotite*, *quarzo*, *plagioclasio* e *granato*, con *zircrone* e *apatite* accessori.

Il plagioclasio è un'andesina con $n\alpha' = 1,537$ e $n\gamma' > 1,537$.

Lungo il crinale che dall'alpe Campo si dirige verso alpe Laghetto predominano nel primo tratto gli scisti sillimanitici, ma compaiono anche rocce gabbriche in giacitura analoga a quelle della sponda sinistra della val Sabbiola.

La roccia n° 50, che s'incontra subito dopo alpe Campo, è uno scisto con notevole quantità di *sillimanite*; abbondanti sono però anche *quarzo*, *granato*, *biotite*, *ortoclasio* micropertitico, *plagioclasio*. Quest'ultimo minerale è scarsamente geminato; l'angolo massimo di estinzione nella zona simmetrica è di 23° ; il confronto con gl'indici del quarzo ha dato: $\varepsilon > \alpha'$, $\omega < \gamma'$, $n\gamma'$ e $n\alpha'$ sono superiori a 1,537.

Vi è inoltre *muscovite* secondaria, un pò di *clorite* e *zircrone*.

La roccia gabbrica, che si raccoglie poco più avanti (n° 51) è ricca di *orneblenda basaltica* con pleocroismo α giallognolo, β bruno rosso, γ bruno giallastro. Altri componenti sono la *mica biotite* con α giallognolo, $\beta = \gamma$ bruno rosso; il *pirosseno* pleocroico dal giallo roseo ($\alpha = \beta$) al grigio verdognolo (γ). L'estinzione della parte periferica è retta, quella della parte centrale leggermente obliqua, con angolo crescente verso il centro. Il segno della birifrazione è —.

Il *plagioclasio* è fresco, ma estingue fortemente ondulado, così come sono incurvate le rare lamelle di geminazione polisintetica. In alcuni cristalli misurabili al Fedoroff ho avuto:

$$2V = -88 \quad \text{gemin. pericl.} = 40\% \text{ An}$$

Abbiamo inoltre *clorite* e *apatite*.

A luce riflessa i minerali opachi, piuttosto scarsi, risultano costituiti dalla sola *ilmenite*.

Il campione 52, preso 800 metri oltre alpe Campo, è una strana roccia granulare di aspetto quasi pegmatitico. Anche al microscopio la struttura risulta in parte pegmatitica, in parte gneissica. Vi sono infatti grandi lamine di *plagioclasio*, fortemente antipertitico, (Tav. VII, fig. 2) geminato qualche volta secondo Carlsbad, con $\alpha' = 1,537$, $\gamma' > 1,537$.

Numerosi e grandi anche i cristalli di *ortoclasio*, micropertitico, abbondante il *quarzo*. Associati a questi minerali troviamo, oltre a *zircone* accessorio e *clorite* secondaria, *mica biotite*, *sillimanite* e *pirosseno monoclinico*. Tutti questi tre minerali mostrano azioni di riassorbimento e rappresentano il residuo di vecchie strutture sostituite da quelle pegmatitiche.

Rocce peridotitiche e pirossenitiche.

Percorrendo il crinale verso alpe Laghetto, s'incontra, presso quota 1839, una fascia stretta e allungata di rocce eruttive ultrabasiche. La prima che appare è una serpentina di colore grigio nerastro, con struttura tendente alla ranocchiaia (n° 53). La forte serpentizzazione limita i componenti della roccia a *serpentino* antigoritico, poca *orneblenda*, spesso cloritizzata, indeterminabile nelle sue caratteristiche ottiche, granuli di *spinello* verde bruno e fitte punteggiature di *magnetite*.

La serpentina passa quasi subito a peridotite, la quale non ha composizione costante, non solo perchè passa rapidamente dal tipo dunitico a quello lherzolitico, ma anche perchè intersecata da filoni, lenti, colonne di gabbri, pirosseniti e rocce metamorfiche di tipo stronalitico.

La caratteristica di queste rocce peridotitiche è quella, già segnalata da autori precedenti, di contenere, come costituente fondamentale, *orneblenda* basaltica, che, come vedremo è una particolare varietà di essa.

Un tipo dunitico si trova presso alpe Laghetto (n° 54). La roccia è grigio-verdognola, compatta. Al microscopio risulta assai fresca e costituita essenzialmente da *olivina* allotriomorfa, con inclusioni nastriformi di piccoli corpi birifrangenti. Coi liquidi a indice di rifrazione noto ho potuto determinare:

$$\alpha = 1,659 \quad \beta = 1,689 \quad \gamma = 1,709 \quad \gamma - \alpha = 0,050$$

Associata all'olivina vi è orneblenda con α incolore, β bruno roseo, γ bruno chiaro. $2V = + 82^\circ$, $c:\gamma = 17^\circ$. Si tratta quindi di un tipo pressochè identico a quello incontrato nella peridotite di Sabbia (38n); classificato come pargasite (Tav. VII, fig. 4).

Compare inoltre uno *spinello* bruno, semitrasparente, riferibile al tipo della cromite.

Molto simile è la peridotite del colle dei Rossi (50 bis), nella quale si nota solo una maggiore opacità dello spinello.

Assai più diffuse sono le lherzoliti, nelle quali il pirosseno rombico e quello monoclino sono presenti in varie proporzioni, fino a una concentrazione tale da far diventare poco più che accessoria l'olivina.

Lherzoliti fortemente oliviniche si trovano sotto q. 1839 (n° 15n), lungo la dorsale verso alpe Laghetto (16n) e nella zona delle vecchie miniere di alpe Laghetto (21n).

L'*olivina* non differisce da quella delle rocce dunitiche, l'angolo assiale ottico, misurato al Fedoroff, è risultato di $88^\circ 30'$.

Il *pirosseno monoclino* ha colori massimi d'interferenza più bassi di quelli dell'olivina e nette tracce di piani di sfaldatura. Il suo angolo massimo di estinzione $c:\gamma$ varia da 45° a 47° . Il *pirosseno rombico* ha colori d'interferenza ancora più bassi degli altri due componenti; l'AAO $2V$ risulta di $- 88^\circ$ e $- 81^\circ$. L'estinzione non è perfettamente retta, ma presenta piccoli valori varianti da $c:\gamma = 6^\circ$ a $c:\gamma = 3^\circ$.

Anche qui abbondante è l'*orneblenda*, con $2V$ variante da $+ 82^\circ$ a $+ 86^\circ$, $c:\gamma$ compreso tra $19^\circ 30'$ e 22° , $n_\alpha 1,642$ (incolore), $n_\beta 1,650$ (bruno roseo), $n_\gamma 1,663$ (bruno chiaro), caratteri quindi che la fanno riferire a pargasite.

Lo *spinello* è di color verde olivastro, abbastanza trasparente, e potrebbe riferirsi più a pleonasto che a cromite.

I minerali opachi sono abbondanti. Non bisogna dimenticare che ci troviamo in una zona intensamente mineralizzata, che è stata a suo tempo anche sfruttata per la relativa abbondanza di minerali di nikel. A luce riflessa si scorgono: *pirrotina*, *calcopirite* e *ilmenite*; i primi due minerali più recenti, come formazione, dell'ultimo.

L'analisi chimica è stata eseguita sulla roccia 16n:

SiO ₂	38,36	<i>si</i>	53,2
TiO ₂	0,31	<i>al</i>	1
Cr ₂ O ₃	0,36		
Al ₂ O ₃	1,28	<i>fm</i>	96,2
Fe ₂ O ₃	5,00		
FeO	11,88	<i>c</i>	2,1
MnO	—	<i>alk</i>	0,7
NiO	—		
CaO	1,48	<i>mg</i>	0,82
MgO	39,42	<i>c/fm</i>	0,02
Na ₂ O	0,58		
K ₂ O	—		
H ₂ O ⁺	1,53		
H ₂ O ⁻	—		
S	0,78		
	100,98		
— O	0,39		
	100,59		

Base	Ne	Cal	Cs	Fs	Fo	Fa	Ru	Pirr	Cr	Q
a 100	3,0	0,5	1,8	4,9	76,2	10,5	0,2	1,2	0,4	1,3
Norma	Ab	An	Wo	Mt	En	Fo	Fa	Ru	Pirr	Cr
	5,0	0,8	2,4	4,9	3,6	73,5	8,0	0,2	1,2	0,4

Questa roccia s'inquadra assai bene tra le peridotitiche, che, come è noto, hanno un campo assai limitato di variabilità chimica. Anche la presenza di anfibolo in quantità notevole non influisce in modo sensibile sulla composizione, specialmente perchè si tratta di un termine fortemente magnesiaco.

Notevole, ma non eccezionale, l'alta percentuale di MgO.

La formula magmatica di questa roccia è caratteristica del magma peridotitico di Niggli, con *al* un pò più alto, forse per la presenza di pargasite.

Del tutto simile di aspetto; ma assai diversa come percentuali di componenti mineralogici, è la roccia 17n, raccolta ad alpe Laghetto nelle immediate vicinanze delle peridotiti propriamente dette.

La scarsità dell'olivina, per di più in piccoli individui, fa classificare questa roccia già tra le pirosseniti, come del resto verrà messo in evidenza dall'analisi chimica. Sarebbe però forse meglio considerarla come roccia di passaggio tra le peridotiti e le pirosseniti.

Predomina il *pirosseno* in grandi cristalli, nei quali spesso sono concresciuti sia il termine rombico che quello monoclini (1); ad esso si associa, come di solito, l'*orneblenda*, avente gli stessi caratteri di quella delle altre rocce peridotitiche, perciò di tipo pargasitico. Numerosi i minerali opachi, che a luce riflessa si presentano sotto forma di aggregati di *pirrotina* con tracce di piani di sfaldatura marcati e contorti. Nella pirrotina vi è *pentlandite* in cristalli e in fiamme (Tav. VII, fig. 3) e *bravoite*, originatasi per trasformazione della pentlandite.

Associata a questi complessi vi è *calcopirite* e sono presenti anche cristalli di *ilmenite*.

L'analisi chimica ha dato :

SiO ₂	49,34	<i>si</i>	90,1
TiO ₂	0,47	<i>al</i>	7,8
Cr ₂ O ₃	0,20	<i>fm</i>	79,8
Al ₂ O ₃	7,31	<i>c</i>	11,8
Fe ₂ O ₃	0,49	<i>alk</i>	0,6
FeO	10,41	<i>mg</i>	0,81
MnO	0,07	<i>c/fm</i>	0,15
CaO	6,10		
MgO	23,81		
Na ₂ O	0,36		
K ₂ O	—		
P ₂ O ₅	0,09		
H ₂ O+	1,38		
H ₂ O-	—		
S	0,43		
	100,46		
— O	0,21		
	100,25		

Base	Ne	Cal	Cs	Fs	Fo	Fa	Ru	Pirr	Cr	Q
a 100	2,0	10,7	3,6	0,5	48,1	10,6	0,5	0,7	0,2	23,1
Norma	Ab	An	Wo	Mt	En	Fo	Fa	Ru	Pirr	Cr
	3,3	16,8	4,8	0,5	58,8	4,0	10,4	0,5	0,7	0,2

(1) Quest'ultimo ha angolo assiale ottico piuttosto piccolo, segno negativo della birifrazione, angolo di estinzione ϵ : γ sui 30°, caratteri di una pigeonite. Frequenti i concrescimenti lamellari dovuti a separazione di un'originaria miscela col pirosseno rombico.

La sostituzione quasi totale del pirosseno alla olivina determina un innalzamento della silice, dell'allumina, dell'ossido di calcio. Diminuisce fortemente il magnesio, mentre gli alcali restano rappresentati da quantità trascurabili. La percentuale relativamente alta di zolfo è spiegabile con la presenza di pirrotina e calcopirite.

Nella norma il termine An è da passare quasi tutto alla formazione del pirosseno calcico del tipo pigeonitico, individuato in sezione sottile.

Una schietta pirossenite è il campione 20n, proveniente sempre da alpe Laghetto. Ad occhio nudo non si distingue dalla precedente, ma al microscopio risulta assolutamente priva di olivina. Predominano i *pirosseni*, che sono però piuttosto alterati e danno luogo in alcuni punti alla produzione di *anfibolo* fibroso, *talco* e *clorite*. Per tale ragione i dati che si ricavano al Fedoroff sono anomali rispetto a quelli dei pirosseni fin' ora incontrati. Essi sono:

$$2V = - 65^{\circ} \text{ a } - 72^{\circ}$$

$$n\alpha = 1,569, n\beta = 1,578, n\gamma = 1,591$$

$$c:\gamma = 14^{\circ}, 22^{\circ}, 23^{\circ}$$

Anche qui è presente *orneblenda* con le seguenti caratteristiche ottiche: $2V = + 86^{\circ}$ $c:\gamma = 27^{\circ}$ α incolore, β bruno roseo, γ bruno chiaro; riferibile quindi a *pargasite*.

Inglobata nell'anfibolo vi è spesso *mica biotite*, pleocroica dal giallognolo al bruno rosso. Frequente anche l'*apatite* e i minerali opachi.

Un'altra pirossenite, leggermente plagioclasica, si trova a quota 1839 (45n). I suoi costituenti sono: *pirosseno*, in grandi cristalli con facile sfaldatura, $c:\gamma = 10^{\circ}$, segno negativo della birifrazione, allungamento positivo, colori d'interferenza massimi di 1° ordine. Orneblenda sempre identificabile con la varietà *pargasite*. Essa presenta infatti le seguenti caratteristiche ottiche: $2V = + 83^{\circ}30'$, $n\alpha = 1,640$, $n\beta = 1,647$, $n\gamma = 1,659$, pleocroismo rispettivamente incolore, bruno roseo, bruno chiaro. $c:\gamma = 19^{\circ}$.

E' anche presente, benchè in piccola quantità, *plagioclasio*, geminato albite e albite periclino, con alti indici di rifrazione e angolo massimo di estinzione nella zona simmetrica di $39^{\circ}30'$.

Inoltre è frequente uno *spinello* bruno verdastro in cristalli piccoli e arrotondati.

Rocce gabbriche.

Le masse peridotitiche e pirossenitiche sono spesso attraversate da rocce gabbriche, veri e propri filoni, che intersecano le rocce ultrafemiche, assumendo qua e là proporzioni notevoli. Queste rocce gabbriche possono essere ipersteniche, oppure contengono solo pirosseno monoclinico. A quest'ultimo tipo appartiene il campione 18n, che proviene dall'orlo S della conca di alpe Laghetto.

Il *pirosseno monoclinico* è otticamente positivo, non eccessivamente birifrangente; l'angolo massimo di estinzione è $c:\gamma = 41^\circ$. Il colore è verdognolo chiaro. Concresciuta col pirosseno vi è *orneblenda basaltica*. Abbondante il *plagioclasio*, geminato albite e albite-periclino, manifestamente sollecitato. Il segno — della birifrazione, gli alti indici di rifrazione, l'angolo massimo di estinzione di $39'40''$ nella zona simmetrica, fanno classificare questo plagioclasio tra le labradoriti.

Poca la *clorite*; non molti i minerali opachi.

Ricco di *iperstene* è il campione AL, che proviene dalla parte opposta della piccola conca di alpe Laghetto. Unitamente al pirosseno rombico troviamo quello *monoclinico* ($c:\gamma = 48^\circ$), la solita *orneblenda* e il *plagioclasio*, molto basico, con $2V = -84^\circ$; sfald. (001) 80 % An, gemin. (010) 80 % An.

Si tratta quindi di rocce dello stesso tipo di quelle incontrate nella formazione eruttiva basica durante il primo itinerario.

Rocce al contatto tra le eruttive e le metamorfiche.

I contatti tra la massa femica e ultrafemica e gli scisti circostanti (per lo più stromboliti) sono spesso male individuabili a NO di alpe Laghetto, dove un campione raccolto nell'erosione di un torrentello (19n), si presenta con struttura granulare poco scistosa, di colore grigiastro. La composizione mineralogica è presso a poco quella di una strombolite; sono infatti presenti il *quarzo*, il *plagioclasio*, che, nel confronto col quarzo, sembrerebbe avere percentuali diverse di anortite. Alcuni individui infatti, in posizione incrociata, danno $\omega \geq \gamma'$, $\varepsilon > \alpha'$, in posizione parallela, hanno $\omega < \alpha'$, $\varepsilon \leq \gamma'$.

Presenti anche: la *mica biotite*, in lamine irregolari, con α giallognolo, $\beta = \gamma$ bruno rosso, e il *granato* in cristalli pure irregolari. Accessorio lo *zircrone*.

TAVOLA VII

Fig. 1: Sez. 12n — Struttura a mosaico del plagioclasio tra cristalli più grandi, irregolari e deformati pure di plagioclasio.

55 X, nicol incrociati, luce trasmessa.

Fig. 2: Sez. 52 — Strutture antipertitiche.

55 X, nicol incrociati, luce trasmessa.

Fig. 3: Sez. 17n — Pentlandite (grigia chiara) in bande orientate nella pirrotina (grigia).

170 X, solo polarizzatore, luce riflessa.

Fig. 4: Sez. 50bis — Cristallo di pargasite parallelo a (001) tra l'olivina (più chiara).

55 X, solo polarizzatore, luce trasmessa.

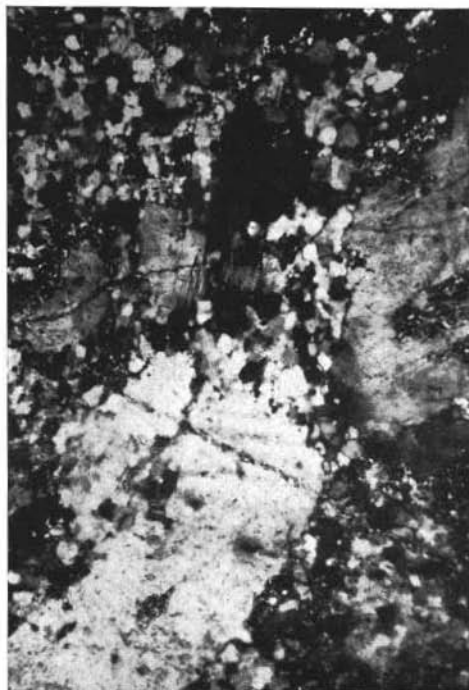


Fig. 1

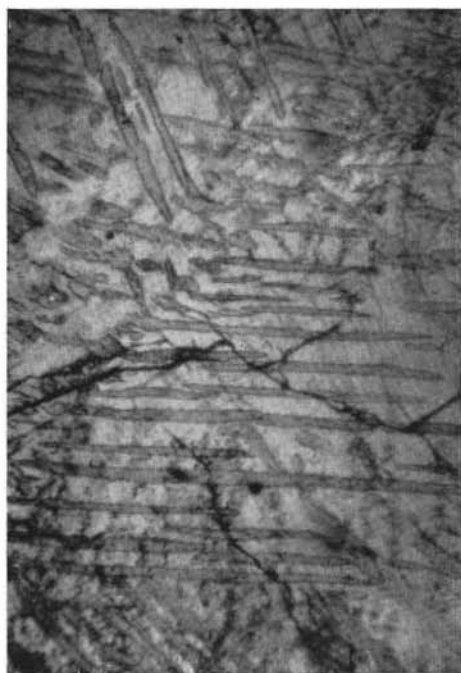


Fig. 2

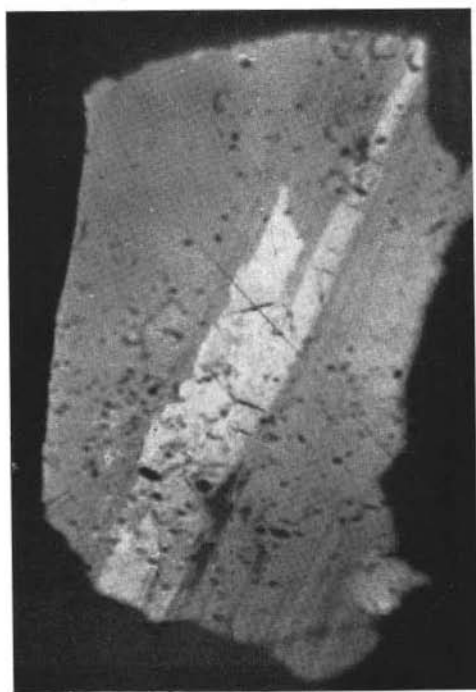


Fig. 3

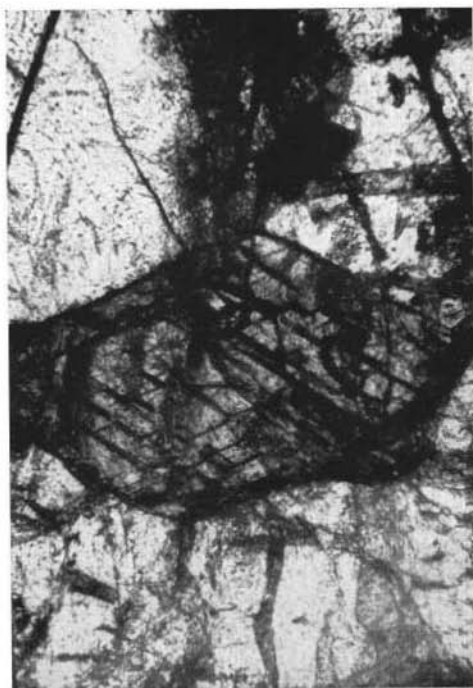


Fig. 4

Eccezionale per una stronalite è la presenza del *pirosseno*, in cristalli assai fratturati, otticamente negativi, con AAO piuttosto piccolo ed estinzione o retta o quasi retta.

E' anche questo un caso nel quale la roccia metamorfica, vicino al confine con le masse eruttive, modifica la sua composizione mineralogica.

Presso q. 1839 invece il contatto è assai oscuro e non dà luogo a forme di passaggio. Il campione 43n, raccolto tra gli scisti, nelle immediate vicinanze delle peridotiti, è moto scistoso, grigio, lucente.

Al microscopio si dimostra assai alterato, ricco di *quarzo* a tessitura molto irregolare, di *clorite*, leggermente verdognola, di *muscovite*, nonchè di aggregati micacei derivati da componenti probabilmente feldspatici, totalmente alterati. Vi è inoltre *zirconio* accessorio e molta *grafite*.

*
* *

Questa rassegna secondo itinerari non pretende di aver descritto tutti i tipi di rocce che si trovano in val Sabbiola; la forte variabilità permetterebbe di citare un numero enorme di rocce diverse in qualche particolare, che si riconducono tuttavia a tipi fondamentali. Esistono per esempio, anche se non incontrate nei due itinerari, delle granatiti, come presso alpe Palazzo, dove la roccia è costituita per la massima parte, di granato; ma dai minerali posti negli interstizi di tali cristalli si vede che si tratta di un particolare arricchimento in granato di tipi gneissici.

Accennerò infine alla presenza in massi erratici, specialmente nel fondo del basso Sabbiola, di un cloritoscisto verdastro, lucente e assai scistoso, una roccia tipica di epizona, che non sono riuscito a individuare in posto, ma appare molto frequente nella zona a occidente della massa eruttiva e potrebbe rappresentare un relitto di coperture ora completamente asportate dall'erosione.

PARTE SECONDA

Considerazioni sui tipi litologici e sui loro vicendevoli rapporti

1) Il complesso delle rocce basiche e ultrabasiche.

a) *discussione dei caratteri mineralogici e chimici ai fini della classificazione; esame delle correlazioni.*

Le rocce eruttive presenti in val Sabbiola, consistono di una successione, spesso alternata, di rocce ultrafemiche e femiche. Le prime passano da peridotiti a pirosseniti attraverso campioni nei quali l'olivina va man mano diminuendo a vantaggio del pirosseno. Le rocce femiche sono sia raggruppate nella formazione principale, sia disposte in lenti allungate immerse negli scisti. Accompagna tutte le rocce eruttive basiche e ultrabasiche l'orneblenda, che però ha caratteri ottici diversi nei due gruppi.

Volendo classificare i vari tipi petrografici, che formano passaggio dalle peridotiti alle pirosseniti, si potrebbero individuare duniti, lherzoliti, pirosseniti oliviniche, pirosseniti vere e proprie. Se quest'ultima categoria può essere abbastanza bene separata dalle altre, i vari tipi di rocce peridotitiche non rappresentano invece che variazioni locali e limitate, quanto mai irregolarmente distribuite. Meglio quindi considerare l'intera massa rocciosa di natura lherzolitica, tenendo presente la costante abbondanza di orneblenda di tipo pargasitico, che, pur non essendo forse sufficiente a creare un tipo di roccia a sè (le valbelliti), rappresenta un'importante caratteristica che la differenzia dai tipi più comuni. Anche Artini, nel suo trattato di petrografia ⁽¹⁾, cita, ma non accetta, il nome di Valbelliti proposto da Schaefer (23); egli, dopo aver parlato di peridotiti anfiboliche, dice testualmente: « Diverse sono le peridotiti con anfibolo bruno e pirosseno rombico accessorio, che in Valsesia (Val Sabbiola, Valbella) formano facies locali delle noriti oliviniche; esse ricevettero il nome, abbastanza inutile, di *valbelliti* ».

(¹) E. ARTINI - op. cit.

Le peridotiti sono quasi tutte concentrate lungo la dorsale tra val Sabbiola e Valbella, presso il crinale della valle Strona, là dove la formazione eruttiva presenta la sua minima potenza. Esempi limitatissimi si trovano anche lungo la strada per Sabbia e rappresentano concentrazioni femiche irregolarmente dislocate nella formazione massiccia, che, pur presentando in grandi linee una diminuzione di basicità verso l'esterno, è soggetta a forti variazioni locali, che portano alla presenza di rocce classificabili diversamente in spazi assai limitati.

Riporto nella seguente tabella la composizione mineralogica, limitata ai minerali trasparenti, delle peridotiti e pirosseniti esaminate:

TABELLA 1 - *Composizione mineralogica delle rocce ultrabasiche.*

	olivina	pirosseno m.	pirosseno r.	enclenda	spinello	biotite	plagioclasio	serpentino	clorite	apfite
50 bis	+	—	—	+	+	—	—	—	—	—
53	—	—	—	+	+	—	—	+	+	—
54	+	—	—	+	+	—	—	—	—	—
15 n	+	+	+	+	+	—	—	—	—	—
16 n	+	+	+	+	+	—	—	—	—	—
21 n	+	+	+	+	+	—	—	+	—	—
38 n	+	—	+	+	+	+	+	—	—	—
17 n	+	+	+	+	—	—	—	—	—	—
20 n	—	+	+	+	—	+	—	—	+	+
45 n	—	—	+	+	+	—	+	—	—	—

L'olivina, che compare nelle peridotiti di Alpe Laghetto, ha un angolo assiale ottico che passa da $+84^\circ$ a $+88^\circ 30'$ (rocce 16n, 54). Gli indici di rifrazione sono:

$$n\alpha = 1,659 \quad n\beta = 1,689 \quad n\gamma = 1,709 \quad \gamma - \alpha = 0,050$$

Secondo le tabelle del Winchell ⁽¹⁾ si tratta di un termine aggrirantesi sul 90 % di forsterite e 10 % di faialite. L'olivina della concentrazione ultrafemica lungo la strada di Sabbia ha invece $2V = +82^\circ$, corrispondente al 95 % di forsterite.

⁽¹⁾ A. N. WINCHELL - *Elements of optical mineralogy*. 4^a ediz., New York, 1951.

Il pirosseno è un termine più povero di ferro di quello delle rocce di tipo gabbrico. Il suo angolo assiale ottico $2V$ (16n) varia da -81° a -88° od anche 90° (38n), valori che, secondo le tabelle del Winchell, comportano dal 20 al 23 % di Fe SiO_3 . Come già si è visto, il pleocroismo è assai debole e l'estinzione non è perfettamente retta, ma presenta piccoli angoli fino a un massimo di $c:\gamma = 6^\circ$. Caratteristiche le lamelle numerose e minute, che rappresentano un prodotto di separazione tra un termine rombico e uno monoclinico. Tali strutture sono note nella letteratura e segnalate in numerose formazioni eruttive basiche e ultrabasiche (¹).

Interessante l'anfibolo, che ha caratteri simili a quelli di una orneblenda del tipo che s'incontra comunemente nelle rocce gabbriche, sia della formazione massiccia, sia delle lenti negli scisti. Una differenza sostanziale è però data dall'AAO, che, sia nelle peridotiti di Sabbia, sia in quelle di Alpe Laghetto, ha γ come bisettrice acuta.

Ho fatto oggetto di una breve nota a parte, cui rimando per più ampie notizie (²), questo anfibolo, che, in base all'angolo assiale ottico, agl'indici di rifrazione e all'angolo di estinzione $c:\gamma$ è risultato cadere tra edenite e hastingsite, ossia nel campo assegnato alle pargasiti nel diagramma spaziale del Winchell relativo agli anfiboli calcici. Analogo risultato si ha anche usando il diagramma triangolare $\text{MgSiO}_3 + \text{CaMgSi}_2\text{O}_6$, $\text{NaFeSi}_2\text{O}_6 + \text{Fe}_2\text{O}_3$, $\text{FeSiO}_3 + \text{CaFeSi}_2\text{O}_6$ riportato da Falini (³).

Trascrivo qui ugualmente i principali dati ottici ottenuti con misure alla piattaforma di Fedoroff per quello che riguarda $2V$ (metodo di Reinhard) e $c:\gamma$ (metodo di Burri) e con determinazioni attraverso liquidi a n noto per gl'indici di rifrazione.

(¹) H. H. HESS, A. H. PHILLIPS - *Orthopyroxenes of the Bushveld type*. « Amer. Miner. », XXIII, 1938.

H. H. HESS, A. H. PHILLIPS - *Optical properties and chemical composition of magnesian orthopyroxenes*. « Amer. Miner. », XXV, 1940.

A. POLDERVAART - *The relationship of orthopyroxene to pigeonite*. « Miner. Mag. », XXVIII, 1947.

(²) M. BERTOLANI - *Sulla presenza di un anfibolo tipo pargasite nelle rocce ultrabasiche della val Sabbiola (Valsesia)*. « Per. di Min. ». In corso di pubblicazione.

(³) F. FALINI - *Il riconoscimento microscopico dei minerali*. « Boll. Serv. Geol. d'Italia », Suppl. LXXIII, Roma, 1953.

TABELLA 2 - *Dati ottici della pargasite.*

Campione	$2V\gamma$	$n\alpha$	$n\beta$	$n\gamma$	$c:\gamma$
21n	82°	incoloro	bruno roseo	bruno chiaro	22°
		1,642	1,650	1,663	
50bis	86°	incoloro	verdognolo	bruno chiaro	22°30'
38n	84°	giallo roseo pallido	bruno roseo	bruno chiaro	19°45'
		1,642	1,650	1,663	
15n	85°30'	incoloro	bruno roseo	bruno chiaro	22°45'
54	82°	incoloro	bruno roseo	bruno chiaro	21°
16n	86°	incoloro	bruno roseo	bruno chiaro	26°30'

Artini e Melzi (1) e Huttelocher (13), che hanno descritto rocce peridotitiche della val Sabbiola (Alpe Laghetto), non danno notizie della presenza di questo minerale e nemmeno riportano il segno della birifrazione dell'anfibolo presente nelle peridotiti da essi descritte. La pargasite è invece citata in rocce basiche della zona di Castione (Canton Ticino) da Dal Vesco (4), che si limita però a fornire i soli dati del pleocroismo.

Anche nelle pirosseniti l'anfibolo ha birifrazione di segno positivo e anch'esso è riferibile a pargasite. Le sue caratteristiche ottiche risultano in questo specchietto:

TABELLA 3 - *Pargasite delle pirosseniti.*

Campione	$2V\gamma$	$n\alpha$	$n\beta$	$n\gamma$	$c:\gamma$
20n	86°	incoloro	bruno roseo	bruno chiaro	21°30'
17n	86°	incoloro	bruno roseo	bruno chiaro	20°
45n	83°30'	incoloro	bruno roseo	bruno chiaro	22°
		1,640	1,647	1,659	

Come si vede le misure concordano e, specialmente per quel che riguarda l'angolo assiale ottico, una variazione di 2° in più o in meno può entrare nel campo degli errori sperimentali, di modo che si può anche ammettere una composizione unica di questo anfibolo nei vari campioni presi in esame.

In queste rocce il pirosseno monoclinico è più o meno profondamente cloritizzato, perciò le sue caratteristiche ottiche subiscono notevoli variazioni: $2V$ passa da — 65° a — 72° e l'angolo $c:\gamma$ da 14° a 23°.

Le analisi chimiche e le formule magmatiche secondo Niggli ci fanno vedere un accostamento delle pirosseniti ai gabbri, pur

restando fermo il parametro alk, essendo entrambe le rocce assolutamente prive di feldispati.

Il magma che più si avvicina è quello peridotitico per le peridotiti e quello websteritico per le pirosseniti.

Analisi chimiche :

	16 n	17 n
SiO ₂	38,36	49,39
TiO ₂	0,31	0,47
Cr ₂ O ₃	0,36	0,20
Al ₂ O ₃	1,28	7,31
Fe ₂ O ₃	5,00	0,49
NiO	—	—
FeO	11,88	10,41
MnO	—	0,07
CaO	1,48	6,10
MgO	39,42	23,81
Na ₂ O	0,58	0,36
K ₂ O	—	—
H ₂ O ⁺	1,53	1,38
H ₂ O ⁻	—	—
S	0,78	0,43
P ₂ O ₅	—	0,09
	100,98	100,46
— O	0,39	0,21
	100,59	100,25

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>mg</i>	<i>c/m</i>
Roccia 16 n	53,2	1	96,2	2,1	0,7	0,82	0,02
Magma peridotitico	60	5	90	4	1	alto	
Roccia 17 n	90,1	7,8	79,8	11,8	0,6	0,81	0,15
Magma websteritico	95	1	80	18	1	0,8	

*
* *

Le rocce basiche, più o meno feldispatiche, appartengono a quella categoria di difficile e discussa classificazione compresa tra gabbri, noriti e dioriti. Le varie proposte di classificazione, come

già ebbi occasione di osservare qualche anno fa ⁽¹⁾, partono spesso da concetti assai diversi, sia chimici che mineralogici. Secondo taluni la presenza di anfibolo porterebbe a classificare una roccia di questo gruppo fra le dioriti, secondo altri la classificazione è interamente basata sull'indice di colore, ossia sul rapporto tra minerali chiari e minerali scuri. Spesso consigliata è la separazione tra gabbri e dioriti per mezzo della percentuale di anortite del plagioclasio, così come altri pongono in primo piano i risultati dell'analisi chimica e le formule magmatiche. Una completa disamina a questo riguardo è stata eseguita da Ellis nel 1948 ⁽²⁾, nel cui lavoro possiamo trovare precise ed estese notizie e citazioni su questo argomento.

Per quel che riguarda distinzione tra gabbri e noriti esiste pure disparità di vedute; c'è chi vorrebbe limitare il nome di noriti a quelle rocce che presentano, come componente femico, il solo iperstene, c'è chi allarga il campo di queste rocce ad una percentuale di iperstene o bronzite superiore al 50% del totale dei pirosseni.

Mi è parso opportuno riferirmi, per la classificazione delle rocce basiche della Valsesia, sia per quel che riguarda noriti e gabbri, sia per la distinzione tra queste rocce e le dioriti, agli schemi proposti da F. H. Hatch, A. K. Wells, M. K. Wells ⁽³⁾, non solo perchè rappresentano un certo equilibrio tra le varie tendenze, ma perchè, tenendo conto di due fattori fondamentali (indice di colore e percentuale di anortite nel primo caso, indice di colore e percentuale di pirosseno rombico o monoclinico nel secondo) raggruppano effettivamente quelle rocce con spiccate analogie sia chimiche che mineralogiche.

Ciò nondimeno la distinzione in parola resta sempre più o meno artificiosa e non va assunta in modo categorico e inattaccabile. Riporto a titolo di esempio, nei diagrammi dei citati autori, la posizione di alcune rocce eruttive basiche, scelte tra i tipi fondamentali (fig. 3).

⁽¹⁾ M. BERTOLANI, R. FERRARINI - *Contributo alla conoscenza della formazione ofiolitica appenninica. Il gabbro oligoclasico (oligoclasite di Bombicci) di Montecavaloro*. «Atti Soc. Nat. e Mat. di Modena», LXXX, 1949.

⁽²⁾ S. E. ELLIS - *On the delimitation of diorite and gabbro and related rocks*. «Miner. Magaz.», XXVIII, 1948.

⁽³⁾ F. H. HATCH, A. K. WELLS, M. K. WELLS - *The petrology of the igneous rocks*. London, 1949.

Dal grafico emergono alcune differenze tra rocce simili ed anche alcune identità fra rocce macroscopicamente diverse. Cadono nel campo delle meladioriti la maggior parte dei cosiddetti gabbri zonati. Fanno eccezione le rocce 17 e 2n, che si trovano tra i gabbri e le noriti; occorre però tener presente che, mentre la 17 è, come le altre, fortemente anfibolica, la 2n è pirossenica.

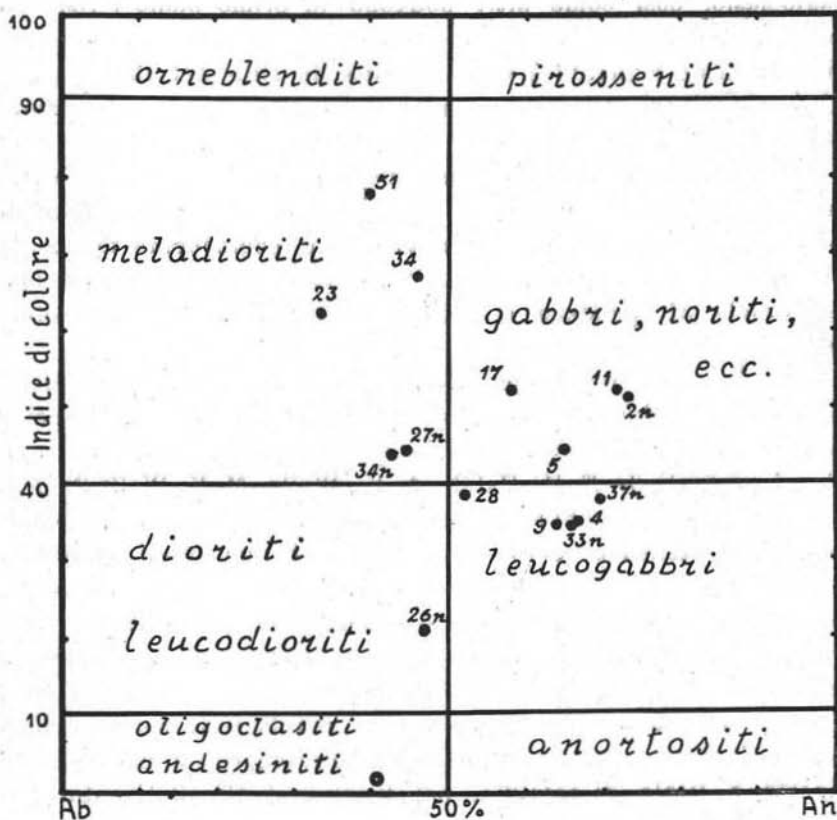


Fig. 3 — Diagramma per la distinzione tra rocce dioritiche e gabbriche.

Mela- e leucodioriti sarebbero le rocce della zona di contatto, eccettuata la 33n. Le altre sono suddivise tra gabbri, noriti e leucogabbri, senza discriminazione tra quelle micacee e quelle non micacee.

Anche la distinzione tra gabbri e noriti, se intesa secondo la classificazione di Hatch e Wells, ci porta un'intera gamma di varietà petrografiche. Nel grafico qui sotto riportato, abbiamo in

ordinate l'indice di colore e in ascisse la percentuale di pirosseno rombico e monoclinico ottenuto uguagliando a cento la somma dei due pirosseni (fig. 4).

Risultano così ortogabbri le rocce 51, 34, 23, 11, 17, 2n; gabbri iperstenici solo la 23n e noriti augitiche solo la 28; noriti sono le rocce 5 e 34n, leuconorite è la 26n ed ortonoriti le rocce 4, 9, 37n.

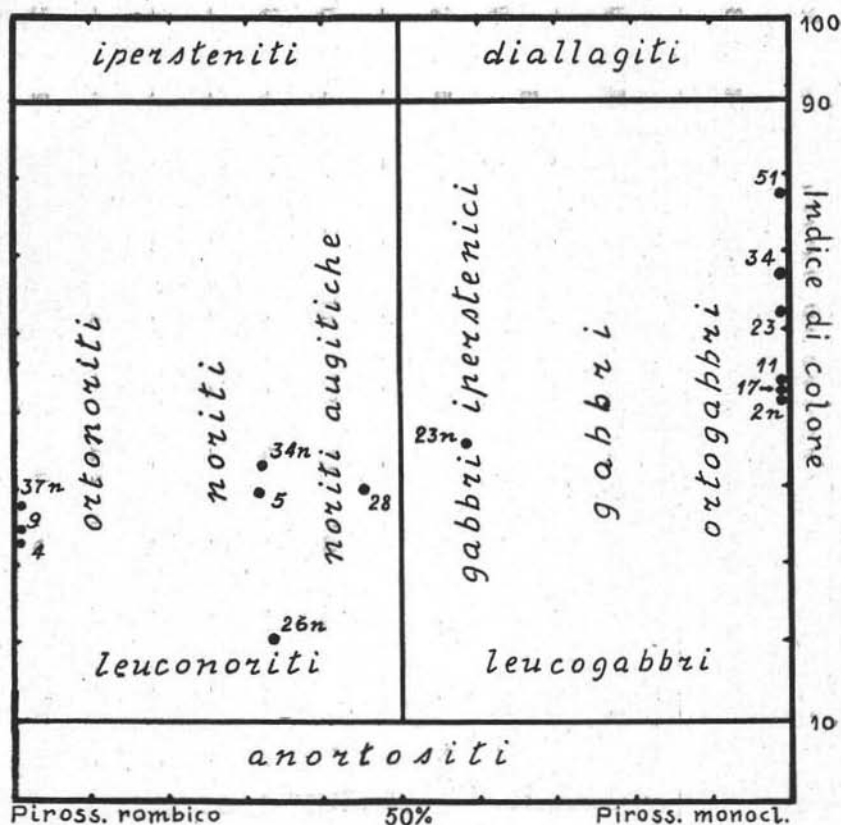


Fig. 4 — Diagramma per la distinzione tra rocce gabbriiche e noritiche.

In definitiva possiamo considerare le rocce basiche della val Sabbiola come noriti anfiboliche, che passano, attraverso le noriti augitico-anfiboliche e ai gabbri iperstenico-anfibolici, a gabbri anfibolici propriamente detti. Questi ultimi sono piuttosto rari nella formazione principale, ma rappresentano quasi la regola nelle lenti incluse negli scisti.

TABELLA 4 - *Composizione mineralogica quantitativa di alcune rocce basiche.*

Roccia n°	9	4	5	11	28	34n	37n	23n	34	2n	17	23	51	26n	33n
Plagioclasio	66,3	65,8	55,9	48,0	61,0	54,3	62,9	54,2	33,5	46,5	47,6	36,5	21,2	76,1	56,1
Piroseno r.	3,4	5,5	22	—	7,9	10,6	3,1	8,5	—	—	—	—	—	5,6	—
Piroseno m.	—	—	10,5	1,2	6,0	5,0	—	12,5	13,0	50,0	16,9	3,0	5,0	2,8	10,0
Orneblenda	28,2	13,4	8,3	46,4	16,8	2,9	31,9	22,7	53,2	0,2	35,5	56,2	66,2	—	—
Clorite	—	11	—	0,3	4,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	21,3
Ilmenite	2,1	4,3	3,3	3,2	2,6	2,1	2,1	0,7	—	0,9	—	3,0	—	0,7	2,6
Apatite	—	—	—	—	—	2,0	—	—	0,3	0,2	—	1,3	0,4	2,1	2,0
Quarzo	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,2	—	—	—	—	8,0
Ortoclasio	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,9	—
Biotite	—	—	—	0,9	1,6	23,1	—	1,4	—	—	—	—	7,2	11,8	—
Indice di col.	33,7	34,0	44,1	52	39	43,7	37,1	45,9	66,5	51,1	52,4	62,2	78,4	20,9	33,9

Solo nelle immediate vicinanze degli scisti le rocce si differenziano dalle serie solite e assumono aspetti e composizioni del tutto particolari, difficilmente classificabili sia dal punto di vista chimico che da quello mineralogico.

Riporto nella tabella 4 i dati ottenuti al tavolino integratore, nonchè le tabelle riguardanti le proprietà ottiche dei costituenti principali delle rocce eruttive basiche. Queste tabelle hanno lo scopo di riunire in quadri complessivi quanto ho già esposto separatamente nel corso della descrizione delle rocce incontrate nei due itinerari.

TABELLA 5 - *Dati ottici orneblenda.*

Roccia n.	2V	c : γ	n α	n β	n γ
4	— 71°	18° - 20°	giallognolo	marrone	bruno rossastro
9	— 80°	20°	1,667	1,677	1,689
			giallo chiaro	bruno	bruno chiaro
5	neg.	22°	giallognolo	marrone scuro	bruno rossastro
28	— 78°	8°	giallino chiaro	verde	bruno verde
29	— 70°	11° - 14°	—	1,678	1,700
			giallo pallido	verde	verde bruno
23n	— 77°	12° - 13°	giallognolo	bruno	giallo bruno
34n	— 72°	14°	giallognolo	verde bruno	verde
23		12° 30'	incolore	marrone	marrone chiaro
17bis a	— 82°	9° 30', 12°, 16°	giallino pallido	bruno rosso	bruno giallastro
27n	— 70°	11°	giallognolo	bruno oliva	verde

TABELLA 6 - *Dati ottici pirosseno rombico.*

Roccia n.	2V	c : γ	n α	n β	n γ	% FeSi ₃ O
4	— 68°		rosa	giallognolo	verde azz.lo	38
9	— 67°	4°	rosa	giallognolo	verde grigio	39
5	— 54°		rosa	giallastro	verde	49
28	— 61°		rosa	giallognolo	verde azzurrino	44
29	— 59°		1,707	1,712	1,721	45
			rosa	giallognolo	verde azz.lo	
23n	— 56° - 57°	6°	rosa	giallino	verdognolo	46
34n	— 58° 30'	4°	rosa	giallognolo	verdolino	45
12	— 64°		rosa	giallo pallido	verde azzurro	40

TABELLA 7 - *Dati ottici pirosseno monoclinico.*

Roccia n.	2V	c : γ
5	+ 59°	45°
23n	+ 42°	42°
34n		40°
2n		44° - 47°
23		42°
33n	+ 52° a + 56°	40° - 44°

TABELLA 8 - *Dati ottici plagioclasio.*

Roccia n.	2V	Riferimento	% An
4	— 90°	010, periclino	68
37n	— 89°	010,001	70
23n	+ 82°	010, periclino	60
9	+ 88°	010,001	60 - 65
5	+ 89° a 90°	010	60 - 65
11	+ 84°	010,001	72
24n	+ 80°	010, periclino	52 - 54
AL	— 84°	010,001	80
28	+ 78°	010, periclino	52
17	+ 84°	010,001, periclino	58 - 61
17bis a	+	010	32
17bis b	+ 82° 30'	010,001, periclino	38 - 39
	+ 83°		
23	— 88°	010,021	34 - 38
34	+ 79°	010, periclino	46 - 46,5
51	— 88°	010, periclino	37 - 40
2n	— 86°	010, periclino	69 - 75
5n	— 79°	010,001	75
26n	+ 81°	010, periclino	47
27n	+ 82°	010, periclino	43 - 44
12	+ 86°	010, periclino	38,5 - 41
34n	+ 81°, + 82°	010, pericl., 004,021	42 - 43
33n		010,001	65 - 67
10n	+ 84 a + 86°	010, periclino, 001	28 - 30
40n	+ 83°	010	40

Nella tabella 4 si nota che la percentuale di plagioclasio oscilla entro termini non molto vasti nelle rocce eruttive basiche della formazione principale. Non è nemmeno chiaramente avvertibile una diversità tra rocce eruttive propriamente dette e rocce della zona di contatto; invece si differenziano abbastanza nettamente, per la percentuale solitamente bassa di plagioclasio le lenti basiche negli scisti, mentre un carattere che distingue le rocce della zona di contatto dalle altre è la mancanza in esse di orneblenda. Variabilissime e non indicative le percentuali di pirosseno rombico e monoclini. Notevolmente bassa nelle lenti basiche la quantità di minerali opachi.

Gli anfiboli mancano, come si è visto, solo in alcune rocce della zona di contatto, per le altre rappresentano una caratteristica. Nella tabella 5 risultano angoli assiali ottici varianti tra -70° e -82° , angoli di estinzione $c:\gamma$ partenti da un minimo di 8° fino a un massimo di 22° , che, secondo Winchell⁽¹⁾, fanno rientrare tutti i campioni nel campo delle orneblende. Si riscontra un angolo di estinzione maggiore negli anfiboli delle rocce poste più internamente nella formazione eruttiva (n. 4, 9, 5). Una sensibile variazione di pleocroismo ci fa notare che, procedendo verso il margine della formazione, l'orneblenda passa da basaltica a verde.

Il pirosseno rombico, che nelle rocce ultrafemiche era piuttosto povero di ferro, aumenta in quelle femiche il suo contenuto in FeSiO_3 da un minimo del 38% a un massimo del 49%. Anche l'angolo assiale ottico, che va da -54° a -68° , il pleocroismo e gl'indici di rifrazione, portano a classificare iperstene questo minerale. È frequente però un'estinzione non perfettamente retta, spesso variabile dall'interno all'esterno dei cristalli, che fa registrare valori oscillanti tra 4° e 9° . Un fenomeno analogo si verifica anche nei pirosseni delle rocce ultrabasiche di Alpe Laghetto. In queste ultime però si osserva di frequente una struttura minutamente lamellare del cristallo, dovuta a sottili individui di pirosseno monoclino alternati con quello rombico. Queste strutture sono state segnalate spesso per i pirosseni di analoghe formazioni e interpretate come prodotti di separazione di miscele tra termini rombici e monoclini⁽²⁾. Non sono riuscito a trovare nella letteratura, ad eccezione di un accenno di carattere generale da parte di Burri⁽³⁾, segnalazioni di iperstene o bronzite, che, pur conservando tutti i caratteri di detti minerali, che sono nettamente diversi da quelli delle pigeoniti⁽⁴⁾, presentassero estinzione obliqua. In linea teorica però, secondo quanto afferma Poldervaart in base alle sperimentazioni di

(1) A. N. WINCHELL - *Elements ecc.*, op. cit.

(2) H. H. HESS, A. H. PHILLIPS - *Orthopyroxenes ecc.*, op. cit.

H. H. HESS, A. H. PHILLIPS - *Optical ecc.*, op. cit.

A. POLDERVAART - *The relationship ecc.*, op. cit.

A. POLDERVAART - *Correlation of physical properties and chemical composition in the plagioclase, olivine, and orthopyroxene series*. «Amer. Miner.», XXXV, 1950.

(3) C. BURRI - *Bestimmung ecc.*, op. cit.

(4) H. H. HESS - *Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes*. P. I. «Amer. Miner.», XXXVI, 1949.

Hess ⁽¹⁾ e di Bowen e Schairer ⁽²⁾, è possibile l'esistenza di serie complete di soluzioni solide tra enstatite-diopside, enstatite-ortoferrosilite, ortoferrosilite-hedenbergite. La reale esistenza nei pirosseni rombici della val Sabbiola di piccole percentuali di termini monoclini potrebbe essere indicata dalla presenza di calcio, che sposterebbe la composizione verso le pigeoniti ⁽³⁾.

Per mezzo di concentrazione con liquidi pesanti e successiva separazione meccanica al microscopio, ho potuto isolare una piccolissima quantità di pirosseno, che, analizzato, mi ha dato una percentuale di CaO superiore al 10%.

La difficoltà di avere a disposizione materiale puro mi ha impedito di eseguire osservazioni chimiche più accurate per mettere in luce l'eventuale relazione tra il contenuto in calcio e il piccolo angolo di estinzione. È mia speranza di poter trovare nel proseguimento delle ricerche materiale più adatto per questo studio; nel qual caso ritornerò sull'argomento e lo svilupperò maggiormente dato il notevole interesse che presenta.

Il pirosseno monoclinico è più variabile di aspetto, per il colore che va dal grigio, al verdolino, all'incolore e la sfaldatura più o meno netta. L'angolo 2V si mantiene entro limiti abbastanza ristretti: + 52° a + 59°; maggiori differenze vi sono in $c:\gamma$, che passa da 40° a 48° nelle varie rocce, senza però dar luogo a differenze tra formazione principale, lenti negli scisti e rocce al contatto. Si tratta, nella massima parte dei casi, di augite, con passaggi a tipi diallagici, come si desume anche dal grafico 306 del Winchell ⁽⁴⁾ e da quello: diopside, hedenbergite, clinoenstatite, riportato da Falini ⁽⁵⁾, in cui i punti d'incontro dei valori di 2V e $c:\gamma$ cadono in un campo non tanto ristretto, ma compreso sempre in quello delle augiti.

⁽¹⁾ H. H. HESS - *Pyroxenes of common mafic magmas*. « Amer. Miner. », XXVI, 1941.

⁽²⁾ N. L. BOWEN, J. F. SCHAIRER - *The System MgO-FeO-SiO₂*. « Am Journ. Sci. », XXIX, 1935.

⁽³⁾ H. KUNO, K. NAGASHIMA - *Chemical composition of hypersthene and pigeonite in equilibrium in magma*. « Amer. Miner. », XXV, 1952.

H. H. HESS, A. H. PHILLIPS - *Orthopyroxenes ecc.*, op. cit.

H. H. HESS, A. H. PHILLIPS - *Optical ecc.*, op. cit.

⁽⁴⁾ A. N. WINCHELL - op. cit.

⁽⁵⁾ F. FALINI - op. cit.

Il plagioclasio delle rocce eruttive subisce variazioni abbastanza regolari, ma di lieve entità, procedendo dall'interno verso l'esterno della formazione. La percentuale massima di anortite (80%) si trova in un gabbro di alpe Laghetto intercalato alle rocce peridotitiche. Valori più bassi e rapidissimamente descrescenti sono nelle rocce della zona di contatto, dove si raggiunge un minimo di 38,5% di An.

Nelle lenti basiche degli scisti possiamo avere termini ricchi di anortite se la roccia è pirossenica, assai più poveri se è anfibolica. Si va da un massimo di 75% di An nelle prime a un minimo di 32% nelle seconde.

La mica biotite, che manca o è accessoria nelle rocce più interne, aumenta gradatamente verso la periferia, fino a diventare uno dei componenti principali. Il suo colore secondo γ passa dal rosso bruno al bruno nei vari campioni senza una regola fissa. Mica biotite compare anche nelle lenti tra gli scisti, specialmente nelle parti periferiche.

Apatite e zircone sono più o meno abbondanti, ma la loro presenza è pressochè costante. Quarzo e ortoclasio sono invece localizzati nelle rocce della zona di confine, dove, qualche rara volta, compare anche granato.

Sempre tra i minerali accessori abbiamo spinello verde bruno, limitatamente a qualche roccia lontana dagli scisti. Minerali formati per alterazione sono la clorite ed alcuni anfiboli, per lo più derivati dal pirosseno rombico e che presentano le seguenti caratteristiche:

TABELLA 9 - *Caratteristiche ottiche di anfiboli.*

Roccia n.	α	β	γ	$c : \gamma$	segno bir.	tipo
8	giallognolo	giallognolo	verde	20°		smaragdite
10	incoloro	verdognolo	verdognolo	21°		actinoto
17bis b	giallognolo		verde			smaragdite
20	incoloro	incoloro	incoloro			tremolite
5n	giallastro		verde marcio	17°	—	smaragdite

Tabella riassuntiva delle analisi chimiche delle rocce eruttive basiche.

	9	6	5	11	11bis	34	17bisA	17bisB	12
SiO ₂	45,28	46,84	45,70	42,98	48,78	46,88	41,76	54,54	53,64
TiO ₂	1,16	0,54	1,08	2,17	0,55	1,11	2,09	0,46	0,93
Al ₂ O ₃	19,90	20,53	17,02	19,76	18,98	13,58	9,92	20,88	22,27
Fe ₂ O ₃	4,84	6,28	6,13	5,39	1,85	2,93	5,50	0,97	3,54
FeO	8,34	6,61	8,91	7,42	6,92	10,52	13,95	3,32	3,85
MnO	0,12	0,06	0,07	0,16	0,17	0,08	0,39	0,14	0,07
CaO	10,64	11,30	11,08	11,94	12,52	12,04	11,64	11,26	5,94
MgO	6,00	3,75	6,57	6,82	8,00	7,80	10,42	3,20	1,39
Na ₂ O	2,27	2,81	2,06	2,28	1,49	1,95	1,87	4,43	4,31
K ₂ O	0,54	0,46	0,37	0,49	0,05	0,38	0,82	0,28	2,96
H ₂ O+	1,02	1,27	1,37	1,15	1,23	2,36	2,19	0,86	0,71
H ₂ O-	—	0,04	0,10	0,09	0,08	0,06	—	0,08	0,12
P ₂ O ₅	tr.	0,09	—	—	—	—	—	tr.	—
S	0,29	0,20	0,20	0,18	—	0,33	0,33	tr.	—
	100,40	100,78	100,66	100,63	100,62	100,02	100,55	100,42	99,73
— O	0,07	0,05	0,05	0,05	—	0,08	—	—	—
	100,33	100,73	100,61	100,58	—	99,94	—	—	—

Formule magmatiche secondo Niggli.

Roccia n.	si	ti	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm
9	101,4	2	26,2	42,7	25,4	5,7	0,14	0,47	0,60
6	110,3	1	28,6	35,7	28,6	7,1	0,10	0,36	0,80
5	102,7	1,7	22,1	46,7	26,3	4,9	0,11	0,46	0,59
11	92	3,5	24,8	42,6	27,3	5,3	0,12	0,51	0,64
11bis	109,1	1	25,0	41,7	29,9	3,4	0,04	0,64	0,71
34	104,4	1,9	17,8	48,8	28,7	4,7	0,11	0,53	0,59
17bis A	81,7	3	11,4	59,5	24,5	4,6	0,23	0,51	0,41
17bis B	147,7	1	33,2	21,6	32,7	12,5	0,08	0,59	1,51
12	162,2	2,1	39,6	22,9	19,3	18,2	0,31	0,27	0,84

Magma

e-gabbroide	100		25	46	25	4	0,1	0,7
ossipitico	110		30	35	30	5	0,15	0,6
anort. gab-								
broide	130		37	22	33	8	0,1	0,55
orneblenditico	80		15	60	20	5	—	0,6

Le sezioni triangolari della rappresentazione tetraedrica di Niggli sono riportate alla fine di questa rassegna petrografica, comprendendo esse anche le rocce metamorfiche e filoniane.

*
* *

In conclusione la fascia orientale di rocce basiche, indicata da Franchi con β^1 e interpretata come costituita da dioriti essenzialmente biotitiche, è, nella porzione interessante la val Sabbiola, formata da noriti e gabbri in senso lato. L'unico carattere distintivo di questa fascia è dato dalla comparsa di biotite, che peraltro non modifica il chimismo di queste rocce. Solo nell'immediato contatto con gli scisti, compaiono rocce che si avvicinano alle dioriti, ma che, come si è visto, e come verrà ripetuto qui di seguito, rappresentano in verità rocce del tutto particolari.

Il tipo delle rocce eruttive basiche non subisce, come si è detto, sensibili variazioni in tutta la val Sabbiola ed ha come minerali caratteristici: orneblenda basaltica, iperstene, augite, labradorite basica, ilmenite, biotite nella parte periferica.

La nomenclatura di queste rocce non è del tutto semplice; abbiamo visto infatti che, tenendo conto della basicità del plagioclasio e dell'indice di colore, i vari campioni vengono a cadere in un campo che è suddiviso tra gabbri, noriti, leuconoriti, ortonoriti, ecc. (fig. 3 e 4). Si tratta effettivamente di gabbri e noriti (non di anfiboliti) anche se l'orneblenda è quasi costante e spesso in alte percentuali, per le rocce della formazione principale, accompagnate da numerosi termini di passaggio e variazioni in senso basico, specialmente per quel che riguarda l'indice di colore.

Tra le rocce basiche e ultrabasiche non vi sono passaggi netti, perchè si trovano pirosseniti e anche peridotiti con plagioclasio e biotite e noriti con spinello e olivina, ma non esiste nemmeno una larga gamma di variazioni. Pirosseniti e peridotiti da una parte e gabbri e noriti dall'altra, hanno minerali loro propri e caratteristici. L'orneblenda basaltica, che dalla letteratura si sarebbe detto fosse presente senza apprezzabili diversità nei due gruppi di rocce, si è visto con le presenti ricerche che appartiene viceversa a due tipi distinti: basaltica quella dei gabbri e noriti, pargasitica quella delle pirosseniti e peridotiti (Tav. VII, fig. 4).

Le rocce basiche che si alternano frequentemente con gli scisti, hanno l'aspetto e la composizione chimica di gabbri più o meno ricchi di orneblenda.

Ancor più complessa è la loro nomenclatura classificandoli per mezzo dell'acidità del plagioclasio e dell'indice di colore. Sostan-

zialmente però i tipi sono due: uno anfibolico, assai più diffuso e quasi sempre zonato, e uno pirossenico. Al primo si potrebbe conservare, trascurando la saltuaria presenza di iperstene, il nome di gabbro anfibolico, già abbondantemente usato nella letteratura, a meno che non si voglia adoperare il termine anfibolite, tenendo conto della sua frequente, anche se non eccessivamente marcata scistosità. Il secondo tipo, non scistoso, è da ascriversi ai gabbri, o meglio, causa la sua costante grana minuta, ai microgabbri.

Dal punto di vista chimico le differenze tra queste rocce e quelle della formazione principale sono, come si è detto avvertibili, ma non profonde. Tuttavia è stata avanzata l'ipotesi, da parte di Huttenlocher (14), per analoghe formazioni di Anzola, che si tratti non di rocce eruttive, ma di sedimenti metamorfosati. L'autore porta a sostegno della sua tesi, tra l'altro, la difficoltà di spiegare con ipotesi gravitativa la diffusa struttura zonata di queste rocce, che sarebbero invece da ascriversi ad una preesistente suddivisione in straterelli di natura diversa. La sola analisi chimica riportata dall'Huttenlocher riguarda una facies gabbroide normale ed è ascritta dall'autore al magma ariegitico della classificazione del Niggli.

Una conferma all'ipotesi di Huttenlocher non è facile, perchè, mentre da un lato non vi sono, come ho detto, sostanziali differenze, nè nella composizione chimica, né nei minerali costituenti, con le rocce eruttive basiche della formazione principale, dall'altra si nota una netta orientazione dei minerali, un più alto indice di colore e la citata zonatura. Il plagioclasio è a volte assai basico, ma spesso presenta maggiore acidità di quello delle rocce eruttive basiche della formazione principale.

Nei campioni da me esaminati non ho trovato strutture relitte, di modo che non riesce facile abbandonare la primitiva ipotesi di intrusioni basiche negli scisti. Certamente queste rocce hanno subito, o in seguito, o durante il raffreddamento, notevoli azioni dinamiche, di modo che è possibile classificarle come anfiboliti o pirosseniti; inoltre non sono da escludersi nella parte periferica fenomeni di migmatismo.

Ad analoghe conclusioni dubitative perviene anche, in un recentissimo lavoro sulla formazione di castione (Canton Ticino), Dal Vesco (4), che non ha trovato nelle sue ricerche argomenti suffi-

cientemente decisivi per confermare l'ipotesi di genesi eruttiva o sedimentaria di lenti anfibolitiche analoghe a quelle ora citate.

Se le analogie tra lenti basiche e rocce della formazione principale sono tali da ritenerle di comune origine, il problema si allarga e investe gabbri, noriti e anche peridotiti e pirosseniti di detta formazione principale. Infatti non si può escludere a priori, anche se è difficile ammetterlo, che le rocce basiche e ultrabasiche ritenute eruttive, abbiano anch'esse una genesi non bene accertata. Ritengo di non potere, coi dati che finora possiedo, affrontare questo problema, anche se zonature simili a quelle delle lenti negli scisti possono richiamare l'idea di azioni metamorfiche.

Occorre che raccolga altri dati, estendendo le ricerche più profondamente nella formazione basica e soprattutto applicando in questa occasione i metodi in uso nella petrotettonica.

b) *Accenni comparativi alle rocce corrispondenti già descritte per la formazione.*

Quanto ho trovato nelle rocce ultrabasiche e basiche della val Sabbiola è in buon accordo con gli autori che mi hanno preceduto nello studio di alcuni campioni raccolti in questa valle, con particolare riguardo ad Artini e Melzi (1) e ad Huttenlocher (13), che hanno ottimamente descritto specialmente le rocce peridotitiche di Alpe Laghetto.

Al di fuori della val Sabbiola, nella formazione Ivrea-Verbanò ritroviamo pressoché tutti i tipi di rocce basiche incontrati. Anche in questo caso i confronti, limitati alla descrizione microscopica, si compiono agevolmente per l'esistenza del lavoro di Artini e Melzi, in cui sono descritte numerose varietà di gabbri, noriti, dioriti, ecc., della Valsesia.

Non vi sono analisi chimiche di rocce basiche della val Sabbiola e sono oltremodo scarse e di vecchia data quelle che esistono su campioni provenienti da luoghi assai lontani della stessa formazione. Riporto qui di seguito, a scopo di confronto, le analisi che ho potuto trovare nei vecchi lavori sulla regione, o in studi di carattere particolare:

- I - *Norite*, Strada Chiaverano-Monsino (Ivrea), anal. Dittrich, 1898
- II - *Diorite quarzifera iperstenica*, Ivrea, anal. Van Werveke
- III - *Gabbro anfibolico*, Ivrea, anal. Dittrich, 1898

- IV - *Gabbro anfibolico*, Monte Foggia, anal. Millosevich, 1927
V - *Norite*, Monte Foggia, anal. Millosevich, 1927
VI - *Gabbro anfibolico*, Anzola, anal. Gallitelli, 1937
VII - *Gabbro anfibolico*, Anzola, anal. Huttenlocher, 1942
VIII - *Gabbro anfibolico*, Migliandone, anal. Fagnani, 1947

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
SiO ₂	49,95	56,45	39,84	43,80	50,56	45,60	46,04	43,90
TiO ₂	0,69	tr.	0,08	0,27	0,74	1,28	0,65	tr.
Al ₂ O ₃	19,17	20,15	19,71	24,60	18,95	15,10	16,35	15,32
Fe ₂ O ₃	4,72	4,36	7,73	2,38	1,25	4,50	3,00	4,72
FeO	6,71	5,00	8,89	5,06	9,90	7,62	8,10	9,45
MnO	tr.	tr.	tr.	—	tr.	0,11	0,19	tr.
CaO	9,61	6,59	13,52	11,81	6,67	13,20	14,00	13,72
MgO	5,03	2,66	7,33	8,21	6,82	9,41	8,80	8,51
Na ₂ O	3,13	2,95	1,59	1,80	3,79	2,12	1,98	2,05
K ₂ O	0,74	1,00	0,53	0,95	0,90	0,22	0,22	0,30
H ₂ O+				1,19	0,51	1,09	0,28	1,81
H ₂ O-	0,09	1,61	0,86	0,16	0,12	0,04	0,05	0,10
P ₂ O ₅	tr.	0,24	tr.	—	—	0,12	0,08	—
	99,84	101,01	100,08	100,23	100,21	100,41	99,74	99,88

Cinque di queste analisi appartengono a gabbri anfibolici, due a noriti e una ad una diorite; occorre ricordare però che spesso, in queste rocce basiche, le nomenclature non sono da accettare senza alcuna riserva. Ad ogni modo anche da questi dati si vede che le noriti e i gabbri anfibolici della Val Sabbiola non si discostano gran che dai tipi già noti in altri punti dell'estesa formazione. Anche le differenze, lievi, ma sensibili, tra noriti e gabbri anfibolici, che già ho fatto notare per le rocce della Val Sabbiola, si possono osservare anche in queste analisi: ossia aumento di calcio e magnesio e diminuzione di silice e alcali nei gabbri anfibolici. Si vede così che queste differenze non rappresentano variazioni locali, ma rispecchiano fenomeni che riguardano tutta la formazione.

2) Il complesso delle rocce metamorfiche.

a) *discussione dei caratteri mineralogici e chimici ai fini della classificazione; esame delle correlazioni.*

Si può affermare che il tipo di roccia metamorfica predominante è lo scisto sillimanitico ⁽¹⁾. L'associazione mineralogica che si riscontra in queste rocce è data principalmente da *quarzo, granato, sillimanite, biotite e feldispati* accompagnati da altri minerali meno frequenti e meno costanti, come appare dalla seguente tabella 10.

TABELLA 10 - *Composizione mineralogica degli gneiss e scisti sillimanitici.*

	quarzo	biotite	granato	sillimanite	plagioclasio	ortoclasio	zircone	epidolo	muscovite	rutile	clorite	apatite
14	+	+	—	+	+	+	+	+	+	—	—	—
15	+	+	+	+	+	+	+	—	—	+	—	—
16	+	+	+	+	+	—	—	—	+	—	—	—
21	+	+	+	+	—	+	+	—	+	—	—	—
22	+	+	+	+	+	+	+	+	+	—	+	—
24	+	+	+	+	+	—	+	—	+	—	+	—
25	+	+	+	+	?	?	+	—	—	+	—	—
30	+	+	+	+	+	—	+	+	+	—	—	+
37 *	+	—	+	+	—	—	+	—	—	+	+	—
42	+	+	+	+	+	+	—	—	—	+	+	—
50	+	+	+	+	+	+	+	—	+	—	+	—
58	+	+	+	+	+	+	+	—	+	—	—	+
22 n	+	+	+	+	+	—	—	—	—	—	—	—

(*) prehnite, ottaedrite

⁽¹⁾ Intendo per scisti sillimanitici quei campioni privi o poveri di plagioclasio e a forte scistosità; gli gneiss sillimanitici sono invece rocce più compatte e ricche di feldispati.

La variabilità di queste rocce è grande. In alcuni tipi i feldspati sono estremamente scarsi, abbondanti sono invece la sillimanite e la biotite. Notevole è la scistosità, scarsa la compattezza. Sono questi gli scisti sillimanitici tipici. Ma coll'aumentare dei feldspati, diminuiscono sillimanite e biotite, la scistosità diviene meno appariscente e aumenta la compattezza. Si passa così per gradi agli gneiss sillimanitici e, nel caso estremo, a quelle rocce chiamate stronaliti, che sono ricchissime in feldspati, povere di biotite, ma che palesano la parentela con le altre rocce sopra menzionate specialmente per la presenza di sillimanite.

Confrontando i due tipi estremi, scisto sillimanitico e stronalite, si notano grandi differenze, ma, disponendo di parecchi campioni, si vede chiaramente che dall'una all'altra roccia si passa per gradi. In grandi linee le stronaliti sono vicine al contatto con le rocce eruttive basiche e risentono, come già si è detto, di questa vicinanza, per la presenza di minerali insoliti nelle rocce metamorfiche della val Sabbiola, come pirosseni e ornebleuda.

I tipi più scistosi compaiono verso il crinale con la val Bagnola, quindi nella parte più esterna della formazione.

Un altro tipo di roccia metamorfica, che non ha molto sviluppo, ma è assai abbondante nella zona tra Massera e l'alpe Casarole, è lo gneiss granulare biotitico.

Qui di regola manca la sillimanite, mentre i costituenti principali sono biotite, quarzo, granato e plagioclasio. Subordinatamente vi è ortoclasio e come accessori apatite, zirconio e grafite.

La composizione dei plagioclasti di tutti i tipi di rocce scistose sopra nominate, determinata alla piattaforma universale, risulta oscillante dal 18 al 28 % negli scisti sillimanitici e dal 25 al 27 % negli gneiss granulari biotitici.

Le stronaliti sono meno facilmente raggruppabili in una netta e ben separata categoria, perchè, come si è detto, da una parte passano gradualmente a scisti e gneiss sillimanitici, dall'altra subiscono modifiche ad opera delle rocce eruttive basiche.

La composizione risulta dalla seguente tabella 11:

TABELLA 11 - *Composizione mineralogica delle stronaliti.*

	quarzo	biotite	granato	sillimanite	plagioclasio	ortoclasio	zirconio	muscovite	clorite	epidoto	rutile	apatite
13	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-	-	-
13 bis	+	+	+	+	+	+	+	-	+	+	+	-
26	+	+	-	-	+	-	+	-	+	-	-	-
39	+	+	+	-	+	+	+	-	-	-	-	-
40	+	+	+	-	+	+	+	-	+	-	+	-
41	+	+	+	+	+	+	-	-	-	-	-	+
43	+	+	+	-	+	+	+	+	+	+	-	-
45	+	-	+	+	+	+	+	+	+	-	+	-
47	+	+	+	-	+	+	+	+	-	-	+	+
48 *	-	-	-	-	+	+	-	-	-	-	-	-
52	+	+	-	+	+	+	+	-	+	-	-	-
13 n *	-	-	-	-	+	+	-	-	-	-	-	-
31 n	+	+	+	+	+	-	+	-	-	-	-	+
32 n (a)	+	+	+	-	+	+	+	-	+	-	-	+
32 n (b)	+	+	-	-	+	-	+	-	+	-	-	+
42 n *	-	-	-	-	+	+	-	-	-	-	-	-

(*) corindone

Il plagioclasio può presentare media e anche notevole acidità; forti variazioni si notano anche nello stesso campione. Al contatto di Salaro la percentuale di anortite passa dal 34 al 45 %; nel campione n° 13 di Massera si trovano plagioclasii col 15 % ed altri col 33 % di Anortite.

Il corindone compare in facies generalmente a grana più grossa e non si associa al granato.

Chimicamente sono avvertibili assai bene i passaggi fra le varie rocce, legati specialmente con le oscillazioni sillimanite-feldspati.

Ecco alcune analisi di stronaliti (n° 13), gneiss granulari biotitici (n° 10n, 11n), scisti e gneiss sillimanitici (n° 15, 16, 30).

	13	10n	11n	15	16	30
SiO ₂	70,34	62,20	60,84	66,86	51,40	44,52
TiO ₂	0,31	1,10	0,71	0,77	0,87	0,79
Al ₂ O ₃	16,11	14,99	14,86	16,84	26,00	33,91
Fe ₂ O ₃	0,36	0,39	2,35	2,25	2,49	4,93
FeO	3,10	7,11	7,70	5,22	10,50	7,31
MnO	0,05	0,06	0,09	0,12	0,19	0,09
CaO	1,74	3,86	1,86	0,62	0,86	1,26
MgO	1,13	3,89	3,62	2,87	3,46	3,31
Na ₂ O	3,32	3,30	4,31	2,17	0,91	0,63
K ₂ O	2,31	1,56	2,48	1,04	1,16	0,71
H ₂ O+	0,92	1,30	1,21	1,86	2,91	2,93
H ₂ O-	0,04	0,11	—	—	0,18	0,24
S	—	0,56	0,20	0,26	—	—
	99,73	100,43	100,23	100,32	100,93	100,63
— O		0,30	0,13			
		100,13	100,10			

Formule magmatiche secondo Niggli

	<i>si</i>	<i>ti</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>h</i>	<i>mg</i>	<i>c/m</i>
13	347,6	—	46,9	21,1	9,2	22,8	0,31	0,39	0,44
10n	218,3	2,7	31,0	39,9	14,5	14,6	0,23	0,51	0,36
11n	206,8	1,9	29,6	44,3	6,7	19,4	0,27	0,41	0,15
15	284,6	2,3	42,5	42,8	2,9	11,8	0,24	0,43	0,07
16	156,2	2	46,6	45,7	2,8	4,9	0,44	0,34	0,05
30	118,7	3	54,7	38,9	3,6	2,8	0,41	0,36	0,09

I passaggi graduali che si avvertono con l'osservazione al microscopio, attraverso variazioni più che altro quantitative di minerali, sono posti in evidenza anche dalle analisi chimiche. Tra la stronalite n. 13 e lo scisto sillimanitico n. 30 assistiamo, attraverso i campioni 15 e 16, a una diminuzione regolare di SiO₂, e degli alcali, aumenta invece, fino ad assumere valori eccezionali

mente alti, l'allumina. Questo aumento di allumina è sempre in buon accordo con il corrispondente aumento di sillimanite, così come la diminuzione di alcali segue di pari passo la deficienza del plagioclasio.

Per quasi tutte queste rocce, comprese le stronaliti, non è possibile trovare un magma corrispondente; si tratta infatti, ad eccezione degli gneiss granulari biotitici, di chiarissimi parascisti. Per questi ultimi invece le analogie col magma melaquarzodioritico della classificazione di Niggli sono pronunciatissime, come appare esaminando i seguenti dati:

Magma	si	al	fm	c	alk	k	mg
melaquarzodioritico	200	30	40	10	20	0,3	0,5

Pur essendo difficile pensare a rocce eruttive, per la costante netta scistosità, per l'abbondanza del granato, per la struttura del plagioclasio, di tipica neoformazione, e per la presenza di grafite, non si può del tutto escludere che si tratti di un ortogneiss, data l'assenza di sillimanite e la coincidenza di composizione chimica con magmi dioritici. Occorre ricordare però che si tratta di un tipo di roccia a diffusione limitata nella val Sabbiola.

*
* * *

La classificazione chimica delle rocce metamorfiche non è nè facile nè precisa. Le innumerevoli possibilità di formazione di tali rocce portano a un campo di variabilità eccessivamente vasto. Proposte tuttavia ne sono state fatte e, dato che alcune di esse portano la firma di autori di grande competenza nel campo degli scisti cristallini, non sono da rigettarsi a priori.

Ho voluto osservare come è possibile inquadrare le rocce metamorfiche da me studiate nel sistema proposto da Niggli nel 1934 ⁽¹⁾. In tale sistema che si riallaccia alla classificazione di Grubemann, le rocce metamorfiche sono divise in tre categorie principali: A) Ortoscisti nella maggior parte (Orthogesteine neben Paragesteine

(1) P. NIGGLI - *Die chemische Klassifikation der metamorphen Gesteine.* « Schw. Min. Petr. Mitt. », XIV, 1934.

häufig vertreten), B) Parascisti predominanti (weit vorwiegend Paragesteine), C) Parascisti particolari e giacimenti minerali (Sonderfälle von Paragesteinen und Erzlagerstätten).

La categoria A è divisa in 6 gruppi, la categoria B in 4 e la categoria C in 3. In tutto 12 gruppi, che si differenziano per i diversi rapporti tra i valori al , c , fm , alk , o di raggruppamenti di essi.

Ho potuto vedere che le rocce da me analizzate appartengono a quattro dei dodici gruppi proposti e precisamente le stronaliti cadono nel secondo (Alkali-Alumosilikatgesteine mit zurücktretendem alk). Concordano le condizioni di $alk > 15$, $c < 16$, $al < c + 4/3 alk + 5$, si: $alk > 15$.

Gli gneiss granulari biotitici appartengono invece al gruppo III (Kalk-Alkali-Alumosilikatgesteine), dove $al - alk > 10$, $al < c + 4/3 alk + 5$. Non coincidono invece i valori di c , che dovrebbero essere > 16 .

Gli scisti e gli gneiss sillimanitici s'inquadrano assai bene nel gruppo VII (Alumosilikatgesteine). In essi infatti c è relativamente basso e $al > c + 4/3 alk + 5$.

Al gruppo IX (Kalksilikatgesteine) appartengono i calcefirri analizzati. Concorda il fatto che $c > fm$, alk relativamente basso, $c > 45 - alk$; non torna invece che $al - alk > 10$.

Questa classificazione ci fa vedere che, a parte i calcefirri, rocce dal chimismo tutto particolare, quelle metamorfiche della val Sabbiola, passano da tipi molto alluminiferi a tipi notevolmente alcalini, sempre però ben alluminiferi, con leggero aumento del calcio negli gneiss granulari biotitici.

Il fatto che stronaliti e gneiss granulari biotitici appartengono alla categoria A, confermerebbe la già accennata natura di ortoscisti di essi, mentre come classici parascisti figurano gli gneiss e gli scisti sillimanitici, nonché i calcefirri.

b) *Accenni comparativi alle rocce corrispondenti già descritte per la formazione.*

Un confronto con rocce metamorfiche della Valsesia descritti da altri autori è possibile effettuarlo quasi esclusivamente per quel che riguarda la composizione mineralogica, mancando pressochè completamente analisi che indicano il chimismo dei vari scisti cristallini.

Artini e Melzi (1) hanno descritto tanti campioni raccolti in punti diversi della formazione (micascisti sillimanitici, gneiss granulari biotitici, stromboliti, ecc.) e tra essi figurano anche stromboliti della val Sabbiola. Le descrizioni concordano con quelle da me esposte, ma la mancanza di dati chimici impedisce una conferma a queste evidenti analogie. Non ho trovato, a differenza di Artini e Melzi (1), Huttenlocher (14) e Gallitelli (10) rocce a scapolite e a cordierite, che sembrerebbero mancare in tutta la val Sabbiola. Con questo non voglio dare un particolare significato a tale diversità; che solo nel proseguimento dello studio potrà assumere il suo giusto valore.

Come ho detto, scarsissime sono le analisi chimiche, che, si può dire, si limitano a quelle di Gallitelli, il quale, pur non avendo l'intendimento di affrontare lo studio delle rocce metamorfiche della Valsesia, ha eseguito parecchie analisi su esse, specialmente nella zona compresa tra Roccapietra, Vanzone, Isolella, Locarno e Crevola. Alcune di queste rocce presentano analogie petrografiche con quelle da me trovate in val Sabbiola. Riporto, a titolo di confronto, l'analisi di uno gneiss biotitico della valle del Pellino (11), di uno gneiss biotitico granatifero (31), di un micascisto sillimanitico (32) e anche di un'aplite granitica a sillimanite di Isolella (16) molto simile, per composizione, alle stromboliti.

	11	31	32	16
SiO ₂	70,08	66,97	61,60	72,98
TiO ₂	0,73	0,63	0,41	—
Al ₂ O ₃	14,26	14,14	17,70	15,58
Fe ₂ O ₃	3,50	3,02	5,43	0,97
FeO	1,83	4,61	4,05	0,33
MnO	0,04	0,02	tr.	—
CaO	1,20	2,28	1,60	1,68
MgO	1,51	2,66	3,17	0,43
Na ₂ O	3,02	1,80	2,02	3,91
K ₂ O	2,34	2,75	3,12	3,43
H ₂ O+	1,33	1,60	1,50	0,28
H ₂ O-	0,16	0,08	0,02	0,08
P ₂ O ₅	0,15	0,08	tr.	0,20
	100,15	100,64	100,62	99,87

Ho già fatto notare la somiglianza della roccia 16 con le stronaliti; ciò è avvalorato anche dal confronto con l'analisi del campione 13 riportata a pag. 184; l'analisi 11 non trova rispondenza nei tipi da me studiati e ciò conferma in certo qual modo la sua particolare natura migmatitica; la 31 invece è paragonabile con le mie analisi di gneiss granulari biotitici 10n e 11n (vedi pag. 184) e la 32 si può avvicinare, anche se si riscontra qualche differenza negli alcali e nel calcio, con lo gneiss sillimanitico n. 15, la cui analisi è pure riportata a pag. 184.

3) I contatti tra rocce magmatiche e rocce metamorfiche.

Dalla descrizione delle rocce incontrate lungo i due itinerari si può già notare che il passaggio fra rocce eruttive basiche e rocce metamorfiche non è netto e chiaro; sia che si tratti del contatto della formazione principale, sia delle lenti eruttive.

Mancano quasi completamente miloniti, breccie di frizione e rocce cataclastiche in genere, di modo che sono da escludersi contatti meccanici. Del resto in tutta la formazione predomina di gran lunga la blastesi sulla clastesi e rari e locali sono anche le faglie, che assumono un'importanza del tutto secondaria sulla tettonica della regione.

La mancanza di tagli artificiali nella zona di contatto rende ancor più difficile cogliere il passaggio fra le due principali categorie di rocce, che, pur avendo caratteristiche mineralogiche assai diverse, molto spesso sul terreno, per analogie esclusivamente apparenti di colore e di tessitura, non fanno risaltare quelle sostanziali differenze, che, a volte, solo il microscopio può mettere in luce. I soli punti dove ho potuto seguire il passaggio tra rocce basiche della formazione principale e rocce metamorfiche e dove ho appunto intensificato la raccolta di campioni in breve spazio, sono 1) sul dosso delle Canepale a O di Massera, 2) lungo un sentiero a mezza costa a S di Massera, 3) nel rio di Salaro sotto l'abitato di Salaro Inferiore, 4) nel torrente Sabbiola all'altezza di Piana (fig. 1 e 9).

Alle Canepale si nota che la frattura fresca di alcuni spuntoni rocciosi è sensibilmente più chiara di quella solitamente notata

nelle noriti e nei gabbri, la mica biotite è più abbondante. La roccia non mostra scistosità. Sul rovescio delle Canepale, là dove la roccia è attraversata da vene feldspatico corindonifere la differenza di aspetto dai tipi normali è anche minore, così che ad occhio nudo è impossibile notare una differenziazione. Terreno sciolto da una parte e detrito di falda dall'altra, impediscono una visione chiara della zona, ma è possibile prelevare campioni a quota diversa da spuntoncini che affiorano dal terreno.

A S di Massera un sentiero a mezza costa passa al disotto di torrioni rocciosi. Qui nella parte alta si osserva gneiss sillimanitico granatifero tipico, alla base l'aspetto è di roccia gabbbrica. Il passaggio tra le due rocce non è avvertibile ad occhio nudo.

A Salaro il contatto è messo allo scoperto dall'incisione del rio ed è visibile sul fianco sinistro ai piedi di una rupe su cui sorgono le case del paese. A monte vi è una stronalite non scistosa, che muta di colore passando dal bruno al verdastro presso il contatto. Ad essa fa seguito, senza mutamenti esterni apprezzabili, una roccia di tipo gabbbrico, che, come abbiamo visto, varia la sua composizione in breve spazio.

A Piana le rocce sono messe a nudo, lisciate e pulite dal torrente Sabbiola. Abbiamo qui un'alternanza di rocce eruttive e metamorfiche; infatti procedendo da valle a monte incontriamo prima noriti micacee del tipo più comune, poi gneiss granulari biotitici quindi ancora rocce gabbbriche, che abbiamo visto mostrare differenze dal tipo comune per la presenza di ortoclasio e quarzo, ed infine stronaliti compatte e povere di elementi femici.

Ancor più difficilmente avvertibili sono i contatti tra rocce ultrabasiche e rocce metamorfiche, individuati con chiarezza e con fenomeni di tipo analogo a quelli che si verificano al contatto tra rocce basiche e scisti, solo a NO di Alpe Laghetto.

Le lenti eruttive basiche immerse negli scisti mostrano anch'esse zone di passaggio, ma assai ristrette. Ne ho potuto vedere alcune lungo i torrentelli che dal fianco sinistro della Val Sabbiola scendono al torrente principale. Specialmente a monte di Massera le rocce sono assai bene ripulite, ma, soprattutto quando si tratta del passaggio da gabbri anfibolici a gneiss granulari biotitici, una visione esatta si ha solamente attraverso l'esame microscopico.

*
* *

Come ho accennato nell'introduzione, le opinioni non sono concordi sull'esistenza di fenomeni di metamorfismo di contatto. Nella val Sabbiola i ritrovamenti di corindone, grafite, sillimanite e granati non sono sufficienti a dimostrarne l'esistenza, dato che si tratta di minerali non esclusivi dei fenomeni di contatto. Nel corso delle mie ricerche non ho visto, come ho già avuto occasione di dire, nè la cordierite segnalata da Artini e Melzi per altre parti della Valsesia, nè la scapolite, indicata, oltre che da questi autori, da Huttenlocher, ma sempre fuori dalla val Sabbiola.

In questa valle ho osservato invece un altro fenomeno, messo in luce specialmente dall'indagine microscopica. Abbiamo visto infatti quali sono i costituenti normali delle rocce noritiche e gabbrie: orneblenda basaltica, iperstene, augite, labradorite basica, ilmenite, biotite nella parte periferica. Anche le rocce metamorfiche hanno loro minerali caratteristici, tra cui andesina, ortoclasio, biotite, sillimanite, granato, rutilo, grafite.

Nella zona di passaggio tra le due formazioni non compaiono nuovi minerali e tanto meno, come si è detto, minerali di contatto, ma è possibile trovare rocce che, non solo a prima vista, ma anche dopo l'esame microscopico, non sono facilmente distinguibili se appartengono al tipo delle rocce eruttive o a quello delle metamorfiche. In queste rocce, che sono limitate ad una fascia a volte di soli pochi metri di potenza, compare spesso una struttura leggermente orientata e si presentano frammisti tra loro minerali caratteristici e delle rocce eruttive basiche e delle metamorfiche. Per esempio in campioni dall'aspetto di noriti o gabbri, si associano all'iperstene e all'orneblenda, l'ortoclasio (Tav. IV, fig. 3 e 4), il granato, il quarzo (Tav. VI, fig. 3). Spesso l'orneblenda da bruna passa a verde e il plagioclasio, che nei gabbri e nelle noriti risulta labradorite, fino a bitownite, diviene bruscamente un'andesina. Anche la biotite subisce spesso in queste rocce un arricchimento eccezionale.

D'altro canto, rocce che dall'aspetto risultano metamorfiche, unitamente ai minerali che di regola presentano, mostrano pirosseni e orneblenda. Fenomeni dello stesso tipo sono già stati segnalati da Gallitelli per la Valsesia (10) e riguardano il contatto orientale tra gli scisti e le masse granitiche del lago d'Orta.

Queste variazioni, pur avvenendo per gradi, con aumento, grosso modo, verso l'ipotetica linea di contatto, non hanno un andamento del tutto regolare, verificandosi spesso l'alternanza di rocce notevolmente modificate con altre a composizione normale. Ed è per questo che non è possibile stabilire una netta linea di separazione tra rocce eruttive basiche e rocce metamorfiche, trattandosi di una fascia nella quale il passaggio tra due tipi avviene, come si è detto più o meno gradualmente.

Fenomeni analoghi si riscontrano anche alla periferia delle lenti basiche incluse negli scisti cristallini. La zona nella quale si notano le modificazioni è assai ridotta, ma gli effetti sono del tutto simili sia che si tratti di contatti con rocce anfiboliche, che piro-seniche.

* * *

L'osservazione microscopica di sezioni sottili è stato il mezzo principale per cogliere quelle anomalie di composizione esistenti sia nelle rocce eruttive basiche, sia in quelle metamorfiche della zona di contatto e che ha permesso di circoscrivere la fascia irregolare situata tra le due formazioni. Anche le analisi chimiche rivelano, specialmente attraverso un eccesso di allumina (roccia n. 12) e una difficile interpretazione della formula magmatica, le differenze che esistono tra i tipi gabbriici e noritici normali e queste rocce che ne hanno solo l'aspetto esterno.

Un'altra conferma dell'esistenza di passaggi graduali tra rocce eruttive basiche e rocce metamorfiche, ho potuto coglierla attraverso l'esame microscopico in luce riflessa dei minerali accessori opachi.

A tale scopo ho esaminato sia campioni di rocce normali, appartenenti ai diversi tipi incontrati in val Sabbiola, sia campioni raccolti nella fascia di passaggio tra le rocce eruttive basiche della formazione principale e quelle metamorfiche, nonchè al contatto tra lenti eruttive basiche e scisti.

Non mi dilungo nella descrizione dei singoli campioni, ma passo senz'altro alle osservazioni di carattere generale accompagnate dalla seguente tabella esplicativa:

TABELLA 12 - Minerali accessori opachi.

Roccia		grafite	ilmenite	pirite	pirolina	calcopirite	pentlandite	marcasite	rutile	limonite	bravuite	ematite
Gabbri e	4	—	+	+	—	—	—	—	—	+	—	—
noriti	9	—	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—
	11	—	+	—	—	—	—	—	—	+	—	—
	5	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Lenti	17	—	+	—	+	+	—	—	+	—	—	—
basiche	51	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Piross.	17 n	—	+	—	+	+	+	—	—	—	+	—
Peridot.	16 n	—	+	—	+	+	—	—	—	—	—	—
Rocce al	12	—	+	—	—	—	—	—	+	—	—	—
contatto	10 n	—	+	—	+	—	—	+	—	—	—	—
Stronaliti	13 bis	—	+	+	+	+	—	—	+	—	—	+
	45	—	+	—	—	—	—	—	+	—	—	—
Gneiss e	15	—	—	+	—	—	—	—	+	—	—	—
scisti sil-	42	+	—	—	—	—	—	—	+	+	—	—
limanitici	30	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Gneiss gr.	8 n	+	+	—	+	—	—	—	+	+	—	—
biotitici												
Filoni	46	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—
acidi	35	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Calcefirri	33	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	38 *	—	+	—	+	—	—	+	—	—	—	—
Miloniti	31	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—

(*) magnetite

Si vede chiaramente che nelle rocce eruttive basiche predomina l'ilmenite, che, anche quantitativamente, è sempre abbondante, tanto da poter essere considerata in qualche caso tra i costituenti fondamentali.

Nelle rocce ultrafemiche vi si aggiunge la pirotina e i minerali che solitamente l'accompagnano, i quali, rispetto alla ilmenite, sono di venuta assai posteriore e rappresentano arricchimenti liquido-magmatici fino a pneumatolitici (Tav. VII, fig. 3).

Nelle rocce metamorfiche l'ilmenite è spesso sostituita dal rutile che compare anche nelle rocce filoniane acide (Tav. VI, fig. 1).

Altro elemento caratteristico è la grafite, mentre la pirrotina, spesso relativamente abbondante nelle stronaliti e in alcuni calcefiri (Tav. V, fig. 2), sembra mancare negli scisti sillimanitici propriamente detti.

È interessante osservare che le rocce poste al confine tra le due formazioni principali e tra le lenti basiche e gli scisti, mostrano contenere minerali opachi tipici sia delle rocce eruttive basiche, sia delle rocce metamorfiche della val Sabbiola. Ossia ilmenite da una parte e rutilo, pirrotina, grafite dall'altra. Si può infine stabilire che non esistono sensibili differenze nei minerali opachi delle varie rocce eruttive basiche, sia che appartengano al tipo noritico, che a quello schiettamente gabbriico, sia che si trovino nell'interno della formazione, sia che restino presso il contatto, ad esclusione di una zona di poche decine di metri.

4) Le rocce filoniane.

a) *Filoni granitico-pegmatitici e feldspatico-corindoniferi.*

La formazione metamorfica è attraversata da numerosi filoni e filoncelli, che si spingono anche saltuariamente nella zona periferica delle rocce eruttive basiche. Alcuni di essi sono concordanti con la scistosità e si trovano spesso al contatto tra lenti eruttive basiche e rocce metamorfiche. Filoni con questa giacitura di tipo granitico-pegmatitico affiorano lungo il rio di Salaro e a monte di Massera, presso l'alpe Casarole (fig. 9). Sempre presso l'alpe Casarole e in discordanza con la scistosità, vi sono filoni di natura pegmatitica ricchi di microclino. I filoni corindoniferi si trovano invece sia nella formazione eruttiva che in quella metamorfica, ma sempre nella zona vicina al contatto. L'unico segnalato era quello di Montata, di tipo aplitico, quasi verticale, incassato tra le noriti micacee. Altri filoni feldspatico corindoniferi si trovano sul rovescio delle Canepale (Massera) in rocce dioritoidi della fascia di contatto e all'alpe Cevia negli scisti sillimanitici. In quest'ultima zona non è facile riconoscere quando si tratta di filoni veri e propri o di stronaliti corindonifere.

Altri filoni e filoncelli poco differenziati percorrono le noriti micacee prossime al contatto a S di Massera, mentre lungo la strada di Sabbia appaiono filoni irregolari di labradorite, da considerarsi più come concentrazioni plagioclastiche nei gabbri e noriti che filoni veri e propri.

A parte quest'ultimo tipo indifferenziato la composizione dei filoni della val Sabbiola è, come abbiamo visto nella prima parte, assai variabile dal punto di vista petrografico.

Pur non essendo quindi del tutto esatto raggrupparli in una unica tabella, penso che essa possa avere ugualmente valore a scopo dimostrativo. Ecco i costituenti dei vari filoni incontrati, per la descrizione dei quali rimando alla prima parte (1).

TABELLA 13 - *Composizione mineralogica dei filoni.*

	quarzo	ortoclasio	plagioclasio	biotite	clorite	moscovite	zirconio	granato	rutile	apatite	eneblende	corindone
18	+	+	+	+	+	+	+	+	—	—	—	—
35	+	+	+	—	+	+	+	—	—	—	—	—
46	+	+	+	+	+	+	+	+	+	—	—	—
57	+	+	+	—	—	+	+	—	—	+	+	—
9 n	+	+	+	—	—	+	—	+	—	—	—	—
12 n	—	—	+	—	+	+	—	—	—	—	+	+
35 n	—	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—	+
41 n	—	—	+	—	+	—	—	—	—	—	—	+

Al tavolino universale i plagioclasii risultano contenere il 45 % di anortite nei filoni di tipo granitico tra le lenti eruttive basiche (n. 18,35); variano dall'11 al 21 %. An nei filoni corindoniferi (12n, 41n).

Esistono due analisi chimiche di rocce filoniane acide. Una ad opera dello scrivente (n° 35), l'altra del Dott. Ferrarini (12n)

	35	12n
SiO ₂	73,64	59,20
TiO ₂	0,43	—
Al ₂ O ₃	14,01	27,93
Fe ₂ O ₃	0,69	1,91
FeO	1,29	—
MnO	tr.	—
CaO	1,63	1,10
MgO	tr.	—
Na ₂ O	4,05	8,55
K ₂ O	2,96	1,86
H ₂ O ⁺	1,02	—
H ₂ O ⁻	0,10	—
	99,83	100,55

(1) Nella tabella 13 non ho inserito la roccia 39n, che rappresenta più che un filone, una concentrazione leucocrata delle noriti. I suoi componenti sono: plagioclasio, ortoclasio, pirosseno monoclinico, clorite. Il plagioclasio contiene il 72-73% di An.

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>c/fm</i>
35)	428,6	2,1	47,9	8,4	10,1	33,6	0,32	1,21
12n)	207,8	—	57,7	5,1	4,2	33,0	0,12	0,83

Le rocce filoniane acide non corindonifere si avvicinano al tipo aplitico e pegmatitico, sono tuttavia molto evidenti in esse le azioni dinamiche che determinano strutture a mosaico nel quarzo e nei feldspati, frequenti anche i granati e gl'incurvamenti nei minerali lamellari. Assenti invece i tipici minerali delle pegmatiti.

Fenomeni analoghi si notano nei filoni corindoniferi, che petrograficamente e chimicamente possono avvicinarsi alle plumasiti di Lawson.

L'ipotesi più semplice è che la formazione metamorfica e la parte periferica di quella eruttiva basica, siano state attraversate da magmi acidi che hanno determinato la formazione dei filoni sopra citati. Questa ipotesi può anche essere quella giusta, oppure può essere valida solo per qualcuno dei filoni, specialmente per filoni di tipo granitico affioranti in corrispondenza delle lenti basiche. Anche qui però la presenza di granato, la struttura a mosaico del quarzo, le estinzioni fortemente ondulate, l'eccesso di allumina, pongono queste rocce in una posizione incerta.

Ancor più anomali rispetto ai tipi magmatici filoniani conosciuti, sono i filoni feldspatici corindoniferi. Qui il plagioclasio è scarsamente geminato e si presenta in granuli minuti e irregolari, che determinano una struttura a mosaico (Tav. VII, fig. 1). Del tutto particolare è poi la presenza di corindone, a volte assai abbondante, che si rispecchia nell'analisi chimica, portando l'allumina a valori particolarmente elevati.

b) *Probabili rapporti genetici tra le rocce filoniane e le strolaliti.*

Un accostamento necessario è da farsi tra i filoni feldspatici corindoniferi e le strolaliti. Queste sono rocce di catazona del tutto caratteristiche, che si differenziano dalle altre metamorfiche, pur esistendo tutti i passaggi fra esse e gli scisti sillimanitici. Artini e Melzi le definiscono granuliti e realmente sono queste le rocce che più si avvicinano alle nostre.

Nelle stronaliti la struttura varia da granulare a scistosa anche nello stesso banco roccioso. Il contenuto di anortite nei plagioclasti è pure variabile e anche in cristalli dello stesso campione. Si notano fenomeni di riassorbimento di porzioni relitte tipiche di gneiss sillimanitici (fig. 2).

Qualche volta le stronaliti sono corindonifere e anche i cristalli di corindone hanno spesso gli orli smangiati e sostituiti da sostanza feldispatica (Tav. VI, fig. 4). Questi fatti fanno supporre un apporto di sostanza, che avrebbe profondamente modificato gli gneiss e gli scisti sillimanitici, nonchè altre rocce ancor più ricche in allumina.

Si tratterebbe quindi di un metamorfismo profondo, con forte apporto di sostanza e trasformazione graduale di scisti sillimanitici.

Pure alcuni filoni corindoniferi hanno una composizione assai simile a quella delle stronaliti. Essendo venuto a mancare lo studio intrapreso da Perrier (21), proprio sui filoni corindoniferi della val Sabbiola, non restano su essi che brevi notizie, quasi esclusivamente di carattere topografico e i lavori di Cossa e Millosevich (15) su quelli analoghi della val Sessera.

Da alcuni accenni di Perrier nell'unica nota uscita, pare che detto autore fosse favorevole, ma con riserve, ad una genesi dovuta all'azione di un magma basico sopra giacimenti argillosi e scartasse l'ipotesi di una desilicizzazione di un magma acido da parte di rocce ultrabasiche.

Da quanto ho potuto osservare, sia i filoni corindoniferi, che gli altri di tipo granitico-pegmatitico, come ho detto, hanno indubbe parentele, chimiche, mineralogiche, strutturali e topografiche con le stronaliti, e non si possono a rigore considerare apliti o pegmatiti vere e proprie, ma presentano, più o meno evidente, una struttura gneissica, accompagnata da minerali, che difficilmente si trovano nei veri filoni magmatici, come granato e corindone.

Sorge così l'ipotesi che la genesi delle due rocce sia la stessa e che, sia le stronaliti che le plumasiti, possano essere state originate da fenomeni di migmatismo, in cui un magma già tendenzialmente acido, si sarebbe arricchito in allumina; allumina che noi vediamo già dominare in altre rocce della formazione metamorfica, specialmente nella potente serie degli scisti e gneiss sillimanitici.

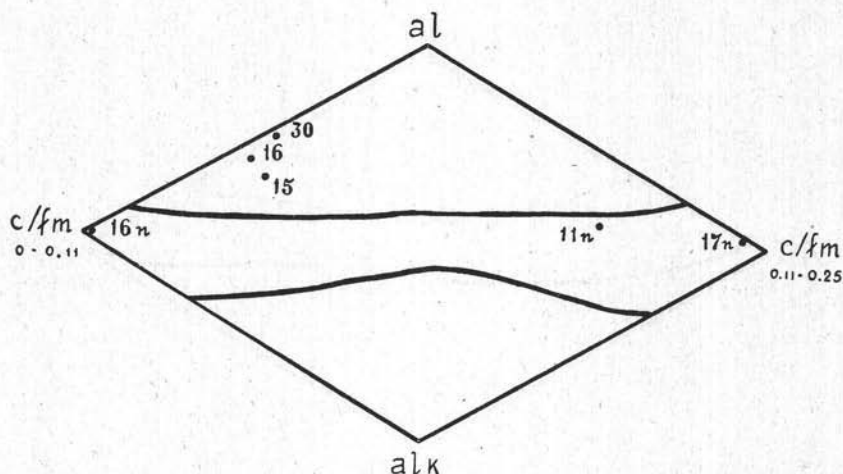


Fig. 5 — Diagramma secondo Niggli. Sez. I e II.

5) **Orientamenti sul modo di rappresentare e di denominare la cosiddetta « formazione dioritico-kinzigitica ».**

a) *La rappresentazione cartografica dei tipi litologici.*

La rappresentazione geologica e litologica della val Sabbiola inserita nel quadro generale della Valsesia, non è stata completa e aderente alla reale costituzione del terreno fino a che lo studio

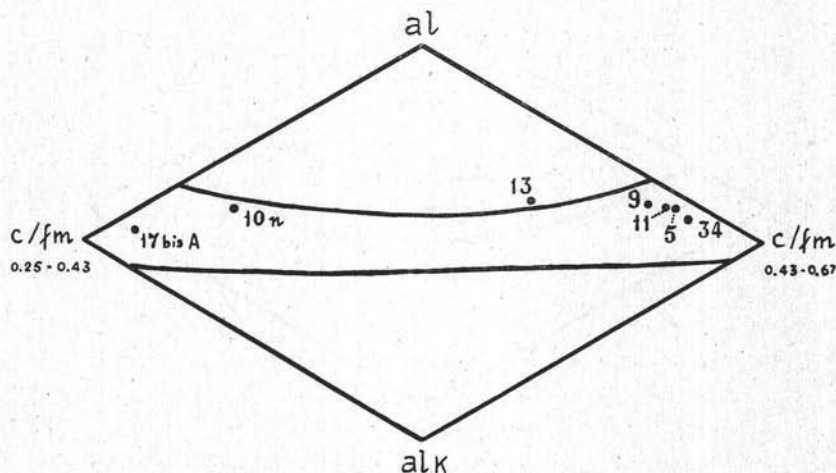


Fig. 6 — Diagramma secondo Niggli. Sez. III e IV.

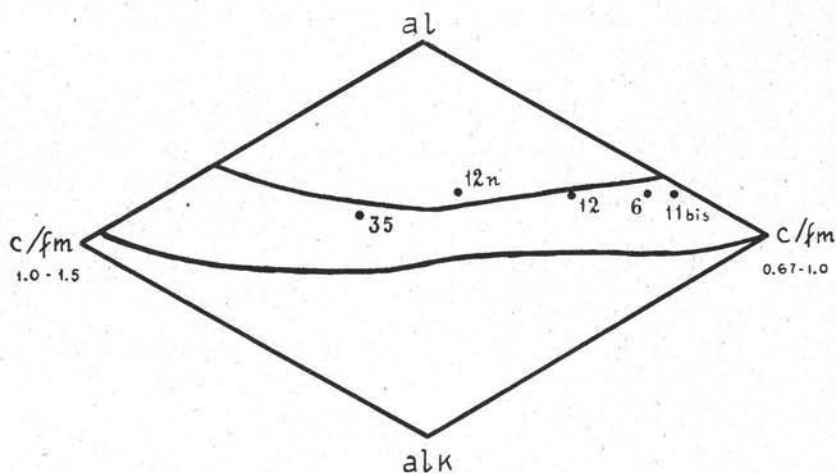


Fig. 7 — Diagramma secondo Niggli. Sez. V e VI.

petrografico di Artini e Melzi non ha fornito una base documentata alle osservazioni sul terreno. Per questo le rappresentazioni cartografiche precedenti a tale lavoro sono solamente indicative e presentano numerose e vaste lacune. Questo, oltre che nelle prime rappresentazioni di Studer (1852) e Sismonda (1853), accade anche nella carta al 100.000 di Gerlach (1883), che ha il pregio di distin-

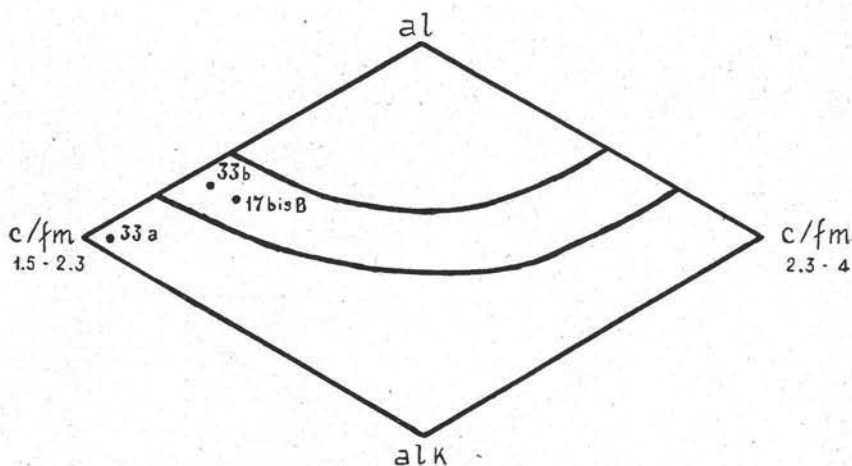


Fig. 8 — Diagramma secondo Niggli. Sez. VII e VIII.

guere e differenziare i primi tipi rocciosi sia della formazione eruttiva basica, sia di quella metamorfica e di individuare unità petrografiche regionali tutt'ora accettate. Schaefer (1897) presenta una carta geologica della val Mastallone, scala 1 : 125.000 in cui vaste zone sono indicate come « umbestimmte basische Gesteine ». Puramente indicative per la grande scala usata, sono le carte di Zaccagna (1887), Parona (1897), nonché quella geologica d'Italia al 1.000.000.

Di gran lunga più precisi e rispondenti allo scopo sono i rilevamenti di Artini e Melzi (1900) e di Franchi, Stella e Novarese (1927), appunto perchè hanno usufruito di una base petrografica già ben sviluppata, anche se mancante di alcuni particolari. Entrambi interessano la val Sabbiola e tra i due quello di Franchi è il più rispondente a quanto ho potuto realmente osservare sul terreno e confermare in laboratorio.

La val Sabbiola è infatti scavata, nella sua parte media e alta nella formazione metamorfica, e le numerose lenti basiche in essa incluse non sono sufficienti per giustificare un raggruppamento separato dagli scisti e indicato da Artini e Melzi come unità a sè. Riesce difficile tuttavia concepire una separazione netta tra scisti e gneiss sillimanitici da una parte e stronaliti dall'altra, data l'esistenza di innumerevoli termini di passaggio tra i due tipi rocciosi. Più agevole sarebbe invece separare dagli altri scisti gli gneiss granulari biotitici, perchè costantemente privi di sillimanite e con composizione chimica assai uniforme.

È quindi consigliabile in questi casi, sia rappresentare il terreno in una scala più piccola possibile, sia evitare una precisa delimitazione tra i vari tipi di rocce metamorfiche, delimitazione che in effetto non esiste.

Il confine tra rocce basiche e rocce metamorfiche, anch'esso mai netto, ma costituito da una stretta fascia di passaggio, corrisponde abbastanza bene, sia nella carta di Franchi che in quella di Artini e Melzi, tenendo presente che nel rilevamento di questi ultimi autori vi è stata interposta l'accennata formazione stronalitica.

Nella mia rappresentazione della zona di Massera (fig. 9) ho cercato d'indicare le principali variazioni dei tipi rocciosi riscontrate attraverso lo studio chimico-microscopico particolareggiato. Ne è derivato uno schizzo che, pur essendo, semplificato, mostra la notevole complicazione e la grande variabilità in breve spazio.

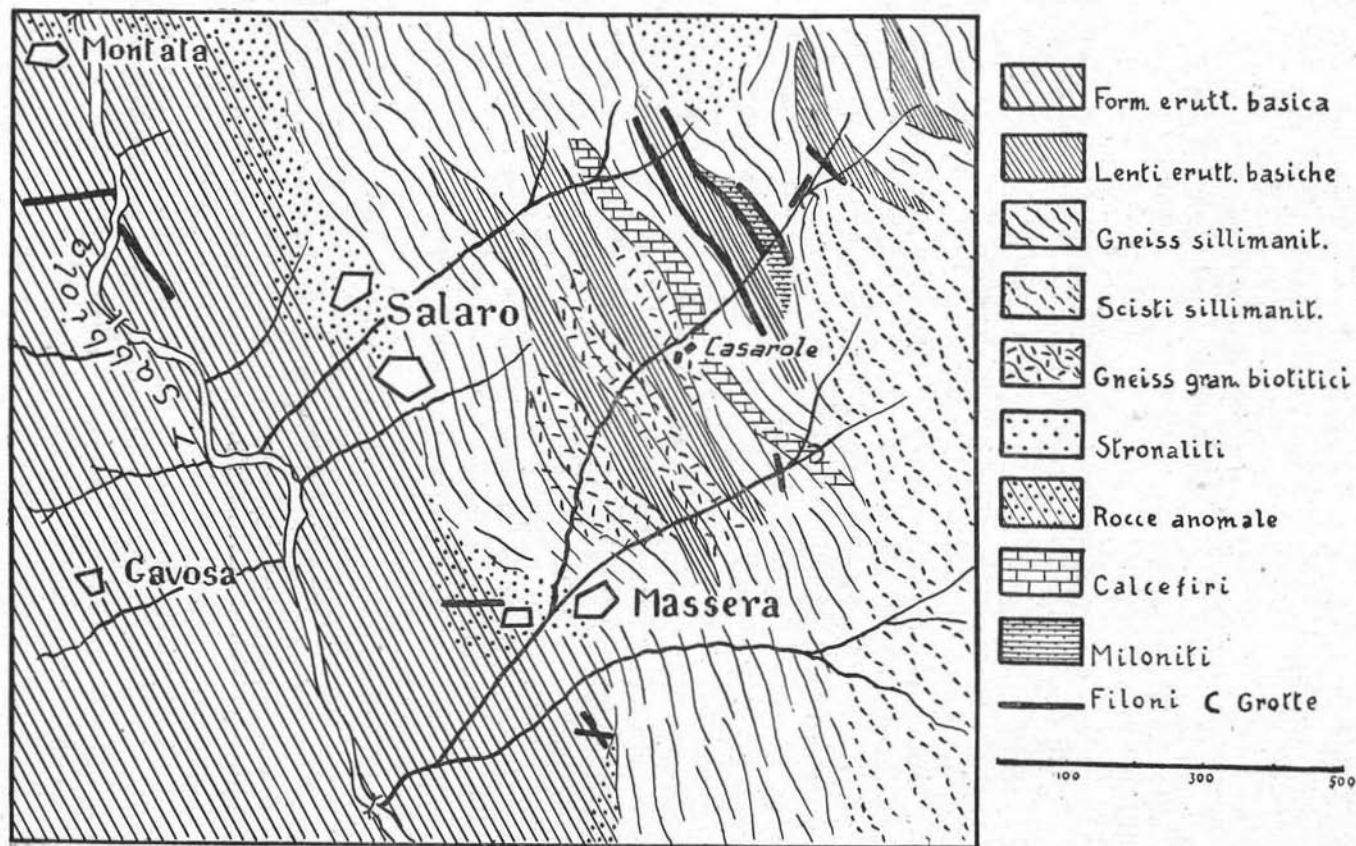


Fig. 9 — Schizzo litologico della zona di Massera.

Nella zona di contatto tra rocce eruttive basiche della formazione principale e rocce metamorfiche, ho indicato le posizioni dove le rocce mostrano anomalie di composizione, avvertibili solo al microscopio, evitando perciò di delimitare nettamente i confini di queste particolari rocce. Malgrado la piccola scala non è possibile rappresentare le esili zone di contatto tra lenti basiche e scisti e le diversità, a volte profonde, esistenti in queste lenti, tra gabbri anfibolici e gabbri pirossenici.

Per estendere a tutta la val Sabbiola il tipo di rappresentazione usato per i dintorni di Massera, occorrerebbe allargare e intensificare, anche nelle zone non attraversate dagli itinerari descritti nella prima parte, la raccolta e lo studio dei campioni, perchè non è possibile col solo esame macroscopico ottenere dati sicuri sull'esatta natura e composizione delle rocce. Ad ogni modo nella figura 1 i numeri dei campioni, cui fanno riscontro le descrizioni della prima parte, potranno servire come prima guida orientativa per un eventuale nuovo rilevamento della zona.

b) *La questione delle kinzigiti.*

È noto che le kinzigiti prendono il nome dalla valle del Kinzig nella Foresta Nera, dove furono scoperte da H. Fischer nel 1860 ⁽¹⁾. Fischer estese nel 1861 il nome a rocce di Bodenmais e del Cabo de Gata (Portogallo), che, oltre a oligoclasio, granato e biotite, a cui si aggiunse poi la grafite, individuati nei tipi della Foresta Nera, contenevano anche cordierite, sillimanite e microclino. Rocce analoghe furono trovate nell'Odenwald, nella Selva Bavarica e nell'Eulengebirge (Bassa Slesia). Più tardi furono trovate anche in Finlandia e studiate da Eskola ⁽²⁾, Holmquist ⁽³⁾, Sahlstein ⁽⁴⁾ e Sederholm ⁽⁵⁾.

⁽¹⁾ H. FISCHER - *Über den Kinzigit*. « Neu. Jahrb. f. Min. », 1861.

⁽²⁾ P. ESKOLA - *The nature of metasomatism in the processes of granitisation*. « Int. Geol. Cong. », III, London, 1950.

⁽³⁾ P. J. HOLMQUIST - *Typen und Nomenklatur der Adergesteine*. « Geol. För. Stockolm Förh. », XLIII, 1921.

⁽⁴⁾ T. G. SAHLSTEIN - *Struktur und Bewegungen in der Granulitformation des finnischen Lappland*. « Compt. Rend. de la Soc. Geol. de Finl. », VI, 1933.

⁽⁵⁾ J. J. SEDERHOLM - *Über die Entstehung migmatitischer Gesteine*. « Geol. Rdsch », 1913.

J. J. SEDERHOLM - *Über eine archäische Sedimentformation im südwestlichen Finnland*. « Bull. Géol. Finlande », VI, 1899.

Ho avuto l'opportunità di visitare le kinzigiti della Foresta Nera e ho visto che si tratta di esili lenti allungate e per lo più isorientate di roccia granulare, molto scura, poco scistosa. Queste lenti sono immerse in uno gneiss assai variabile, pure di colore scuro, ma a scistosità assai più marcata, chiamato gneiss kinzigitico. Oltre alle lenti di kinzigite questo gneiss, che sfuma in una sienite, ingloba anche, piuttosto rare, lenti di marmo cristallino e di anfibolite.

Ora si tratta di vedere se è preferibile, con un criterio puramente geologico, chiamare kinzigitiche tutte quelle formazioni che si presentano come un'associazione più o meno subparallela ed alternata di gneiss con rocce dioritiche, anfibolitiche e calcari cristallini, o riservare il nome kinzigite a quelle rocce che hanno una genesi e una costituzione petrografica uguali a quelle classiche della Foresta Nera, ritenute palingenetiche.

In un recente lavoro così Menhert⁽¹⁾ definisce la kinzigite: «Roccia a grana media e struttura orientata fino a debolmente scistosa, contenente granato (almandino-piropo), plagioclasio (oligoclasio-andesina), grafite, inoltre biotite, quarzo e cordierite».

Gneiss kinzigitico sarebbe invece, sempre secondo Menhert, un paragneiss della Foresta Nera, detto Renschgneiss, modificato nel suo aspetto originario dalla blastesi del plagioclasio. Non sarebbe esatto quindi usare la parola gneiss kinzigitico per rocce assomiglianti alle kinzigiti senza averne tutti i requisiti petrografici.

Anche Eskola⁽²⁾ definisce le kinzigiti della Finlandia «gneiss a cordierite e almandino». In Italia invece ci si è basati più sul carattere d'insieme, la concomitanza cioè dei vari tipi petrografici, che compaiono anche nella formazione kinzigitica primigenia della Foresta Nera. Novarese infatti, nel suo lavoro di carattere generale sulle kinzigiti italiane, non si preoccupa di indicare per la formazione Ivrea-Verbanò quali rocce metamorfiche possono identificarsi con le kinzigiti e quali con gli gneiss kinzigitici. Andreatta, che indica come kinzigiti degli gneiss granulari a andalusite della val d'Ultimo⁽³⁾, interpreta, attraverso il lavoro di Novarese, e le descrizioni di Artini e Melzi, come kinzigiti della formazione Ivrea-Verbanò, le stronaliti. Gneiss kinzigitici sarebbero,

(1) D. HOENES, K. R. MENHERT, H. SCHNEIDERHÖHN - *Führer zu petrographisch-geologischen Exkursionen im Schwarzwald und Kaiserstuhl*. Stuttgart, 1949.

(2) P. ESKOLA - op. cit.

(3) C. ANDREATTA - *La formazione gneissico-kinzigitica e le olivinit di val d'Ultimo* (Alto Adige). «Mem. Museo Storia Nat. della Ven. Trid.», III, 1935.

secondo Dal Vesco (4) gli gneiss biotitici granatiferi a cianite della zona di Castione.

Se si vuole generalizzare così il nome di queste caratteristiche e particolari rocce, non v'è dubbio che anche in val Sabbiola vi sono tutti i requisiti per chiamare kinzigitica la formazione metamorfica, che è costituita, come le formazioni kinzigitiche classiche, da rocce di catazona, scisti ricchi di allumina, lenti di calcefiri, anfiboliti e filoni di rocce granitoidi. Se si vuole invece assegnare il nome di kinzigite in base a criteri petrografici e genetici, il campo si restringe e si possono scartare subito le stronaliti, per la forte concentrazione di feldispati, gli gneiss e gli scisti sillimanitici, che per la ricchezza in quarzo e sillimanite e la forte scistosità si discostano alquanto dal tipo classico.

Restano gli gneiss granulari biotitici, che hanno indubbe analogie macroscopiche, microscopiche e chimiche con le rocce originarie della Deckerhäusle presso Schenkenzell, nella Foresta Nera, descritte da Fischer. I campioni da me colà raccolti ed esaminati al microscopio, mostrano *plagioclasio*, che al Fedoroff ha dato una percentuale di anortite del 33-35%, $2V = - 89^\circ$, *quarzo*, *biotite*, *granato*, *zircone*, *grafite*, *pirite*. Manca la cordierite e nemmeno è presente la sillimanite (fig. 10).

Negli gneiss granulari biotitici ho trovato, come risulta dal presente lavoro, gli stessi componenti; vi è solo in più, e non sempre, un pò di ortoclasio e, al posto della pirite, spesso vi è pirrotina. Anche struttura e rapporti quantitativi tra i minerali sono presso a poco gli stessi, se si eccettua una grana più minuta negli gneiss valsesiani (fig. 11).

Dal punto di vista chimico le analogie sussistono e si possono estendere anche alle kinzigiti calabresi, sulle quali mi intratterrò più a lungo in altra occasione e in altra sede. Riporto per confronto le analisi degli gneiss granulari biotitici 10n e 11n, della kinzigite di Monteleone Calabro, studiata dall'Ugolini (I) ⁽¹⁾, e di quella originaria di Schenkenzell nella Foresta Nera, analizzata dall'Hebenstreit (II) ⁽²⁾. Aggiungo anche le analisi di kinzigiti della val d'Ultimo (III, IV, V) oseguite da Andreatta e quella di uno gneiss biotitico kinzigitico della zona di Castione (Canton Ticino), analizzato da J. Jakob (VI) (4).

⁽¹⁾ R. UGOLINI - op. cit.

⁽²⁾ C. HEBENSTREIT - *Beiträge zur Kenntniss der Urgesteine des nördlichen Schwarzwaldes*. «Inaug. Dissert.». Würzburg, 1877.

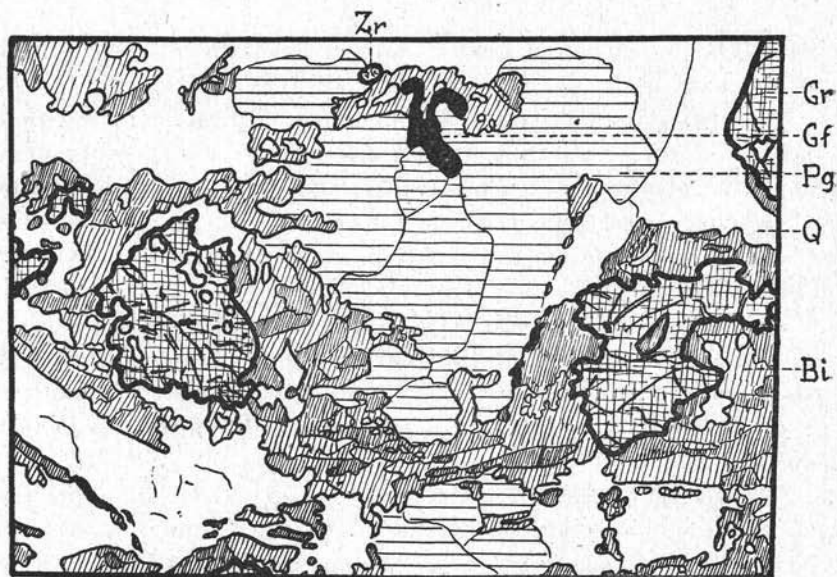


Fig. 10 — Sez. 1g kinzigite della Deckerhausle - Foresta Nera). Disegno microscopico originale di una porzione di sezione sottile. — Gr (contorni grossi e tratteggio ortogonale) = granato - Bi (tratteggio obliquo a diversa larghezza) = mica biotite - Q (bianco) = quarzo - Pg (tratteggio orizzontale) = plagioclasio - Gf (nera) = grafite - Zr (contorni grossi senza tratteggio) = zircone.

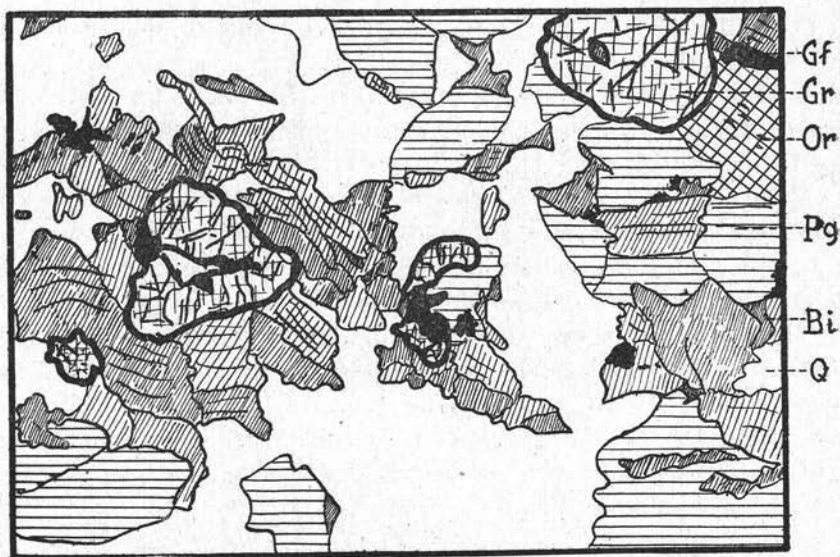


Fig. 11 — Sez. 1n (gneiss granulare biotitico della val Sabbiola). Disegno microscopico originale di una porzione di sezione sottile. — Or (doppio tratteggio obliquo) = ortoclasio. Le altre rappresentazioni come la fig. 10. 70 x

	10n	11n	I	II	III	IV	V	VI
SiO ₂	62,20	60,84	60,57	58,53	42,32	51,33	55,35	48,33
TiO ₂	1,10	0,71	1,24	1,21	2,10	0,99	0,89	1,70
ZrO ₂	—	—	—	—	tr	tr	tr	—
Al ₂ O ₃	14,99	14,86	17,14	16,70	34,55	26,19	24,55	22,17
Fe ₂ O ₃	0,39	2,35	11,75	2,06	1,60	0,11	1,71	2,71
FeO	7,11	7,70		6,26	10,07	9,05	4,01	5,32
MnO	0,06	0,09	—	tr	0,88	0,18	0,09	0,09
CaO	3,86	1,86	1,88	2,34	1,60	3,23	1,40	5,77
MgO	3,89	3,62	3,05	4,46	3,12	2,58	2,98	5,32
BaO	—	—	—	—	—	0,02	0,06	—
Na ₂ O	3,30	4,31	2,70	2,92	2,20	4,49	2,75	4,57
K ₂ O	1,56	2,48	2,85	3,22	1,03	0,73	3,79	3,34
P ₂ O ₅	—	—	—	—	0,06	0,03	0,18	—
H ₂ O+	1,30	1,21	0,63	2,61	0,64	0,55	1,97	0,83
H ₂ O-	0,11	—			0,12	0,36	0,38	0,02
S	0,56	0,20	—	—	—	—	—	—
	100,43	100,23	101,81	100,31	100,29	99,84	100,11	100,17
— O	0,30	0,13						
	100,13	100,10						

Come si vede, mentre la somiglianza tra gli gneiss granulari biotitici, la kinzigite calabrese e quella della Foresta Nera è notevole, maggiori differenze esistono con le kinzigiti di val d'Ultimo, e lo gneiss kinzigitico ticinese ha una composizione intermedia tra i due gruppi.

In conclusione gli gneiss granulari biotitici sono le rocce della zona studiata che più si avvicinano alle kinzigiti originarie; non è detto però, estendendo le ricerche in altre parti della Valsesia, che si possano trovare tipi ancor più vicini alle kinzigiti classiche, che rendano maggior ragione dell'appellativo « kinzigitica » assegnato alla formazione, infatti non è con lo studio delle rocce metamorfiche della val Sabbiola che si può confermare o escludere la presenza di tipiche kinzigiti nella formazione Ivrea-Verbanò, ma è solo possibile esaminare se localmente esistono tipi che possono assumere, a ragion veduta, tale denominazione.

BIBLIOGRAFIA DELLA FORMAZIONE DIORITICO-KINZIGITICA

- 1) E. ARTINI, G. MELZI - *Ricerche petrografiche e geologiche sulla Valsesia* «Mem. R. Ist. Lomb. di Scienze Lett.», Milano, 1900.
In questo lavoro è riportata la bibliografia completa sulla geologia, mineralogia e petrografia della Valsesia fino al 1899.
- 2) M. BERTOLANI - *Studio microscopico a luce riflessa sui minerali dei giacimenti cupro-nicheliferi della Valsesia*. «Rend. Soc. Miner. Ital.», VIII, 1952.
- 3) G. CODERA, C. BATTAINI - *Itinerari mineralogici*. «Natura», Milano, 1943.
- 4) E. DAL VESCO - *Genesi e metamorfosi delle rocce basiche e ultrabasiche nell'ambiente mesozonale dell'orogene pennidico. Studio petrografico della catena Gaggio-Basal (Cantone Ticino)*. «Schw. Miner. Petr. Mitt.», XXXIII, 1953.
- 5) G. FAGNANI - *Nota petrografica sulle rocce di Nibbio e Migliandone (Val d'Ossola)*. «Boll. Soc. Tic. di Scienze Nat.», XLII, 1947.
- 6) S. FRANCHI - *Relazione del rilevamento geologico del 1905 nella Valsesia*. «Roll. R. Com. Geol. d'Italia», 1906.
- 7) S. FRANCHI - *Relazione del rilevamento geologico del 1906 nella Valsesia*. «Boll. R. Com. Geol. d'Italia», 1907.
- 8) S. FRANCHI - *Appunti geologici sulla zona diorito-kinzigitica Ivrea-Verbanò e sulle formazioni adiacenti*. «Boll. R. Com. Geol. d'Italia», XXXVI, 1905.
- 9) S. FRANCHI - *Nuovi giacimenti di materiali refrattari e di corindone in Valsesia*. «Miniera Ital.», II, 1918.
- 10) P. GALLITELLI - *Ricerche geo-petrochimiche sul massiccio eruttivo compreso tra la Valsesia e il lago d'Orta*. «Atti R. Acc. Scienze Lett. ed Arti di Modena», [V], V, 1941.
- 11) H. GERLACH - *Die penninischen Alpen*. «Beitr. geol. Karte Schw.», XXVII, 1883.
- 12) F. R. VAN HORN - *Petrographische Untersuchungen über die noritischen Gesteine der Umgegend von Ivrea in Oberitalien*. «Tscherm. Min. Petr. Mitt.», XVII, 1898.
- 13) H. F. HUTTENLOCHER - *Die Erzlagerstättenzonen der Westalpen*. «Schw. Min. Petr. Mitt.», XIV, 1934.
- 14) H. F. HUTTENLOCHER - *Beiträge zur Petrographie des Gesteinszuges Ivrea-Verbanò. Die gabbroiden Gesteine von Anzola*. «Schw. Min. Petr. Mitt.», XXII, 1942.
- 15) F. MILLOSEVICH - *Le rocce a corindone della Val Sessera (Prealpi Biellesi)*. «Rend. R. Acc. Lincei», Cl. Scien. Mat. Fis. Nat., [VI], V, 1927.
- 16) A. E. MITTELHOLZER - *Beitrag zur Kenntnis der Metamorphose in der Tessiner Wurzelzone, mit besonderer Berücksichtigung des Castionezuges*. «Schw. Min. Petr. Mitt.», XVI, 1936.
- 17) V. NOVARESE - *La zona d'Ivrea*. «Boll. Soc. Geol. Ital.», XXV, 1906.
- 18) V. NOVARESE - *La formazione diorito-kinzigitica in Italia*. «Boll. R. Uff. Geol. d'Italia», LVI, 1931.

- 19) C. F. PARONA - *Valsesia e Lago d'Orta*. Milano, 1886.
- 20) C. F. PARONA - *Notizie sommarie di geologia valsesiana*. « La Valsesia », CAI Varallo, Torino, 1907.
- 21) C. PERRIER - *Sul plagioclasio di una plumasite di Val Sabbiola e sulla teoria delle deformazioni ioniche*. « Boll. R. Uff. Geol. d'Italia », LV, 1930.
- 22) C. PORRO - *Geognostische Skizze der Umgebung von Finero*. « Inaug. Diss. math. naturw. Fak. Univ. Strassburg », Berlin, 1898.
- 23) R. W. SCHAEFER - *Der basische Gesteinszug von Ivrea im Gebiet des Mastelone-Thales*. « Tscherm. Min. Petr. Mitt. », XVII, 1898.
- 24) G. SPEZIA - *Cenno mineralogico e geologico introduttivo*. In « Guida dell'Ossola e delle sue adiacenze », Domodossola, 1888.
- 25) B. STUDER - *Geologie der Schweiz*. Bern, 1851.
- 26) S. TRAVERSO - *Geologia dell'Ossola*. Genova, 1895.