

**Zeitschrift:** Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie  
**Band:** 19 (1939)  
**Heft:** 2  
  
**Artikel:** Studio petrografico dello Gneiss granitico Leventina (Valle Riviera e Valle Leventina, Canton Ticino)  
**Autor:** Casasopra, S.  
**DOI:** <https://doi.org/10.5169/seals-17821>

### **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

### **Conditions d'utilisation**

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

### **Terms of use**

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

**Download PDF:** 27.01.2026

**ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>**



## Studio petrografico dello Gneiss granitico Leventina (Valle Riviera e Valle Leventina, Canton Ticino)

di S. Casasopra (*Gentilino, Lugano*)

### Indice

	pag.
Premessa . . . . .	451
Introduzione . . . . .	452
I. Breve cenno storico . . . . .	453
II. Impostazione generale . . . . .	457
<b>Capitolo primo: Le osservazioni fenomenologiche</b>	
I. Configurazione generale . . . . .	458
II. Regione meridionale (Riviera) . . . . .	461
1. Settore interno (rocce principali) . . . . .	462
a) Singole varietà e transizioni . . . . .	462
β) Intercalazioni . . . . .	479
a) Intercalazioni micacee con biotite prevalente . . . . .	479
b) Intercalazioni micacee con muscovite prevalente . . . . .	480
c) Intercalazioni basiche (plagioclasio-anfiboliche) . . . . .	483
γ) Differenziati acidi filoniani . . . . .	488
a) Apliti e vene quarzifere . . . . .	488
b) Pegmatiti e influssi idrotermali . . . . .	480
δ) Essudati isterogenetici . . . . .	502
2. Settori di contatto . . . . .	504
a) Varietà medie-periferiche e relative intercalazioni . . . . .	504
a) Versante orientale (Val del Molino — Val Blenio) . . . . .	507
b) Versante occidentale (Spineda — Val d'Ambra) . . . . .	518
β) Unità di contatto . . . . .	523
a) Versante orientale (Val del Molino — Val Blenio) . . . . .	524
b) Versante occidentale (Spineda — Val d'Ambra) . . . . .	532
γ) Differenziati filoniani . . . . .	550
III. Regione centrale (Bassa Leventina) . . . . .	543
1. Settore interno (rocce principali) . . . . .	543
a) Varietà e intercalazioni . . . . .	543
β) Differenziati filoniani . . . . .	550
a) Apliti e vene quarzifere . . . . .	551
b) Pegmatiti e influssi idrotermali . . . . .	555
2. Settori di contatto . . . . .	556
a) Varietà principali periferiche . . . . .	556
a) Versante orientale (Sasso di Pollegio, Sobrio, Anzonico) . . . . .	558
b) Versante occidentale (Val d'Ambra — Val di Chironico) . . . . .	559

	pag.
$\beta$ ) Unità di contatto . . . . .	561
a) Intrusione basica di Loderio(A, O) . . . . .	561
b) Ortogneiss aplitici e granulari (GO) . . . . .	562
c) Paragneiss e scisti (PS), quarziti (Q) . . . . .	563
IV. Regione settentrionale (Media Leventina) . . . . .	564
1. Settore interno (rocce principali) . . . . .	564
$\alpha$ ) Varietà, transizioni e intercalazioni . . . . .	565
$\beta$ ) Intercalazione centrale di Chironico-Faido . . . . .	574
$\gamma$ ) Differenziati filoniani . . . . .	579
a) Apliti e varietà aplitiche . . . . .	579
b) Formazioni pegmatitiche . . . . .	580
c) Vene quarzifere . . . . .	581
2. Settori di contatto . . . . .	582
$\alpha$ ) Varietà periferiche e relative intercalazioni . . . . .	582
a) Versante nord-orientale (Calonico-Fiesso) . . . . .	582
b) Versante sud-occidentale (Chironico-Rodi) . . . . .	585
$\beta$ ) Unità di contatto . . . . .	589
a) Paragneiss e scisti biotitici (PS) . . . . .	589
b) Quarziti (Q) . . . . .	590
V. Giacimenti di minerali cristallizzati . . . . .	593
1. Paragenesi principali . . . . .	593
2. Alcuni cenni sui minerali più importanti . . . . .	596

### **Capitolo secondo: La costituzione chimica delle rocce principali**

I. La discussione dei risultati analitico-normativi . . . . .	598
1. Il chimismo generale . . . . .	598
2. Le relazioni particolari fra la composizione chimica e quella mineralogica . . . . .	611
$\alpha$ ) Caratteristiche mineralogiche dei componenti . . . . .	611
$\beta$ ) Varianti normative e rapporti minerogenetici . . . . .	616
II. Il raffronto chimico con i distretti analoghi delle Alpi Lepontine . . . . .	639
1. Le relazioni con le zone intrusive dell'Aare e del S. Gottardo . . . . .	639
2. Le relazioni con il distretto della Val Verzasca . . . . .	642
3. Le relazioni con il distretto dell'Ossola (Antigorio-Verampio) . . . . .	645
4. Tavola riassuntiva . . . . .	648

### **Capitolo terzo: L'evoluzione minerogenetica e tettonica**

I. Le sintesi e le concezioni precedenti . . . . .	650
1. L'interpretazione di G. Klemm . . . . .	650
2. Le interpretazioni di H. Preiswerk, L. Bossard, O. Gruetter . . . . .	651
3. Le visioni tettoniche di H. Jenny, R. Staub, E. Kündig . . . . .	653
4. Le ipotesi di L. Rüger, M. Reinhard, G. B. Dal Piaz . . . . .	655

	pag.
II. Sintesi attuale e discussione . . . . .	657
1. La facies metamorfica e i rapporti genetici in generale . . . . .	657
a) Le varietà principali dello Gneiss granitico Leventina . . . . .	657
β) Le inclusioni e i filoni nello Gneiss Leventina . . . . .	667
a) Inclusioni autigene . . . . .	667
b) Filoni e formazioni filoniane . . . . .	668
aa) Filoni autigeni premetamorfi . . . . .	669
bb) Filoni recenti postmetamorfi . . . . .	670
γ) Le intercalazioni . . . . .	673
a) Intercalazioni micascistose . . . . .	673
b) Intercalazioni basiche (plagioclasio-anfiboliche) . . . . .	678
δ) La copertura meridionale dello Gneiss Leventina . . . . .	679
2. L'ipotesi migmatite . . . . .	685
3. La posizione tettonica e l'età dello Gneiss Leventina . . . . .	691

### Appendice

Alcune relazioni lito-morfologiche . . . . .	699
Elenco delle opere citate . . . . .	703
Elenco delle carte geologiche consultate . . . . .	709

### Premessa

L'elaborazione petrografica dello Gneiss granitico Leventina (Riviera e Valle Leventina) ci venne proposta dal Sig. Prof. P. NIGGLI nel marzo 1937 quale tema per la presente tesi di laurea. I rilevamenti allestiti a tal fine furono eseguiti durante le vacanze primaverili ed estive degli anni 1937 e 1938, protraendosi inoltre a ritocchi isolati nel 1939.

Le nostre osservazioni si appoggiarono ai rilevati antecedenti raccolti nella Carta Geologica delle Alpi Ticinesi (Carta speciale n. 116, scala di 1:50 000, 1934) nonchè sulle basi topografiche al 25 000 dell'Atlante Topografico Svizzero (fogli di Osogna, Biasca, Peccia, Faido) e di alcuni frammenti al 10 000 (Lavorgo, Gribbio, Dalpe, Rodi).

E' nostro gradito dovere esprimere i sensi della più viva gratitudine e riconoscenza al Sig. Prof. P. NIGGLI per la generosità e la benevolenza con cui ci impartì i suoi insegnamenti e consigli nel corso di questo lavoro, e soprattutto per averci introdotto con tanto slancio nel campo della ricerca scientifica.

Una gratitudine speciale ci lega poi al Sig. Dott. F. DE QUERVAIN che collaborò in ogni modo al compimento del nostro saggio concedendo materiale scientifico già personalmente elaborato, rallegrandoci delle sue ambite visite durante i periodi di rilevamento e facilitando infine la stampa in questa rivista. A lui pure manifestiamo

la più profonda riconoscenza per gli ammaestramenti, i consigli e i favori di cui ci fu sì largo.

Vivissimi ringraziamenti rinnoviamo al Sig. Prof. J. JAKOB per l'esecuzione di numerose analisi chimiche, e al Sig. Prof. C. BURRI per l'aiuto continuo prodigatoci durante l'esame microscopico. Pure ai camerati J. C. DUNNE, TH. HÜGI, K. P. RODE e A. STUTZ, con i quali ebbimo vivaci discussioni scientifiche vada il sentimento più vivo d'indefettibile compiacimento e ricordo.

Infine ai carissimi genitori, a cui tutto dobbiamo, dedichiamo con devoto e riverente ossequio questo lavoro.

*Secondo Casasopra*

Zurigo, Istituto di Mineralogia e Petrografia del Politecnico Federale, 4 novembre 1939.

## Introduzione

Il territorio dello Gneiss Leventina occupa un'area relativamente abbondante che fiancheggia il corso superiore del fiume Ticino, da Claro (Riviera, a nord di Bellinzona) sino a Rodi-Fiesso (inizio dell'Alta Leventina). Ne segue perciò una estensione longitudinale (nord-sud) assai notevole (circa 40 chilometri) in contrasto colla larghezza massima trasversale (da 2 a 6 chilm.). Quest'ampiezza dell'affioramento, dovuta sin da principio all'orogenesi alpina, venne plasmata essenzialmente dall'esogenia terziaria e quaternaria che fecero della Leventina e della Riviera il secondo sbocco del grande bacino lepon-tino verso la pianura padana.

La posizione centrale di questo territorio situato sul versante meridionale del San Gottardo e lungo un'importante via di comunicazione (non a torto „strada delle genti“) offerse già all'inizio dell'indagine geognostica alpina l'occasione ad osservazioni e pensieri generali che ne caratterizzarono nettamente la natura intrinseca. Diversi naturalisti s'applicarono a svelare gli enigmi sorti dalle assidue ricerche, finchè disanimati dall'uniformità esteriore si ritrassero ad altre regioni più grate. Pertanto nulla sarà più fruttuoso d'una piccola digressione storica, attraverso cui si delineano le tendenze e le concezioni varie che precedettero l'interpretazione attuale. Su ciò limiteremo tuttavia la nostra esposizione ai pensieri tipici di ciascun autore che ne trattò direttamente, riservandoci di discutere nel contesto le notizie argute e di interesse particolare.

## I. Breve cenno storico

Le prime osservazioni documentate risalgono alla „Oreographia Helvetica“ di JAK. SCHEUCHZER (1720), dove in uno schizzo accompagnante una lettera scientifica (95, p. 30) egli illustra l'orizzontalità caratteristica della roccia lungo il fondovalle tra Bellinzona e Airolo<sup>1)</sup>.

Questa constatazione elementare veniva ripresa dall'abate ERMENEGILDO PINI, C. R. B., nel 1781, allorchè scriveva (72, 5, p. 293): „I monti, entro a' quali corre il Ticino dalla sua origine sino a Magadino sono parte di granito, parte di quarzo micaceo in lastroni, e parte di sasso granitiforme più o meno compatto, che direbbesi decisamente granito, se distintamente vi si conoscesse il feldispato.“ Trattando poscia del granito del S. Gottardo propugnava l'esistenza di „sfenditure“ a cuneo (72, 17, 304) che confermavano „non essere il medesimo formato a strati, giacchè le materie stratificate si sogliono spezzare in parallelepipedo o in romboidi“. La continuità della roccia dal San Gottardo alle foci del Ticino nel Verbano era il corollario su cui fondavano le considerazioni del PINI, e la serietà delle sue deduzioni serrate qualificavano per la prima volta il complesso roccioso della superba vallata del Ticino. Malgrado la nitidezza delle sue dimostrazioni intorno alle fenditure prime „causate dalla forza di attrazione generale“ (72, p. 137) e „indipendenti da qualsiasi stratificazione“ (72, p. 149) il naturalista HOR. BÉNÉDICT DE SAUSSURE (1794) sosteneva ancora il carattere stratiforme delle rocce gneissico-granitiche (92, p. 6, 7). Tuttavia, tralasciando questo dissenso a cui solo più tardi B. STUDER poneva fine, le osservazioni del DE SAUSSURE avanzarono veloci: il raddrizzamento dei banchi a nord di Bellinzona (92, p. 4), la costanza della struttura orizzontale sino a Faido (92, p. 10), l'identificazione di „micascisti quarzosi“ interpretati poi come „roche feuilletée“ (92, p. 11) e preludiente il „granit veiné“ e a „zig-zag“ nella selvaggia stretta del Piottino, la separazione di quest'ultima massa granitica da quella del S. Gottardo mediante la zona sedimentaria di Airolo, aprono nuovi orizzonti di studio, inattesi nell'apparente monotonia della regione. Egli stesso vi s'accinge tentando alcune interpretazioni genetiche d'alto valore intuitivo. Così „il fatto che parecchie vene parallele si alternano fra quelle a zig-zag provano che queste „anfractuositè“ sono l'effetto della cristallizzazione, anzichè d'un „froissement“ o d'un „refoulement“ del materiale stratiforme in istato plastico“ (92, p. 12). Una concezione simile del „granit veiné“ nella gola del Dazio Grande venne accettata da tutti i contemporanei e integrata da descrizioni posteriori, come quella di CHRÉTIEN DE MECHÉL (1795) nel suo „Itinéraire du St. Gothard“ (53). Costì ci si presenta il primo schizzo petrografico della Leventina media e superiore<sup>2)</sup>, dove si fa menzione per la prima volta del termine „gneiss“ per indicare la roccia lungo il Ticino tra Faido e il Dazio Grande (forse pensando im-

<sup>1)</sup> „De montium structura“, Epistula ad Soc. Reg. Scient. Parisiensem. Grande dovette essere l'ammirazione dello SCHEUCHZER dinanzi ai banchi imponenti della Riviera e della Leventina; infatti alla propria definizione „in ipsa (= montium architectura divina) asymmetria regularissima“ aggiungeva più sotto: „Novus exoritur ordo, in summa confusione regularissimus“ e proseguiva citando il Bartoli: „... un nuovo ordine d'architettura, scomposto, e perciò più artificiosamente composto...“.

<sup>2)</sup> Carte pétrographique du St. Gothard par MM. EXCHAQUER, STRUVE et I. P. VAN BERCHEM, publiée en 1795 par CHRÉTIEN DE MECHÉL.

propriamente alla „*roche feuilletée*“ del DE SAUSSURE) mentre il resto, sia a sud che a nord, figura come granito.

Queste cognizioni fondamentali venivano inquadrare da I. G. EBEL nella sua opera sintetica „*Über den Bau der Erde in dem Alpengebirge*“ (1808). L'alternarsi continuo delle successioni di gneiss, gneiss venato e micascisti gli lasciano individuare un parallelo colle diverse unità centrali, per cui ammettendo la mancanza assoluta d'una rigenerazione intermedia tra l'origine e lo stato attuale (18, I, 17, p. 206—207) ne deduce l'unità di formazione delle diverse rocce nello stesso periodo di tempo „*unter Verhältnissen und Einwirkungen gleicher Naturkräfte*“. In tal modo presentiva e intuiva l'impronta unitaria del metamorfismo, senza tuttavia concepirla come tale.

Un nuovo impulso analitico emanava dalle descrizioni di CH. LARDY (1833) dopo un lungo periodo di stasi. Questi tende a specificare i caratteri esteriori dello gneiss del Dazio Grande osservando come „*le parallelisme des couches ou paillettes de mica et de talc* (intendendo con ciò la muscovite e la clorite) *établit une séparation distincte entre cette roche et le véritable granit*“ (47, p. 233). Lo stesso intendimento persegue ARN. ESCHER VON DER LINTH (1835—44) nel suo diario di viaggio, dove ammassa una moltitudine di meticolose osservazioni sulla giacitura dei banchi rocciosi, sulla loro configurazione valliva nonchè sulle caratteristiche tessiturali; quest'ultime lo inducono a distinguere le varietà lenticolari grossolane da quelle a zig-zag, o lenticolari finissime (20, I, 278), (20, X, 146), (20, III b, 298 e). Anche LUIGI LAVIZZARI (1849) insiste sulla tessitura „sfogliosa“ che adombra la „molta analogia col granito“ (48, p. 20); più tardi (1863) ritorna sulle qualità esteriori già delineate dal DE SAUSSURE, senza inoltrarsi in considerazioni originali (49, p. 515).

Più completa e profonda appare la sintesi fondamentale di BERN. STUDER (1851). Il suo sguardo prudente e sicuro rischiera i rapporti d'evoluzione simultanea tra gli gneiss del fondovalle e quelli soprastanti (115, p. 227), mette in relazione diretta i primi con quelli analoghi della Val Formazza (= Antigorio), distinguendoli soltanto per la posizione della mica nella massa quarzofeldispatica (115, p. 230). La sintesi successiva di E. DESOR (1865) considera invece la „massa centrale del Ticino“ come uno dei grandi elissoidi centrali (Ceneri, Leventina, S. Gottardo, Aare) da cui trovasi diviso mediante le sinclinali di Bellinzona e di Airolo (14, I, p. 9). „*Es ist dies die grösste und zugleich kompakteste unter den Zentralmassen der mittleren Alpen ... eine einförmige Gruppe ...*“ (14, 17, p. 25). Egli sostituisce la struttura a ventaglio con una giacitura verticale che va man mano dileguandosi verso nord, e riduce tutto il blocco a una parte della „cintura piemontese“ (Alpi Cozie, Maira, Sesia, Monte Rosa, Adula, Sureta) (14, 3, p. 80).

Lo STUDER riprendeva più tardi (1872) il problema degli gneiss e dei graniti alpini e riferendosi alle conclusioni dei geologi contemporanei giustificava la teoria del PINI circa l'interpretazione della segmentazione stratificata (116, p. 556). Però, malgrado questa messa a punto sussistevano oltre le divergenze, mancando una solida base di discussione e di raffronto. Anche i nuovi sforzi di K. VON FRITSCH (1873) per stabilire una età relativa del blocco Ticinese rispetto al massiccio del S. Gottardo (23, p. 80) sfumavano nell'incertezza delle dimostrazioni e nelle antitesi provocate. Partendo poi dalla concezione di molteplici ripiegamenti di massicci più o meno sviluppati, F. ROLLE (1881) rileva il carattere di cupola allargata nella massa leventinese (89, p. 4); ne segue

scrupolosamente i limiti tuttavia senza discendere a schiarimenti petrografici dettagliati (89, p. 32). Questi figurano in forma corretta nelle osservazioni raccolte da F. M. STAPF, durante il traforo del tronco meridionale della linea ferroviaria del S. Gottardo (1883—1885). Il suo profilo schematico tra il Monte Piottino e Prato Leventina riproduce fedelmente l'immersione nord-occidentale dello gneiss Leventina sotto alla serie dei calcescisti (105, p. 79). Egli si dilunga poi nelle forme strutturali dello gneiss del Piottino, descrivendo gli ondulamenti molteplici delle lamelle e le intercalazioni scistose parallele. Il problema della stratificazione nello gneiss listato-laminare e del pieghettamento locale sono poi oggetto d'analisi descrittive condotte con massima esattezza, il cui valore viene oscurato solo da certi parallelismi sperimentali poco felici (105, p. 88). Anzi, egli sviluppa una meccanica delle pieghe troppo matematizzante e ricolma di dimostrazioni forzate ad absurdum (106, p. 292—300) in favore della tesi d'uno „stato antipelomorfo“ da contrapporsi con tenacia alla „plasticità latente“ di ALB. HEIM (1881). Quest'ultimo ribatte infatti rettificando il suo concetto di trasformazione della roccia senza sgretolamento (30a, p. 280—299). Assai caratteristiche sono pure le deduzioni dello STAPF intorno alla struttura dell'intera massa leventinese e circa la spiegazione dei terrazzi orografici (107, p. 23) come risultato d'erosione marina.

Avanzando così verso la fine del secolo XIX si sviluppano rapidamente le nozioni geologiche dell'Ossola, le quali diventano l'oggetto preferito di studi e discussioni, mentre la nostra regione viene considerata meno idonea a chiarire i problemi fondamentali e passa in seconda linea. GERLACH, ROLLE, TARAMELLI, TRAVERSO concentrano la loro attenzione sul bacino della Toce individuando unità rocciose (Gneiss Antigorio, Scisti di Devero, Gneiss Sesia, Strona etc. . .) che poi a piè pari verranno applicati alla Leventina. Mentre infatti H. SCHARDT (1893) approfondisce lo studio petrografico dello gneiss Antigorio, definendolo come „gneiss ordinario granitoide“ (93, p. 116) vediamo il TARAMELLI estendere il concetto di „gneiss centrale“ (Antigorio?) alla metà inferiore della Leventina (da Claro alla Biaschina) e quello di „gneiss recente alla metà superiore (dalla Biaschina a Rodi-Fiesso) (cfr. carta geologica del bacino idrografico del fiume Ticino).

Un nuovo progresso segna C. SCHMIDT (1894) ripartendo dalla distinzione fondamentale dello STUDER in due orizzonti sovrapposti: sotto gli gneiss a doppia mica, sopra quelli a granato e staurotide. Riconosciute le varietà tipiche già osservate da ESCHER v. D. LINTH ne identifica il carattere granitoide comune, e ne illustra le diverse proprietà strutturali nonchè la qualità dei singoli componenti (96, p. 136); considera quindi l'intero blocco leventinese come una delle tante masse lobali („Massivlappen“) che si susseguono trasversalmente da levante a ponente (96, p. 137). Con ciò giustifica l'affinità coll'equivalente ossolano (Antigorio) a cui lo ricongiunge sotto alla sinclinale di Campo in Valle Maggia e rafforza il ripiegamento trasversale dei lobi di massicci già propugnato dal ROLLE. Rileva infine la perfetta concordanza dello gneiss ticinese (sensu lato) cogli gneiss della zona insubrica lungo una linea di flessura che scorre indisturbata dalla Val Maggia alla Riviera, impostando con maggior chiarezza l'unità geologica del bacino lepontino.

Cessato questo periodo di grandi visioni tettoniche riprendono le analisi minuziose per opera di ALB. HEIM (1900) e poscia di G. KLEMM (1904—1908). L'HEIM riafferma il problema dell'appiattamento tipico dei lastroni („piode“) di



gneiss lungo il Monte Piottino (30, p. 208) e ne conferma l'intimo legame coi fenomeni di pieghettamento (30, p. 210), riferendo le fughe di disgiunzione all'addossamento („Stauung“) costante nel verso della scistosità (30, p. 215); questi è il promotore iniziale.

Nella sua monografia sugli gneiss ticinesi KLEMM conclude invece con asserzioni alquanto originali, su cui ritorneremo minutamente. Per ora basti citare il suo intento di interpretare la massa leventinese come un „granito autentico a struttura parallela“ (40, I, p. 2) a carattere iniettante e metamorfizzante, d'età postliassica, anzi neo-terziaria (40, II, p. 20) e (40, IV, p. 14). Con ciò opponeva una nuova concezione a quella tradizionale di STUDER, GERLACH, ROLLE e TARAMELLI (121, p. 301) che ritenevano lo gneiss di Antigorio come „formazione arcaica, probabilmente laurenziana“, e ancor più tardi (1911) la controbatteva tenacemente con argomenti poco perentori (41, p. 465).

In questo periodo si effettua il poderoso sviluppo della teoria delle falde di ricoprimento, la quale adattandosi pure alle masse granito-gneissiche del Ticino solleva una serie d'interpretazioni diverse nel breve scorcio d'un ventennio. I paralleli ipotetici si moltiplicano incessanti e sempre più complicati di guisa che rimandiamo senz'altro all'opera sintetica degli stessi autori P. NIGGLI, H. PREISWERK, O. GRÜTTER, L. BOSSARD e E. KÜNDIG (67). Qui sarà sufficiente menzionare l'epilogo succinto che P. NIGGLI (1934) dà sul carattere petrografico, e sull'ordine evolutivo tettonico dello Gneiss Leventina; in esso sono accumulati tutti i dati recenti che precedono il nostro saggio. Nello „gneiss Leventina, a feldispato alcalino, biotitico fino a due miche (esistono) due tipi fondamentali alquanto diversi per la composizione chimica; l'uno relativamente omogeneo con chiara scistosità di cristallizzazione, in grossi banchi, l'altro più porfiroide fino a lenticolare“ (67, p. 182). Il primo con prevalenza sodica, il secondo potassica (67, p. 144). Particolarmente notevoli sono le zone biotitiche fino a cloritiche, spesso orneblendiche, che vengono utilizzate sotto il nome di „granito nero“ o di „granito scuro“ (67, p. 183).

E più oltre: „Lo gneiss Leventina forma il nucleo di una unità di ricoprimento più profonda, parallelizzata con quella d'Antigorio in occidente.

Noi lo denominiamo con BOSSARD, ricoprimento Leventina...

A nord-ovest di Giornico si manifesta sul dorso del ricoprimento una piega diretta verso sud. Le quarziti non sono rare nella regione di confine; esse vengono attribuite al ricoprimento (superiore) Simano (67, p. 186). Ammessa infine la simultaneità dell'avanzata del ripiegamento col metamorfismo, l'autore spiega le deformazioni e il raddrizzamento meridionale come effetti della spinta insubrica „posteriore alla formazione dei ricoprimenti principali“. Più tardi si verificò la formazione di fratture e „in relazione con questo fenomeno l'imbibizione pegmatitica nella zona delle radici“; poi „al termine dell'orogenesi alpina“ le fratture vennero riempite da soluzioni che diedero luogo alle druse di cristalli e ai minerali a fessura. Questi trovarono in L. LAVIZZARI (1863), I. KOENIGSBERGER (1908) e C. TADDEI (1937) cultori ambiti che illustrarono la loro dovizia e il loro fascino in abbondanti descrizioni (67, p. 189). A complemento della distinzione in base al carattere chimico, F. DE QUERVAIN (1937) stabiliva la linea Osogna-Iragna come limite approssimativo delle due varietà tipiche (68, p. 42).

A questo disegno generale s'opponavano le tesi di L. RÜGER (1934) circa l'interpretazione dell'età dei movimenti e delle metamorfosi (90) e di M. REIN-



HARD (1935) intorno alla specie di metamorfosi e in genere sulla possibilità d'una genesi migmatite (85). Nonostante la brevità di tali disquisizioni riteniamo opportuno esaminarle più tardi assieme alle visioni tettoniche.

Gettando pertanto uno sguardo fugace e generale sull'evolversi delle ricerche, osserviamo un periodo di stasi fra le prime scoperte fondamentali del tardo '700 e quelle più brillanti incipienti col secolo XX<sup>o</sup>; il tutto però ci si presenta come un continuo ondeggiare d'induzioni e di deduzioni, che, ora a scatti ora a passi lenti, avanzano verso il campo dell'ignoto paghe solo della ricerca del vero.

## II. Impostazione generale

Nelle diverse pubblicazioni che trattano degli gneiss ticinesi, notiamo riferimenti sporadici, dettagliati o di carattere locale intorno allo gneiss Leventina, atti più che altro a sostenere un'ipotesi tettonica o petrografica o a completare uno studio analogo d'una regione limitrofa.

Da ciò evade la necessità di dover chiarire il significato di questa massa cristallina nella sua più esplicita entità oggettiva, data l'importanza ch'essa assume nell'edificio montuoso lepontino.

Infatti già l'esimio maestro P. NIGGLI andava auspicando nel suo riassunto testè citato (67, p. 144) come „...solo uno studio approfondito del genere di trasformazione e delle relazioni minero-genetiche nelle singole fasi dell'evoluzione geologica di questo lembo di terra potesse avviare verso una soluzione soddisfacente.“

In questi tratti, limpidi e concisi, è condensato l'intento precipuo a cui mira il nostro saggio, ben consapevoli dell'impossibilità d'esaurire in alcun modo la moltitudine dei problemi assillanti nel breve spazio di una tesi di laurea. In effetti, per quanto accurate siano state le nostre ricerche sul terreno, dobbiamo confessare che soltanto un rilevamento di tutto il territorio al 10 000 avrebbe potuto fornire gli elementi indispensabili onde raggiungere la felice soluzione vagheggiata. Pertanto il nostro lavoro non attende a un grado di completamento definitivo, ma prospetta il significato degli abbondanti fenomeni riscontrati; e ciò a scapito di quella monotonia, di quell'uniformità apparente che tanti infatuò e distolse dallo studio di tale regione.

Ciò nonostante cerchiamo di schizzare i singoli problemi e di affrontarli nella loro collettività in base ai dati raccolti nelle nostre campagne e all'elaborazione di numerose sezioni microscopiche (oltre 550). Li esprimiamo soprattutto in termini chiari, brevi e vivaci, scegliendo cioè „il meglio dal molto che si può dire“, e pronti a rinunciare all'eleganza stilistica in favore della chiarezza. Essi ci im-

pongono quindi un'esposizione nettamente organica e sistematica. Specialmente nel caratterizzare le rocce cristalline alpine riuscì fatale in ogni tempo non solo la fusione prematura dell'elemento petrografico con quello tettonico, ma anche l'intreccio troppo anticipato delle nozioni sintetiche coi dati sperimentali. Rientra quindi nel nostro programma l'obbligo d'una distinzione fondamentale tra le pure constatazioni analitiche descrittive e i risultati sintetico-teorici, dedotti o ispirati ai primi. E' poi ovvio che tale distinzione nè vuole nè può essere categorica sia a ragione della vasta materia da coordinarsi, sia per non aggravare l'orientamento interno del lavoro. Data la precedenza del fatto sperimentale non esitiamo a stabilirne sin da principio le relazioni „fenomenologiche“, onde evitare un'arida registrazione, e nello stesso tempo poter creare una solida base di discussione.

Attraverso questo schema la nostra dissertazione tende a presentare colla massima oggettività le cognizioni elaborate durante appassionati studi e ricerche; che se poi ci trovassimo in antitesi con alcune concezioni odierne, terremo presente il monito del grande maestro: „Si a priscis et receptis opinionibus discesserimus eoque nomine contradicendi causam cuique praebuerimus, quod ad nos attinet, ut dissentienti studium longe a nobis abest, ita et contendendi consilium“. (BACONE, *De augmentis scient.* L. 3, c. 6.)

## **Capitolo primo: Le osservazioni fenomenologiche**

### **I. La configurazione generale**

La roccia affiora ovunque distinta e fresca malgrado il manto d'una lussureggiante vegetazione boschiva che ricopre ambedue i versanti della vallata. Essa si scopre intatta nelle anguste valli o nelle orride gole che s'irradiano dai fianchi del solco centrale; appare infine nella sua piena freschezza e tenacia nelle numerose cave d'abbattimento site lungo le strade e i borghi principali.

Parallela alla configurazione geografica del territorio in Riviera, Bassa e Media Leventina si sviluppa la suddivisione petrografica nelle tre regioni: meridionale, centrale e settentrionale, poichè in ciascuna d'esse si delineano caratteri particolari, sia pure in seno alla continuità generale che tutte ricollega. Questa poi emerge nitida e spontanea se consideriamo dapprima la zona meridionale e poscia quella settentrionale, giacchè l'adozione del senso inverso non risparmiò d'attribuire minor importanza alla Riviera, svisando naturalmente il nocciolo della questione.

Tutta la massa rocciosa in esame si distende con orientamento costante nella direzione principale ( $320^{\circ}$ — $340^{\circ}$  N) e s'immerge quasi simmetricamente sui due lati, riproducendo così una calotta

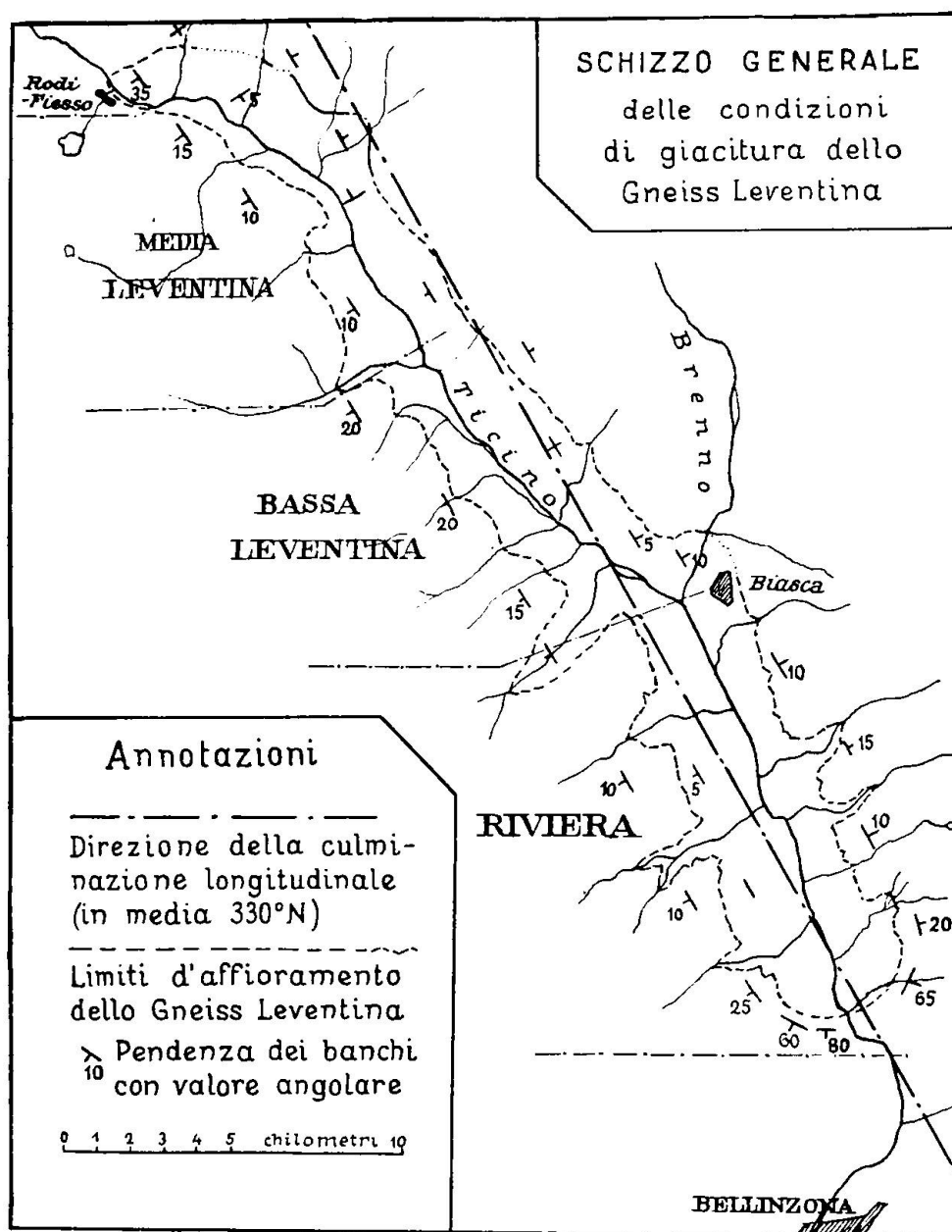


Fig. 1. Sguardo d'insieme (1: 200 000)

cilindrica di lieve incurvamento. A ciò concorre pure l'orizzontalità longitudinale prevalente in tutta la superficie. Questa scompare a meridione, dove il fronte di immersione si chiude gradatamente formando una cupola paraboloidale come termine inferiore, e a settentrione dove la deformazione tettonica provoca una lieve sinclinale col successivo

addossamento anticlinale prima dell'immersione definitiva (v. tav. VIII\*). In tal modo il profilo longitudinale risulta asimmetrico e in più con leggerissime depressioni e culminazioni assiali, in corrispondenza alle quali si sviluppa l'incisione valliva trasversale. Ora anche i profili trasversali resi così visibili sono asimmetrici sia rispetto alla valle principale del Ticino (Riviera, Bassa e Media Leventina) che all'asse ideale della direzione principale, poichè ambedue non coincidono. Congiungendo i punti di assoluta orizzontalità (Sobrio, Caverio, Pozzo) otteniamo infatti il valore medio della direzione principale come asse ideale ( $330^{\circ}$  N). I rapporti di giacitura nei punti più importanti del territorio figurano nello schema qui annesso, nonchè nelle tavole VI\*, VII\* e VIII\*; per quanto riguarda le relazioni strettamente morfologiche rimandiamo all'appendice (cfr. pag. 699).

Data la natura intrinseca della roccia si rilevano valori costanti per le fenditure disgiuntive inerenti all'evoluzione minerogenetica: più che a successive azioni dinamiche. Prime fra tutte quelle orizzontali, rispondenti alla segmentazione di scistosità, ossia lungo i piani di tensione superficiale (pioda, seda) (L); poscia quelle verticali in parte parallele alla direzione (V. p.) e in parte trasversali (V. t.) e più o meno oblique rispetto alla stessa ( $240^{\circ}$ — $270^{\circ}$  N) (trincante, rabuffo). Tale sistema di fessurazione è d'ampiezza varia; nella regione meridionale e centrale predomina una segmentazione ad elementi assai grossolani e voluminosi, nella regione settentrionale la disgiunzione in lastroni tabulari e appiattati è diffusa in modo speciale. Il versante sud-occidentale del Piottino (Gribbio-Rodi) figura poi solcato da altre fenditure trasversali più oblique che grazie alla loro frequenza facilitano la divisibilità in piastre sottili. Si avvertono inoltre numerose fratture trasversali e zone di disturbo di chiaro ordine tettonico, la cui direzione intercede fra quelle principali e le litoclasti V. t. additando un sistema locale di sollecitazione meccanica.

Indipendentemente da questa categoria di fessure si riscontrano altresì frequenti i fenomeni di *a p p i a t t a m e n t o v a l l i v o* (fessurazione della roccia superficiale con fughe parallele all'inclinazione del fianco di valle). Esempi caratteristici appaiono in tutta la regione centrale (Bodio-Biaschina) e all'inizio della Leventina media (Lavorgo, Calonico, Chiggiogna). Le diaclasi vallive si susseguono talora con sì grande regolarità da simulare la segmentazione orizzontale di scistosità e solo osservando attentamente e da vicino la roccia ci si può convincere di tale illusione. Talvolta la presenza di vene quarzifere subparallele al verso di scistosità o piccoli filoni altrettanto concordanti aiutano notevolmente a identificare la vera posizione di giac-

citura, laddove il contrasto è più vivace. Ciò accade sul versante orientale della Leventina fra Bodio e Chiggiogna dove i banchi sembrano pendere verso occidente in conformità all'inclinazione del fianco opposto, mentre in effetti persiste l'orizzontalità spiccata di tutti i banchi (piastra di Sobrio).

Anche nella regione meridionale si osservano indizi di tale fenomeno, ma in misura ben più locale data la maggiore ampiezza del modellamento fluviale. Nelle valli trasversali di Lodrino, Moleno,



Fot. 1. I caratteristici piani di segmentazione valliva (diaciasi vallive) con le tracce della direzione principale. Le pareti di facciata corrispondono ai piani trasversali di disgiunzione (Vt). Affioramento lungo la strada cantonale della Biaschina. (Fot. Brunel, Lugano)

Osogna le diaciasi vallive si ripetono con evidenza, sottolineando così la distribuzione del fenomeno specialmente sui fianchi vallivi a forte incisione (a V). Le relazioni dirette con l'esogenia valliva sono accennate brevemente nell'appendice (v. pag. 699).

## II. Regione meridionale

### Riviera

(Claro - Cresciano - Osogna - Biasca)

L'inizio dello gneiss granitico ha luogo lungo una linea trasversale (est-ovest) che si protrae dagli speroni irregolari della Val del Molino al sentiero Spineda-Monte Teïdo. La roccia si eleva bruscamente dal fondovalle acquistando subito dopo Cresciano-Pro-sito una netta posizione orizzontale che conserva più o meno turbata

sino a Biasca. Questa si rispecchia altresì nell'affinità laterale dei banchi rocciosi per cui le variazioni intrinseche appaiono chiare e distinte separando i settori interni costeggianti il fondovalle da quelli esterni o di contatto costituenti buona parte dei fianchi vallivi (vedi tavola IV\*).

E' ovvio che i saggi di roccia del settore interno provengono essenzialmente da cave d'abbattimento (qui assai copiose) e da affioramenti utilizzati di recente per qualsiasi scopo: essi costituiscono i punti di riferimento per gli esemplari raccolti a quote superiori, grazie alla freschezza impareggiata.

# 1. SETTORE INTERNO

## a) *Singole varietà e transizioni*<sup>1)</sup>

Considerando come limite di tale zona la linea Scubiago-Moleno e la quota di 600—700 m. d'altitudine lungo i versanti, circoscriviamo un ambito con la seguente variazione di rocce:

I. Gneiss plagioclasico, a doppia mica, con struttura granoblasta grossolana e tessitura lievemente scistosa<sup>2)</sup>.

Il prototipo affiora nelle cave a nord di Claro (Scubiago), assumendo lievi variazioni strutturali che non adombrano l'unità specifica. Chiaro e massiccio, con vena scistosa poco pronunciata si distingue per l'esiguità delle lamine micacee, per lo più isolate o soltanto accoppiate. Nei tagli trasversali la granulosità uniforme si mostra coordinata alle successioni micacee più o meno regolari; queste a loro volta s'agglomerano talora in piani orizzontali e paralleli facilitando la disgiunzione dei massi.

I minerali componenti si distribuiscono nell'ordine quantitativo seguente:

Comp. principali: plagioclasio, quarzo, feldispato alcalino,

„ secondari: biotite, muscovite,

„ accessori: apatite, zircone, (rutilo), (magnetite).

L'oligoclasio predomina decisamente con individui grossolani, a geminazione polisintetica (Albite) non sempre nitida ma adorna di tracce di sfaldatura pinacoidale assai spiccate (25 % An). I margini attigui al feldispato alcalino sono cosparsi da secrezioni di quarzo mirmechite; altre volte ambedue i minerali s'addentano a vicenda quasi in concrescimento micropegma-

<sup>1)</sup> Poichè la descrizione delle diverse varietà di Gneiss Leventina occupa la maggior parte di questo capitolo applichiamo l'enumerazione in cifre romane (I—IX) esclusivamente a tali rocce, nominando per esteso le specie ortogneissiche sovrastanti (Verzasca a ponente, Simano a levante secondo le denominazioni usate comunemente dai diversi autori) o intercalate.

<sup>2)</sup> Saggio analizzato N° 420, tavola I, N° 1, p. 599.

titico. Il feldispato alcalino possiede raramente la struttura a grata, ma s'estingue offuscatamente, con lievi riflessi incrociati; l'angolo assiale  $2V_a$  varia tra  $80^\circ$  e  $82^\circ$  onde può ritenersi per microclino. Il quarzo figura in granelli senoblasti a funzione interstiziale e con estinzione ondulosa poco accentuata. Carattere analogo rivela talvolta la biotite, il cui pleocroismo è bruno-rossastro intenso; in generale costituisce assieme alla muscovite individui idioblasti ben allungati, con scarsa alterazione lungo le estremità più frastagliate. Degli accessori l'apatite e il zircone sono sparsi sporadicamente in granuli idioblasti, la magnetite e il rutilo risultano solo come inclusi minuti nelle lamine biotitiche.

La struttura granoblasta e grossolana non riflette nessuna influenza cataclastica para- o postcristallina<sup>3)</sup>, bensì una ricristallizzazione totale e fresca in tutti i componenti; solo qua e là accenna a diventare lievemente poiciloblasta.

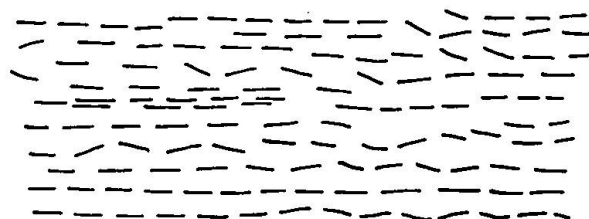


Fig. 2. La disposizione delle miche nei piani di scistosità (sezione (bc) della varietà I, grandezza quasi naturale)

La tessitura possiede una chiara scistosità di cristallizzazione passando con estrema facilità a forme assai diverse. La disposizione parallela è la più frequente, non mancano però esemplari con schietta granulosità massiccia, oppure con decorso fluidale assai plastico ed elegante (specialmente nelle zone periferiche di transizione, vedi foto 2 a pag. 464).

La sericitizzazione dei feldispati è affatto locale e risulta d'intensità mediocre.

La struttura granoblasta ci consentì la misurazione al tavolo integratore; l'esito è il seguente:

Sezione (ac)  $\perp$  S (N° 420)

Groschezza granulare media 1,2 mm

Lunghezza totale 236,92 mm

Larghezza misurata 15 mm

Provenienza: Claro, Cava Gola (varietà a tessitura massiccia)

<sup>3)</sup> Onde evitare confusioni inutili precisiamo:

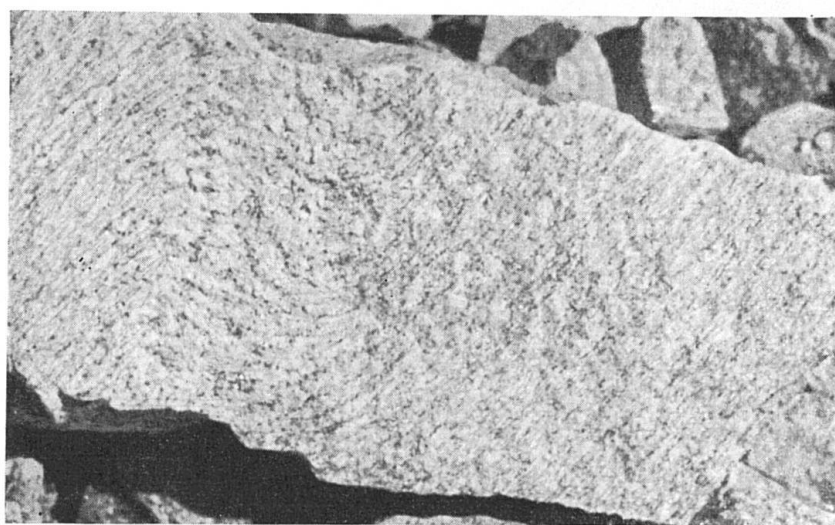
deformazione	pre -	} cristallina = deformazione	↗ antecedente
	para -		→ sincrona
	post -		↘ posteriore

al metamorfismo principale, cioè a quello della medesima zona fondamentale di tutto il territorio (mesozona, cfr. p. 657). Con ciò non resta quindi esclusa una deformazione dello stesso ordine (per lo più paracristallina) nei riguardi di eventuali fasi successive di metamorfismo realizzatesi localmente e a zone di minore profondità.



misurato		stimato *)	componente
%		%	
19,2		19,5	quarzo
67,1	}	21	feldispato alcalino
		46	plagioclasio
13,0	}	6	biotite
		7	muscovite
0,7		0,5	apatite, zircone

Tenendo presenti le conclusioni a cui giunse E. WENK (125, p. 59) dopo accurati e meticolosi esperimenti su rocce analoghe, possiamo accettare questi valori lineari come espressione volumetrica dell'esemplare esaminato, ed estenderli con dovuto riserbo alla varietà generale.



Fot. 2. Gneiss plagioclasico chiaro e granulare (varietà I) con passaggio caratteristico dalla tessitura parallela a quella fluidale. — Claro (Riviera), Cava Gola, a nord di Scubiago. (Fot. Brunel, Lugano)

Questa varietà riappare immutata soltanto nelle cave di Lodrino-Vergio in banchi isolati; nel resto del settore assume per lo più una scistosità esterna assai spiccata, congiunta ad un aumento del tenore micaceo.

Quali caratteristiche essenziali dobbiamo ritenere:

1) la preponderanza del plagioclasio rispetto al quarzo e al feldispato alcalino; 2) l'acidità distinta del plagioclasio (25 % An); 3) la granulosità uniforme e la chiarezza esterna prodotta dall'abbondanza dei feldispati e della muscovite.

\*) La difficoltà d'individuare sicuramente il plagioclasio e il feldispato alcalino al tavolo integratore ci indusse ad affiancare gli importi stimati in base alla percentuale totale misurata.



La varietà successiva, uno

II. Gneiss plagioclasico e a feldispato alcalino, ricco d'ambidue le miche, con struttura granoblastica e tessitura scistosa assai spiccata<sup>4)</sup>,

costituisce l'elemento più profondo dell'intera massa leventinese. Soggiacendo ovunque in banchi compatti e orizzontali alla varietà I forma una calotta elissoidale, allungata nel verso della direzione principale (320° N) e non superiore alla quota di 600 m. Gli esemplari caratteristici si rinvennero nelle cave fra Cresciano e Osogna, fra Lodrino-Iragna-Biasca, tutti però con impronta particolare. Questa varia a seconda della grano-blasticità più o meno uniforme, passante talora ad accenni porfiroidi rudimentali, della scistosità e della compattezza, e si palesa subito nelle lievi modificazioni del tono grigiastro fondamentale.

La composizione mineralogica è ripartita nelle unità seguenti:

Comp. principali: plagioclasio, quarzo, feldispato alcalino,

„ secondari: biotite, muscovite, (clorite), (sericite),

„ accessori: apatite, zircone, (rutilo, leucosseno, titanite, magnetite).

La quantità sovrabbondante del plagioclasio e del quarzo distacca chiaramente il tenore di feldispato-alcalino conferendo così alla roccia il tono granodioritico.

Il quarzo figura in granuli xenoblasti con forte ondulazione concentrica, a scacchiera o a strisce parallele a  $n_{\gamma}'$ ; sostituisce talora le file micacee con piccoli cordoni granulari o s'addenta lungo contorni frastagliati. L'oligoclasio appare in poligeminati nitidi e freschi, sempre idioblasti, talora con orlo sottile di maggior acidità, talaltra con struttura a clessidra. La basicità presenta una costanza notevole, oscillante intorno a 27 % An. Furono infatti determinati al microscopio-teodolite di FEDOROW<sup>5)</sup>:

An %	2 V <sub>a</sub> medio	Geminazione	Provenienza
28	— 84°	Albite	Cresciano
27	— 83°	„	
25	—	„	
25	— 88°	„	Cresciano sul Sasso
28	— 80°	Periclino	
29	—	Albite	Osogna
26	— 83°	„	
25	— 83°	„	Mairano

Alcuni individui presentano qualche macchia interna che accenna al principio d'albitizzazione (rifrazione minore dell'oligoclasio); altri invece sono cosparsi di microliti rettangolari, isotropi, a bassissima rifrazione, disposti in perfetto ordine reticolare e avvolti in un'aureola comune, visibile solo a nicol incrociati. Tali caratteri lascierebbero pensare ad una secrezione fluoritica.

<sup>4)</sup> Saggi analizzati, vedi tavola I (p. 599), N° 4, 5, 6.

<sup>5)</sup> In seguito indichiamo tali risultati aggiungendo „m. t. F.“.

Il feldispato alcalino è fortemente senoblasta e privo di geminazione percepibile; l'estinzione assai fosca ed irregolare assume piccoli riflessi dispersi incrociati lungo i margini abbastanza frastagliati. L'angolo assiale  $2V_{\alpha} = 80^{\circ} - 81^{\circ}$  (m. t. Fed.) rivela un microclino con lievi modifiche interne.

La biotite presenta un pleocroismo bruno-ocra ( $\gamma$  = assai intenso,  $\alpha$  = pallidissimo) con tendenze estreme rossicce od olivastre; si sviluppa in lamine idioblaste, slanciate con estremità lievemente corrose o già inclinate a cloritizzazione locale. Quest'ultima favorisce la neoformazione di rutilo, in ciuffetti irregolari, di magnetite in minuscole lenticchie, nonché d'agglomerati microgranulari di leucosseno-titanite. Le inclusioni di minuti chicchi d'apatite o di bastoncini fusiformi di zircone sono poco frequenti, appaiono tuttavia riservate alle varietà più settentrionali (Iragna-Mairano).

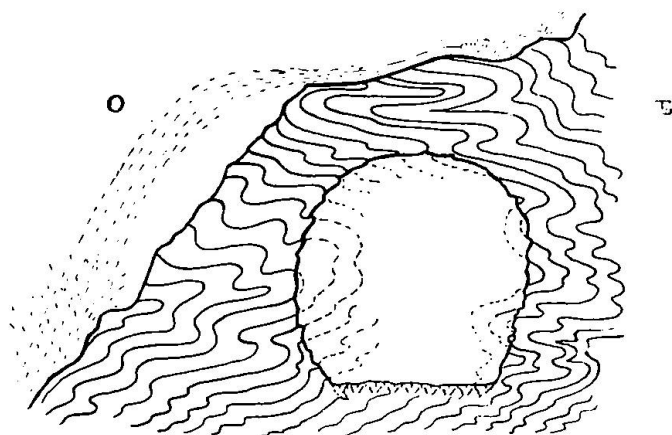


Fig. 3. L'ampiezza della tessitura fluidale assume proporzioni notevoli nelle condizioni di giacitura, sostituendo localmente l'abituale orizzontalità; ecco una sezione della prima galleria (su cui scorre il Riale di Cresciano) lungo la nuova strada agricola da Cresciano a Cresciano sul Sasso

La muscovite presenta uno sviluppo individuale analogo alla biotite; è accompagnato talora da sericitizzazione marginale con sfibramento delle estremità più o meno avanzato.

L'apatite e il zircone risultano ambedue idioblasti e con notevoli dimensioni, ma sparsi irregolarmente negli interstizi.

La struttura granoblasta prevale tipica in ogni esemplare, invece la tessitura scistosa varia assai facilmente e a breve distanza. Mentre infatti nelle cave a sud del villaggio di Cresciano s'esplica una tendenza massiccia (subito dopo la transizione da I), sopra Cresciano stesso persiste una netta preponderanza del regime fluidale<sup>6</sup>). Lungo gli affioramenti recenti della strada agricola verso Cresciano sul Sasso osserviamo forme d'una plasticità sma-

<sup>6</sup>) Con la qualifica „fluidale“ non intendiamo punto implicare effetti genetici di qualsiasi specie, ma ritrarre soltanto la disposizione caratteristica dei componenti nello spazio, perciò tale aggettivo si riferisce esclusivamente al concetto di „tessitura“.

gliante e di dimensioni estremali, passanti rapidamente da pochi centimetri a decine di metri di ampiezza. Basti rammentare come l'intera galleria (la prima ascendendo) sia stata escavata proprio nella cerniera d'una grande piega (vedi schizzo). In tal modo la tessitura assurge ad un fattore d'ordine tettonico, chè infine non mancano zone in cui l'accavalcarsi continuo di siffatte pieghe fluidali provoca piccole fratture e fenditure trasversali a carattere puramente meccanico. Risalendo poi sul tratto superiore di detta strada il decorso



Fot. 3. Lo sviluppo longitudinale parallelo alla direzione principale della tessitura fluidale-piegheggiata. Si osservino le tracce dei piani di frattura trasversale (Vt) in parte recenti (postmetamorfici). — Cresciano - Cresciano sul Sasso, trincea dopo la prima gallerie (a sinistra). (Fot. Brunel, Lugano)

fluidale s'affievolisce in onde pacate che adagio adagio vanno dileguandosi in seno alla scistosità parallela (fig. 4).

Saremmo pertanto tentati di qualificare tutto l'insieme del fenomeno come un „ciclo“ locale che ascende e tramonta gradatamente. Infatti troviamo pure altrove esempi simili: nelle pareti dello zoccolo vallivo a sud di Lodrino (Cantone), sopra la stazione di Osogna-Cresciano alla quota di circa 600 m., ecc...; ovunque risulta sempre in prossimità di pegmatiti discordanti, e come un sistema indipendente.

Data ora la perfetta incolumità e l'idioblastia dei singoli componenti anche nelle pieghe fluidali più minute è ovvio riconoscere la plasticità dell'aggregato all'atto della ricristallizzazione; questa genera la possibilità di una lieve compressione sufficiente per giusti-

ficare l'ondulosità d'estinzione del quarzo. In effetti tralasciando alcuni casi locali, (Cresciano, stazione) non si manifestano segni vivaci di deformazione postcristallina.

La scistosità s'accentua vieppiù nella coordinazione regolare dei componenti quarzo-feldispatici in seno ai letti micacei. Questi si snodano attraverso all'aggregato granulare, assumendo diversi aspetti secondo la continuità e la regolarità delle singole lamine; tutti però



Fig. 4. Il passaggio della tessitura parallela a quella fluidale è quasi sempre contrassegnato dalla presenza di letti feldispatici perfettamente concordanti al decorso generale. Affioramento recente lungo la strada di Cresciano-Cresciano sul Sasso (riproduzione di fotografia)

sono concordi nel manifestare una struttura regolata secondo i piani di tensione tangenziale, mediante la simultaneità del pleocroismo in ogni lamella. L'osservazione esterna riafferma quest'ordine interno, constatando la moltitudine di squamette micacee addossate l'una all'altra orizzontalmente e lungo i piani di scistosità (S). Tale disposizione si sviluppa principalmente nella roccia tra Cresciano e Osogna, mentre in quella dello zoccolo vallivo tra Lodrino e Iragna si constata uno smistamento superficiale d'ambidue le miche che tende a ridurre la scistosità a semplice qualità microscopica (v. fig. 5).

L'abbondante quantitativo muscovitico diminuisce nella roccia tra Iragna e Mairano (Biasca); le singole lamine s'impiccioliscono contemporaneamente alla grossezza granulare dei feldispatici conferendo un tono più cupo al colore esterno (varietà oscure a grana fine delle diverse cave).

La struttura uniformemente granoblasta ci permise un'analisi planimetrica; eccone il risultato per due saggi periferici:

- a) Cresciano (Cave Antonini, stazione) sezione (a c)  $\perp$  S, (N<sup>o</sup> G 3) \*)  
Larghezza 18 mm. Lungh. 404,21 mm  
Groschezza granulare media 0,9 mm
- b) Biasca (Cave del ponte) sezione (a c)  $\perp$  S (N<sup>o</sup> D 16) \*)  
Larghezza 10 mm. Lungh. 270,77 mm  
Groschezza granulare media 0,8 mm



Fot. 4. La tessitura fluidale raggiunge il pieno sviluppo senza intaccare minimamente l'omogeneità della roccia. Parete trasversale (Vt) tagliata recentemente lungo la trincea del tronco stradale inferiore (dopo la prima galleria) fra Cresciano e Cresciano sul Sasso (fot. dott. F. de Quervain, Zurigo)

a)			b)		
misurato	stimato	componente	misurato	stimato	componente
36,00	36,0	quarzo	26,5	26,5	quarzo
54,00	{ 14,0	feldispato alcalino	57,25	{ 17,0	feldispato alcalino
	{ 40,0	plagioclasio		{ 40,2	plagioclasio
9,95	{ 6,50	biotite	16,00	{ 10,0	biotite
	{ 3,45	muscovite		{ 6,0	muscovite
0,05	0,05	apatite, zircone	0,25	0,3	apatite, zircone

\*) Osserviamo che la sezione N<sup>o</sup> G 3 proviene dalla „Sammlung alpiner Gesteine“, e quella N<sup>o</sup> D 16 ci fu concessa dal Sig. Dott. F. DE QUERVAIN. A ciascuna corrisponde un saggio analizzato in precedenza. Tavola I, p. 599, analisi N<sup>i</sup> 4 e 6.

Per quanto possano differire dalla percentuale volumetrica effettiva, questi valori ci danno un esempio della variazione dei rapporti quantitativi in seno a una medesima varietà, lasciandoci tuttavia insoddisfatti riguardo al tenore micaceo; d'altronde è evidente che data la disposizione sì regolata di tali componenti, non si poteva sperar di meglio.

In sostanza i tratti caratteristici di questa varietà sono:

1) la preponderanza del tenore quarzo-plagioclasico sul feldispato alcalino; 2) la basicità più elevata e costante del plagioclasio (27—28 % An); 3) l'abbondanza di agglomeramenti micacei nei piani di scistosità più o meno inversa all'aumento del plagioclasio e alla relativa diminuzione del quarzo nelle sottospecie settentrionali.

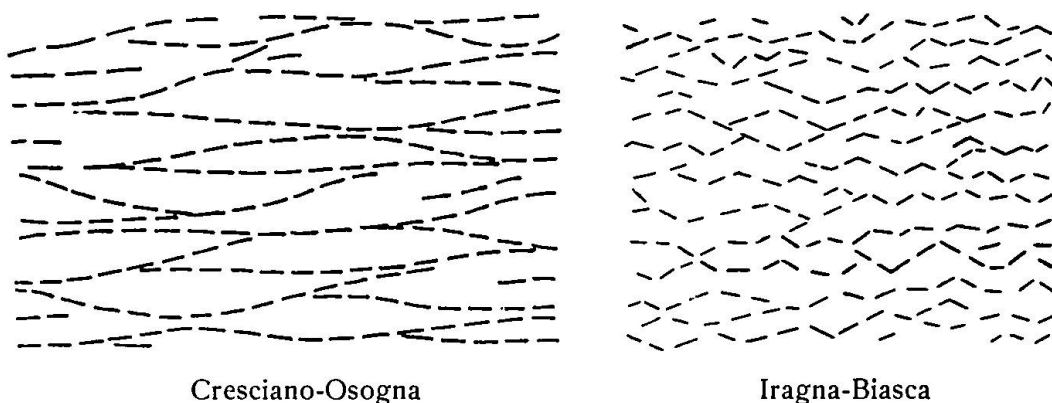


Fig. 5. La disposizione delle lamine micacee nei piani di scistosità della varietà II (grandezza naturale di un trincante caratteristico)

Cresciano-Osogna: lame robuste in successioni turgide avvolgenti l'aggregato quarzo-feldispato in lenti allungate

Iragna-Biasca: lame esili e minute, spesso isolate, in file più o meno regolari e intermittenti. In generale distribuzione più uniforme

La terza varietà in sè più importante, figura solo incipiente in questo settore, pur occupandone buona parte del lato nord. Essa è uno

III. Gneiss a feldispato alcalino, a doppia mica, con struttura porfiroide e tessitura scistosa<sup>7)</sup>, formante il proseguimento settentrionale della varietà precedente (II), nonché la continuazione superiore dei banchi più meridionali (I). Gli affioramenti migliori sono costì offerti dalle cave tra Iragna-Osogna e Biasca e da quelle a nord di Biasca lungo il Brenno (Val di Blenio).

<sup>7)</sup> Saggio analizzato, tavola I (p. 599), N° 7 (esemplare della sezione N° D 123, F. DE QUERVAIN).



La composizione mineralogica presenta l'associazione seguente:

- Comp. principali: feldispato alcalino, quarzo, plagioclasio,  
 „ secondari: biotite, muscovite, (clorite), (sericite),  
 „ accessori: apatite, zircone, pirite, (rutilo), (magnetite).

La prevalenza assoluta del feldispato alcalino su tutti i componenti delinea la qualità specifica di tale roccia. I singoli individui appaiono con dimensioni di gran lunga superiori a quelli degli altri componenti, costituendo quasi corpi rigidi (porfiroidi) in mezzo a una massa plastica (tessuto granoblasta fondamentale). Sono per lo più bigemini, con piani di associazione intatti e distinti (secondo Carlsbad); i contorni figurano finemente frastagliati e alternano con profonde sinuosità. Altre volte la geminazione è submicroscopica e si annuncia in lievissimi riflessi incrociati lungo i margini delle ramificazioni, mentre nel centro predominano le lamelle pertitiche in diversi sistemi incrociandosi l'un l'altro e obliqui rispetto alla traccia del piano di geminazione. Sono altrettanto frequenti gli inclusi di biotite (bruno-rossigna) in sezioni basali (a loro volta includenti zircone ed apatite), di quarzo, di plagioclasio. Assai caratteristica è la corona mirmecitica lungo i margini dei plagioclasti penetrati nelle insenature del feldispato alcalino; anzi, la quantità dei canaletti vermicolari aumenta in proporzione alla maggior lunghezza del perimetro di contatto. Insomma, tutti segni d'una piena efficienza del fenomeno di corrosione di tali porfiroidi, i quali sono da considerarsi perciò antecedenti alla ricristallizzazione metamorfica e intaccati solo leggermente da questa, ossia fenocristalli di relitto<sup>8)</sup>. (Vedi microfoto N° 7 e 8, tav. II\* e III\*.)

La geminazione a grata appare solo lungo fessure capillari o tracce intermittenti di sfaldatura, nell'area rimanente si cela sotto all'intreccio dei riflessi dispersi.

L'influenza della miscela pertitica si riflette chiaramente nella variazione pressochè uguale della costante ottica  $2V_\alpha$  (m. t. Fed.).

$2V_\alpha$	Qualificazione	Provenienza
84°	riflessi dispersi, senza pertite; tracce di sfaldatura accanto $n_\beta$ (simm. monoclina)	Biasca (Cave della Stazione)
80°	riflessi incrociati solo marginali, estinzione offuscata in centro	
60° } 62° }	geminato con pertite finissima trasversale, il cui asse di geminazione cede tra (201) per il microclino e [100] per l'albite (secondo i diagrammi di Nikitin)	Biasca (Ultima cava lungo il Brenno. — Entrambi i risultati nella stessa sezione).
83°	estinzione offuscata e irregolare ovunque	

Il quarzo si sviluppa in individui allungati, ora intercalati nella massa fondamentale tipica granoblasta, ora incagliati l'uno nell'altro in guisa da formare lenticelle ondegianti di quarzo e feldispato frapposte alle nicchie. S'estingue con forte ondulosità ed è solcato da fratture oblique alla vena scistosa e alle strisce parallele d'estinzione zonata ( $\perp n_\alpha$ ) (lamelle di traslazione).

<sup>8)</sup> Vedasi più oltre (regione centrale) la netta distinzione dei porfiroidi dalla massa granoblasta di base (p. 543).

Il plagioclasio costituisce essenzialmente la massa interstiziale granoblasta trovandosi accompagnato da frammenti di quarzo, microclino e mica. Gli individui maggiori con nitida geminazione polisintetica danno luogo a secrezioni di mirmechite.

An %	2 V medio	Geminazione	Provenienza
26	— 86°	Albite	Biasca (Brenno)
23	— 88°	„	} Biasca (Stazione)
9	+ 83°	„	

La basicità media s'aggira intorno al 25 % An; s'osservi tuttavia l'acidità tipica di un incluso plagioclasico nel feldispato alcalino, la quale ci esprime il carattere più o meno analogo della miscela pertitica del suddetto feldispato.

Le miche (biotite a pleocroismo bruno-rossigno assai intenso) figurano in piccole lamine slanciate, spesso frantumate alle estremità o corrose lungo i fianchi. Si adattano con facilità all'allungamento dei nuclei lenticolari della massa granoblasta e dei porfiroidi feldispatici riproducendo nella tessitura un aspetto d'elasticità, di plasticità quasi di fluidità laminare; non mancano tuttavia lievi arricciamenti o contorsioni locali, accompagnate da sbrandellamento intenso (specie nella muscovite). L'alterazione in clorite o sericite è oltremodo scarsa.

Gli accessori risultano spesso agglomerati in cumuli locali (pirite, apatite) che ne svisano la quantità effettiva. La freschezza generale dei singoli individui emerge ovunque come caratteristica prevalente.

La struttura porfiroide<sup>9)</sup> è determinata dalla disparità capitale della grossezza granulare ed è congiunta a una tessitura con chiara scistosità di cristallizzazione, talora con accenti lenticolari. Entrambe sono poi plasmate da una fase cataclastica postcristallina, non distribuita colla medesima intensità.

Questa varietà si differenzia sensibilmente nella posizione dei porfiroidi, infatti negli affioramenti lungo il Ticino e il Brenno s'osserva una deviazione spiccata rispetto alla vena scistosa mentre in quelli sul fianco orientale Osogna-Biasca manca affatto. Su una parete di taglio fresco secondo la direzione trasversale (240° N) (sezione (bc), e in cui la struttura risulta più distinta) misurammo nell'area di 1 mq. d'uno sperone uniforme e compatto una deviazione<sup>10)</sup> con angoli preferiti di (10°—15°) e (30°—40°) in ambedue i versi della scistosità; questa raggiunge raramente valori estremali di 60°—70°. Altre misurazioni mostrarono poi come le deviazioni dei porfiroidi sono assai ridotte nelle strisce intercalate ad

<sup>9)</sup> Qualifichiamo tale la struttura onde evitare in questa parte analitica qualsiasi denominazione con accenni genetici. Le diverse interpretazioni sono discusse più tardi (cfr. cap. terzo, pag. 657).

<sup>10)</sup> Furono misurati solo i porfiroidi geminati il cui piano d'associazione risultava evidente ad occhio nudo.



altre varietà oppure più ricche di biotite; in aree analoghe i porfiroidi devianti sono quantitativamente inferiori a quelli di zone più chiare.

Una sottospecie di questa varietà (Cave della stazione di Biasca) è caratterizzata da una granulosità fine che sostituisce la struttura porfiroide. Il quarzo e il microclino prevalgono in granuli alquanto più voluminosi in seno a una massa granulare uniforme, l'uno con strisce di traslazione lamellare, l'altro con geminazione submicroscopica, però con estinzione  $n_{\alpha}/(010) = 15^{\circ}$  in sezioni (001).

La muscovite poi retrocede a favore della biotite (pleocroismo bruno-rossigno ( $\gamma$ )-ocra chiarissimo ( $\alpha$ )). La sericitizzazione in micro-liti puntiformi congiunta a lieve cloritizzazione accenna a diaforesis principiante.

La varietà porfiroide normale si presenta più chiara del solito, possedendo nello stesso tempo una tessitura quasi parallela. Dato l'allungamento uniforme dei porfiroidi secondo il verso di scistosità, l'analisi planimetrica di tale varietà non può dare un risultato soddisfacente a causa della struttura; tuttavia per alcuni esemplari non diverge dalle osservazioni generali:

Sezione (b c)  $\perp$  S (N° D 123)

Groszezza granulare media 1,2 mm

Lunghezza misurata 253,04 mm

Larghezza misurata 14,5 mm

Provenienza: Biasca (cave della stazione)

misurato		stimato	componente
24,0		24	quarzo
66,1	{	40,0	feldispato alcalino
		26,0	plagioclasio
9,7	{	7	biotite
		2,5	muscovite
0,2		0,5	accessori

Con ciò possiamo caratterizzare questa varietà in base:

1) alla preponderanza assoluta del feldispato alcalino; 2) alla basicità costante del plagioclasio (25 % An) analoga a quella delle varietà I e II; 3) alla struttura porfiroide oltremodo spiccata.

Affatto particolare, ma quantitativamente subordinata, si presenta una quarta varietà, nella specie di uno

#### IV. Gneiss plagioclasico, ricco in biotite, con forte scistosità di cristallizzazione („granito scuro“<sup>11</sup>).

L'estensione di tale roccia è limitata a tre affioramenti distinti e separati della Riviera centrale:

<sup>11</sup>) Saggio analizzato N° 17, tavola I (p. 599), analisi N° 14.

1. Lodrino: Cantone-Vergio (Cave Dindo, Donati, Antonini)
2. Osogna: Santa Pietà (Cave Antonini)
3. Lodrino: Rongei-Rodaglio (Cave Uggini).

L'unità intrinseca di questi giacimenti risalta oltrechè dall'uniformità esteriore (colore grigio-nerastro, vena scistosa, compattezza) pure dall'identità assoluta nella composizione mineralogica.

Nei blocchi, facilmente tabulari, si osservano esili vene quarzo-feldispatiche, concordanti col verso di scistosità; nelle loro strozzature e nei rigonfiamenti lenticolari si accumulano piccole acicule d'orneblenda, frammisti a pirite e a quarzo che alludono ai componenti caratteristici dell'intera massa. Questi sono distribuiti come segue:

Comp. principali: plagioclasio, biotite,

„ secondari: quarzo, anfibolo,

„ accessori: titanite, apatite, zircone, (epidoto), (ortite).

Il plagioclasio costituisce l'elemento essenziale della roccia. Ovunque idioblasta esso appare con poligeminati nitidi e freschi, con tracce di sfaldatura altrettanto univoche; la basicità è intermedia: 45 % An,  $2V = +82^\circ$  [Albite] (m. t. Fed.).

La biotite è verde olivastro cupa, con intenso pleocroismo bruno verdognolo, e si sviluppa in lamine idioblaste ben allineate; è raramente cloritizzata, ma include sovente chicchi di titanite e d'apatite.

Il quarzo figura in granuli allungati, con vivace estinzione ondulosa, includendo talora piccoli geminati di plagioclasio; i contorni sono frastagliati e sinuosi.

L'anfibolo risulta ora in frammenti irregolari, senoblasti, ad abito prismatico e con profonde insenature di corrosione interna, (Lodrino) ora in individui aciculari idioblasti spesso geminati secondo (100), (Osogna). Le costanti ottiche rivelano un'orneblenda comune

$2V_a$	$n_{\gamma}/c$	Pleocroismo	Provenienza
—	$17^\circ$	$\gamma =$ verde bluastrò	Lodrino
$68^\circ$	$18^\circ$	$\beta =$ „ giallognolo	„
$62^\circ$	$18^\circ$	$\alpha =$ „ oliva chiaro	„
$66^\circ$	$17^\circ$	$(\gamma > \beta > \alpha)$	Osogna

La titanite abbonda sia in granuli isolati, sia in cumuli di chicchi romboidali o insettiformi, mentre l'apatite e il zircone scarseggiano, rintanandosi negli interstizi; l'epidoto poi si presenta sempre con un nucleo centrale d'ortite, con pleocroismo diverso.

Malgrado l'ampia variabilità della grossezza granulare, la struttura permane chiaramente granoblasta; la tessitura scistosa parallela è dettata dai componenti melanocrati, disposti secondo l'allungamento dello sviluppo lamellare-aciculare.

In generale persiste una granulosità abbastanza fine che permette un ragguaglio planimetrico; questi diede come risultato:

Sezione (b c)  $\perp$  S ( $N^\circ 17$ )

Grossezza granulare media 0,7 mm

Lunghezza totale 389,39 mm

Larghezza misurata 18,00 mm

Provenienza: Lodrino, Cava Uggini

plagioclasio	46,2 %
biotite	17,7
quarzo	18,5
anfibolo	13,4
titanite	3,2
apatite	} 1,0
zirconio	
epidoto	

Tali valori confermano il tono quarzo-dioritico abbastanza pronunciato in questa varietà oscura, onde è facile distinguerla nettamente dalle varietà precedenti per l'assenza del feldispato alcalino e della muscovite a favore d'abbondante plagioclasio e biotite.

Illustrate pertanto le qualità specifiche delle varietà principali passiamo all'esame degli stadi intermedi, limitandoci naturalmente ad alcuni punti più salienti.

Il passaggio tra I e II è oltremodo graduale, non manca però di annoverare rocce caratteristiche, sia pure di brevissima durata, che si ripetono in diversi punti. Così tra Claro e Cresciano notiamo uno gneiss siliceo-biotitico, a grana fine e scistosa, in cui la forte diminuzione del microclino è compensata dal quarzo, dall'oligoclasio e dalla biotite. Ne deriva pertanto una varietà scura, assai prossima a II per la basicità analoga dell'oligoclasio (27 % An) ma nettamente distinta per la forte riduzione della muscovite. La stessa riappare con un tono ancor più scuro dietro ai poggi di Legri<sup>12)</sup> (Lodrino) in un affioramento di lieve potenza, ma tipico. La fisionomia dei componenti e la loro distribuzione sono immutate; soltanto l'influenza cataclastica para-o postcristallina emerge più accentuata.

La posizione fra I (sopra) e II (sotto) non giustifica a pieno questa varietà silicea come termine di passaggio definito, poichè altrove le due rocce incassanti s'intersecano a vicenda con propaggini cuneiformi più o meno continuate senza la sua presenza.

Un'altra specie intermedia tra I e II e caratteristica per il fianco Claro-Cresciano è uno gneiss granitico assai micaceo e a grana fine ed uniforme, mal celata da una forte scistosità. Sul versante opposto si ripetono i medesimi fenomeni di smistamento locale a favore delle due tendenze confinanti, e così via, potremmo enumerare una quantità di sottospecie analoghe. Insomma, gli orizzonti di questi gneiss intermedi non sono da considerarsi come li-

<sup>12)</sup> Non „Laegeri“ - Vedasi in proposito la nota a pag. 572.

miti assoluti, ma come semplice espressione delle variazioni sostanziali che s'effettuano nelle loro adiacenze. Di ciò possiamo convincerci ancor più osservando le transizioni (I—II e (II—III) sopra allo zoccolo vallivo Lodrino-Iragna-Biasca. Qui è un accavalcarsi continuo di banchi lentiformi, quasi caudati, scivolanti gli uni sugli altri lungo le fughe orizzontali e i piani di tensione tangenziale, e varianti nello stesso tempo le caratteristiche della composizione mineralogica e della tessitura. Nel tratto Lodrino-Iragna la varietà I sormonta tutta l'estensione della II attraverso a una zona mista intermedia, in cui

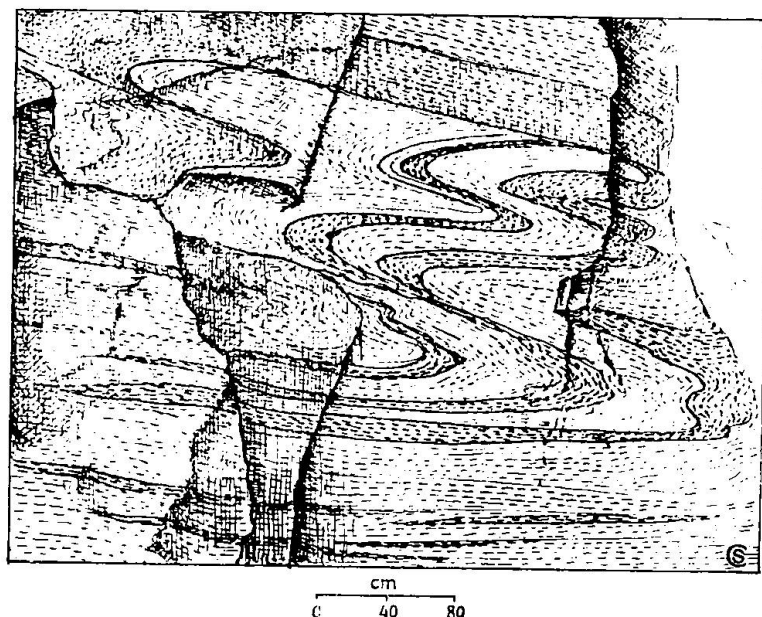


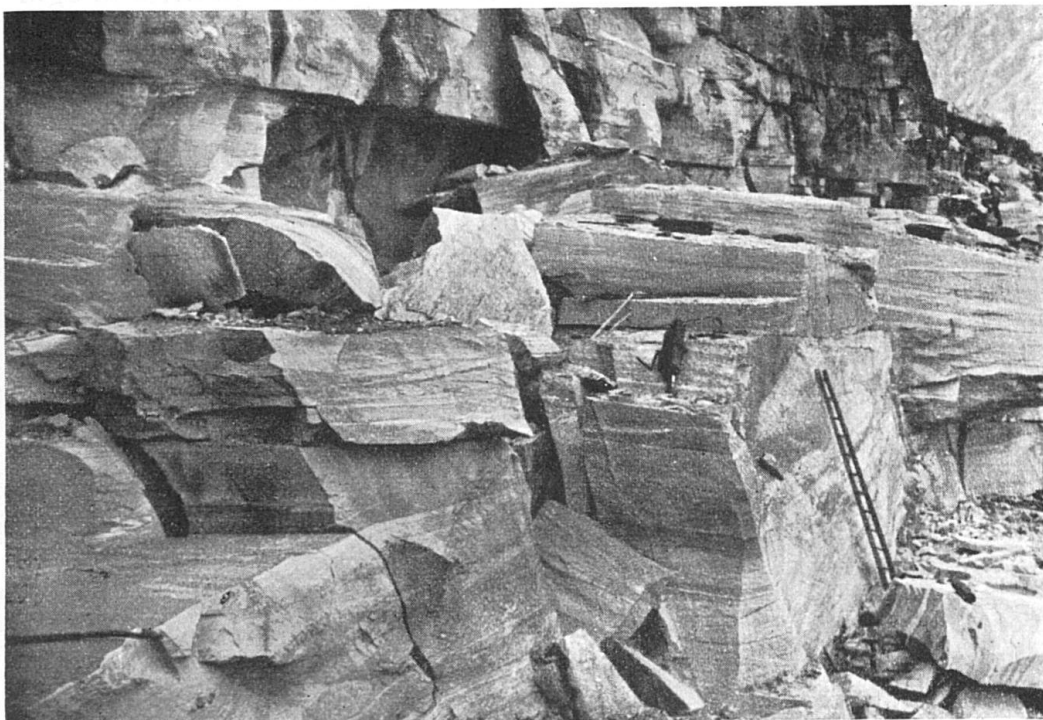
Fig. 6. L'intreccio movimentato delle varietà I e II, frammisto di sottospecie locali più o meno biotitiche. Riproduzione della fotografia d'un masso nelle cave fra Lodrino e Iragna

l'intreccio si sviluppa in forme d'una fluidità spiccata ma sempre ben inquadrata nell'orizzontalità comune dei banchi. Tale zona appare assai chiara ed evidente lungo le rupi erte e scoscese che segnano lo sbocco della Val di Lodrino nella Riviera (v. p. 519). Nel tratto Iragna-Biasca il passaggio è difficilmente rintracciabile, data l'ampia copertura morenica e di franamento; per contro si dimostra schietto ed univoco lungo le cave sottostanti. A mano a mano che si avvicina a Mairano-Biasca l'alternanza tra i banchi della varietà scistosa fine (II) e di quella porfiroide (III) aumenta vieppiù complicandosi ora in intarsi irregolari e contorti ora in letti esilissimi e paralleli, prospettando nell'insieme una successione continua di gneiss zonati e strisciati. La caratteristica essenziale di

tutte le transizioni risiede sempre nella nitidità assoluta dei limiti di qualsiasi striscia, qualunque sia la sottigliezza o l'esilità.

Sopra alle cave del ponte (Biasca) persiste il medesimo regime alternativo finchè la grossezza dei porfiroidi, disposti paralleli al verso di scistosità, subentra definitivamente conferendo un aspetto lenticolare.

Il passaggio (II—III) sul versante orientale differisce da questi rapporti poichè cade sul margine meridionale della calotta interna (II). Sotto ai Monti Combra (Osogna) la transizione avviene



Fot. 5. La giacitura in banchi orizzontali e tabulari, secondo cui si disgiunge la roccia, riflette chiaramente la mescolanza primitiva delle varietà II e III. Si osservi la facile segmentazione lungo i piani di tensione tangenziale tappezzati regolarmente d'ambidue le miche. — Biasca, cava del ponte sul Ticino

(Fot. dott. F. de Quervain, Zurigo)

attraverso sottospecie locali e scure e chiare aventi comune solo la granulosità fine. Le prime sono caratterizzate da un sostrato uniforme quarzo-plagioclasico (35 % An) ricco di biotite e privo di feldispato alcalino, ma notevolmente alterato (sericitizzazione, albitizzazione); la struttura porta poi lievi tracce d'epimetamorfismo (neoformazione d'epidoto e calcite). Le seconde, hanno carattere granito-aplitico (microimpilazioni di quarzo e microclino) con netta preponderanza della muscovite. In sostanza, rocce di tipo estemale rispetto alle va-

rietà incassanti. Verso nord si delineano lentamente i primi porfiroidi, mentre a sud lo sviluppo di II è tentennante, data la vicinanza di I che tende direttamente al trapasso in III; in tal modo si spiegano le sottospecie porfiroidi di I alla base dello zoccolo vallivo di Osogna (cava a fianco del rivo di Monte Alto).

Assai caratteristiche sono le forme glandolari (zolle) e apofisiche dei passaggi tra (I—IV) e (II—IV) nelle cave a sud di Lodrino e d'Osogna, peraltro sempre contraddistinte da estrema nitidità dei limiti, senza fughe intermedie o traccia di movimento alcuno e senza modificazione veruna dell'omogeneità specifica di ogni



Fot. 6. Particolare di un blocco mostrante l'alternarsi ondeggiante e nitidissimo delle varietà II (micacea e scistosa) e III (porfiroide) lievemente scistosa. La varietà II si presenta più o meno oscura a seconda del rapporto micaceo biotite: muscovite. Il tutto rivela una miscela profonda ma assai distinta e individuale. — Biasca, cave del ponte sul Ticino.

(Fot. dott. F. de Quervain, Zurigo)

varietà (v. fig. 7). Per contro nell'affioramento della cava Uggini (Lodrino-Balma) il passaggio è brusco e accompagnato da forte azione dinamo-cataclastica sul tetto di IV. Costì si sviluppano vere e proprie ultramiloniti laminari della potenza d'oltre 1 m. Queste presentano un rimpasto triturato in cui emergono le bande pulverulente di miche a brandelli e di granelli minutissimi; qua e là risaltano alcuni porfiroclasti lenticolari, pienamente fratturati e stirati, talora ricementati da breccie microgranulare (vedi fig. 8). Sono infine visibili alcuni capillari idrotermali, nettamente posteriori alla frantumazione milonitica e caratterizzati da un forte apporto cloritico (vedi microfot. N° 2, tav. I\*).



La milonitizzazione in sè risulta postcristallina in quanto è limitata e punti di maggior tensione, provocati chiaramente dallo scorrimento parziale di massi cospicui in seguito al riassetto generale (vedasi sotto p. 666).

### *β) Intercalazioni*

Le intercalazioni scistose sono frequenti nelle diverse varietà o sui bordi di transizione. In base alla loro composizione mineralogica distinguiamo i seguenti gruppi:



Fot. 7. L'intreccio distinto e movimentato della varietà porfiroide (III) con quella scistosa e micacea (II), in una parete tagliata secondo la direzione principale (bc). — Biasca, cava del ponte sul Ticino (verso Mairano).

(Fot. dott. F. de Quervain, Zurigo)

#### *a) Intercalazioni micacee con biotite prevalente*

Sono assai comuni nelle varietà I—II—III passando da semplici agglomerati di biotite (in squame robuste) a vere rocce (gneiss biotitici) granulari finissime, con concentramento esplicito di biotite. In un esempio di tipo intermedio (Claro, cave a nord) riscontriamo un aggregato a base di biotite e quarzo, a struttura lepidoblasta, in cui si palesano pure granuli di plagioclasio con basicità un po' inferiore a quella della varietà includente (I),

(21—22 % An,  $2V = -88^{\circ} - 86^{\circ}$  [periclino] m. t. F.). Quantità minime d'accessori completano la composizione; la tessitura è scistosa, assai spiccata e con ottima ricristallizzazione di tutti i componenti.

Gli esempi di tipo estremo figurano nelle lenticelle ovoidi di gneiss biotitico a grana finissima sparse specialmente nelle varietà II e III; in fondo presentano gli stessi componenti della roccia madre, soltanto con sviluppo granulare più minuto e regolare.

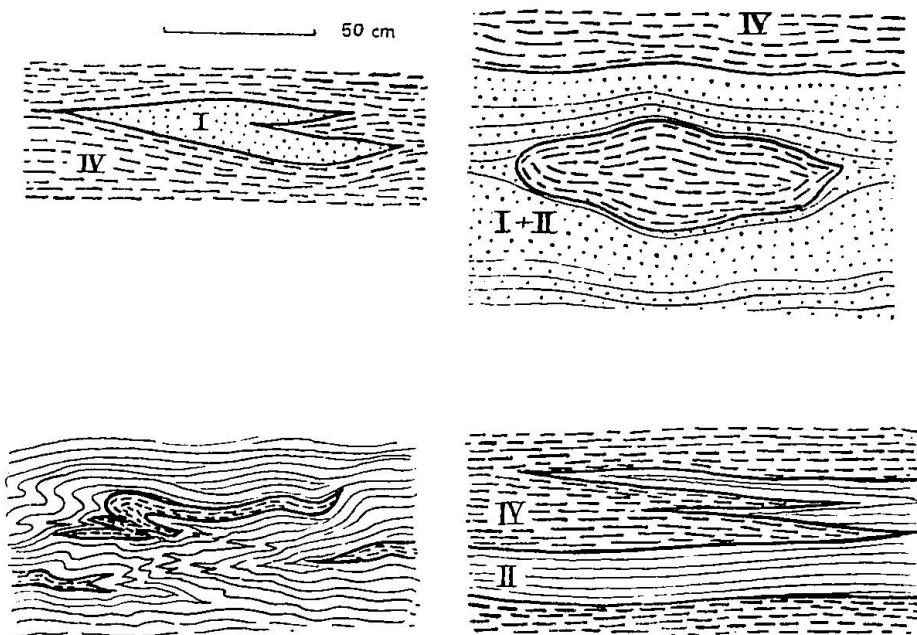


Fig. 7. Alcune forme di transizione fra le varietà I, II e IV. Sopra alcuni esempi osservati nelle cave Donati e Dindo (Lodrino-Vergio), sotto altri notati nelle cave Antonini (Osogna - Santa Pietà - Cresciano). Ovunque estrema nitidezza di limiti, sia nelle apofisi glandolari, sia nell'intreccio scistoso o fluidale (Tutti gli schizzi riproducono sezione verticali)

In generale tali intercalazioni giacciono tra i piani di tensione tangenziale della roccia includente; a questa sono pure intimamente legate attraverso la continuità dei componenti maggiori, anche se esteriormente appaiono distinte e separate quasi come un corpo estraneo. Nessun movimento, per quanto trascurabile, ebbe luogo lungo tali limiti.

#### b) Intercalazioni micacee con muscovite prevalente

Risultano molto meno frequenti e localizzate lungo diversi orizzonti<sup>13)</sup>, tuttavia con potenza considerevole. Nonostante la forte

<sup>13)</sup> Le nostre ricerche individuarono solo le principali; siamo certi che numerose restarono ignote data la loro posizione recondita e le difficoltà d'accesso.



analogia che tutte le raggruppa notiamo come distinzione la quantità minima di biotite per quelle affioranti a nord di Osogna.

Il tipo caratteristico, che riappare anche nei settori di contatto, è quello di Mòleno (varietà includente I). Infatti lungo le balze a gradinata sotto ai Monti di Pento, si susseguono numerose le rocce micacee rossastro-argentee in banchi lenticolari di potenza varia (2—6 m.) segnando un orizzonte analogo a quello del versante orientale sopra Scubiago e più oltre fra Caurì e Ramigoi.

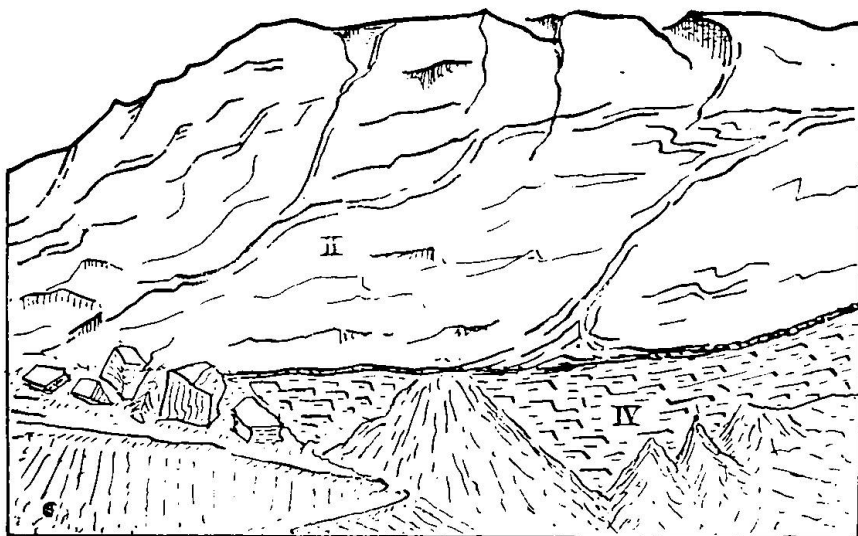


Fig. 8. Passaggio repentino fra i massi delle varietà II e IV osservato sulla parete d'abbattimento della cava Uggini (Lodrino, Balma). La varietà II è segmentata in blocchi potenti striscianti e radenti a vicenda nel verso della spinta orogenetica, il tutto scivola sulla zolla oscura (IV, „Granito scuro“) producendo una base di ultramiloniti ora laminari, ora porfiroclastiche

Il quarzo e la muscovite predominano esattamente determinando una forma strutturale grano-lepidoblasta. Il quarzo costituisce nuclei lenticolari avvolti strettamente dai fasci micacei; in questi si annidano altresì individui allungati d'albite-oligoclasio (10 %—20 % An) e di feldispato alcalino ( $\pm$  pertitico) in quantità subordinate.

La biotite frammista alla muscovite presenta lamine senoblaste a pleocroismo bruno-giallastro, (con tutta probabilità una specie flogopitica) talora rossiccio ed è già in preda alla cloritizzazione fibrosa terminale. La tessitura è scistosa-lenticolare.

Alcuni banchi rivelano poi l'impronta di una intensa azione dinamo-cataclastica postcristallina. Si intravedono infatti gli stessi rapporti strutturali di poc'anzi deformati, contorti e frantumati. Il quarzo forma porfiroclasti allungati e ricurvi, circondati da masserelle microgranulari-arenacee, oppure si unisce ai feldispati in agglomerati uniformemente infranti e addentati.

Le miche sono arricciate e sbrandellate, e la biotite appare decolorata (ocra rossastra chiarissima) restando tuttavia immune da qualsiasi alterazione; la tessitura risulta laminare-lenticolare con scistosità oltremodo spiccata (vedi microfot. N° 1, tav. I\*). In base a tale composizione mineralogica e alla similitudine intrinseca con lo gneiss includente (I), rileviamo già fin d'ora lo schietto carattere eruttivo della roccia premetamorfa.



Fig. 9. Le intercalazioni micascistose di Mòleno (Riviera merid.) con limiti oltremodo distinti e con caratteri litologici propri. Zoccolo di valle dietro il villaggio

Altre sottospecie sono date dai micascisti di lieve potenza, (massimo 1 m.) intercalati nelle varietà II e III fra Osogna e Biasca, e passanti facilmente a veri e propri gneiss muscovitici (Biasca, cave del ponte sul Ticino). Essi sono costituiti dal solito aggregato fondamentale silico-micaceo ad intreccio lenticolare-scistoso, con pieghettamenti locali d'ordine paracristallino, data l'idioblastia inappuntabile dei singoli componenti. Caratteristiche sono la riduzione del feldispato alcalino e la basicità del plagioclasio uguale a quella corrispondente della roccia incassante. Così nello gneiss muscovitico intercalato nelle fughe dei banchi della zona mista di transizione II—III (Biasca, cave del ponte) riscontrammo (m. t. F.): 27 % An;

$2V = -81^\circ$  [albite] in perfetto accordo colla basicità del plagioclasio nelle varietà II e III. Anche per questo gruppo valgono le stesse considerazioni rispetto alla concordanza della giacitura; sottolineiamo in più l'assenza di qualsiasi deformazione meccanica post-cristallina.

c) Intercalazioni basiche (plagioclasio-anfiboliche)

Simili rocce affiorano quasi soltanto lungo orizzonti di transizione fra le varietà principali. Sono di estensione variabile, talora prettamente locali<sup>14</sup>) (Condella, Santa Pietà) talaltra abbastanza notevole (Osogna-Combra), tutte però mostrano un passaggio distinto e pacato verso la roccia includente, malgrado il loro carattere affatto estraneo e singolare.

Sotto ai Monti Condella (Prosito) s'osserva lungo una parete dei terrazzi orografici, un'anfibolite biotitica, solcata a più riprese da strisce esili di gneiss aplitico e concordante secondo la vena scistosa della varietà I.

L'anfibolite ha una composizione normale:

Comp. principali: plagioclasio, anfibolo,

„ secondari: biotite, titanite, clorite, quarzo,

„ accessori: apatite, zircone, epidoto, pirite.

L'aggregato fondamentale di plagioclasio andesinico (m. t. F.: 43 % An,  $2V = +76^\circ$ , [albite - Carlsbad]) a geminati nitidissimi è frammisto con orneblenda comune (m. t. F.:  $2V_a = 60^\circ$ ;  $n_v/c = 18^\circ-22^\circ$ ; forte pleocroismo: verde oliva bluastrò ( $\gamma$ ) — verde giallognolo ( $\beta$ ) — verde oliva giallastro chiaro ( $\alpha$ ), ( $\gamma > \beta > \alpha$ ) e biotite a pleocroismo bruno-olivastro. Ambedue i melanocrati appaiono con forme cristalline ben definite che completano l'idioblastia generale. Assai abbondante figura la titanite in granuli minuti e in porfiroidi circondati talora dall'epidoto (lungo i contorni riasorbiti); il quarzo scompare invece negli interstizi. La granulosità uniforme, quasi grossolana spicca attraverso gli individui plagioclasici, sempre freschi e idioblasti; la tessitura scistosa risulta pertanto poco pronunciata.

Lo gneiss aplitico che si intreccia in nastri orizzontali quasi filoniani in questa anfibolite, è dominato da un tessuto granoblasta leucocrata, da cui trapela la struttura panallotriomorfa. Il quarzo e il microclino formano i componenti essenziali a cui s'associano in quantità inferiori l'oligoclasio (20 % An), ricoperto spesso di secrezione mirmechitica, e la biotite in lamine

<sup>14</sup>) Come per le intercalazioni micacee, così pure qui dobbiamo limitarci ai pochi esempli rintracciati.

bruno-oliva, corte e frastagliate. Gli accessori (apatite, zircone, pirite) sono sparsi ovunque in granelli minuscoli di poca importanza.

Tutta l'intercalazione riflette una continuità regolare non solo nell'omogeneità propria ma anche riguardo alla varietà I includente da cui si separa lentamente e senza il tramite di rocce intermedie più o meno milonitizzate. In tutto l'affioramento manca qualsiasi cenno di cataclasi.

Un esempio caratteristico è offerto dall'intercalazione tra I e IV affiorante nella prima cava sotto la cappella di Santa Pietà (Osogna).

Nelle masse di transizione a decorso turbolento si rinvencono lenti scistose e compatte, lucenti di biotite nerissima. Si tratta di gneiss plagioclasio-biotitici, accompagnati talora dall'anfibolo e muscovite, con due tipi d'associazione diversa: l'uno con intreccio granolepidoblasta, plasmato da forte scistosità di cristallizzazione; l'altro con struttura poiciloblasta fino a corneana, e tessitura massiccia.

Il primo tipo si compone di plagioclasio intermedio (32% An,  $2V = +88^\circ$ , [albite], m.t.F.) impiantato con geminati nitidi tra i fasci biotitici. Questi sono costituiti da lame robuste e slanciate con intenso pleocroismo: ( $\gamma$ ) bruno verde assai cupo e ( $\alpha$ ) oliva giallognolo chiarissimo. Nei cumuli granoblasti figura secondario il quarzo con estinzione zonata (lamelle di traslazione  $\perp n_a$ ), mentre gli accessori (apatite, zircone, ortite) s'includono a vicenda o s'annidano nella biotite.

Il secondo tipo rispecchia l'equilibrio precedente spostato a favore della biotite e dell'anfibolo lasciando il plagioclasio basico (72% An,  $2V = -83^\circ$ , [albite], m.t.F.) in concrescimento poicilo-diablasta col quarzo. La biotite è immutata; l'anfibolo presenta un intenso pleocroismo  $\gamma =$  verde azzurrognolo;  $\beta =$  verde giallo chiaro;  $\alpha =$  verde giallo chiarissimo ( $\gamma > \beta > \alpha$ ) che assieme alle costanti ottiche  $2V_c = 74^\circ$ ;  $n_{\gamma/c} = 18^\circ - 19^\circ$  addita un termine intermedio della serie attinolute-ferrotremolite (circa 2:3 secondo il diagramma di WINCHELL, pag. 246). Ambedue i melanocrati includono spesso grani d'epidoto pistacite (pleocroismo giallo canarino!) accompagnanti alcuni grumi ramificati di pirite.

La paragenesi epidoto-pirite è altresì caratteristica nelle venuzze quarzo-feldispatiche a carattere pneumatolitico che solcano trasversalmente i banchi della varietà oscura IV, e depositano in piccole druse cristalli minuti d'epidoto, su un tappeto di clorite terrigena finissima.

L'intercalazione basica che si protrae dallo sbocco della Val d'Osogna nella Riviera ai Monti Combra (a nord d'Osogna) è senza dubbio l'intermezzo più notevole di tutto il settore del fondovalle.

Esso s'interpone nella zona di transizione mista fra I—II—III nell'ordine indicato nel seguente profilo, sviluppandosi su una lunghezza di circa 1 chilometro.

Le lenticelle di gneiss-plagioclasio-biotitico (con anfibolo) si distinguono per la basicità spiccata del plagioclasio (72 % An,  $2V = -80^\circ$  [Manebach-Ala], m. t. F.), per la struttura grano-

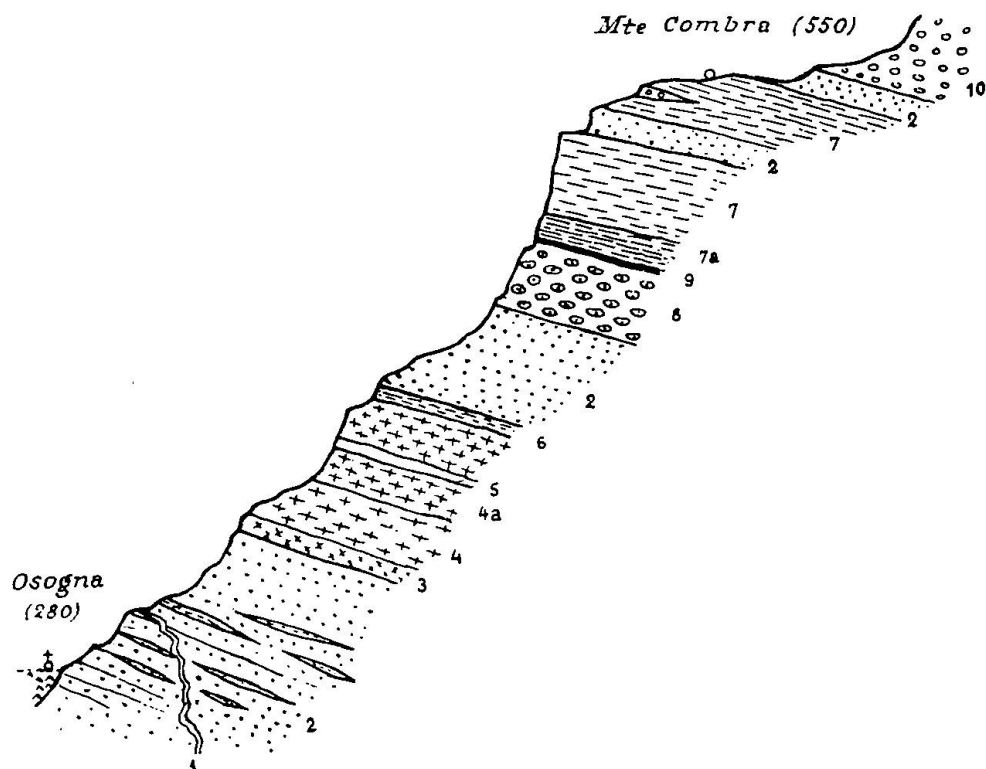


Fig. 10. Profilo del primo zoccolo vallivo a levante d'Osogna (intercalazione basica). Rocce affioranti:

1. Aplite granatifera discordante (e recente)
2. Varietà mista (I + II) a scistosità spiccata. Alla base con inserzioni lenticolari di zone biotitiche, talvolta anfiboliche
3. Anfibolite granulare di base granatifera
4. Anfibolite massiccia, lievemente scistosa
- 4a. Anfibolite zonata, listata qua e là, pure piegheggiata
5. Aplite concordante e parallela al verso di scistosità delle anfiboliti
6. Gneiss biotitici assai minuti e scistosi
7. Gneiss biotitico-anfibolico
- 7a. Idem assai scistoso
8. Ortogneiss occhiadino-noduloso.
9. Facies quarzo-aplitica del precedente
10. Gneiss Leventina, varietà III

Intercalazione basica

poeciloblasta e la tessitura chiaramente scistosa, determinata dalle file parallele dei melanocrati.

Il passaggio di I all'anfibolite biotitica è segnato alla base da uno gneiss plagioclasico-granatifero ricco di

titanite e d'epidoto. Il plagioclasio intermedio (45 % An) vi risulta fortemente sericitizzato in seguito a una chiara influenza idrotermale postcristallina, che causò la trasformazione totale della biotite in pennina (intrisa di titanite e leucosseno) e provocò l'abbondante neoformazione d'epidoto pistacite. Anche il granato figura pienamente corroso e senoblasta, in granelli minuti, per cui la struttura resta grano-lepidoblasta.

Le anfiboliti biotitiche formanti il nucleo dell'intercalazione hanno una composizione comune e differiscono tra loro soltanto nella specie dell'anfibolo e nella struttura.

Comp. principali: plagioclasio, anfibolo (e viceversa),

„ secondari: biotite, quarzo, clorite,

„ accessori: titanite, zircone, apatite, leucosseno, magnetite.

Il plagioclasio mantiene ovunque la basicità intermedia di 45—48% An, la biotite muta lievemente il pleocroismo da bruno-rossigno a bruno-giallognolo ( $\alpha$ ), conservando un idioblastia spiccata. L'anfibolo, sempre in abito aciculare prismatico ben definito, abbraccia i due generi seguenti:

Attinolite (Val d'Osogna)				Ferrotremolite (Osogna-Combra)			
2 Va :	$n_{\gamma}/c$	$\gamma$ = verde oliva azzurro		2 Va :	$n_{\gamma}/c$	$\gamma$ = verde oliva	
		$\beta$ = verde giallo				$\beta$ = verde oliva giallastro	
86°-90°	18°-20°	$\alpha$ = giallo verdastro		72°-73°	12°-14°	$\alpha$ = verde giallo chiarissimo	
m. t. F.		$\gamma \geq \beta > \alpha$	chiaro	m. t. F.		$\gamma > \beta > \alpha$	

Il quarzo ha semplice funzione interstiziale, mentre la clorite proviene essenzialmente dalla biotite alterata; la titanite figura poi in numerosi granuli ovoidi, includenti chicchi minuscoli di magnetite e leucosseno.

La struttura oscilla fra il tipo grano-lepidoblasta per le varietà scistose, ricche di biotite, a quello grano-nematoblasta, per le varietà massicce, zonate o pieghettate; in tutte persiste una chiara scistosità di cristallizzazione. Nelle prime di plagioclasio sopraffà qualsiasi componente; nelle seconde la prevalenza passa all'anfibolo.

Obliquamente alla scistosità s'infiltrano capillari idrotermali, il cui effetto trasformatore tende al deposito di clorite e titanite a scapito dei componenti colpiti. Le anfiboliti lungo le balze dello zoccolo laterale della Val d'Osogna mostrano un pieghettamento minuto senza la minima deformazione, donde emerge l'origine paracristallina.

In generale in tutta l'estensione delle anfiboliti, ivi comprese le rocce di passaggio, non s'osserva la minima traccia d'influenza cataclastica. La continuità delle anfiboliti massicce (Combra) è interrotta da una vena quarzo-aplitica concordante e della potenza massima di 60 cm. Il microclino e il quarzo vi costituiscono il mosaico fondamentale, a cui partecipa in quantità minori l'oligo-



clasio (20 % An). Lo sgretolamento dei granuli interstiziali, l'adentamento reciproco dei leucocrati e l'estinzione assai ondulosa del quarzo accennano a deformazione paracristallina, data l'incolumità assoluta delle lamine biotitiche.

Sul tetto delle anfiboliti riprende la I attraverso un lieve strato di gneiss biotitici; questa forma la base della parte superiore dell'intercalazione costituita da gneiss caratteristici. Quello sottostante, lenticolare-occhiadino, è infine a grana finissima, giacchè i noduli porfiroidi si rivelano come agglomerati microgranulari di ricristallizzazione totale di quarzo, oligoclasio e microclino. E' una varietà con relativa scarsità di muscovite e con un assetto generale affatto diverso da qualsiasi sottospecie dello gneiss Leventina;

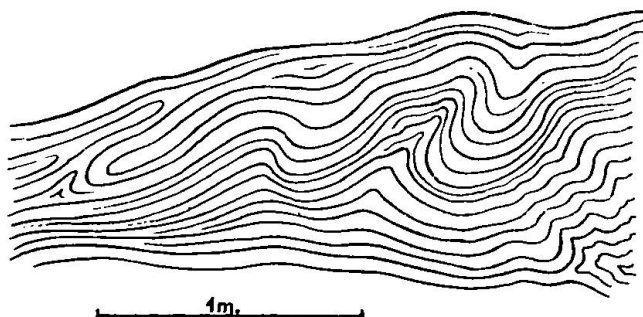


Fig. 11. La tessitura fluidale nella varietà I - II sopra Osogna (versante orientale)

esso si riallaccia più facilmente allo gneiss biotitico-anfibolico susseguente mediante l'uniformità quantitativa del quarzo e del plagioclasio. La basicità intermedia del secondo (42 % An), accoppiata alla persistenza della biotite e dell'anfibolo determina così una tendenza generale quarzo-dioritica, palesatasi anche nella struttura. Infatti la disposizione dei melanocrati non delinea una scistosità tipica ma semplici successioni più o meno irregolari separate dall'intreccio quarzo-plagioclasico. Che si tratti effettivamente d'uno gneiss estraneo già a priori alla massa leventinese si deduce anche dal fatto che vi troviamo incluse lenti voluminose della più schietta varietà porfiroide (III) lungo limiti oltremodo distinti (Monti Combra!).

La varietà I subentra immediatamente sul dorso di tale intercalazione presentando una tessitura scistosa-fluidale con dettagli di pieghettamento della massima plasticità. Essa corrisponde a una chiara deformazione pre- o paracristallina, data l'incolumità assoluta di tutti i componenti; scompare poi lentamente a mano a mano che ci si innalza verso il settore di contatto.

*γ) Differenziati acidi filoniani*

Il settore interno è pervaso da un'ampia rete di tali differenziati, che variano in generale il loro carattere a seconda della posizione rispetto alla roccia incassante. Pertanto, senza decidere a priori, la concordanza o la discordanza dà un primo orientamento, il quale vien modificato in base alla composizione mineralogica.

Tale distinzione abbraccia soprattutto le apliti e le pegmatiti, e riflette un importante indice d'ordine cronologico di cui discuteremo più sotto (v. p. 669).

*a) Apliti e vene quarzifere*

Le apliti concordanti risultano sempre rielaborate in guisa da costituire una varietà gneiss-aplitica, la cui potenza corrisponde allo spessore iniziale del filone. Tipi simili incontrammo già alternati in diverse intercalazioni, ma risultano frequenti pure nelle cave di sfruttamento, ad esempio nella transizione fra II e III di Mairano (Cave Sassella). Costi l'intreccio serrato tra quarzo e microclino costituisce un tessuto prettamente granoblasta in cui solo l'uniformità della grana rievoca la struttura panidiomorfa antecedente alla metamorfosi. La scarsità della biotite completa poi il carattere aplitico di queste varietà chiare.

Le apliti discordanti (non prive d'apofisi concordanti!) appaiono fresche, indipendenti e nella loro piena integrità specifica; esse affiorano quasi esclusivamente nella parte più meridionale del settore (Claro-Osogna). La composizione mineralogica subisce spesso il tono della roccia includente pur differenziandosene chiaramente, specie nell'ordine di successione. Così nella varietà II si osserva un'aplite (spessore massimo 30—40 cm.) tagliata da un filone pegmatitico discordante (imbocco della 1<sup>a</sup> galleria sopra Cresciano) e qualificata dalla forte preponderanza di quarzo e oligoclasio (25 % An;  $2V = -86^0$  m. t. F.), ambedue intrecciati in un aggregato panallotriomorfo granulare fine. Il decorso meandrico opposto al lieve ondeggiare della tessitura della varietà includente, addita una consanguineità iniziale la quale sorpassa lo spazio che intercede tra la ricristallizzazione e l'infiltrazione filoniana. La struttura originaria appare lievemente granoblasta, per cui si può ammettere un'intrusione poco discosta dalla fase metamorfica.

Altre apliti discordanti e a carattere plagioclasico si riscontrano nelle zone di transizione (I—IV) (cave d'Osogna (S.ta Pietà) e di Lodrino). Anche qui l'aggregato uniforme panallotrio-

morfo mostra accenti grano-poiciloblasti e una chiara prevalenza del plagioclasio intermedio (45 % An) sui leucocrati rimanenti (quarzo e microclino) ridotti ad occupare soltanto gli interstizi. La biotite, (interamente cloritizzata), l'assenza della muscovite e l'abbondanza degli accessori con aggiunte d'epidoto e leucosseno mettono in evidenza il tono dioritico di tali differenziati i quali rappresentano la tendenza più basica di tutta la regione.

Un tipo particolarmente acido è costituito dalle apliti granatifere, infiltratesi alla base dell'intercalazione di Osogna (cfr. p. 485).

La composizione mineralogica è dominata dall'associazione albite-microclino, con percentuali secondarie di quarzo, granato e muscovite ed accessorie d'apatite e zircone. L'idiomorfia individuale è comune a tutti i componenti: l'albite-oligoclasio (5 % An) in geminati nitidissimi, il microclino con graticcio assai esplicito e il quarzo in granuli minuti tondeggianti. La muscovite è sparsa in squame tabulari senza orientamento spiccato, il granato forma grumi lievemente corrosi o arrotondati; la tessitura è lievemente scistosa.

In generale notiamo la scarsità non solo delle apliti ma anche delle vene quarzifere per lo più ridotte a lenti discontinue e di piccole dimensioni; qua e là riempiono le fughe o le diaclasi dei grossi massi della varietà più profonda (II), dimostrandosi nettamente posteriori alla metamorfosi generale.

#### b) Pegmatiti e influssi idrotermali

Le pegmatiti concordanti su vasta scala sono poco frequenti nella zona superiore (Osogna-Biasca) e mancano affatto in quella inferiore (Claro-Osogna). Ovunque si presentano ben distinte rispetto alla roccia includente anche se la loro potenza sia esigua; questa, benchè costante su tutto il percorso osservabile, accenna a diminuire soltanto dopo la diramazione di apofisi esilissime, che tendono a congiungere filoni concordanti omologhi e paralleli. Alcuni esempi possono osservarsi per breve tratto nelle cave di Iragna (Sassella) e di Biasca (Stazione); sono d'uno spessore costante non superiore a 30 cm. e risultano assai affini nella distribuzione dei medesimi componenti, distinguendosi tuttavia nel grado di rielaborazione metamorfa o per la presenza di granato (Biasca).

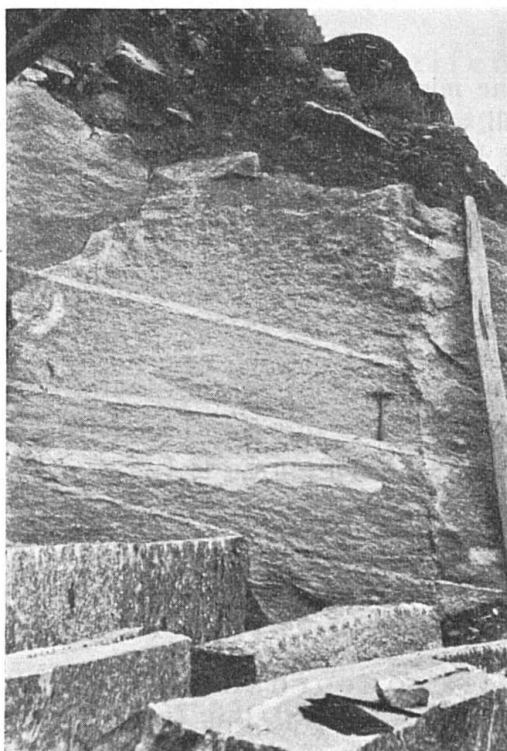
La composizione mineralogica abbraccia:

Comp. principali: feldispato alcalino, quarzo,

„ secondari: albite-oligoclasio, muscovite, (granato), (biotite), (clorite),

„ accessori: apatite, zircone.

Il feldispato alcalino costituisce alcuni individui grossolani che si distaccano dalla grossezza ordinaria degli altri grani. A contorni frastagliati, intriso di lamelle pertitiche, è solcato da cordoni microgranulari di quarzo e microclino (con graticcio limpido; talora presenta nitide tracce di sfaldatura con l'estinzione  $n_a/(010) = 15^\circ$ , che assieme a  $2V_a = 80^\circ$  (m. t. F.) conferma la specie microclino. Il quarzo figura sempre in granuli medi, contorti e deformati, con estinzione a zone concentriche a strisce parallele  $\perp n_a$ . L'albite oligoclasio (10 % An,  $2V = +80^\circ$  m. t. F.) abbonda in geminati freschi, freschi, spesso microimpilati col microclino. Il granato si sviluppa nei centri più grossolani con cristalli isolati solcati da diverse cicatrici rinsaldate da



Fot. 8. Esili filoni pegmatitici concordanti con il verso di scistosità della varietà porfiroide III. (Filoni autogeni premetamorfici, cfr. pag. 669.) Biasca (Val Blenio) ultima cava, ai piedi del Sasso di Pollegio (Fot. L. Casasopra, Lugano)

clorite; ambedue le miche sono poi idioblaste e fresche. La struttura pegmatitica grossolana iniziale appare alquanto modificata sia dalla ricristallizzazione che plasmò l'aggregato secondo una chiara scistosità, sia dall'azione cataclastica più o meno paracristallina che riflette l'influenza deformativa esterna.

In tutte le pegmatiti concordanti è tipica l'assenza assoluta di minerali propri di tale stadio di differenziazione, come pure l'aspetto esteriore lenticolare scistoso, raramente grossolano.

Le pegmatiti discordanti risaltano facilmente sia per la potenza maggiore che per l'irregolarità dell'infiltrazione e del de-

corso generale. L'abbondanza delle ramificazioni apofisiche rievoca la freschezza dello stato originario e si associa all'apporto di minerali filoniani caratteristici nel confermare l'esistenza di una fase pegmatitica indipendente dalla metamorfosi e in pieno e brillante sviluppo.

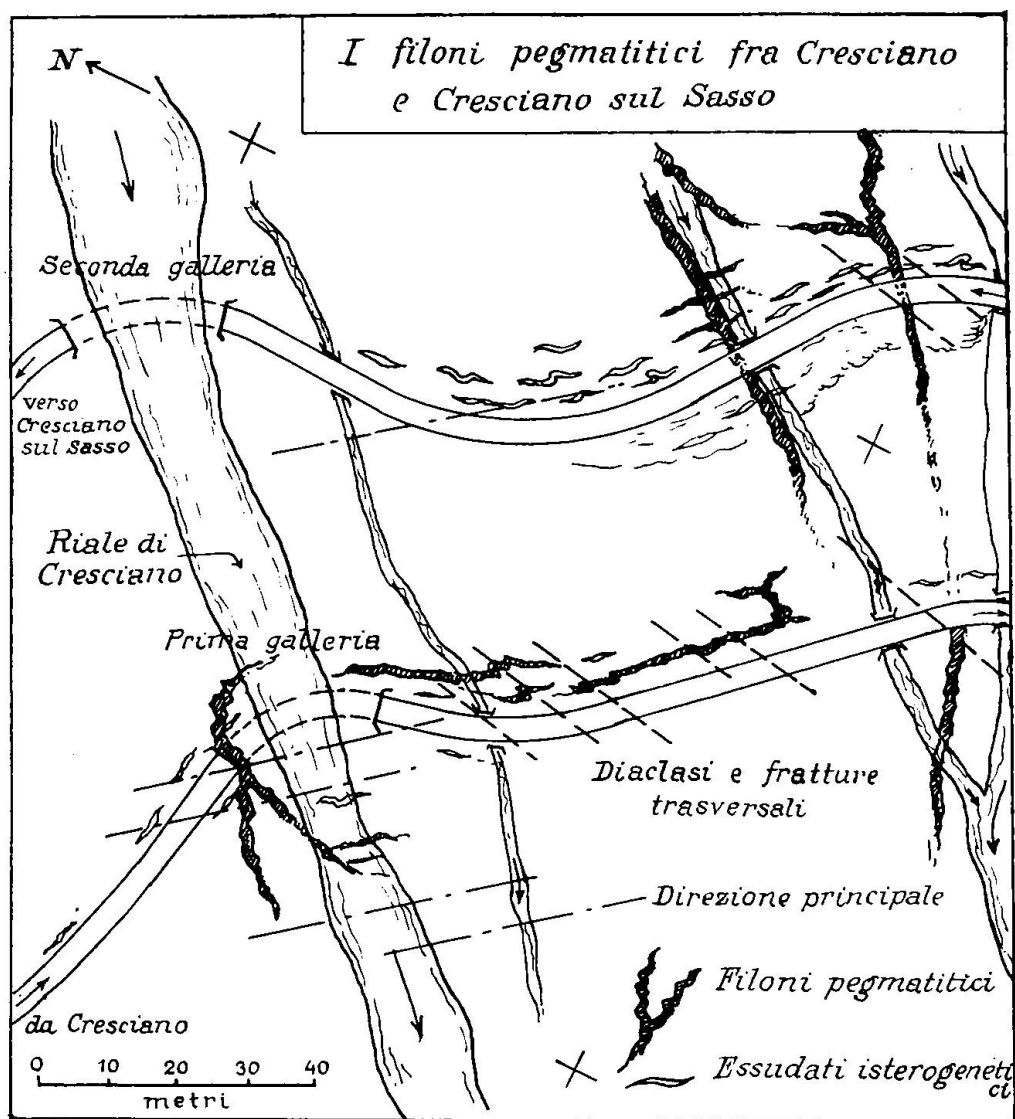


Fig. 12. Situazione degli affioramenti filoniani recenti (secondo la planimetria gentilmente concessa dal geom. F. Tosi, Massagno-Lugano)

Questo trovasi localizzato nella metà inferiore della Riviera, cioè nel settore Claro-Osogna-Lodrino-Preonzo, e vi affiora con esemplari smaglianti; ciò però non esclude apparizioni locali nelle valli trasversali e di cui faremo cenno più sotto (v. p. 540). Affioramenti sicuri si riconoscono ovunque, quasi in ogni cava della bassa Riviera; tuttavia essi vengono sottratti dalle necessità economiche d'abbattimento

e perciò scompaiono ben presto. Il tracciato d'una recente strada agricola sopra Cresciano portò alla luce alcuni filoni, esemplari sotto ogni punto di vista, rivelando non solo la piena efficienza del fenomeno in sè, ma anche altri rapporti inattesi, sibbene preziosi per la interpretazione genetica.

Caratteristica fondamentale di tutti i giacimenti filoniani di tale specie è l'unità intrinseca della costituzione mineralogica, basata sulla preponderanza del feldispato alcalino, il quale predomina già esteriormente con grossolanità spiccata.

Comp. principali: feldispato alcalino, quarzo, muscovite,

„ secondari: berillo <sup>15)</sup>, granato, tormalina,

„ accessori: tapiolite <sup>15)</sup>, apatite, zircone, rutilo, zeoliti.

Il feldispato alcalino forma individui voluminosi (sino a 10 cm lungo l'asse c e 5 cm lungo b) d'aspetto bianchiccio-latteo e con ottima sfaldatura pinacoidale. Le facce cristalline ben definite rispondono alla seguente combinazione di forme: {001}, {110}, { $\bar{1}$ 11}, {130}, { $\bar{2}$ 01} e appaiono spesso tappezzate da numerose foglioline di sericite argentea. Al microscopio si presenta con una geminazione finissima impercettibile passante a graticcio assai minuto che fa capolino tra le lamelle pertitiche, sparse ovunque in un sistema di capillari sottili (vedi microfotografia N° 3, tav. I\*).

In certi individui la miscela pertitica assume robuste forme lenticolari più o meno chiazzate, svolazzanti come vivide fiamme, in cui si manifestano distintamente poligeminati d'albite (2% An,  $2V = \frac{1}{2} 78^\circ$ , [Albite], m. t. F.). L'omogenità degli esemplari privi di simili lamelle si rispecchia indubbia nel valore dell'angolo assiale:

$$\left. \begin{array}{ll} \text{Cresciano:} & \text{feldispato alcalino, senza per-} \\ & \text{tite e senza graticcio} \\ \text{Claro:} & \text{feldispato alcalino con pertite} \\ & \text{laminare, e graticcio} \end{array} \right\} \begin{array}{l} 2V_a = 80^\circ \\ 2V_a = 60^\circ \end{array} \quad \left. \vphantom{\begin{array}{l} 2V_a = 80^\circ \\ 2V_a = 60^\circ \end{array}} \right\} \text{(m. t. F.)}$$

Osserviamo inoltre come la riduzione di  $2V_a$  generi altresì uno lieve spostamento dell'indicatrice ottica rispetto alla simmetria, cosicchè le sfaldature basali risultano nel diagramma stereografico più vicine a  $n_\beta$  anzichè ad  $n_a$ .

Tali lamelle pertitiche costituiscono un sistema a sè, indipendente da ogni legame di geminazione, in quanto ne solcano indisturbate qualsiasi traccia di piani; la loro omogenità ed unità si rispecchia poi nell'orientamento comune di tutte le lamelle, peraltro ben lungi dall'avere un'estinzione simultanea col feldispato includente. L'uniformità è rotta soltanto da eventuali concrescimenti eutettici col quarzo, a carattere micropegmatitico.

<sup>15)</sup> La descrizione di questi minerali pegmatitici fu già oggetto di pubblicazioni separate. Vedi

C. TADDEI: Notizie mineralogiche ticinesi: berillo e prenite di Cresciano.

S. CASASOPRA: La presenza della tapiolite nelle pegmatiti di Cresciano (Riviera), Ticino.

Ambedue apparse nel Bollettino Svizz. di Min. e Petr., Vol. XVIII, (pag. 437—440 e p. 441—450), Zurigo 1938.



Talora si osservano numerose tracce capillari di frattura interna dovuta indubbiamente a deformazioni paracristalline. Ad esse s'associa una sericitizzazione minuta, data da una serie continua di strisce puntiformi (microliti finissimi), talvolta sì parallele da simulare una geminazione polisintetica assai superficiale (reticolo di alterazione).



Fig. 13. Esempio tipico di un filone pegmatitico affatto discordante (e post-metamorfo!) con nucleo centrale di quarzo idrotermale (fase conclusiva dell'iniezione). Tratto superiore della strada fra Cresciano e Cresciano sul Sasso

Un recente saggio chimico del Sig. Prof. J. JAKOB dimostra inoltre il rapporto normale degli alcali:

$$K_2O = 13,29 \%$$

$$Na_2O = 2,63 \%$$

onde evade a sufficienza il carattere potassico di questi differenziati pegmatitici discordanti.

Il q u a r z o costituisce spesso lenti di piccole dimensioni, d'aspetto vitreo, in cui s'annidano i migliori esemplari di berillo e granato, di tormalina e tapiolite. Nella parte superiore dei filoni, dove s'allargano le ramificazioni secondarie (p. es. nel tratto superiore della strada di Cresciano) esso forma il nucleo centrale del filone e delle apofisi, dimostrandosi come una netta fase

di secrezione idrotermale quale chiusura dell'iniezione; in tal caso appare in masse grossolane biancastre, latte e torbide e d'estrema coesione.

Oltre a questi aggregati omogenei e tipici, il quarzo s'interpone tra i feldspati con individui minuti e senomorfi, chiaramente deformati durante la cristallizzazione (forte ondulosità d'estinzione).

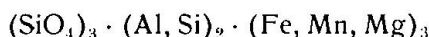
La muscovite si presenta tanto in lame sottili e isolate, quanto in cristalli tabulari dello spessore di oltre 2 cm. I contorni pseudo-esagonali sono rari, per lo più appaiono limiti irregolari con sfibramento e desquamazione locale; il colore normale e la lucentezza vivida testimoniano una freschezza assoluta.

Il granato figura raramente isolato in cristalli indipendenti costituisce bensì aggregati tondeggianti di perfetto concrescimento eutettico colla silice vitrea. I singoli chicchi sono rosso-bruni lucidi e trasparenti, tuttavia privi di qualsiasi forma cristallina. Gli scarsi esemplari isolati, della grossezza massima di 2 cm presentano come forma preponderante, quasi assoluta, l'icositetraedro  $n\{211\}$ ; altre forme caratteristiche appaiono soltanto in cristallini minutissimi dispersi nelle parti granulari uniformi (salbande). I primi sono intrisi di venuzze capillari che favorendo l'ossidazione (limonite) produssero il colore brunastro e l'opacità generale, e tolsero ai cristalli la splendore iniziale. I secondi invece sono d'una freschezza e d'una lucidità sorprendente e brillano nonostante l'estrema piccolezza delle loro faccette.

L'analisi chimica di un cristallo abbronzato venne eseguita dal Sig. Prof. J. JAKOB coll'esito seguente:

SiO <sub>2</sub>	39,52 %	(65,80)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,78	(18,42)
FeO	27,42	(38,17)
MnO	9,66	(13,62)
MgO	3,27	(8,11)
H <sub>2</sub> O +	2,46	(13,66)
H <sub>2</sub> O -	0,00	
	100,11	

Il saggio per CaO e TiO<sub>2</sub> fu negativo; si notò per contro una sostituzione reciproca fra Si ed Al secondo il rapporto quantitativo della formula



Osserviamo infine come il rapporto degli ossidi di magnesio, manganese e ferro corrisponda quasi esattamente a 1:3:9 attestando una miscela manganesifera d'almandino. Infatti dai valori molecolari calcoliamo

almandino	64,0 % (Mol.)
spessartina	22,8 % „
piropo	13,2 % „

Il berillo costituisce colonnette esagonali (dimensioni massime, asse c: 10 cm; diametro 2,5 cm) con splendore resinoso, subtraslucido e con finissime striature verticali parallele all'asse senario<sup>16)</sup>. Il colore azzurrognolo con accenti

<sup>16)</sup> Vedansi i bei esemplari raccolti dal Sig. C. TADDEI per le collezioni mineralogiche del Politecnico Federale di Zurigo e per il Liceo Cantonale di Lugano.

più o meno biancastri passa facilmente al pallido azzurro-ciolo con tono verde mare, mentre la frattura irregolare talora concoide manifesta riflessi madreperlacei. Sono assai caratteristici i cristalli suddivisi in più segmenti prismatici sovrapposti regolarmente, oppure quelli curvati, inflessi o dislocati secondo piani irrazionali; ovunque le singole parti sono ricementate da quarzo minutissimo che segna la linea di frattura. La simultaneità di tali deformazioni colla cristallizzazione è evidente.



Fot. 9. Apofisi di un filone pegmatitico discordante e intersecante le onde fluidali di tessitura, nonchè un'essudato (dal centro a sinistra). Nel mezzo dell'arteria filoniana la continuità prevalente del quarzo (più o meno ialino, spesso bianco lattiginoso) attesta l'estinguersi dell'iniezione con una fase chiaramente idrotermale

Cresciano-Cresciano sul Sasso, trincea lungo il tronco superiore della nuova strada agricola, prima della seconda galleria.

(Fot. dott. F. de Quervain, Zurigo)

L'abito slanciato è determinato dalla forma a  $\{10\bar{1}0\}$ , raramente in combinazione col prisma diesagonale i  $\{21\bar{3}0\}$ ; il pinacoide basale  $c$  termina qua e là qualche cristallo. La sfaldatura prismatico è perfetta, grazie ad essa potremmo

facilmente ottenere un diedro orientato che permise la determinazione dei seguenti indici di rifrazione (valori medi):

$$\left. \begin{array}{l} \omega_D = 1,5792 \\ \varepsilon_D = 1,5704 \end{array} \right\} \omega_D - \varepsilon_D = \Delta_D = 0,0087$$

Il dicroismo è assai debole e oscilla tra un verde lattiginoso ( $\gamma$ ) e un turchino pallidissimo quasi incolore ( $\alpha$ ) ( $\gamma > \alpha$ ). La composizione chimica fu già discussa in altro luogo dal sig. prof. J. JAKOB (36, p. 607); riproduciamo tuttavia l'analisi onde completare le caratteristiche di questo minerale.

Berillo (Acquamarina) di Cresciano (Anal. J. JAKOB)

SiO <sub>2</sub>	64,99	(108,21)
TiO <sub>2</sub>	0,00	(0,00)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,77	(17,43)
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,97	(0,61)
MnO	0,00	(0,00)
MgO	0,31	(0,77)
BeO	12,89	(51,52)
CaO	0,16	(0,29)
Na <sub>2</sub> O	1,08	(1,74)
K <sub>2</sub> O	0,29	(0,31)
H <sub>2</sub> O +	1,62	(8,99)
H <sub>2</sub> O -	0,00	
	<u>100,08</u>	

Formula: 12 SiO<sub>2</sub> · 2 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> · 6 BeO · 1 H<sub>2</sub>O. Densità: 2,685.

Riportando questi dati ottici in funzione del tenore alcalino e della densità nel diagramma di A. N. WINCHELL (126, p. 213) notiamo una concordanza buona colle curve di rifrazione e birifrazione, e una lieve dispersione rispetto alla curva della densità, la quale peraltro potrebbe facilmente subire uno spostamento in nostro favore tenendo conto nello stesso tempo di altri esemplari con maggior deviazione.

La forma ha in mozzoni neri, robusti ma privi di facce caratteristiche fuorchè dei prismi fortemente striati. Il dicroismo è assai intenso nelle schegge con sfaldatura parallela all'asse ternario:

in schegge trasparenti		in schegge sottilissime
bruno sepia sbiadito	= $\alpha$	= incolore, neutro pallidissimo
nero cupo intenso	= $\gamma$	= bruno nerastro

Gli indici di rifrazione

$$\omega_D = 1,6575; \quad \varepsilon_D = 1,6315; \quad \omega_D - \varepsilon_D = \Delta_D = 0,0260$$

e il dicroismo additano un termine intermedio fra la schorlite e la dravite [Cfr. diagrammi di A. N. WINCHELL (126, p. 303)].

Per quanto riguarda la tapiolite rimandiamo alla pubblicazione testè citata (p. 492); le zeoliti appaiono poi con bei cristalli solo alle estremità delle apofisi secondarie per lo più a carattere idrotermale, onde le abbracciamo coi minerali e fessura (vedi p. 593).

Per l'apatite, il zircone e il rutilo constatiamo una distribuzione irregolare, a funzione interstiziale; tuttavia, secondo le ricerche personali del sig. C. TADDEI, non è esclusa la presenza di qualche cristallino isolato d'apatite.

Le salbande di tali filoni si presentano con granulosità uniforme e regolare; figurano scarsamente ma in modo esplicito. Un esemplare che fiancheggia il filone all'imbocco della prima galleria risultò composto di:

Comp. principali: quarzo, albite-oligoclasio,  
 „ secondari: muscovite, biotite, granato,  
 „ accessori: apatite, zircone (clorite, rutilo).

L'intreccio affatto irregolare rispecchia una struttura grano-pegmatitica assai specificata. I geminati polisintetici d'albite-oligoclasio con acidità tipica (14 % An) portano tracce di deformazioni paracristallina (flessioni e flessure simultanee delle lamelle) oppure di profonda sericitizzazione locale in contrasto colla freschezza generale della roccia. Il quarzo forma individui senomorfi con forte ondulosità d'estinzione, che prevalgono quanti-

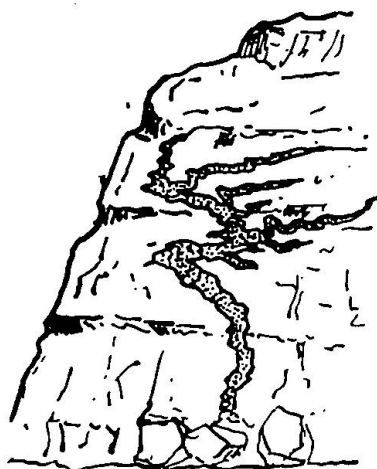


Fig. 14. L'intrusione filoniana recente e discordante osservata sullo sperone di una cava di Lodrino-Vergio (Dindo). L'abbondante ramificazione del fronte iniettante si disperde con una rete di capillari idrotermali

tativamente. Ambedue le miche sono ben dispiegate in lame e squame robuste con lieve alterazione periferica, ma sempre intatte e prive di deformazioni postcristalline. Il granato scarseggia in granuli minuti, ma freschi e idiomorfi. La tessitura è massiccia.

Analoghi a queste salbande risultano pure alcuni filoncelli di minore importanza, affioranti nelle cave di Claro e di Cresciano. L'acidità caratteristica dell'albite-oligoclasio (11% An, determinata col metodo della dispersione di S. Tsuboi, data l'esilità straordinaria dei poligeminati) li distingue nettamente dal regime caratteristico a feldispato alcalino; però il fatto di ritrovarli sempre in uno stadio più o meno avanzato d'alterazione pneumatolitica-idrotermale lascia ammettere che si tratti di derivati originariamente identici a quelli sopra descritti. Infatti non mancano filoncelli simili con una composizione intermedia nel senso d'una partecipazione adeguata del ter-

mine feldispato-alcalino, la quale diminuisce poi in proporzione diretta coll'influenza pneumatolitica-idrotermale. Avviene così d'osservare la trasformazione progressiva di un filone normale nel momento in cui due masse granulari della stessa composizione elementare si contrappongono pel grado di trasformazione, la quale ne modifica gradualmente le unità. Altre volte rinveniamo parti estremali di filoni trasformati in pieno, e composti da una massa granulare in preda a completo disfacimento. Sono caratteristici per questi stadi le neoformazioni di clorite vermicolare, date da innumerevoli fogliette pseudoesagonali infitte nei feldispati; quelle di titanite in granelli senomorfi e depositati in seno alle miche; l'albitizza-

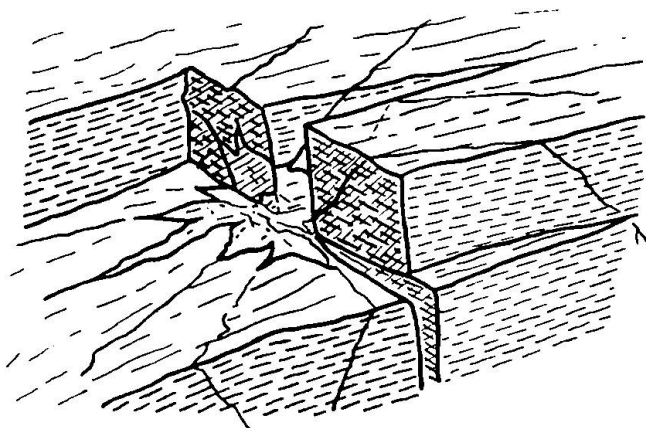


Fig. 15. Nucleo pegmatitico-pneumatolitico penetrato lungo diaclasi antecedenti e accompagnato da abbondante irradiazione di capillari idrotermali. Lodrino, cava Donati (Vergio)

zione (sino a 8 % An, [m.t.F.]) e la susseguente caolinizzazione dei feldispati, e infine la sericitizzazione e la cloritizzazione delle miche. Tali influssi idrotermali rappresentano le formazioni tipiche dell'ultimo stadio d'iniezione pegmatitica, costituendo talora le fessure d'incrostazione; ma di ciò a più tardi (vedi p. 671).

Insomma, in questa zona inferiore della Riviera, l'infiltrazione filoniana si presenta con tutto lo sfarzo del suo brillante seguito.

Un altro nucleo importante dello sviluppo pegmatitico affiora lungo lo zoccolo vallivo a sud di Lodrino (cave Dindo-Donati). Invero non più coll'abbondanza e col fascino del centro Claro-Cresciano, ma con una rappresentazione chiara ed univoca dei rapporti d'infiltrazione nella roccia includente. E ciò mediante una fase idrotermale più spiccata e più distinta, il cui affioramento nel culmine superiore dell'iniezione filoniana offre uno sguardo su tutta l'irradiazione periferica.



I filoni pegmatitici in sè appaiono analoghi ai precedenti, tuttavia meno ricchi di muscovite; gli altri minerali caratteristici (berillo, granato, tormalina, ecc. . . .) mancano poi affatto. Per contro notiamo una tendenza verde-sericea nella muscovite, la quale potrebbe esprimere una diversità intrinseca; anche la presenza della biotite a completa sostituzione della muscovite, accenna a divergenze nell'equilibrio iniziale, se non più oltre anche nell'ordine cronologico di successione.

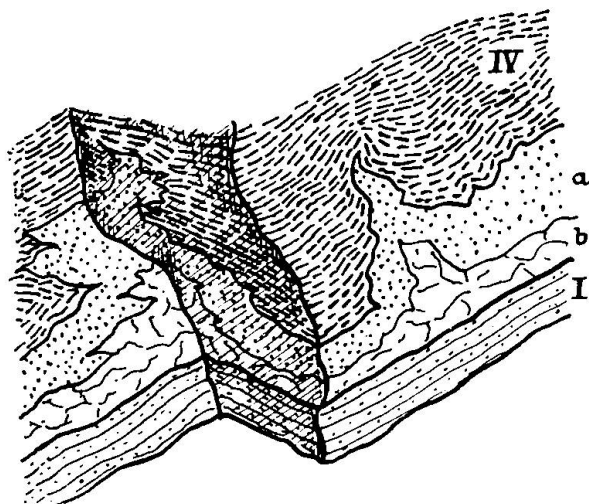


Fig. 16. L'avanzamento del fronte pegmatitico superiore lungo un piano di transizione fra I—II e IV (pegmatiti recenti postmetamorfe). Lodrino (Vergio), cava Donati. a = roccia intermedia (IV pegmatitizzata); b = nucleo centrale della pegmatite, costituito da feldispato roseo e quarzo (fase pegmatitica-pneumatolitica)

Assai caratteristiche sono ora le infiltrazioni di feldispato rosa-carneo nella zona superiore delle nicchie d'abbattimento delle cave suddette. Esse avvengono in via primaria attraverso a diaclasi ordinarie della varietà scura IV; ora, a seconda della quantità, la soluzione circolante si concentra sul crocicchio di diverse diaclasi oppure s'avanza ove può, scegliendo naturalmente i piani di tensione tangenziale, di contatto tra le varietà I, II e IV. Nel primo caso s'arresta formando un cumulo deforme di feldispato rosa in contatto diretto colla IV; nel secondo caso l'ammasso feldispatico si diffonde e si disperde lentamente in una roccia intermedia, che si inoltra a sua volta nella varietà IV incassante lungo limiti distinti, sia pur movimentati e con sinuosità apofisiche. Il tutto suscita l'impressione d'una pegmatitizzazione progressiva della roccia colpita, d'una metamorfosi esogena di contatto causata dall'avanzarsi dell'emissario pegmatitico.

Il feldispato roseo in questione è omogeneo, senza tracce di sfaldatura, e senza forme cristallografiche. Risulta fittamente intriso d'inclusi puntiformi, la cui disposizione in lamelle ondegianti simulano un reticolo irregolare di capillari (probabilmente ossidi di ferro); possiede un'estinzione offuscata che si disperde lungo le screpolature, quasi con aumento di luminescenza sui bordi. L'angolo assiale  $2V_{\alpha} = 68^{\circ} - 70^{\circ}$  (m. t. F.) dimostra la specie ortoclasio. Tra un individuo e l'altro notansi granuli senomorfi di quarzo e d'epidoto pistacite (con forte pleocroismo:  $\alpha$  = giallo canarino,  $\gamma$  = giallo verdognolo) ( $\gamma > \alpha$ ).

La roccia intermedia tra il nucleo feldispatico e la varietà scura si distingue per la granulosità irregolare, piuttosto

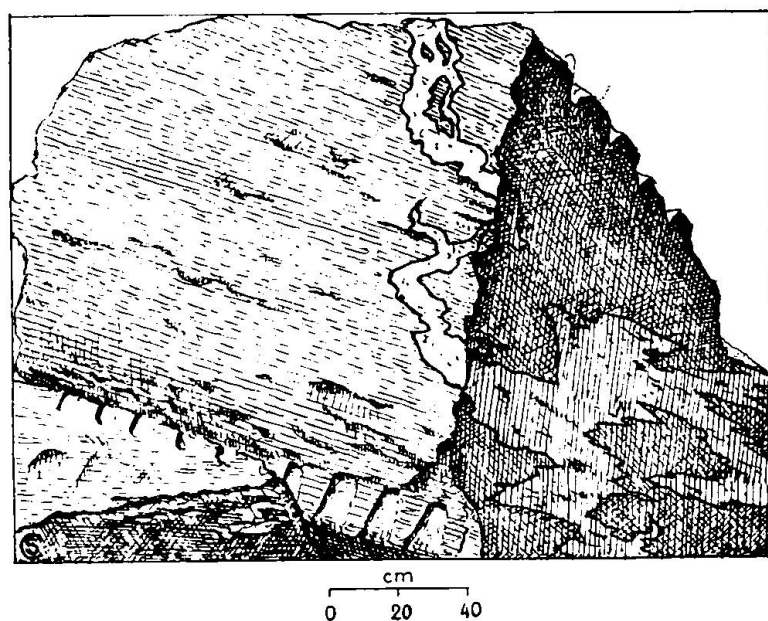


Fig. 17. L'infiltrazione pegmatitica postmetamorfa nella varietà IV con vene irregolari, talora analoghe a „schlieren“. Lodrino (Vergio), cave Dindo (riproduzione di fotografia)

grossolana, per la tessitura fluidale turbolente segnata da squamette nerissime di biotite, per la struttura granoblasta-ipidioromorfa. Al microscopio emerge la preponderanza dell'oligoclasio, con poligeminati grossolani a lamelle finissime, confinanti lungo contorni sinuosi spesso occupati da cumuli microgranulari indeterminabili; verso il microclino (offuscato, con graticcio marginale) l'oligoclasio (25 % An,  $2V = -85^{\circ}$ , [albite] m. t. F.) si ricopre di quarzo mirmecite, mentre le lamine biotitiche, bruno-olivastre, si snodano serpeggiando. La muscovite fa capolino in pagliuzze quasi trascurabili, per contro la titanite è abbastanza frequente come accessorio.

Si tratta così di una roccia a carattere misto, determinata dalla modificazione della varietà IV preesistente sotto l'apporto pegmatitico-idrotermale. Infatti, certe volte s'osserva l'agglomeramento dell'ortoclasio sia in noduli periferici quasi di ristagno iniziale, sia attorno a un nucleo centrale di quarzo puro, bianchiccio ed opaco, di tipo prettamente idrotermale. Altrove questa pasta quarzo-feldispatica si dirama in venette sottilissime, contorte e pieghettate (pieghe ptigmatiche di Sederholm!) senza influire menomamente sulla roccia incassante. L'andamento irreguieto e meandriforme simula talvolta emissari di inclusioni autigene, specie quando non si vegga a un tempo il contatto diretto o la provenienza della roccia intermedia pegmatitizzata.

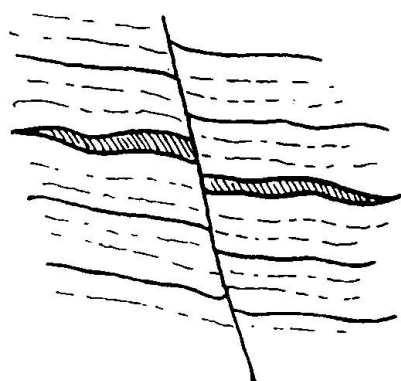


Fig. 18. Frattura locale di una apofisi pegmatitica postmetamorfica (Dislocazione recente). Lodrino (Vergio), cava Donati

Da questi centri d'infiltrazione si irradiano innumerevoli capillari idrotermali, apportatori di clorite e d'epidoto, i quali depositandosi lungo i piani delle diaclasi, li pavesano di minutissimi cristalli verdi pistacchio, adagiati su uno strato leggerissimo di clorite pulverulente.

L'infiltrazione idrotermale non si limita al semplice deposito di tali cristalli, peraltro analoghi a quelli comuni di fessura, ma modifica chiaramente la roccia confinante (IV). L'azione più intensa è simile a una nuova metamorfosi parziale, giacchè abbraccia tutti i componenti. Il plagioclasio è pienamente albitizzato e sericitizzato e si intarsia col quarzo lungo sinuosità profonde e contorte; la biotite è cloritizzata totalmente (pennina) e così pure l'anfibolo. Quest'ultimi conservando più o meno l'idioblastia iniziale sono occupati da nuclei d'epidoto pistacite ma non figurano punto rimossi dalla disposizione assunta durante la meso-metamorfosi (scistosità di

cristallizzazione inalterata!), donde evade limpidamente l'antecedenza di questa. In generale predominano forme di corrosione reciproca assai profonda, specialmente tra il quarzo e la biotite e i minerali d'apporto idrotermale (epidoto, titanite, clorite). Il quarzo di nuovo avvento si distingue facilmente dai granuli precedenti per la freschezza e l'integrità, per i contorni rigonfi e sinuosi in cui penetrano i neominerali d'epidoto.

Posteriori a tutta quest'alterazione si introducono ancora venuzze esilissime costituite da granuli minutissimi d'epidoto, clorite, titanite e quarzo. Altre volte la fase idrotermale genera neo-secrezioni di clorite sferolitica-vermicolare, intrise da lenticelle cuneiformi di titanite o da chiazze senoblaste di calcite; quest'ultime si sviluppano poi in abbondanza con individui frastagliati e geminati.

Negli stadi periferici l'alterazione si riduce essenzialmente alla cloritizzazione della biotite, lasciando immutata l'acidità del plagioclasio. Tutta questa rielaborazione interna non modifica punto l'assetto del metamorfismo mesozonale; impoverisce soltanto la roccia nella sua coesione iniziale, presentandola esteriormente come uno gneiss biotitico abbastanza friabile.

A conclusione di tutti questi fenomeni d'iniezione, rinveniamo ancora le tracce dell'assestamento tettonico più recente, sotto forma di dislocazioni locali (v. fig. 18).

#### *δ) Essudati isterogenetici*

La presenza di tali essudati è relativamente scarsa e come da prevedersi risulta limitata alla zona inferiore della Riviera.

Gli affioramenti tipici sono nuovamente nelle cave di Claro e di Cresciano, nonchè lungo la stradicciola agricola già citata (v. fig. 12, p. 491); la freschezza generale lascia intravedere chiaramente il rapporto singenetico colla roccia madre. Si tratta per lo più di bianche lenticelle ondegianti (lunghezza 0,50—1,50 m., potenza 1—15 cm.) costituite da un aggregato granulare grossolano e isometrico colla seguente composizione:

Comp. principale: plagioclasio,  
„ secondari: quarzo, biotite, muscovite,  
„ accessori: apatite, zircone (magnetite).

Il plagioclasio ha una preponderanza assoluta e si sviluppa con individui grossolani, addentati a vicenda lungo le lamelle sottilissime della geminazione polisintetica, talvolta anche incrociata. La basicità (determinata col

metodo della dispersione di Tsuboi) varia lievemente secondo la località, ma risulta perfettamente consona a quella della roccia madre (II):

$\left. \begin{array}{l} 27\% \\ 31\% \end{array} \right\} \text{An per gli essudati del tratto } \left\{ \begin{array}{l} \text{superiore} \\ \text{inferiore} \end{array} \right\} \text{ della strada di Cresciano}$

I contorni alquanto frastagliati sono intaccati dai cordoni microgranulari di quarzo oppure da lamine micacee assai minute, alterate e a funzione interstiziale.



Fig. 19. L'inserzione regolare degli essudati isterogenetici (strisce in bianco) nel decorso fluidale della tessitura della varietà II. Affioramento recente lungo la trincea fra Cresciano-Cresciano sul Sasso (foto riprod.)

Il carattere uniforme della struttura granoblasta-pegmatitica qualifica tali essudati come vere e proprie autopegmatiti di mesometamorfismo. La grossezza dei componenti non raggiunge tuttavia la grossolanità e l'irregolarità degli stessi nei filoni pegmatitici; è invece comune ad ambedue le formazioni la tessitura massiccia (v. p. 661).

Un certo aspetto cataclastico (compenetrazione, rintuzzamento, estinzione ondulosa e flessioni nei geminati oligoclasici) sembra un chiaro effetto di deformazione paracristallina, inerente peraltro alla plasticità e alla fluidità tipica del metamorfismo nella roccia includente. L'adattamento costante di tali lenticelle alla tessitura fluidale

della roccia madre e l'identità altresì costante del feldispato essenziale rispecchia nitidamente la consanguineità indissolubile d'ambidue; questa si palesa vivace anche nei „cicli“ di maggior fluidità tessiturale, ove la concordanza si afferma in perfetta armonia.

Infine, il fatto di riscontrare tali essudati solcati e tagliati in pieno dalle apofisi o dagli stessi filoni pegmatitici discordanti testimonia la precedenza assoluta di tali essudati rispetto alla fase pegmatitica postmetamorfa.

## 2. SETTORI DI CONTATTO

### *a) Varietà medie-periferiche e relative intercalazioni*

Le zone di contatto presentano alcune modifiche alle varietà fondamentali (I—II—III) del settore interno e nello stesso tempo segnano lo sviluppo di altre varietà, altresì caratteristiche per tutta la Riviera Inferiore.

A sud della linea Scubiago-Moleno la varietà I si presenta alquanto più scura del solito, ma affatto distinta dalle specie consimili di II; l'abito esterno riflette spostamenti quantitativi interni, nonchè l'influenza delle vene feldispatiche, intercalate con perfetta concordanza alla tessitura parallela. Questo

1a. Gneiss ricco di feldispato alcalino, a doppia mica, con struttura granoblasta e tessitura scistosa parallela

forma la copertura normale della varietà I lungo tutta la superficie della cupola leventinese meridionale. Gli affioramenti migliori si osservano nelle cave di Preonzo e sotto al Monastero di S.ta Maria, ma anche in prossimità del tetto fra Claro e Osogna questa roccia si afferma nitida e distinta quale stadio intermedio verso V.

La sua composizione mineralogica:

Comp. principali: feldispato alcalino, quarzo, plagioclasio,

„ secondari: muscovite, biotite (clorite), (sericite),

„ accessori: apatite, zircone (rutilo), (magnetite),

rivela il netto predominio del feldispato alcalino e del quarzo sul plagioclasio acido.

Tutti i componenti si distinguono per la grossolanità spiccata; s'incastrano e si compenetrano l'uno nell'altro lungo insenature profonde in guisa da raggiungere un alto grado di tenacia. Il feldispato alcalino si manifesta con graticcio esplicito, riducendo ad alcune zone centrali la miscela pertitica; l'influsso di questa sulle proprietà ottiche persiste costante:



- $2 V_a = 80^\circ$ : graticcio periferico distinto; in centro estinzione soffusa e assenza di pertite.
- $2 V_a = 82^\circ$ : riflessi dispersi e intrecciati; senza pertite e senza graticcio.
- $2 V_a = \begin{Bmatrix} a & 61^\circ \\ b & 62^\circ \end{Bmatrix}$ : graticcio irregolare in ogni individuo di geminazione (a, b), pertite centrale comune; piano d'associazione  $\perp$  (010) e  $\parallel$  (010).

Tale feldispato primeggia distinto nelle vene concordanti parallele congeneri; la riduzione delle miche ivi provocata determina la diversità esterna assai spiccata.

Il quarzo costituisce granuli abbastanza allargati, spesso però a carattere interstiziale nonostante la grande quantità e con forte ondulosità.

Il plagioclasio presenta individui ben geminati con basicità analoga a quella di V (13—15 % An;  $2 V = + 82^\circ a + 88^\circ$ , [Albite], m. t. F.); appare talvolta con lieve sericitizzazione o con secrezione mirmechitica. Ambedue le miche costituiscono file parallele e continue e raggiungono uno sviluppo considerevole che detta sia il verso di scistosità sia l'orientamento dei componenti principali. La biotite possiede un intenso pleocroismo bruno-rossigno e tende facilmente a cloritizzarsi. L'apatite è assai copiosa in masse grumose e deformi, di dimensioni insolite e a contorni tondeggianti.

La struttura è tipica granoblasta, pur accennando a sviluppi poiciloblasti locali; la tessitura risulta scistosa parallela, talora lievemente lenticolare. L'analisi planimetrica d'un esemplare diede il seguente risultato (da interpretarsi col dovuto riserbo):

Sezione (a c)  $\perp$  S (N° 447); Grossezza granulare media 1 mm; Lunghezza 276,29 mm; Larghezza 13 mm; Provenienza: Preonzo (cave).

misurato	stimato	componente
24,30	25,0	quarzo
62,90	41,0	feldispato alcalino
	20,0	plagioclasio
12,30	7,0	biotite
	6,0	muscovite
0,50	1,0	accessori

La differenza sostanziale rispetto alla varietà I risiede nell'aumento del feldispato alcalino e del quarzo a scapito del plagioclasio, il quale a sua volta appare con basicità ridotta (13—15 % An).

Esteriormente si delinea una disposizione più regolata delle miche sui piani di scistosità, che preludia l'avvento della varietà V immediatamente susseguente.

Questa assise caratteristica della copertura meridionale dell'intera massa Leventinese è uno

V. Gneiss ricco di feldispato alcalino e d'ambidue le miche, a struttura granoblasta e tessitura parallela assai spiccata<sup>17)</sup>.

Tale roccia ha la medesima composizione di Ia, tuttavia si dis-

<sup>17)</sup> Saggio analizzato N° 475, tavola I (p. 599), N° 2.

tingue per una lieve diminuzione del feldispato alcalino, per la tessitura esattamente parallela e costante. L'aumento del tenore micaceo, specie a favore della biotite, è tipico per la distribuzione regolare sulle superficie di scistosità.

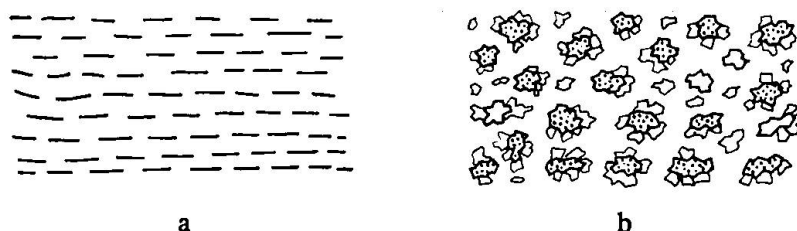


Fig. 20. La disposizione delle squame micacee nella varietà V (Preonzo, cave)

- a) L'ordinamento regolare lungo le sezioni verticali (ac) e (bc) (tessitura parallela, tabulare)  
 b) La distribuzione chiazziata nei piani di scistosità (al centro la biotite, sui fianchi la muscovite)

Il feldispato alcalino assume l'abito consueto poco esplicito e colle solite modifiche in relazione alla miscela pertitica. Sono frequenti i geminati secondo Carlsbad; notiamo altresì alcuni con l'asse di geminazione  $\perp$  (201) e  $2V_a = 60^\circ$  (m. t. F.).

Il quarzo è assai abbondante negli interstizi, con granuli robusti e allungati nel verso dei piani di tensione tangenziale. Il plagioclasio conserva la stessa basicità (13—15 % An) e lo stesso abito; tuttavia la flessione parziale d'alcuni geminati, la forte estinzione ondulante e gli aggregati microgranulari lungo le file micacee additano un influsso cataclastico sincrono alla ricristallizzazione. Le miche possiedono una disposizione particolare in gruppetti isometrici più o meno equidistanti distribuiti come tante chiazze sui piani di scistosità. La biotite prevale nel centro di ciascuno con una o più squame robuste, a contorni frastagliati e circondata d'altre più minute di muscovite; è bruno rossigna, con intenso pleocroismo e tende spesso a cloritizzarsi provocando la neoformazione di rutilo e magnetite.

La struttura è granoblasta grossolana, e annovera diverse grossezze granulari: gli individui maggiori costituiscono letti discontinui passanti a lenti un po' porfiroidi che si coordinano facilmente al parallelismo serrato della tessitura scistosa.

La misurazione planimetrica d'un saggio tipico diede i seguenti rapporti quantitativi, che riaffermano la caratteristica già accennata:

misurato	stimato	componente
23,4	23,4	quarzo
60,5	43,5	feldispato alcalino
	17,0	plagioclasio
16,1	7,0	biotite
	9,0	muscovite
—	0,1	apatite, zirconio

Sezione (bc)  $\perp$  S (N° 475); Grossezza granulare media 1 mm; Lunghezza 372,92 mm; Larghezza 17 mm; Provenienza: Preonzo-S. Giuseppe.

Il passaggio dalla Ia a V è caratterizzato dalla presenza di un banco sottilissimo (10—50 cm) spesso intermittente in lenti strozzate di gneiss biotitico granulare fine, più o meno scistoso e scuro, composto di

Comp. principali: quarzo, plagioclasio-biotite,  
„ secondari: feldispato alcalino, muscovite, (clorite),  
„ accessori: apatite, zircone, (magnetite).

Quest'aggregato uniforme si distingue per la basicità del plagioclasio (28 % An,  $2V = -84^\circ$ , [Manebach-Ala] m.t.F.) alquanto più elevata che nelle varietà incassanti, ma specialmente per la tessitura oltremodo scistosa; la struttura granoblasta non avverte poi alcuna traccia di deformazione postcristallina o d'epimetamorfosi.

La nitidezza dei limiti esterni caratterizza questo banco sottilissimo tanto quanto l'omogeneità intrinseca che resta costante pure a distanza notevole. Ci fu possibile rintracciare pochissimi affioramenti tra Preonzo e Cuore ed uno tra Pianaso e Bergnauri (Lodrino), ma tutti testimoniano una continuità chiarissima lungo il medesimo orizzonte di transizione.

Terminata con ciò la descrizione della varietà caratteristiche dello gneiss Leventina nella sua regione meridionale, restano a vedersi le modifiche e le transizioni delle varietà I, Ia, III e V nel senso longitudinale. L'ampia variazione di tali facies secondarie richiede però una trattazione separata dei due versanti.

#### a) Versante orientale (Val del Molino - Val Blenio)

Alcune tracce della varietà di transizione testè delineata (fra Ia e V) affiorano nella Val del Molino (Claro), poco dopo S. Ambrogio, sia pure con maggior tenore micaceo; più oltre sotto al Monastero di Santa Maria la stessa riprende passando a una tipica intercalazione di contatto.

Questa si compone di un nucleo centrale di diverse cornubianiti solcate da differenziati pegmatitici ad esse concordanti, e avvolto da un manto esterno di paragneiss micacei più o meno idrotermalizzati. Il tutto si dilegua a mano a mano che ci s'innalza e scompare definitivamente ristabilendo il passaggio diretto tra Ia e V.

Sul dorso di Ia, costì abbastanza scistosa, riposano alcuni gneiss micacei a grana fine; seguono poscia gli gneiss biotitici granatiferi, ben più compatti dei precedenti.

Comp. principali: quarzo, biotite, plagioclasio,  
 „ secondari: granato, clorite, sericite,  
 „ accessori: apatite, zirconio, magnetite, leucosseno.

L'associazione di questi elementi si presenta con una ricristallizzazione totale improntata a una tessitura scistosa assai pronunciata.

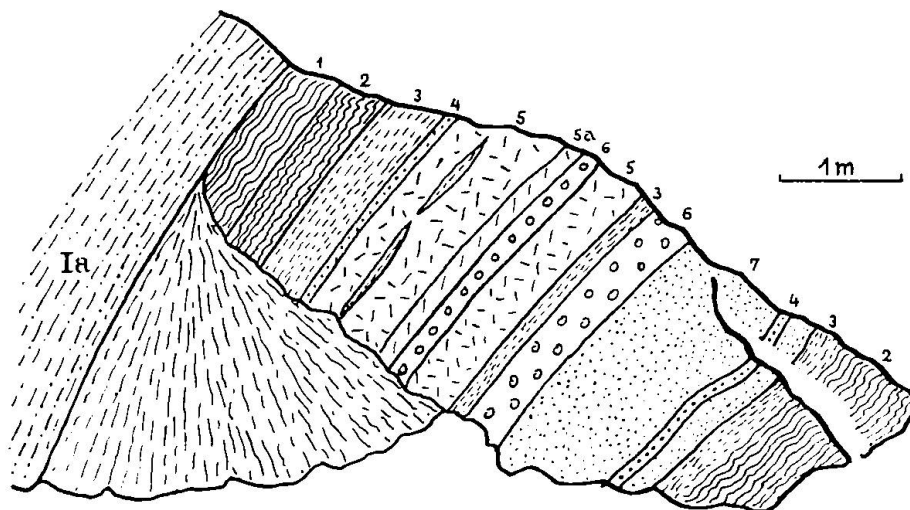


Fig. 21. L'intercalazione di contatto nella Val del Molino (Claro)  
 Rocce affioranti

1. Gneiss micacei a grana fine
2. Gneiss biotitici granatiferi
3. Gneiss biotitici più compatti
4. Vene aplitiche
5. „fels“ sino a scisti plagioclasio-diopsidici, con inserzioni lentiformi di gneiss-micacei
- 5a. „fels“ sino a scisti biotitici-attinolitici
6. Vene pegmatitiche
7. Cornubianti a granato, diopside, vesuviana ecc.(granititi) alternanti con lenti attinoto-plagioclasiche

Il quarzo e la biotite presentano la maggior freschezza, mentre nel plagioclasio e nel granato si rispecchia una profonda corrosione; la biotite ha un intenso pleocroismo bruno-ocra e ospita abbondanti neoformazioni di leucosseno e magnetite.

Il plagioclasio intermedio-basico (52—54% An) forma il sostrato colla massima corrosione ed è ridotto in masse quasi residuali sparse irregolarmente, mentre il granato costituisce piccoli porfiroblasti indipendenti situati nei nuclei biotitici.

Gli gneiss biotitici dell'altro lato di copertura differiscono per il carattere più acido del plagioclasio (42 % An), per il maggior quantitativo di feldispato alcalino accompagnato d'abbondante muscovite. L'aggregato è grano-lepidoblasta con scistosità spiccata, culminante talvolta in pieghettamento locale d'ordine para-

cristallino. L'abbondante secrezione di titanite, la sericitizzazione saltuaria e la cloritizzazione della biotite in penina accennano al forte influsso idrotermale sviluppatosi in altri punti della stessa roccia, dove provoca un'alterazione generale di tutti i componenti (cloritizzazione, sericitizz., albitizz.). Che l'azione idrotermale si sia effettuata dopo la metamorfosi risulta univoco dalla tessitura scistosa conservatasi perfettamente intatta nella disposizione delle miche e del feldispato.

Il nucleo centrale delle cornubianiti è separato dal manto scistoso di copertura bilaterale, mediante esili filoni aplitici parimenti concordanti e composti di:

Comp. principali: feldispato alcalino, plagioclasio (12—14 % An),  
„ secondari: quarzo, (biotite), (clorite),  
„ accessori: apatite, zircone (titanite).

La grossolanità di alcuni feldispati sembra affievolire il carattere aplitico della vena; questo sussiste però in realtà nel tipico aggregato panallotriomorfo-granulare. Non mancano i concrescimenti micropegmatitici e neppure le secrezioni mirmechitiche. Il quarzo ha funzione interstiziale nell'intreccio isometrico dei feldispati, mentre le miche scompaiono come accessori e la tessitura resta massiccia.

I filoni pegmatitici attraversano la massa delle corneane in diverse riprese parallele, con salbande distinte.

Nucleo centrale:	Salbande:
Comp. principali: feldispato alcalino,	feldispato alcalino, quarzo, biotite,
„ secondari: quarzo, (albite),	albite, oligoclasio (13—15 % An),
„ accessori: muscovite.	apatite, zircone.

Nelle salbande persiste una granulosità abbastanza uniforme in cui spiccano le lamette biotitiche e si rilevano accenni sicuri di sollecitazione meccanica con lieve cataclasi interna; nel nucleo centrale si presenta un esempio brillante di struttura grafitica.

Il feldispato alcalino a forte miscela pertitica ospita individui cuneiformi di quarzo, di notevoli dimensioni e con profonde insenature; le lamelle pertitiche sono poi costituite da poligeminati nitidi d'albite-oligoclasio (10 % An,  $2V = +80^\circ$ , [Albite], m. t. F.) e tutti isorientati.

La roccia oltremodo massiccia è separata dalle cornubianiti attigue lungo piccolissime fughe, in cui s'accumulano numerosi cristalli schiacciati di carbonato. E' caratteristica specifica di tali pegmatiti l'assenza assoluta di minerali secondari come granato, berillo, tormalina tanto quanto un legame sensibile coi centri pegmatitici già descritti (cfr. p. 492).

La varietà scistose e corneane sono determinate dalle diverse combinazioni dei silicati prodottisi costì per metamorfosi di contatto; ne derivano pertanto i tipi seguenti:

1. Scisti plagioclasio-diopsidici („fels“ scistose),
2. Scisti attinolitici o attinoto-biotitici („fels“ scistose),
3. Cornubianite a granato-diopside-vesuviana (granatiti),
4. Cornubianite attinoto-plagioclasica.

Gli scisti plagioclasio-diopsidici formano il lembo esterno superiore in contatto coll'aplite e trovansi solcati qua e là da vene finissime di quarzo e diopside o da piccole lenti di paragneiss biotitici. Malgrado la struttura granulare minuta assai pronunciata, la tessitura assume una lieve scistosità, espressa nell'orientamento uniforme dei componenti essenziali e del quarzo.

Comp. principali: plagioclasio, diopside,  
 „ secondari: quarzo, titanite,  
 „ accessori: apatite, zircone.

Il plagioclasio intermedio basico (52 % An,  $2V = \pm 76^\circ$ , [Albite], m. t. F.) è raramente geminato e si impegna di frequente in concrescimento poicilitico col diopside. L'alterazione periferica di quest'ultimo in attinolite più o meno sfibrata colpisce numerosi individui isolati e già senoblasti; altri invece stanno decomponendosi all'interno lungo le tracce di sfaldatura, specie quando trovansi compenetrati al plagioclasio. Il quarzo appare normale, con lieve ondulosità d'estinzione; la titanite abbonda in abito senoblasta raggiungendo talora uno sviluppo cristallografico ben chiaro.

A questa roccia granulosa di passaggio subentrano gli scisti attinolitici con una massa potente alcuni metri; essi vanno arricchendosi di biotite quanto più sono vicino ai filoni pegmatitici centrali oscurando così il tono olivastro iniziale. La forte coesione del loro aggregato e la grossolanità delle acicule anfiboliche li rendono simili a nuclei di vere e proprie „felsen“. La loro composizione è data da:

Comp. principali: attinolite, plagioclasio intermedio,  
 „ secondari: biotite, diopside, quarzo, clorite,  
 „ accessori: titanite, zircone.

L'attinolite ( $2V_a = 78^\circ$ ;  $n_{\gamma/c} = 23^\circ$ ; pleocroismo debole:  $\gamma =$  verde pallidissimo e sbiadito;  $\beta =$  verde pallidissimo giallastro;  $\alpha =$  quasi incolore [m. t. F.]) predomina chiaramente formando un aggregato nematoblasta, nei cui interstizi s'incagliano i granuli tondeggianti di plagioclasio intermedio (43 % An) e gli scarsi residui di quarzo. E' tipica la struttura poiciloblasta per l'associazione fra quarzo, plagioclasio, titanite ed attinolite, spesso frastagliata e sfibrata lungo i fianchi; peraltro anche la biotite appare lacerata e corrosa, con cloritizzazione locale e simultanea alla lieve alterazione del plagioclasio. Le zone periferiche contrassegnate da maggiore quantità di biotite (raggruppata in nuclei lepidoblasti) si distinguono per la grossolanità spiccata dell'attinolite, per la forte sericitizzazione del plagio-



clasio, divenuto già più basico (48 % An) e per l'aumento della titanite. Anche la struttura poeciloblasta si è ritirata a favore d'uno sviluppo individuale più sicuro e deciso, ciò però non esclude gli intrecci complicati nei punti in cui le estremità di diversi individui collidono frantumandosi a vicenda. Ne segue un incurvamento terminale o il disfacimento in fibre aghiformi; malgrado ciò la tessitura è massiccia.

Subito dopo i filoni pegmatitici si allarga la massa centrale delle cornubianiti a granato-diopside-vesuviana, e costituente il blocco più tenace di tutta l'intercalazione. Esse appaiono rossigne e verdastre ora con granulosità uniforme, ora con strisce alternanti di diopside e granato che serpeggiano attorno a chiazze con secrezioni di quarzo, carbonato e granato. Queste immettono poi a druse cosparse di bei cristalli di granato, vesuviana, diopside, zoisite, apatite ecc... e i quali furono già descritti da C. TADDEI (119, p. 58).

La struttura è grano-poeciloblasta e risulta coordinata qua e là da una tessitura lievemente scistosa; la composizione abbraccia:

Comp. principali: granato, diopside, vesuviana,

„ secondari: quarzo, plagioclasio basico, zoisite, carbonato,

„ accessori: titanite, zircone, apatite, clinozoisite.

La distribuzione in agglomerati di due o più componenti è caratteristica per tali rocce. Come accoppiamento preferito troviamo l'intreccio poeciloblasta diopside-vesuviana oppure granato-plagioclasio; segnaliamo poscia le associazioni granato-carbonato, diopside-quarzo, granato e zoisite, per lo più in masserelle zonate. Nella vesuviana si osservano concrescimenti omogenei di diopside a contorni arrotondati e sinuosi; vi partecipano in quantità inferiori il plagioclasio basico (72 % An [m. t. F.]) finemente geminato e avvolto da carbonato, e la zoisite in chicchi ovoidi. Altre volte lo stesso plagioclasio forma un sostrato cosperso d'innomerevoli granuli isolati di granato sempre freschi ed intatti; questi si interpongono allo stesso modo nelle zone di quarzo o carbonato delineando una chiara direzione in seno alla tessitura massiccia. Gli intrecci reciproci si moltiplicano e s'intersecano a vicenda mantenendo sempre freschezza, idioblastia ed uniformità tipiche.

Le cornubianiti di clinozoisite-zoisite, a cui accenna E. STRASSER (117, p. 36) sono piuttosto rare e risultano dall'arricchimento locale di questi ferro-calcio-silicati. Per contro notiamo la presenza d'una cornubianite attinoto-plagioclasica, sita sul margine inferiore delle granatiti centrali verso gli gneiss biotitici sottostanti. Si tratta di chiazze biancastre, solcate da venette oscure estremamente compatte e costituite da:

Comp. principali: plagioclasio intermedio, attinolite,

„ secondari: titanite, quarzo,

„ accessori: apatite, zircone, rutilo, magnetite.

L'aggregato è dominato dai geminati polisintetici del plagioclasio (52 % An,  $2V = +80^\circ$ , [Albite] m. t. F.) legati al quarzo da una struttura poeciloblasta esemplare questa persiste altrettanto fra il quarzo e l'attinolite (come sopra a pleocroismo verde pallido debolissimo). L'associazione dell'attinolite alla titanite dà luogo a letti paralleli che conferiscono un aspetto scistoso-venato.

Tutto il complesso di tale intercalazione è contraddistinto dall'assenza assoluta della minima influenza cataclastica sia para- o post-cristallina, nè interiormente nè esteriormente.

Sorpassata la massa degli gneiss biotitici in parte con forte alterazione idrotermale riprende la varietà V con piena efficienza.

Nel bacino della Val di Censo predominano indisturbati le varietà I e la sino alla quota di circa 1000 m., oltre la quale il limite verso V è contrassegnato da alterazioni successive con letti anfibolici e parascisti, che studiamo a parte (vedi unità di contatto, p. 523).

La variazione dei rapporti quantitativi tra i componenti principali accenna la possibilità d'una transizione diretta da Ia a V. Ad esempio, tra i Monti Maruso e Roredò notiamo uno spostamento sensibile della prevalenza di feldispato alcalino o di plagioclasio acido; nello stesso tempo il pleocroismo della biotite muta da bruno-rosigno-ocra nel primo a bruno-olivastro cupo nel secondo e la basicità del plagioclasio sale da 13—15 a 25 % An. Anche la tessitura esterna e la disposizione chiazzata delle miche concorrono a indicare una transizione esplicita, per quanto non si possa identificare il limite diretto. Questo è sottratto dai detriti di franamento che abbondano ovunque; esso appare più a nord solo nella Val di Censo, implicato tuttavia in abbondanti intercalazioni di contatto.

Tra la Val di Censo e la Val di Cresciano persiste la varietà I con alcune intercalazioni micascistose laminari, perfettamente analoghe a quelle di Mòleno (cfr. p. 481).

Lo gneiss granitico diventa spesso granulare e fine; l'aumento del tenore micaceo favorisce un lieve ondeggiare delle file omogenee, ma in nessun punto s'osserva la minima traccia di deformazione post-cristallina o di fase epizonale. Talora avverte tendenze di facies marginali premetamorfiche e chiaramente più acide. Così lungo la quota 1100—1200 m., a nord del Riale di Cresciano si nota spesso uno gneiss granitico muscovitico, altrettanto granulare e fine e con plagioclasio assai acido (An 5 %;  $2V = -82^\circ$ ) e lievemente sollecitato dopo la ricristallizzazione.

Gli gneiss micacei laminari intercalati in I appaiono nei promontori sovrastanti a Cauri (all'altitudine di circa 1100 m) con una freschezza particolare e mostrando il passaggio repentino dalla roccia includente. Al centro notasi una potente vena quarzifera (circa 80—90 cm.) avvolta da banchi spessi di micascisto (4—5 m.). L'intreccio granulare del quarzo non rivela forti deformazioni, ma una netta e totale ricristallizzazione (contorni finemente dentellati, gros-

sezza media uniforme, estinzione ondulosa moderata). L'aggregato grano-lepidoblasta è plasmato da una tessitura laminare-scistosa assai spiccata; talvolta si delineano alcune pieghe schiacciate dovute a deformazioni paracristalline poichè ovunque regna la massima idioblastia. La presenza di feldispato alcalino coll'estinzione consueta, qua e là con finissime lamelle albitiche simili a tracce di sfaldatura, e di alcuni individui residuali di plagioclasio di basicità difficilmente identificabile (secondo l'estinzione simmetrica circa 20 %) riconnettono tale roccia alle intercalazioni simili di Mòleno (cfr. p. 482).

Un'altra specie caratteristica presenta la seguente composizione:

Comp. principali: quarzo, muscovite, flogopite,

„ secondari: distene, plagioclasio, albite, sericite, sillimanite, feldispato alcalino,

„ accessori: apatite, zircone, leucosseno, granato.

La presenza del distene e della sillimanite, la forte alterazione della muscovite in sericite e l'impronta cataclastica postcristallina assai accentuata (frantumazione del quarzo, sfibbramento delle miche) distinguono a sufficienza questa varietà micascistosa.

Interessante è poi la quantità notevole di albite pura, non geminata polisinteticamente. Essa è morfologicamente identica al quarzo, distinguendosi soltanto nel carattere biassico assai spiccato e nell'estinzione di alcuni geminati semplici<sup>18)</sup>.

Tra Cauri e Sotto Ragnolo Gneiss Lev. assume facies di transizione fra le varietà I—III e II—III. Infatti pur conservando intatto il carattere granuloso ed uniforme, all'interno s'instaura una tessitura lenticolare fine, causata da piccoli porfiroidi di feldispato alcalino e di plagioclasio, attornati da numerosi neocristalli minuti. Nello stesso tempo si nota un aumento degli inclusi di zircone nella biotite bruno-rossigna con vive aureole policroiche.

Tali tendenze si affermano esplicite sui poggi di Sotto-Ragno e in tutta la Val di Cresciano, il cui fondovalle pianeggiante offre uno sguardo sicuro sul tetto della massa leventinese. I passaggi repentini tra I e III si susseguono frequenti mentre la tessitura scistoso-lenticolare avanza di pari passo coll'aumento del feldispato alcalino e del quarzo. I geminati del primo emergono dall'intreccio granoblasta, allineandosi dapprima nel verso di scistosità; hanno poi

<sup>18)</sup> A prima vista una simile distinzione non è immaginabile, ma risulta inoppugnabile dopo un'esame minuzioso coll'aiuto di diaframmi supplementari alla lente di BERTRAND.

gli spigoli corrosi e figurano lievemente sericitizzati. L'inizio d'una lieve influenza epizonale si annuncia quindi colle neoformazioni sporadiche d'epidoto e sericite. Ancora s'intercalano per breve spazio i banchi sottili di II, ultime propaggini dell'elissoide base, ma la varietà III prende ben tosto il sopravvento sino al passaggio ultimo verso l'assive V, quale epidermide di contatto.

Qua e là sui fianchi affiorano intercalazioni micascistose a regime milonitico, mentre lo sviluppo della fase epizonale, sovrapposto chiaramente alla deformazione postcristallina insiste specie sulla III. Prima di raggiungere l'Alpe Ruscada l'immersione orientale si accentua vieppiù; i banchi di V s'assottigliano e declinano verso levante subendo parimenti influssi epizonali.

La prosecuzione longitudinale dei passaggi si affievolisce nella parete sottostante alla Cima di Cioltro e s'estingue quasi negli affioramenti della Val d'Osogna. Dall'imbocco di questa, poco dopo Piano Ponte, sino a Gera, perdura una varietà intermedia, scura e assai tenace. Si tratta d'uno gneiss granitico, assai ricco di quarzo e mica, in cui il feldispato alcalino e il plagioclasio figurano subordinati alla pari in granuli minuti. La deformazione interna s'attesta paracristallina e accompagna sempre la scistosità ben pronunciata. Tale roccia passa a un tipo porfiroide medio, alternante a più riprese coi banchi di I, peraltro già sollecitato in fasi posteriori. La sbarra valliva di Scigno segna quindi la ripresa di III quale copertura ultima. (La varietà V si dilegua lungo il contratto tra le due Valli di Cresciano e d'Osogna). I componenti principali segnano costì una recrudescenza acida della facies marginale; si sviluppa inoltre un'azione cataclastica postcristallina (con abbondante sbrandellamento e sgretolamento granulare) esente però da sintomi epizonali.

La varietà intermedia silicea allo sbocco della Val d'Osogna si protrae in alternazioni continue colle ultime tracce di I lungo la ripida costa del fianco vallivo Osogna-Biasca.

Sopra alla quota di Bonasca-Mottabella essa passa direttamente alla varietà fondamentale III, ospitando forti intercalazioni micacee. Quest'ultima (III) perdura sino al tetto affiorante nella gola selvaggia tra Mont'Albato e Mottone; costì lo gneiss granitico biotitico si distingue per il netto carattere porfiroide della struttura, che mostra chiari accenti di residuo fenocristallino nelle lenti di feldispato alcalino. La forte scistosità di cristallizzazione e l'influenza cataclastica assai spiccata avvertono poi la prossimità del contatto.

Il graticcio del feldispato alcalino figura deformato in un reticolo romboidale, a causa dello scivolamento interno lungo i piani d'associazione, mentre i contorni appaiono frastagliati e ricolmi di tanti piccolissimi chicchi di quarzo arenaceo nitidamente postcristallino. Le miche risultano alterate e maciullate, e qua e là si notano alcune neoformazioni epizonali.

Dalla Valle Scura sino a Biasca la varietà III domina assoluta e coi medesimi caratteri, alternandosi con facies più acide.

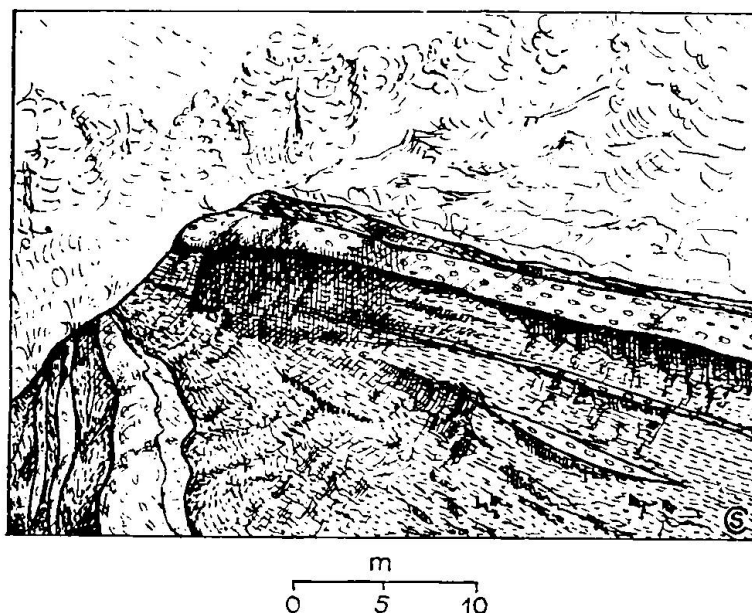


Fig. 22. L'interstratificazione distinta dei banchi di Gn. Lev. var. III (porfiroide) negli gneiss biotitici d'iniezione. Intercalazione periferica di Biasca-Santa Petronilla (foto riproduzione)

Subentrano quindi nuove intercalazioni micascistose, di paragneiss biotitici frammisti a lenti anfibolitiche, a gneiss sericitici-flogopitici più o meno disteniferi, i quali persistono sino all'immersione definitiva della massa leventinese a nord di Biasca <sup>19)</sup>.

Gli gneiss biotitici giacciono in banchi concordanti alla scistosità pronunciata di III (costi a tessitura lenticolare) e costituiscono il sostrato fondamentale di queste intercalazioni periferiche.

<sup>19)</sup> Gli affioramenti si susseguono numerosi su tutte le coste e lungo le balze che solcano il fianco vallivo (Frodalunga), mostrando limiti ben distinti nonostante le forme intrecciate, spesso meandriche del loro decorso fluidale (Santa Petronilla) (vedi fig. 23).

La loro composizione mineralogica:

Comp. principali: quarzo, feldispato, alcalino, biotite,

„ secondari: muscovite, plagioclasio, sericite,

„ accessori: apatite, zircone (magnetite)

rispecchia un'abbondanza tipica di feldispato alcalino e di mica, che aggiunta alla forte scistosità di cristallizzazione dell'intreccio grano-lepidoblasta rende evidente il carattere d'iniezione premetamorfica. Le deformazioni del quarzo e la sericitizzazione del feldispato sono invece paracristalline. Taluni punti non sono privi di ulteriore cataclasi sincrona all'influsso epizonale; quest'ultimo si manifesta di preferenza nelle varietà più ricche di plagioclasio (28—30 % An) che non di feldispato alcalino (microclino).

Le lenti anfibolitiche sono oltremodo compatte e a grana finissima, grazie all'aggregato fitto e serrato dell'anfibolo.

Questi è un termine medio della serie attinolite-ferrotremolite, ( $2V \alpha = 80^\circ$ ;  $n_v/c = 15^\circ$ ;  $\gamma$  = verde giallognolo;  $\beta$  = verde oliva pallido;  $\alpha$  = verde chiarissimo ( $\gamma > \beta > \alpha$ ) e forte dispersione dei colori di interferenza [m. t. F.]) e coadiuvato dalla biotite sviluppa un tessuto nematoblasta assai tenace. Sono inoltre caratteristiche la basicità del plagioclasio (52—55 % An) e l'abbondanza di titanite. La composizione mineralogica abbraccia infatti:

Comp. principali: anfibolo, biotite,

„ secondari: plagioclasio, titanite, quarzo,

„ accessori: apatite, magnetite, zircone.

Gli gneiss a sericite e flogopite, e in parte disteniferi, si distinguono per una scistosità spiccatissima, quasi fogliacea squamosa e per la prevalenza quantitativa di quarzo e muscovite (sericite) in aggregato lepidoblasta. Le lievi deformazioni sparse qua e là sono prettamente paracristalline.

Quali residui indelebili della contaminazione magmatica originaria si manifestano alcune zolle di relitto rinvenute sia nella roccia in posto, sia nei blocchi sciolti delle cave della stazione di Biasca<sup>20)</sup>. In generale distinguiamo:

Inclusi biotitici, inclusi biotitico-anfibolici, lenti di calcefiro. Gli inclusi biotitici appaiono in lenticelle nere (della lunghezza massima di 1 m.) scistose e ondegianti in mezzo alla varietà porfiroide, oppure in nastri svolazzanti analoghi a vene (in posto a Santa Petronilla). Si compongono essenzialmente di:

<sup>20)</sup> Perciò ne trattiamo costì, anzichè nel capitolo precedente.



Comp. principali: biotite,

„ secondari: quarzo, pirite, magnetite, muscovite,

„ accessori: apatite, zirconio.

La biotite bruno-rossastra-rame predomina con un tessuto lepidoblasta nei cui interstizi s'annidano abbondanti il quarzo e gli ossidi di ferro. L'idioblastia perfetta delle lamine biotitiche, peraltro assai pleocroiche, si contrappone allo sviluppo senoblasta di tutti i componenti restanti (esclusa l'apatite e il zirconio); la tessitura è poi oltremodo scistosa.



Fig. 23. L'intreccio marezzato di gneiss biotitici e d'altre intercalazioni micascistose con lo gneiss porfiroide III. Alveo del Riale di Frodalunga nei pressi di Santa Petronilla (Biasca)

Gli inclusi biotitico-anfibolici appaiono come nuclei centrali di maggiori zolle biotitiche, testè accennate. Sono costituiti da un aggregato granulare quasi isometrico, a struttura corneana-poeciloblasta e con tessitura massiccia, nel quale resta invariato il sostrato quarzoso e metallifero interstiziale. La senoblastia di tutti i componenti è generale e attesta una lieve influenza metamorfica; questa figura con la stessa intensità nelle zone esterne dell'involucro biotitico, dove si constata una maggior secrezione di aureole titanitiche attorno alla magnetite (struttura celifitica). L'anfibolo è profondamente corrosivo e mostra una forte dispersione dei colori

d'interferenza. ( $2V\alpha = 80^\circ$ ;  $n_\gamma/c = 19^\circ$ , m. t. F. pleocroismo debole  $\rightarrow$  attinolite).

Le lenti di calcefiro sono assai rare e di piccole dimensioni (lunghezza massima 1 m.) e giacciono comunemente avvolte da un manto scistoso biotitico, che le separa dalla varietà III includente. (cave della stazione di Biasca.) Sui margini prevale un agglomerato siliceo-vitreo frammisto a granato; nel nucleo centrale si sviluppa invece una cornubianite diopsidico-plagioclasio-attinolitica, perfetta-

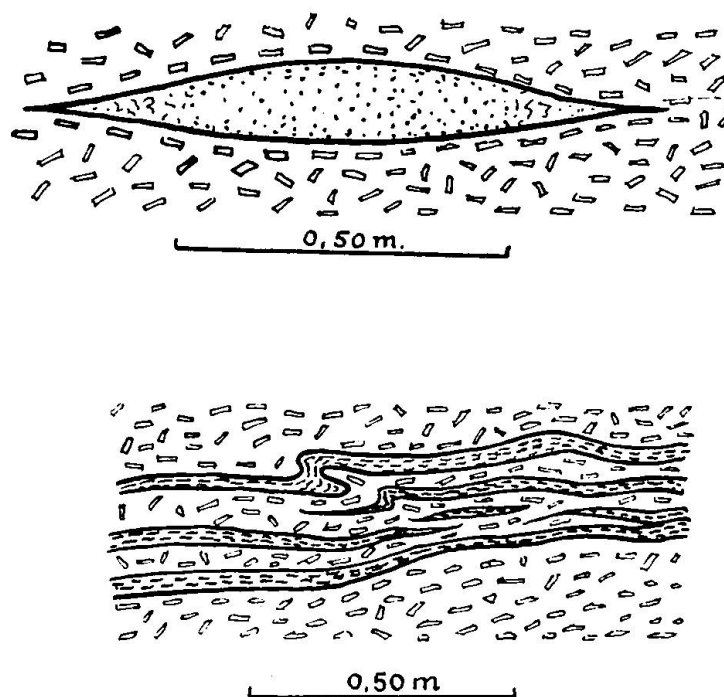


Fig. 24. Alcune zolle di relitto nella varietà porfiroide III. Biasca, cave della stazione. Lente di calcefiro e letti di gneiss biotitici-anfibolici ondegianti nella massa gneiss-granitica

mente analoga a quella dell'intercalazione della Val del Molino (Claro) (cfr. p. 508).

#### b) Versante occidentale (Spineda - Val d'Ambra)

I rapporti di transizione sono costì più regolari e continuati. Le varietà I, Ia e V si sviluppano verso nord colla medesima omogeneità particolare del limite più meridionale, differenziandosi lievemente solo dopo Prosìto-Cresciano (Intercalazione di Condella, cfr. p. 483). Nelle varietà I e Ia lungo il fianco vallivo di Prosìto si denota un aumento sensibile della grossezza granulare, finchè sub-

entra una tessitura lenticolare-porfiroide alternante a brevi tratti con varietà omonime scistoso-laminari.

La prevalenza del feldispato alcalino perdura nonostante il mutamento di tessitura; anzi, qua e là si sviluppa un arricchimento caratteristico di muscovite (Bergnauri). Negli speroni che emergono dai prati delle piccole selle si nota una varietà muscovitica a forte scistosità; la sua struttura si rivela alquanto cataclastica, nonchè intaccata da lieve fase epizonale (sericitizzazione, neosecrezioni). Ne segue come reazione una varietà biotitica altrettanto scistosa dopo cui si ristabiliscono I e la sino alla transizione normale con V (pel tramite dello gneiss biotitico intermedio!, vedi Preonzo, p. 507).

Questa (V) ha subito una forte riduzione della sua potenza (non più di 80 m.) e costituisce l'assise superiore dello gneiss Leventina; in tutto il settore della Val di Lodrino persiste poi con spessore minimo, sempre assottigliandosi, quanto più s'avanza verso occidente. Riavutasi in Piancora, tale varietà (V) diventa scistosa e laminare, e scompare poi definitivamente lungo il fianco vallivo della Riviera prima di raggiungere la Val d'Iragna.

Le specie porfiroidi di I e la si estendono alternando con le varietà tipiche in tutto l'ambito superiore (900—1200 m.) tra le due valli suddette; il loro abito e la loro composizione si modificano gradatamente sì da apparire prettamente fuse nella varietà III all'inizio della Val d'Iragna. Infatti tra Montame e Cauri figura quale elemento di contatto una varietà III assai lenticolare ed oscura con frequenti superficie di scivolamento. I porfiroidi sono allungati nella direzione dei piani di maggior tensione (striati e levigati) e in tutta la roccia si manifesta una forte milonitizzazione (sfacelo delle lamine micacee, cumuli di triturazione ecc...). Tale azione dinamo-cataclastica postcristallina <sup>21)</sup> ha cancellato completamente la granoblastia dei componenti riducendoli a un rimpasto lenticolare. Solo nei punti meno sollecitati riappare il carattere residuale dei porfiroidi, profondamente corrosi e frastagliati.

La zona intermedia (600—900 m.) è caratterizzata da alternazioni continue e rapide di I, II, III solcate a loro volta da venette aplitiche, da nuclei lenticolari di quarzo e feldispato. Alla base predomina la varietà I, al tetto la III, mentre in centro si ripete sovente una varietà oscura e silicea, analoga a quella della Val d'Osogna (cfr. p. 514). Tale zona mista si protrae verso settentrione sino all'inizio

<sup>21)</sup> Vedi l'osservazione a pag. 572.

della bassa Leventina dove si modifica a favore della varietà porfiroide (IIIa). All'inizio, presso Laguna (Lodrino) non mancano intercalazioni di gneiss biotitico-plagioclasici, la cui composizione alquanto anormale non presenta legami diretti colla roccia includente (III). Altre intercalazioni micascistose, ricche di quarzo e feldispato cominciano ad affiorare nella Val d'Iragna, riappaiono sotto a Traversa e quindi sopra Biasca (Caverio). Esse segnano un orizzonte più o meno costante, al di sopra del quale prepondera la varietà porfiroide III.

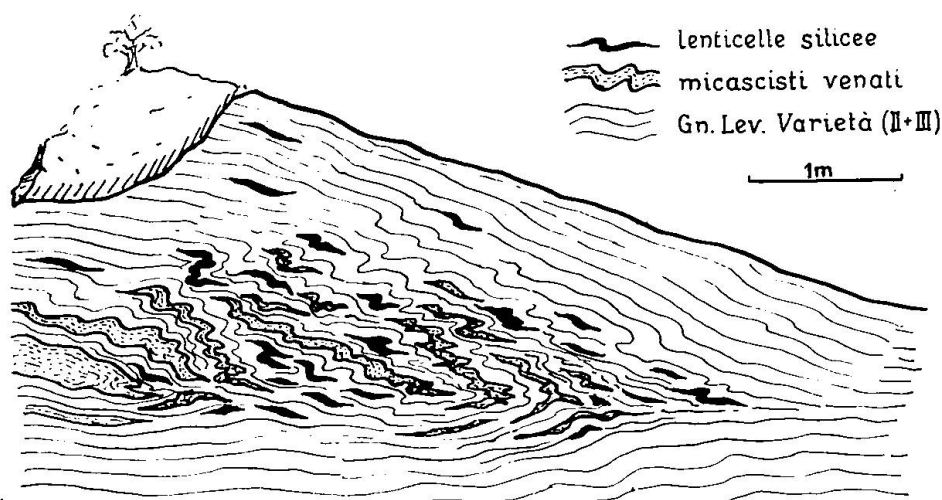


Fig. 25. Le intercalazioni micascistose di Biasca - Caverio nel loro assetto di rinalzo tettonico parametamorfo

L'affioramento della Val d'Iragna <sup>22)</sup> presenta un nucleo roccioso assai ricco di quarzo e muscovite sericea, ma non privo di una forte percentuale di feldispato. La costituzione mineralogica:

Comp. principali: quarzo, albite, muscovite,  
 „ secondari: feldispato alcalino, sericite,  
 „ accessori: apatite, zircone,

la struttura grano-cataclastica e la tessitura lievemente scistosa caratterizzano a sufficienza tale roccia come uno gneiss albitico-muscovitico.

L'aggregato granulare di grossezza media si compone di letti quarzosi alternati da file micacee assai irregolari e da plaghe feldispatiche. Quest'ultime sono formate da poligeminati freschissimi d'albite ( $5\% \text{ An}, 2V = +80^\circ$ , [Albite] m. t. F.), spesso compenetrati a vicenda, ora cosparsi di neoformazioni muscovitiche, ora disturbati da fratture e inflessioni d'ordine cataclastico post-

<sup>22)</sup> Interpretato nella carta geologica delle Alpi ticinesi (N° 116) come lente di „quarzite“.

cristallino. Tale azione si esercita pure sul quarzo riducendolo in cordoni brecciosi interstiziali o frantumandolo in cumuli minuti.

Negli affioramenti di *Traversa* e *Caverio*, intercalati in uno gneiss granitico micaceo (III) il tenore muscovitico predomina decisamente assieme al quarzo; la roccia lenticolare mantiene tuttavia il carattere gneissico mercè il feldispato sodico ( $An\ 5\%$ ,  $2V = -81^\circ$ , [Albite], m. t. F.). Tutti i componenti rispecchiano una ricristallizzazione totale sotto l'influsso d'una compressione paracristallina (ondulosità d'estinzione nel quarzo, incurvamento terminale dei geminati albitici, perfetta idioblastia e incolumità delle miche).

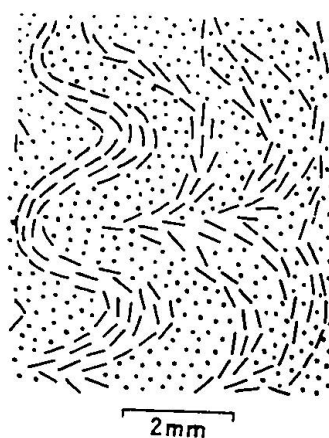


Fig. 26. La disposizione della lamine micacee nei micascisti venati in seguito a pieghettamento para-cristallino. (Gli interstizi punteggiati rappresentano la massa quarzo-feldispatica)

Nei pressi di *Caverio* l'intercalazione assume un aspetto più movimentato in quanto vi si aggiungono lenticelle di silice pura, e micascisti venato d'infiltrazioni feldispatiche; il tutto appare poi con notevole pieghettamento. I micascisti venati sono dati da un intreccio fibbro-fascicolare dell'aggregato quarzo-micaceo, deformato già con pieghettamento microscopico paracristallino. Il feldispato sodico ( $8-10\% An$ ) e quello alcalino figurano in vene granulari frammiste al quarzo e si distinguono per un'abbondante sericitizzazione. L'adattamento loro alle pieghe del tessuto lepidoblasta micaceo addita la simultaneità di ricristallizzazione di ambedue le formazioni; questa poi emerge chiara dall'abbondanza dei grani idioblasti e ben formati d'apatite, nonchè dai componenti secondari (biotite, clinocloro).

L'intercalazione si rinnova più sopra con maggior sviluppo nelle varietà grano-lenticolare a doppia mica (III\*). Questa è assai caratteristica poichè la sua perfetta struttura granoblasta riaf-

ferma la ricristallizzazione totale di tutti i componenti primitivi di III. La tessitura porfiroide-lenticolare risulta soltanto come un puro effetto virtuale di quella premetamorfa (= precristallina) in quanto questi noduli porfiroidi apparentemente omogenei sono tutt'ora costituiti da numerosi granuli eterogenei (quarzo, microclino, mica, plagioclasio), i quali si associano in un solo nucleo che conserva i contorni del fenocristallo antecedente, sia pure più o meno deformi. La composizione mineralogica è identica a quella di III, mostra tuttavia nuovi apporti epizonali; assai caratteristica per la biotite l'assenza d'inclusi con o senza aureola policroica. Questa ricristallizzazione totale risulta però come conseguenza naturale di fenomeni d'iniezione o semplicemente di maggiore attività delle soluzioni circolanti durante il rifacimento interno, comunque svoltisi nell'immediata vicinanza, ed è di carattere prettamente locale (sebbene oltremodo grata per un confronto d'intensità metamorfizzante). Colà<sup>23)</sup> si scorgono apofisi aplitiche coinvolte a gneiss micacei protrarsi con pieghettamento ptigmatico fine ed elegante in esili nastri, terminanti in glandole tipiche. Il carattere aplitico è normale per tali vene d'iniezione manifestandosi sia nel predominio dell'aggregato albite-oligoclasio (10 % An) quarzo, sia nella struttura grano-panidiomorfa. Gli gneiss micacei avvolgono pure una lente di calcefiro (zolla di relitto) che spicca pel colore olivastro-scuro. Si tratta d'una roccia tenacissima, a struttura granulare fine uniforme, a tessitura lievemente scistosa e colla seguente composizione mineralogica:

Comp. principali: epidoto, quarzo,

„ secondari: attinolute, granato, diopside, plagioclasio,

„ accessori: titanite, apatite, pirite, magnetite, leucosseno.

L'epidoto ( $2V_a = 82^\circ - 84^\circ$ , m.t.F. a cui, secondo il diagramma di E. A. DIEHL [15, p. 293], corrisponde circa 17—19 % Mol-Fe, e quindi pistacite) appare sempre senoblasta, privo di sfaldatura, e costituisce assieme al quarzo il substrato fondamentale. Sono frequenti gli intrecci coll'attinolute ( $2V_a = 80^\circ$ ;  $n_{\gamma/c} = 16^\circ$ , m.t.F.) o i concrescimenti pelicitici col plagioclasio basico (62° — 65 % An) spesso con strana corrosione e sbrandellamento marginale. L'attinolute è raramente fresca, e tende per lo più a trasformarsi in biotite; questa figura poi frastagliata e sfibrata, con pleocroismo debole ( $\gamma$  = bruno giallognolo pallido,  $\alpha$  = ocrea chiarissimo quasi incolore); la sua distribuzione affatto locale lascia ammettere una trasformazione totale dell'anfibolo o una sostituzione diretta. Il granato e il

<sup>23)</sup> Nel greto del riale a nord di Caverio, alla quota di 700—800 m., direttamente sopra alle cave di Biasca (vedi fig. 27).



diopside formano numerosi granuli senoblasti, spesso accompagnanti gli accessori. In generale, l'abbondanza specifica dell'epidoto pistacite addita una preponderanza dell'elemento marnoso-dolomitico nella zolla sedimentaria primitiva.

Il complesso di tali fenomeni si ripete ancora in altri punti superiori sempre in seno alla stessa varietà III, la quale riprende lentamente il suo abito comune arricchendosi di biotite nerissima. Infatti, tutto il fianco vallivo superiore (900—1200 m.) tra Iragna e Biasca (Pozzo) è costituito da uno gneiss granitico biotitico, con porfiroidi lenticolari allungati e assai grossolani. Il feldispato alcalino (colla solita estinzione soffusa,  $2V_{\alpha} = 82^{\circ}$  m. t. F. per-

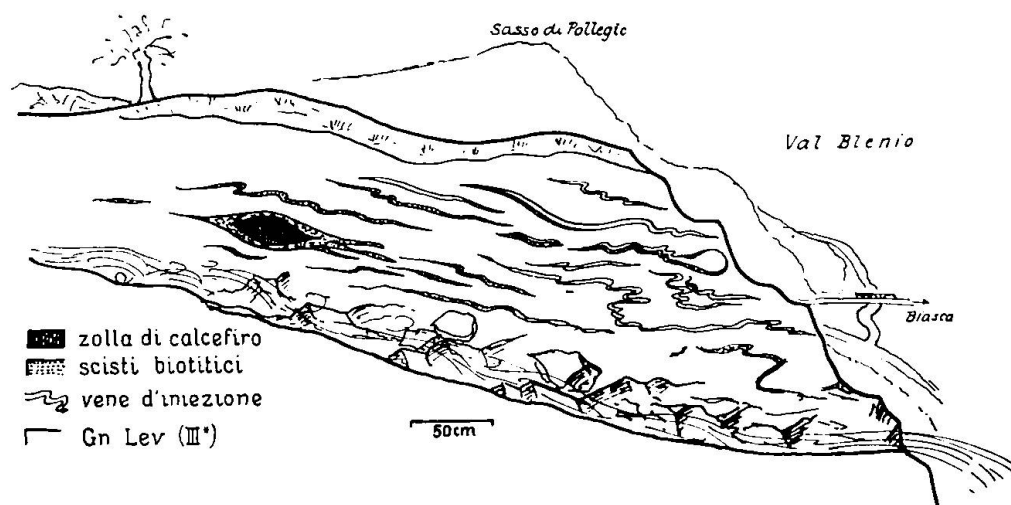


Fig. 27. Fenomeni d'iniezione apparente accanto a zolle di relitto, in uno stadio locale di piena ricristallizzazione (Biasca - Caverio)

ciò microclino) vi abbonda in gruppi lenticolari, ma più spesso in porfiroidi omogenei, a carattere residuale fenocristallino. La biotite costituisce larghe squame, ripiene di numerosi inclusi di zircone e con intenso pleocroismo bruno-sepia. La scarsità della muscovite, i numerosi inclusi aureolati e i frequenti porfiroidi geminati delineano uno stadio di metamorfosi parziale. L'impronta cataclastica postcristallina è lieve e non diminuisce la granoblasticità della massa fondamentale, del resto anche la scistosità risulta poco pronunciata.

### *β) Unità di contatto*

L'esame particolareggiato delle unità estranee allo Gneiss Leventina e ad esso confinanti venne eseguito solo nelle zone poco conosciute, allo scopo di ristabilire le eventuali continuità e le relazioni

d'appoggio dei ricoprimenti pennidici sulla massa cristallina in questione.

La regione meridionale d'immersione (Osogna-Claro) s'offerse come zona più indicata per tali ricerche <sup>24)</sup> perciò limitiamo la descrizione ai punti più importanti di questo settore.

a) Versante orientale  
(Val del Molino - Val Blenio)

Il rilevamento è aggravato in parte dall'enorme quantità di detrito franoso, in parte dalle difficoltà d'accesso; dobbiamo quindi

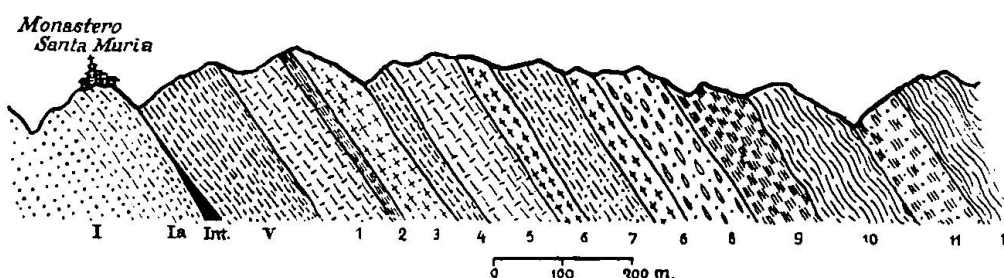


Fig. 28. Il tetto dello Gneiss Leventina sul versante orientale  
(Claro - Val del Molino)

I, Ia, V = Gneiss Leventina

Int = Intercalazione di contatto della Val del Molino

1. Ortogneiss muscovitico scistoso
2. Gneiss biotitico-scistoso-tabulare, oscuro
3. Ortogneiss biotitico
4. Gneiss granitico a doppia mica
5. Ortogneiss muscovitico
6. Gneiss biotitico-anfibolico
7. Gneiss granitico chiaro
8. Ortogneiss biotitico laminare lenticolare
9. Gneiss biotitico fine e compatto
10. Micascisti fogliacei
11. Gneiss biotitici granulari

ridurre le osservazioni ad alcuni profili trasversali che ci forniscono i capisaldi di confronto e, se possibile, di ricollegamento.

A sud della Val del Molino, a partire dalla varietà ultima Leventinese V, il complesso gneissico-scistoso dorsale abbraccia una serie di rocce analoghe che s'intercalano a più riprese (vedi fig. 28).

<sup>24)</sup> Tale zona non figura nel rilevamento della carta geologica delle Alpi Ticinesi (N° 116); ci si voglia dunque scusare se insistiamo con dettagli su transizioni e contatti. La loro importanza emergerà più tardi nella discussione genetica (vedi cap. terzo, p. 679).

Esso costituisce una successione distinta dalla cupola leventinese, anche se il contatto tra la V e l'ortogneiss muscovitico di base superiore non affiori direttamente come contatto primario.

Si tratta di una copertura regolarmente metamorfizzata, che nonostante il proprio carattere indipendente, trovasi amalgamata col tetto dello gneiss Leventina. Il primo affioramento che delucida tali relazioni è quello dato dall'incisione della Val di Censo, sebbene la successione uniforme e l'analogia dei caratteri litologici offrano diverse possibilità d'identificare un limite definitivo.

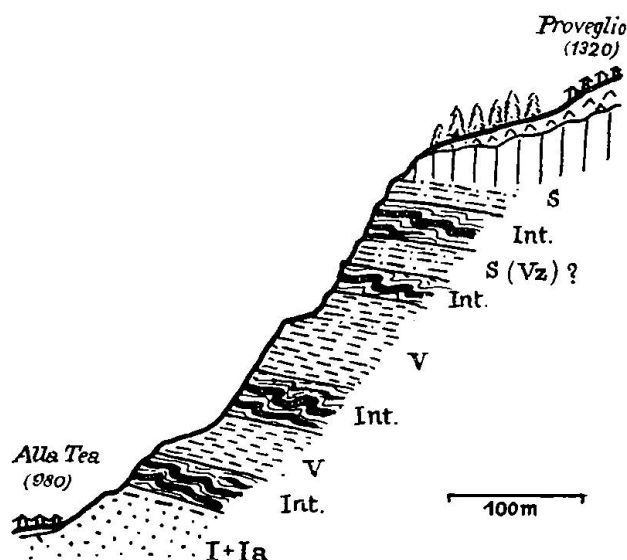


Fig. 29. Profilo della Val di Censo (Claro - Cresciano) fra Alla Tea e l'Alpe Proveglio

Il profilo rilevato lungo il greto del torrente mostra quattro intercalazioni di gneiss biotitico-anfibolici, passanti ad anfiboliti vere e proprie (talora con lenti sporadiche di „fels“ attinolitiche), alternanti con uno gneiss granitico simile alla varietà V. Da ciò evade senz'altro la possibilità di ricollegare direttamente i due profili, senza dover ammettere una divergenza nella facies primitiva. Risalendo dietro ai Monti Alla Tea, la varietà Ia è divisa dalla susseguente V attraverso l'intreccio fluidale della prima intercalazione. Le proprietà litologiche di questa si ripetono più o meno invariate in tutte le successive, passando dal regime degli gneiss biotitici a quello preponderante delle anfiboliti plagioclasiche più o meno ricche di biotite.

L'aggregato massiccio di queste è costituito da:

- Comp. principali: plagioclasio intermedio, attinolite,  
 „ secondari: biotite, titanite, quarzo, clorite, (sericite),  
 „ accessori: apatite, magnetite, zircone, pirite.

Si sviluppa con un intreccio fittissimo (quasi sul tipo delle corneane) in cui dominano i componenti principali con una quantità di oltre 90 %. Il plagioclasio intermedio (52 % An;  $2V = +76^\circ$ ; [Carlsbad], m. t. F.) giace in forma di geminati nitidissimi, spesso legati all'attinolute da una struttura poiciloblasta assai pronunciata; talvolta l'attinolute lo compenetra sì da soffocarlo e ridurlo a un substrato interstiziale. L'attinolute ( $2V_\alpha = 82^\circ$ ;  $n_\gamma/c = 15^\circ$ , m. t. F., donde composizione normale) è in prevalenza idioblasta, con abito prismatico e forma talora un tessuto omogeneo, assai serrato; nelle intercalazioni superiori (sotto a Proveglio) si manifesta poi una chiara tendenza verso l'arricchimento ferrotremolitico.

La biotite ha pleocroismo bruno-rossigno intenso e appare in chiazze locali. I componenti secondari e accessori figurano sparsi irregolarmente, e rafforzano l'accento corneano della struttura; questa però resta granonematoblasta, mentre la tessitura lascia intravedere la scistosità della roccia primitiva.

Le varietà più ricche di biotite si distinguono per l'aumento del quarzo e la diminuzione dell'attinolute, nonché per una corrosione più profonda di tutti i componenti; non mancano infine le trasformazioni in serie: attinolute  $\rightarrow$  biotite  $\rightarrow$  clorite.

La roccia mostra in generale una completa ricristallizzazione priva nello stesso tempo di qualsiasi influsso deformativo sincrono o posteriore ad essa.

In mezzo agli gneiss biotitici fortemente scistosi e interstratificati alle anfiboliti in nastri di potenza variabile oppure intrecciati secondo forme meandriche turbolenti, si ritrovano piccole lenti (50 cm.) di „fels“ anfiboliche avvolte in un manto di biotite. Sono rocce tenacissime a struttura nematoblasta grossolana e a tessitura massiccia, d'aspetto verde-cupo nerastro; risultano composte da:

Comp. principali: ferrotremolite, biotite,  
 „ secondarie: titanite, (quarzo), (muscovite),  
 „ accessori: (clorite), (epidoto).

La ferrotremolite costituisce individui robusti, idioblasti, caratterizzati dalle seguenti costanti ottiche:

$$\left. \begin{array}{l} 2V_\alpha = 74^\circ \\ n_\gamma/c = 10^\circ \end{array} \right\} \text{m. t. F.} \left| \begin{array}{l} 2V_\alpha = 73^\circ 1/2 \\ n_\gamma - n_\alpha = 0,0251 \end{array} \right\} \text{col compensatore di Berek}$$

$$\left. \begin{array}{l} \text{Pleocroismo: } \gamma = \text{verde chiarissimo sbiadito} \\ \beta = \text{verde chiarissimo lievemente giallastro} \\ \alpha = \text{verde oltremodo chiaro e pallido, quasi incolore} \end{array} \right\} (\gamma > \beta > \alpha)$$

Essa trovasi intrecciata strettamente alla biotite ( $\gamma$  = bruno giallo siena,  $\alpha$  = ocre chiarissimo) lasciando piccoli interstizi allo sviluppo della titanite e del quarzo. Tanto la muscovite che la clorite appaiono solo come prodotti d'alterazione della biotite.

Gli gneiss granitici intercalati a simili bande anfiboliche sono intrisi continuamente da vene quarzo-feldispatiche concordanti, analoghe a quelle del fondo valle (Preonzo).

La varietà Ia, costì dominante, accenna a toni granodioritici e passa senz'altro alla varietà successiva V alla quota di Benso-Maruso (circa 1200 m.); questa subisce poi nuove intercalazioni biotitico-anfiboliche prima di raggiungere l'unità superiore di contatto. Nel bacino settentrionale della Val di Censo (Proveglio-Benso) gli affioramenti maestosi delle gole trasversali mostrano a sufficienza l'intreccio fluidale delle intercalazioni anfiboliche con lo gneiss

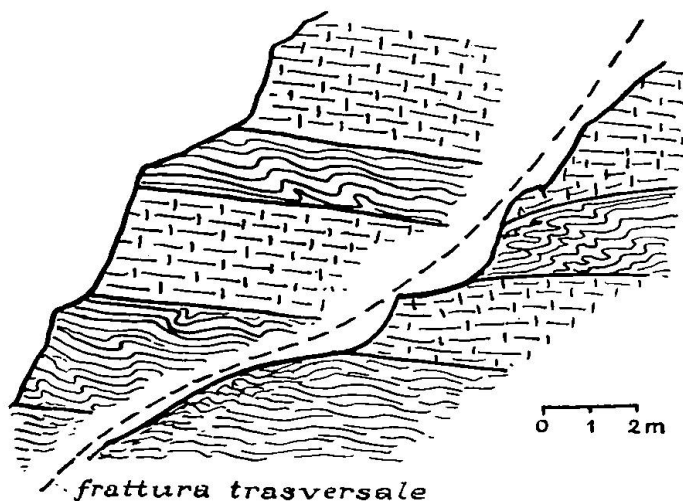


Fig. 30. Particolare delle successioni ortogneissiche e anfibolitiche (pieghettamento paracrystallino) con e senza dislocazione (scivolamento) recente (Copertura meridionale fra Proveglio e Benso)

granitico, sottolineando la stretta connessione di tale complesso con lo Gneiss Leventina. Nei rivoli profondamente incisi nella roccia si osserva tutta l'imponenza delle deformazioni tettoniche. Le anfiboliti appaiono prive di ogni avvolgimento paracristallino e confinano direttamente con lo gneiss granitico V, divenuto assai fine e scistoso. L'ordine delle quattro intercalazioni della valle precedente è sconvolto e le successioni s'alternano con rapidità insolita. Nuove intercalazioni micascistose argenteo-rossastre (tipo Mòleno-Cauri) sostituiscono gli gneiss biotitici, assorbendo le fasi deformative. Quest'ultime si distinguono chiaramente secondo l'ordine cronologico ch'evade dalle proprietà intrinseche della roccia. Così lungo i contatti diretti delle anfiboliti suddette affiorano piani di scivolamento postcristallino (riassetto alpino-tardivo), ma si osservano parimenti contatti perfettamente immuni da simili azioni. Essi testimoniano una netta deformazione paracristal-

lina nel pieghettamento plastico delle anfiboliti, in cui s'esplicano la compressione e la spinta unilaterale delle masse granitiche all'atto della completa ricristallizzazione comune. Il contatto superiore di tutta questa zona complicata affiora poco sopra al sentiero Proveglio-Benso<sup>25</sup>), dove nei micascisti disteniferi del tetto poggiano i tavolati possenti dello gneiss Simano. Questi appare all'esterno assai analogo alla V dello gneiss Leventina ma si differenzia chiaramente nella preponderanza assoluta del plagioclasio (dapprima con 15—17 % An, poscia 25—30 % An) sul feldispato alcalino. La struttura è granoblasta e priva di qualsiasi cataclasi; la tessitura scistosa parallela, colla tipica disposizione chiazzata delle miche.



Fig. 31. Le forme di pieghettamento paracristallino nelle anfiboliti di transizione (Proveglio - Benso)

Tale roccia persiste indisturbata in tutte le balze a gradinata soprastanti, ospitando solo dopo una potenza di ca. 100 m. alcune intercalazioni micascistose con prevalenza di biotite. (Alpe Rosso e Peo, vedi le tavole IV\* e VII\*.)

Tutta la zona d'intercalazione si prolunga a nord subendo una forte riduzione progressiva fino a scomparire totalmente prima della Val di Cresciano. Tra Caurì e Rosso compaiono infatti solo alcuni residui in forma d'anfiboliti pressate, assai scistose e in lenti discontinue lungo il medesimo orizzonte. La segmentazione tabulare assai spiccata è congiunta a una granulosità uniforme e minuta in cui l'abbondante corrosione lascia intravedere una ricristallizzazione più o meno continua, in parte ritenuta dalla strettezza d'espansione. Nell'anfibolo si rinnovano ambedue le tendenze (attinolitite e ferrotremolite) mentre la basicità del plagioclasio dimi-

<sup>25</sup>) Primo riale dopo Proveglio.



nuisce lentamente. (Benso: 72 % An a 45 % An Bassera-Cauri). Alcune lenticelle d'anfibolite biotitica galleggiano ancora isolate alla base dello gneiss granodioritico Simano, prive però di continuità.

L'abbondante detrito di falda ricopre la fine settentrionale di queste intercalazioni, dimodochè il contatto dello Gneiss Leventina con quello Simano avviene d'ora innanzi (sino a Biasca) direttamente, pel tramite di qualche lieve zona milonitica. E' quindi ovvio che collo spegnersi di tale zona di copertura svanisca pure la varietà V dello gneiss Leventina, mentre lo gneiss Simano mantiene i caratteri sostanziali precedenti.

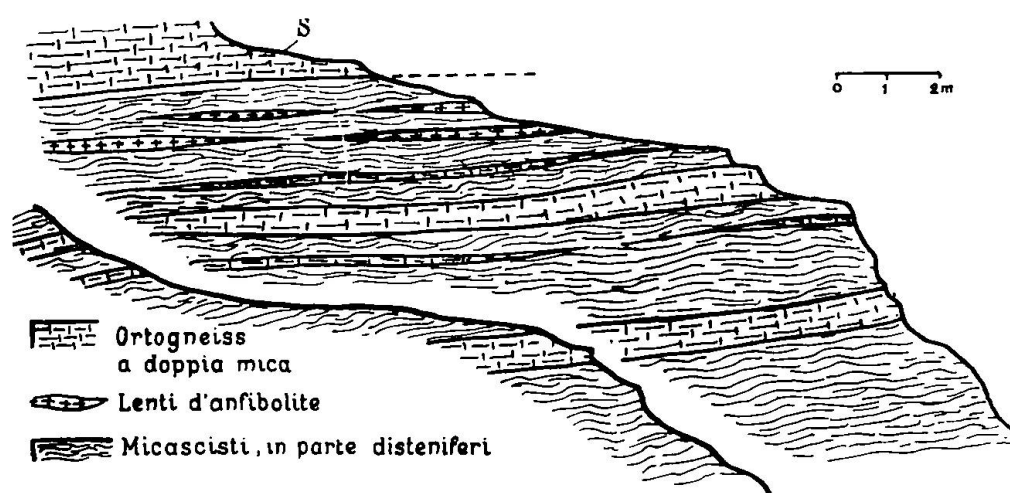


Fig. 32. La zona di transizione della copertura meridionale fra Proveglio e Benso (Cresciano)

Il contatto nella Val di Cresciano non menziona nulla di speciale. La varietà I in abito lenticolare-scistoso è lievemente deformata (fase postcristallina) in prossimità dello gneiss Simano, col quale aderisce direttamente (Alpe Ruscada). Rapporti analoghi si presentano nella Val d'Ossogna tra Scigno e Morisciolo. Costì, la facies dello gneiss Simano riposante su III (sottospecie muscovitica) è divenuta quasi occhiadino-laminare, e di chiaro rimpasto paracristallino. Ciò nonostante appaiono pure zone di disturbo con chiari effetti milonitici (vedi fig. 33).

Nelle due gole della Valle Scura l'identificazione del limite di contatto riesce incerta date le difficoltà d'accesso, tuttavia in quella sottostante a Mont'Albato osserviamo come la III, scistosa e lenticolare, passi a uno gneiss granitico granulare con forte scistosità, il quale è sormontato a sua volta da un ortogneiss laminare a doppia mica, a struttura e tessitura affatto diverse (Simano).

Prima della *Frodalunga* riprendono i micascisti a biotite come intermezzo di contatto, intrecciati altresì agli gneiss biotitici d'iniezione caratteristici di III nella zona periferica di Biasca (cfr. p. 516). Rileviamo particolarmente alcuni paragneiss biotitico-plagioclasici granatiferi, peraltro assai scistosi:

Comp. principali: biotite, plagioclasio basico,  
 „ secondari: titanite, quarzo, granato,  
 „ accessori: apatite, zircone.

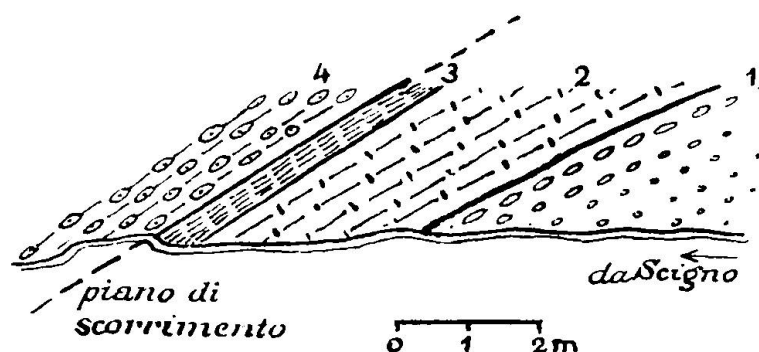


Fig. 33. Il tetto dello Gneiss Leventina nella Val di Osogna (fra Scigno e Morisciolo)

1. Gneiss Leventina, var. III, liev. scistosa
2. Gneiss muscovitico (probab. Simano)
3. Gneiss biotitici compatti e laminati
4. Gneiss occhiadino laminare (sicuramente Simano)

La biotite vi predomina con fasci lepidoblasti riservando gli interstizi al quarzo e al plagioclasio basico (62 % An,  $2V = -82^\circ$ , [Albite-Esterel], m. t. F.). Quest'ultimo figura spesso come residuo di profonda corrosione, in concrescimento frequente colla titanite, altrove assai abbondante in cumuli granulari ovoidi. La tessitura scistosa assai spiccata è modificata da una lieve deformazione paracristallina.

Il limite tra Leventina e Simano risulta chiaro e distinto a nord di Biasca (Crotti-Ganna di Crenone, Val Blenio). I paragneiss granatiferi (PS) poggiano direttamente sulla III, ammantellando qua e là lenti chiare e tenaci di calcefiri diopside-plagioclasici, altresì a granato. La metamorfosi di contatto primario si presenta nell'abito rielaborato d'una struttura poeciloblasta assai spiccata, con frequente corrosione marginale e interna. La costituzione mineralogica annovera:

Comp. principale: plagioclasio basico (72 % An), quarzo, diopside,  
 „ secondari: attinolute, granato, biotite, clorite,  
 „ accessori: titanite, magnetite, zircone, apatite, epidoto.

Come nelle lenti d'inclusione diretta in III (Biasca-Stazione) (cfr. p. 518) persiste pure qui un forte tenore marnoso-dolomitico quale sostrato iniziale; anche la tessitura scistosa determinata dai melanocrati aciculari rispecchia la disposizione primitiva.

Lo Gneiss Simano si presenta nelle diverse intercalazioni con un abito particolare e distinto d'ortogneiss granitico a doppia mica, scistoso e leggermente lenticolare-laminare parallelo. La differenza sostanziale e caratteristica rispetto alla varietà adiacente leventinese (III) risiede nella ricristallizzazione più completa di tutti i componenti, plasmati in un tessuto granoblasta uniforme dove le successioni stratificate di lenti e plaghe quarzose riprodu-

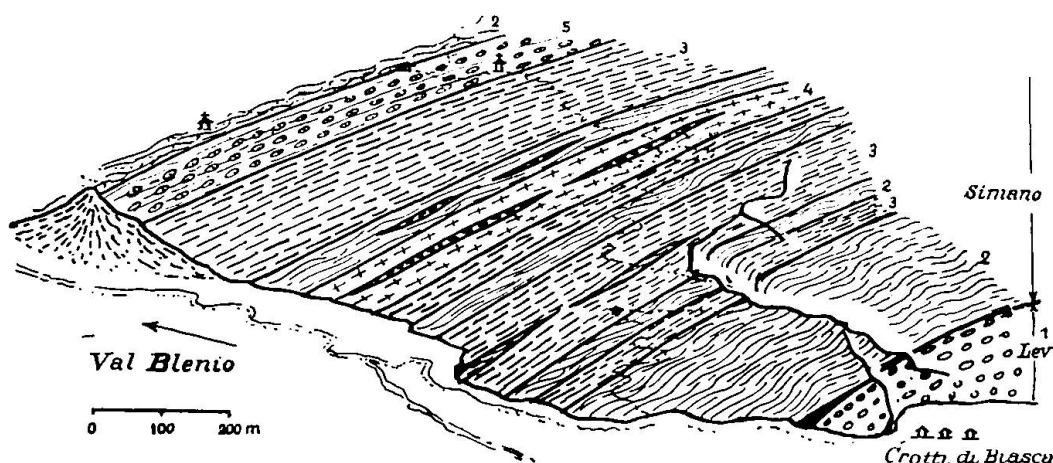


Fig. 34. Il tetto delle Gn. Leventina a nord di Biasca (inizio della Val Blenio)

1. Gneiss Lev. var. III con calcefiro di contatto
2. Paragneiss granatiferi
3. Ortogneiss Simano (laminare)
4. Gneiss anfibolitici con lenti di concentrazione anfibolica
5. Ortogneiss Simano a tessitura lenticolare occhiadina assai stirata

cono la continuità delle lamine esterne (liste parallele). I singoli granuli feldispatici sono più tondeggianti e costituiscono un'unica pasta fondamentale ben uniforme, affatto diversa dall'intreccio sinuoso nelle varietà I—II—V o dal sostrato granulare della III. Tutte le miche appaiono in lamette corte, frastagliate, con file perfettamente parallele e raramente agglomerate in fasci isolati.

Insomma il tono di una maggior regolarità „gneissica“ è proprio per lo gneiss Simano di questa zona. Sono caratteristiche le varietà con letti feldispatici ben pronunciati, che poi ingrossandosi a diverse riprese determinano la tessitura lenticolare-occhiadina e nodulosa. Anche la segmentazione in tavolieri regolari, con superfice di scistosità tappezzate uniformemente dalle pagliuzze micacee, lo distingue

senz'altro dai rudi tipi leventinesi. Tra le intercalazioni caratteristiche di questo ortogneiss nell'area di contatto di Biasca-Val Blenio segnaliamo alcuni banchi isolati d'anfibolite epidotifera scistosa.

La composizione presenta un'associazione singolare:

Comp. principali: anfibolo, epidoto, plagioclasio basico,

„ secondari: quarzo, sericite,

„ accessori: titanite, magnetite, pirite, apatite, clinozoisite.

L'intreccio grano-nematoblasta dell'anfibolo coll'epidoto forma il sostrato fondamentale in cui sono sparsi il plagioclasio e gli altri componenti.

L'anfibolo è in pieno sviluppo aciculare-prismatico, intaccato soltanto dal concrescimento poecilítico del quarzo; le sue costanti

$$\left. \begin{array}{l} 2V_{\alpha} = 74^{\circ} \\ n_{\gamma}/c = 13^{\circ} \end{array} \right\} \text{ m. t. F. } \left\{ \begin{array}{l} \gamma = \text{verde blu cupo} \quad \beta = \text{verde oliva-giallognolo} \\ \alpha = \text{verde giallo chiarissimo} \quad (\gamma > \beta > \alpha) \end{array} \right.$$

additano un termine assai prossimo alla ferrotremolite.

L'epidoto mostra vivacissimi colori d'interferenza in tutti i granuli senoblasti e tondeggianti, l'angolo  $2V_{\alpha} = 80^{\circ}$  (m. t. F.) segna indubbio il genere pistacite con circa 22 % Mol Fe (secondo E. DIEHL, 15, p. 293).

Il plagioclasio basico figura altresì senoblasta, assai frastagliato e corrosivo spesso includendo la pistacite (62 % An,  $2V = +80^{\circ}$ , [Albite], m. t. F.).

La scistosità di cristallizzazione è assai pronunciata e non trovasi modificata da alcuna sollecitazione postcristallina.

L'alto tenore ferrifero dei melanocrati si contrappone a quello calcarifero determinando una roccia chiaramente basica non priva di influenze intrusive dell'adiacenza (Loderio!, vedi p. 561).

In generale, dal punto di vista litologico possiamo osservare:

1. L'unità di contatto dello gneiss granitico Leventina è unica su tutto il versante occidentale della Riviera: Gneiss Simano. Questi a sua volta non presenta come base una varietà uniforme, ma la sua facies granitoide varia quasi di pari passo colle mutazioni periferiche superiori della massa Leventinese.

2. La zona d'intercalazioni basiche nel settore più meridionale (Claro-Val di Cresciano) è intimamente connessa al tetto dello gneiss Leventina, determinandone un proprio elemento integrativo periferico.

#### b) Versante occidentale (Spineda - Val d'Ambra)

La profonda incisione valliva provoca costì una quantità di affioramenti ottimi, talora però difficilmente accessibili per la frequenza di balze e dirupi; quindi ci limitiamo di nuovo ai punti essenziali di contatto colle loro rocce caratteristiche.

Seguendo lo zoccolo vallivo dalle ultime cave a sud di Preonzo il tetto normale dello gneiss Leventina si dimostra come nella fig. 35.

Il complesso di gneiss e scisti che posa sulla varietà V riflette un alto grado di metamorfismo senza adombrare le diversità iniziali delle varie unità. Particolare interesse desta il primo banco di contatto: uno gneiss feldispatico a muscovite, che per zelo di parallelismo potrebbe esser interpretato come vera „quarzite“<sup>26)</sup>.

Esso si protrae in buona parte del contatto con V (sotto a Cuore) riapparendo in lenti isolate lungo il medesimo orizzonte nella Val di Mòleno e di Lodrino. Il resto della serie gneissica-scistosa muta

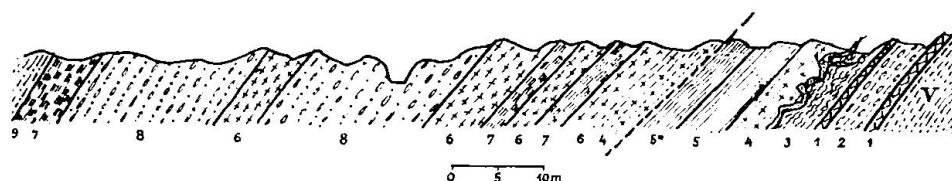


Fig. 35. La copertura meridionale dello Gn. Lev. sul versante occidentale

V = Gn. Leventina

1. Gneiss feldispatici muscovitici (quarziti?)
2. Gneiss d'iniezione, laminare
3. Gneiss micacei glandolari fini
4. Cloritoscisti quarzosi
5. Gneiss biotitici granulari
- 5a. Gneiss biotitico-milonitizzati
6. Gneiss biotitico-anfibolici
7. Gneiss biotitici compatti e tabulari
8. Ortogneiss laminare-glandolare spesso passante a gneiss d'iniezione
9. Ortogneiss a doppia mica (Verzasca, Vz)

rapidamente a mano a mano che si distende verso nord, dimostrando qua e là punti di maggior sollecitazione meccanica, con vere miloniti.

Un elemento persistente è lo gneiss biotitico-lenticolare e assai scistoso (8), che si estende con identità più o meno porfiroide sino oltre ai Monti Parone.

Gli aggregati granulari quarzo-feldispatici avvolti nei robusti fasci micacei determinano le lenti laminari, lasciando riconoscere una ricristallizzazione totale; eccettuate alcune alternazioni locali, non si avverte una influenza cataclastica notevole, onde la struttura permane chiara grano-lepidoblasta. La composizione mineralogica è costante:

<sup>26)</sup> Si confrontino in merito gli appunti d'un rilevamento inedito della Commissione Geologica Elvetica in questo settore della Riviera.

Comp. principali: quarzo, feldispato alcalino, biotite,  
 „ secondari: muscovite, plagioclasio (28 % An), sericite,  
 „ accessori: apatite, rutilo, leucosseno,

e riflette uno gneiss di iniezione con forte abbondanza di biotite. Questa caratteristica perdura, anzi aumenta nelle assisi superiori, dove la roccia assume l'aspetto d'un paragneiss plagioclasio-biotitico, ben più scistoso e fogliaceo. Il tessuto fondamentale è qui formato dall'intreccio fittissimo quarzo-plagioclasio, alternato unicamente dai fasci biotitici con più o meno attinolite; esso rivela poi tracce indubbie di cataclasi postcristallina, che ricalcò la forte scistosità di cristallizzazione.

Il plagioclasio basico (66 % An,  $2V = +88^\circ$ , [Albite], m. t. F.) cambia il tono generale della roccia iniziale pur mantenendone il carattere d'iniezione. Esso figura in geminati nitidissimi e freschi, di grossezza analoga a quella del quarzo, e frastagliati allo stesso modo. La biotite è sviluppata in lame e squame grossolane con intenso pleocroismo bruno-giallognolo ( $\alpha =$  ocra chiarissima), con forte torsione e arricciamento. L'attinolite scarreggia, mentre la titanite abbonda in grani irregolari.

Gli gneiss micacei che affiorano negli spuntoni di Monte Cuore includono talora banchi sottilissimi di „fels“ attinolitiche. L'unico componente principale è dato dall'attinolite ( $2V_\alpha = 84^\circ$ ;  $n_\gamma/c = 13^\circ - 15^\circ$ , m. t. F.) in forma di acicule prismatiche, di colorazione debolissima tanto quanto il pleocroismo:

$$\left. \begin{array}{l} \gamma \cong \beta = \text{verde giallognolo pallidissimo} \\ \alpha = \text{biancastro, incolore} \end{array} \right\} (\alpha \leq \beta < \gamma)$$

Negli interstizi dell'aggregato nematoblasta s'annidano residui di plagioclasio intermedio (52 % An) e alcuni chicchi accessori d'apatite e titanite. La tessitura si presenta compatta a mo' di feltro finissimo.

Tutto il complesso di questi gneiss e micascisti („Serie Pg“, colle varietà non esaminate costì) ha uno spessore massimo di 130—150 m. fra Teido e Cuore, che riducendosi gradualmente verso nord, termina al tetto con una zona di forte laminazione (miloniti postcristalline). E' poscia sormontato da uno gneiss granitico, a feldispato alcalino e a doppia mica ( $V_z$ )<sup>27)</sup>, assai granulare e scistoso, con netta segmentazione tabulare. I piani di scistosità in questa roccia mostrano la tipica disposizione chiaz-

<sup>27)</sup> Abbreviamo così questa facies caratteristica dello gneiss comunemente chiamato „Verzasca“. Questo fa parte dell'unità di contatto S (= Simano), cioè del complesso ortogneissico poggiante direttamente sul tetto dello gneiss Leventina (cfr. p. 532 e p. 679).



zata delle miche fra cui prepondera chiaramente la biotite; in alcuni punti (p. es. fianco meridionale della Val di Moleno) la composizione mineralogica risulta analoga a quella della varietà V dello gneiss Leventina. A tutte queste affinità si oppongono tuttavia il maggior quantitativo di biotite, quanto la tessitura-parallela tabulare assai

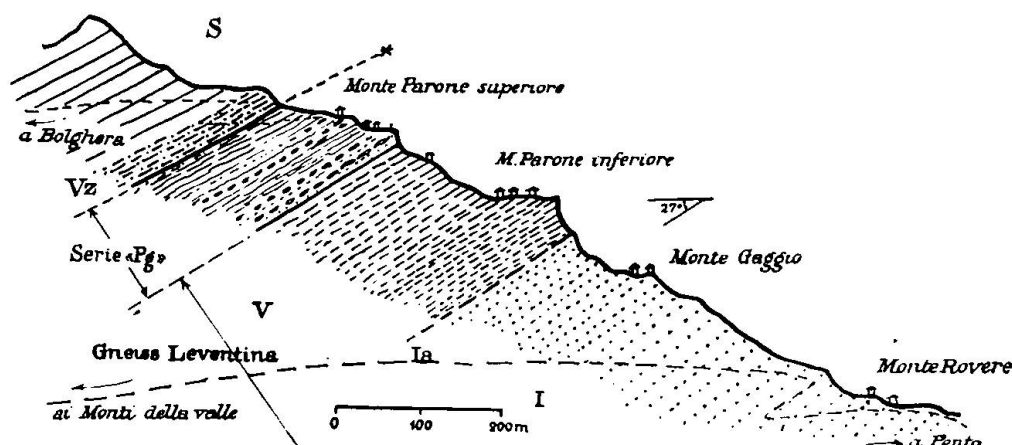


Fig. 36. Il fianco settentrionale della Val di Moleno sullo sbocco nella Riviera

spiccata e inoltre la presenza di un contatto primario colla zona intermedia gneiss-scistosa (Pg) utilizzato in seguito come limite tettonico; per contro, la transizione verso i banchi superiori di gneiss

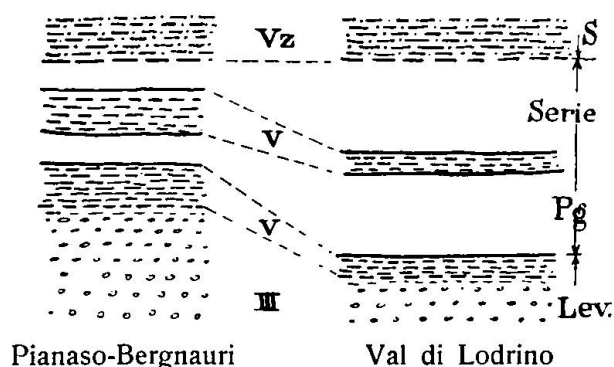


Fig. 37. Le variazioni di potenza della „Serie Pg“

aplitici e granulitici è regolare e graduale. Tutti questi rapporti evadono con limpidezza dalle successioni litologiche nella Val di Moleno (Ripiano, Bolghera, Parone), e la loro continuità si rivela altresì decisa e sicura negli affioramenti della Val di Lodrino (Val Drosina e Val Mercori, cfr. lo spaccato 1 della tavola VII\*).

Anzitutto la varietà V, quale dorso leventinese, subisce una forte riduzione di potenza passando dalla Riviera alla Val Drosina, e parallela a questa si delinea il rigonfiamento di Pg, intercalantesi con

banchi discontinui di V (Pianaso, Pronzolo). Gli gneiss biotitici, dapprima lenticolari-laminari (Cuore-Parone) sono divenuti più compatti e scistosi, arricchendosi vieppiù di biotite; essi avvolgono altre rocce con elementi melanocrati o alumosilicati assai caratteristici. Il tipo normale resta uno gneiss biotitico, granulare e scistoso in cui il feldispato alcalino viene sostituito interamente dall'oligoclasio a tendenza acida (da 5 a 18 % An). L'intreccio grano-lepidoblasta è coordinato secondo una tessitura scistoso-laminare assai pronunciata; l'influenza cataclastica postcristallina è presente ovunque e raggiunge il massimo d'efficienza nelle zone più occidentali (burrone trasversali della Val Drosina). Colà, la maggior potenza dell'intero complesso Pg si decompone in scaglie scivolanti l'una sull'altra, generando zone di disturbo con piena facies milonitica.

Nella parte sottostante al banco intermedio di gneiss granitico V (Pianaso), si rintracciano fra tali gneiss biotitici un'assise di gneiss micaceo-sillimanitico distenifero, invece nella parte superiore (Pianaso-Pronzolo) appaiono lenti isolate di gneiss plagioclasio-antofillitico granulare, alternante con gneiss muscovitici-quarzosi, oltremodo scistosi.

Lo gneiss micaceo a sillimanite è dominato dall'intreccio fibro-lepidoblasta dei fasci mica-sillimanitici includenti nuclei allungati di quarzo e plagioclasio (18—20 % An); tutto l'aggregato è improntato a una schietta scistosità cristallina, rielaborata da deformazioni postcristalline. Il quarzo costituisce granuli allungati con forte ondulosità d'estinzione, terminanti in cordoncini brecciosi che si disperdono nei fasci micacei. Questi sono formati essenzialmente dalla biotite (a pleocroismo bruno-giallognolo ( $\gamma$ ) — ocre pallidissimo ( $\alpha$ ); la sillimanite poi vi s'accosta in fasci raggianti fibrosi, divergenti alle estremità in un mazzo d'aghi finissimi, che s'infiltrano ovunque. E' assai caratteristico il passaggio graduale di alcuni nuclei cristallini granulari (più o meno contorti dalla deformazione) verso l'aggregato fibroso, che ne forma quasi un involucro omogeneo. La struttura cristallina si decompone al microscopio in un reticolato di screpolature irregolari che immettono lentamente alle fibre. Il distene appare spesso adagiato nei fasci di muscovite, allungato e con tracce di sfaldatura assai spiccate.

Lo gneiss plagioclasio-antofillitico emerge per la granulosità esterna interrotta dalle acicule olivastre d'antofillite, lunghe diversi centimetri e per l'assenza delle miche.

Il plagioclasio (26 % An,  $2V = -83^\circ$ , [Manebach-Ala] m. t. F.), predomina decisamente lungo i margini. L'antofillite presenta un abito aciculare assai spiccato ora raggiante, ora laminare-fibroso, e nelle sezioni basali la sfaldatura a reticolo è perfetta, nonostante la forte corrosione dei contorni. L'estinzione retta nelle sezioni verticali parallele all'asse c (riconfermata al microscopio-teodolite  $n_{\gamma/c} = 0^\circ$ ), e l'angolo assiale  $2V = +75^\circ$  addita una mag antofillite vera e propria contenente circa 15% di  $H_2Mg_7SiO_8O_{24}$  (secondo i recenti diagrammi di A. N. WINCHELL (127, p. 331)). L'alterazione in bastite è abbondante, spesso s'inizia colla semplice decomposizione secondo la sfaldatura basale, che produce uno sciame periferico di piccoli frammenti romboidi. Gli accessori (magnetite, zircone, granato, leucosseno) sono per lo più senoblasti, ma abbondanti. La struttura è in prevalenza (granoblasta e la tessitura lievemente scistosa; l'alterazione generale dei componenti rispecchia cenni epizonali.

Gli gneiss muscovitici silicei s'alternano con quelli biotitici e non mostrano nulla di nuovo fuorchè sollecitazioni post-cristalline accentuate. Nella Val Drosina gli gneiss biotitici presentano inclusi di rocce tipiche, sempre più o meno in vicinanza del contatto superiore o del banco intermedio suddetto (V). Così nella gola prima dell'Alpe Nuova affiorano in una zona di disturbo piccole lenti (massimo 50—80 cm.) di anfibolite granatifera chiaramente iniettata dall'apofisi di una pegmatite adiacente.

La sua composizione mineralogica differisce dal tipo normale nell'alto tenore silicico, apportato secondariamente dall'iniezione. Si sviluppano infatti porfiroblasti di granato con lieve corrosione in mezzo all'aggregato granonematoblasta dell'attinolite e del plagioclasio basico (72%,  $2V = +80^\circ$ , [Albite], m. t. F.). Assai tipico è il passaggio graduale verso il regime biotitico-plagioclasico (esaminato dianzi allo sbocco della Val di Moleno, [Parone], mercè la riduzione d'attinolite e di granato a favore della biotite. L'iniezione quarzifera si annuncia dapprima con debole infiltrazione di plaghe lenticolari discordanti, poi con letti continui e regolari. In questi navigano isolati i porfiroblasti di granato, ormai in preda al disfacimento e alla corrosione. La ricristallizzazione fresca del quarzo (privo di qualsiasi ondulosità d'estinzione) indica un'infiltrazione sicuramente postcristallina, a carattere idrotermale tardivo.

Una roccia alquanto analoga affiora nel fondovalle (Val Drosina) sul bordo del banco intermedio V (sentiero verso Piangerà). E' contrassegnata anch'essa da una forte iniezione di quarzo in un aggregato corneano antecedente di cui permane l'alta tenacia.

La composizione mineralogica abbraccia:

Comp. principali: quarzo, anfibolo, granato,  
„ secondari: epidoto, plagioclasio basico, diopside,  
„ accessori: zircone, apatite.

Il quarzo costituisce letti uniformi, con granuli incuneati a vicenda e con ondulosità vivace, spesso ammassati in cumuli frantumati. Tale omogeneità è interrotta dall'epidoto pistacite che attornia gruppetti corrosi e senoblasti di plagioclasio basico (60 % An, [Albite-Esterel] m. t. F.), inoltre dall'anfibolo ( $2V_a = 85^\circ$ ,  $n_{\gamma}/c = 18^\circ$ , pleocroismo intenso: ( $\gamma$ ) verde blu; ( $\beta$ ) — verde giallo; ( $\alpha$ ) verde chiarissimo; ( $\gamma > \beta > \alpha$ ) perciò attinolitite-tremolite) spesso impigliato con struttura poeciloblasta o spalleggiato da granuli corrosi di diopside. I porfiroblasti di granato sono sempre corrosi e tondeggianti; la loro grossezza supera quella di qualunque componente e fa risaltare lo spostamento dei letti quarzosi iniettanti, per cui si verifica la precedenza di una cornubianite granato-attinolitica quale sostrato iniziale. A ciò conduce pure l'aspetto esterno colla colorazione bianchissima dove spiccano le acicule minute della tremolite.

Questi sono soltanto alcuni esempi caratteristici delle rocce intercalate in mezzo alla copertura gneiss-scistosa dello gneiss Leventina. Siamo certi che si potrebbero moltiplicare se il rilevamento fosse più minuto (il che evade però dal nostro compito); ma sono sufficienti per lasciare intuire l'esistenza di rocce polimetamorfiche in seno a questa serie Pg, e per dare infine una chiara base di discussione (vedi cap. terzo, p. 679).

Tutto il complesso Pg si riduce a pochi metri di potenza a mano a mano che si risale nella Val di Lodrino da Bercugno verso Piancora, dove appaiono residui sottili con lenti d'intercalazioni basiche. Tale riduzione si effettua parimenti nell'assise superiore V dello gneiss Leventina, la quale va poi scomparendo di pari passo con Pg quanto più s'avvicina alla Val d'Iragna (cfr. tav. VI\*).

Riprendendo il contatto superiore della serie Pg con lo gneiss sovrastante Vz notiamo sempre una zona sottile di forte milonitizzazione a scapito d'ambidue le rocce confinanti (Pianaso-Val Drosina-Val Mercori-Piancora). Lo gneiss Vz muta il tono della composizione passando a un tono granodioritico spiccatissimo. La preponderanza dell'oligoclasio (28 % An,  $2V = -86^\circ$ , [Albite], m. t. F.) s'impone decisa su tutti i componenti restanti. La struttura granoblasta è lievemente deformata da sollecitazioni postcristalline locali, mentre la tessitura scistosa-parallela conferisce alla roccia un abito prettamente tabulare.

L'aumento della biotite si afferma sempre più chiaro e determina una facies granitoide affatto diversa da quella leventinese. Infine sottolineiamo la maggior potenza, in proporzione inversa col dileguarsi del complesso Pg e della varietà V sul dorso della massa di Leventina. (Si confronti l'esiguità delle assisi nella Val di Moleno collo spessore del tavolato tra Piancora ed Alva!).

I contatti di Cauri e della Val d'Iragna (Cantine) mostrano la sovrapposizione immediata dello stesso gneiss Vz alla varietà porfiroide III; questi è però trasformato in un ortogneiss laminare sui cui piani di scistosità si rintracciano a pena le chiazze micacee. La metamorfosi di dislocazione ha preso il sopravvento dell'unità Vz di contatto, imprimendo allo gneiss Leventina sottostante (III) una maggior scistosità, e talora esercitandovi azioni deformatrici interne. Vediamo così la specie porfiroide diventare lamino-lenticolare con tracce di diaforesi intensa (cloritizzazione avanzata della biotite, sericitizzazione dei feldspati) e di solecitazione meccanica altrettanto vivace (cordoni microgranulari, sbrandellamento delle miche ecc...). Il tutto rivela un'azione paracristallina d'ordine secon-

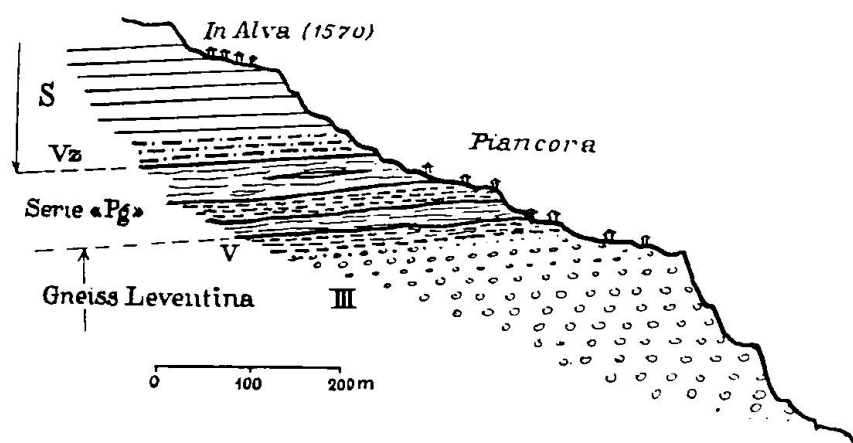


Fig. 38. Il fianco settentrionale della Val di Lodrino all'imbocco nella Riviera

dario e locale (vedi osserv. N° 3, p. 463). Alcuni gneiss siliceo-micacei s'intercalano prima dell'ultimo banco porfiroide; su questo riposa poi l'ortogneiss Vz con aspetto granitoide interamente svanito, e con potenza ridotta. Più oltre nella valle si interpongono già le varietà aplitiche chiare e altre sottospecie del ricoprimento Simano.

Tali rapporti di contatto proseguono immutati verso nord, perdendo soltanto le intercalazioni micascistose. Così tra le baite di Tori e di Malsegro la sovrapposizione dello gneiss Simano sulla varietà III si dimostra immediata, imperturbata e costante.

La tessitura lenticolare-porfiroide dell'ultima assise di III appare distinta e anche la struttura rivela chiaramente il carattere residuale dei porfiroidi stessi, benchè modificati inoltre dalla cataclasi postcristallina e dall'epimetamorfismo finale. La grossolanità dei componenti di relitto risulta caratteristica rispetto a quella dei componenti ricristallizzati, nonostante l'omogeneità apparente della

scistosità. La fase epizonale è solo incipiente e lascia intravedere l'antecedenza dell'azione cataclastica.

Lo gneiss Simano si differenzia poi tanto nella composizione mineralogica (forte prevalenza di plagioclasio intermedio (35—40 % An) di quarzo e di muscovite) quanto nella tessitura laminare e fortemente scistosa. L'epimetamorfismo si manifesta assai intenso (copiosa sericitizzazione, cloritizzazione, neoformazioni d'epidoto, leucosseno, ecc...) sopraffacendo le tracce della deformazione cataclastica.

In generale per questo versante si deducono le medesime conclusioni fondamentali esposte per l'altro versante (cfr. p. 532); soltanto la diversità delle facies litologiche in seno al complesso Pg segna una distinzione interna della copertura normale della cupola meridionale leventinese. Infine, noteremo la maggiore indipendenza dell'assise dorsale V, meno propensa ad intrecci colle rocce scistose della serie intermedia Pg.

#### *γ) Derivati filoniani*

Tali derivati sono più scarsi in questi settori e si riducono quasi esclusivamente alle formazioni pegmatitiche. I filoni aplitici concordanti si rinvennero assai sporadici <sup>28)</sup> e mostrano la prevalenza normale del feldispato alcalino in una forma di forte elaborazione metamorfica; quelli discordanti non appaiono punto.

Fra le pegmatiti prevalgono nell'ordine quantitativo quelle concordanti; le rimanenti discordanti si limitano alla zona di contatto più meridionale (Claro-Preonzo-Maruso) e alle unità di contatto del versante occidentale (Val di Mòleno, Val di Lodrino).

Esteriormente le pegmatiti concordanti risultano coi medesimi tratti già delineati (cfr. p. 489); ad essi possiamo aggiungere soltanto una maggior potenza (non superiore a 80 cm.). Talvolta accennano ancora l'abito grossolano premetamorfo, sviluppato in nuclei feldispatici simili a porfiroidi (Gera, Val d'Osogna), ma in generale si presentano con intreccio lenticolare di grossezza media. Secondo la composizione mineralogica distinguiamo due tipi: l'uno con preponderanza di feldispato alcalino (microclino); l'altro, di plagioclasio acido (albite-oligoclasio); ambedue sono poi accompagnati da muscovite e granato in quantità variabili. La loro distribuzione

<sup>28)</sup> In due sole località, tra Cauri e sotto Ragno; tra Combra e Bonasca. Come al solito, siamo certi che altri affioramenti potranno completare quelli individuati durante le nostre campagne.

nei vari settori è uniforme. Infatti rinveniamo tipi andeclasici (andesina 35—36 % An, determinata secondo il metodo di S. Tsuboi data la geminazione finissima quasi impercettibile) tanto sopra Biasca (Santa Petronilla) quanto nella Val di Lodrino (prima di Dureda), e non mancano neppure le varietà più acide con albite-oligoclasio (12—15 % An) in zone adiacenti; tutte però comportano sempre feldispato alcalino. Tale differenza della basicità del plagioclasio si riflette sulla presenza del granato; questi è sempre assente nelle varietà andeclasiche, comincia come accessorio in quelle albitiche e diviene secondario nel tipo regolare a feldispato alcalino (Val di Lodrino, Valle Scura, Val d'Osogna, Biasca). Negli ultimi tipi la composizione è normale, mentre nei due primi s'osserva un'esclusività del feldispato preponderante. La struttura pegmatitica è trasformata in un assetto granoblasta assai grossolano, a cui sovrasta una netta tessitura scistoso-lenticolare. Comune a tutte queste pegmatiti concordanti risulta l'influenza assai accentuata della deformazione cataclastica paracristallina esplicitasi nei soliti fenomeni d'ondulosità vivace, di frantumazione arenacea, di schiacciamento, di inflessioni, di corrosione ecc. . . .

Anche le pegmatiti discordanti, relativamente più scarse, presentano una distinzione secondo il carattere del feldispato predominante. Nella varietà periferiche Ia e V del settore di contatto Preonzo-Maruso abbiamo l'identico tipo fondamentale di Claro-Cresciano, con prevalenza del feldispato alcalino associata all'albite-oligoclasio e ad alcuni minerali secondari tipici (vedi microfotografie N° 4 e 5, tavola II\*). Nell'affioramento di Preonzo la grossolanità generale dei componenti è inferiore a quella di Claro e Cresciano, ma non esclude la presenza di berillo e tormalina, sia pure in zone prettamente distinte per ciascun minerale.

La tormalina figura costì in prismetti nerissimi, finemente striati e ben formati. Il pleocroismo e le costanti di rifrazione sono perfettamente uguali a quelli riscontrati per la tormalina di Cresciano (cfr. p. 496).

Notiamo come caratteristiche chimiche l'abbondanza del boro che compensa l'assenza del fluoro, e la lieve percentuale di CaO, quale indizio dell'abbondante oligoclasio (14 % An) che accompagna il feldispato alcalino.

L'analisi chimica eseguita dal sig. prof. J. JAKOB diede il seguente risultato:



Tormalina di Preonzo		(Anal. J. JAKOB)
SiO <sub>2</sub>	34,83 %	(57,99)
TiO <sub>2</sub>	0,99	(1,24)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31,24	(30,65)
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	(—)
FeO	12,18	(16,95)
MnO	0,08	(0,11)
MgO	3,10	(7,69)
CaO	0,39	(0,70)
Na <sub>2</sub> O	2,65	(4,28)
K <sub>2</sub> O	0,27	(0,29)
H <sub>2</sub> O +	1,09	(6,05)
H <sub>2</sub> O -	—	(—)
F <sub>2</sub>	—	(—)
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,13	(18,85)
	99,95	Densità 3,169

Da questa calcoliamo la formola:  $\text{NaMgFe}_3\text{B}_{3,75}\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{28,5}(\text{OH})_{2,5}$  la quale riconferma con maggior precisione la diagnosi ottica d'un termine intermedio nel rapporto: Dravite (33), Schorlite (67).

A Maruso (sopra Claro) il feldispato alcalino domina chiaramente con individui più voluminosi, ma privi di minerali tipici. Nelle pegmatiti discordanti della Val di Lodrino (risp. Val Drosina) ritroviamo oltre al tipo fondamentale anche filoni essenzialmente a plagioclasio acido privi altrettanto di minerali secondari tipici. L'albite-oligoclasio d'un tenore basico di 15 % An (secondo S. Tsuboi) costituisce l'elemento assoluto (in cristalli talora ben formati) e non ammette che tracce minime di feldispato alcalino, affiancate al quarzo. In una gola prima dell'Alpe Nuova (Val Drosina) una pegmatite analoga che raggiunse il complesso gneiss scistoso Pg, risulta fratturata chiaramente da una zona di disturbo; nello stesso tempo si manifestano influssi idrotermali notevoli (aumento dell'apporto siliceo, sericitizzazione, albitizzazione del plagioclasio da 15 a 16 % An! ecc. . . ). Tali rapporti delucidano alquanto la situazione generale. Anzitutto, la chiara distinzione di questi derivati rispetto a quelli della fase caratteristica a feldispato alcalino; poscia l'avanzamento sì pronunciato sino al complesso di copertura della massa leventinese, affatto particolare per questa sola specie; indi la chiara posizione di antecedenza rispetto ai movimenti tettonici di assestamento tardivo (cfr. p. 696). L'assenza di una fase cataclastica postcristallina (sensu stricto!) per tali derivati iniettati nella copertura già metamorfizzata non è sufficiente per non ritenere queste intrusioni come recenti, per lo meno come postmetamorfe. Ciò anzi riconferma la nostra precisazione iniziale (cfr. osservazione N° 3, p. 463) circa l'ordine delle fasi di deformazione e di metamorfismo. Purtroppo non riuscimmo a rintracciare i rapporti di successione tra questo sistema e quello centrale; ma

non è da escludersi a priori che oltre a una diversità cronologica e mineralogica ne sussista pure una rispetto al centro di provenienza.

Si noti infatti che tali differenziati plagioclasici postmetamorfi sono strettamente limitati alla Val di Lodrino e alla Val Drosina, cioè al lembo più occidentale di tutta la regione meridionale, dove i filoni ordinari a feldispato alcalino non oltrepassano l'imboccatura della valle suddetta, lasciando quindi ipotetica la possibilità di una eventuale intersezione.

### III. Regione centrale

#### Bassa Leventina

(Biasca - Bodio - Giornico - Biaschina)

La regione centrale dello Gneiss granitico Leventina costituisce il blocco più uniforme dell'intera massa cristallina. Non mancano inoltre alcune variazioni locali e neanche vien meno l'orizzontalità tipica dei banchi, costì più potenti, massicci e voluminosi. Tale omogeneità si delinea generale su tutta l'estensione, e dimostrando l'indipendenza e l'unità intrinseca della roccia, ne riafferma la piena sovranità come fondamento dell'edificio montuoso lepontino.

#### 1. SETTORE INTERNO

(roccia principale)

##### *a) Varietà e intercalazioni*

La roccia predominante in tutto il fondovalle (300—340 m. s. m.) e lungo i fianchi vallivi sino alla quota media di circa 850—900 m. è la varietà porfiroide III, già incipiente nella regione meridionale (cfr. p. 470 e tav. V\*).

Assieme alla tessitura più compatta, la composizione mineralogica segna una modifica notevole nell'aumento del feldispato alcalino, il quale assume ovunque proporzioni maggiori; perciò definiamo tale roccia come varietà porfiroide compatta IIIa (Bodio)<sup>29</sup>.

Il feldispato alcalino domina infatti non solo nella pasta fondamentale in granelli prettamente senoblasti di chiara ricristallizzazione, ma anche nei porfiroidi numerosi e grossolani che rispecchiano nitidamente la corrosione periferica del metamorfismo.

Essi spiccano all'esterno per le dimensioni di oltre 2—3 cm di lunghezza, slanciati, con fianchi paralleli alla traccia di geminazione interna e spesso brillanti sui piani di sfaldatura; attorno, si sviluppa invece l'aggregato granulare più o meno uniforme del tessuto fondamentale.

<sup>29</sup>) Saggio analizzato N° 51, tavola I (p. 599), N° 7a.

La grossezza di quest'ultimo è diminuita rispetto all'analogia in III e genera spesso differenze costanti che favoriscono gli aggregati locali di lenti o di cordoncini interstiziali più o meno discontinui. Vi partecipano tutti i componenti, ma oltre al feldispato in primo luogo sta il quarzo. Si distingue in straterelli omogenei, con vivace ondulosità d'estinzione; oppure s'accumula in file microgranulari interstiziali; altre volte forma individui assai allungati, in cui l'estinzione produce un mosaico di forme trasversali  $\perp n_\alpha$ , (lamelle di traslazione, oblique al verso d'allungamento, perciò influenza di tensione tangenziale) oppure a strisce finissime  $\parallel n_\alpha$  site sui lembi dei grani maggiori (strisce di BÖHM). Il feldispato alcalino è avvinto spesso all'oligoclasio in concrescimenti oltremodo sinuosi, anche poeciloblasti, talora accompagnati da mirmechite finissima. La senoblastia dei singoli granuli delimitati da contorni irregolari, e l'assenza di qualsiasi geminazione percepibile additano una rigenerazione totale durante cui ebbe agio d'effettuarsi la sostituzione progressiva delle sostanze iniziali.

Il contrasto fra questa massa granoblasta e i porfiroidi voluminosi di feldispato alcalino balza evidente nelle sottospecie a granulosità più minuta (varietà più oscura di Bodio-Ogazzo); tuttavia, anche prescindendo da questi casi estremi la diversità del grado di trasformazione è innegabile. Infatti, l'aspetto esterno di sezioni rettangolari con spigoli lievemente smussati, ma di salda omogeneità, si riafferma all'interno in grani di dimensioni straordinarie, a contorni frastagliati, talora con profonde insenature in cui s'infiggono a mo' di corona minuti granuli di quarzo o d'oligoclasio (23—25 % An,  $2V = -88^\circ$ , [Albite], m. t. F.) spesso intarsiati con secrezione di mirmechite. Tali individui s'estinguono con ombre diffuse e ondegianti, interrotte solo dalla traccia del piano di geminazione (in generale secondo Carlsbad,  $2V_\alpha = 82^\circ-85^\circ$  m. t. F. perciò trattasi di microclino); questa traccia risulta quasi sempre intatta, però non mancano alcuni esempi in cui si decompone in un sistema di fratture più o meno parallele. In simil caso riappare limpida ed esplicita la struttura a graticcio, sia pure alquanto deformata in losanghe allungate; lo stesso graticcio suole poi esternarsi lungo i margini corrosi o lungo i capillari finissimi che solcano l'interno. In altri, specie nella zona più meridionale, (Pollegio-Personico) i porfiroidi figurano intrisi d'abbondanti lamelle pertitiche che sostituiscono in pieno il graticcio comune. Tale secrezione diminuisce regolarmente nelle varietà più massicce del nucleo centrale (Bodio) e scompare talora in quelle analoghe della Biaschina; essa costituisce adunque un termometro dell'impoverimento sodico del feldispato alcalino verso nord. Naturalmente sussistono tutti gli stadi intermedi, in cui si possono verificare le stesse considerazioni sull'influenza della miscela pertitica sulla costante ottica  $2V_\alpha$  (cfr. p. 471).

Rispetto alla massa granoblasta che li avvolge, questi porfiroidi risultano come un ostacolo caratteristico. Anzitutto l'omogeneità intrinseca trascende il grado di metamorfosi che regna attorno ad essi e accennando soltanto qua e là la corrosione periferica, attesta il carattere imperturbato di (ex) fenocristallo. Poscia la posizione relativa alle coordinate spaziali (direzione (bc), fenditure trasversali (ac), piani di scistosità (ab)) dello gneiss ideale, denota una chiara indipendenza congiunta a una labilità d'orientamento assai spiccata. Già nelle sezioni sottili è caratteristica la disposizione fluidale con cui la pasta granoblasta avvolge tali porfiroidi, cercando di stabilire una tendenza

scistosa; purtroppo non siamo in grado di poter decifrare eventuali deviazioni o spostamenti della loro posizione iniziale, data la scarsità d'inclusi regolati od allineati. Anche esteriormente l'aspetto più o meno scistoso della tessitura porfiroide è una chiara funzione del piano di sezione, e fra questi non pensiamo punto a quelli fondamentali (ab), (bc), (ac), chè ivi persiste l'irregolarità più evidente dei porfiroidi (Bodio!). A mala pena tentammo infatti di ridurre le deviazioni dei piani geminazione rispetto ad una vena scistosa più o meno pronunciata in piani obliqui, ma qui pure non riuscimmo a individuare importi preferiti di deviazione.

In certe subvarietà scure a grana fine (p. es. Bodio-Ogazzo) il verso di scistosità è più pronunciato, ma nello stesso tempo la quantità dei porfiroidi è assai ridotta, e il loro abito esterno arrotondato non dà basi sufficienti di confronto. Tali rapporti esterni confermano vieppiù l'indipendenza intrinseca dei porfiroidi nell'ordine strutturale interno. Infine, l'abbondanza degli inclusi (biotite, quarzo, oligoclasio) ne avverte ancora l'origine premetamorfa, giacchè tale forma di concrescimento è affatto assente sia nelle altre varietà granoblaste, sia nel medesimo tessuto che lega fra loro i porfiroidi.

Lo sviluppo delle miche è regolare e idioblasta, variando tuttavia secondo il grado di scistosità e di grossezza granulare. L'abito laminare, sottile ed esile, è il più frequente, ma non mancano squame robuste annidate alle spalle dei porfiroidi. La biotite prevale nettamente sulla muscovite; le è caratteristica l'intensità e il tono del pleocroismo ( $\gamma$  = bruno-olivastro cupo;  $\alpha$  = verde brunastro chiarissimo ( $\gamma > \alpha$ )), il quale costituisce una costante specifica di tutto lo gneiss Leventina centrale e settentrionale. Grazie a ciò distinguiamo sempre tale varietà IIIa da quelle più meridionali (I—II—III—V), nonchè dagli ortogneiss di contatto delle unità superiori.

Un'altra particolarità di questa roccia porfiroide risiede nella presenza di minerali tipici d'epizona, accompagnanti a un tempo la lieve sericitizzazione di tutti i feldispati. Sono piccoli chicchi d'epidoto, di ortite, piccole lamine di sericite infitte un po' dappertutto i quali testimoniano la chiara rielaborazione a una zona superiore di profondità. La biotite volge spesso a cloritizzarsi, producendo abbondanti neosecrezioni di magnetite, rutilo e leucosseno; queste rammentano assieme alla sericitizzazione gli influssi diaforetici.

Infine la deformazione cataclastica paracritallina<sup>30)</sup> va assumendo forme nitide quanto più si avvanza verso nord. I geminati d'oligoclasio si estinguono anch'essi con ondulosità, mostrando talora lievi flessioni dei piani d'associazione; il quarzo ricristallizza in aggregati minuti che s'infiltrano per ogni dove e infine

<sup>30)</sup> Vedi osservazione N° 3, p. 463.

le miche, lievemente ondulanti e sbrandellate additano anche influenze più tardive accoppiate all'epimetamorfismo. Di certo la sollecitazione meccanica si presenta sin dall'inizio della ricristallizzazione, ma si protrae anche oltre, sebbene con intensità più o meno considerevole. Questi ultimi fenomeni (epimetamorfismo, diaforesi, cataclasi) figurano sovrapposti quasi simultaneamente alla rigenerazione mesozonale e le singole fasi d'ognuno si lasciano difficilmente identificare nella successione di sviluppo (se pur esiste in atto...?).

Da tutto ciò evade spontaneo il carattere di una struttura mista: una parte univocamente granoblasta (tessuto fondamentale) e una parte univocamente di relitto fenocristallino (porfiroidi); il tutto è però amalgamato mirabilmente in una unità che compete con quella del granito originario. La tessitura subisce gli sviluppi della rielaborazione interna, affermandosi perciò più massiccia; tuttavia i fenomeni d'epimetamorfismo tendono chiaramente ad im-

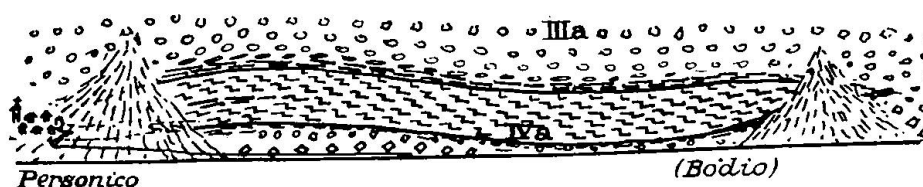


Fig. 39. Il banco di „granito scuro“ nella Bassa Leventina. (Sul tetto forte orizzonte milonitico)

primere o ad accentuare il verso di scistosità, grazie alla neoformazione sericitica che favorisce gli spostamenti interni. Non è infine mera combinazione che il nucleo roccioso tra Bodio e la Biaschina vanti la massima compattezza e tenacia, chè in tutto questo tratto del fondovalle l'influenza delle ripercussioni medie e periferiche dei fenomeni anzidetti risulta assai mediocre.

Una varietà locale, pregiata altresì per la tenacia e il colore scuro, è lo

#### IVa) Gneiss plagioclasico, ricco di biotite e scistoso („granito scuro“) <sup>31)</sup>

affiorante in un banco potente (oltre 40 m. di spessore) lungo il fondovalle occidentale tra Personico e Bodio <sup>32)</sup>. Si tratta d'una varietà gneissica analoga alla IV della Riviera centrale (cfr. p. 473); si differenzia tuttavia nella maggior grossolanità granulare (che me-

<sup>31)</sup> Saggio analizzato, N° 46, tavola I (p. 599), N° 15.

<sup>32)</sup> Alcune tracce sporadiche si notano pure sotto la strada Bodio-Bidesco, all'inizio dello zoccolo vallivo.

noma la scistosità) e nel lieve tenore anfibolico, a cui fa seguito un pochino di feldispato alcalino.

La composizione mineralogica abbraccia pertanto:

Comp. principali: plagioclasio, biotite,

„ secondari: quarzo, anfibolo, feldispato alcalino,

„ accessori: titanite, epidoto, apatite, zirconio, rutilo.

L'abbondanza caratteristica dell'*andesina* (42 % An) e della *biotite* assieme a una quantità notevole di quarzo dà il tono generale alla roccia. Il plagioclasio forma poligeminati freschissimi e assai nitidi, di grossezza variabile, a contorni frastagliati e corrosi; anche la biotite bruno-olivastra appare colla stessa corrosione periferica, in più con cloritizzazione locale. L'*anfibolo* è scarso e intrecciato alla biotite, partecipandone la corrosione talora ancor più intensa; i colori d'interferenza fiochi e le rimanenti costanti

$$\left. \begin{array}{l} 2V_a = 60^\circ \\ n_{\gamma/c} = 16^\circ \end{array} \right\} \text{m. t. F.} \quad \left| \begin{array}{l} \gamma = \text{verde smeraldo cupo} \quad \beta = \text{verde giallognolo} \\ \alpha = \text{verde oliva chiarissimo} \quad (\gamma > \beta > \alpha) \end{array} \right.$$

lo qualificano come *orneblenda comune*. Questi tre componenti dimostrano col loro abito corrosivo e frastagliato, colla grossezza granulare e l'idiomorfia individuale ben sviluppata una ricristallizzazione poco avanzata, sicuramente non ultimata. Infatti le chiazze caratteristiche del plagioclasio accennano un principio di trasformazione, ma nè di struttura poeciloblasta nè di albitizzazione. Anzi il carattere ipidiomorfo con tendenza ofitica della struttura iniziale si manifesta chiaro nell'associazione dei diversi poligeminati, i quali ammettono il quarzo e il feldispato alcalino soltanto come massa interstiziale. Per contro lo sviluppo ridotto e serrato di alcuni cumuli granulari minuti di quarzo-feldispato e la scistosità di cristallizzazione risultano effetto incontestabili d'azione metamorfa; alla stessa devonsi attribuire pure le neoformazioni d'epidoto e sericite.

L'analisi planimetrica diede l'esito seguente:

plagioclasio	46,5 %
biotite	27,7
quarzo	18,1
anfibolo	3,0
feldispato alcalino	2,2
accessori	2,5

Sezione (bc)  $\perp$  S (N° 46), Lunghezza totale 345,50 mm, Larghezza 18 mm, Grossezza granulare media 0,8—0,9 mm, Provenienza: cave a nord di Personico.

In mezzo ai blocchi più compatti si osservano piccole chiazze lenticolari dileguantisi in vene esilissime e contenenti nuclei centrali d'epidoto, orneblenda e granato, quali prodotti di metamorfosi di piccole inclusioni primarie. Questa sembra però in relazione diretta con le abbondanti infiltrazioni idrotermali che solcano l'interna massa oscura. I capillari idrotermali si ramificano in ogni senso, utilizzando spesso le diaclasi naturali di segmentazione. Alcune fessure trasversali appaiono invece cosparses d'una

pasta granulosa finissima, verde giallognola (= tritume d'epidoto) con chiazze verdi oscure (= clorite terrigena pigiata) alternanti con straterelli bianchicci (= quarzo arenaceo minutissimo). Esse attestano chiaramente la funzione di scorrimento assunta dalle litoclasti stesse dopo la loro incrostazione idrotermale, cioè la presenza di movimenti secondari e posteriori a questo fenomeno. Tali mo-

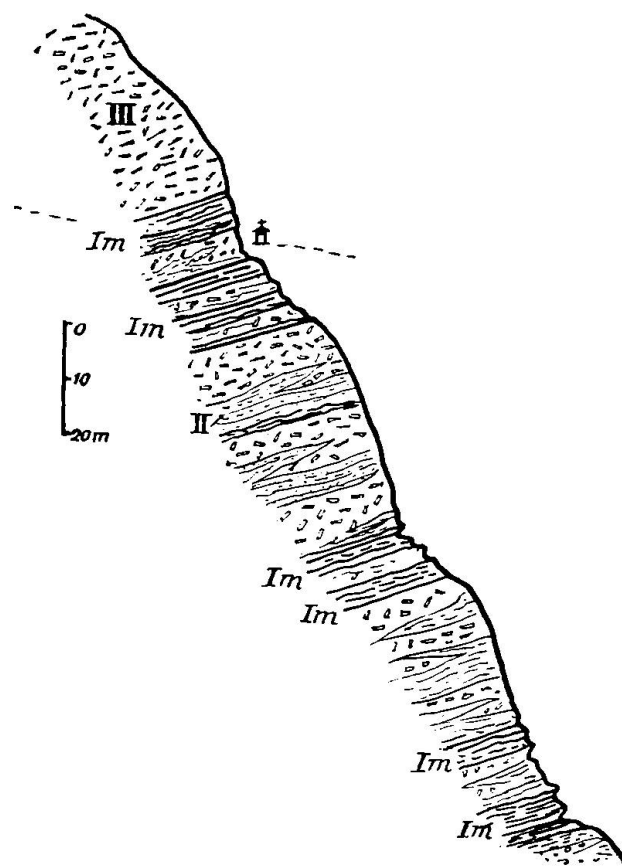


Fig. 40. Le intercalazioni micacee (Im) alle falde del Sasso di Polleggio (Polleggio - Gonzanengo). Lo Gn. Lev. si presenta nel tipico intreccio delle varietà II e III (zona mista)

vimenti si manifestano pure nella direzione principale ( $330^{\circ}$  N) con fessurazione verticale analoga, e poscia nella forte copertura milonitica, prodotta tuttavia a spese dello gneiss porfiroide soprastante. Non mancano infine intercalazioni milonitiche dello stesso genere nel mezzo e alla base di tutta l'assise, senza però che la varietà IVa in sè subisca la minima deformazione nè interna, nè esterna.

Tratteggiate così le varietà caratteristiche del settore interno passiamo alle transizioni e alle intercalazioni locali.



La varietà porfiroide IIIa passa gradatamente a specie più lenticolari scistose, quasi lamellari, in cui i caratteri dei porfiroidi svaniscono nella maggior regolarità della struttura e della tessitura. Accade così di vedere residui più ridotti dei fenocristalli primitivi, talora perfettamente analoghi a individui ricristallizzati (Pollegio-Personico-Venno e in generale lungo tutto il versante occidentale). La zona mista II e III (cfr. p. 473) si chiara nelle cave del ponte sul Ticino si protrae più o meno continuata lungo lo stesso zoccolo vallivo di Personico (affioramenti espliciti lungo le balze dello sbocco della Val d'Ambra) associandosi alle solite sub-specie aplitiche o micascistose. I medesimi rapporti si constatano

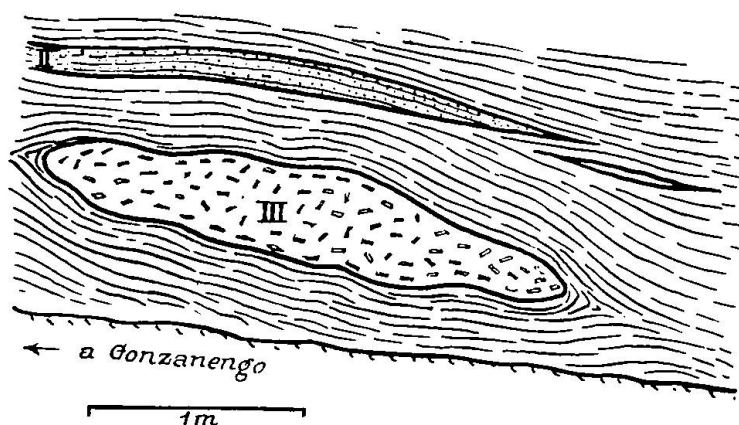


Fig. 41. Particolare dell'intercalazione micacea vicino alla capella tra Pollegio e Gonzanengo

sulle pareti scoscese del Sasso di Pollegio, tuttavia con ripetute intercalazioni micacee più caratteristiche. Si tratta in effetti di rocce sfogliose, costituite essenzialmente da biotite verde (a forte pleocroismo) da muscovite e da scarsi residui di quarzo e plagioclasio intermedio (32 % An).

La ricristallizzazione totale si rispecchia nei fasci robusti delle lame micacee, ben idioblaste, che determinano un aggregato lepidoblasta con estrema scistosità tessiturale. Il passaggio verso le varietà II e III avviene mediante alcuni banchi leggeri di gneiss biotitici fini, a tessitura laminare; talvolta s'osserva invece l'agglomeramento totale d'una lente di gneiss II e III o di puro quarzo in mezzo a simili intercalazioni micacee (cappella sopra Pollegio). Pure lungo la strada agricola Bodio-Bidesco notiamo l'intercalazione di certi gneiss biotitici granulari, più o meno silicei, ma spesso con preponderanza tipica di plagioclasio andesinico (38 % An,  $2V = +86^\circ$ , (Albite) m. t. F.) e di biotite; essi si ripetono colla

medesima scistosità e concordanza rispetto alla IIIa in diversi punti del fondovalle tra Bodio e Giornico e si mostrano come propaggini periferiche della potente assise di Personico (IVa). Talora figurano utilizzati come orizzonti di movimenti secondari, assorbendo l'influsso milonitico delle masse scivolanti. Altresì dipendente dal blocco IVa si rivela una vena trasversale, simile a un filone oscuro, che taglia in pieno la varietà IIIa (dietro Bodio), in quanto nel rifacimento metamorfico dà luogo a notevoli quantità di enstatite, di calcite e d'epidoto pistacite in una paragenesi affatto estranea allo gneiss granitico. Un'ultima intercalazione scistosa, di tipo basico, caratterizza la zona superiore della Biaschina (sentiero per Anzonico). Si tratta nuovamente di banchi sottilissimi (20—30 cm.) e fortemente scistosi, intercalati a diverse riprese nella varietà porfiroide IIIa. Al colore esterno assai oscuro (abbondanza di biotite!) associano la simultaneità dell'intreccio microclino-plagioclasio basico, ( $72\% \text{ An}$ ,  $2V = -88^\circ$ , [Albite] m.t.F.), quale aggregato fondamentale, ambedue in abito idiomorfo (graticcio esplicito nell'uno, geminazione polisintetica nell'altro) ma intarsianti profondamente con forme poicilo-diablaste lungo contorni frastagliati. Ciò non toglie la piena freschezza e qualche lieve accento di deformazione postcristallina, che anzi la neosecrezione d'epidoto e di sericite accompagna la cloritizzazione diaforetica della biotite in ogni punto d'osservazione; la tessitura è poi chiaramente scistosa. Il significato di queste intercalazioni (che s'estendono sino in prossimità del villaggio d'Anzonico) evade solo nella connessione generale con quelle centrali della Leventina media; per ora basti rilevarne la schietta indipendenza da quelle del fondovalle inferiore della Biaschina.

Particolarmente abbondanti e caratteristiche risultano le piccole chiazze lentiformi di gneiss granitico granulare fine e scuro, vaganti irregolarmente nei massi più compatti ed omogenei. I limiti distinti, le dimensioni non superiori a qualche decimetro, la continuità intrinseca dei componenti ne attestano il carattere primario (premetamorfo) in modo affatto esplicito. Esse corrispondono in effetti a quei piccoli nuclei di concentrazione femica sparsi ovunque in qualsiasi roccia granitica non metamorfa, e determinati dall'agglomeramento delle lamine biotitiche in breve spazio.

### *β) Derivati filoniani*

La regione centrale è relativamente povera di differenziati filoniani. La maggior parte consta di filoni concordanti a facies aplito-

granitica, accompagnati da un seguito più o meno vasto di vene quarzifere altresì concordanti. Le pegmatiti sono rare e quasi tutte antecedenti alla metamorfosi generale.

#### a) Apliti e vene quarzifere

Fra le apliti si distinguono come in precedenza i filoni concordanti da quelli discordanti, chè parallela a questa separazione si afferma pure la facies differenziativa. Le prime sono abbastanza frequenti, specie nel versante orientale, (Bodio-Giornico) dove figurano di pretto tipo granitico e ben distinte dalla varietà IIIa includente. Esempi indubbi di flessione o di frattura attestano un'intrusione certamente non postmetamorfa, poichè dall'adattamento costante dei piani di scistosità della roccia includente al piano mar-

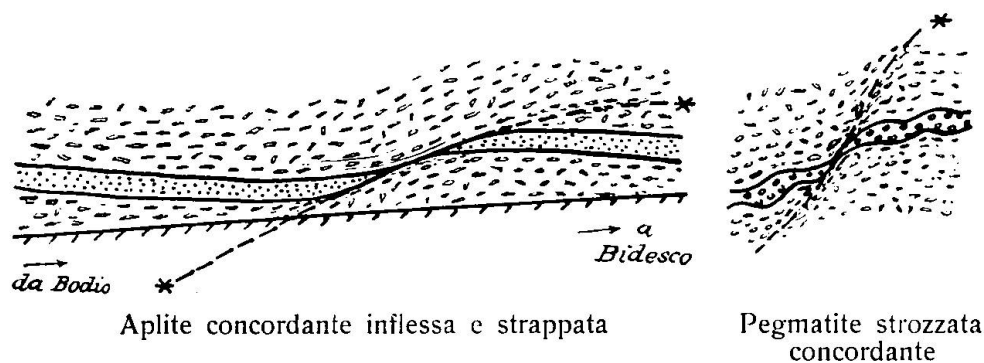


Fig. 42. Esempi di dislocazioni locali effettuatesi su filoni premetamorfi

ginale di scivolamento si può ritenere tale deformazione come parametamorfa. L'elaborazione del metamorfismo sebbene reale non è avanzata gran che, presentandosi tali apliti con chiari cenni dell'abito normale intrusivo.

La roccia, a struttura panidiomorfa e a tessitura lievemente scistosa, si rivela costituita da:

Comp.: principali: feldispato alcalino, quarzo, plagioclasio,  
 „ secondari: (biotite), (clorite),  
 „ accessori: magnetite, apatite, (epidoto).

Il feldispato alcalino è rappresentato da microclino, con estinzione fosca, senza pertite e senza graticcio; si intreccia regolarmente col quarzo formando un aggregato granulare isometrico. Il plagioclasio si sviluppa egualmente in piccoli grani geminati, a carattere acido (9—10% An). In mezzo a questa massa trovansi sparpagliate alcune pagliuzze di biotite cloritizzata e qualche chicco d'epidoto, onde si delinea generale un influsso epizonale, sia pure poco accentuato. Tali rocce affiorano frequenti in tutto il fianco orientale sino all'altezza della terrazza di Sobrio-Anzonico e sempre spiccano per la granulosità fine ed uniforme, nonchè per la bianchezza insolita del loro aspetto.

I derivati aplitici discordanti presentano una chiara differenziazione a facies sienitica senza però affermare decisamente il loro carattere filoniano esterno. Si diffondono dai piani trasversali di fessurazione (ac) lungo limiti contorti ma distinti, si dimostrano in piena discordanza colla varietà porfiroide-lentico-



Fig. 43. L'intrusione delle vene aplitiche ad anfibolo nella massa compatta dello Gn. Lev. IIIa, in vicinanza delle formazioni pirosseno-sienitiche.  
Affioramento della Biaschina superiore

lare <sup>33)</sup>. Il fatto di trovarvi associate rocce aplitiche discordanti (e posteriori a quelli stessi) e di rintracciarne più sopra la continuazione dell'intrusione ci induce a ritenerli per derivati filoniani, tuttavia in parte aplitici, in parte pegmatitici. Le rocce caratteristiche sono costì:

<sup>33)</sup> Affioramento recente a fianco della strada cantonale, circa allo sbocco superiore della seconda galleria elicoidale (Biaschina superiore).

<sup>34)</sup> Saggio analizzato N° 548, tavola III (p. 608), N° 16.

- a) Sienite pirossenica (Pegmatite (?), nucleo centrale)<sup>34</sup>),
- b) Aplite granitica con anfibolo.

La prima costituisce una roccia compatta, con feldispato rosa-arancione assai grossolano intramezzato da melanocrati verdi chiari, per lo più granulari.

La sua composizione mineralogica determinata da:

Comp. principali: microclino, diopside, attinolite,

„ secondari: albite-oligoclasio, quarzo, biotite, calcite,

„ accessori: muscovite, titanite, apatite, zircone, epidoto, magnetite

rivela chiaramente un differenziato acido-sienitico, rielaborato poi dalla metamorfosi in guisa da generare le neosecrezioni accessorie, primariamente estranee. Tali relazioni emergono infatti con evidenza dai rapporti di associazione. Tutti i componenti principali (in parte anche quelli secondari) presentano un frastagliamento minuto dei contorni, spesso una corrosione intensa che adombra il carattere primitivo di alcuni fenocristalli rimasti più o meno alterati; la massa interstiziale è ricristallizzata totalmente costituendo un aggregato tipico granoblasta.

Il microclino presenta una struttura a graticcio assai indebolita dalle numerose fessure e dai microliti sericitici recenti; i suoi contorni letteralmente dilaniati hanno perso l'idiomorfia iniziale ospitando ora infiltrazioni profonde della massa granoblasta. Sono poi caratteristici i piccoli inclusi d'albite-oligoclasio e la scarsa miscela pertitica, ambedue simultanei.

D'aspetto analogo risultano il diopside e l'attinolite, spesso intrecciati a vicenda; talora l'attinolite circonda regolarmente il diopside dimostrandosi come suo prodotto di trasformazione. E' inoltre tipica per il suo lieve pleocroismo verde chiarissimo ( $2V_a = 84^\circ$ ;  $n_{\gamma}/c = 20^\circ$ , m. t. F.) per le inclusioni frequenti di biotite verdastra, di titanite granulare, sporadicamente pure magnetite e leucosseno. L'albite-oligoclasio (14% An,  $2V = +86^\circ$ , [Albite], m. t. F.) figura qua e là come residuo fenocristallino, ma costituisce essenzialmente la massa granoblasta assieme al quarzo e al feldispato potassico di ricristallizzazione.

La struttura è pertanto porfiroide e con massa granoblasta, la tessitura massicia conferma vieppiù l'intensità media della metamorfosi. Le salbande di tale intrusione sienitica possiedono una granulosità minuta nell'identica qualità dei componenti; si distinguono per una metamorfosi alquanto più avanzata, che provoca sia plaghe quarzo-feldispato granulari in sostituzione dei fenocristalli di relitto, sia abbondanti secrezioni di quarzo mirmechite o di calcite. Quest'ultima è frequente negli interstizi.

Le apliti granitiche ad anfibolo solcano trasversalmente la roccia includente IIIa, e probabilmente anche la roccia sienitica<sup>35</sup>); la loro composizione normale è corredata dalla presenza dell'anfibolo (orneblenda comune) e da maggior tenore micaceo chiaro.

<sup>35</sup>) L'intersezione diretta non è visibile, ma la si può ammettere dall'osservazione generale dei rapporti di giacitura.

Il tessuto granulare isometrico presenta una lieve scistosità di fase epizonale, con accenti diaftoretici locali. L'uguaglianza poi degli accessori (rispetto al differenziato sienitico) lascia sussistere la possibilità d'una certa affinità primaria, indipendente dall'ordine d'intrusione. La ricristallizzazione è uniforme senza però cenni sicuri d'uno stadio definitivo.

Infine tutto il complesso di tali derivati è attraversato a sua volta da vene quarzifere chiaramente postmetamorfe ora intrise di calcite, orneblenda, ora con riflessi rosso-bluastri dovuti all'inclusione di lamine finissime d'ematite. Le fessure di tali differenziati sono poi tappezzate da una forte secrezione d'orneblenda comune, in covoni neri e raggianti; la periferie segnalano la presenza di molto epidoto pistacite ( $2V_a = 71^\circ \rightarrow 31^\circ$  Mol-Fe [15, p. 293]) in sostituzione del diopside e d'una parte dell'attinolite.

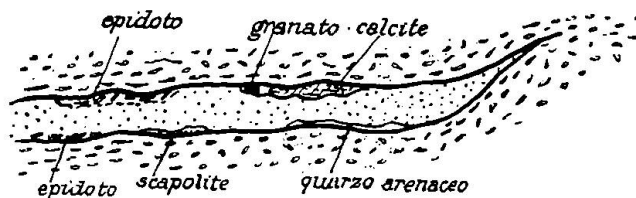


Fig. 43a. Vena quarzifera con minerali tipici in IIIa (Bodio-Bidesco)  
spessore massimo 50 cm

In mezzo alla varietà porfiroide in pieno assetto massiccio (come nelle cave di Bodio) si osserva un'infiltrazione di tipo filoniano, che si diletta in piccole zolle ed apofisi contorte, quasi come fiamme ascendenti (v. fig. 43). La loro composizione è quella di uno gneiss granitico con orneblenda comune (a struttura granoblasta fine e a tessitura scistosa); è tuttavia intercalata da lenti feldispatiche più o meno allungate, quasi come venette metasomatiche, racchiudenti al centro acicule d'orneblenda. La ricristallizzazione completa dei leucocrati che corrodono ampiamente l'anfibolo si adatta difficilmente al carattere intrusivo indipendente dalla roccia includente.

L'abbondanza delle vene quarzifere, tanto concordanti quanto discordanti, è caratteristica per tutta la regione centrale. La potenza è assai variabile (talvolta oltre 1 m.) e per lo più rispecchia un'integrità assoluta della massa silicea; alcune vene sono invece accompagnate da feldispato alcalino, da orneblenda, oppure da calcite ed epidoto (Bodio-Giornico). Un esempio tipico, affiorante sulla strada Bodio-Bidesco, mostra lungo i margini agglomerati notevoli d'epidoto pistacite oppure noduli di calcite ricristallizzata con chicchi di granato (v. fig. 43a).



La roccia porfiroide di contatto presenta un intreccio granulare di quarzo, plagioclasio basico (64 % An, [Albite] m. t. F.) ed epidoto in fase di piena ricristallizzazione. L'epidoto è oltremodo grossolano all'esterno figura in bei cristalli grossolani gialli-verdognoli) e risulta con struttura zonale (dall'esterno all'interno la composizione varia chiaramente:  $2V_a = 82^0 - 72^0$  equivalente a 20—30 % Mol-Fe [15, p. 293] e con forte dispersione  $\nu > \varrho$ ); il plagioclasio riflette uno stadio incipiente di saussuritizzazione.

Quale minerale caratteristico di contatto si sviluppa altresì la scapolite, in liste bianche opache, striate, assai lucenti e di grossezza notevole. Alcune vene quarzifere includono solamente epidoto pistacite (Biaschina inferiore) con percentuale ferriera analoga ( $2V_a = 81^0 \rightarrow 21$  % Mol-Fe) oppure lenti isolate di carbonato (con tutte le proprietà della calcite). Altre vene presentano zone più vitree in cui sono adagiate tavolette robuste d'ilmenite, di color grigio-plumbeo e prive di contorni cristallografici. Queste portano inoltre piccoli solchi d'origine primaria, in cui s'infiltrano venuzze capillari di quarzo ricristallizzato; le sezioni lucide poi non mostrano proprietà caratteristiche, fuorchè una debole miscela lamellare. L'analisi chimica (già pubblicata in precedenza (35, p. 269) dal Prof. J. JAKOB) di un cristallo analogo proveniente da Bodio, dimostra trattarsi d'una miscela d'ilmenite con magnetite. In tutte le vene quarzifere si constata una ricristallizzazione totale, che le fa ritenere perciò come una fase differenziativa premetamorfa.

Assai caratteristica si presenta una vena di puro anfibolo con alcuni accessori (magnetite titanite, epidoto, clorite, feldispato alcalino), dello spessore massimo di 4 cm. e pienamente discordante nella varietà IIIa (alquanto lamellare) tra Personico e Venno. Le acicule robuste e slanciate di attinolite (?) costituiscono un intreccio nematoblasta assai fitto e compatto; le proprietà ottiche

$$\left. \begin{array}{l} 2V_a = 75^0 \\ n_{\gamma}/c = 20^0 \end{array} \right\} \text{m. t. F.} \left| \begin{array}{l} \gamma = \text{verde bluastr} \quad \beta = \text{verde erba} \\ \alpha = \text{verde giallognolo chiarissimo} \end{array} \right\} (\gamma > \beta > \alpha)$$

mettono in evidenza i caratteri assunti dall'anfibolo primitivo dopo la ricristallizzazione. Tenendo presente i rapporti strutturali, la giacitura e la posizione è ovvio riconnettere questa vena all'assise sottostante del granito scuro di Personico-Bodio.

#### b) Pegmatiti e influssi idrotermali

Come già accennammo le pegmatiti sono per lo più concordanti e si rivelano come derivati immediati del granito primario. L'abito



esterno filoniano permane più nitido che non in quelle analoghe della regione meridionale, benchè interiormente si accentui la deformazione cataclastica parametamorfa. Il carattere grossolano degli individui primitivi non interamente rielaborati contrasta evidente colla massa granoblasta di nuova data. Qua e là fanno capolino i concrescimenti grafitici tra il microclino e l'oligoclasio, mentre la maggior parte dei residui di feldispato alcalino abbonda di secrezione perititica; infine anche la scarsità delle neoformazioni micacee addita uno stadio incompiuto di ricristallizzazione. La tessitura è poi massiccia-lenticolare e riproduce fedelmente la singolarità della roccia iniziale. Esempi tipici s'incontrano nelle cave del fondovalle (p. es. Personico), ma anche alcuni sparsi sui fianchi rocciosi ben denudati (Sasso di Pollegio).

Gli influssi idrotermali si limitano a centri locali (Personico-Venno) (Bodio-Bidesco) e appaiono tutti chiaramente post-metamorfi e perciò distinti dall'intrusione pegmatitica testè descritta. Nel primo nucleo (Personico) a cui si ricollegano i fenomeni già citati nella varietà IVa (cfr. p. 545), si osservano talora gneiss con feldispati albitizzati o sericitizzati allo stesso modo che nella Riviera inferiore; inoltre anche talune vene e glandole quarzifere introdotesi nelle diaclasi vallive sembrano collegate a questa irradiazione. Fenomeni analoghi si delineano tra Bodio e Bidesco, dove l'abbondante cloritizzazione idrotermale favorisce i movimenti secondari delle masse. Anche i giacimenti di minerali cristallizzati (epidoto, eulandite, stilbite) qui rinvenuti di recente da C. TADDEI (119, p. 49) ripetono molto verosimilmente la loro origine d'alterazione pneumatolitica-idrotermale. Nella zona tra Bodio e la Biaschina non affiorano invece cenni caratteristici di tale influenza.

## 2. SETTORI DI CONTATTO

### *a) Varietà periferiche*

L'uniformità del blocco centrale si rispecchia nella stessa misura sulla copertura di contatto. In effetti, tralasciate alcune sottospecie a facies locale, in tutta la zona periferica superiore domina regolarmente la medesima varietà VI, con abito costante. Questa inizia quasi repentinamente dopochè la IIIa si è già alternata a più riprese con varietà omonime più lamellari. Tale transizione inizia a sud (Val d'Ambra-Sasso di Pollegio) alla quota di circa 1000 m. e discende lentamente a 850 m. poco sopra alla Biaschina, conformemente all'abbassamento generale.

VI. Gneiss a feldispato alcalino e a doppia mica,  
con struttura granoblasta fine e tessitura  
scistosa-laminare assai spiccata.

L'aspetto esterno è affatto diverso da quello del nucleo di base, sia per il colore grigiastro più cupo e monotono, sia per la segmentazione tabulare quasi in parallelepipedi regolari.

Esso riflette l'uniformità della struttura granoblasta fine e minuta, plasmata da una tessitura scistosa, ora parallela listata, ora stirata in lenticelle sottilissime, e altrettanto costante. La composizione mineralogica mostra un'abbondanza tipica del quarzo a fianco del feldispato alcalino:

Comp. principali: quarzo, feldispato alcalino, plagioclasio,

„ secondari: biotite, muscovite, clorite, sericite,

„ accessori: apatite, zircone, magnetite, rutilo, epidoto, calcite, leucosseno.

Il quarzo costituisce lenti allungate, schiacciate e circondate da feldispato, figurando sempre con forte ondulosità d'estinzione. Il feldispato alcalino è raramente geminato col graticcio tipico, e s'estingue per lo più coi riflessi dispersi ormai consueti, i quali assieme all'angolo assiale  $2V_a = 80^\circ - 82^\circ$  (m. t. F.) confermano la specie microclino. I granuli minuti, prettamente senoblasti, additano una ricristallizzazione totale; soltanto in rari casi, alcuni individui maggiori, allungati e corrosi lungo i fianchi di geminazione accennano forme di residuo fenocristallino. L'oligoclasio (26 % An,  $2V = -88^\circ$ , [Albite], m. t. F.) costituisce granuli uniformi, con geminazione poco pronunciata. La distribuzione di questi componenti principali è irregolare, ma sempre secondo le stesse forme d'agglomeramento (letti, lenti) più o meno continuate; l'intarsio reciproco è poco sviluppato e in generale solo coi feldispati a miscela pertitica.

Talora la preponderanza del feldispato alcalino si afferma come facies marginale, lasciando trasparire un tipo occhiadino noduloso, poichè trattasi di cumuli caudati eterogenei di completa ricristallizzazione (Val d'Osàdigo). Si delineano peraltro passaggi a interstratificazione regolare dei letti quarzo-feldispatici, con isometria uniforme di tutti i granuli. (Varietà locali di Faidalo-Val Nadro). Le miche costituiscono file disordinate, sparpagliate, con individui minuti, isolati e con forte corrosione estemale. Le lamine di biotite, corte ed esili, hanno sempre l'intenso pleocroismo bruno-olivastro che spesso cede alla cloritizzazione marginale. Più scarsa figura la muscovite, sibbene collo stesso sviluppo individuale; la forte sericitizzazione ne riduce spesso l'idioblastia lamellare. Tali relazioni generano sui piani di scistosità una copertura sottilissima di squamette micacee quasi puntiformi; solo alcuni noduli feldispatici e qualche chiazza biotitica emergono da questa specie d'epidermide sericea. Una caratteristica speciale di

questa varietà sono le neoformazioni epizonali di sericite e d'epidoto. Esse cospargono con intensità variabile tutto il tessuto granoblasta, esprimendo esplicitamente il forte contributo di tale metamorfosi alla trasformazione generale. Parallela a questa si delinea altresì l'influenza cataclastica, qua e là con transizione distinta a una fase postcristallina, specie nelle zone di contatto immediato con gli ortogneiss delle unità superiori, dove la tessitura diventa parallela listata e talora assai fine (cfr. lo spaccato 2 della tavola VII\*).

#### a) Versante orientale

Lungo tutto il limite del Sasso di Pollegio persiste dapprima la varietà III con abito assai lenticolare-scistoso (contatto a sud di Lodrino) poi subentra la varietà listata VI, alquanto più biotitica, e distinguendosi dalle intercalazioni micacee nella maggior quantità di feldispato. La consanguineità d'ambidue le specie è d'altra parte confermata dall'identità dei feldispati. Il regime laminare-listato della tessitura in VI rimane inalterato lungo tutto il contatto coi paragneiss mentre nella transizione interna verso la III si riscontrano zone di disturbo accompagnate da miloniti e da cataclasiti porfiroidi-lenticolari chiaramente ricristallizzate (canalone verso il Monte Erto). La stessa varietà laminare stirata segna la copertura ultima dello gneiss Leventina sino al Vallone di Bodio portando tracce evidenti di cataclasi postcristallina. Sulla piattaforma di Parnasco-Villa affiora nuovamente la transizione fra la IIIa e la VI in stile normale senza scorrimento alcuno; soltanto più sopra (Ussò, Al Giò) la varietà VI appare sotto forma d'uno gneiss biotitico a lenticelle allungate, talora lievemente pieghettate. La deviazione verso un intreccio lenticolare si afferma simultanea alla ricristallizzazione totale della roccia. In contrasto a questi tipi non mancano alcune assisi di gneiss silicei, assai chiari e scistosi regolarmente interstratificati alla VI. (Capella tra Sobrio e Ussò). La terrazza fra Sobrio-Cavagnago-Anzonico giace sul tetto della varietà porfiroide IIIa, costì alquanto più scistosa del solito; vi abbondano inoltre le infiltrazioni aplitiche concordanti, a facies granitica e più ricristallizzate di quelle analoghe del fondovalle (Bodio!).

Gli spuntoni della terrazza superiore (Ussò-Pradopio-Sinciascò) avvertono poi l'alternarsi di VI, più o meno laminato, con una specie lenticolare occhiadina che prosegue abbondante nella regione superiore (vedi sotto p. 567), ovvero con banchi micascistosi in preva-

lenza biotitici e analoghi a quelli del Sasso di Pollegio. Il contatto diretto colle quarziti è difficilmente rintracciabile poichè ampi detriti morenici e di franamento ricoprono tutto il fianco vallivo.

### b) Versante occidentale

La prosecuzione normale dello gneiss porfiroide biotitico di Pozzo (cfr. p. 523) si estende regolare verso nord costituendo il dorso superiore dello gneiss Leventina (Pozzo-Tori-Laghettio-Val d'Ambra-Sassano). Il carattere del metamorfismo non interamente evoluto si manifesta chiaro ed esplicito nei residui feno-

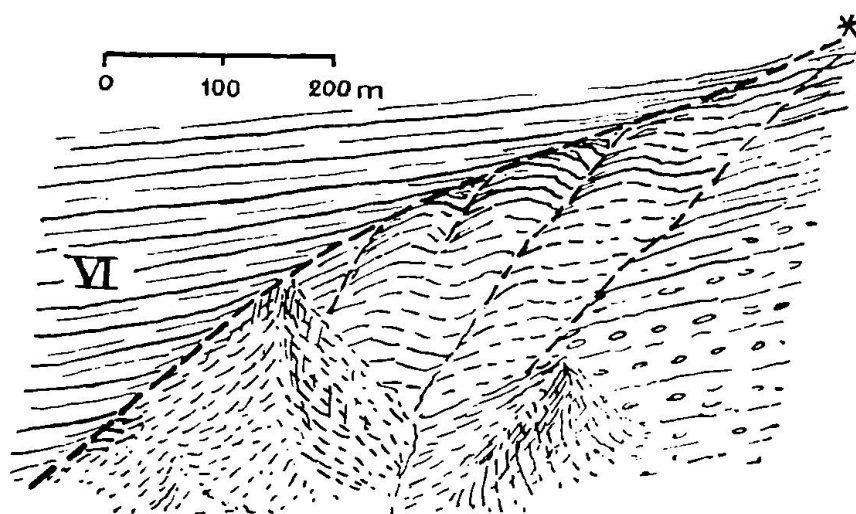


Fig. 44. Scivolamento di masse sul fianco settentrionale della Val d'Ambra

cristallini di microclino, mentre l'impronta cataclastica paracristallina s'afferma indubbia. Tuttavia, nel contatto sotto Malsegro la trasformazione aumenta sensibilmente e nell'assise ultima del tetto si delineano già i caratteri della varietà VI. Questa subentra poscia con pieno vigore nella Val d'Ambra e si protende quindi su tutta la copertura del versante occidentale sino a Chironico. La potenza massima di 300 m. è raggiunta nell'aspra parete rocciosa tra la Val d'Ambra e la Val Marc'ri; indi diminuisce a poco a poco sino a 150 e 160 m. tra Grumo e Osadigo (Biaschina).

Nella Val d'Ambra notansi fra Stavello e Matra scivolamenti di masse cospicue, i quali sviluppano una serie di rocce milonitiche ed ultramilonitiche. La varietà VI le inizia con una cloritizzazione generale del tenore biotitico e colla laminazione interna di tutti i componenti principali; s'associa quindi la neosericitizzazione e lo sviluppo di più abbondanti secrezioni pertitiche (dealbitizzazione) nel feldispato alcalino, nonchè lo sgretolamento

parziale dei granuli maggiori. Nella zona immediata dello scorrimento l'attivo delle masse genera delle proprie ultramiloniti a tessitura fluidale più o meno turbolente. Le rocce, esteriormente nere-verdastre, spesso venate, mostrano all'interno un rimpasto di tritume microbreccioso, rinsaldato qua e là da vene esilissime di quarzo, nuovamente ricristallizzato (incolumità assoluta nell'estinzione oltremodo regolare, contorni poligonali morbidi) dopo la fase distruttiva; insomma una vera poltiglia, una „purée parfaite“ a dirla con P. TERMIER. Caratteristico il fatto di non rintracciare il minimo accenno a fratture posteriori, per cui dobbiamo ritenere tali rocce come prodotti ultimissimi dell'assestamento tettonico alpino, e perciò indubbiamente d'ordine postmetamorfo. Le ultramiloniti più fluidali debbono provenire in buona parte da lembi della varietà IIIa (la quota della località è appunto intorno ai 900 m.), poichè vi si distinguono chiari residui porfiroclasti, avvolti talora in file esilissime quasi puntiformi di pigmenti interstiziali carboniosi mescolati a polvere metallifera minutissima. Il contatto di Cassinone (Val Bri) dimostra parimenti un forte regime milonitico postcristallino, tanto nello gneiss Leventina, quanto nell'ortogneiss Simano sovrastante. La parete valliva tra la Val d'Ambra e la Val Nadro non offre particolari interessanti, essendo costituita interamente dalla varietà VI in assetto comune; tuttavia la transizione di IIIa verso VI è distinta da forte influenza cataclastica, lasciando che la massa superiore VI domini indisturbata. La ricristallizzazione epizonale è quivi coordinata da una tessitura laminare assai spiccata alternando soltanto sporadicamente colle specie occhiadine nodulose (pseudo-porfiroidi) corrispondenti quasi a un rallentamento locale della spinta unilaterale (sotto al Busano). Non è infatti casuale l'incontrare costì le irradiazioni idrotermali postcristalline (Val Nadro, giacimenti d'epidoto!). La varietà VI prosegue normalmente lungo tutto lo zoccolo della terrazza di La Monda-Ursino-Grumo-Chironico, perdendo però adagio adagio il suo abito laminare sottile a favore d'un ordinamento più lamellare-lenticolare appiattito. Infatti le miche, specie la biotite, sono ridotte unicamente a „lubrificare“ quasi i piani di tensione tangenziale lasciando così emergere le lenti lamellari quarzo-feldspatiche. Nelle gole e nei burroni soprastanti a Giornico sono poi caratteristiche le tracce di scivolamenti tangenziali con zone di disturbo affatto locali, ma frequenti; qua e là affiorano piccoli strati di ultramiloniti fluidali che segnano il passaggio della varietà lenticolare e scistosa di IIIa a quella superiore di contatto (VI).

Insomma, tutto il versante occidentale riflette un regime di maggior sollecitazione meccanica, che impetuosa lungo la linea di contatto, si ripercuote abbastanza sensibile anche nella zona di transizione verso il blocco massiccio del fondovalle. (Vedi spaccato longitudinale, tavola VIII\*.)

### *β) Unità di contatto*

Gli elementi pennidici che poggiano sulla massa leventinese centrale e settentrionale mostrano un'incondizionata continuità, che venne messa in rilievo già in altre opere petrografiche (cfr. BOSSARD, KÜNDIG, PREISWERK). Noi ci limitiamo quindi a un ragguaglio sommario dei caratteri essenziali che li differenziano lungo l'immediato contatto con lo gneiss granitico Leventina.

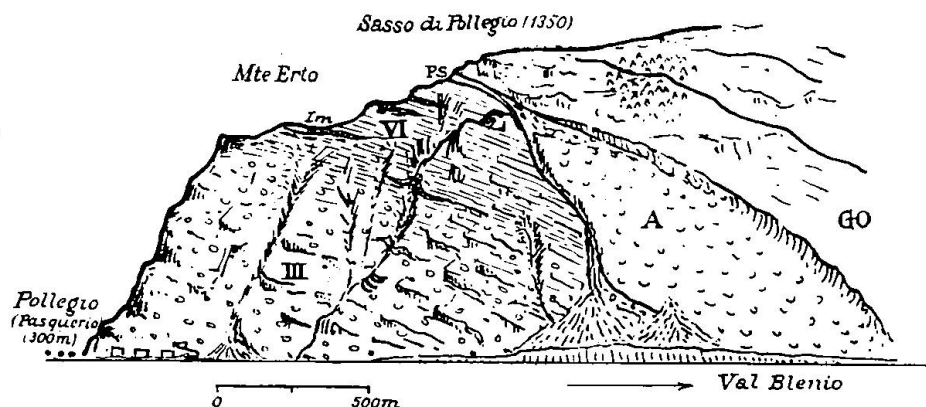


Fig. 45. L'immersione dello Gneiss Leventina all'imbocco della Val Blenio (visto dalla Ganna di Crenone)

#### a) Intrusione basica di Loderio (Val Blenio)<sup>36)</sup> (A, O)

Tale intrusione basica riposa sul dorso inclinato (immersione orientale palesata dall'incisione della Val Blenio) della massa di Leventina con una coltre continua di anfiboliti. Le varietà gneiss-granitiche appaiono ovunque con forme laminari assai pronunciate, e anche la stessa porfiroide (III) figura contratta in una sottospecie lenticolare-scistosa abbastanza caratteristica (contatto lungo il canale dietro l'officina elettrica di Biasca). L'anfibolite affiora in banchi appiattati, dapprima finemente zonati, poscia listati e più oltre verso il nucleo basico intrusivo assume carattere granulare minuto, diminuendo a un tempo la scistosità di cristallizzazione (aumento di granato e diopside legato a struttura granoblasta fine).

<sup>36)</sup> Vedansi in merito le descrizioni e gli studi accurati di L. HEZNER (32) e F. DE QUERVAIN (83a).



La composizione normale abbraccia:

Comp. principali: anfibolo, plagioclasio,

„ secondari: biotite, epidoto, sericite, albite,

„ accessori: magnetite, titanite, apatite, leucosseno, zirconio

e rivela una ricristallizzazione avanzata, modificata solo da lieve saussuritizzazione locale. L'anfibolo ha una colorazione verde intensa e un pleocroismo oltremodo vivace ( $2V_a = 74^\circ$ ,  $n_{\gamma}/c = 23^\circ$ , m. t. F.,  $\rightarrow$  attinolite) e predomina con acicule più o meno corrose, ma idioblaste. Il plagioclasio intermedio (42 % An,  $2V = +88^\circ$ , [Albite], m. t. F.) figura spesso in geminati complessi, mostrando qua e là struttura zonale; la biotite si presenta assai decolorata e corrosa, quasi in corrispondenza alla saussuritizzazione dell'andesina, (epidoto-albite). Nei banchi a tessitura più listata e con maggior quantità di quarzo e feldispato alcalino, la struttura perde l'accento nematoblasta, diventando granoblasta uniforme.

In nessun esemplare appaiono tracce di cataclasi para- o post-cristallina e neppure il limite propriamente detto presenta superfici di disturbo, di guisa che la concordanza esterna sullo gneiss Leventina si dimostra chiaramente premetamorfa. Anche l'assenza di qualsiasi relitto strutturale esprime l'intensità uniforme e regolare del metamorfismo in ambedue le rocce confinanti (cfr. lo spaccato 2 della tavola VII\*).

#### b) Ortogneiss aplitici e granulitici (GO e GOa)<sup>37)</sup>

I contatti diretti con tali rocce affiorano solo nella zona meridionale (Pollegio-Giornico) lungo la varietà dorsale VI e attestano un chiaro carattere primario, oltrechè tettonico.

Lo gneiss GO si distingue facilmente per la quantità minima di biotite, per la tessitura assai scistosa e parallela, spesso a stratificazione laminare.

Il quarzo e il feldispato alcalino (microclino) dominano in lenti allungate o in straterelli granulari, pienamente ricristallizzati e avvolti dalle file muscovitiche ondegianti. La basicità del plagioclasio tende a diminuire (10—11 % An,  $2V = +84^\circ$ , [Albite], m. t. F.) mentre le scarse lamine biotitiche si distinguono per il pleocroismo bruno-rossigno (affatto improprio a qualsiasi sottospecie o varietà dello gneiss granitico nella bassa e media Leventina).

La fase epizonale si rivela colla stessa intensità che nella varietà VI; soltanto l'influenza cataclastica assume più vaste proporzioni. Nei contatti occidentali si nota certe volte una maggior analogia con VI, in quanto il tenore biotitico aumenta costantemente, pur conservando il pleocroismo sul tono rossigno. Gli ortogneiss granulitici (GOa) s'adagiano sullo gneiss Leventina per brevi

<sup>37)</sup> Come sopra, riproduciamo le denominazioni adottate nella carta geologica delle Alpi ticinesi (N° 116), 1934.



tratti (Bidesco-Diganengo e nella Val Bri). La loro struttura grano-blasta con accenti panidiomorfi e a un tempo con agglomeramenti pseudo-porfiroidi (noduli occhiadini) è nettamente opposta allo sviluppo corrispondente nello gneiss Leventina. I componenti sono i medesimi degli gneiss aplitici e risultano tutti totalmente ricristallizzati. La basicità del plagioclasio aumenta lievemente (12—15 % An,  $2V = +88^\circ$ , [periclino] m. t. F.) mentre il pleocroismo della biotite persiste bruno-rossigno.

Sebbene la fase epizonale sia analoga a quella di GO, si delinea una diminuzione della cataclasi postcristallina.

### c) Gneiss e scisti biotitici (PS) e quarziti (Q)

I paragneiss (PS) e le quarziti (Q) figurano in questa regione come elementi intermedi di contatto; il perimetro affiorante dei loro limiti è assai inferiore a quello degli ortogneiss precedenti, e si limita per lo più ai fianchi delle valli trasversali (perciò al versante occidentale).

I paragneiss si dimostrano oltremodo scistosi, micacei e di color brunastro; alla tessitura sfogliosa soggiace una struttura grano-lepidoblasta di chiara ricristallizzazione totale. Il loro carattere sedimentogeno non spicca sempre mercè gli alumo-silicati tipici, ma emerge distinto rispetto agli ortogneiss adiacenti. In certi punti presentano abbondanza d'epidoto pistacite (Sassano-Lariccio) oppure porfiroblasti di granato (Val Nadro-Busano<sup>38</sup>); in tal caso li accompagna un leggero pieghettamento paracristallino, modificato qua e là da influssi cataclastici posteriori, poco accentuati. La quantità del granato e del distene aumenta regolarmente verso nord, e risulta superiore nella copertura diretta tra la Val d'Osàdigo e la Val di Chironico.

Le quarziti affiorano con potenza assai mediocre (non oltre a 6 m.) e sono tutte caratterizzate da un abito esterno poco normale, chè già ad occhio nudo vi si scorge una forte quantità di feldispato specie nelle varietà granulari a tessitura scistosa-lenticolare (p. es. Val d'Ambra, Val d'Osadigo).

La composizione mineralogica prevelente è determinata da:

Comp. principali: quarzo, microclino, plagioclasio,

„ secondari: muscovite, biotite,

„ accessori: apatite, pirite, magnetite, zircone (granato)

---

<sup>38</sup> Costì poggiano direttamente sul dorso delle quarziti, non sugli ortogneiss.

tuttavia non sono esclusi alcuni affioramenti con caratteri specifici più distinti (Val Folda). L'assetto interno è in generale costituito dall'intreccio granoblasta quarzo-feldispato, alternante talvolta con letti discontinui di quarzo più grossolano e rastrellato di file muscovitiche (con biotite bruno-olivastra) assai esili e ondegianti; il tutto è improntato a una schietta ricristallizzazione.

Il microclino si distingue per il graticcio esplicito, o per la miscela pertitica, l'oligoclasio (28—30 % An) per la scarsa geminazione, spesso sottile. La fase cataclastica non dà segni di intensità notevole, esercitando più che altro un maggior addentamento dei componenti feldispatici nel quarzo, a sua volta lievemente sgretolato e con forte ondulosità d'estinzione; le neoformazioni epizonali se riducono alla sericitizzazione dei feldispati.

I contatti verso lo gneiss Leventina non sono distinti da limiti litologici o tettonici chiari, poichè il passaggio è spesso graduale nell'ambito di pochi metri; altre volte si osservano banchi lentiformi intercalati nello gneiss VI già alquanto milonitico (Val d'Ambra). L'assise più massiccia è quella della Val Nadro, ma anche costì si nota come la transizione verso le unità superiori (PS oppure GO) non sia esente da zone di scorrimento più o meno milonitiche (Val Marcri, Val d'Osadigo), talora con strascichi lenticolari affatto isolati in mezzo all'elemento stesso di copertura (Val Nadro).

#### IV. Regione settentrionale

##### Media Leventina

(Biaschina - Lavorgo - Faido - Piottino - Rodi)

L'immersione settentrionale dello Gneiss granitico Leventina nella fase di anticlinale frontale (Piottino) segna lo sviluppo spontaneo del blocco antecedente (regione centrale) sotto il regime tettonico pennidico. L'unità intrinseca perdura tuttavia inalterata, anche oltre la scissione caratteristica, delineata assai chiara ed evidente su tutto il versante sud-occidentale (vedi lo spaccato longitudinale, tav. VIII\*). Questa dimezza il fianco affiorante, limitando esteriormente la continuità regolare delle altre regioni al settore interno di questa settentrionale, e manifestando l'indipendenza relativa del settore di contatto ad essa sovrastante.

##### 1. SETTORE INTERNO

Esso abbraccia tutto il fondovalle sino alla quota di 900—1000 m., a cominciare dalla Biaschina superiore fino allo sbocco del Canalone di Freggio (Piottino), e con una certa analogia alla zona corrispondente nella Riviera, mostra un'ampia e rapida variazione di specie rocciose.

a) *Varietà principali, loro transizioni ed intercalazioni*

La distinzione di tali varietà fonda essenzialmente sui caratteri strutturali e tessiturali, restando ovunque quasi invariato il tono della composizione mineralogica interna, peraltro lievemente diverso da quelli precedenti. La roccia più profonda è la continuazione diretta della varietà IIIa (porfiroide massiccia), tuttavia alquanto modificata dalla maggior scistosità di cristallizzazione, che le conferisce un aspetto lenticolare, proprio di certi ortogneiss comuni. Infatti la distinzione nitida fra la massa granoblasta fondamentale e i porfiroidi sebbene esteriormente plausibile risulta assai ostacolata dalle forme d'intreccio vicendevole, che tendono ad una chiara unità strutturale. Infatti l'inomogeneità attuale è diminuita rispetto alla IIIa, e ciò addita talvolta anche la distribuzione della sericitizzazione epizonale, rivolta con maggior insistenza ai componenti di residuo. Tali rapporti ci consentono sin da principio una separazione parallela di questa roccia assai abbondante dalla varietà primaria, e perciò la definiamo IIIb = varietà porfiroide scistoso-lenticolare (Tipo Lavorgo).

La grossezza granulare del tessuto fondamentale è più notevole che in IIIa e si dimostra in agglomerati e in plaghe frequenti di quarzo e feldispato alcalino, a forma di lenti turgide e allungate, di straterelli, o di letti continui affiancati da cordoncini microgranulari, che cercano infine di soppiantare lo sviluppo dei porfiroidi. Il quarzo, figura prettamente ricristallizzato, con vivacissima estinzione ondulosa, talora in cumuli di individui allungati e accavalcati nel verso comune di scistosità. Il feldispato alcalino ( $2V_a = 80^\circ$ ; m. t. F.) appare altresì ricristallizzato coi fenomeni consueti d'estinzione offuscata e con graticcio marginale. Il plagioclasio assai minuto e frastagliato mostra una geminazione assai fioca e la basicità ordinaria negli individui ricristallizzati (25—30% An) mentre alcuni inclusi nei porfiroidi, con geminazioni nitide e spiccate mantengono l'acidità iniziale oscillante tra (7—9% An;  $2V = +76^\circ$  sino a  $+79^\circ$ ; [Albite o Periclino], m. t. F.). I contorni ora sinuosi, ora poligonali di tali componenti rispecchiano una struttura granoblasta abbastanza limpida; essa viene meno solo nella vicinanza dei porfiroidi, poichè l'intreccio con questi avanza lungo limiti tortuosi in cui riesce alquanto incerta l'identificazione delle parti meno ricristallizzate.

Infatti, i porfiroidi di feldispato alcalino ( $2V_a = 82^\circ$ , m. t. F.) figurano non solo frastagliati, ma insinuati da intarsi granulari, che si spingono e s'addentrano profondi verso il centro, quasi a mo' di fiordi.

La geminazione a graticcio spicca ancora esplicita e sicura, cedendo solo qua e là alla miscela pertitica; talvolta si identifica ancora una nitida traccia di bigeminazione secondo Carlsbad oppure col piano d'associazione  $\perp$  (010) e in (010) (m. t. F.). (Un esempio caratteristico dell'influsso della miscela pertitica in uno stesso geminato appare col divario consueto fra il valore dell'angolo assiale dei due individui:

$$\left. \begin{array}{l} 2V_{\alpha} = 82^{\circ} \text{ senza pertite} \\ 2V_{\alpha} = 60^{\circ} \text{ con pertite} \end{array} \right\} \text{Asse di geminazione} \perp 1\bar{1}0$$

L'intreccio avanzato colla massa fondamentale non è tuttavia sufficiente per cancellare l'impronta iniziale di fenocristallo, giacchè numerosi inclusi (di plagioclasio e di mica) ben idiomorfi la rammentano sottolineando la dura resistenza opposta al metamorfismo. La corrosione periferica aumenta e facilita l'infiltrazione di canalicoli granulari quali immissari di ricristallizzazione, tentando di sostituire i residui fenocristallini superstiti con un cumulo granoblasta più o meno omogeneo (vedi microfotografia N° 9, tavola III\*).

Esteriormente i porfiroidi si dimostrano allungati e caudati, quasi come mandorle; sono tutti allineati nel verso di scistosità e spiccano nella massa granulare grigiastra come noduli occhiadini.

La sericitizzazione epizonale rende talora più evidenti questi rapporti strutturali, ma non sempre vi riesce, poichè limitandosi alle assisi superiori prossime alla varietà VI, dove la ricristallizzazione è più intensa, si confonde colla trasformazione generale. La grossezza delle miche è assai ridotta; soltanto piccole lamine isolate, poco idioblaste appaiono raramente in fasci o in file continue e figurano in complesso alquanto subordinate. La biotite conserva il suo pleocroismo tipico bruno-olivastro, e si cloritizza di raro; la muscovite trovasi in quantità inferiori e con sericitizzazione marginale. Gli accessori comuni (apatite, zircone, magnetite) sono sparsi irregolarmente, ma sempre isolati e mai inclusi nelle miche; gli altri meno importanti hanno carattere puramente locale.

I fenomeni di cataclasi paracristallina, d'epimorfismo e di diaforesi s'accentuano gradatamente verso nord, dove si dileguano poi quasi inavvertiti, in parte sotto l'influsso della ricristallizzazione totale (Piotino). In tal modo l'inomogeneità strutturale già più ridotta che non nella varietà massiccia (IIIa), scompare lentamente, lasciando subentrare una granoblasticità regolare e generale. Nello stesso tempo la tessitura scistosolenticolare, dapprima tipica (Lavorgo-Chiggiogna) si affievolisce a poco a poco immettendo senz'altro a varietà granulari parallele scistose ovvero occhiadine (Chiggiogna-Faido-Piotino).

Il passaggio della varietà IIIb allo gneiss granulare fino (VII) pienamente ricristallizzato (Lavorgo-Chiggiogna; cave Clivio-Esmati) avviene pacato e continuo, in zone limitate che preludiano la sostituzione definitiva. Fra le due zone (IIIb e VII) si interpongono letti quarzo-feldspatici con grossezza granulare media e uniforme, i quali si adagiano fra le pieghe ondegianti colmandone le concavità. Questi è in fondo un arricciamento locale paracristallino (in

seno alla scistosità parallela della tessitura) dovuto alla distribuzione simultanea dei componenti feldispatici coi letti micacei. La composizione mineralogica resta ovunque la medesima, annoverando come varianti alcune tracce accessorie di pirite e titanite, talora di calcite. La struttura granoblasta è assai accentuata, tutti i componenti mostrano contorni poligonali poco taglienti che assieme alla grossezza isometrica (0,3—0,4 mm.) riflettono una ricristallizzazione completa. Nelle sezioni (bc) non si delineano ancora letti quarzo-feldispatici macroscopici, mentre in quelle (ac) la discontinuità di tali agglomerati balza evidente, indicando, la sostituzione dei porfiroidi di relitto. Insomma tutta questa varietà granulare fine (VII) si presenta come il primo prodotto della rielaborazione totale del granito più o meno porfirico premetamorfo, in quanto il superamento graduale della struttura antecedente emerge chiaro ovunque.

La transizione di questa varietà VII a quella occhiadina-porfiroide-nodulosa (VIII) è altresì rapida e si ripete diverse volte, sempre conservando un limite distinto. In effetti, tanto la composizione mineralogica quanto la struttura granoblasta sono punto variate; la tessitura esterna è mutata solo virtualmente, poichè i noduli occhiadini d'apparenza omogenea sono costituiti dall'agglomeramento più disparato dei componenti leucocrati.

La sostituzione totale dei porfiroidi precedenti risalta ovvia nell'associazione grossolana di quei leucocrati di nuova cristallizzazione, radunati nello spazio occupato dai primi. Nel contempo la secrezione di calcite secondaria e le neoformazioni epizonali-diaforetiche si affermano ovunque con maggior frequenza. Tale varietà VIII si sviluppa in generale come stadio di transizione fra la VII e la IX (varietà laminare-lenticolare parallele) e di preferenza nel versante occidentale; così nella gola della Gribbiasca, lungo il Ticino a sud di Faido, dopo Polmengo ecc.... Quanto più a settentrione, tanto più spiccato si manifesta l'influenza epizonale senza tuttavia menomare la perfetta struttura granoblasta e la scistosità di cristallizzazione. La freschezza della roccia appare nella zona a settentrione, lasciando intravedere ancora qualche residuo minuto dei fenocristalli iniziali, ormai intriso da cordoni microgranulari e avvolti da numerose lamette muscovitiche, corte e isolate; essi rappresentano lo sforzo massimo di resistenza di fronte al metamorfismo invadente. Anche esteriormente questi noduli porfiroidi giacciono in pieno disordine, privi dell'abito slanciato dei fenocristalli bigemini, ma conservandone l'orientamento irregolare rispetto alla vena scistosa.

Assai caratteristiche sono le piccolissime intercalazioni micascistose, abbastanza calcarifere che a mo' di lenti schiacciate avvolgono piccoli nuclei di carbonato ben cristallizzato in romboedri perfetti e di color grigio-cinereo. Si tratta di agglomerati granulari a base di plagioclasio (32 % An) e di feldispato alcalino intrecciati ad abbondanti miche (la biotite è per lo più cloritizzata) e alle secrezioni frequenti di calcite e d'epidoto pistacite. Quest'ultimo appare spesso incluso nella calcite, la quale si sviluppa a sua volta in abbondanti chiazze accompagnate da muscovite fengitica e da piccoli gruppi raggianti d'attinolite.

La varietà VI della regione centrale (v. p. 557) e colà caratteristica dei settori di contatto rientra in questo settore interno colla stessa funzione di copertura, tuttavia solo rispetto allo zoccolo più profondo dello Gneiss Leventina, limitato al tetto dall'intercalazione centrale di Chironico-Faido (vedi sotto  $\beta$ ). Essa si presenta con aspetto esterno lievemente variato nella granulosità minuta, nella laminazione più spiccata e regolare e strettamente parallela; ne risulta pertanto una roccia fortemente tenace, con tono grigiastro scuro assai più cupo del solito. La composizione mineralogica devia da quella fondamentale di VI nell'aumento sensibile della biotite a cui si lega la riduzione simultanea della muscovite, nella maggior acidità del plagioclasio; si afferma inoltre l'incremento delle formazioni epizonali-diafloreitiche, nonchè una secrezione progressiva di calcite. L'aggregato granulare isometrico si distingue per l'uniformità regolare dell'orientamento secondo i piani di tensione superficiale, lungo i quali sono ammassate le miche, delineando una chiara interlaminazione parallela. Tutti questi caratteri generali ci inducono a distinguere tale varietà da quella analoga, definendola come

Vla) Gneiss a feldispato alcalino e biotite con  
struttura granoblasta e tessitura scistosolaminare parallela<sup>39)</sup>

Il feldispato alcalino non raggiunge la geminazione a graticcio, ma vi supplisce coll'estinzione offuscata assai tipica; esso costituisce insieme al quarzo e al plagioclasio (9 ÷ 10 % An,  $2V = +78 \div +82^\circ$  [Albite], m. t. F.) il tessuto granoblasta fondamentale. Le forme allungate prevalgono in tutti gli individui, ma specie nel quarzo; questi si accalca in file o in letti esili, con strisce finissime (strisce di BÖHM) ora localizzate a un lembo, ora sparse in tutta l'estensione dei granuli. Tali strisce, orientate secondo  $n_a$ , (sia parallele che perpendicolari) presentano un'estinzione obliqua

<sup>39)</sup> Saggio analizzato N° 171, tavola I (p. 599), N° 8.



rispetto alla direzione d'allungamento (in generale  $20^\circ$ ). Le miche (la biotite sempre bruno-olivastra) formano file parallele, mentre gli ossidi di ferro e gli accessori sono distribuiti senza ordine distinto.

La struttura granoblasta riflette una ricristallizzazione completa di tutti i componenti, sotto l'influenza d'una sollecitazione paracristallina abbastanza accentuata. La tessitura scistosa è oltremodo regolare e provoca un assetto generale simile a stratificazione o a fluidità laminare. Oltre che nel versante occidentale, tale varietà si estende abbondante pure sul fianco orientale (Calonico-Tengia-Rossura) tuttavia senza funzione dorsale. Sono caratteristiche le deformazioni tessiturali paracristalline che si osservano all'estremità delle apofisi di iniezioni quarzifere, dove le piccole ghiande silicee esercitano un campo d'attrazione, che rimuove il decorso regolare della scistosità di cristallizzazione.

L'analisi planimetrica di due specie diverse secondo il tenore micaceo diede il seguente risultato:

a) A doppia mica, sezione (a c)  $\perp$  s, N° 194. Grossezza granulare media 0,2 mm. Lunghezza 362,84 mm. Larghezza 18 mm.

b) Quasi biotitico, sezione (b c)  $\perp$  s, N° 196. Grossezza granulare media 0,15 mm. Lunghezza 429,50 mm. Larghezza 18,5 mm.

componente	a)		b)	
	misurato	stimato	misurato	stimato
quarzo	27,6	27,6	31,8	31,8
feldispato alcalino	} 48,7	{ 26,0	} 54,3	{ 29,0
plagioclasio				
biotite	} 23,7	{ 16,0	} 13,4	{ 11,0
muscovite				
apatite, zircone	—	0,2	0,5	0,5

La variazione delle miche è assai frequente e determina ora varietà chiare, ora varietà oscure, tutte però uniformi nella tessitura e nell'abito esterno.

L'ultima varietà tipica dello Gneiss Leventina è lo

#### IX. Gneiss plagioclasico, a feldispato alcalino e a doppia mica, con struttura granoblasta e tessitura scistosa lamellare, quasi listata ovvero pieghettata<sup>40)</sup>

Questa costituisce la roccia più abbondante e frequente non solo di tutta la zona settentrionale di questo settore ma anche di tutti i settori di contatto (v. p. 582). La sua composizione mineralogica

<sup>40)</sup> Saggio analizzato N° 217, tavola I (p. 599), N° 11.



Comp. principali: plagioclasio, feldispato alcalino, quarzo,  
 „ secondari: biotite, muscovite, sericite, clorite, calcite,  
 „ accessori: apatite, zircone, epidoto, pirite, titanite, magnetite,

accenna a un equilibrio più stabile delle miche, sebbene la biotite resti preponderante; in quanto ai leucocrati persiste più o meno invariato il predominio del plagioclasio sul feldispato alcalino, talvolta abbastanza acido (10 % An,  $2V = +86^\circ$ , [Albite], m. t. F.), per lo più con basicità abituale (25 %).

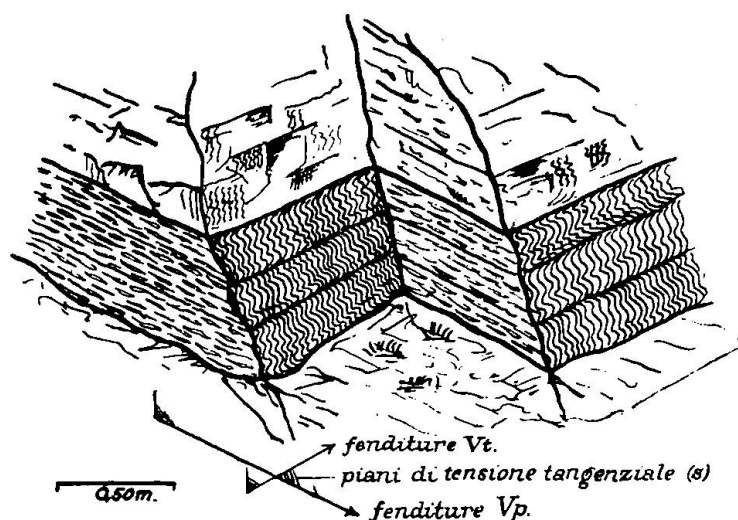


Fig. 46. Pieghettamento iniziante nella varietà IX. (Faido-Dalpe, settore interno). Si osservino le fughe di disgiunzione tabulare generantisi lungo i piani di tensione tangenziale

Il prototipo di questa roccia affiora lungo le nuove trincee della strada cantonale sotto forma di banchi paralleli, con facile segmentazione tabulare, secondo il verso di scistosità, ma assai tenaci e resistenti. Tutto l'assetto interno riposa sullo sviluppo granoblasta generale, più avanzato del solito e con chiara ricristallizzazione di tutti i componenti; i leucocrati poi si raggruppano in letti spessi e più o meno continui che producono all'esterno l'abito listato parallelo.

Il feldispato alcalino abbonda con geminazione a grata ben esplicita, altre volte con finissime lamelle pertitiche passanti a dimensioni submicroscopiche (estinzione soffusa e dispersa)  $2V_a = 82^\circ$ , (m. t. F.) perciò microclino. Il plagioclasio acido figura con individui raramente geminati, ma sempre in lamelle finissime con flessure simultanee, che annunciano una sollecitazione meccanica paracristallina assieme all'ondulosità del quarzo. Le miche abbondano in lamette fibrose ben formate, disposte in file esili, ora ondegianti, ora unite, ma sempre equidistanti, sì da favorire la disgiunzione lungo i piani di scistosità; negli interstizi di questi nastri micacei si adagiano poi gli accessori.

L'orientamento unitario delle lamine biotitiche si riflette nella simultaneità del pleocroismo, quello della muscovite nell'analogia dei colori d'interferenza. I fasci più robusti si intrecciano talvolta avvolgendo le lenti allungate quarzo-feldispatiche (lamelle allungate) nei cui nuclei centrali si distendono qua e là cordoni di quarzo puro. Questa associazione tipica nelle sezioni longitudinali (b c, i. e. Vp) mostra spesso nelle sezioni trasversali (a c, i. e. Vt) passaggi repentini a forme ondulatorie che susseguendosi con maggior frequenza generano un vero pieghettamento paracristallino; alcuni esempi si notano già nei pressi di Faido (Malpensata) ma diventano numerosi nella zona più settentrionale del Piottino, dove la deformazione paracristallina assume proporzioni assai caratteristiche (vedi p. 586). La sericitizzazione dei feldispati è per lo più locale e altresì l'influsso epizonale trovasi distribuito assai irregolarmente.

L'analisi planimetrica di un esemplare a tessitura laminare grossolana risultò assai analogo nelle due sezioni (a c) e (b c), confermando così l'opinione di WENK (125, p. 59), circa l'equivalenza planimetrica di tali sezioni.

Sezione (b c)  $\perp$  s (N° 217). Lunghezza 354,91 mm. Larghezza 14,5 mm. Grossezza granulare media 0,3 mm.

Sezione (a c)  $\perp$  s (N° 217\*). Lunghezza 439,47 mm. Larghezza 17,5 mm. Grossezza granulare media 0,4 mm. Provenienza: Gola del Piottino (vecchia strada).

componente	(b c)		(a c)	
	misurato	stimato	misurato	stimato
quarzo	30,8	30,8	30,0	30,0
feldispato alcalino	} 51,2	{ 20	} 50,8	{ 21,0
plagioglasio				
biotite	} 17,9	{ 11,0	} 19,1	{ 11,0
muscovite				
accessori	0,1	0,1	0,1	0,1

La transizione di IIIb (lenticolare-porfiroide) a VIa (scistoso-laminare) avviene rapida e continua come nella regione centrale, e talvolta accompagnata da zone milonitiche intermedie; a nord la varietà IIIb non oltrepassa Faido, e vien sostituita da intrecci continui e successivi di VII, VIII, IX. La varietà VIa è contrassegnata lungo la sua zona di copertura occidentale (sotto l'intercalazione di Chironico-Faido) da forti deformazioni paracristalline, che oltre ad aumentare lo schiacciamento della massa granulare lungo i piani di scistosità, passa a pieghettamenti e a faglie isorientate verso nord (Chironico-Rotondo). Ma anche ciò non basta, poichè subentra in più una vera e propria laminazione postmeta-

morfica che provoca la frantumazione della roccia in piastre assottigliate, tendenti a ridursi in vere scaglie di desquamazione. Fra Rotondo<sup>41)</sup> e Raslumo la milonitizzazione si spinge a forme caratteristiche; le diaclasi trasversali facilitano il disgregamento lungo i piani di scivolamento, di guisa che non mancano esempi di breccie cristalline d'origine postmetamorfa. Tutti questi fenomeni si affievoliscono adagio adagio dopo la Gribbiasca e scompaiono soltanto all'inizio della sinclinale di Faido.

Alcune intercalazioni secondarie di piccola estensione affiorano assai isolate ma distinte; certune poi lasciano supporre connessioni più o meno dirette colla grande intercalazione di Chironico-

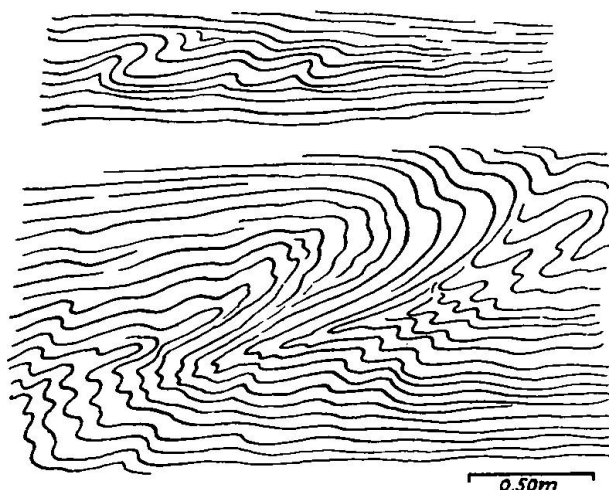


Fig. 47. Esempi di deformazioni paracristalline sul tetto del settore interno settentrionale (varietà VIa, lungo la strada Chironico-Gribbio, prima di Rotondo)

Faido di copertura parziale (vedi sotto,  $\beta$ ). Le lenticelle biotitiche sparse ovunque nella varietà IIIb sono caratterizzate dall'abbondanza del plagioclasio albitico (10 % An) accanto al microclino e dall'assenza di muscovite. La ricristallizzazione totale improntata a una schietta scistosità ne distinguono chiaramente i rapporti strutturali interni rispetto a quelli della roccia includente. La continuità dei componenti essenziali non impedisce tuttavia un limite esterno, distinto non solo nel colore, ma anche dalla grossezza granulare più

<sup>41)</sup> Erroneamente „Rodont“. Si tratta infatti dell'ortografia alemannica per voci dialettali italiane. Si confronti ad esempio come la stessa voce „Rodont“ dopo il Passo del S. Gottardo stia ad indicare l'alpe del ponte di „Rotondo“ già citata dal Pini (1784, 73, p. 147) con tanta chiarezza! Ciò valga altresì a giustificare le correzioni analoghe accennate in altri punti di questo lavoro e riferentisi al medesimo principio.

minuta; è infine notevole la disposizione affatto indipendente dai piani di scistosità della IIIb.

Nello stadio di transizione fra VII e VIII a levante di Faido (verso Calpiogna) e a monte di Polmengo (fra VIII e IX, casa cantoniera ferroviaria) affiora una varietà gneissica oscura, a grana minuta, ben delimitata verso la roccia includente, nonostante il decorso ondulante in nastri lenticolari. Ambedue i giacimenti sebbene relativamente distanti presentano la medesima composizione mineralogica e gli stessi rapporti d'associazione. Nell'intreccio fondamentale dominano il quarzo e il microclino, affiancati a quantità minime di plagioclasio andesinico ( $37\% \text{ An}$ ,  $2V = +82^\circ$ , Albite, m. t. F.), tutti

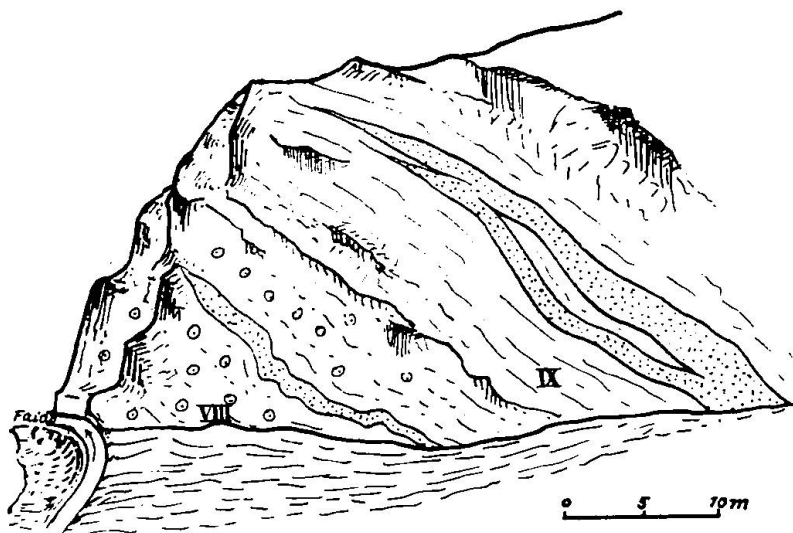


Fig. 48. La giacitura di alcune intercalazioni gneissiche oscure nel tetto del settore interno (Polmengo-Piottino)

in abito di chiara ricristallizzazione. Tale mosaico uniforme è solcato da file esilissime di biotite bruno-verdastra associate a cordoni intermittenti d'epidoto pistacite ( $2V_\alpha = 73^\circ \rightarrow \sim 29\% \text{ Mol-Fe}$ , [15, p. 293]); la prima è sempre in frammenti corrosi e minuti, il secondo spicca in piccoli granuli tondeggianti, come ovoidi.

L'abbondanza di questi due componenti oltre a quella degli accessori (magnetite, leucosseno, titanite) costituiscono un'associazione prossima agli gneiss di iniezione o a una contaminazione magmatica premetamorfa. La roccia incassante è infatti interamente ricristallizzata e non dimostra punto d'aver subito od esercitato un'azione alterante riguardo a simili intercalazioni durante e dopo il rifacimento metamorfico.

*β) Intercalazione centrale di Chironico-Faido-Piottino*

Tale complesso forma la continuazione naturale dell'unità di contatto PS (cfr. p. 563) in seno allo Gneiss Leventina settentrionale. Il suo significato tettonico verrà discusso più sotto (v. p. 691); per ora schizziamo soltanto le caratteristiche litologiche e i rapporti di successione che appaiono su tutta l'estensione tra Chironico e Faido-Piottino. Le rocce tipiche si riducono alle seguenti unità:

- a) Anfiboliti biotitiche, più o meno granatifere,
- b) Paragneiss micacei granatiferi, con distene e staurotide,
- c) Metagneiss e gneiss d'iniezione, micacei e listati,
- d) Quarziti a sericite.

a) Le anfiboliti biotitiche risultano assai scistose, appiattate, ma ben compatte e tenaci. La composizione mineralogica prevalente abbraccia:

Comp. principali: anfibolo, biotite,

„ secondari: plagioclasio, quarzo; granato, titanite, clorite,

„ accessori: magnetite, apatite, zircone, epidoto, leucosseno.

Un fittissimo aggregato nematoblasta d'ottima freschezza, costituito dall'anfibolo nettamente predominante e da lamine biotitiche più distanziate forma il sostrato della roccia. Ambedue i melanocrati figurano ben idioblasti, con sviluppo aciculare o laminare assai pronunciato; mentre nella biotite prevale il medesimo tipo bruno-sepia olivastro, nell'anfibolo aumenta il tono ferrifero a mano a mano che si procede verso nord.

Osserviamo infatti la variazione seguente:

2 Va	n <sub>γ/c</sub>	Pleocroismo	Qualità	Provenienza
80°—82°	17°—18°	$\left\{ \begin{array}{l} \gamma = \text{verde oliva} \\ \beta = \text{verde oliva giallognolo} \\ \alpha = \text{verde chiarissimo} \end{array} \right.$	attinolite	Raslumo
80°—81°	16°—18°	id. id.	id.	Osoglio
78°—80°	19°	$\left\{ \begin{array}{l} \gamma = \text{verde blu intenso} \\ \beta = \text{verde azzurro chiaro} \\ \alpha = \text{verde azzurro chiarissimo} \end{array} \right.$	attinolite ferrifera	Polmengo
72°—76°	10° - 14°	$\left\{ \begin{array}{l} \gamma = \text{verde oscuro, liev. blues.} \\ \beta = \text{verde oliva} \\ \alpha = \text{verde giallo chiarissimo} \end{array} \right.$	ferrotremolite	Piottino
(m. t. F.)		ovunque ( $\gamma > \beta > \alpha$ )		

Tale aumento ferrifero si manifesta altresì nella abbondanza vieppiù crescente della magnetite (nel medesimo senso) e non è affatto privo di connessione con tutto il carattere della regione più settentrionale dello gneiss Leventina. Il plagioclasio appare in geminati polisintetici abbastanza freschi, talora con struttura zonale; la basicità tende ad aumentare lieve-

mente da Raslumo-Osoglio (37 % An,  $2V = + 86^\circ$ , Albite, m. t. F.) a Polmengo-Piottino (45—48 % An), la sua grossezza granulare è tuttavia mediocre e subordinata allo sviluppo preponderante dei melanocrati; lo stesso dicasi del quarzo il quale vi si associa nell'occupare gli interstizi. Nelle zone più a nord la loro quantità aumenta determinando accenti più granoblasti nella tessitura della roccia. Il granato figura sempre come porfiroblasta più o meno corroso e di grossezza minima; la maggior frequenza appare nella zona intermedia di Osoglio, nel resto è soltanto sporadico. Caratteristica è ovunque l'abbondanza della titanite in granuli affusolati, individuali o in grumi anulari attorno ai nuclei centrali di magnetite e leucosseno.

L'epidoto e la clorite si mostrano specie nella zona settentrionale in parte come prodotti d'alterazione. Il primo oscilla tra la clinozoisite e la pistacite ( $\sim 11$  % Mol. Fe), la seconda si rivela in prevalenza quale clinoclro. Gli accessori rimanenti sono tutti senoblasti e giacciono sparsi irregolarmente.

b) I paragneiss micacei<sup>42)</sup> (passanti spesso a semplici micascisti) granatiferi appaiono nel loro abito sfoglioso-laminare, prettamente caratteristico; sono compatti e di color bruno-rossastro. La costituzione mineralogica più diffusa è data da:

Comp. principali: biotite, quarzo, muscovite,

„ secondari: feldispato alcalino, granato, oligoclasio, sericite, staurolite,

„ accessori: apatite, zircone, pirite, magnetite (distene), (tormalina), (epidoto).

I fasci micacei, robusti e slanciati, avvolgono la massa granulare quarzo-feldispatica in lenti allungate, e determinano un tessuto di forte coesione e scistosità di tipo grano-lepidoblasta. La ricristallizzazione totale emerge evidente nell'idioblastia assoluta d'ogni individuo; soltanto i porfiroblasti di granato e di staurolite riportano profonde insenature di corrosione pur conservando in parte i contorni cristallografici. L'intreccio ondulante delle miche lungo i piani di tensione superficiale favorisce un orientamento regolato ed uniforme che muta gradatamente e simultaneamente sia nel verso longitudinale (parallelo al piano (bc) e alla direzione principale  $320^\circ$  N) e sia nell'ambito di alcune successioni di piani di laminazione (s). In tali fasci micacei s'adagiano il distene, la staurolite, la tormalina, utilizzando appunto l'allungamento analogo e conforme. La distribuzione di questi aluminosilicati tipici sedimentogeni è assai irregolare e varia facilmente da banco in banco; tuttavia anche nelle varietà in cui non figurano punto l'aspetto generale resta sempre immutato, onde si può affermarne egualmente la consanguineità iniziale. L'apatite e il zircone trovansi talora inclusi nella biotite (sempre a pleocroismo bruno rossigno) oppure rintanati nelle insenature di corrosione, a fianco dei porfiroblasti accerchiati da masse deformi d'ossidi di ferro. La massa granulare quarzo-feldispatica è in generale più abbondante nel tratto meridionale dell'intercalazione (Chironico-

<sup>42)</sup> Saggio analizzato, vedi tavola III (p. 608), N° 13.

Gribbiasca); nel tratto superiore è assai ridotta oppure immette senz'altro ai metagneiss. Nella zona centrale di Osoglio (Faido) si sviluppano gli gneiss più tipici, in quanto l'equilibrio tra la massa granulare e quella fibrosa è ristabilito in una misura media; questi s'esterna nella granulosità più uniforme e nella maggior coesione della roccia, che perde l'aspetto fogliaceo.

In generale prevale una struttura grano-lepidoblasta, con accenti porfiroblasti moderati, congiunta a una tessitura assai scistosa; la cataclasi paracristallina modifica lievemente il parallelismo degli strati iniziali, e si mescola ai fenomeni di alterazione epizonale.

c) Col nome di metagneiss raggruppiamo le diverse varietà più o meno micacee e caratterizzate dalla preponderanza dell'elemento feldispatico, malgrado l'abito esterno assai discosto da quello degli ortogneiss. I tipi più frequenti costituiscono generalmente la base di tutta l'intercalazione giacendo in contatto diretto colle varietà VIa e VIII della massa Leventinese; altri invece figurano come propaggini isolate dell'intercalazione in seno allo gneiss Leventina specie nel punto in cui tutto il complesso estraneo s'immerge a nord di Polmengo nella zona precedente all'anticlinale frontale (Freggio-Artoido-Stengo) (vedi gli spaccati, tav. VII\* e VIII\*). Un esempio caratteristico di base (Faido) presenta un'abbondanza di plagioclasio basico (72% An, Albite, m.t.F.) intrecciato in pseudo-porfiroidi lenticolari col quarzo e col granato; un altro tipo assomiglia agli gneiss d'iniezione della zona periferica di Biasca - Frodalunga, accumulando forti quantità di microclino e d'oligoclasio nel tessuto fibbro-lepidoblasta della biotite (ambedue tra Faido e Polmengo). Altri gneiss biotitici fortemente scistosi formano nastri esilissimi, infiltrati nelle varietà leventinesi, a mo' di intercalazioni e di cui la pertinenza primaria è assai discutibile, specialmente quando vi si scorgono porfiroblasti abbastanza distinti di granato o d'epidoto (affioramenti lungo le nuove trincee della strada Faido-Rodi). Sono invece molto frequenti in banchi intercalanti con VII, VIII e IX gli gneiss muscovitici quarzosi, scistosi, talvolta pieghettati o con agglomeramenti di biotite. L'epidoto e il granato figurano solo più come accessori, ma additano a sufficienza il legame primario con i tipi precedenti. Infine nella vicinanza dell'ultima anfibolite lungo la strada suddetta affiorano varietà plagioclitiche assai sospette come gneiss d'iniezione. La forte quantità di plagioclasio andesinico (35% An) congiunta all'abbondanza di quarzo, microclino e muscovite addita certamente una roccia intermedia; la ricristallizzazione non ha cancellato l'impronta



lenticolare porfiroide dell'iniezione primitiva, grazie a cui si notano ancora inclusi d'andesina nel feldispato ripieno di pertite. Il carattere incerto della struttura s'associa alla tessitura massiccia e all'abbondante secrezione di carbonato per rendere più problematico il carattere della roccia. Le ultime tracce degli gneiss biotitici quarzosi e scistosi appaiono negli speroni sotto a Freggio (sul fianco della vecchia strada) distinguendosi sempre per l'oligoclasio basico, quasi andesinico (32 % An,  $2V = -82^\circ$ , (Albite) m. t. F.) e per l'abbondanza dei letti e dei cordoni quarzosi di spiccata ricristallizzazione. Insomma, questo gruppo di metagneiss e forse anche di gneiss d'iniezione raggiunge il massimo sviluppo verso il termine settentrionale dell'intercalazione (Polmengo-Piottino).

d) Le quarziti a sericite costituiscono banchi intermittenti di poca potenza (4—5 m.) che emergono facilmente per la loro scistosità pronunciata, per la colorazione biancastra e la friabilità granulare. Presentano ovunque la composizione mineralogica delle quarziti normali:

Comp. principali: quarzo, muscovite (sericite),  
 „ secondari: feldispato alcalino,  
 „ accessori: apatite, zircone, epidoto.

Le lamine micacee formano un reticolato regolare che rastrella tutto l'aggregato siliceo, sviluppato in granuli minuti e a contorni frastagliati e sinuosi. La forte ondulosità del quarzo e l'incurvamento parziale della muscovite attestano una chiara azione dinamica paracristallina. La struttura è perfettamente grano-lepidoblasta, la tessitura assai scistosa. La misurazione al tavolo integratore diede come risultato:

quarzo	59,0 %
muscovite	35,4
feldispato alcalino	5,2
apatite, zircone	0,4

Sezione (bc)  $\perp$  s, N° 1054. Grossezza granulare media 0,3 mm. Lunghezza 442,75 mm. Larghezza 19 mm. Provenienza: Finestra N° 3 del canale a condotta forzata del Piottino.

La ricristallizzazione totale e la composizione mineralogica ci inducono a sottolineare lo schietto ed univoco carattere di quarzite.

Altri saggi di lenti discontinue intercalate nei paragneiss granatiferi dimostrano per contro un tono più feldispatico che li distingue chiaramente dai banchi della roccia precedente (Osoglio-Raslumo-Rotondo. Talvolta si è tentati di ritenere altresì per quarziti altre piccole lenti, anch'esse intercalate nei paragneiss; in realtà trattasi

di ghiande quarzifere o di residui pegmatitici metamorfizzati e perciò d'intrusione premetamorfa. Nel loro tessuto granoblasta di base si individuano facilmente diversi relitti albitici grossolani con forte corrosione marginale, ma con geminazione polisintetica intatta (7 % An,  $2V = +82^\circ$ , [Albite], m. t. F.). I fasci muscovitici che li avvolgono si snodano tortuosi rendendo chiara l'influenza deformativa paracristallina.

Le quattro unità rocciose testè descritte si presentano coi seguenti rapporti di successione (cfr. tav. VII\* e VIII\*):

1. Tutto il complesso di questa intercalazione riposa orizzontale sul versante occidentale dello Gneiss Leventina, con una potenza massima di 100—120 m. e alla quota di circa 1000 m., dalla Val di Chironico sino al Piottino (Osco). Nel versante orientale non affiora esplicitamente in nessun luogo; si notano tuttavia alcune intercalazioni locali alla stessa quota (Anzonico, Calpiogna, ecc...) che lasciano ammettere un legame iniziale con essa.

2. I paragneiss biotitici, più o meno granatiferi, costituiscono l'elemento fondamentale; vi si trovano intercalati diversi orizzonti discontinui di anfiboliti, nettamente distinte e di potenza esigua (da 0,50 cm. a 2 m.), passanti talvolta ad interstratificazioni listate (Raslumo, Osoglio, Polmengo).

3. Le quarziti formano l'assise di copertura, determinando il limite superiore dell'intercalazione verso la massa soprastante (potente oltre 300 m.!) dello Gneiss granitico Leventina. (Affioramenti univoci alla quota delle finestre 4—3—2 del canale del Piottino.)

4. Il regime milonitico, proprio della zona iniziale (Val d'Osadigo, Chironico-Raslumo-Gribbiasca), scompare gradatamente verso nord, contemporaneamente all'aumento della potenza da 80 (Chironico) a 120 m. (sopra Polmengo).

5. Lo spessore massimo raggiunto sopra Polmengo si dilegua a poco a poco in numerosi nastri isolati e intercalati alla massa leventinese (Polmengo-Freggio) segnando una chiara dispersione e suddivisione del complesso unitario di tutta la zona Chironico-Faido. Ciò avviene con lieve immersione verso nord, secondo l'abbassamento che precede l'anticlinale frontale.

6. Il limite settentrionale dell'intercalazione non è perciò univoco, mentre su tutto l'orizzonte (da Chironico a Polmengo) persiste un contatto primario assai distinto, utilizzato inoltre come orizzonte tettonico sia alla base che al tetto.

*γ) Derivati filoniani*

Tali derivati sono scarsi pure in questa regione e in analogia a quella centrale si tratta per lo più di filoni concordanti; specialmente le pegmatiti sono rare, mentre le apliti e le vene quarzifere risultano abbastanza frequenti:

*a) Filoni aplitici e varietà aplitiche*

I filoni di facies aplitica affiorano tanto concordanti quanto discordanti; i primi perdono però facilmente l'abito filoniano riducendosi spesso a varietà gneiss-aplitiche (come nella Riviera). Esempi caratteristici si ritrovano nelle cave di Lavorgo (PELLEGRINI, BERNASCONI) e nella zona più settentrionale Faido, sotto Freggio-Artoido). Si tratta di rocce chiarissime, a grana minuta, talora con squamette biotitiche; i limiti verso la roccia incassante sono nitidi ma irregolari. La composizione mineralogica è strettamente a facies granitica, a base di feldispato alcalino e d'albite (7 % An,  $2V = +78^\circ$ , Albite, m. t. F.); non esclude tuttavia piccole secrezioni accessorie di calcite, di chiara elaborazione metamorfa. La struttura panidiomorfa granulare persiste ancora dopo la ricristallizzazione con abito granoblasta minuto, mentre la scistosità della tessitura, associata all'influsso diaforetico ed epizonale plasma di nuovo l'intero aggregato. Tuttavia questa non si riproduce all'esterno, che anzi si incontrano varietà compatte (Freggio) in cui le miche giacciono isolate senza alcuna disposizione particolare.

Vi sono inoltre alcune varietà con preponderanza tipica del plagioclasio acido (4—5 % An) ed arricchite di pirite, calcite, titanite ed epidoto fra gli accessori; esse determinano una facies affatto sodica.

I limiti delle apliti ordinarie verso la roccia includente (IIIb, VIa, VIII) sono spesso contrassegnati da letti continui di quarzo, in granuli allungati e incuneati a vicenda, mentre il passaggio di quelle plagioclastiche è normale.

Assai caratteristici sono alcuni filoncelli concordanti e di potenza esigua, aventi un nucleo centrale di melano-crati abbastanza grossolani. La loro composizione mineralogica abbraccia:

Comp. principali: feldispato alcalino, diopside, anfibolo,

„ secondari: biotite, plagioclasio (20 % An), quarzo, titanite, epidoto, calcite,

„ accessori: apatite, zircone, pirite, magnetite, ortite.

Alla quantità preponderante del microclino (sempre con graticcio esplicito) s'associa la presenza di tanto diopside, intrecciato lungo contorni fortemente corrosi e d'abito sempre grossolano. Il tessuto leucocrata quarzofeldispatico è irregolare nella grossezza granulare ed alquanto alterato; anche il diopside e la biotite tendono a trasformarsi in attinolute e in clorite, ambedue assai fibbrose. La strana quantità di calcite e titanite aumenta il carattere incerto di tali rocce filoniane. La struttura mostra solo una profonda ricristallizzazione con successiva fase diaforetica; la tessitura accenna una scistosità assai moderata.

In altri punti si nota una distinzione precisa delle vene melanocrate centrali dai margini aplitici; in simili casi le acicule d'anfibolo dominano in mezzo a un mosaico granulare di diopside e di pistacite. Si tratta di ferrotremolite ( $2V_\alpha = 72^\circ$ ;  $n_\gamma/c = 11^\circ$ , m. t. F.) aggregata in fasci nematoblasti all'esterno d'un verde cupo-nero, e con pleocroismo debole ( $\gamma =$  verde bluastrò,  $\beta =$  giallo verdognolo,  $\alpha =$  verde chiarissimo; ( $\gamma > \beta > \alpha$ )) altre volte persiste l'orneblenda comune ( $2V_\alpha = 62^\circ$ ,  $n_\gamma/c = 22^\circ$ , m. t. F.,  $\gamma =$  verde blu intenso,  $\beta =$  verde erba,  $\alpha =$  verde erba chiarissimo; ( $\gamma > \beta > \alpha$ )) con abito raggiante assai spiccato. Gli interstizi sono poi riempiti d'abbondante carbonato, di chiara secrezione posteriore. Il passaggio di queste zone all'orlo aplitico avviene per lo più mediante l'incrocio graduale dei melanocrati coi feldispati, altre volte attraverso a un letto intermedio di calcite e di pistacite, ovvero di quarzo puro (a forte ondulosità d'estinzione).

Tutto il complesso di questi fenomeni secondari rispecchia la ricristallizzazione totale o d'una secrezione basica a mo' d'essudato o di un'apofisi emissaria; in ogni caso resta sempre indubbio il carattere premetamorfo dell'infiltrazione.

Le apliti discordanti sono rarissime, ma dimostrano ambedue le tendenze (alcalina e sodica) di quelle concordanti premetamorfiche; si distinguono chiaramente nell'indipendenza assoluta dei loro rapporti di giacitura colla roccia incassante. Un esempio del tipo a feldispato alcalino affiorò durante un taglio recente della strada del Piottino in pieno regime d'intrusione postmetamorfica; un esempio a base di plagioclasio sodico (4—5 % An) e ricco di pirite e magnetite interseca la copertura quarzitica dell'intercalazione centrale (finestre 3—4 del canale del Piottino). In generale notiamo come tali apliti discordanti si sviluppino unicamente nella zona tra Faido e Polmengo.

#### b) Formazioni pegmatitiche

Le scarse pegmatiti che affiorano nello Gneiss Leventina settentrionale sono tutte discordanti e prive di elaborazione metamorfica, giacciono inoltre localizzate nella stessa zona delle apliti discordanti.

Si presentano in filoni di potenza esigua spesso contorti e penetrati lungo diaclasi trasversali da cui si diramano piccole apofisi longitudinali concordanti (fughe di disgiunzione).

La composizione mineralogica è costante ed annovera:

Comp. principali: feldispato alcalino, quarzo,  
 „ secondari: oligoclasio, muscovite, (biotite), tormalina,  
 „ accessori: apatite, zircone, pirite.

Il feldispato alcalino risulta quale componente essenziale, con individui grossolani, d'idiomorfia spiccata; ora con geminazione a graticcio, ora con micropertite finissima, includendo piccoli granuli di plagioclasio ricolmi di quarzo mirmechite. Il quarzo è assai abbondante in grani frastagliati e tozzi, raramente in concrescimento grafítico, mentre l'oligoclasio (20% An) appare sempre sericitizzato e quasi inidentificabile. Le miche scarseggiano e si sostituiscono a vicenda. La tormalina figura in aggregati lamellari-raggianti neri, talora inflessi, e con sfaldatura prismatica assai frequente; il dicroismo bruno nerastro analogo a quello delle tormaline meridionali ne riafferma pure l'analogia sostanziale; infatti la rifrazione semplice e doppia non si scostano gran che dagli stessi valori:

$$\omega_D = 1,6565 \quad \varepsilon_D = 1,6272 \quad \Delta_D = \omega_D - \varepsilon_D = 0,0293$$

Per tutto ciò può ritenersi altresì come miscela di dravite-schorlite, con rapporto preponderante della prima (cfr. p. 496).

La struttura pegmatitica grossolana è intatta e la tessitura permane altrettanto massiccia.

Sono poi da menzionarsi alcuni emissari pegmatitici di secrezione temporale posteriore, che grazie al loro carattere idrotermale iniettano lo gneiss granitico, senza completamente assimilarlo (cave di Chiggiogna). Accade così di ritrovare piccolissimi inclusi gneissici avvolti in mezzo alla massa filoniana quarzosa, quasi come residui superstiti.

### c) Vene quarzifere

Oltre alle vene quarzifere concordanti, chiaramente premetamorfiche e sì abbondanti in tutto il settore, ritroviamo pure le vene quarzifere nettamente discordanti, con distinti apporti calcariferi o metalliferi. La potenza di quest'ultime è assai inferiore a quella ordinaria delle vene concordanti, ma è sufficiente per lasciar identificare le relazioni diverse in ordine all'origine.

L'apporto calcarifero si presenta sotto forma di lenticelle caudate di color brunastro, con sfaldatura romboedrica ben chiara, nonostante la torsione generale di tutta la lente, che produce superfici curve. Generalmente vi s'associano anche l'epidoto pistacite ( $2V_a = 72^\circ$  (m. t. F.)  $\rightarrow 30\%$  Mol. Fe per il nucleo centrale;  $2V_a = 80^\circ \rightarrow 22\%$  Mol. Fe per i margini talvolta in cristallini ben formati, la clorite (pennina ÷ clinocloro) e l'orneblenda comune in covoni raggianti. In una sezione sottile potemmo individuare anche tracce sicure di scapolite infiltrantesi ovunque con forme sinuose e contorte.

Talora si rinvencono venuzze calcarifere abbastanza continuate e concordanti colla vena scistosa dello gneiss includente, di guisa che l'antecedenza rispetto alla fase metamorfica può essere plausibile. Esse trovansi separate d'ambo i lati da letti quarziferi tenui e quindi da cordoni d'epidoto granulare finissimo, che avvolgano porfiroidi di microclino. Tali venette differiscono anche all'esterno per la loro discontinuità e per la loro indipendenza dalle vene quarzifere, costituendo piccolissime intercalazioni sul tipo di quelle già accennate (v. p. 568). Un sistema possente di vene quarzifere indubbiamente postmetamorfiche affiora a nord di Polmengo (prima del ponte stradale). L'esponente maggiore è dato da una vena dello spessore di oltre 1,50 m., che taglia obliquamente la roccia VII e VIII arrecando masse globulari e uniformi di pirite, calcopirite e marcassite<sup>44</sup>). Qua e là si nota una lieve ossidazione di questi solfuri, generando neosecrezioni di covellina sia come sottile velatura, sia come masserelle deformi di color azzurro cupo, indipendenti e avvolte nel quarzo crudo. Tutti i solfuri riappaiono anche nelle vene di minor potenza, ricollegate al medesimo sistema (affioramenti rinvenuti durante i lavori stradali del Piottino); ovunque si presentano in grumi massicci privi di forme cristalline, con forte splendore metallico. La calcopirite in special modo è sempre fresca e affatto immune di iridescenza verde-bluastro, onde si distingue facilmente dalla pirite; infine le sezioni lucide non rivelarono nessun fenomeno caratteristico di miscela o di concrecimento tra i due solfuri affini.

## 2. SETTORI DI CONTATTO

### *a) Varietà periferiche e relative intercalazioni*

Le varietà periferiche dello Gneiss Leventina più settentrionale non differiscono che in lievi particolari da quelle fondamentali già incontrate nel settore interno; perciò passiamo senz'altro all'esame sommario delle varie successioni lungo i fianchi vallivi di contatto.

#### *a) Versante nord-orientale (Calònico-Osco-Fiesso)*

La zona superiore di questo versante mostra alla base il passaggio graduale della varietà porfiroide lenticolare (IIIb) a quella VIa, poscia alla VIII (occhiadina) e infine alla IX (lamellare, pieghettata).

In tal modo si delinea dal fondovalle al limite superiore di con-

---

<sup>44</sup>) Tale vena viene attualmente abbattuta e sfruttata dalle officine di Bodio.

tatto una continua ascensione del grado di ricristallizzazione in parte coadiuvata dall'incremento del metamorfismo epizonale.

Su tutto il tratto Anzonico-Tengia la varietà IIIb raggiunge la quota di 900 m. e costituisce i soliti banchi massicci, i quali vanno appiattendosi sempre più verso nord e si immergono lentamente poco dopo Chiggiogna (Riale Froda). Essa è sormontata regolarmente dalla varietà VIa, che ne segue lo stesso andamento in

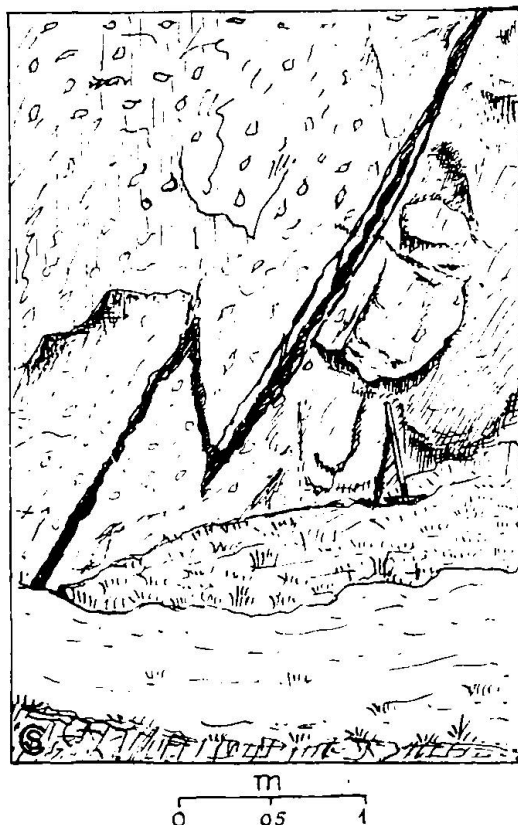


Fig. 49. Il filoncello metallifero nei pressi di Artoido (Piotino)

tutta la potenza da 900 a 1150 m. La varietà susseguente (VIII, occhiadina nodulosa) inizia debolmente già dopo Cavagnago (vedi regione centrale p. 558) e si sviluppa su tutta la costa sino oltre Rossura aumentando la propria potenza da 100 a 200 m. (fino alla quota 1350).

Sono caratteristiche le forme di transizione fra la VIa e questa varietà dapprima lenticolare scistosa, e poi nodulosa; le sottospecie intermedie compatte ed omogenee sono in parte laminari-listellate, in parte pieghettate o con piccolo faglie paracristalline, (Calonico-Tengia) e si dimostrano come aggregati isometrici totalmente ricristallizzati.



La copertura ultima è costituita da una varietà laminare listata, che identifichiamo con quella IX del fondovalle. Oltre ai rapporti strutturali che ne confermano una rigenerazione completa, notiamo una riduzione dell'elemento biotitico, già tutto in preda a chiara diaftoresi, e frequenti deformazioni paracristalline, indipendenti dall'abito tabulare della segmentazione (Angone-Mariva). Tale assise di potenza mediocre (non oltre 100 m.) scompare poi sotto le terrazze moreniche di Co', di maniera che la VIII subentra sino a Tengia come banco superiore leventinese.

Da Tengia al Vallone di Freggio la maggior parte dello gneiss granitico è ricoperto da vasti depositi morenici, nonchè da detriti di franamento, che impediscono un rilevamento continuato. Nella sinclinale di Faido (immersione settentrionale del settore interno) domina chiara e sicura la varietà VIa in abito granulare medio, alternando con VII e VIII. Lungo i riali Gruarescio (Molare) e Ribassengo (Campello) essa riprende tuttavia la tessitura laminare caratteristica e passa senz'altro alla varietà IX costì di nuovo come dorso superiore di contatto. L'andamento flessuoso delle lenti laminari passa spesso a un pieghettamento blando, limitato alle zone comprese fra i piani di tensione superficiale e senza fughe di rincalzo (senza riduzione unilaterale). I medesimi rapporti sussistono oltre sino a Mairengo; di qui si intercala nuovamente la varietà nodulosa VIII, che perdura in banchi più o meno continui su tutto il fianco di Osco-Freggio-Artoido (anticlinale frontale) e nella stessa gola del Piottino. In questa zona è assai tipica la presenza di un filoncello (spessore massimo 4 cm.) metallifero assai esile e discordante, nel mezzo dei massi potenti della VIII (Artoido). D'aspetto nerastro e di tenacia oltremodo spiccata, si compone essenzialmente di magnetite e d'ilmenite, incassate fittamente nella ganga quarzo-feldispatica; il tutto è d'una granulosità minutissima e nettamente distinto dalla roccia includente. La perfetta integrità filoniana nella sua giacitura discordante addita con maggior probabilità un'intrusione para- o postmetamorfa.

A Vigerà e lungo il canalone di Freggio la varietà IX prepondera con tessitura variabile ora listata, ora pieghettata, e sempre con ricristallizzazione totale. Eccettuati alcuni punti, la deformazione postcristallina è oltremodo scarsa in tutte le varietà di contatto; per contro la fase epizonale si accentua assieme all'influsso diaftoretico. Nel dorso dell'anticlinale del Piottino si annoverano alcune sottospecie a tenore micaceo unilaterale: così sopra ad Artoido affiorano subvarietà granito-gneissiche oscure, ricche di biotite e prive

affatto di muscovite, mentre sopra Rodi (Spru-Nasetto) si verifica il caso contrario (varietà chiara muscovitica priva di biotite).

La roccia più settentrionale che scompare sotto la massa dei paragneiss biotitici di contatto (PS) (contatto Fiesso-Ciosso-Stengo<sup>45</sup>) è un tipo intermedio tra la varietà occhiadina (VIII) e quella lamellare-pieghettata (IX), sempre a grana minutissima e totalmente ricristallizzata. I letti quarzo-feldispatici s'allargano, s'allungano, si contorgono, si ripiegano, tutti senza la minima deformazione postcristallina, anche quando all'esterno le numerose fughe di scioglimento simulino zone di disturbo posteriori.

#### b) Versante sud-occidentale (Chironico-Gribbio-Dalpe-Rodi)

Lo gneiss granitico di questo versante costituirebbe quasi un corpo a sè se non risultasse unito al resto della massa leventinese nella zona anticlinale del Piottino. Sovrapponendosi su tutta l'estensione dell'intercalazione centrale assume una singolarità esterna che si palesa specialmente nella zona iniziale tra Chironico e Dalpe, mentre a nord si fonde regolarmente colle varietà normali. Esso determina una massa digitale distinta dal settore interno mediante l'intercalazione centrale di Chironico-Faido, cui segue ininterrottamente sino all'immersione del fronte settentrionale. Noi la distinguiamo perciò come „Lobo di Gribbio“.

Il regime milonitico che caratterizza i banchi superiori della varietà VIa lungo la base dell'intercalazione centrale (cfr. p. 574) sussiste sotto forma più moderata nella massa gneiss-granitica sovrastante (Monti Olin e Chesso). Costì si sviluppa una varietà assai assottigliata e laminare, di colore scuro, a grana fine e con segmentazione tabulare. La muscovite è scomparsa completamente a favore della biotite (sempre bruno-verdastra) e della clorite, le quali costituiscono fasci serrati e paralleli, interstratificati ai letti quarzo-feldispatici. Ne deriva perciò un aggregato granoblasta con estrema scistosità di cristallizzazione. Le abbondanti neoformazioni d'epidoto, titanite e sericite integrano la composizione ordinaria di VIa confermando l'efficacia di una intensa azione epimetamorfica collegata a diaforesi. Le deformazioni interne dei singoli individui si dimostrano paracristalline, non mancano però gli influssi milonitici nettamente postmetamorfici, specie nelle zone più micacee. Tale varietà oscura s'estende con leggerissime variazioni locali dalla Val di Chironico sino alla gola della

<sup>45</sup>) Vedi nota a pag. 572.

Gribbiasca, con uniformità singolare lungo tutto il contatto superiore coi paragneiss biotitici (PS). Dopo di che passa gradatamente alla varietà lamellare-parallela IX, ristabilendosi l'equilibrio normale delle miche e dileguandosi ogni traccia di milonitizzazione. Questa persiste soltanto lungo la base di contatto coll'intercalazione centrale sottostante, e si esplica in forte laminazione, in scivolamenti tangenziali con fratture locali, ecc....

Fra Raslumo e Gribbio accenna a intercalarsi pure la varietà occhiadina VIII, per lo più come gneiss lenticolare laminato, e spesso deformato. La zona di contatto verso i parascisti si sviluppa infatti in pieno assetto milonitico con cataclasiti e ultramiloniti listate e fratturate anche trasversalmente. Queste costituiscono le deformazioni più accentuate su tutto il dorso della massa Leventinese e segnano così il punto della massima sollecitazione tettonica (Chironico-Gribbiasca) (vedi lo spaccato longitud., tav. VIII\*); diminuiscono poscia verso la sinclinale di Faido (immersione del settore interno) lasciando alla varietà IX uno sviluppo imperturbato. Infatti, la base successiva che poggia sulle quarziti dell'intercalazione (Finestre 4, 3, 2 del canale del (Piottino) è data da gneiss lamellari glandolari assai scistosi, totalmente ricristallizzati e con facies normale, sebbene con epimetamorfosi e diaforesi un pochino più intense.

Lungo le cascate superiori della Piumogna riprendono le zone di disturbo prodotte dall'elevarsi dell'anticlinale del Piottino, ma per breve durata poichè tutta la copertura più settentrionale sino al gradino vallivo del Dazio Grande perdura regolare e continua, nell'abito laminare, talora alquanto noduloso della stessa varietà IX (ciglio di Bedrina e contatto lungo la strada Prato-Dalpe).

L'incisione profonda dell'orrido di Monte Piottino ci consente uno sguardo nel rapido alternarsi delle varietà sul fianco inclinato dell'anticlinale omonima. E' speciale caratteristica di tale zona il fenomeno di pieghettamento parziale e locale pienamente trasversale alla direzione principale e quasi come una forma più avanzata dell'ondulamento sussultorio già avvertito alla Malpensata (Faido, settore interno, cfr. p. 571).

Lo studio di queste forme tessiturali fu già opera accurata di ALB. HEIM (30) a cui rimandiamo senz'altro; dal canto nostro teniamo sottolineare essenzialmente il carattere paracristallino (e in questo caso sintettonico) di tali deformazioni (idoblastia perfetta di tutti i componenti ricristallizzati, assenza della minima cataclasi postcristallina). E' ovvio che la varietà maggior-

mente colpita da questa sollecitazione è la IX, in quanto la sua granoblastia e scistosità spiccata le offrono le migliori possibilità di sviluppo. Non mancano tuttavia alcuni banchi porfiroidi (VIII) tra le zone sollecitate, con noduli lenticolari esteriormente contorti; ma all'interno prettamente idioblasti, sebbene eterogenei (Galleria stradale recente). Tali movimenti paracristallini si riproducono fedelmente, anzi ancor più spiccati nelle *intercalazioni micascistose* inerenti alle varietà suddette. Tanto i fasci micacei quanto i letti quarzo-feldispatici ivi racchiusi si dispongono in forme pla-

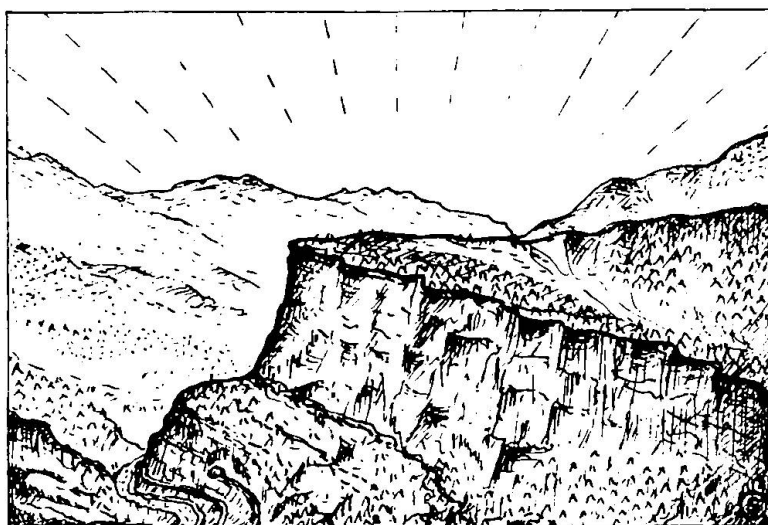


Fig. 50. Il dorso laterale del „lobo di Gribbio“ s'immerge a ponente sotto alle unità superiori (Q, PS, CS) costituendo il sostrato della conca di Prato-Dalpe. Nella valle Leventina appare con una superba parete (ciglio di Bedrina) poggianti sui banchi micascistosi dell'intercalazione centrale di Chironico-Faido-Piottino. Schizzo del panorama visto dalle falde meridionali del Monte Piottino (sopra Artoido) (confronta spaccati trasversali e longitudinali, tav. VII\* e VIII\*).

stiche e ben modellate senza nemmeno alludere alla minima influenza postcristallina (costi più facile ad esplicarsi).

Le cerniere delle pieghe sono ben ricurve e determinate dalla disposizione successiva di numerose lamette micacee, e mai da un solo elemento ritorto. Anzi, come segno evidente della perfetta calma di ricristallizzazione si manifestano le masserelle idioblastiche di calcite quivi annidate a fianco dei granuli tondeggianti di pistacite ( $2V_a = 76^\circ \rightarrow 25\% \text{ Mol-Fe}$ ).

Con tutto ciò la distinzione di tali intercalazioni della roccia includente figura oltremodo nitida e ci induce a ritenere le zone di disturbo apparenti (parallele all'immersione sud-occidentale) negli strapiombi laterali del Dazio Grande, come un effetto di dis-

locazione in prevalenza paracristallina, singenetica all'anticlinale del Piottino.

Le varietà VIII e IX risultano inoltre intercalate da sottospecie granulari chiare, a facies più o meno aplitica, in cui si palesano espliciti gli influssi epizonali e diaforetici.

Una caratteristica specifica di tutto lo Gneiss granitico Leventina di questo settore di contatto risiede poi nella secrezione ben più abbondante di carbonato. Essa non si limita a costituire quantità accessorie alla composizione generale, ma si sviluppa indipendente in lenticelle più o meno strozzate, omogenee, sempre concordanti alla scistosità gneissica, e in grumi massicci privi di forme cristalline.

Un esemplare tipico <sup>46)</sup> venne analizzato dal Prof. J. JAKOB col seguente risultato:

Sostanze insolubili	2,17 %
FeO	1,25
MnO	0,18
MgO	0,76
CaO	52,65
CO <sub>2</sub>	43,06
	<hr/> 100,07 %

donde evade chiaramente la specie calcite. Anche nelle frequenti intercalazioni che affiorano sul dorso settentrionale di Spru-Nasetto (cave dirimpetto alla stazione di Rodi) la calcite abbonda tra i componenti principali, dimostrandosi in venuzze o in lenti sottili avvolte nei fasci neri della biotite e prettamente inerenti alla ricristallizzazione della roccia.

La composizione mineralogica presenta infatti l'associazione seguente:

Comp. principale: biotite, quarzo, calcite, epidoto,  
 „ secondari: muscovite, feldispato alcalino, plagioclasio,  
 „ accessori: apatite, titanite, magnetite, pirite, zircone.

I fasci micacei dominano nettamente l'aggregato, alternandosi e ripiegandosi coi letti quarzo-feldispatici; nello stesso tempo i cumuli di calcite e d'epidoto pistacite ( $2V_a$  varia tra  $71^\circ$  e  $78^\circ$  (m. t. F.) ossia il tenore di Mol. Fe oscilla da 31 % a 32 % dall'interno alla estremità) si intrecciano sia ai feldispati che agli abbondanti ossidi di ferro. Non sono assenti i concrescimenti poeciloblasti, specie nelle varietà con minor quantità di biotite e dotate di maggior basicità nel plagioclasio (40 % An). Il feldispato alcalino figura con estinzione soffusa, tipica del microclino ( $2V_a = 82^\circ$ ) con graticcio submicroscopico. La struttura rivela una ricristallizzazione totale

<sup>46)</sup> Estratto dal corridoio d'ingresso al dissabbiatore della condotta forzata della Centrale del Piottino (Rodi-Morasco).

di zolle estranee calcareo-marnose, più o meno assimilate in precedenza per via d'iniezione o d'altra metamorfosi; anche la tessitura scistosa porta chiari accenti di relitto, mentre a fianco delle forme grano-lepidoblaste si sviluppano corrosioni e riassorbimenti che non escludono un assetto blasto-granitico antecedente.

In generale la copertura settentrionale dello Gneiss granitico Leventina risulta ovunque con una facies di ricristallizzazione totale d'ogni suo elemento; essa riflette nello stesso tempo influssi d'assimilazioni esogenee o di contaminazioni magmatiche antecedenti alla metamorfosi meso-epizonale.

### *β) Unità di contatto*

Gli elementi di contatto della regione centrale si protraggono colla medesima funzione su tutto il dorso settentrionale e frontale dello Gneiss Leventina. Primeggiano fra loro i paragneiss biotitici (PS), accompagnati spesso da banchi intermedi di „quarziti“ (Q) e in taluni punti anche da dolomie cariate (Pianaselva-Brusada)<sup>47)</sup>.

Gli ortogneiss laminari e listati del ricoprimento Simano toccano lo Gn. Lev. solo in alcuni punti del versante orientale (Co'-Tengia) alternandosi tuttavia con lenti di „quarziti“. La scarsità di tali affioramenti e in generale la mancanza di rapporti immediati con lo Gn. Lev. ci consente di tralasciarne costì l'esame particolare; rimandiamo perciò agli studi che ad essi si riferiscono (6, 7, 67).

#### *a) Paragneiss e scisti biotitici (PS)*

Tali rocce costituiscono non solo l'involucro fondamentale in cui s'immerge il fronte leventinese a settentrione, ma altresì la copertura essenziale di tutta la regione. Il loro carattere sedimentogeno spicca ovunque con l'abbondanza delle miche e degli alumosilicati tipici. Neri brunastri e intensamente scistosi si adagiano regolarmente sul tetto dello Gn. Lev.; talvolta danno luogo a gneiss caratteristici di tipo intermedio verso le quarziti, malgrado la presenza di granato (metagneiss di contatto a nord di Chesso e Campello). Non mancano infine alcune specie più chiare, che simulano in certi punti scaglie isolate di Gn. Leventina (scaglie a nord di Gribbio!...). Lungo tutto il limite nord-orientale appaiono in abito eminentemente micaceo, povero di minerali caratteristici; per contro su tutto il versante sud-occidentale l'abbondanza del granato,

<sup>47)</sup> Il contatto immediato dello gneiss Lev. coi calcescisti annotato nella carta geologica n° 116 non esiste, poichè vi si trova intercalato fra ambedue un banco sottile di quarzite pura.



del distene, della staurolite e della tormalina (nitidamente porfiroblasti) forma una singolarità specifica. Segnaliamo inoltre come transizioni tipiche quelle fra i Monti Olina e Chesso, e quelle sotto a Tierno<sup>48)</sup> fra Artoido e Catto. Nel primo caso il passaggio è accompagnato da secrezioni ora quarzifere (sottospecie granitiche-anfiboliche) ora a base di attinolite e distene. Un fitto intreccio nematoblasta di questi ultimi compone spesso la roccia di contatto poco tenace e friabile; anche la *s c a p o l i t e* e l'albite si sviluppano negli interstizi profondi e irregolari a mo' di fiordi sinuosi. Il passaggio sotto a Tierno presenta nell'ambito ristretto di pochi metri piccole lenti di *c a l c e f i r o*, iniettato da vene quarzifere.

Tale roccia composita è costituita da un sostrato granulare siliceo quasi isometrico, con residui senoblasti di plagioclasio basico ( $52\% \text{ An}, 2\text{V} = +82\%$ , Albite-Esterel, m. t. F.) e cosparso da innumerevoli granelli d'*e p i d o t o* lievemente pistacite ( $2\text{V}_a = 86^\circ \rightarrow 14\% \text{ Mol. Fe}$ ); fanno poi corona la *t i t a n i t e*, la *c a l c i t e* e la *c l o r i t e*. L'aggregato risulta con struttura granulare fine minuta e con tessitura massiccia; all'esterno si distingue per il suo colore verde-olivastro.

Questi esempi di transizioni accennano a fenomeni di contatto metamorfico iniziale, rielaborati successivamente dalla ricristallizzazione generale, senza subire tuttavia la minima influenza deformativa para- o postcristallina, tanto meno milonitica. Essi figurano anche tra i contatti diretti delle quarziti con lo Gneiss Leventina.

In generale, s'osserva una sollecitazione meccanica postcristallina di tali paragneiss e micascisti solo nella zona occidentale tra la Val di Chironico e la sinclinale di Faido; altrove conservano l'integrità assoluta della ricristallizzazione.

#### b) Quarziti (Q)

Esse riposano in maggior quantità sul fianco settentrionale della sinclinale di Faido e lungo l'immersione sud-occidentale. I loro caratteri litologici non sono punto univoci<sup>49)</sup> e anche la continuità dell'orizzonte da esse segnato non decide l'incertezza della loro classificazione. Si presentano in banchi di potenza esigua (non superiore a 6 m.), con abito esterno assai variabile, che suscita facilmente l'impressione di uno gneiss micaceo quarzoso più o meno laminare. La composizione mineralogica prevalente abbraccia:

<sup>49)</sup> Si confrontino le diverse interpretazioni di PREISWERK (p. 10), BOSSARD (p. 39) e GRÜTTER (p. 77) nell'opera citata (67).

<sup>48)</sup> Vedi nota a pag. 572).



Comp. principali: quarzo, feldispato alcalino, muscovite,  
 „ secondari: plagioclasio, biotite, sericite, epidoto,  
 „ accessori: apatite, zircone, magnetite, pirite, (titanite), (calcite), (leucosseno).

La struttura dell'aggregato è prettamente granoblasta, uniforme e regolare e in più coordinata secondo una perfetta scistosità di cristallizzazione a tessitura parallela. Il quarzo costituisce letti continui, sia esili che grossolani, interstratificati al mosaico granulare; benchè predominante nell'ordine quantitativo, si delinea chiara al suo fianco l'abbondanza dell'elemento feldispatico, in parte come microclino (talora con graticcio esplicito) e in parte come plagioclasio sodico (12—15 % An) (in geminati finissimi). La squamette muscovitiche, più o meno idioblaste, formano una fiumana compatta, a decorso laminare parallelo, intrecciata a tratti equidistanti coi letti quarzo-feldispatici.

Lungo i fianchi e negli interstizi si scorgono tracce indubbie di plagioclasio basico (70 % An,  $2V = -86^\circ$ , m. t. F.) in geminati fini e sottili, a contorni corrosi e insinuati, talvolta con nitida struttura zonale.

Le lamine di biotite disperse ovunque assieme agli accessori volgono spesso alla cloritizzazione, mentre quest'ultimi (specie gli ossidi di ferro) si presentano in perfetto abito cristallografico. L'epidoto pistacite appare sempre in chicchi minuti simultanei alla titanite e alla calcite, e sembra pertanto una secrezione epizonale legata alla presenza reciproca dei precedenti. L'esame planimetrico di un saggio raccolto sopra Rossura (Contatto di Copinengo) diede il risultato seguente:

Sezione (a c)  $\perp$  s, N° 1048. Lunghezza totale 368,28 mm. Larghezza 17 mm. Grossezza granulare media 0,3 mm. Provenienza: Copinengo-Sorsella (Riale Froda).

quarzo	37,55 %
feldispato alcalino	24,10
muscovite	15,00
plagioclasio	22,10
biotite	1,00
accessori	0,25

Per quanto possano svisare la composizione effettiva della roccia, tali rapporti mettono in evidenza il forte tenore feldispatico accanto al quarzo; perciò, ammesso il semplice principio quantitativo come criterio di definizione, resta aperta la possibilità di discuterne il carattere e le relazioni colle rocce adiacenti. Un solo esempio, più prossimo al tipo normale di quarzite vera e propria si rintraccia sul contatto della sinclinale di Faido (tra Osoglio e Gribbio) dove la quarzite (unicamente a base di quarzo e muscovite, e con segmentazione tabulare finissima e sottile) giace quale banco intermedio fra lo Gneiss Leventina e i calcescisti. In tutti gli altri affioramenti le quarziti appaiono colla composizione testè descritta, sia pure variando la compattezza dell'abito esterno e la tessitura più o meno scistosa

e laminare; in certuni poi è accompagnata da zone quarzose, assai scarse di feldispato e con lenti allungate di attinolite, granato e clorite. Il passaggio di tali nastri concordanti a banchi di quarzo puro granulare è frequente (Rodi-Morasco) e si effettua indisturbato in seno all'intera assise quarzitica.

I contatti verso lo gneiss Leventina sono in parte rapidi (versante orientale) e in parte gradualì (versante occidentale) e non presentano mai una zona di disturbo intermedia; questa risulta soltanto sul limite superiore verso gli ortogneiss (a levante) e i paragneiss (a ponente). Due esempi tipici possono illustrare i fenomeni accessori e locali di certi contatti.

Il primo verso i paragneiss del dorso occidentale di Bedrina-Cornone si distingue per la quantità straordinaria di calcite dominante nel sostrato fondamentale della roccia. I fasci micacei sembrano navigare in una pasta quarzo-calcareo avvolgendo grani voluminosi d'apatite e d'epidoto pistacite, alternanti a loro volta colle lenti quarzo-feldispatiche. Che il tutto presenti una ricristallizzazione totale, non v'è dubbio; in più si constata l'antecedenza dei vari componenti rispetto alla calcite, invadendo questa ogni minimo vacuo o loculo, non solo nel verso di scistosità ma in qualsiasi direzione e fungendo come sostanza di ricementazione. Esteriormente la roccia si presenta come uno gneiss biotitico nerastro, scistoso e granulare, formante lo stadio di transizione verso i parascisti stessi.

La medesima ricchezza dell'elemento calcico si manifesta lungo il contatto fra Prato e Cornone, dove la quarzite ordinaria risulta tagliata da venette quarzo-calcarifere, chiaramente trasversali e di ricristallizzazione postmetamorfa. Un fatto caratteristico di questi fenomeni d'iniezione locale è la forte imbibizione metallica (in prevalenza pirite) che si dimostra prettamente sincrona alle vene suddette, oppure s'esplica nella zona di contatto e nelle diaclasi deponendovi cubetti minuscoli di pirite.

Nella sezione sottile della quarzite si individua assai nitida l'effetto dell'iniezione pneumatolitica-idrotermale, che oltre a modificare le forme dei componenti leucocrati (prime fra tutti la muscovite) è fiancheggiata da granuli corrosi di plagioclasio intermedio ( $45\% \text{ An}, 2V = +79^\circ [\text{Albite}], \text{ m. t. F.}$ ) strettamente impigliati colla calcite e l'epidoto pistacite ( $2V_\alpha = 76^\circ, 26\% \text{ Mol. Fe}$ ), nonché ad individui grossolani d'enstatite ( $n_{\gamma/c} = 0^\circ, 2V_\gamma = 76^\circ, \rightarrow 6\% \text{ FeSiO}_3$ ).

Insomma esistono cenni di metamorfosi di contatto posteriore alla ricristallizzazione della roccia colpita. Anche nello Gneiss Leventina (IX) che sta alla base, si notano venuzze quarzifere prima

capillari, poi più turgide (accompagnate da pirite, da granato e calcite) le quali si ricollegano allo stesso centro d'irradiazione, peraltro identico colle vene quarzifere postmetamorfe (cfr. p. 582 osservate a Polmengo e alla Malpensata (Faido).

Tali rapporti di contatto e la discontinuità interna delle quarziti occidentali (tutte fortemente inclinate verso sud-ovest, immersione occidentale del fronte leventinese) lasciano ammettere la possibilità d'una rielaborazione iniettante postmetamorfa, d'estensione locale e sovrapposta al tono feldispatico già preesistente.

### V. Giacimenti di minerali cristallizzati

La massa gneiss-granitica leventinese è solcata da iniezioni filoniane postmetamorfe (cfr. p. 502) e da fessure apertesi eziandio in una fase tardiva dell'assestamento alpino (cfr. p. 456); queste formazioni costituiscono perciò l'ambito più favorevole allo sviluppo dei minerali cristallizzati. Nella prima serie (filoni pegmatitici con susseguenti depositi pneumatolitici e idrotermali) si delinea chiaramente la continuità genetica già nella semplice localizzazione dei minerali tipici d'ogni stadio di segregazione (dispersione temporale); nella seconda serie (fessure e geodi d'incrostazione) si riflette forse l'influsso telepneumatolitico sulle soluzioni circolanti all'atto dei processi dislocativi sicchè riconnette l'insieme alla serie precedente (dispersione laterale, vedi più sotto, p. 671).

Tali rapporti sono inoltre confermati dalla distribuzione locale delle paragenesi nei vari settori della roccia, dall'incolumità assoluta dei singoli minerali, dalla posizione e dalle relazioni dei giacimenti con la roccia includente. E' infine caratteristica la consanguineità di diversi giacimenti nei quali si manifesta l'incrostazione sincrona a reiterate pulsazioni telemagmatiche, sovrapposte alla secrezione originaria in seno alla roccia (regione settentrionale). Da questi rapidi cenni sui tipi fondamentali dei giacimenti, passiamo a una illustrazione breve e succinta delle paragenesi principali e dei cristalli più importanti <sup>50)</sup>.

#### 1. Paragenesi principali

I minerali cristallizzati della serie filoniana postmetamorfa giacciono in conformità all'affioramento di questa nella regione meri-

---

<sup>50)</sup> Rimandiamo alle descrizioni dettagliate di altri autori per tutte le notizie particolari e locali, tenendo conto dei giacimenti da essi rinvenuti e menzionati.

dionale. Quelli propri della fase pegmatitica furono già descritti (cfr. p. 492 e seg.); restano ad integrarsi quelli delle fasi successive che più si accostano al tipo dei minerali a fessura.

Vi notiamo i seguenti gruppi paragenetici:

1. Prenite, adularia, pennina, quarzo, sfeno (cave di Claro).
2. Prenite, quarzo, epidoto, laumontite (id. Claro).
3. Prenite, quarzo, epidoto, scolecite, laumontite, apofillite, apatite, sfeno, pennina, adularia, albite (Cresciano sul Sasso, rinvenuto da C. TADDEI).
4. Quarzo, clorite, epidoto, laumontite, prenite (Lodrino-Vergio).
5. Quarzo, epidoto, clorite (Lodrino).
6. Quarzo, albite, adularia, clorite, prenite, laumontite, sfeno (Osogna-Bogera).
- 6a. Quarzo, laumontite, prenite (Osogna-Cresciano).
7. Quarzo, pennina, prenite, adularia (Biasca).
8. Quarzo, pennina, ilmenite, pirite (Pollegio).
9. Quarzo, epidoto, pennina, ilmenite (Bodio, E. NIGGLI).
10. Quarzo, epidoto, pirite (Bodio Val Nadro).
11. Quarzo, calcite, epidoto, clorite, stilbite, eulandite (Bodio, C. T.).
12. Quarzo, orneblenda, epidoto (Bodio).
13. Quarzo, clorite, epidoto (Lavorgo - Fadoggio, C. T.).
14. Quarzo, calcite, epidoto, granato (Lavorgo).
15. Quarzo, calcite, biotite, clorite, epidoto (Lavorgo).
16. Quarzo, epidoto, rutilo, ematite, muscovite, clorite (Lavorgo).
17. Quarzo, clorite, ematite, orneblenda (Lavorgo).
18. Quarzo, clorite, ematite, ilmenite, biotite, adularia (Chiggiogna).
19. Quarzo, pennina, ematite, epidoto (Chiggiogna).
20. Quarzo, clorite, pirite, muscovite (Chiggiogna).
21. Quarzo, pirite, calcopirite, covellina (Faudo, Polmengo).

Le paragenesi 1—6 corrispondenti ai giacimenti della regione meridionale sono caratterizzate dall'intima ed immediata connessione alla fase pegmatitica; quelle 7—21 giacenti nella regione centrale e in parte settentrionale sono tutte separate dai filoni pegmatitici postmetamorfici e costituiscono piccoli nidi con immissari capillari o con esilissime vene ascendenti dall'interno (fa eccezione soltanto la 21 che è un filone quarzifero isolato della stessa serie (cfr. p. 582). Pur avendo in comune il quarzo come elemento dominante i due gruppi differiscono in generale nella quantità di zeoliti, feldispati, carbonati, calcio-alumo-silicati ed ossidi di ferro. Ora queste divergenze sono graduali e legate alla distribuzione locale, e riflettono in tal modo la distinzione predetta circa i rapporti di vicinanza ai centri d'irradiazione filoniana, ossia la netta coordinazione dei giacimenti nella rete di dispersione verticale (1—6) e laterale (7—10). Il loro carattere è essenzialmente idrotermale. La paragenesi analoghe della regione settentrionale figurano raramente isolate, ma

per lo più sovrapposte ai giacimenti di fessure e geodi in un ordine cronologico ben difficile a stabilirsi, risultando talora commiste a vicenda; preferiamo perciò elencarle assieme.

22. Quarzo, calcite, siderite, clorite, muscovite (Faido, Piumogna).
23. Calcite, epidoto, quarzo, albite, clorite (Piottino - Rodi).
24. Calcite, attinolite, granato, quarzo (Piottino).
25. Quarzo, muscovite, calcite, pirite (Piottino).
26. Scapolite, calcite, epidoto (quarzo, muscovite, rutilo) (Piottino - Prato, C. T.).
27. Quarzo, siderite, rutilo, dolomite (calcite, pirite, muscovite, baritina, gesso, galenite, aragonite) (Piottino, C. T.).
28. Quarzo, biotite, clorite, calcite (dolomite) (Rodi).

L'associazione tipica di quarzo e carbonati rammenta la singolarità della roccia di questo settore di contatto sud-occidentale (cfr. p. 585) e dimostra l'intimo legame dell'incrostazione delle litoclasti all'intenso metamorfismo costì prevalente. La secrezione iniziale di diversi giacimenti addita la partecipazione della roccia metamorfosata all'apporto del carbonato; questi costituisce piccoli grumi intercalati ai pacchetti di muscovite e quarzo formando il primo sostrato su cui crescono i cristalli isolati o in gruppetti d'individui ben formati. Specialmente là dove il quarzo è in minor quantità, si può ritenere una minore influenza dell'azione telepneumatolitica-idrotermale. In un geode aperto durante le recenti correzioni stradali tra Faido e Rodi osservammo una chiara stratificazione della prima secrezione con un rimpasto di quarzo e siderite, con minuta efflorescenza di solfati, mentre poco lungi si sviluppa abbondantemente il quarzo e la pirite. Ciò indica nel modo più esplicito la successione di una fase posteriore di carattere diverso dal precedente, cioè l'apporto idrotermale più o meno indipendente dalla cristallizzazione già avvenuta; anche l'assenza di una incrostazione selettiva delle sostanze depositate in precedenza mette in rilievo la separazione dei due fenomeni sovrapposti. Altre volte l'infiltrazione idrotermale segue canali propri riempiendoli di quarzo e pirite i quali si presentano in stretta compagine affatto immune da secrezioni interne della roccia.

I giacimenti di minerali cristallizzati della regione settentrionale sono adunque dovuti in parte agli edotti immediati del metamorfismo regionale (nella sua fase conclusiva e postuma) ed elaborati successivamente dalla pulsazione telepneumatolitica delle serie filoniana postmetamorfica, in parte al deposito esclusivo di quest'ultima.

Tutti questi rapporti paragenetici nei riguardi della distribuzione locale sono riassunti nel quadro sinottico seguente. Per quanto concerne le relazioni generali con i giacimenti delle unità superiori alla

massa leventinese rimandiamo alle considerazioni di P. NIGGLI (67, p. 150), sottolineando come nella cornice delle possibilità tettoniche di tutta la culminazione ticinese i giacimenti dello Gneiss Leventina si distinguano sia nel loro tipo d'associazione sia nel loro collegamento interno.

### Quadro sinottico dei giacimenti di minerali cristallizzati

MINERALI CRISTALLIZZATI	FASE PARAGENETICA		DISTRIBUZIONE LOCALE					
	PEGMATITICA-PNEUMATOL.	IDROTERMALE (*)	RIVIERA			BASSA LEVENT.		MEDIA LEVENT.
			Claro-Cres	Osog-Bias	Poll.-Bod.	Gior-Bias	Lav.-Raid	Piothne-R
quarzo								
feldispato alc.								
albite								
muscovite								
biotite								
tormalina								
granato								
berillo								
tapiolite								
apatite								
rutilo								
titanite								
epidoto (pist.)								
clorite (penn.)								
ematite								
magnetite								
ilmenite								
solfuri di Fe e Cu								
siderite,								
calcite, dolomite								
gesso, alabastro								
prenite, laumontite								
scolecite, apofillite								
stilbite, eulandite								

\*) Il termine „idrotermale“ abbraccia costì non solo la fase ultima delle formazioni pegmatitiche-pneumatolitiche postmetamorfe, ma anche gli edotti analoghi del metamorfismo regionale nella sua fase conclusiva e postuma.

### 2. Alcuni cenni sui cristalli più importanti

La descrizione dettagliata dei minerali delle paragenesi citate fu già opera di diversi autori (LAVIZZARI (49), KOENIGSBERGER (42 e 43), PARKER (71), TADDEI (118)) e ci esime quindi dal ritornare su

tale argomento; tuttavia allo scopo di mantenere l'unità di questo lavoro diamo un brevissimo riassunto dei cristalli più importanti.

Il quarzo di tutto lo Gneiss Leventina è caratterizzato dall'abito acuminato. Ovunque di svariate misure assume aspetto trigonale che spicca grazie allo sviluppo oltremodo irregolare dei romboedri acuti. Tali deformazioni sono talora sì avanzate da fare del cristallo una lama tagliente su cui si allineano i romboedri principali<sup>51)</sup>; altre volte i romboedri acuti predominano sino all'apice dando al cristallo la forma di un punteruolo affusolato. Invero, lo studio morfologico di tutte le combinazioni rare e tipiche costituisce un interessante tema a sè in cui non possiamo inoltrarci. Si confronti in merito un interessante saggio svolto intorno a un solo cristallino (9).

L'albite accompagna l'adularia con individui assai minuti d'abito tabulare, talvolta in concrescimento parallelo, e per lo più torbida. L'adularia costituisce minuscoli cristalli raramente traslucidi, ben formati secondo l'abito pseudoromboedrico.

I pacchetti di miche, spesso esattamente pseudo-esagonali sono costituiti da una muscovite verdognola e iridescente, analoga a quella della roccia madre, mentre gli ammassi analoghi di biotite risultano meno frequenti e s'intrecciano con squame di clorite (clinocloro-pennina). Nei giacimenti meridionali tutti questi elementi micacei si presentano nel loro abito fogliaceo e con tratti particolari ben distinti. La clorite vermicolare abbonda assieme ai depositi pulverulenti come riempimento interstiziale dei giacimenti idrotermali collegati ai filoni pegmatitici.

L'epidoto giace cosparsa in innumerevoli bastoncini di un verde giallognolo assai vivace (Riviera) la sua specie pistacite (~ 20 % Mol.Fe) si rivela costante anche negli esemplari più grossolani della Leventina, dove generalmente s'intonbidisce e figura con maggior scarsità di forme cristalline.

I carbonati si distinguono tutti per il multiforme sviluppo ora in cristalli isolati ora in piccoli cespi oppure in aggregati crostacei. Lo scalenoedro è tipico della calcite, il romboedro della siderite e della dolomite; tuttavia nelle lenti persiste l'abito romboedrico anche per la calcite. Tutti i carbonati ricoprono gli aggregati cristallizzati in precedenza attestando diversi periodi di secrezione.

---

<sup>51)</sup> Alcuni esemplari assai caratteristici vennero ritrovati e gentilmente offerti dal sig. C. TADDEI. Ci è grato dovere ringraziarne vivamente l'amichevole cortesia per cui mise a nostra disposizione altri pezzi interessanti e numerose indicazioni locali.



Gli ossidi di ferro (ematite, magnetite, ilmenite) figurano tutti nel consueto abito tabulare, in lamette di vario spessore e sparse irregolarmente; l'ematite riveste spesso altri cristalli con polvere finissima.

Il rutilo si sviluppa sia in aghetti isolati, quanto in tessuti sagenitici (Piotto, C. T.), costituisce tuttavia una rarità. Lo sfeno figura in cristalli appiattati di color rosa bruno e di dimensioni piccolissime.

Le zeoliti formano assieme al quarzo l'elemento preponderante dei giacimenti. Primeggiano la prenite e la laumontite in aggregati crostacei abbastanza sottili l'una grumosa e spugnosa, l'altra in acicule bianchissime e intrecciate. I giacimenti rinvenuti da C. TADDEI annoverano spesso ciuffetti di scolecite e d'apofillite, mentre in altre vi si osserva la stilbite in flabelli bianchi sericei oppure la eulandite in prismi tabulari e smussati, d'aspetto pseudorombico.

La pirite risulta d'abito esaedrico, talvolta con geminazione: la maggior parte è tuttavia priva di forme cristalline.

## **Capitolo secondo**

### **La costituzione chimica delle rocce principali**

#### **I. Discussione dei risultati analitico-normativi**

##### **1. IL CHIMISMO GENERALE**

Già nel sommario petrografico dato dal prof. P. NIGLI intorno ai caratteri generali dello Gneiss granitico Leventina (67, p. 144) vien accennata la distinzione di due gruppi tipici a seconda del tono prevalente sodico o potassico, e questa costituisce senza dubbio l'impronta caratteristica del chimismo generale. Ora, allo scopo di precisare tale particolarità in relazione alla diverse varietà da noi distinte, vennero eseguite dal prof. J. JAKOB alcune analisi supplementari, che assieme a quelle già esistenti (alcune inedite del dott. F. DE QUERVAIN) consentono un ragguaglio non solo interno ma anche con altre masse granito-gneissiche circosvicine. Le analisi sono radunate nella tavola I nel consueto ordine regionale e poscia corredate dai valori molecolari nella tavola II; vi si trovano poi associate altre di cui non è sufficientemente chiara la provenienza del materiale di saggio (contrassegnate dall'asterisco) e che perciò trascuriamo nella discussione, non presentando inoltre una certezza assoluta nella determinazione delle sostanze alcaline.

Tavola I. Analisi chimiche

No.	1	2	3*	4	5	6	7	7a	8	9*	10*	11	12*	14	15
SiO <sub>2</sub>	66,04	72,06	72,33	70,56	68,40	70,10	72,82	70,53	70,45	73,42	73,52	73,84	73,23	60,95	62,24
TiO <sub>2</sub>	0,38	0,25	0,14	0,35	0,58	0,45	0,36	0,54	0,38	0,28	0,21	0,30	0,25	0,90	1,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,40	14,50	16,26	16,10	15,67	16,27	14,30	13,90	13,70	13,87	14,24	13,84	13,75	17,23	15,92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,33	0,00	0,29	0,52	2,03	1,13	0,76	0,69	1,22	0,46	1,12	0,08	0,99	0,75	0,80
FeO	1,66	1,10	0,64	1,57	2,19	1,47	0,81	1,51	1,65	1,37	0,64	0,83	0,83	3,34	3,71
MnO	0,02	0,01	—	0,02	0,06	0,02	0,02	0,02	0,02	—	—	0,01	—	0,05	0,04
MgO	0,80	0,45	0,35	0,76	0,89	0,76	0,30	0,88	0,77	0,69	0,37	0,56	0,43	3,57	2,11
CaO	3,25	0,50	3,16	2,82	2,93	2,80	1,31	1,96	1,32	1,49	0,99	2,48	1,79	6,56	5,19
Na <sub>2</sub> O	6,11	4,52	4,89	4,47	4,07	4,84	2,95	3,65	3,77	3,06	2,29	4,49	2,61	3,43	4,32
K <sub>2</sub> O	2,03	5,70	1,30	2,07	2,41	1,64	5,65	5,22	5,58	3,54	5,34	2,21	4,34	1,98	2,29
H <sub>2</sub> O +	0,85	0,79	0,07	0,45	0,50	0,43	0,38	1,06	1,02	0,56	0,13	1,02	0,82	1,10	2,05
H <sub>2</sub> O -	0,00	0,00	—	0,03	—	0,02	0,07	—	0,00	—	0,12	0,00	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	0,15	0,32	0,14	0,07	0,08	0,08	0,13	0,24	0,24	0,28	0,20	0,36	0,21	0,27
CO <sub>2</sub>	—	—	0,15	—	—	—	—	—	—	0,55	0,82	0,21	0,11	—	—
FeS <sub>2</sub>	—	—	0,22	—	—	—	—	—	—	0,60	0,30	—	0,24	—	—
	100,10	100,03	100,12	99,76	99,80	100,01	99,81	100,09	100,12	100,13	100,37	100,07	99,75	100,07	100,17

Tavola II. Valori molecolari di NIGOLI

Analisi No.	1	2	3*	4	5	6	7	7a	8	9*	10*	11	12*	14	15
si	272	383	366	337	303	326	406	350	350	419	431	405	424	200,0	227
al	44,5	45,5	48,5	45,5	41,0	44,5	46,5	40,5	40,0	46,5	49,5	45,0	46,5	33,0	34,5
fm	11,5	8,5	6,5	13,5	21,0	15,0	9,5	15,0	17,0	14,5	11,0	8,5	12,0	29,0	25,0
c	14,5	2,5	17,0	14,5	14,0	14,0	8,0	10,5	7,0	9,0	6,5	14,5	11,0	23,0	20,0
alk	29,5	43,5	28,0	26,5	24,0	26,5	36,0	34,0	36,0	30,0	33,0	32,0	30,5	15,0	20,5
k	0,18	0,45	0,15	0,24	0,28	0,23	0,56	0,49	0,49	0,44	0,61	0,25	0,52	0,28	0,26
mg	0,42	0,42	0,40	0,40	0,28	0,47	0,27	0,42	0,33	0,40	0,28	0,52	0,32	0,61	0,45
c/fm	1,26	0,30	2,61	1,07	0,66	0,92	0,82	0,70	0,41	0,64	0,56	1,66	0,94	0,80	0,80
ti	1,50	1,25	0,53	1,30	1,90	1,6	1,50	2,5	1,80	1,2	0,92	1,55	1,0	2,8	4,2
p	0,39	0,35	0,69	0,32	0,13	0,22	0,20	0,27	0,51	0,58	0,69	0,46	0,69	0,29	0,33
h	11,70	14,15	—	7,65	7,5	7,00	8,4	17,20	16,90	10,50	2,50	18,70	15,50	12,00	25,00
co <sub>2</sub>	—	—	1,0	—	—	—	—	—	—	4,5	6,50	16,00	0,70	—	—
al-alk	15,0	2,0	20,5	19,0	17,0	18,0	10,5	6,5	4,0	16,5	16,50	13,0	16,0	18,0	14,5
t	—	—	3,0	4,5	3,0	4,0	2,5	—	—	7,5	10,0	—	5,0	—	—
qz	+ 54	+ 109	+ 154	+ 131	+ 107	+ 120	+ 162	+ 114	+ 106	+ 199	+ 199	+ 177	+ 202	+ 40	+ 45
Varietà	I	V	(I)	II	II	II	III	IIIa	VIa	(IX)	(IX)	IX	(IX)	IV	IVa

Analisi No.	Varietà dello Gn. Lev.	Tipo magmatico	Località
1 3*	I	intermedio fra si-oligoclasico e pulaschitico si-oligoclasitico	Claro
2	V	alcali-granitaplitico	Preonzo
4	II	da farsunditico a leucoquarzodioritico	Cresciano
5		farsunditico	Osogna
6	III	leuco-quarzodioritico	Biasca
7		aplito-granitico	Biasca
7a	IIIa	engadinitico	Bodio
8	VIa	engadinitico	Faido
9*	IX	rapakiwitico	Polmengo
10*		rapakiwitico	Cornone
12*		yosemito-granitico	Piottino
11		intermedio fra { leucoquarzodioritico e si-oligoclasitico	Dazio-Grande
14	IV	quarzodioritico normale	Lodrino
15	IVa		Personico-Bodio

- Gneiss granitico I (chiaro e alquanto massiccio), Claro, cave Gola, Anal. J. JAKOB (1939).
- Gneiss granitico V (scistoso parallelo), Preonzo (cave), Anal. J. JAKOB (1939).
- \*) Gneiss granitico (I) (quasi massiccio), Claro, Anal. BUTZBACH (1906) (58, p. 190—91).
- Gneiss granitico II (scistoso assai, e micaceo), Cresciano-Stazione, cave Antonini, Anal. F. DE QUERVAIN (1935).
- Gneiss granitico II, Osogna, Anal. J. JAKOB (1931) (58, p. 190).
- Gneiss granitico II, Biasca, cave del ponte, Anal. F. DE QUERVAIN (1935).
- Gneiss granitico III (porfiroide-lenticolare), Biasca, cave della Stazione, Anal. F. DE QUERVAIN (1935).
- Gneiss granitico IIIa (porfiroide massiccio), Bodio, cave a nord della stazione (Vallone), Anal. J. JAKOB (1939).
- Gneiss granitico VIa (laminare parallelo), finestra N° 4 della condotta del Piottino (Osoglio), Anal. J. JAKOB (1939).
- \*) Gneiss granitico (IX) (fluidale<sup>1</sup>), laminare, ponte di Polmengo, Anal. BUTZBACH (1906) (58, p. 186—187).
- \*) Gneiss granitico (IX) (fluidale<sup>1</sup>), oscuro, Cornone presso Faido, Anal. BUTZBACH (1906) (58, p. 186—187).
- Gneiss granitico IX (laminare-pieghettato), nuova galleria stradale del Piottino (uscita del Dazio Grande), Anal. J. JAKOB (1939).
- \*) Gneiss granitico (IX) (laminare-fluidale<sup>1</sup>), Dazio Grande, Anal. BUTZBACH (1906). (58, p. 186—187).
- Gneiss biotitico-plagioclasico („Granito scuro“) (IV), Lodrino, cava Ug-gini (Balma), Anal. J. JAKOB (1939).
- Gneiss biotitico-plagioclasico („Granito scuro“) (IVa), Personico, cava a nord del villaggio, Anal. J. JAKOB (1939).

<sup>1</sup>) „fluidale“ secondo la denominazione usata da G. KLEMM (III, p. 6).

Il complesso delle rocce gneiss-granitiche della Leventina ha conservato le caratteristiche proprie dei tipi magmatici originari, nonostante il grado più o meno intenso della metamorfosi, ed è per questo che i valori molecolari d'ogni analisi s'accordano a sufficienza coi dati dei prototipi definiti nella recente classificazione del prof. P. NIGGLI (61) e (64). Dallo specchio riassuntivo desumiamo sin da principio una stretta coordinazione dei tipi magmatici nella continuità dello sviluppo regionale, chè infatti si delinea un passaggio esterno graduale dall'uno all'altro, anche se chiaramente distinti e limitati a vicenda. Le varietà estremali a sud (I e II) e a nord (IX) avvertono una affinità profonda che si risolve fra il tipo leucoquarzodioritico e quello si-oligoclasitico mentre le varietà centrali (III, IIIa e VIa) riflettono anche nel chimismo il loro blocco unitario, e costi-

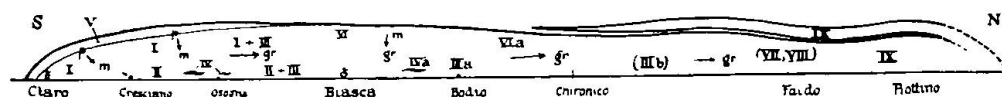


Fig. 51. La distribuzione dei tipi magmatici nello gneiss-granitico Leventina. I tipi magmatici sono rappresentati dalle varietà gneissiche corrispondenti. Le consonanti (p = piccolo, m = medio, g = grande) si riferiscono all'importo del numero del quarzo

tuiscono una variazione oscillante fra il tipo aplito-granitico e quello engadinitico. Affatto indipendente si afferma la varietà dorsale (V) del contatto meridionale secondo il proprio tipo alcali-granitaplitico, per cui, sebbene faccia parte al complesso attuale dello gneiss granitico Leventina è da distinguersi nell'ordine primario differenziativo. Tutto ciò non esclude che l'insieme dei diversi tipi costituisca un distretto petrografico unitario della serie alcali-calcaica.

In seno a questi, la differenziazione si presenta con ampiezza modesta, limitata dai valori estremi di  $Qz$  fra 200 e 405. Il numero del quarzo ( $Qz$ ) corrispondente da +40 a +177 mostra un aumento distinto da sud verso nord (dove le tendenze estremali pulaschitiche e si-oligoclasitiche) ma anche dai settori periferici (di contatto) a quelli interni (vedi schizzo). L'incremento di tale numero da un tipo all'altro figura con uno scatto più o meno uniforme che s'accentua tra il farsunditico-leucoquarzodioritico (II) e l'aplitogranitico (III) (Biasca); questi stessi sono poi caratterizzati da un piccolo eccesso d'allumina ( $t$ , in media 3,50), che è assente nelle varietà estremali (I e IX). La differenza (al-alk) è pressochè costante

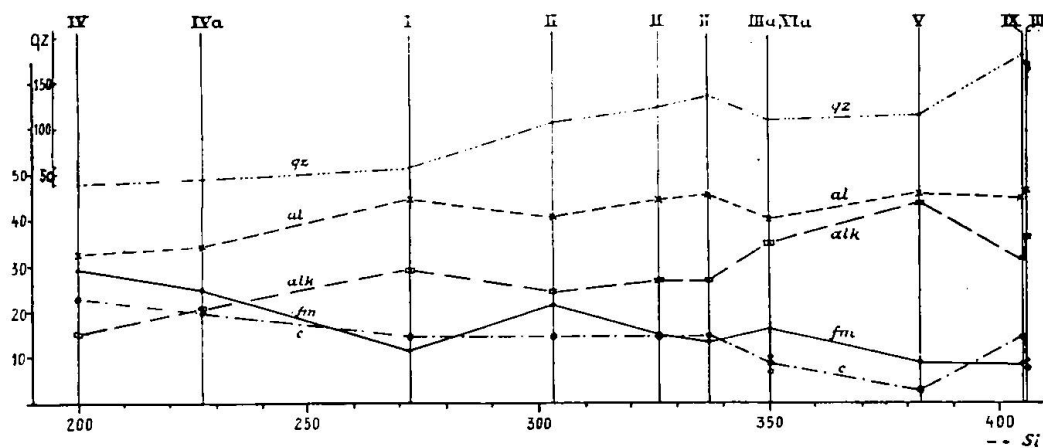


Fig. 52. Il diagramma della differenziazione complessiva dello Gneiss granitico Leventina

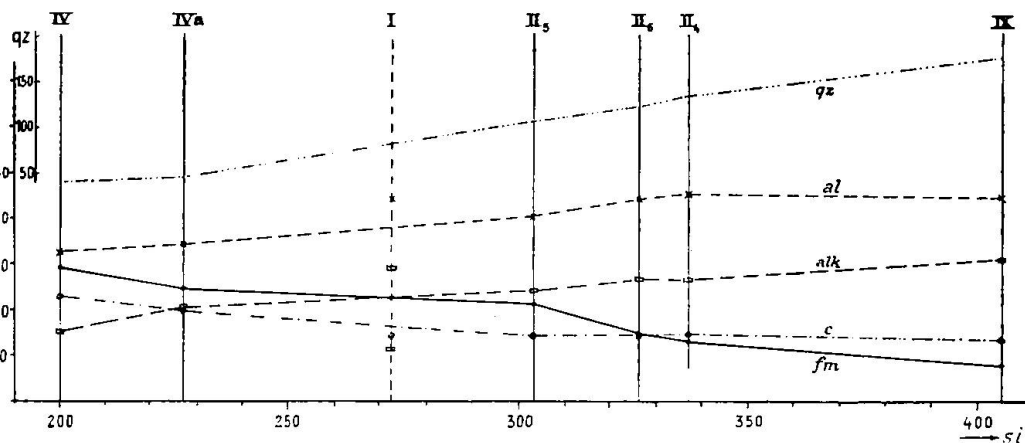


Fig. 53. La differenziazione nel gruppo sodico dello Gneiss Leventina (T)

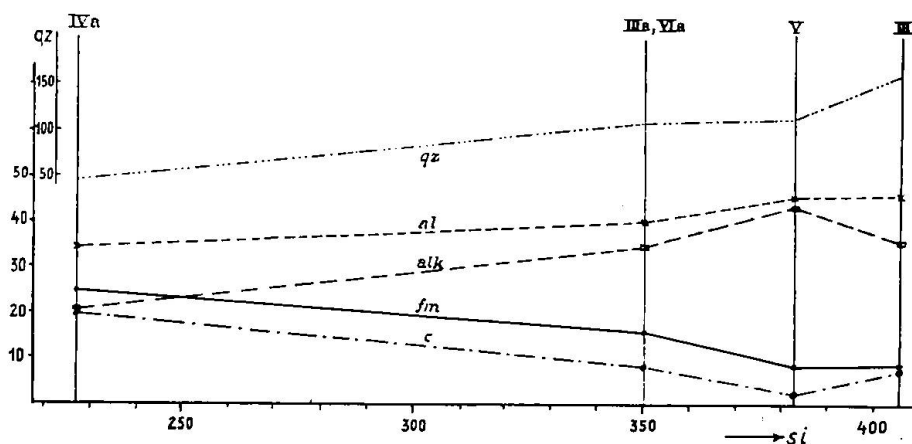


Fig. 54. La differenziazione nel gruppo potassico dello Gneiss Leventina (L Gr)

nei tipi a tendenza sodica (I, II, IX), diminuisce lievemente in quelli a tendenza potassica (III, VI) e si riduce a valore minimo nella varietà alcali-aplitica (V).

L'esame del diagramma generale di differenziazione riafferma l'andamento normale in senso leucocratico. Eccettuato un lieve avvicinamento nel tipo farsunditico (II, N. 5), le linee (al, alk) e (c, fm) costituiscono due gruppi laterali (simpatici) con una certa simmetria rispetto all'orizzontale intermedia. Nell'uno predomina la costanza di (al-alk) con leggere divergenze, nell'altro il parallelismo è sostituito da diversi punti d'intersezione che esprimono il rapido mutamento e la stretta dipendenza reciproca. Le medesime considerazioni si estendono alle varietà IV e IVa, che costituiscono i nuclei

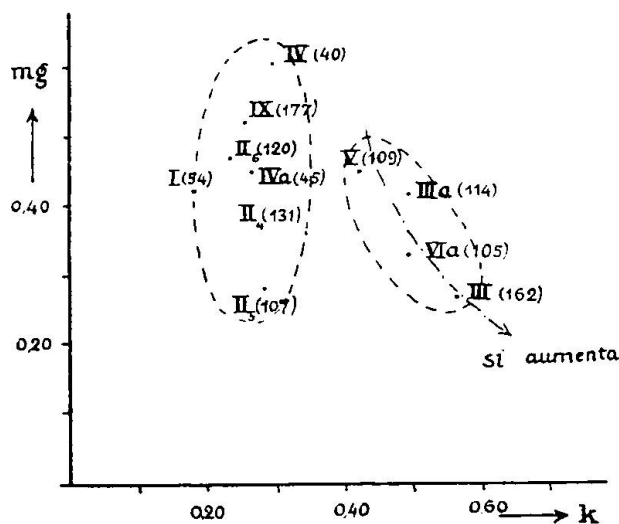


Fig. 55. Diagramma k—mg delle varietà leventinesi. (Fra parentesi il numero del quarzo corrispondente)

di concentrazione femica. Data la loro presenza separata in ambedue i gruppi (sodico → IV, e potassico → IVa) possiamo sciogliere il diagramma generale in due ramificazioni distinte, in cui si riconferma il tono differenziativo con chiarezza e semplicità. Nel gruppo sodico osserviamo che omettendo la varietà I si delinea un andamento ben più libero, e costante e ciò dimostra la posizione singolare di questa roccia nel complesso leventinese.

La distinzione fondamentale delle due correnti alcaline emerge limpida nel diagramma k—mg. Costì si scorge una separazione netta di due campi opposti, senza alcun punto di coincidenza, e in cui si inserisce altresì il tipo alcali-aplitico. Il regime interno di ciascuno è nettamente diverso: nell'uno (gruppo sodico,  $k < 0,30$ ) l'aumento del valore di si avviene parallelamente a quello di mg e in

parte anche di  $k$ ; nell'altro (gruppo potassico  $k > 0,40$ ) il valore di  $\pi$  si diminuisce costantemente coll'aumentare di  $mg$  e di  $k$ . Nel primo la direzione crescente di  $\pi$  si manifesta diverse tendenze interne non sufficientemente chiare, nel secondo invece s'afferma l'aumento costante dal tipo alcali-granitaplitico verso il carattere aplito-granitico. In altre parole il gruppo sodico possiede quasi una unità intrinseca più pronunciata nelle tendenze centralizzanti, mentre il gruppo potas-

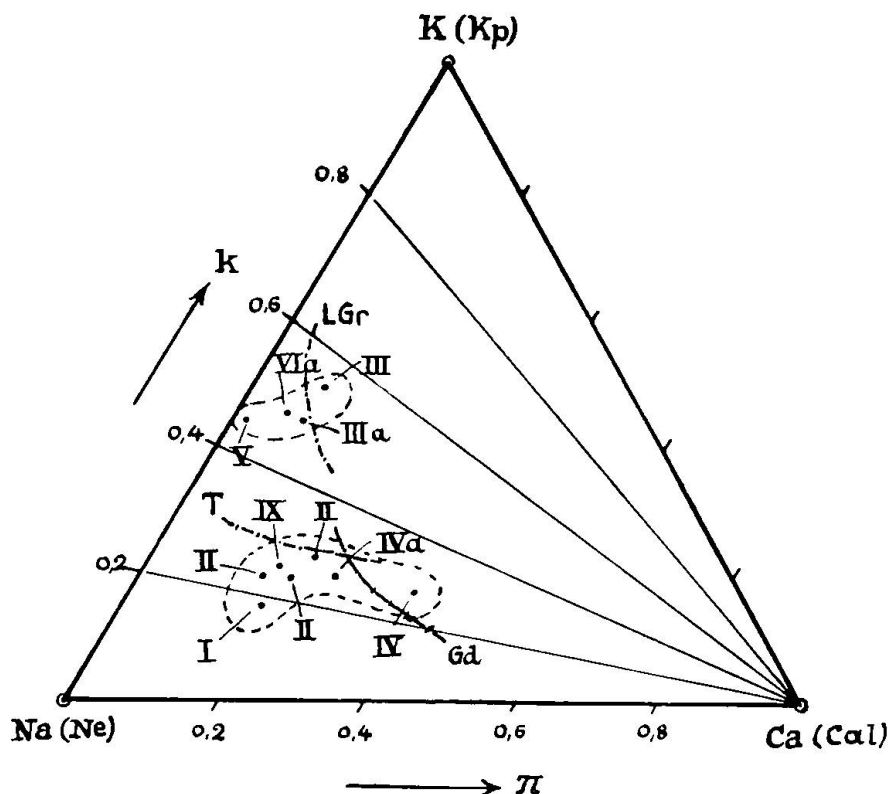


Fig. 56. La posizione delle varietà leventinesi nettamente distinte secondo l'ordine feldispatico del diagramma Kp - Ne - Cal

sico segna distinto l'andamento differenziativo in funzione dell'aumento di  $k$  e della diminuzione di  $Na$ .

E' poi caratteristica l'assenza assoluta di un termine intermedio fra i due campi, tanto più quando si pensi alla zona mista tra la Riviera e la Bassa Leventina (Biasca) dove la II e la III si sovrappongono in letti alternanti ma ben distinti e separati l'uno dall'altro e senza alcuna mescolanza interna (cfr. p. 477).

In generale la preponderanza potassica si esprime in un valore elevato di  $alk$  ( $> 36,0$ ) che si distacca da quello medio (tra 28 e 30) delle varietà sodiche; indi nella proporzione inversa di  $c$  ( $< 8$ ) abbastanza inferiore alla media costante di 14. Soltanto



la varietà IX (a tendenza si-oligoclasitica risulta intermedia in relazione a questi valori). Il rapporto  $c/fm$  oscilla attorno a circa 0,9 e passa bruscamente a importi elevati nelle rocce estremali (I e IX).

La singolarità dei due gruppi (sodico e potassico) si rispecchia assai evidente nel diagramma Kp-Ne-Cal della base molecolare e precisa l'interpretazione del chimismo generale (vedi sotto p. 616). Infatti, la distribuzione degli elementi K, Na, Ca nel loro legame quantitativo rispetto ad  $al$  risulta colla medesima distinzione provocata dalla diversa tendenza alcalina. In ambedue i gruppi fondamentali si

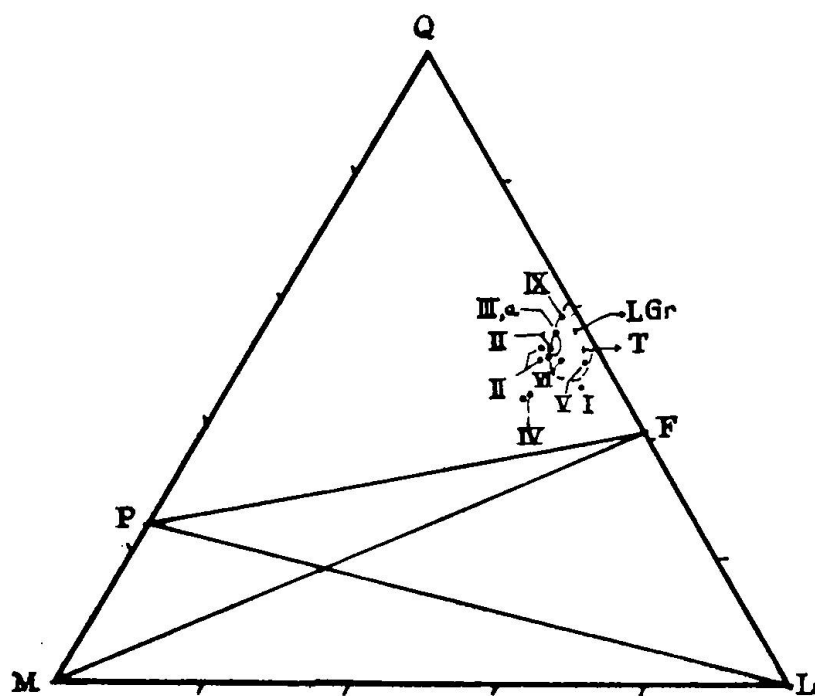


Fig. 57. La posizione delle varietà leventinesi nel campo T e LGr del diagramma Q - L - M

nota la coincidenza d'un solo esemplare con il tipo corrispondente proposto nel diagramma di P. NIGGLI (64, p. 627), gli altri si scostano leggermente verso il basso, segnando due zone caratteristiche localizzate. La quantità mediocre di calcio-aluminato (Cal) nelle varietà potassiche (III, VI) e in quella alcali-aplitica (V) genera lo spostamento laterale della differenziazione normale del gruppo leucogranitico, a cui appartengono le varietà suddette; altrettanto dicasi riguardo alla forte scarsità potassica nelle varietà sodiche (I, II, IX), le quali vengono a subire una deviazione unilaterale sotto al campo del gruppo trondhjemitico iniziale. Mentre le prime giacciono isolate grazie alla propria individualità spiccata, le seconde si accumulano in un piccolo spazio:

ciò giustifica la possibilità di una media delle varietà II, la quale conferma apertamente la concordanza col prototipo medio trondhjemitico:

	si	al	fm	c	alk	k	mg
T. Gruppo trondhjemitico di tipo leucoquarzodioritico (61, p. 343)	300	42	17,5	13	27,5	0,25	0,40
Valori medi delle varietà II dello Gneiss granitico Leventina	322	43,5	16,5	14	26,0	0,23	0,40

Notiamo da ultimo come il carattere di prevalenza potassica che a vero dire inizierebbe con  $k > 0,50$  è già ammissibile praticamente allorchè  $k > 0,33$  (cfr. 61, p. 340).

Per ora basti ricapitolare le seguenti conclusioni:

1. Il chimismo generale dello Gneiss granitico Leventina rientra nell'ambito della differenziazione alcali-calcaica, abbracciando due gruppi fondamentali distinti, l'uno a prevalenza sodica, l'altro a prevalenza potassica. Ambedue sono legati ad una associazione particolare di rocce magmatiche che immettono l'una al campo trondhjemitico-granodioritico (T) l'altra a quello leucogranitico (L Gr).

2. Nel campo trondhjemitico (T) predomina il tipo magmatico leucoquarzo-dioritico (varietà II) con tendenze estremali verso il tipo si-oligoclasitico (IX) oppure verso accenti pulaschitici (varietà I).

3. Nel campo leucogranitico (L Gr) le singole varietà sono suscettibili d'un raggruppamento, ma ciascuna possiede una singolarità propria (V: alcali-granitaplitica, III: aplito-granitica, IIIa e VIa: engadinitica).

4. Le divergenze di tali rocce dai campi dei magmi caratteristici si dimostrano affini e in senso analogo; rispecchiano perciò la simultaneità e l'unità della modificazione interna.

5. Le due associazioni attuali non presentano una transizione continuata, ma si contrappongono a vicenda, riflettendo così la netta distinzione che s'osserva in natura (zona mista II e III); resta quindi spontaneo l'ammettere la mescolanza dei magmi originari prima della metamorfosi.

6. La ripartizione regionale dei vari tipi magmatici e dei campi ad essi comuni presenta una certa simmetria rispetto al nucleo cen-

trale della Bassa Leventina (regione centrale); essa è alterata solo a meridione dalla copertura alcali-granitaplitica (quale stadio isolato di differenziazione).

Tutte queste considerazioni fondano sul principio che l'azione metamorfica abbia deformato ben poco o nulla le caratteristiche specifiche del chimismo generale. Non sarà perciò superfluo classificare le varietà leventinesi partendo dal loro stato attuale di rocce metamorfe (vedi descrizione cap. primo). Adottando la sistematica proposta dal prof. P. NIGGLI (59), vediamo come tutte le varietà di

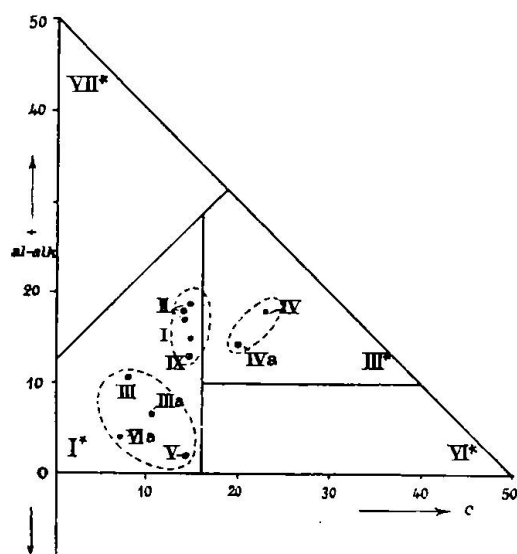


Fig. 58. Sezione D del tetraedro di NIGGLI per la classificazione delle rocce metamorfe (alk varia da 22,5 a 42); I\* Rocce d'alumosilicati alcalini; III\* Rocce di calcio-alumosilicati alcalini; VI\* Rocce a silicati ferro-magnesiaci; VII\* Rocce d'alumosilicati; (I—IX) → Gneiss Leventina

gneiss a doppia mica rientrano nel campo (I) delle rocce d'alumosilicati alcalini (ortogneiss granitici), conservando la distinzione fondamentale del proprio gruppo magmatico. Le varietà scure (gneiss biotitico-plagioclasici con anfibolo) immettono invece nel campo (III) delle rocce di calcio-alumosilicati alcalini, e attestano nuovamente la differenziazione primaria arrestatasi nella facies femica. Tale classificazione chimica delle varietà metamorfe leventinesi rispecchia adunque i motivi dell'unità magmatica primitiva.

Stabilite pertanto le linee generali del chimismo dello gneiss granitico propriamente detto, diamo in succinto i caratteri di alcune intercalazioni e della formazione filoniana della Biaschina. I dati analitici e molecolari sono i seguenti:

Tavola III. Analisi e valori molecolari di rocce singolari

Analisi chimica	13	16	17	18	Valori di Niggli	13	16	17	18
SiO <sub>2</sub>	59,23	57,00	75,35	70,02	si	203	159	403	305
TiO <sub>2</sub>	1,00	0,42	0,27	0,62	al	37	22,5	46	37,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,33	13,75	13,71	14,48	fm	35	33	23,5	38,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,01	1,30	0,16	0,10	c	9	26	3	2
FeO	5,76	2,12	0,64	1,07	alk	19	18,5	27,5	22
MnO	—	0,20	0,02	0,02	k	0,42	0,32	0,64	0,53
MgO	2,63	6,00	2,33	5,27	mg	0,39	0,75	0,84	0,89
CaO	2,35	8,67	0,49	0,43	c/fm	0,25	0,79	0,12	0,05
Na <sub>2</sub> O	3,37	5,32	1,81	2,47	ti	2,6	1,1	1,15	2,0
K <sub>2</sub> O	3,68	2,51	4,74	4,23	p	—	0,20	0,34	0,68
H <sub>2</sub> O +	(1,33)	1,32	0,39	1,05	co <sub>2</sub>	—	4,7	—	—
H <sub>2</sub> O -	0,07	—	—	—					
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,17	0,14	0,37	al-alk	22,0	4	18,5	15,5
CO <sub>2</sub>	—	1,24	—	—	t	13,0	—	15,5	13,5
					qz	+ 27	- 15	+ 193	+ 117
Σ	99,76	100,02	100,05	100,13	Varietà	Ps	Ls	Im	Imd

N° 13: Gneiss biotitico granatifero (Intercalazione centrale di Faido), Cascata lungo il sentiero da Faido verso Dalpe, Anal. A. SCHNEIDER (1910) 58, p. 186—187).

N° 16: Derivato filoniano a feldispato alcalino e pirosseno, Biaschina, Anal. J. JAKOB (giugno 1939).

N° 17: Gneiss micaceo sfoglioso, ricco di quarzo, Intercalazione micascistosa di Cauri, Rosso (Cresciano), Anal. J. JAKOB (giugno 1939).

N° 18: Gneiss micaceo sfoglioso, con distene e sillimanite. Intercalazione micascistosa di Cauri, Rosso (Cresciano), Anal. J. JAKOB (giugno 1939).

Non si esiterà a constatare che il carattere metamorfo di tali rocce segnalato nella descrizione precedente si manifesta con pari evidenza in questi dati analitici. Infatti tanto lo gneiss biotitico granatifero di Faido, quanto gli esemplari dell'intercalazione di Cauri (Cresciano) partecipano al gruppo delle rocce d'alumosilicati (VII, secondo NIGGLI), postandosi vicino al gruppo II delle rocce d'alumosilicati alcalini con alk decrescente.

Le due varietà dell'intercalazione di Cresciano (cfr. p. 512) presentano delle caratteristiche assai singolari ch'è bene rilevare in dettaglio. In quella quarzifera (Im) segnaliamo l'alto grado di tutti i valori molecolari principali (si, al, fm, alk) opposto all'esiguità di c; in quella distenifera-sillimanitica (Imd) la diminuzione di si, al, alk è compensata da un aumento considerevole di fm, mentre c resta in fondo invariato.

In ambedue risulta assai tipica la concentrazione potassica ( $k \cong 0,60$ ) e soprattutto quella magnesiacca ( $mg > 0,80$ ); la differenza ( $al-alk$ ) e l'eccesso d'allumina ( $t$ ) subiscono in generale lievi oscillazioni. Tale chimismo non è completamente univoco, per cui dobbiamo tener presente anche altri fattori litologici, come l'attuale regime di forte scistosità, di totale ricristallizzazione sotto influssi dislocativi oltremodo intensi (deformazioni milonitiche pre- o paracristalline). D'altra parte il dilemma del

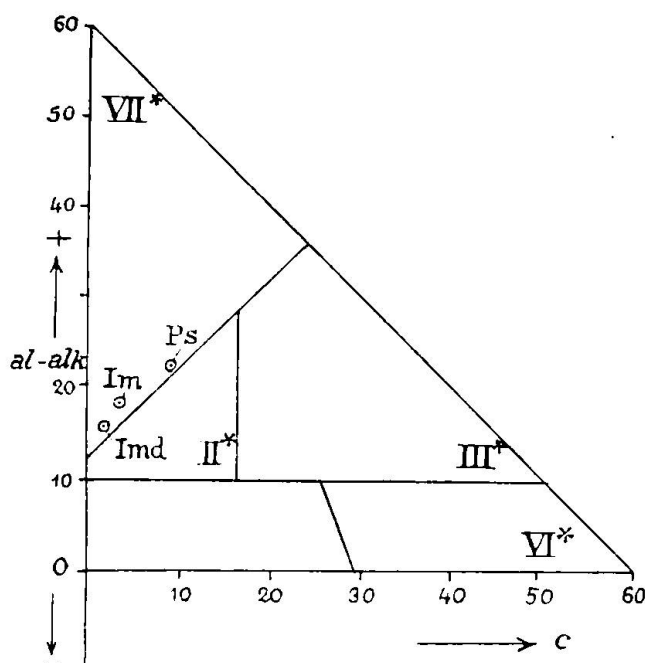


Fig. 59. Sezione C del tetraedro di NIGGLI per la classificazione delle rocce metamorfe ( $alk$  varia da 15 a 22,5). VII\* Rocce d'alumosilicati; II\* Rocce d'alumosilicati alcalini; III\* Rocce d'alumosilicati calcio-alcalini; VI\* Rocce a silicati ferro-magnesiaci; Im, Imd, Ps = rocce singolari

carattere „orto“ o „para“ s'impone eziandio dalla posizione particolare nel campo delle rocce d'alumosilicati cioè sul limite dei rapporti tipici per sedimenti argillosi ( $al > c + \frac{4}{3} alk + 5$ )<sup>2</sup>).

Nel caso d'origine eruttiva sono note le variazioni chimiche durante lo schiacciamento milonitico e la ricristallizzazione più o meno simultanea (GRUBENMANN-NIGGLI, 27, p. 228—229). Esempi tipici nei graniti dell'Aare, dello Julier, di Lausitz ecc. . . dimostrano una chiara diminuzione di  $c$  e di  $c/fm$  sino alla metà del valore originario; pure  $alk$  decresce (solo in quanto  $Na_2O$ ) e anche  $mg$  ha la

<sup>2</sup>) L'importo di questa disegualianza ammonta a 1,5 in entrambi i saggi a favore di  $al$ .

stessa tendenza ad abbassarsi causa la perdita di  $MgO$ , per contro  $al$ ,  $fm$  e  $k$  aumentano. Ora ammessa una simile genesi nelle nostre rocce, non abbiamo difficoltà alcuna a rintracciare le medesime migrazioni sostanziali anche in essa; dobbiamo però sottolineare una divergenza fondamentale nel forte aumento del tenore magnesiaco ( $mg!$ ); in ciò risiede la distinzione caratteristica delle rocce di Cresciano. Nell'esemplare quarzifero ( $Im$ ) il tono eruttivo è più spiccato che in quello sillimanitico-distenifero ( $Imd$ ), per il quale s'avanzerebbe più facilmente l'ipotesi d'origine sedimentaria. Infatti  $k$  non è sufficiente per saturare l'eccesso d'allumina (formazione delle miche) e quindi favorisce la neogenerazione diretta del distene e della sillimanite. Soprattutto il tenore alcalino e magnesiaco è assai elevato, per cui si potrebbe postulare il chimismo d'un sedimento alcalizzato, poichè dato l'alto valore di  $mg$  ( $= 0,89$ ) possibile per gli argilloscisti, non si giustificerebbe l'importo altresì elevato di  $k$  ( $= 0,53$ ) senza un apporto immediato di sostanze alcaline <sup>3)</sup>.

Insomma dal chimismo di queste intercalazioni micascistose non è possibile dedurre un argomento contrario al carattere „para“ ed altrettanto uno in favore di un eventuale origine eruttiva; per la decisione del quesito sono adunque indispensabili le correlazioni di giacitura e le osservazioni microscopiche (vedi capitolo terzo, p. 674).

Per ora stabiliamo la singolarità caratteristica dell'arricchimento di magnesio durante la rigenerazione metamorfica. Tale fenomeno è affatto nuovo nel quadro della metamorfosi alpina e non aiuta punto a definire il carattere antecedente della roccia.

In quanto allo gneiss biotitico granatifero ( $Ps$ ) dell'intercalazione di Faido non abbiamo da rilevare tratti caratteristici; la pertinenza alle rocce d'alumosilicati si riflette come una conseguenza naturale del chimismo di rocce chiaramente sedimentogene. La bassezza del numero del quarzo simultanea agli importi di  $al$  ed  $fm$  (analoghi a quelli di  $Imd$ ) afferma tale origine con chiarezza sufficiente.

Il derivato filoniano ( $Ls$ ) a feldispato alcalino e pirosseno della Biaschina (cfr. p. 553) presenta un chimismo altresì singolare che risente di fenomeni esogeni premetamorfi. L'arricchimento di calcio e la scarsità di quarzo costituiscono i capisaldi tipici

---

<sup>3)</sup> Si confronti ad esempio il chimismo di certe ardesie rosse americane (WASHINGTON, 58, p. 64) oppure anche di alcuni paragneiss pretriadici di Guspis (58, p. 151, N° 88).

di tale roccia e anche il tenore elevato del magnesio ne mette in evidenza il tono particolare. Un raffronto con tipi magmatici di differenziati femici non è sostenibile e d'altronde un influsso sedimentario premetamorfo che possa giustificare tali prerogative non riesce a soddisfare l'abbondante quantità di feldispato nella composizione mineralogica. In generale non possiamo pronunciare nulla di certo dai soli dati analitici, soltanto le relazioni dirette con i componenti reali e con le condizioni di giacitura possono delucidare l'origine di tale roccia (vedi capitolo terzo, p. 668).

Questo sguardo sommario sul chimismo delle rocce principali ci addita la pertinenza d'ogni specie analizzata alle categorie sistematiche, esso preludia lo studio dei legami che stanno alla base degli aggregati di minerali; ciò avviene nel paragrafo seguente.

## 2. LE RELAZIONI PARTICOLARI FRA LA COMPOSIZIONE MINERALOGICA E QUELLA CHIMICA

A facilitare lo studio di queste relazioni premettiamo un brevissimo riassunto delle caratteristiche intrinseche dei singoli componenti dello gneiss granitico; esso servirà quale base di raffronto colla ricostruzione normativa dei dati analitici.

Riguardo ai dati quantitativi rimandiamo alla descrizione particolare delle varietà (vedi capitolo primo) cercando costì di dare un sommario qualitativo da cui emerga la connessione all'azione del metamorfismo.

### *a) Caratteristiche mineralogiche dei componenti*

Il quarzo si distingue ovunque per la sua forma senoblasta spiccata. L'ondulosità d'estinzione è in generale assai vivace e si scioglie spesso in zone concentriche, a scacchiera più o meno regolare, ovvero in strisce trasversali all'allungamento e  $\perp n_a$  (lamelle di traslazione, geminati di compressione, dovuti alla deformazione paracristallina); non mancano infine esemplari con la tipica striatura di БÖHM, (specie nella regione settentrionale). La schietta ricristallizzazione s'esprime nelle forme d'aggregati, ora lenticolari, ora a cordoni intermittenti ora a straterelli alternanti, in cui gli individui si intarsiano a vicenda. La sinuosità dei contorni e la funzione interstiziale varia secondo il carattere della struttura e della tessitura, aumentando in proporzione all'intensità del metamorfismo. La secrezione sotto forma di *mirmechite* in seno al plagioclasio è frequente nelle varietà porfiroidi (potassiche), ma non è assente neppure in quelle totalmente ricristallizzate, onde l'attribuzione di tale



fenomeno alla cristallizzazione primaria o alla trasformazione metamorfica resta incerta.

Il feldispato alcalino presenta costantemente le qualità del microclino, sia pure in modo più o meno esplicito. Quali cenni particolari segnaliamo: l'estinzione offuscata, spesso a riflessi incrociati che si disperdono verso il centro; l'abbondanza locale di lamelle sottilissime d'albite, talvolta distinte quanto una struttura pertitica, talaltra estremamente fine, quasi submicroscopiche e inizianti all'estinzione soffusa e ondeggiante. Esse sono il prodotto di propria scissione delle molecole semplici (Or ed Ab) in un concrescimento micropertitico, a perfetta sostituzione del graticcio iniziale e simulando una miscela pertitica primaria. Questa corrisponde al disfacimento della cristallizzazione mista fra Na e K a favore di una miscela semplice, provocata a sua volta dalla diffusione degli stessi atomi Na e K in lamelle omogenee e separate secondo il carattere individuale degli ioni. Tali fenomeni attestano una trasformazione chimica particellare di carattere prettamente mesozonale. Essi si ripercuotono univocamente sulla variazione della simmetria la quale accusa tendenze monocline (riscontrate nella posizione di  $n_\beta$  accanto alle tracce di sfaldatura) e della costante ottica  $2V_\alpha$ , riducendone il valore ordinario da ( $80^\circ$ — $83^\circ$ ) a ( $60^\circ$ — $62^\circ$ ).

Tutte queste particolarità caratterizzano essenzialmente il feldispato alcalino delle varietà trondhjemitiche (sodiche), e trovansi associate a uno stadio di ricristallizzazione totale della roccia.

Nelle varietà leucogranitiche a struttura porfiroide il feldispato alcalino si dimostra invece con abito più omogeneo ed esplicito per la modificazione che rappresenta (microclino). Anzitutto la grossezza straordinaria rispetto agli altri componenti addita un'indipendenza spiccata dalla trasformazione generale (porfiroidi); poi la geminazione a graticcio s'afferma con piena idiomorfia su tutto il campo sezionato, infine la corrosione marginale (corona di mirmechite) assai profonda s'opponе all'unità e alla compattezza individuale, accennando la passività della massa nucleare alla ricristallizzazione. Tali porfiroidi costituiscono dei relitti fenocristallini rielaborati solo nelle zone periferiche; e questo carattere residuale è confermato oltre che dai rapporti strutturali e tessiturali anche dall'abbondanza d'inclusi primari ben idiomorfi (albite, biotite, quarzo, apatite). Le costanti ottiche coincidono con i valori

normali del microclino con scarsa percentuale sodica e al medesimo risultato giunge pure il rapporto alcalino <sup>4)</sup>:

$$\left. \begin{array}{ll} \text{Na}_2\text{O} = 2,42 \% & 3,9 \text{ Mol.} \\ \text{K}_2\text{O} = 11,91 \% & 12,15 \text{ „} \end{array} \right\} \text{ cioè Ab : Or} = 1 : 3$$

La simultaneità di questi due tipi di feldispato alcalino con i due gruppi fondamentali dello gneiss granitico riflette chiaramente l'importanza assunta nel tono generale della roccia, e a un tempo la funzione caratteristica che rivela nel grado d'intensità metamorfica. Le forme tondeggianti, frastagliate e corrose dei porfiroidi fenocristallini si distinguono con facilità dalle insenature tortuose e profonde in cui si compenetrano gli individui totalmente ricristallizzati. Gli stadi di transizione fra questi estremi offrono pertanto la maggior difficoltà ad una identificazione univoca; ma pure qui non mancano esempi chiari della fase distruttiva che precede la rigenerazione metamorfa (varietà IIIb, Lavorgo) (vedi le microfotografie N° 6, 7, 8, 9, tav. II\* e III\*).

Ambedue i tipi di feldispato alcalino si trovano associati nella stessa roccia soltanto nella varietà meridionale V; questo compromesso è imposto dal chimismo originario e dal metamorfismo e figura tuttavia come un'eccezione in cui le caratteristiche individuali sono assai menomate dalle condizioni genetiche generali.

L'alterazione e le neoformazioni sericitiche sono rare; s'esplcano soltanto nei settori periferici sottoposti a chiari influssi epizonali e diaftoretici. Il campo di maggior sviluppo è quello delle varietà leucogranitiche; nelle rimanenti trondhjemitiche si verifica solo lungo gli interstizi.

Il plagioclasio acido costituisce sempre geminati polisintetici abbastanza chiari, d'idioblastia spiccata, spesso con frastagliamento periferico avanzato. La basicità è costante nel gruppo trondhjemitico (25 %—30 % An), (dove fra l'altro predomina come elemento fondamentale) e diminuisce successivamente in quello leuco-granitico (23—15—10 % An). Leggeri principi di albitizzazione si delineano qua e là senza assurgere a un grado notevole di trasformazione o ad una scissione diretta in albite e zoisite; ciò avverte adunque un'omogeneità intrinseca nonostante la ricristallizzazione, la quale per questo fatto stesso si dimostra mesozonale e priva di accenti epizonali. Dato lo stretto legame coi tipi sodici a

<sup>4)</sup> Determinato dal Prof. J. JAKOB per un individuo della varietà IIIa (Bodio).

struttura granoblasta prevale in questi con sviluppo grossolano, isometrico e uniforme, mentre nelle rocce porfiroidi o granulari leucogranitiche si disperde come massa interstiziale. Un altro effetto della ricristallizzazione si manifesta nella geminazione sempre leggermente velata, con rari accenti nitidi. La legge più frequente che vi si riscontra è quella dell'albite (oltre 90 %); seguono poscia quella del periclino e i complessi Manebach-Ala e Albite-Esterel. Nello schizzo sottostante riportiamo la dispersione degli angoli assiali (2V) misurati al microscopio teodolite di FEDOROW<sup>5)</sup>, rilevando che essa può corrispondere benissimo a un arricchimento sodico e potassico causato dalla sostituzione particellare della ricristallizzazione, in analogia allo stesso fenomeno verificatosi nel feldispato alcalino. Le deviazioni indicano una tendenza comune a decrescere dal valore medio proposto dalla curva di DUPARC e REINHARD (16, p. 12) e nel medesimo senso già riscontrato nel campo dell'andesina per le rocce cristalline metamorfe del Silvretta (WENK, 125, p. 80—81).

La biotite forma l'elemento melanocrata prevalente in quasi tutte le varietà. Lo sviluppo idioblasta è lamellare e squamoso nelle rocce ricche di sodio, costituendo colà individui abbastanza grossolani; si riduce per contro ad abito laminare esile e sottile nelle varietà con prevalenza potassica. Parallelamente a questa diversità si delinea pure una chiara differenza nel tono pleocroico ( $\gamma > \beta > \alpha$ ).

Varietà a prevalenza sodica I, II e in più V	Varietà a prevalenza potassica III-VI-VII e in più IX
$\gamma$ = bruno ocrato rossigno, cupo	$\gamma$ = bruno verdastro oliva, cupo
$\beta$ = bruno ocrato rossigno	$\beta$ = bruno oliva
$\alpha$ = bruno ocrato rossastro pallido	$\alpha$ = bruno verde leggerissimo

La costanza assoluta di tale assorbimento vien meno solo nella zona mista (II e III) e nella varietà estrema (V e IX), in cui il tono caratteristico del gruppo litologico s'inverte affatto. Ambedue i fenomeni riflettono un'origine primaria indipendente solo dalle ultime fasi del metamorfismo, giacchè possiamo constatare una perseveranza continua dello stesso tono in seno ai diversi stadi della trasformazione di rocce leucogranitiche (regione centrale). Una caratteristica dovuta con molta probabilità a tale graduatoria d'intensità metamorfica si manifesta invece nelle inclusioni aureolate di zircone, abbondanti e frequenti nelle rocce a ricristallizzazione in-

<sup>5)</sup> La basicità venne determinata ovunque in funzione della legge di geminazione.

compiuta (a struttura porfiroide) e scarsissime o affatto assenti in quelle totalmente rigenerate. Contemporaneamente inversa a tale fenomeno risulta la neosecrezione interna di rutilo e leucoseno, quale tipico indizio di rifacimento della mesozona; essa è poi ampliata dagli influssi epizonali diaftoretici della lamine più o meno frastagliate.

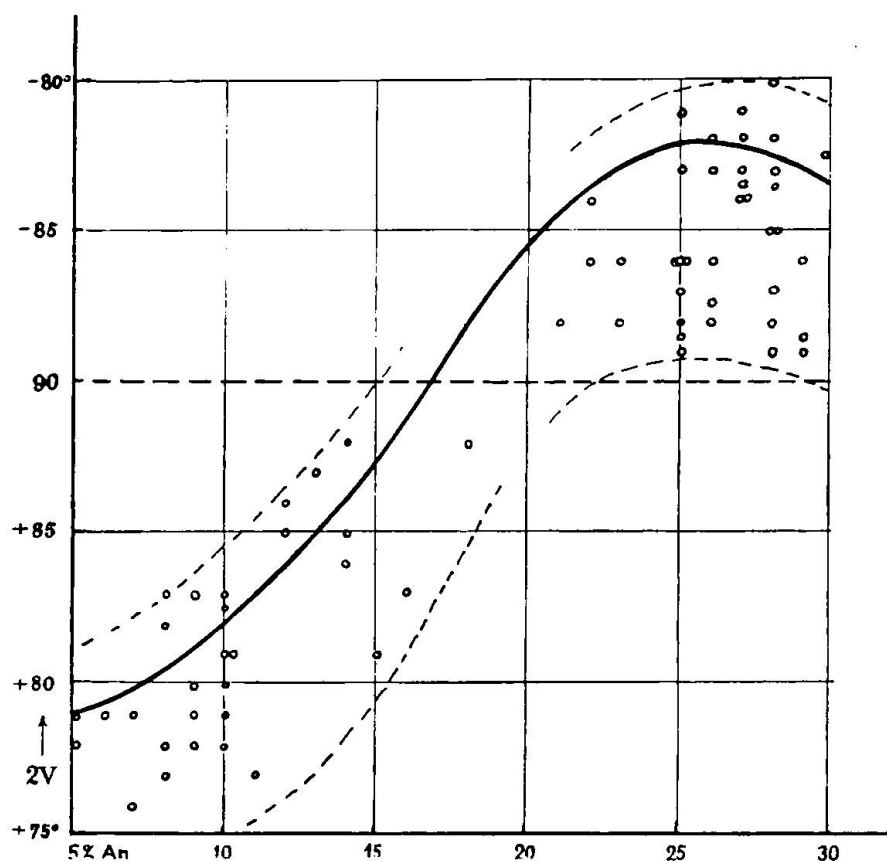


Fig. 60. La dispersione dei valori dell'angolo assiale (2V) del plagioclasio nelle varietà gneiss-granitiche leventinesi

La muscovite appare come il prodotto più caratteristico della ricristallizzazione mesozonale del granito originario. Lo sviluppo idioblasta è perfettamente analogo a quello della biotite, e in qualsiasi varietà; essendo un neo-minerale trovasi per lo più subordinato alla stessa, tuttavia non sono esclusi alcuni casi con rapporti quantitativi inversi. E' infatti ovvio che la sua dipendenza dal feldspato ne predisponga i limiti di formazione (oltre all'intensità del metamorfismo!), giacchè in base all'emissione di Al dal legame  $B^{IV}-O$  (passante a sua volta nella coordinazione  $B^{VI}$ ) si genera l'assorbimento di (OH) necessario per la saturazione dello strato d'anioni intermedi. L'alterazione in sericite aumenta in propor-

zione all'intensità epizonale; essa risulta perciò scarsa nelle varietà interne.

L'apatite e il zircone costituiscono gli accessori più comuni e la loro distribuzione sporadica unita alla ricristallizzazione in granuli senoblasti attesta altresì la facies mesozonale; il medesimo effetto ci dimostrano pure le neoformazioni minuscole di rutilo, titanite, ilmenite radunate in seno alle miche o anche in grumi locali. Tra gli ossidi di ferro predomina in generale la magnetite, spesso con individui ben idioblasti, la pirite trovasi localizzata nelle varietà più settentrionali.

Le neoformazioni epizonali di sericite o d'epidoto figurano chiaramente subordinate alle quantità degli accessori, per cui sono da considerarsi come una sfumatura locale, tanto quanto la presenza insistente di chiazze di calcite nella varietà (IX) dell'anticlinale frontale e settentrionale. Quest'ultima è tuttavia un prodotto rielaborato di una contaminazione magmatica iniziale o di un assorbimento parametamorfo.

Riassumendo, tutte le particolarità testè descritte accertano la presenza di una fase mesozonale del dinamo-metamorfismo, peraltro non egualmente intensa.

Resta dunque a vedersi come tale facies metamorfica si esprima nei riguardi del chimismo generale.

#### *β) Varianti normative e rapporti minerogenetici*

L'esame critico dei dati analitico-chimici in vista della composizione mineralogica effettiva fonda sulla realtà del calcolo regressivo delle molecole ideali di base<sup>6)</sup>. Queste, ripartite secondo i principi dei volumi più o meno analoghi, danno i minerali normativi che costituiscono la roccia alle determinate condizioni di coesistenza. Anche le nostre rocce, per quanto metamorfe, sono suscettibili di un'espressione quale la „catanorma“ (vedi tavola IV, p. 617) e offrono così la possibilità di un ragguaglio normativo indipendente dalla facies metamorfica, poichè, come s'è visto, l'effetto di questa non intacca la prerogativa del chimismo generale, ma consiste nella ricristallizzazione individuale, accompagnata eventualmente da neoformazioni tipiche della zona di profondità. Dunque, il passaggio dai

<sup>6)</sup> Con il nome di „molecole ideali di base“ intendiamo qui e nel testo seguente soltanto determinati tipi d'associazione ideale („Verbindungstypen“) di una composizione esprimibile in una formola stochiometrica, perciò non pensiamo punto al concetto chimico di molecola, nel senso di una unità racchiusa in sè (vedi NIGGLI, 62, p. 297).

Tavola IV. Basi molecolari e catanorme di NIGGLI per le varietà ordinarie di Gneiss Leventina

No.	1	2	4	5	6	7	7a	8	11
Cp <sup>7)</sup>	0,4	0,3	0,3	0,3	0,1	0,1	0,3	0,5	0,4
Kp	7,1	20,6	7,5	8,8	5,9	20,4	18,6	20,0	8,2
Ne	32,5	24,6	24,4	22,4	26,2	16,0	20,0	20,6	24,4
Cal	8,9	0,8	6,3	8,3	8,2	3,7	3,75	2,4	6,7
(Cs)	—	—	—	—	—	—	0,85	0,3	—
Sp	1,1	0,5	3,2	2,2	2,6	1,2	—	—	—
Hz	—	—	1,3	—	—	0,7	—	—	—
Fs	0,3	—	0,6	2,2	1,2	0,9	0,7	1,4	0,2
Fa	1,9	1,2	1,2	2,6	1,8	0,5	1,85	2,0	1,0
Fo	1,1	0,6	—	0,7	0,3	—	1,85	1,6	1,2
Ru	0,3	0,2	0,2	0,4	0,3	0,2	0,5	0,3	0,3
Q	46,4	51,2	55,0	52,1	53,4	56,3	51,6	50,9	57,6
L	48,5	46,0	38,2	39,5	40,3	40,1	42,35	43,0	39,3
M	4,8	2,6	6,6	8,0	6,0	3,4	5,55	5,8	2,8
Q'	46,7	51,4	55,2	52,5	53,7	56,5	52,10	51,2	57,9
$\pi$	0,18	0,01	0,17	0,21	0,20	0,09	0,09	0,06	0,77
$\gamma$	—	—	—	—	—	—	0,15	0,05	—
An % <sup>8)</sup>	25	10	25	25	25	23	23	10	25
Ap	0,4	0,3	0,3	0,3	0,1	0,1	0,3	0,5	0,4
Or	11,8	34,3	12,5	14,7	9,8	34,0	31,0	33,5	13,6
Ab	54,2	41,0	40,8	37,3	43,7	26,7	33,3	34,1	40,6
An	13,3	0,35	9,5	11,8	12,2	6,2	6,25	3,5	9,7
Cord	3,70	2,0	5,9	6,2	6,4	2,2	—	0,5	1,65
(Wo)	—	—	—	—	—	—	0,10	—	—
Fe-Cord	—	—	3,5	—	—	1,3	—	—	—
Mt	0,3	—	0,6	2,2	1,2	0,9	0,7	1,4	0,2
Hy	2,35	1,6	0,8	2,0	1,4	0,15	2,0	1,75	1,2
Tn	0,9	0,6	0,6	1,2	0,9	0,2	1,50	0,9	0,9
Q	12,20	19,45	25,5	24,15	24,3	28,25	22,35	21,85	30,75
En	0,85	0,4	—	0,15	—	—	2,50	1,95	1,00
Varietà	I	V	II <sub>4</sub>	II <sub>5</sub>	II <sub>6</sub>	III	IIIa	VIa	IX

minerali normativi a quelli reali tutt'ora esistenti in loro funzione, avviene in base alle relazioni di ricristallizzazione nella zona corrispondente, cioè calcolando una variante normativa adatta alla mesozona, cioè una variante delle miche.

Essa ci permette non solo la ricostruzione teorica della composizione mineralogica, ma ci addita pure la variazione chimica dei

<sup>7)</sup> I valori delle molecole di base sono riprodotti in modo che la loro somma sia uguale a 100.

<sup>8)</sup> Basicità misurata (m. t. F.).

componenti stessi a seconda della disponibilità molecolare dell'aggregato analizzato. Tale calcolo, peraltro semplicissimo, ha valore essenzialmente approssimativo, specie quando nell'associazione di più cristalli misti non si abbia un orientamento chiaro e definito sulla composizione di almeno alcuni d'essi.

E infatti la variante usuale derivata dalla catanorma dista notevolmente dai rapporti reali, grazie alla trascuranza delle caratteristiche individuali dei componenti complessi.

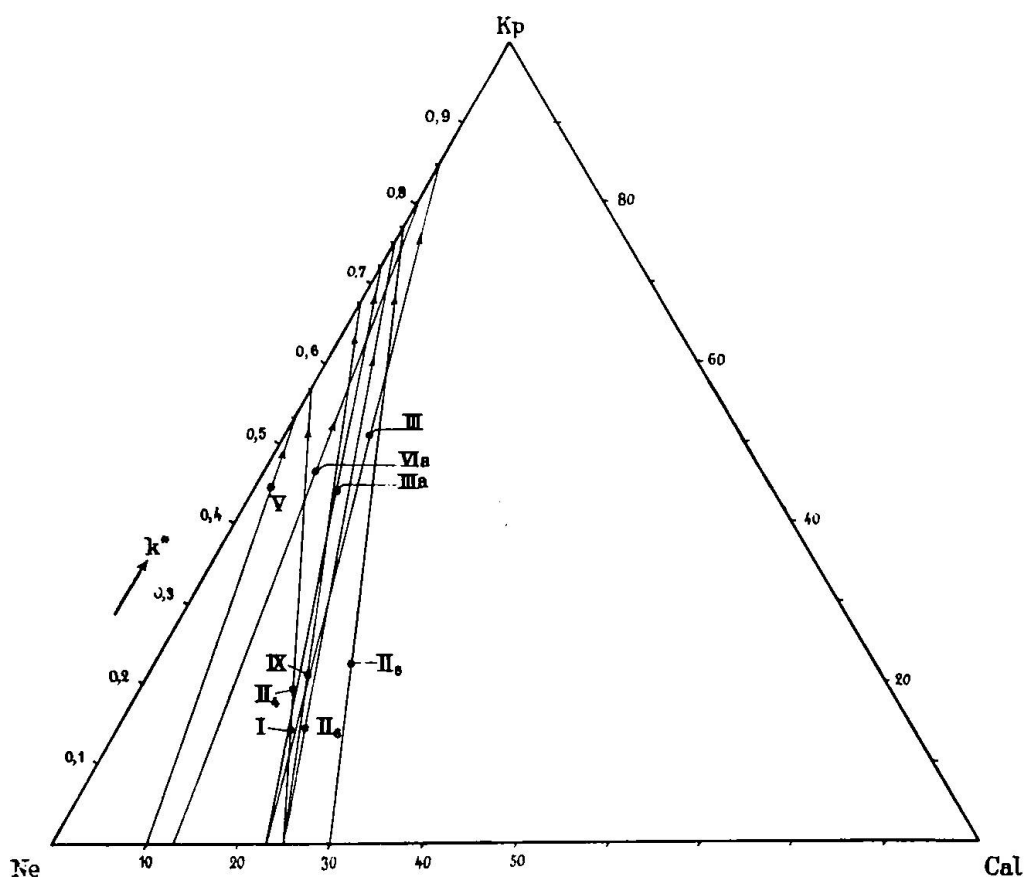


Fig. 61. Diagramma Kp - Ne - Cal per la determinazione di  $k^*$  ( $\equiv$  tenore alcalino previa eliminazione del plagioclasio)

Una possibilità del calcolo normativo potrebbe iniziare con la sottrazione a priori delle miche e degli accessori dalla base molecolare della roccia, il che equivarrebbe a eliminare le molecole melano-crate ( $Sp + Hz$ )  $Fs$ , ( $Fo + Fa$ ) (la cui somma =  $M$ ), lasciando sussistere soltanto più la ripartizione delle molecole leucocrate ( $Kp$ ,  $Ne$ ,  $Cal$ ) tra i feldispati. Ciò darebbe un risultato soddisfacente qualora fosse nota la composizione delle miche; nel nostro caso tale possibilità non sussiste, mancando simili dati.



Rocce singolari e varietà scure dello Gneiss Leventina

Tavola V. Basi molecolari

Saggio analizzato	Kp	Ne	Cal	Cs	Sp	Fs	Fa	Fo	Ru	Q	Cp	Cc	L	M	Q	$\pi$	$\gamma$	An %
Ps (13)	13,3	18,5	7,2	—	7,7	2,2	6,8	1,7	0,6	42,0	—	—	39,0	18,4	42,6	0,18	—	23
Ls (16)	8,8	28,1	3,6	8,4	—	1,3	2,6	12,2	0,4	31,3	0,3	3,0	40,5	27,8	31,7	0,09	0,30	25
Im (17)	18,1	9,8	0,5	—	8,6	0,2	0,7	0,6	0,2	61	0,3	—	28,4	10,1	61,2	0,01	—	15
Imd (18)	15,0	13,5	0,1	—	9,5	0,2	1,2	6,1	0,4	53,4	0,6	—	28,6	17,0	53,8	0,00	—	—
IV (14)	7,10	18,5	15,6	1,6	—	0,85	3,95	7,4	0,8	43,7	0,5	—	41,2	14,3	44,5	0,38	0,11	45
IVa (15)	8,15	23,8	10,55	2,1	—	0,80	4,4	4,4	1,0	44,2	0,6	—	42,5	12,3	45,2	0,25	0,17	42

Tavola VI. Catanorme

	Or	Ab	An	Wo	Cord	Mt	Hy	En	Ru	Tn	Q	Ap	Cc	Fa	Fo
Ps (13)	22,2	30,8	9,0	—	17,4	2,2	7,6	1,1	—	1,8	7,9	—	—	—	—
Ls (16)	14,7	46,8	6,0	10,4	—	1,3	—	8,4	—	1,2	—	0,3	3,0	2,0	5,9
Im (17)	30,1	16,3	—	—	16,9	0,2	0,8	0,4	—	0,6	34,5	0,3	—	—	—
Imd (18)	25,0	22,5	—	—	17,4	0,2	1,5	8,1	0,50	—	24,2	0,6	—	—	—
IV (14)	11,85	30,8	26,0	0,5	—	0,85	—	9,9	—	—	12,45	0,5	—	—	—
IVa (15)	13,60	39,7	17,6	0,8	—	0,80	—	5,9	—	—	12,70	0,6	—	—	—

Un altro procedimento più conforme alla nostra situazione inizia coll'unico dato avente sufficiente probabilità di corrispondere al valore reale: la basicità del plagioclasio. Anche su di esso non si può fare assegnamento sicuro poichè i metodi della sua determinazione possiedono ancora un campo d'oscillazione (2—5 %), bastante a capovolgere tutti i rapporti che ne derivano. In effetti le nostre rocce sono caratterizzate da una percentuale di calcio-aluminato sì mediocre che resta inevitabile uno spostamento totale dei rapporti qualitativi e quantitativi del feldispato alcalino, quando siassi ammessa la composizione delle miche. Di tale labilità del calcolo normativo a simili condizioni, ci possiamo convincere osservando il diagramma (Kp - Ne - Cal) delle basi molecolari, dove figura ogni saggio analizzato secondo i valori percentuali delle stesse molecole. Accettando ora che il plagioclasio sia privo di molecole d'ortose ( $Or \rightarrow Kp$ ) e viceversa che il feldispato alcalino sia privo di molecole calciche ( $An \rightarrow Cal$ )<sup>9)</sup> [ambedue le ipotesi fondano sui dati analitici di MÄKINEN (52, p. 172—176)], infine trascurando la deduzione di Cal (ev. Cs) per la titanite, congiungiamo ogni punto con la basicità corrispondente e prolunghiamo questa retta sino al lato opposto del diagramma. Otteniamo così un valore  $k^*$  che dà il tenore alcalino della roccia, previa l'eliminazione del calcio e del sodio nel plagioclasio. E' naturale che tali valori siano incerti e relativi, ma essi danno

Varietà analizzata	I, II <sub>4</sub>	V	IX	IIIa	II <sub>6</sub>	II <sub>5</sub>	VIa	III
Tenore alcalino senza plagioclasio ( $k^*$ )	0,56	0,53	0,67	0,72	0,75	0,77	0,80	0,54
Basicità del plagioclasio (osservata)	25	10	25	23	25	30	10	23

un orientamento sulla quantità alcalina che deve essere distribuita tra il feldispato alcalino e le miche. Ad esempio, per la varietà porfiroide di Bodio (IIIa) il rapporto alcalino (v. p. 613)  $Ne:Kp = 1:3$  di un porfiroide di feldispato alcalino assorbe di per sè l'intero  $k^*$  ottenuto secondo la basicità misurata. Questa è perciò maggiore di quella esistente, sia pure di 2 o 3 % al massimo, poichè tale deduzione è sufficiente per far salire  $k^*$  da 0,72 a 0,80, ed ottenere quindi il resto necessario per la formazione delle miche.

Un altro esempio opposto è offerto dalla roccia II<sub>5</sub> di Osogna. Se accettassimo la basicità data dal PREISWERK (25 %) (81, p. 45), otterremmo un risultato assurdo ( $k^*$  cadrebbe sul lato Kp-Cal); siamo dunque obbligati ad ammettere per il plagioclasio del saggio analizzato una basicità superiore a 25 %. Questa difficoltà di raggiungere

<sup>9)</sup> Benchè in realtà ciò non esista, non possiamo operare altrimenti.

una certezza assoluta dei rapporti intramolecolari è data dalla natura stessa dei feldispati e si accentua nelle nostre rocce grazie alla basicità tenue del plagioclasio, il quale è in parte l'elemento fondamentale della costituzione mineralogica.

La determinazione quantitativa delle miche dipende in qualsiasi procedimento di calcolo dalla disponibilità di molecole melanocrate (M). Questa considerazione fa trascendere anche il valore di un'analisi individuale delle miche, poichè la variazione dei due gruppi ( $H_z + S_p$ ) e ( $F_s + F_o + F_a$ ) è sufficiente per orientarci in via generale sulla quantità complessiva e realmente possibile delle miche. Infatti, premettendo le osservazioni sulla basicità del plagioclasio ed eliminandone la quantità corrispondente alla percentuale effettiva di Cal, possiamo riprendere la sottrazione delle miche secondo il rapporto delle molecole melanocrate, cioè riprendiamo il procedimento accennato sopra poggiando su una base più sicura, in quanto teniamo conto a priori di un componente più importante capace di modificare con la sua variazione i punti di partenza delle miche (formazione della titanite, della magnetite); infine è più logico iniziare con un dato sperimentale sia pure impreciso ma sufficiente. Chè in sostanza il calcolo normativo avrà sempre carattere approssimativo fino a che non si disporrà delle analisi individuali per la maggior parte dei componenti.

Volendo attuare una simile ricostruzione normativa è opportuno abbracciare le molecole di base in gruppi di unità consanguinee, riuscendo così ad evitare altre incognite più sottili che si celano nella ripartizione dettagliata di ogni molecola di base in ciascun minerale; dobbiamo cercare di condensare le molecole caratteristiche secondo i minerali osservati in „gruppi tipici“ ( $K_p + N_e$ ), ( $H_z + S_p$ ), ( $F_s + F_o + F_a$ ), ( $R_u + Q$ ) per le basi sia della roccia che delle miche.

Diamo quindi uno sguardo generale ai rapporti che intercorrono tra l'associazione biotite e muscovite ( $B_i + M_s$ ) e le relative molecole di base che le costituiscono, indipendentemente dal caso speciale delle nostre rocce.

All'uopo scegliamo per ambedue le miche due tipi di composizione chimica, sufficienti per mostrarci l'ampiezza della variazione intermolecolare di ciascheduna. Essi corrispondono ai valori medi delle analisi di miche provenienti da rocce metamorfe della stessa regione lepontina, e ai valori ideali proposti da P. NIGGLI (63, p. 93—94). Combinando ora tali miche in diversi rapporti

Specie	Miche	(Kp+Ne)	(Hz+Sp)	(Fo+Fa)	Fs	C	Ru	Q
Valori medi <sup>10)</sup>	31,5 Bi	13,2	2,7	11,8	1,4	—	0,4	2
	100 Bi	41,8	8,6	37,4	4,5	—	1,3	6,4
	28 Ms	11,7	2,0	—	1,05	4,9	0,1	8,25
	100 Ms	41,8	7,2	—	3,7	17,5	0,3	29,50
Valori ideali <sup>11)</sup>	100 Bi	37,5	—	56,2	—	—	—	6,3
	100 Ms	42,8	—	—	—	28,6	—	28,6

quantitativi di guisa che la loro somma sia sempre uguale a 100, otteniamo per ogni gruppo molecolare un determinato valore; questi si coordinano regolarmente in un diagramma che sintetizza le oscillazioni reciproche a seconda del carattere chimico prescelto.

Non figurando poi C nella base molecolare delle rocce possiamo formare ovunque (Hz + Sp) coll'aiuto di (Fo + Fa) secondo l'equazione

$$4,9 C + 3,65 (Fo + Fa) = 7,35 (Hz + Sp) + 1,2 Q$$

onde le basi molecolari delle miche nei diversi rapporti quantitativi saranno i seguenti:

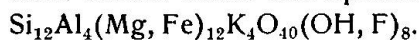
Somma delle miche	(Kp+Ne)	(Hz+Sp)	(Fo+Fa+Fs)	(Q+Ru)	Specie
100 Bi + 0 Ms	41,8	8,6	41,9	7,7	Valori medi
75 Bi + 25 Ms	41,8	14,5	29,2	14,5	
50 Bi + 50 Ms	41,8	20,9	16,3	21,0	
100 Bi + 0 Ms	37,5	—	56,2	6,3	Valori ideali
75 Bi + 25 Ms	38,8	10,8	36,7	13,7	
50 Bi + 50 Ms	40,2	21,4	17,5	20,9	

Graficamente questi dati riproducono l'incremento lineare dei gruppi molecolari dell'associazione (Bi + Ms) in funzione del rapporto quantitativo reciproco. Esso varia per qualsiasi composizione chimica adottata, poichè quest'ultima causa lievi differenze nell'andamento delle diverse traiettorie, lasciando tuttavia sussistere un'analogia assai spiccata. Sottoliniamo infatti la costanza e la leg-

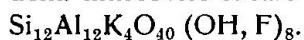
<sup>10)</sup> Sono ricavati da tredici analisi per gli esemplari delle località seguenti: Biotite: Frodaler (Val di Blenio), San Gottardo, Daro (Bellinzona), Val del Molino (Claro), Obergurgl (Tirolo).

Muscovite: Faïdo, Prato-Leventina, Bellinzona, Val Calanca (Grigione).

<sup>11)</sup> La formula della biotite ideale corrisponde a:



La formula della muscovite ideale corrisponde a:



gera variazione del gruppo  $(Kp + Ne)$  anche durante lo spostamento melanocrata (vedi i diagrammi fig. 62 e 63).

Utilizzando ora questi diagrammi per il calcolo delle varianti normative dobbiamo cercare un termine di passaggio verso la base molecolare della roccia, mediante il quale si effettui la deduzione

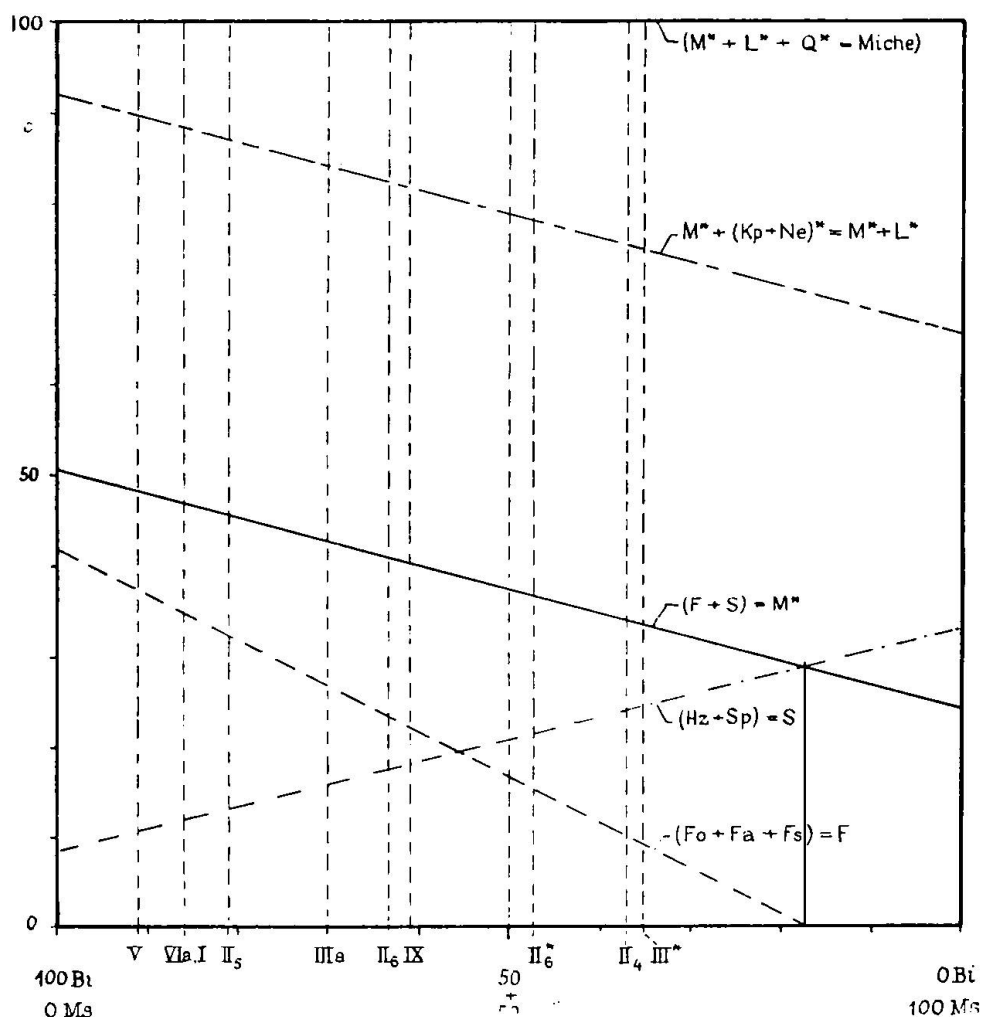


Fig. 62. Diagramma della variabilità molecolare dell'associazione (biotite + muscovite) in funzione della percentuale quantitativa e premissi i valori medi della composizione chimica di ciascun membro

delle miche secondo la disponibilità melanocrata. A ciò serve pienamente il rapporto

$$\frac{Fo + Fa + Fs}{Hz + Sp} \text{ abbreviato } \frac{F}{S}$$

In effetti ad ogni proporzione quantitativa delle miche di una determinata composizione corrisponde un determinato valore di  $\frac{F}{S}$ ,

e in maniera tale da dare una variabilità („funzione“) continua e curvilinea, cangiante a seconda della composizione chimica delle miche associate (vedi diagramma fig. 64, p. 625). Perciò, figurando  $\frac{F}{S}$  altresì per la base molecolare di ogni roccia, potremo senz'altro dedurre da quella curva qualsiasi rapporto quantitativo di miche,

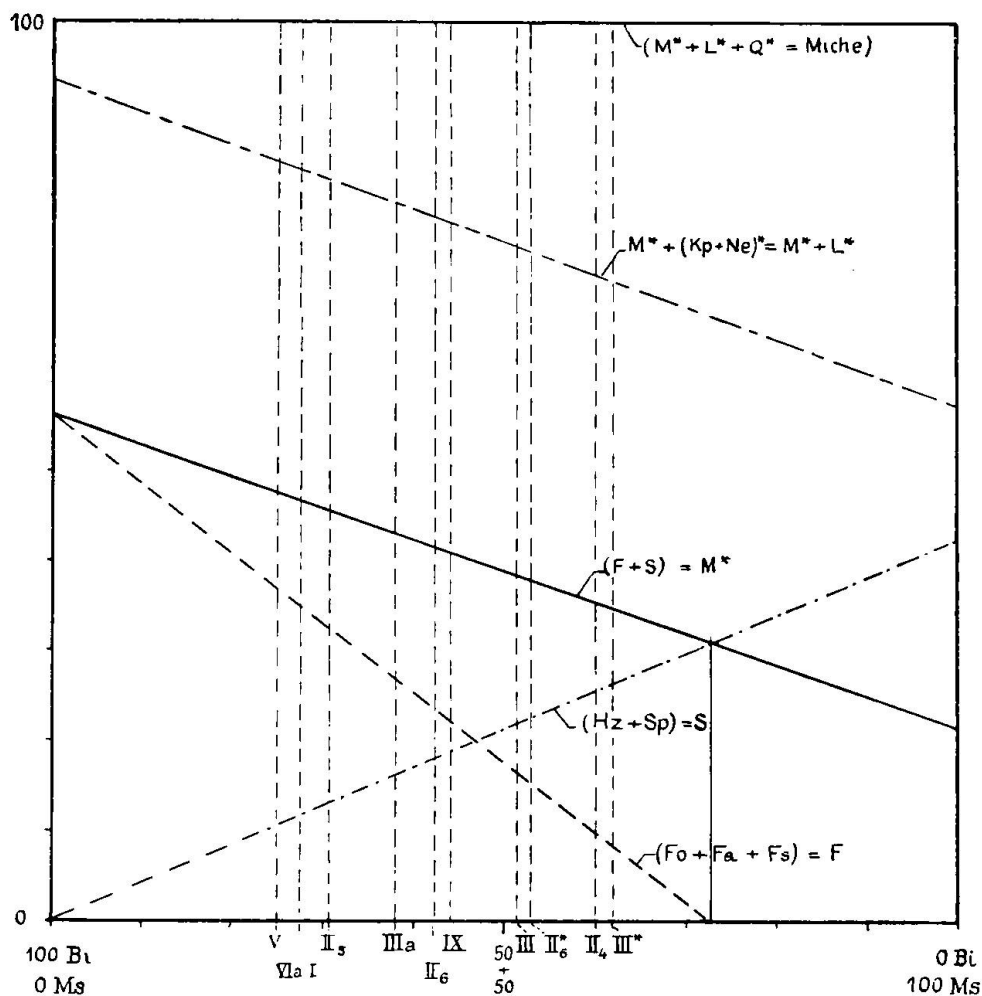


Fig. 63. Diagramma della variabilità molecolare dell'associazione (biotite + muscovite) in funzione della percentuale quantitativa e premessi i valori ideali della composizione chimica di ciascun membro

conciliabile sia con la composizione chimica prescelta, sia con il chimismo reale della roccia. In altre parole, non potranno mai esistere più miche (di composizione chimica prestabilita) di quelle determinate dal rapporto  $\frac{F}{S}$  della roccia esaminata.





Una questione particolare può sorgere deducendo la titanite prima del plagioclasio. Essa sussiste nei casi a basicità ridotta e con individui poco chiari e indipendenti di titanite; perciò deve essere decisa in ogni singolo caso in base all'osservazione microscopica, poichè oltre a riflettersi sul plagioclasio stesso (cfr. p. 620), tende per sua natura ad assorbire una parte di (Hz + Sp) necessaria per la formazione della muscovite <sup>12)</sup>.

Applicando tali principi alle analisi delle nostre rocce otteniamo per ogni saggio due varianti possibili che ammettono un paragone con la composizione mineralogica osservata. I risultati di questo calcolo normativo sono raggruppati nella tavola riassuntiva qui acclusa (VII), allo scopo di facilitare lo sguardo generale sulla variabilità quantitativa in funzione della qualità delle miche. In certi casi fu calcolata la variante normativa con e senza la titanite per poter identificare o almeno confrontare la miglior concordanza con il modo (varietà II<sub>6</sub> e III); dobbiamo però tralasciare qualsiasi giudizio a favore dell'una o dell'altra poichè tanto il modo che le varianti hanno un valore troppo relativo, in cui non rientra l'ordine delle differenze percentuali corrispondenti. In realtà, la coincidenza precisa fra modo e variante è da escludersi a priori, in quanto la diversità dell'oggetto (sezione microscopica e sostanza analizzata) è sufficiente per provocare le divergenze quantitative segnalate. Per altri saggi (varietà IIIa, VIa, IX) fu invece indispensabile la deduzione preliminare della titanite, poichè non avremmo potuto ottenere le molecole di (Hz + Sp) necessarie per la costituzione della muscovite realmente esistente, e peraltro assenti nella base molecolare della roccia. Da ciò si deduce l'importanza e il significato assunto da un componente accessorio, a tutta prima facilmente trascurabile. (Allo stesso modo si potrebbe tener conto della magnetite prima di formare  $\frac{F}{S}$  ricavando nuovi spostamenti nelle miche.)

E' perciò in vista di tali oscillazioni che abbiamo ommesso la quantità specifica delle miche, trattandosi di dettagli troppo ipotetici. In questo senso devesi pure interpretare tutto il calcolo normativo; il suo scopo precipuo consiste in una ricostruzione reale e possibile, quasi una rappresentazione del chimismo riscontrato sotto la veste dei minerali da esso derivati, ossia una prova dell'esistenza dei minerali osservati in base all'analisi chimica, e nello stesso tempo nei limiti quantitativi.

<sup>12)</sup> Sussiste infatti la relazione

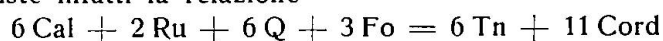


Tavola VII. Risultati delle varianti normative e composizione planimetrica

Varietà analizzata	Calcolo delle miche								Calcolo del quarzo e dei feldispati								Accessori di base	Osservazioni		Modi planimetrici					
	Specie**)	Basi molecolari di (Bi + Ms)				Rapporti quantitativi			Rapporto comune F/S	Basi molecolari delle roccia senza plagioclasio				Rapporti quantitativi				Caratteristiche degli accessori effettivi	Provenienza dei saggi analizzati	Quarzo %	Feldispati			Miche %	Accessori %
		(Kp + Ne)	(Hz + Sp) = S	Fo+Fa+Fs = F	(Q + Ru)	100 (Bi + Ms)	Bi : Ms approssim.	°/o (Bi + Ms)		(Kp + Ne)	(Hz + Sp) = S	Fs+Fo+Fa = F	(Q + Ru)	Feldisp. alcino °/o	Quarzo °/o	Plagio- clasio °/o					Plagioclasio °/o	Feldispato alcino Σ			
I	i m	3,2 3,8	1,1	3,3	1,4 1,1	72+28 86+14	8 : 3 6 : 1	9,0 9,3	3,0	12,9	1,1	3,3	22,8	16,0 15,1	14,9 15,6	59,3 25°/o An	0,4+0,3 ap ru	La titanite non figura tra gli accessori	Claro	19,2	45,3	21,8	67,1	13,0	0,7
II <sub>4</sub>	i m	6,3 7,8	4,5	1,8	4,7 4,7	40+60 37+63	2 : 3 10 : 17	17,3 18,8	0,4	13,0	4,5	1,8	38,2	11,2 8,7	29,0 30,0	42,0 25°/o An	0,3+0,2 a r	La titanite è distribuita assai irregolarmente per lo più sotto forma di chicchi di leucosseno, inclusi nelle miche	Cresciano  Osogna	36,0	40,0	14,0	54,0	9,95	0,05
II <sub>5</sub>	i m	6,1 7,0	2,2	5,5	2,9 2,0	69+31 81+19	9 : 4 17 : 4	16,7 16,7	2,5	11,9	2,2	5,5	33,7	9,7 8,3	26,9 28,4	46,0 30°/o An	0,3+0,4 a r			27,1	42,0	15,0	57,0	15,8	0,1
II <sub>6</sub>	i m	5,3 6,3	2,6	3,3	3,3 2,6	58+42 63+37	11 : 8 5 : 3	14,5 14,8	1,3	7,4	2,6	3,3	31,5	3,5 1,8	26,8 28,2	54,8 25°/o An	0,1+0,3 a r			26,5	43,7	13,5	57,2	16,0	0,3
II <sub>6</sub> *	i m	7,0 8,3	4,25	2,85	4,7 4,3	47+53 47+53	8 : 9 8 : 9	18,8 19,7	0,7	10,1	4,25	2,85	33,0	5,2 3,0	26,2 27,5	48,8 25°/o An	0,1+0,9 a t								
III	i m	3,2 3,8	1,9	1,4	2,2 1,9	48+52 50+50	~1:1 1:1	8,7 9,0	0,75	24,0	1,9	1,4	45,5	34,7 33,7	29,4 30,1	26,9 23°/o An	0,1+0,2 a r	La titanite è sporadica e sostituita per lo più da rutile e magnetite (talora pirite)	Biasca	24,0	25,4	40,7	66,1	9,7	0,2
III*	i m	4,3 5,1	3,0	1,1	3,2 3,0	38+62 35+65	8 : 13 7 : 13	11,6 12,2	0,37	26,0	3,0	1,1	46,6	36,2 34,9	28,9 29,6	22,6 23°/o An	0,1+0,6 a t								
III <sub>a</sub> *	i m	6,3 7,2	2,75	4,50	3,45 2,75	62+38 70+30	5 : 3 7 : 3	17,0 17,2	1,65	31,9	2,75	4,50	44,1	42,7 41,2	23,55 24,85	14,95 23°/o An	0,3+1,5 a t	L'abbondanza degli ossidi ferriferi e di titanite è notevole	Bodio	30,5	20,1	35,3	55,4	13,3	0,8
VI <sub>a</sub> *	i m	5,1 5,8	1,65	4,85	2,1 1,4	72+28 86+14	8 : 3 6 : 1	13,7 13,7	2,95	27,1	1,65	4,85	40,0	36,7 35,5	23,2 24,4	25,0 10°/o An	0,5+0,9 a t	La percentuale della titanite include le minime neosecrezioni epizonali (ortite, epidoto)	Faido  Piottino	31,8	25,9	28,4	54,3	13,4	0,5
IX*	i m	3,6 3,7	1,65	1,95	1,5 1,6	56+44 61+39	9 : 7 11 : 7	8,7 8,9	1,2	15,1	1,65	1,95	41,2	19,2 19,0	32,0 32,0	38,8 25°/o An	0,4+0,9 a t			30,8	31,2	20,0	51,2	17,9	0,1
V	i m	1,7 2,0	0,5	1,8	0,7 0,5	75+25 91+9	3 : 1 9 : 1	4,7 4,8	3,6	38,2	0,5	1,8	46,0	60,9 60,2	20,9 21,5	13,0 10°/o An	0,3+0,2 a r	Cal è così scarsa da non ammettere una deduzione per Tn	Preonzo	23,4	17,0	43,5	60,5	16,0	0,1

\* Le analisi contrassegnate con l'asterisco sono state calcolate con la deduzione preliminare della titanite.

\*\* Le lettere si riferiscono alla composizione chimica premessa: i = ideale, m = media.

Senza dubbio un vantaggio incontestabile nel caso delle nostre rocce è quello di poter riconoscere che il chimismo della roccia attuale sottoposto alle condizioni mesometamorfiche dianzi vedute, non avrebbe potuto in nessun modo originare una quantità di miche maggiore di quella stabilita dal rapporto  $\frac{F}{S}$ , ivi includendo tutte le piccole oscillazioni generate dagli accessori. E con ciò resta assodata una delle caratteristiche fondamentali dello gneiss granitico Leventina, atta alla discussione genetica (v. capitolo terzo).

Dal raffronto delle due varianti di ciascun saggio constatiamo come la variazione del chimismo delle miche influisca ben poco sulla loro percentuale complessiva, ma generi invece forti divergenze nel rapporto quantitativo dell'una rispetto all'altra; in generale la composizione ideale tende a diminuire il tenore micaceo, aumentando quello del feldispato alcalino e provocando inversione nel rapporto Bi:Ms.

Avendo formato dei gruppi molecolari come base del nostro calcolo, è difficile determinare in quale rapporto si trovino le molecole Ab e Or nel feldispato alcalino, comunque l'analogia della proporzione  $Or:Ab = 3:1$  nei porfiroidi omonimi delle varietà potassiche (leucogranitiche) non si può estendere senz'altro al feldispato alcalino di quelle trondhjemitiche (sodiche). Le caratteristiche qualitative avvertono da sè una differenza sostanziale non solo nell'intensità della ricristallizzazione ma anche nella composizione intrinseca, forse già d'ordine primario; ciò attestano le numerose lamelle albitiche, accusando così un tenore sodico superiore a quello corrispondente nelle varietà leucogranitiche.

Pertanto limitiamo il raffronto complessivo al contributo del gruppo (Kp+Ne) alla genesi totale delle miche in funzione della somma dei melanocrati (M). La distinzione consueta dei due gruppi (L Gr) e (T) si afferma nei due campi nettamente separati e con variazione analoga. In T l'aumento di (Kp + Ne) è quasi inversamente proporzionale a quello di M, mentre la vicinanza dei tipi V—IX, IIIa—VIa—II<sub>6</sub> segnano il legame che ricongiunge queste varietà rocceose, sì diverse non solo nel chimismo ma anche nei rapporti di giacitura. (V e IX sono agli antipodi dell'intera massa leventinese!).

Anche il confronto quantitativo normativo della somma dei feldispati (usando la variante per miche medie) col tenore silicico, ci presenta i limiti della variazione della miscela quarzo-feldispatica. Nel diagramma notiamo il riavvicinamento generale dei diversi tipi

a tendenza comune, per contro la posizione affatto singolare della varietà I, completamente distaccata dalle rimanenti<sup>13)</sup>.

Insomma tutte queste considerazioni dettagliate sottolineano il concatenarsi dei diversi tipi magmatici o per l'una o per l'altra pre-

	V	IX	III	I	IIIa	VIa	II <sub>6</sub>	II <sub>4</sub>	II <sub>5</sub>
<u>Bi</u>	$\frac{3}{1}$	$\frac{9}{7}$	$\frac{8}{13}$	$\frac{8}{3}$	$\frac{5}{3}$	$\frac{8}{3}$	$\frac{8}{9}$	$\frac{2}{3}$	$\frac{9}{4}$ miche ideali
<u>Ms</u>	9	$\frac{11}{7}$	$\frac{7}{13}$	$\frac{6}{1}$	$\frac{7}{3}$	$\frac{6}{1}$	$\frac{8}{9}$	$\frac{10}{17}$	$\frac{17}{4}$ medie

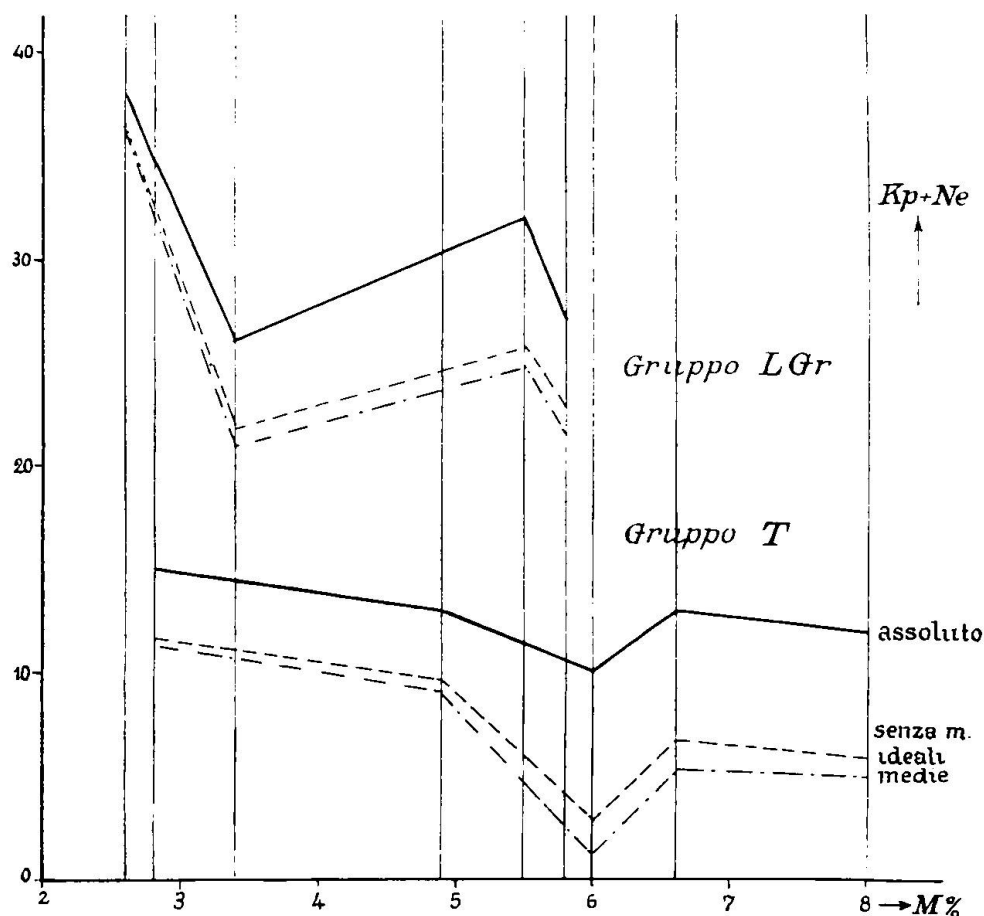


Fig. 65. Il contributo delle molecole ( $Kp + Ne$ ) alla formazione delle miche

rogativa e mettono in giusta luce l'unità intrinseca che si cela sotto le differenze individuali. Esaminate così le relazioni essenzialmente qualitative, passiamo a un sommario generale quantitativo, condensando i risultati normativi ed osservati della tavola VII in un piccolo

<sup>13)</sup> Essa coincide in questi termini colla categoria delle sieniti rapakivitiche finlandesi (S. secondo P. I. HOLMQUIST) (33, p. 163) e quindi riafferma la tendenza sienito-pulaschitica propria di quel tipo.

quadro comparativo, in cui si delineano sia le caratteristiche individuali d'ogni tipo, sia quelle generali di ciascun gruppo considerato come unità (fig. 67).

Alla costanza più o meno accentuata del quarzo si contrappone una netta proporzione inversa tra feldispato alcalino e plagioclasio, e, il maggior divario di questa culmina proprio nelle due varietà più meridionali I e V, e si vicine fra loro. Anche il tenore micaceo oscilla in generale tra 10 e 20 % con importi estremali a seconda del rap-

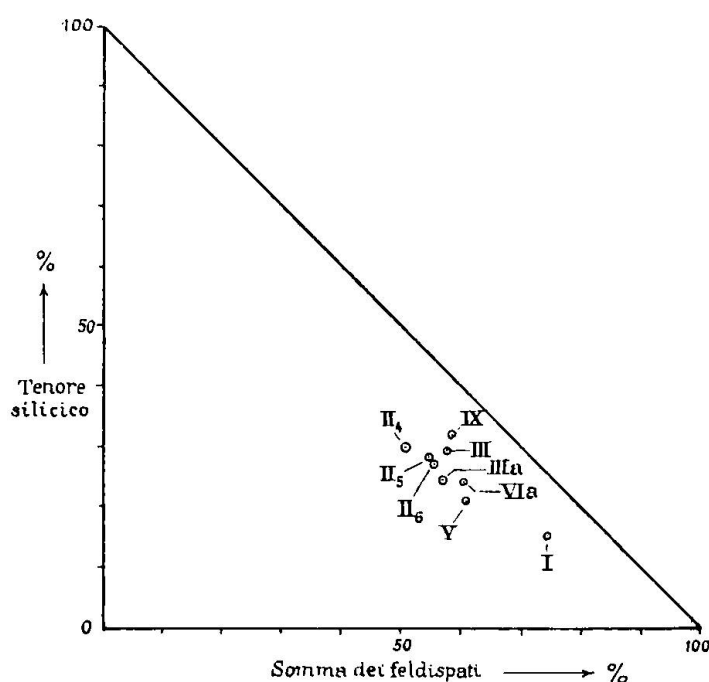


Fig. 66. Diagramma della variazione quantitativa quarzo-feldispatica

porto Bi:Ms già discusso. Tutto l'insieme riflette una piena coincidenza della relazioni chimico-mineralogiche.

Per quanto riguarda la concordanza più o meno felice tra quantità normative e osservate notiamo che essa risulta essenzialmente per le unità complessive quarzo, feldispati e miche, ma non per i rapporti interni. Le divergenze talora abbastanza sensibili tra i feldispati sono da connettersi alla grossolanità della grana (varietà I) ovvero alla struttura porfiroide (III) chè in tali casi è praticamente impossibile percepire l'identità quantitativa dall'esame planimetrico. Anche la differenza delle miche dipende dal loro sviluppo privilegiato nei piani di scistosità e sopra tutto nella loro distribuzione assai irregolare (specie nelle varietà scistosa II) la quale aggrava una registrazione sicura. Infine, l'abito lamellare squamoso di alcuni individui

casualmente sviati dal „regolamento“ ordinario della struttura interna è sufficiente per simulare un equilibrio irreali, anche nelle sezioni (ac) o (bc). Tutto ciò rende evidente l'insoddisfaccenza di tali misurazioni, e quindi i risultati planimetrici dati nel primo capitolo e affiancati costì alle varianti normative sono da ritenersi col dovuto riserbo.

Attraverso queste osservazioni dettagliate non abbiamo potuto afferrare la variabilità dei componenti allo stato premetamorfo. Non è perciò inopportuno tentare un'interpretazione genetica, che

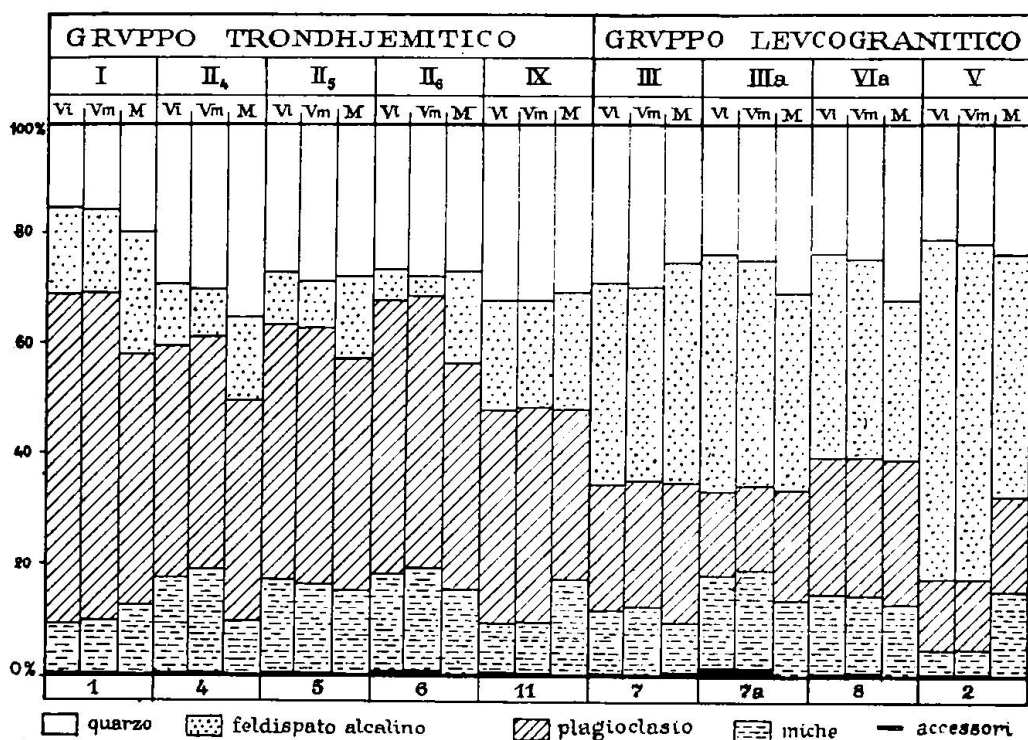


Fig. 67. Quadro comparativo della composizione mineralogica  
 Vi = variante con miche ideali; Vm = variante con miche medie;  
 M = modo planimetrico

soddisfacendo i rapporti del meso-metamorfismo, lasci intravedere un legame genetico antecedente, cioè primario.

Già osservammo la necessità di ammettere un tenore sodico abbastanza pronunciato nel feldispato alcalino delle varietà trondhjemitiche (cfr. p. 628 e 612).

Ora la possibilità di una simile circostanza viene confermata dai più recenti studi di EDMONDSON SPENCER (103 e 104) sulla migrogenesi dei feldispati sodio-potassici. Nell'esame della temperatura necessaria per la cristallizzazione di questi feldispati dal flusso

magmatico (104, p. 90—91) l'autore applica il diagramma d'equilibrio per tale cristallizzazione ai magmi granitici in generale, pervenendo alla conclusione (104, p. 99) che nelle rocce ricche di potassio „l'eccesso potassico è stato eliminato in forma di fenocristalli d'ortoclasio o di microclino, mentre la composizione del magma residuale si sposta verso il rapporto 40:60 fra il feldispato potassico e quello sodico“<sup>14)</sup> (rapporto cotettico). La perfetta realizzazione di tali deduzioni in base a vasti esperimenti sintetici fisico-chimici si dimostra con brillante evidenza nella massa Leventinese, anche nonostante il velame del metamorfismo che cerca d'adombrarne l'efficacia. Infatti, il magma originariamente sodico della nostra regione meridionale (Riviera) non fu in grado di secrezionare porfiroidi alcali-feldispatici ad univoca prevalenza potassica, grazie appunto alla soprasaturazione sodica iniziale; è quindi perfettamente giustificato lo sviluppo granulare preponderante in tutte le varietà (I, II, IX), del gruppo trondhjemitico, sia prima che dopo il metamorfismo mesozonale. Anzi, non solo in queste ma anche nel tipo alcali-aplitico (var. V), in cui la quantità di  $K_2O$  supera di poco quella di  $Na_2O$ , dove cioè non sussiste ancora un eccesso potassico ben distinto. Per contro le altre rocce a prevalenza potassica (varietà III e VI) si dimostrano prettamente porfiroidi. Naturalmente la VI non più, poichè trovandosi sulla copertura più alta della massa intrusiva e nel settore centro-settentrionale venne di conseguenza assoggettata ad un'azione ben più intensa del dinamometamorfismo; la varietà III invece costituendo il nucleo centrale e più profondo rimase meno colpita dalla rigenerazione e rispecchia ancora l'assetto originario magmatico nei suoi porfiroidi di relitto fenocristallino.

E giacchè ci troviamo in tema di fisico-chimica ci si conceda di interpretare sulle orme di EDM. SPENCER altri fenomeni delle nostre rocce. Il cambiamento graduale della composizione dei fenocristalli è legato alla diminuzione di temperatura prima con incremento poi con decrescenza del rapporto cotettico, allorchè la temperatura raggiunga il campo d'immiscibilità (104, p. 96). Ora nei porfiroidi delle varietà centrali leventinesi (IIIa, IIIb) si delinea in parte anche tale transizione nell'aumento della miscela pertitica (cfr. p. 544); la va-

<sup>14)</sup> Testualmente: „Whatever their origin, these potashrich rocks provide perhaps the best exemple of crystallization according to the normal binary diagramm with immiscibility gap, i. e. the excess potash has been eliminated as phenocrysts of orthoclase or microcline, while the residual magma has moved toward the 40:60 potash — soda-feldspar ratio“ (104, p. 99).



rietà IIIb funge da zona intermedia tra il tipo porfiroide potassico e quello già più sodico e lamellare (VII, IX), finchè scomparendo i residui fenocristallini subentra di per sè la prevalenza sodica (IX). Il tutto subisce sempre una maggiore influenza metamorfica che rende assai difficile l'identificazione dei singoli stadi pre-metamorfi, ma tuttavia nel passaggio testè citato da III—IIIa—IIIb—VII dobbiamo constatare la sovrapposizione del metamorfismo agli effetti di raffreddamento graduale durante la consolidificazione del magma, cioè alla diminuzione temporanea del tenore potassico a favore della ripresa sodica, secondo la delimitazione della curva d'essoluzione.

L'incrocio distinto in nastri e in banchi delle varietà tipiche II (sodica, granulare) e III (potassica, porfiroide) nel settore interno della regione meridionale e centrale (Biasca-Bodio) dimostra oltre ad una estrema connessione primaria delle varietà intrecciantisi, pure una fluidità innegabile, che può immaginarsi e concepirsi unicamente allo stato di viscosità magmatica, data la perfetta ed intemerata omogeneità delle parti costituenti e la distinzione esatta e tagliente di ciascheduna (vedi fotografie a pag. 477—78—79). Il metamorfismo stesso non fu in grado di modificare tale ordinamento iniziale, e si limitò alla ricristallizzazione delle masse granulari, lasciando sussistere in ogni banco porfiroide la prerogativa fenocristallina del feldispato alcalino.

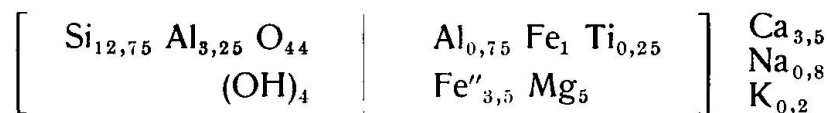
Tali rapporti di successione d'apparenza assai strana, possiamo attribuirli a diversi scatti sussultori della cristallizzazione primitiva prodotti dalla miscibilità dei flussi magmatici sodici e potassici ad alta temperatura. La soprasaturazione potassica di quest'ultimi si è svincolata in forma di fenocristalli potassici (chè infine sono tali i porfiroidi delle rocce III, IIIa e b) e ristabilendo l'uguaglianza della saturazione alcalina ha provocato la cristallizzazione della roccia sodica e granulare (II), finchè il sopravvento dell'afflusso potassico prodottosi per gli spostamenti d'equilibrio interno abbia iniziato una nuova secrezione potassica nella medesima forma, e così via ripetendosi per effetto di diffusione e di consolidificazione (i. e. raffreddamento) l'equilibrio definitivo sia stato raggiunto a favore dell'una o dell'altra tendenza alcalina.

Anche la varietà nodulosa occhiadina (VIII) della regione settentrionale, in cui l'abito porfiroide è prettamente virtuale (cfr. p. 567) trova con tutta probabilità la sua predisposizione in una aberrazione originaria del fenomeno di secrezione fenocristallina (potassica) intercalata alla cristallizzazione normale secondo il rapporto cotettico

a prevalenza o a parità sodica. E nuovamente la posizione per lo più periferica ne condiziona una maggior ricristallizzazione meso-epizonale, che mantiene soltanto esteriormente l'abito attuale pseudo-porfiroide, mentre all'interno sviluppa una rigenerazione completa (noduli eterogenei, più o meno occhiadini).

Esaminando ora le varietà scure (IV e IVa) e le rocce particolari (intercalazioni scistose) coi medesimi principi normativi, dobbiamo modificare il procedimento del calcolo da un caso all'altro, data la singolarità di ciascun esemplare (vedi tavole III, V e VI). In quanto alle varianti normative possiamo invece applicare il metodo dell'eliminazione successiva, già accennato da principio.

Per esempio, nella varietà IV (granito scuro di Lodrino) la muscovite è sostituita dall'anfibolo, il quale assorbe altresì una parte di Cal. Quindi non sapendo a priori in quale misura l'anfibolo e il plagioclasio si contendano tale molecola non possiamo sottrarre eo ipso il plagioclasio, tanto più che una parte notevole di titanite trovasi legata all'anfibolo attraverso alla molecola Cs. Perciò eliminiamo dapprima le molecole (Fs + Fo + Fa) secondo un determinato rapporto fra biotite ed orneblenda, procurando d'ottenere un avanzo di Cs necessario per formare la titanite. Quindi se la distribuzione successiva delle molecole leucocrate non avverte forti divergenze rispetto alla basicità osservata dal plagioclasio e in genere al modo della roccia corrispondente, potremo ritenere valide le premesse fatte per la biotite e l'anfibolo, nonchè la ricostruzione generale dell'aggregato mineralogico. Per la biotite ammettiamo la medesima composizione media di poc'anzi (p. 622); per l'anfibolo valga la composizione media di rocce sienitiche e dioritiche riferita da P. NIGGLI (66, p. 25), in cui è tipica l'abbondanza di Fe'' e Na secondo la formula:



Riduciamo questi minerali alla base molecolare consueta, osservando che il rapporto (Bi:Ho) che meglio s'adatta all'eliminazione delle molecole M della roccia è 8:7, e otteniamo:

Mol. di base	(Kp+Ne)	Cal	Cs	Fs	(Fo + Fa)	Ru	Q	(Hz + Sp)
100 Bi	41,8	—	—	4,5	37,4	1,3	6,4	8,6
100 Ho	9,6	14,4	9,7	4,8	41,4	0,8	19,3	—
80 Bi	33,5	—	—	3,6	30,0	1,0	5,1	6,8
70 Ho	6,7	10,1	6,8	3,4	29,0	0,5	13,5	—

Mol. di base	(Kp + Ne)	Cal	Cs	Fs	(Fo + Fa)	Ru	Q	(Hz + Sp)
10 (Bi + Ho)	2,68	0,68	0,45	0,47	3,95	0,10	1,25	0,45
id. trasformato <sup>15)</sup>	2,68	1,13	0,22	0,47	4,18	0,10	1,25	—
Roccia	25,60	15,6	1,6	12,20		0,8	43,7	—
(Bi + Ho) necessario per l'eliminazione	7,0	2,9	0,6	12,20		0,2	3,3	—
Residuo della roccia senza melanocrati	18,60	12,70	1,0	—		0,60	40,4	—

Il residuo di Cs dà la titanite secondo la disponibilità di Ru, il resto wollastonite:

$$1,00 \text{ Cs} + 0,30 \text{ Q} = 1,30 \text{ Wo} \quad 0,60 \text{ Ru} + 1,20 \text{ Wo} = 1,80 \text{ Tn} \quad \text{Wo} = 0,10$$

La ripartizione leucocrata inizia col plagioclasio partendo dalla basicità osservata.

$$12,7 \text{ Cal} + 8,5 \text{ Q} = 21,2 \text{ An} \quad \text{An } \% \text{ osservato} = 45 \% \\ \text{quindi } 21,2 \text{ An} + 25,9 \text{ Ab} = 47,1 \text{ plagioclasio} \\ 25,9 \text{ Ab} = 15,5 \text{ Ne} + 10,4 \text{ Q} \quad \text{onde } (\text{Kp} + \text{Ne}) = 3,10 \text{ e feld. alc. e } 5,15 \\ \text{quarzo: } 40,4 - (0,30 + 8,5 + 10,4 + 2,05) = 19,15.$$

Il paragone della composizione mineralogica così derivata con il modo planimetrico dimostra un accordo sufficiente e riafferma la realtà possibile delle nostre premesse:

Componenti	Variante	Modo
quarzo	19,15	18,5
feldispato alcalino	5,15	—
plagioclasio	47,10	46,20
titanite	1,80	3,2
apatite ed accessori	0,60	1,0
biotite + anfibolo	26,20	31,1

La varietà IVa (analisi n. 15) possiede un tenore calcico alquanto elevato rispetto a IV, non saturabile dalla quantità d'allumina esistente. Nel calcolo della variante normativa ciò si manifesta con la necessità di un anfibolo ricco di molecole Cs (e povero di Cal), associato a un biotite assai povera di (Hz + Sp), onde evitare la diminuzione di Cs, abbastanza notevole nella roccia. Si potrebbe ovviare tali deduzioni, qualora non si estendesse l'identità omogenea a tutte le parti della roccia, anzi, anche del medesimo saggio analizzato e sezionato, poichè trattasi di zolle basiche (concentrazione femica nel magma originario) e quindi con estrema variabilità locale.

<sup>15)</sup> (Hz + Sp) vien sostituito secondo la relazione:

$$6 \text{ Cal} + 3 \text{ Fo} = 6 \text{ Sp} + 3 \text{ Cs}.$$

Difficoltà analoghe a stabilire la composizione dei melanocrati si avvertono ancor più nella variante del derivato filoniano (Ls) della Biaschina. La concomitanza di diopside, attinolite, biotite, feldispatico alcalino, titanite, calcite ecc. . . . rende abbastanza problematica la distribuzione delle molecole di base; le composizioni chimiche medie rappresentano sostituzioni troppo ampie per cui risultano sempre disavanzi di quarzo (ed eccessi di melanocrati) simili a quelli figuranti già nella catanorma (vedi tav. VI, p. 619). Infine manca pure la possibilità di raffronto con il modo planimetrico, trattandosi di un aggregato porfiroide, con grossolanità prevalente.

Riguardo alle intercalazioni micascistose di Cresciano-Cauri (cfr. p. 512) il calcolo normativo conferma la composizione mineralogica e mette soprattutto in evidenza la quantità considerevole di feldispato accanto al quarzo, il che sottolinea la natura gneissica della roccia. Il procedimento è lo stesso adottato poca sopra nella varietà IV; si distingue soltanto nella scelta delle miche. Per quella brunastria ammettiamo la composizione ideale della flogopite secondo la formola  $[\text{Si}_{12}\text{R}_1''' \text{O}_{40} (\text{OH})_8 \text{R}_{12}'' \text{R}_4'] (\text{R}''' \text{quasi esclusiv. Al}; \text{R}'' = \text{Mg}; \text{R}' = 3,3 \text{ K e } 0,7 \text{ Na})$  (63, p. 93) e la base corrispondente  $32 \text{ Fg} = 9,9 \text{ Kp} + 2,1 \text{ Ne} + 18 (\text{Fo} + \text{Fa}) + 2 \text{ Q}$ ; per la muscovite sericea applichiamo il valore medio usato sinora, pur ritenendo probabile una maggior quantità d'allumina e di sodio. Le quantità di distene e sillimanite sono poi secondarie e consentono un calcolo approssimativo col residuo di  $(\text{Hz} + \text{Sp})$  dopo la formazione delle miche. Il risultato definitivo indica un buon accordo fra i dati chimici e mineralogici, di guisa che le premesse riguardanti la composizione delle miche possono corrispondere alla realtà degli esemplari studiati.

#### Intercalazioni micascistose di Cresciano-Cauri

Componenti	Inter. quarzifera (N° 17)		Interc. distenifera (N° 18)	
	Variante	Modo	Variante	Modo
quarzo	42,0	50,0	35,75	45,0
feldispato alcalino	22,2	15,0	1,50	10,0
albite			17,40	
plagioclasio			—	
apatite	0,3	1,5	0,6	1,0
accessori	0,6		0,3	
distene (sill)	—	—	1,35	3,0
flogopite + muscovite	32,5	33,5	43,10	41,0
Fg : Ms	3 : 9		3 : 4	

Terminiamo questo paragrafo discutendo il saggio di paragneiss biotitici granatiferi dell'intercalazione settentrionale di Chiro-

nico-Faido (cfr. p. 575 e 608). In tal caso il procedimento varia alcuni passi dovendo trattare con aluminosilicati tipici i quali, per semplificare il calcolo, ci inducono a ricavare una base molecolare in cui l'allumina figura isolata, onde poterne disporre più facilmente senza ulteriori trasformazioni. Ciò nonostante non possiamo esimerci dal postulare due premesse ipotetiche su cui fondiamo la ricostruzione della variante normativa. Ambedue sono offerte dall'esperienza e si riferiscono alla biotite, quale minerale caratteristico:

- La composizione chimica abbia carattere intermedio analogo a quello dello Gneiss granitico della Leventina (cfr. p. 622);
- la percentuale quantitativa ammonti a 20 (misurata 22 %).

Ciò posto operiamo nel modo seguente:

Molecole ideali	Kp	Ne	Cal	C	Fs	Fo + Fa	Ru	Q	Σ
Nuova base della roccia	13,30	18,50	7,2	5,10	2,2	6,8 + 5,6	0,6	40,7	(100)
Bi (comp. media)	10,5	2,7	—	Sp 2,7	1,4	11,8	0,4	2	(31,5)
idem trasformata <sup>16)</sup>	10,5	2,7	—	C 1,8	1,4	13,15	0,4	1,55	(31,5)
20 % = 1 Bi	6,65	1,70	—	1,15	0,9	8,35	0,25	1,00	(20)
Residuo molecolare della roccia senza biotite	6,65	16,80	7,2	3,95	1,3	4,05	0,35	39,7	(80 %)

Ora eliminiamo i melanocrati accessori secondo:

$$x \text{ Fs} + \frac{x}{2} \text{ Fa} = x \text{ Mt} + \frac{x}{2} \text{ Q} \quad 1,3 \text{ Fs} + 0,65 \text{ Fa} = 1,3 \text{ Mt} + 0,65 \text{ Q}$$

$$3 \text{ Cal} + 1 \text{ Q} + 1 \text{ Ru} = 3 \text{ Tn} + 2 \text{ C} \quad 0,95 \text{ Cal} + 0,35 \text{ Q} + 0,35 \text{ Ru} = 0,95 \text{ Tn} + 0,70 \text{ C}$$

Abbiamo perciò il seguente residuo molecolare della roccia:

Kp	Ne	Cal	C	Fs	(Fo + Fa)	Ru	Q
6,65	16,80	6,25	4,65	—	3,40	—	40,0

Ora, per la formazione del granato ( $3 \text{ SiO}_2 \text{ Al}_2\text{O}_3 \cdot 3x\text{O}$ ;  $x = \text{Fe, Mg, Ca}$ ) dobbiamo nuovamente postulare una combinazione ipotetica, tuttavia oltrechè possibile, assai probabile. L'esame dettagliato di rocce analoghe [R. MASSON (51, p. 172)] dimostrò come una miscela ferro-magnesiaca e povera di calcio presenti una composizione abbastanza costante nei granati di tal genere. Essa si comporrebbe di 60 % d'almandina, 30 % di piropo e 10 % d'andradite, per cui l'espressione

<sup>16)</sup> Utilizzando l'equazione già accennata più sopra:

$$4,9 \text{ C} + 3,65 (\text{Fo} + \text{Fa}) = 7,35 (\text{Hz} + \text{Sp}) + 1,2 \text{ Q}$$

e nel nostro caso

$$1,8 \text{ C} + 1,35 (\text{Fo} + \text{Fa}) = 2,7 (\text{Hz} + \text{Sp}) + 0,45 \text{ Q}$$

molecolare corrispondente sarebbe  $(Fo + Fa) = 90\%$  e  $Cs = 10\%$ . Restando a nostra disposizione 3,40 di  $(Fo + Fa)$ , la quantità di Cs necessaria per la formazione del granato in funzione totale di  $(Fo + Fa)$  corrisponde a  $0,38 \sim 0,40$ , e come tale possiamo ricavarla a spese del quarzo e del calcio-aluminato:

$$6 \text{ Cal} + 1 \text{ Q} = 3 \text{ Cs} + 4 \text{ C} \quad 0,80 \text{ Cal} + 0,15 \text{ Q} = 0,40 \text{ Cs} + 0,55 \text{ C}$$

Ora, poichè la molecola Sil (quale parte dell'allumina non legata agli alcali) dà la misura necessaria per la formazione del granato, ne calcoliamo la quantità disponibile:

$$2 \text{ C} + 1 \text{ Q} = 3 \text{ Sil} \quad \text{C} = 4,65 + 0,55 = 5,20$$

$$\text{quindi } 5,20 \text{ C} + 2,6 \text{ Q} = 7,8 \text{ Sil}$$

colla quale assieme a Fo, Fa, Cs e Q otteniamo il granato secondo l'importo esistente di  $(Fo, Fa, Cs)$  (conforme alla composizione predetta)

$$9 (Fo + Fa + Cs) + 6 \text{ Sil} + 1 \text{ Q} = 16 \text{ Gran}$$

$$3,80 (Fo, Fa, Cs) + 2,5 \text{ Sil} + 0,40 \text{ Q} = \underline{6,7 \text{ Gran}}$$

Il residuo di sillimanite ci serve a formare la muscovite (composizione altresì media-ideale) mentre le molecole leucocrate rimanenti costituiscono i feldispati:

$$\text{Sil} = 7,8 - 2,5 = 5,3 \quad 10 \text{ Or} + 6 \text{ Sil} = 14 \text{ Ms} + 2 \text{ Q}$$

$$8,8 \text{ Or} + 5,3 \text{ Sil} = 12,4 \text{ Ms} + 1,7 \text{ Q} \quad \underline{12,4 \text{ Ms}}$$

$$3 \text{ Kp} + 2 \text{ Q} = 5 \text{ Or} \quad 6,65 \text{ Kp} + 4,45 \text{ Q} = 11,10 \text{ Or}$$

Restano dunque a disposizione

$$\begin{array}{l} 11,10 - 8,80 = 2,30 \text{ Or} \\ \quad \quad \quad 16,80 \text{ Ne} \\ 6,25 - 0,80 = 5,45 \text{ Cal} \\ 40,0 - (0,15 + 2,6 + 0,40 + 4,45) + 1,7 = 34,10 \text{ Q} \end{array} \left. \begin{array}{l} \text{da cui} \\ \text{otte-} \\ \text{niamo} \end{array} \right\} \begin{array}{l} \left\{ \begin{array}{l} 2,3 \text{ Or} \\ 28,0 \text{ Ab} \\ 9,05 \text{ An} \\ 19,30 \text{ Q} \end{array} \right\} \left\{ \begin{array}{l} 2,30 \text{ Or} \\ 0,85 \text{ Ab} \\ 27,15 \text{ Ab} \\ 9,05 \text{ An} \end{array} \right\} \begin{array}{l} 3,15 \text{ Feld. Alc.} \\ 36,20 \text{ Plagiocl.} \\ \text{quarzo } 19,30 \end{array} \end{array}$$

Confrontando ora questi risultati normativi con quelli misurati osserviamo che per quanto approssimativo possa essere stato il calcolo e la distribuzione feldispatica, la concordanza tra la composizione analitico-normativa e quella osservata è più che sufficiente per stabilire la realtà possibile delle nostre premesse.

Componenti	Modo (approssimativo)	Variante normativa
Quarzo	20,00 %	19,30 %
Plagioclasio { Ab	26,75	27,15
{ An	8,75	9,05
Feldispato alcal. { Or	5,00	2,30
{ Ab		0,85
Biotite	22,00	20,00
Muscovite	12,00	12,40
Granato	5,00	6,70
Titanite	0,50	0,95
Magnetite	0,50	1,30

Risultando infatti una buona coincidenza della basicità del plagioclasio (normativa 25 %, misurata 23 %) deduciamo che la percentuale di CaO nel granato deve essere mediocre, forse un pochino di più di quella presupposta da noi, e in generale ne segue che la composizione del granato nelle rocce aluminosilatiche della Val Pellina si dimostra analoga a quella della nostra intercalazione. In quanto alle modifiche d'apportarsi alla composizione della biotite osserviamo che esse variano coll'oscillare delle percentuali interne del granato, poichè queste determinano gli spostamenti del rapporto  $Mg:Fe''$ , su cui fonda il tono ferrifero della biotite. Oro secondo le nostre premesse e secondo i risultati la composizione della biotite non sarà assai ricca di ferro, essendo il rapporto suddetto di poco superiore a 1:1.

In conclusione possiamo affermare che la concordanza dei risultati analitico-normativi coi dati fenomenologici non solo è sufficiente e buona, ma ci ha indicato relazioni genetiche assai preziose le quali, esorbitando dal campo locale d'ogni saggio analizzato ci preparano il fondamento per la sintesi generale.

## **II. Il raffronto chimico con distretti analoghi delle Alpi Lepontine**

Il chimismo generale e particolare del complesso leventinese ci orientò sul carattere prettamente intrusivo della roccia originaria; questa rientra infatti nella serie di differenziazione secondaria, propria delle rocce granitiche della regione alpina.

L'affinità diversamente pronunciata fra tali elementi non è che l'espressione palese dell'unità provinciale del distretto magmatico iniziale; sarà quindi opportuno indagarne l'ampiezza e i limiti, almeno rispetto ai settori limitrofi, cui fu già esteso per altra via il legame d'un parallelismo.

### **1. LE RELAZIONI CON LE ZONE INTRUSIVE DEI MASSICCI CENTRALI DELL' AARE E DEL S. GOTTARDO**

Dagli studi dettagliati di R. A. SONDER, P. NIGGLI, E. AMBÜHL, ecc. sui laccoliti del carbonifero superiore intrusi nel massiccio centrale del S. Gottardo evade la distinzione chiara e sicura di tali rocce da quelle analoghe del massiccio dell'Aare. Le prime si differenziano rispetto a queste per la ricchezza di calcio e magnesio, nonchè per la diminuzione relativa d'allumina, silice ed alcali (NIGGLI, 57, p. 347). Questi tratti sono sufficienti per escludere a priori una maggior consanguineità fra Aare e Leventina, anzichè S. Gottardo



e Leventina, potendosi applicare gli stessi divari pure alle rocce del nostro territorio. Tuttavia, la comparazione diretta tra i vari tipi magmatici del S. Gottardo e della Leventina (indipendentemente dal grado e dalla specie di metamorfismo, diversi in entrambi) mostra una affinità alquanto inattesa fra le singole unità, anche se non indenne da lievi divergenze. Due esempi generali confermano l'accordo soddisfacente tra le diverse facies del granito del Gamsboden e della Fibbia con i due gruppi levantinesi (L Gr e T).

Roc. cia	si	al	fm	c	alk	k	mg	tipo magmatico
Granito-Epigneiss del Gamsboden <sup>17)</sup>	396	43,5	12,5	8,5	35,5	0,43	0,23	{ engadinitico-yosemitico
Granito-Mesogneiss della Leventina centrale (LGr) (III, IIIa, VIa)	369	42,5	14	8,5	35	0,51	0,34	engadinitico
Granito occidentale (media) del S. Gottardo <sup>18)</sup>	417	44,5	11	7	37,5	0,45	0,21	engadinitico
Granito-Epigneiss della Fibbia <sup>19)</sup>	380	44,5	10,5	13,0	32	0,50	0,37	(yosemitico)
Granito-Mesogneiss della Leventina (T) (I, II, IX)	352	44,5	11,5	14	29	0,25	0,40	trondhjemitico
Granito orientale (media) del S. Gottardo <sup>20)</sup>	267	36	24,5	17	22,5	0,34	0,38	{ grano-dioritico normale

In ambedue i casi le differenze principali si impernano attorno ad si e a k; altre minori si delineano nel secondo (T) nell'ordine degli alcali. La maggior silificazione, e a un tempo i valori inversi del rapporto alcalino costituiscono la distinzione caratteristica dei due distretti eruttivi. Il chimismo granito-sodico è tipico per tutta la regione intrusiva del S. Gottardo (57, p. 348), ma tuttavia non raggiunge l'intensità elevata dello stesso tono nelle rocce levantinesi trondhjemitiche; verso queste le divergenze sono in realtà ancor più accentuate, nonostante la coincidenza del tenore magnesiacco.

Tipo medio	si	al	fm	c	alk	k	mg
S. Gottardo	317	39,5	18,5	15	27	0,41	0,31
Leventina	360	43,5	12,5	11	32	0,38	0,37
Aare	406	44,0	11	6	39	0,46	0,10

Il confronto poi dei due gruppi L Gr e T della Leventina con

<sup>17)</sup> Valori medi delle tre varietà distinte da R. A. SONDER (99, p. 22).

<sup>18)</sup> Valori medi secondo F. DE QUERVAIN, *Chemismus schweiz. Gesteine* (p. 335—336).

<sup>19)</sup> Valori della varietà normale, senza facies aplitica (99, p. 22).

<sup>20)</sup> Valori medi secondo F. DE QUERVAIN, *Chemismus schweiz. Gesteine* (p. 335—336).

quelli orientali e occidentali del S. Gottardo dimostra le medesime tendenze di dispersione, anche in riguardo ad  $fm$ ; quest'ultimo forma assieme ad  $al$  il legame maggiore d'ambidue con il granito occidentale mentre soltanto la basicità si distacca sensibilmente. In generale la massa orientale del S. Gottardo non rivela alcuna affinità con i tipi leventinesi, fuorchè nel tenore di magnesio (vedi diagramma

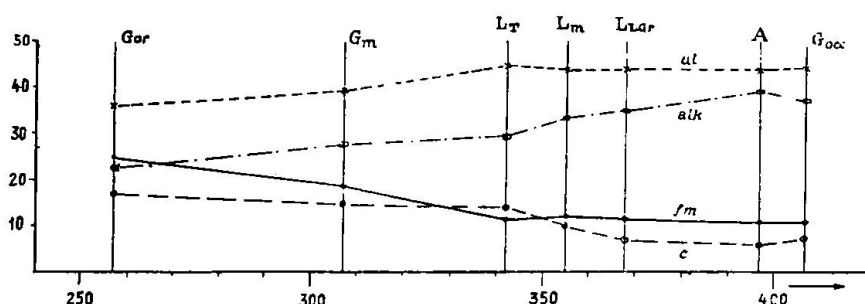
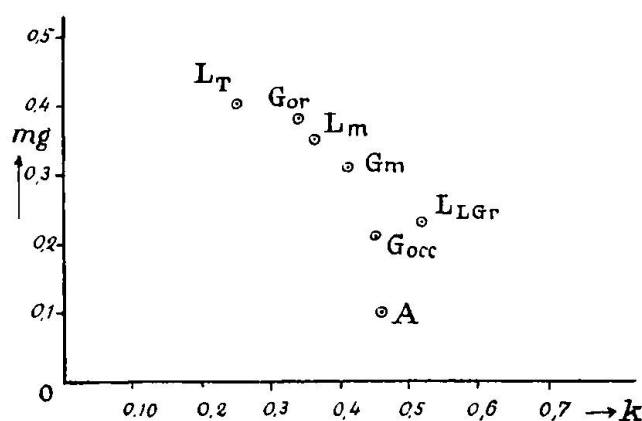


Fig. 68. Raffronto complessivo fra Leventina, S. Gottardo ed Aare  
Gocc = S. Gottardo occidentale, Gor = S. Gottardo orientale, Gm = S. Gottardo media; LT = Lev. gruppo T; LGr = Lev. gruppo LGr; Lm = Lev. media.



medio; A = Aare

Fig. 69. Diagramma  $k$ - $mg$  per il confronto tra Leventina, S. Gottardo ed Aare

$k$ - $mg$ ). Assai caratteristico è il raffronto del chimismo complessivo dei tre distretti Aare, Leventina e S. Gottardo, facendo uso di un tipo intermedio per ciascuno. Pei massicci centrali utilizziamo i valori già contrapposti dal prof. P. NIGGLI (57, p. 347); per la massa leventinese valga la media tra i due tipi testè comparati. Otteniamo così lo specchietto da cui emerge nitidamente la posizione intermedia del granito leventinese rispetto ai due nuclei centrali, anche malgrado l'analogia più pronunciata verso i laccoliti del S. Gottardo.

Tali rapporti si delineano chiari nei diversi diagrammi senza dover perciò supporre una vera e propria diffi-

renziamento. Tuttavia questa consanguineità non s'afferma nelle fasi residuali dell'attività magmatica, giacchè nella massa Leventinese mancano completamente i differenziati basici filoniani (cfr. cap. primo). Questi integrano la compensazione differenziativa sienomonzonitica (57, p. 347) nei nuclei centrali, mentre nella Leventina restano soltanto più zolle isolate d'inclusioni autigene (varietà scure IV). L'assenza di lamprofiri non esclude però la pertinenza del complesso leventinese al plutonite centrale alpino; essa può attribuirsi in parte alla forma iniziale d'intrusione, in parte alla distanza dal focolare magmatico originario, quanto alle condizioni speciali di saturazione alcalina iniziale, nonchè allo stile della tettonica ercinica. Resta evidente che la mancanza suddetta riflette l'andatura diversa della differenziazione e in ciò sarebbe pure d'accordo il tono acido, persistente ancora nelle inclusioni autigene stesse.

## 2. LE RELAZIONI CON IL DISTRETTO DELLA VAL VERZASCA

Il complesso dello „gneiss granito-plagioclasico“ della Val Verzasca costituisce l'unità superiore riposante sulla copertura Pg della cupola meridionale leventinese (settore Claro-Osogna-Lodrino). Nella nostra descrizione precedente (cfr. p. 534) accennammo brevemente alle diverse facies che tale roccia (Vz) assume lungo il contatto colla massa di Leventina, senza tuttavia inoltrarci nei dettagli dello sviluppo ulteriore, poichè tali furono già l'oggetto di studi accurati di H. PREISWERK (81); per ora rimandiamo alla sintesi ultima i rapporti litologici generali (vedi p. 682) e ci limitiamo alla comparazione del carattere chimico. Già il PREISWERK notò l'affinità oltre modo spiccata per la varietà trondhjemitica II della Riviera centrale (da lui designata come: Plagioklasgranit, „Tessiner Gneiss“, Osogna, (81, p. 38 e 45) e il plutonite della Verzasca; ciò nonostante non estese (e a buon diritto!) la similitudine a tutto il complesso roccioso fra Osogna e le radici penniniche, accontentandosi di ammettere solo un'identica massa granito-gneissica come „radice comune dello Gneiss Verzasca e dello gneiss ticinese principale (Gn. Leventina)“ (81, p. 45).

Sul modo con cui debbasi interpretare tale asserzione ritorneremo più tardi (vedi p. 682); per ora notiamo che l'analisi di tale roccia d'Osogna, considerata dallo stesso autore come una subvarietà dello Gn. Verzasca (81, tavola p. 38), fu da noi inserita nel gruppo trondhjemitico della Riviera sopprimendo un'incongruenza, che in realtà non sussiste. Restano perciò come basi di confronto le analisi delle rocce tipiche verzaschesi colà addotte.

Roccia	si	al	fm	c	alk	k	mg	tipo magmatico
8. Facies marginale (Cangello, Val Verzasca)	316	41	17	17	25	0,26	0,30	{ farsunditico- leucoquarzo- dioritico
9. Facies centrale (Valdo Marzorini)	347	47	13,5	12	27,5	0,22	0,30	{ trondhjemitico normale
10. «Massa nucleare» (Motta, Val Verzasca)	363	41	12	12	35	0,30	0,26	{ trondhjemitico normale

Tralasciando gli accenti particolari si-oligoclasitici (10) della „massa nucleare“, la pertinenza fondamentale di tali rocce al gruppo trondhjemitico nel senso di PREISWERK (= forte similitudine con trondhjemititi norvegesi) risulta indubbia. In quanto alla definizione complessiva di P. NIGGLI per tale gruppo T (64, p. 624—625) notiamo lievi divergenze che riflettono a un tempo le caratteristiche rispetto alle varietà omonime della Riviera. (Queste si riassumono nel maggior tenore silicico ed alcalino e nella minor quantità di magnesio per le rocce della Verzasca). Rispetto poi al gruppo trondhjemitico generale di tipo leucoquarzo-dioritico si accennano le stesse dispersioni, coadiuvate dalla diminuzione ferro-

Tipo medio	si	al	fm	c	alk	k	mg
Gn. Granitico Verzasca (media di 8, 9, 10)	342	43	15	13	29	0,26	0,29
Gn. Granitico Leventina (T) (Varietà II, Riviera)	322	43,5	16,50	14	26,0	0,23	0,40
Gruppo Trondhjemitico di tipo leucoquarzo-dioritico (61, p. 342)	300	42	17,5	13	27,5	0,25	0,40

magnesiaca e potassica. Malgrado queste minuzie la coincidenza dei due distretti eruttivi (Verzasca e Leventina meridionale) può ritenersi più che sufficiente. L'importanza di tale consanguineità risulta ancora evidente, quando si consideri che fra le due masse concordanti in qualsiasi posizione di giacitura non solo intercede una forte serie di rocce miste e sedimentogene, più o meno iniettate (serie Pg, vedi cap. primo, p. 533) ma anche un'assise intrusiva di copertura normale e indipendente, di carattere chimico affatto diverso: la varietà V, alcali-granito-aplitica. La discrepanza di tale roccia, esteriormente assai analoga allo Gneiss Verzasca (struttura, tessitura, disposizione chiazzata delle miche) costituisce il fondamento della distinzione reale (nell'ordine della giacitura odierna) fra i due complessi confinanti, nonostante tutta l'affinità intrinseca che possa ricollegarli. Infatti la varietà V è da considerarsi come il prodotto iniziale della cristallizzazione della massa di Leventina (cfr. p. 632), ne sgorga perciò inevitabile la chiara separazione dalla facies

nuovamente trondhjemitica dello Gneiss Verzasca soprastante. La forte diversità del suo carattere chimico e mineralogico rispetto a tutto il complesso leventinese fu già illustrata in diversi diagrammi comparativi del paragrafo precedente, pur cui, data l'affinità del nostro gruppo trondhjemitico col plutonite della Verzasca possiamo estendere anche nei riguardi di quest'ultimo le medesime differenze tipiche.

Per quanto concerne il carattere dei differenziati filoniani constatiamo l'assenza comune di quelli lamprofirici; in quelli acidi di facies aplitica non possiamo stabilire un ordine di consanguineità, sia per la mancanza della distinzione (da noi condotta) in ordine al metamorfismo delle masse granitiche, sia per l'assenza di un chiaro legame con il plutonite della Verzasca anzichè con quello attiguo di Cocco. Infine se ciò pure fosse stato chiarito, resterebbe sempre alquanto arrischiato un raffronto diretto, poichè un eventuale coincidenza di tali rocce secondarie, sì propense a mutare la tendenza del loro chimismo, sarebbe assai accidentale e per nulla perentoria. La differenza intrinseca della massa quarzo-dioritica di Cocco rispetto al distretto della Verzasca (s. l.) fu già trattata dal PREISWERK, quindi rimandiamo colà (81, p. 55); ci resta a vedere in quale misura i rapporti di differenziazione dall'uno all'altro uguagliano quelli delle inclusioni autigene della Leventina con le varietà principali.

Tipo medio	si	al	fm	c	alk	k	mg
Zolle basiche della Leventina (IV e IVa)	214	34	27	22	17	0,27	0,53
Quarzodioriti micacee di Cocco (3, e 4)	220	34,5	28,5	19	19	0,35	0,51
Tipo quarzodioritico normale (Qd)	200	33	30	20	17	0,25	0,45
Tipo opdalitico (Gr)	230	32	31	18	19	0,40	0,40

Anzitutto rileviamo l'identità sufficiente dei valori medi delle zolle basiche leventinesi con quelli corrispondenti della quarzodiorite micacea di Cocco. Il tipo magmatico varia in ambedue i casi tra l'opdalitico e il quarzodioritico normale avendo in comune ora gli alcali, ora l'allumina e il ferro-magnesio; in generale si afferma però, uno spostamento quasi inverso e parallelo verso il tipo intermedio. Le varietà gabbro- e granodioritiche di Cocco si distanziano maggiormente dalle nostre, determinando nella differenziazione verso le trondhjemitite della Verzasca lo stadio tipico dell'isofalia (81, p. 52—53) la quale nel campo leventinese non figura punto. La scissione distinta del magma nei due distretti (acido e basico) della Verzasca

(81, p. 55) non è che accennata leggermente nella massa Leventinese, grazie alla preponderanza assoluta dell'elemento acido. E ciò s'accorda col carattere sporadico di queste „zolle“ basiche in contrasto colla continuità della massa di Cocco. Infine la transizione regolata e priva di scatti risalta nel paragone del diagramma differenziativo della Leventina, meno accidentato di quello tra Cocco e Verzasca.

L'aumento continuato della saturazione silicica, la costanza di al-alk caratterizzano a sufficienza l'uniformità del passaggio in seno al plutone leventinese.

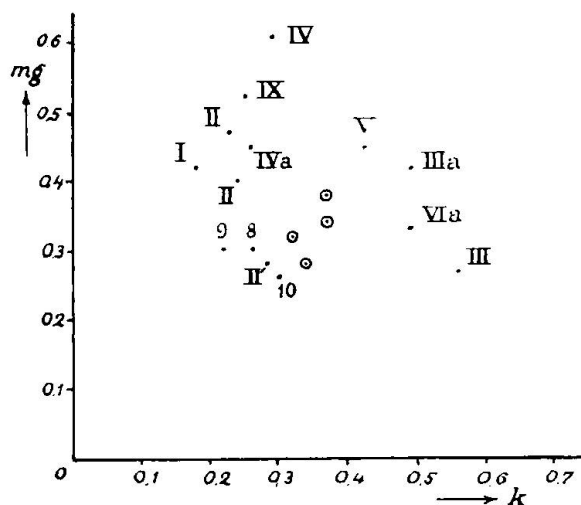


Fig. 70. Diagramma k - mg per il confronto fra Leventina e Verzasca (I—IX→Leventina, 8—9—10→Gneiss Verzasca; ⊙→Massa di Cocco)

La distinzione principale nell'ordine del tenore potassico-magnesiaco si delinea poi chiara e sicura nel diagramma k-mg; costì oltre alla consanguineità trondhjemitica di tali quarzodioriti se ne avverte la divergenza nella quantità magnesiaca. Questa è l'indizio che giustifica la maggior percentuale anfibolica nelle zolle della Leventina, rispetto alle masse quarzo-dioritiche di Cocco, omologhe e con prevalenza di biotite (81, p. 41—43) <sup>21</sup>).

### 3. LE RELAZIONI CON IL DISTRETTO DELL' OSSOLA

Le formazioni granito-gneissiche dell'Ossola costituiscono l'elemento analogo più distante dal nostro territorio, ma il parallelismo

<sup>21)</sup> Ricordiamo che il confronto della Massa di Cocco con le zolle analoghe leventinesi fonda sulla continuità differenziativa della stessa rispetto allo Gneiss Verzasca, come sostiene H. PREISWERK; esso non ha più alcuna ragione di sussistere qualora tale legame genetico e cronologico venga abolito, come infatti propongono le tesi del KÜNDIG.

postulato già da tempo e da diversi autori ci impone una revisione dei loro rapporti vicendevoli. I dati analitici risalgono alle note illustrative della carta geologica del Sempione per opera di C. SCHMIDT e H. PREISWERK (97, p. 63—67) e li ricapitoliamo brevemente nella forma consueta.

Roccia	si	al	fm	c	alk	k	mg	Tipo magmatico
1. Granito di Verampio	404	44,5	12,5	6,5	36,5	0,45	0,42	engadinitico
2. } Gneiss granitico	422	32,5	8,5	22	37	0,44	0,24	—
3. } d'Antigorio	311	38	18,5	17	26,5	0,32	0,28	leucoquarzo-dioritico
4. }	307	41	20,5	11	27,5	0,37	0,43	

1. Granito a doppia mica e quarzoso (97, p. 7), „Granito di Verampio“ (sopra S. Martino, Baceno).
2. Gneiss granitico a doppia mica, varietà chiara (97, p. 8), Crodo
3. Gneiss granitico a doppia mica, varietà scura (97, p. 8), Crodo
4. Gneiss granitico a doppia mica, varietà scura, Ponte del diavolo sopra Iselle

} Gneiss  
granitico  
d'Antigorio

L'affinità chimica del granito di Verampio con quello occidentale del S. Gottardo venne già sottolineata dagli autori citati, ed ora, data la similitudine che ricollega quest'ultimo al gruppo leucogranitico della Leventina, (cfr. p. 640) possiamo stabilire la analogia e l'unità provinciale di tutti e tre i distretti. D'altra parte il raffronto dello Gneiss granitico d'Antigorio coll'analogo trondhjemitico della Riviera accusa una consanguineità altrettanto spiccata, che si riconnette a quella diretta con il distretto della Verzasca. La differenza della varietà oscura d'Antigorio (3, 4) rispetto al gruppo T della Leventina consiste (secondo le analisi riprodotte) nell'assenza dell'eccesso d'allumina (t); l'aumento poi del tenore ferro-magnesiaco che ne deriva data l'uguaglianza di c e di alk determina la maggior quantità melanocrata, quale causa del tono oscuro esterno.

Tipo medio	si	al	fm	c	alk	k	mg
Gn. granitico d'Antigorio (media di 3, 4)	309	39,5	19,5	14	27	0,35	0,36
Gn. granitico Leventina (T) (varietà II, Riviera)	310	44	15,5	14	26,5	0,25	0,40
Gruppo Trondhjemitico di tipo leucoquarzo-dioritico	300	42	17	14	27	0,30	0,35

In quanto alla varietà chiara (2) dobbiamo supporre un errore analitico, poichè la differenza tra c ed fm associata ad al sì ridotto, è inconciliabile con qualsiasi tipo magmatico; può tuttavia additare una metagneiss.



Restano ora a compararsi altre analisi procurate dagli studi di H. SCHARDT durante il traforo del Sempione e pubblicate solo più tardi nell'opera generale sul chimismo delle rocce elvetiche (58).

N°	Località	Denominazione della roccia sec. H. SCHARDT	si	al	fm	c	alk	k	mg	Tipo magmatico
70	Galleria del Sempione; distanza dal portale sud m. 1000	Gneiss muscovitico a feldispato alcal.	335	43	13,5	6,5	37	0,24	0,33	engadinitico
71	» 2985	Mesogneiss biotitico a feld. alc. probabil. d'iniezione	452	46	4,5	2,0	47,5	0,51	0,41	alcali-granito-aplitico
72	» 3112	Gneiss a doppia mica e ortoclasio (probabil. d'iniezione)	330	41,5	16	8,5	34	0,39	0,43	engadinitico
74	» 3768	Gneiss	423	42	7	9,5	41,5	0,27	—	alcali-granito-aplitico
75	» 3788	Mesogneiss biotitico a feld. alc. oscuro (probabil. d'iniezione)	334	44	22	4	30	0,64	0,55	—
76	» 3788	idem, chiaro	453	45	11,5	7	37,5	0,57	0,40	alcali-granito-aplitico
77	» 3800	Gneiss a doppia mica e ortoclasio	376	44	9	9	38	0,56	0,21	engadinitico
80	m. 5550	oscura	218	44	18	7	31	0,72	0,50	—
81	» 5550	chiaro	394	42	12	12,5	33,5	0,43	0,38	yosemitico
82	» 6440	chiaro	385	43,5	13	8,5	35	0,53	0,32	engadinitico

Queste varietà dello gneiss d'Antigorio corrispondono a due tipi caratteristici (engadinitico e alcali-granito-aplitico) riscontrati altresì nel gruppo leucogranitico (LGr) della Leventina centrale e settentrionale (cfr. varietà III, IIIa, VIa, V). Tale analogia assume inoltre un'importanza speciale, in quanto si tratta del fronte più settentrionale della massa d'Antigorio (il che evade limpidamente da qualsiasi profilo attraverso alla galleria del Sempione, p. es. STELLA (114), SCHMIDT (96a) e sia pure in prossimità della zona basale di scivolamento. Dobbiamo quindi ammettere una identità intrinseca fra le due masse di Leventina e d'Antigorio anche nella analogia, anzi uguaglianza, della variazione regionale delle rocce primitive, insomma un'unità genetica primaria espressa altresì nei dettagli singolari. Dallo specchio riassuntivo che segue risalta appunto una

ottima concordanza dei tipi engadinitici con la media leventinese centrale e settentrionale, distinguendosi unicamente nel rapporto potassico-magnesiaco. La facies alcaligranitaplitica d'Antigorio coincide anch'essa col tipo intermedio teorico e con la varietà V di copertura. Per quanto concerne gli gneiss a doppia mica e ortoclasio

Tipo medio	si	al	fm	c	alk	k	mg
Gn. gran. Antigorio (settentrionale (N° 70, 72, 77))	359	43	12,5	8,5	36	0,32	0,38
Gn. gran. Leventina (settentrionale gruppo LGr)	369	42,5	14	8,5	35	0,51	0,34
Gruppo LGr di tipo engadinitico (61, p. 342)	380	43	13	8	36	0,50	0,25
Verampio? (Lebendun?) N° 82	385	43,5	13	8,5	35	0,53	0,32
Gn. gran. Antigorio settentrionale (N° 71, 74, 76)	442	44	7,5	6	42	0,44	0,44
Leventina V (Riviera)	383	45	8,5	2,5	43,5	0,45	0,42
Tipo alcali-granito-aplitico (61, p. 340)	450	46	6	3	45	variabile	

(N. 80, 81, 82) attribuiti da A. STELLA (114) alla cupola di Verampio e da C. SCHMIDT e H. PREISWERK (97, tav. 7 e 8) ad un cuneo involupato della coltre di Lebendun, notiamo il pieno accordo col gruppo LGr, in parte a tipo engadinitico, in parte a tipo yosemitico. Tralasciamo poi la sicurezza che il feldispato alcalino sia effettivamente ortoclasio, anzichè microclino albitico analogo a quello della Leventina, chè a tale proposito dovrebbero rivedersi una gran parte delle pubblicazioni di quell'epoca.

In generale concludiamo, col riconoscere finora una profonda affinità intrinseca della massa d'Antigorio con quella di Leventina, non solo singolare ma complessiva, concordando la medesima distribuzione regionale dei due gruppi magmatici. Rispetto alla cupola di Verampio persiste un'affinità minore e solo nel gruppo leucogranitico; con ciò non s'esclude che la stessa sussista pure nel campo trondhjemitico, poichè la superficie affiorante è studiata (122) è ben inferiore a quella di Antigorio.

#### 4. TAVOLA RIASSUNTIVA

Ricapitoliamo brevemente i raffronti testè schizzati, rilevando come la distinzione fondamentale dedotte dalle varietà leventinesi si applichi integralmente ad altre unità regionali. Le affinità ch'emergono da simile comparazione offrono un quadro sufficiente del-

l'identità originaria del plutonite granitico alpino-meridionale. Esse formano soltanto la base di un eventuale parallelismo fra i diversi elementi; questi potrà giustificarsi solo coll'aiuto delle osservazioni in natura. Avvertiamo infine che le conclusioni di tale paragrafo non escludono alcuna modifica sostanziale, qualora siano aumentati i dati analitici corrispondenti.

**Quadro comparativo  
del chimismo regionale delle unità gneiss-granitiche Lepontine**

Magma originario		Unità regionale	si	al	fm	c	alk	k	mg
Gruppo	Tipo								
L Gr Leuco- granitico	engadinico granitico	Leventina (centr. e settent. varietà III, IIIa, VIa)	369	42,5	14	8,5	35	0,51	0,34
		Antigorio (centr. e settent.)	359	43	12,5	8,5	36	0,32	0,38
		S. Gottardo (occidentale)	417	44,5	11	7	37,5	0,45	0,21
		Verampio { Baceno Sempione (?)	404	44,5	12,5	6,5	36,5	0,45	0,42
			385	43,5	13	8,5	35	0,53	0,32
	Tipo engadinítico	380	43	13	8,5	36	0,50	0,25	
	alcali- granito- aplitico	Leventina (merid. var. V)	383	45	8,5	2,5	43,5	0,45	0,42
		Antigorio (settent. front.)	442	44	8	6	42	0,44	0,40
		Tipo alcaligranitaplitico	450	46	6	3	45	variabile	
	T Trondhje- mitico	leuco- quarzo dioritico	Leventina (meridionale II)	322	43,5	16,5	14	26	0,23
Antigorio (centr. mer. Crodo)			309	39,5	19,5	14	27	0,35	0,36
Verzasca			342	43	15	13	29	0,26	0,29
Tipo leucoquarzodioritico			300	42	17	14	27	0,30	0,35

### Capitolo terzo: L'evoluzione minerogenetico-tettonica

Nel sistema roccioso delle Alpi Lepontine la massa gneiss-granitica della Riviera e della Valle Leventina costituisce l'elemento più profondo accessibile allo studio petrografico. La propria ossatura regolare e le sue relazioni con le unità litologiche e tettoniche sovrastanti sono intimamente legate al corrugamento alpino, di guisa che è indispensabile seguire e indagare il modo con cui essa partecipò allo svolgersi dei fenomeni di parossismo. Tuttavia, prima di inoltrarci in questa sintesi riferendoci ai risultati finora descritti, diamo uno sguardo generale sulle concezioni più recenti e antecedenti al nostro saggio.

### I. Sintesi e concezioni precedenti

La successione delle diverse ipotesi, già tratteggiata nel breve cenno storico d'introduzione, vien integrata costì dall'esposizione dei dettagli essenziali che figurano negli studi più importanti. Facciamo perciò seguire nello stesso ordine un sunto oggettivo d'ogni autore, riservandone il commento alla seconda parte, simultaneamente alla nostra sintesi <sup>1)</sup>.

#### 1. L'INTERPRETAZIONE DI G. KLEMM (40)

Le osservazioni dell'autore iniziano dalla regione settentrionale (Monte Piottino) e le conclusioni che ne deduce formano la base di tutta la sua concezione. Egli afferma infatti:

a) Lo gneiss ticinese è un granito autentico con struttura parallela, e i suoi fenomeni di contatto endo ed esogeni si dimostrano negli scisti (adiacenti o inclusi) (I, p. 2). Continua poscia:

b) Lo gneiss ticinese mostra una uniformità straordinaria nella struttura microscopica, nonostante la variabilità dell'aspetto esterno; essa è affatto priva di accenti cataclastici (I, 7). La formazione dei diversi letti quarzo-feldispatici, del pieghettamento e delle fratture apparenti è antecedente alla consolidazione del magma, perciò tali fenomeni sono il risultato d'una struttura fluidale (I, 5). Ciò dimostrano l'idiomorfia e la disposizione delle miche, nonché la protoclasti del quarzo e del feldispato (I, 7).

c) Il pieghettamento è da attribuirsi alla pressione laterale esercitata dal ripiegamento della coltre sedimentaria sul magma viscoso, non ancora totalmente consolidato. La cristallizzazione della massa quarzo-feldispatica avvenne solo dopo l'estinguersi della pressione, cioè alla fine dell'orogenesi, poichè la disposizione voluta delle miche era possibile soltanto in un medio plastico (I, 8).

d) La struttura del granito ticinese varia anche in relazione alla grossezza granulare; si osserva infatti la presenza di „Schlieren“ porfiriche, in cui i porfiroidi risultano come aggregati finissimi di quarzo e feldispato (I, 9).

e) La struttura parallela diminuisce verso sud e così pure le zolle scistose („Schieferschollen“ di contaminazione primaria); la varietà di Claro è infatti simile ad alcuni derivati del granito di Lausitz (I, 10).

f) La zona scistosa di Faïdo-Dalpe tipicamente iniettata e metamorfizzata dal granito non porta nessuna traccia di disturbo tettonico; quindi dopo l'intrusione non ebbe più luogo alcun mutamento tettonico (I, 13).

g) La ricristallizzazione delle rocce micascistose è l'effetto d'una pura metamorfosi di contatto. Ora essendo queste rocce d'età liasica (fossili della Novena, della Val Piora) l'intrusione del gran. tic. sarà postliasica. Non potendosi però verificare in esse un movimento orogenetico posteriore alla consolidazione del granito, si deduce che l'età di questo è terziaria recente, giacchè il diastrofismo alpino è terziario (I, 20) e (41, p. 464).

<sup>1)</sup> E' ovvio che per qualsiasi dettaglio secondario dobbiamo rinviare alle opere citate; ci limiteremo ai punti caratteristici su cui fonda la significazione originale.

In quanto al *chimismo*<sup>2)</sup> KLEMM stabilisce un'affinità spiccata tra il granito di Claro e quello del Pizzo Rotondo e della Fibbia (III, 7); asserisce poi come „rocce miste“ i graniti di Polmengo-Faido-Rodi, avendo una composizione contaminata dall'assimilazione di materiale scistoso (III, 7). Infine ritiene l'equivalenza genetica fra le vene quarzifere solcanti la copertura scistosa (Prato-Cornone) e quella analoghe del fondovalle (Faido-Polmengo) (III, 8).

„L'accavalcarsi delle falde di ricoprimento nelle Alpi centrali è dovuto all'intrusione di grandi laccoliti granitici (S. Gottardo e Ticino). L'ultima fase di tale parossismo, che s'estende dall'inizio alla fine del terziario, avviene nella zona insubrica, dimodochè le rocce cristalline delle Alpi centrali ne restano ben poco influenzate, funzionando più che altro come masse rigide“ (IV, 13—14).

## 2. LE INTERPRETAZIONI DI H. PREISWERK, E. BOSSARD, O. GRÜTTER

L'opera simultanea di C. SCHMIDT, H. PREISWERK e A. STELLA nel settore del Sempione riafferma il parallelismo tra Gneiss d'Antigorio e Gn. Ticinese (= Leventina) non solo in base ad analogie litologiche esteriori (97, p. 8—9) ma anche a quella tettoniche (97, p. 51) e attribuisce inoltre l'età arcaica a tutto il complesso (97, p. 51)<sup>3)</sup>.

PREISWERK suddivide lo gneiss ticinese inferiore o gneiss Leventina (78, p. 359) in due tipi caratteristici: il tipo „Verzasca“ micaceo, ricco di plagioclasio e totalmente ricristallizzato, con tenore sodico elevato; il tipo „Lavorgo“, a tessitura lenticolare, con relitti d'ortoclasio e con tendenza occhiadina. Il primo costituisce la regione meridionale e il secondo quella settentrionale (78, p. 360). Collega poi tali definizioni alla sintesi tettonica della doppia culminazione ossolana e ticinese in cui si riflette l'unità litologica delle masse costituenti (76, p. 493); sottolinea l'assenza del tipo Verzasca in quella d'Antigorio (78, p. 360).

L'intrusione aplito-pegmatitica nelle zone superiori del tipo Verzasca (in realtà già fuori del complesso Leventinese!) dimostra condizioni di giacitura spiegabili soltanto in una fase tardo-alpina (78, p. 360) (82, p. 199) per cui la loro età potrebbe coincidere con l'intrusione della Bregaglia. In quanto alle „quarziti“ delle parti frontali di settentrione (67, p. 20) l'autore distingue due tipi: l'uno prettamente sedimentogeno, tabulare e appiattato, l'altro massiccio, in banchi lenticolari, probabilmente d'origine eruttiva, rappresentante quasi un differenziato ultra acido del corpo intrusivo (67, p. 9—10).

Nei riguardi dello gneiss Leventina la visione tettonica del PREISWERK si riassume nei punti seguenti:

a) Identità con la massa d'Antigorio, a cui si riunisce direttamente nel sottosuolo pel tramite d'una ampia sinclinale (76, p. 493); questa si deforma sul fianco occidentale dello Gneiss Leventina in una piega trasversale, che culmina nel rovesciamento da levante a ponente del lobo anticlinale leventinese (79, prof. I. dello schizzo tettonico). Quest'ultimo è dedotto dal carreggiamento dello gneiss Verzasca (massa omonima!) sugli gneiss del lobo digitale della Maggia (ricoprimento S. Bernardo) (79, p. 183).

<sup>2)</sup> Confronta le analisi 9, 10, 12 della nostra tavola I, p. 599.

<sup>3)</sup> Confronta in merito Taramelli (vedi introduzione p. 456).

b) L'identità delle masse direttamente sovrastanti (Simano  $\equiv$  Verzasca) come sdoppiamento delle basi granitiche comuni (Leventina  $\equiv$  Antigorio), provoca la culminazione tettonica delle cerniere pennidiche inferiori (80, p. 375), cui trovansi legate dalla comunanza di radice (81, p. 45).

c) La copertura normale della falda leventinese, composta di meta- e paragneiss pretriassici, appare dapprima in banchi esili al Monte Piottino, poi giace accumulata e accavalcata nel territorio del Lucomagno (perciò: ricoprimento pennidico inferiore I  $\equiv$  Leventina-Lucomagno (67, p. 27).

d) Il nucleo centrale dello gneiss Leventina costituisce un elemento anticlinale, sul cui vertice dorsale appare una contro-piega („Rückfalte“) rivolta verso sud; essa si sviluppa proprio al termine settentrionale dell'unità analoga superiore (Massa dello gneiss Verzasca) (67, p. 27).

La descrizione sommaria data da L. BOSSARD intorno allo gneiss granitico Leventina integra in parte i risultati di PREISWERK, in parte ne menoma però la chiarezza della distinzione interna. Così scende in dettagli comparativi che specificano le divergenze rispetto alle coltri superiori d'ortogneiss, lasciando sussistere solo alcune tendenze tessiturali o facies marginali come campo dispersivo del tipo normale di granito porfirico (67, p. 46) e (7, p. 56, 57). Le conseguenze dedotte da un „tenore considerevole d'epidoto“ e dalla scistosità (7, p. 57) inducono l'autore ad ammettere un aumento conforme dell'intensità di metamorfosi da sud verso nord (7, p. 58). La presenza di inclusioni autigene („Schlieren“) acide e basiche (da non confondersi punto colle nostre distinzioni) non dà luogo a un'interpretazione univoca, e altrettanto risulta indefinita la successione dei differenziati filoniani (7, p. 56, 57). Nella sintesi tettonica si delineano visuali più chiare e precise, che stabiliscono:

a) Il laccolite gneiss granitico leventinese costituisce il nucleo del „ricoprimento Leventina“; tale carattere tettonico emerge sia dall'allungamento regolare dalla radice al fronte, sia dall'andatura del massiccio del S. Gottardo e dei suoi calcescisti, nettamente distinti dalla zona sinclinale mesozoica (67, p. 48, e 6, p. 505).

b) La piega dorsale di ritorno attesta la spinta del ricoprimento stesso dopo la formazione della falda soprastante del Lucomagno. Questa è separata da un limite tettonico (6, p. 505) e forma infine la copertura normale di tutto il fronte d'avanzamento settentrionale della coltre Leventina (67, p. 48).

c) Con tutta probabilità lo gneiss Leventina rappresenta un laccolite d'età preterziaria, presumibilmente ercinica (7, p. 59), poichè i paragneiss che l'avvolgono sono il risultato di processi dinamometamorfici e non di contatto esogeno.

d) Il cambiamento di direzione da E-O a N-S nella linea Faido-Ponto Valentino provoca la presenza di molte pieghe tanto nel ricoprimento Leventina, quanto in quello superiore Lucomagno (67, p. 48).

e) Le „quarziti triassiche“ nella parte centrale della sinclinale nel dorso del ricoprimento Leventina segnano un orizzonte tipico di separazione („limite di falda“) (67, p. 39). Immediatamente sotto a tali quarziti giacciono zone intermedie con orneblenda, attinolute e granato, le quali additano una possibile contaminazione di materiale dolomitico (passaggio al permiano) (67, p. 39).



f) Nelle zone periferiche non si rinvenivano mai effetti di contatto metamorfico, che anzi l'abbondanza di rocce miste intermedie riafferma l'incalzarsi del corpo eruttivo già formato prima del Trias.

g) Il ricoprimento Leventina è una finestra dell'equivalente ossolano (Antigorio) nel territorio della culminazione ticinese (6, p. 517). A differenza da quello, la massa Leventinese è avvolta dalla coltre sedimentogena del Lucomagno che la separa dal massiccio del S. Gottardo (6, p. 518).

Le ricerche geologiche di O. GRÜTTER durante l'escavazione del canale a condotta forzata della Centrale Elettrica del Piottino, mettono in evidenza l'intercalazione di para- e metagneiss ondegianti in seno al corpo eruttivo-metamorfo dello gneiss Leventina (28, p. 3). I primi sono assai micacei e scistosi; l'ortogneiss appare invece in lastre assottigliate e laminate, derivanti da forme occhiadine più massicce. Sono caratteristici i fenomeni tessiturali (pieghettamento, laminazione, rimpasto tettonico) che testimoniano la partecipazione di tale parte dello gneiss Leventina all'orogenesi alpina (28, p. 2, 3). Dal rilevamento generale l'autore deduce un sistema normale di fessurazione che coincide quello da noi stabilito per tutto il territorio dello Gn. Lev. (cfr. p. 460). La segmentazione in parallelepipedi favorita da tale regolarità e priva d'influssi tettonici orogenetici accenna un'età post-alpina; ciò indicano pure le zone di disturbo, talora ripiene di creta (67, p. 30). In complesso l'ortogneiss del Piottino costituisce una zona marginale dello Gneiss Leventina, soggetta a inomogeneità e a laminazione intensa, ambedue in diminuzione da sud verso nord (28, p. 15). Le rocce sedimentogene ivi intercalate rappresentano zolle di varia grossezza, provenienti dalla copertura esterna e immerse nella massa granitica all'atto dell'intrusione primaria, subendo perciò prima del dinamometamorfismo regionale un'elaborazione di contatto e d'iniezione (28, p. 16). Tutto l'insieme di tali rocce è esclusivamente d'età pretriassica (28, p. 15).

### 3. LE VISIONI TETTONICHE DI G. FRISCHKNECHT, H. JENNY, R. STAUB, E. KÜNDIG

Mentre ALB. HEIM si sofferma sul carattere lobale delle masse gneiss-granitiche d'Antigorio e Leventina, asserendone oltre all'età pretriassica anche la passività di fronte all'orogenesi alpina (31, p. 480), G. FRISCHKNECHT riassocia le masse di Verampio, della Leventina e del Lucomagno in una unità tettonica involuppata (22, p. 525), e d'età più antica fra tutti i ricoprimenti pennidici (22, p. 529). La massa d'Antigorio risulterebbe separata da quella leventinese da ben 3 ricoprimenti (Lebendun, S. Bernardo, Dent-Blanche) (22, p. 530).

Secondo H. JENNY i laccoliti granitici delle coltri pennidiche inferiori si sarebbero introdotti nel cumulo sedimentario precambrico-siluriano-carbonifero durante il ripiegamento ercinico (37, p. 508—9), costituendo potenti anticlinali d'ossatura semplice e racchiudendo i sedimenti piegati. All'irrigidimento della zona pennidica sconvolta da tale orogenesi sarebbe succeduto il lento inabissarsi nella geosinclinale alpina (27, p. 511—12) e le inevitabili irregolarità dello abbassamento avrebbero predisposto le soglie geoanticlinali e la successione dei movimenti durante il parossismo alpino (37, p. 513) e (38, p. 120). Questi si svolge nelle tre fasi principali corrispondenti al Dogger (Avanzamento dei



ricoprimenti Lebendun, S. Bernardo, Dent Blanche), al cretacico (Antigorio (inf.) e Simano (sup.)) e all'oligocene-miocene-pliocene (Monte Rosa, Tambò), e quindi spinta insubrica generale con raddrizzamento delle radici (37, p. 519). L'avanzamento della coltre I (a cui, oltre alle masse d'Antigorio e Leventina, appartiene pure il complesso del Lucomagno) è fissato prima della trasgressione del Gault (38, tav. riass.). Ciò non toglie che la culminazione ticinese abbia già preceduto la formazione del ricoprimento Lebendun progredendo simultaneamente coll'avanzare delle altre falde, mentre la culminazione della Toce si prospetta solo dopo la spinta della coltre I (37, p. 515).

A questa sintesi si contrappone quella di R. STAUB. Esordendo dalla funzione centrale del bacino pennidico in seno alla geosinclinale alpina, il prof. STAUB evolve l'orogenesi nell'ordine di un incremento continuato del parossismo: Fase juvavica (cretacica), fase austro-alpina inferiore (terziario-premiocene), fase insubrica, inferiore (altresi premiocene e raddrizzamento delle radici) fase insubrica finale o tardo-insubrica, posttonalitica (109, p. 239). In tal modo la culminazione ticinese figura come fenomeno secondario a cui sovrasta lo scorrimento delle tirolidi (109, p. 238), e ad essa si riconduce pure l'identità delle masse Antigorio-Verzasca-Simano sopra all'unità inferiore Verampio-Leventina-Lucomagno (109, p. 238) (112, p. 16). Anche la comparazione tra Vallese e Grigioni rende plausibile l'avanzamento del blocco dei ricoprimenti alpini interni (a cui devono essere attribuite il complesso degli gneiss ticinesi inferiori) sulla sedimentazione geosinclinale elvetica, la cui zona di transizione alla facies pennidica costituirebbe il sostrato del ricoprimento Leventina (113, p. 351).

L'interpretazione tettonica proposta da E. KÜNDIG si distingue per l'originalità con cui significa la piega trasversale di PREISWERK, associandola alla direzione incurvata della massa dioritica di Cocco e in genere di quelle gneiss granitiche della Verzasca. In base a tale struttura trasversale („Querstruktur“) l'autore ammette una zona di radice interna (S-N) „Radice della Maggia“, subordinata e coetanea a quella pennidica principale (E-O), e sbocciata tra due prominenze meridionali del S. Gottardo e dell'Aare, fattori iniziali delle culminazioni corrispondenti (Ticino e Toce) (E-O) (46, p. 335). Le rocce quarzo-dioritiche di Cocco e il loro seguito di differenziati filoniani costituirebbero un equivalente delle intrusioni tonalitiche della Valtellina e della Val Morobbia, donde l'età più recente della fase alpina (67, p. 125). Tanto la massa l'Antigorio a ponente, quanto quella di Leventina a levante non s'adattano più ad alcun parallelismo, ma ambedue s'immergono ai lati di questa cicatrice radicale, specie la seconda con brusco raddrizzamento, talora persino inverso (67, p. 124). Tale interpretazione è poi appoggiata dall'aumento continuo delle isogamme verso il nucleo d'eccesso di massa nel verso normale della struttura trasversale (67, p. 125). Secondo lo stesso KÜNDIG il tetto del ricoprimento Leventina affiorerebbe nella Val Calanca tra Arvigo e Buseno. La ripetizione di gneiss granitici alternanti con banchi di paragneiss biotitici, di micascisti e di letti quarziti, sericitici e d'anfiboliti costituisce colà una „zona mista“ di copertura (45, p. 70—71) di cui è probabile la pertinenza alla coltre leventina, mancando traccia assoluta d'un limite sicuro verso il ricoprimento Simano ad essa superiore (45, p. 73).

Il complesso analogo nel versante orientale della Riviera vien considerato da E. STRASSER come base della coltre Simano, poichè riposa sul dorso del ricoprimento intermedio Soja (117, p. 43).

#### 4. LE INTERPRETAZIONI DI L. RÜGER, M. REINHARD, G. B. DAL PIAZ

Le congetture petrogenetiche più o meno discoste dalle visioni tettoniche esaminate sin'ora risentono l'influsso delle tendenze odierne.

L. RÜGER sottopone a una severa critica le ipotesi di JENNY e STAUB, e partendo dall'analisi della zona di radice approda a conclusioni che pur attraverso una nuova terminologia, divergono lievemente da quelle precedenti. Egli dà eccessiva importanza ai fenomeni d'iniezione anche fuori della zona diretta di radice, affermandone l'intensità maggiore negli gneiss a nord di Claro, i quali „constituiscono il nucleo più profondo del plutonite ticinese d'iniezione“ (90, p. 4). Deduce quindi la concomitanza del processo d'iniezione con quello di gneissificazione, quale unica trasformazione simultanea della roccia preesistente (90, p. 5).

Premessa inoltre l'assenza di un sincronismo effettivo tra i movimenti nella zona di radice e nella zona dorsale delle coltri pennidiche (90, p. 7) risale al periodo di tempo necessario per il raffreddamento e l'abrasione delle masse intrusive recenti site lungo la linea di radice. Orbene, essendo non solo l'intrusione ma tutta la cristallizzazione una fase chiaramente posttettonica, estesa su vasta scala a tutto il pennidico ticinese (= „cristallizzazione ticinese“) è inevitabile che tale fenomeno con il successivo raffreddamento ed assetto tettonico precursorio (deformazioni precristalline negli gneiss ticinesi) sia possibile solo in un periodo di tempo più lungo del terziario (p. 8). Si deve perciò concludere che l'assestamento tettonico dovuto alla cristallizzazione ticinese è d'età mesozoica (fase laramica) (90, p. 10).

Il pensiero d'una cristallizzazione „ex novo“ del sostrato roccioso si accentua ancor più nelle ipotesi avanzate da M. REINHARD. Questi prende lo spunto dalla granitizzazione di un complesso sedimentario antecedente come genesi possibile dello gneiss del Monte Ceneri (85, p. 42) cioè dello zoccolo cristallino a sud delle radici pennidiche e fors'anco austro-alpine, per sè di natura catamesozonale, dovuta ad orogenesi prealpine (85, p. 40). Ora gli stessi processi di tale fenomeno (= m i g m a t i z z a z i o n e) avrebbero potuto intensificarsi sia per più lunga durata sia per maggior sollecitazione statica o termica, di guisa che il prodotto finale sarebbe poi stato una roccia granitica o quarzodioritica, ospitante tuttora le sue inclusioni eterogenee primarie in forma di zolle basiche (85, p. 42). In analogia a questa possibilità genetica, REINHARD ricostruisce l'evoluzione dei nuclei ortogneissici delle coltri pennidiche inferiori nel modo seguente. Uno zoccolo di cristallino antico s'inabissa con la propria copertura sedimentaria a forte profondità e subisce una metamorfosi di dislocazione. La pressione di questa e la sollecitazione

statica che ne deriva generano la rifusione dei componenti e la migrazione delle sostanze liquefatte, di guisa che le grandi masse sciolte durante tale processo vengono sospinte nelle cerniere dei ricoprimenti (85, p. 43). Questa migmatizzazione totale si sviluppa per gradi e inversamente al processo di consolidificazione magmatica, poichè intacca dapprima i differenziati filoniani e poi la massa eruttiva. Se inoltre la nuova consolidificazione del migma si effettua sotto pressione tettonica può subentrare una lieve differenziazione; se invece la consolidificazione avviene sotto pressione idrostatica normale, i fenomeni di cristallizzazione e differenziazione si ripristinano nella loro piena efficienza, scindendo nuovi derivati filoniani dalle soluzioni residuali. In altre parole, il migma è diventato un magma (85, p. 44).

Nei ricoprimenti pennidici inferiori del Ticino e in particolare in quello d'Antigorio è realizzato soltanto il primo caso di consolidificazione migmatica, quello cioè sotto pressione tettonica, dove il carattere proprio della migmatite appare evidente ed esplicito (85, p. 43). Essendo necessaria per tali fenomeni orogenetici una lunga durata, ecco indispensabile suddividere lo sviluppo del parossismo alpino in diverse epoche. Come fase tardiva si può considerare l'intrusione della massa quarzodioritica di Cocco (85, p. 43); il suo intimo legame con le tonaliti della linea insubrica (vedi KÜNDIG) rileverebbe così l'inesistenza d'una interruzione fra la genesi degli ortogneiss e delle masse postalpine (85, p. 44). Allo stesso modo si appianerebbe il contrasto dell'interpretazione di G. KLEMM colle visioni tettoniche prevalenti.

G. B. DAL PIAZ discutendo in generale l'età degli ortogneiss pennidici non accoglie la concezione di M. REINHARD nel modo da questi proposto, ma non esclude tantomeno „che una parte delle originarie rocce corrispondenti agli attuali ortogneiss del Ticino potessero essere delle migmatiti, le quali però in ogni caso si sarebbero formate in tempi pretriassici e avrebbero quindi subito allo stato solido l'influenza del metamorfismo alpino di dislocazione“ (12, p. 14). In complesso „l'autore riafferma l'età antica, pretriassica della massima parte degli ortogneiss pennidici, i quali corrispondono a intrusioni del ciclo magmatico alpino (12, p. 11)<sup>4)</sup>, non nega infine la possibilità che in alcune parti della zona pennidica dei Tauri e

---

<sup>4)</sup> Allo scopo d'evitare inutili confusioni, ci permettiamo aggiungere che il senso dato dall'insigne maestro al qualificativo „alpino“ è qui strettamente geografico e non cronologico.

delle Alpi centrali (diorite di Cocco!) e occidentali esistano masse intrusive recenti.“

Questo sguardo fugace sullo stato delle conoscenze odierne dedotte o applicate alla massa cristallina della Leventina completa l'insieme delle nostre osservazioni, delle discussioni singolari e comparative condotte sin qui; pertanto ci consente di ricapitolare e sintetizzare il complesso dei fenomeni svoltisi nel divenire di quest'unità.

## II. Sintesi attuale e discussione

### 1. LA FACIES METAMORFICA E I RAPPORTI GENETICI IN GENERALE

Nello studio delle relazioni chimico-mineralogiche accennammo già ad alcuni problemi genetici nell'ordine dei feldispati (cfr. p. 631 e seg.); costì completiamo tali deduzioni inquadrandole nell'evoluzione generale dell'orogenesi.

#### a) *Le varietà principali dello Gneiss granitico Leventina*

Le prerogative chimiche e mineralogiche delle varietà tipiche possono condensarsi nel riepilogo seguente (tav. VIII, p. 658); esse costituiscono il risultato sistematico delle constatazioni sperimentali. Alle singole varietà associamo una denominazione pratica in sostituzione delle cifre romane sinora usate; le cifre riferentesi ai rapporti quantitativi hanno un valore molto approssimativo e indicano specialmente l'oscillazione più probabile secondo i dati microscopici e chimici.

Riconosciuto ora il carattere magmatico della roccia antecedente alla ricristallizzazione sia in base alle qualità intrinseche dei componenti e dei loro rapporti quantitativi che alla mescolanza di tipi affatto diversi nella tendenza alcalina (cfr. p. 606), restano a considerarsi l'intensità del metamorfismo nelle varietà regionali, la sua ripercussione nei rapporti di struttura e tessitura, in genere il significato di un'eventuale graduatoria nell'interpretazione geotettonica.

In tutte le varietà trondhjemitiche (I, II: Riviera; IX: Faido-Piotino) e in quella alcaliplitica (V, Riviera) la ricristallizzazione è totale<sup>5)</sup>, ma trovasi associata a forme tessiturali diverse che riflettono appunto la differenza delle circostanze esterne durante il metamorfismo. Ciò non impedisce che la struttura cristalloblastica rimanga invariata nella sua essenza, modificandosi sol-

---

<sup>5)</sup> Tale asserzione si fonda sui dati microscopici descritti sin da principio (cfr. cap. primo) e riassunti brevemente all'inizio della discussione normativa (cfr. cap. secondo, p. 611). Colà vien pure trattato il carattere mesozonale proprio della trasformazione principale e prevalente in ogni punto della roccia in parola.

Tavola VIII. Riassunto delle varietà di Gneiss granitico Leventina

Classificazione chimica secondo il magma originario		Varietà	Caratteri litologici									Denominazione regionale
Gruppo	Tipo		Struttura	Tessitura	Rapporti quantitativi							
					Bi+Ms	Bi : Ms	Feld. alc.	Plag.	Σ Feld.	Accessori	Quarzo	
T Trondhjemitico	leucoquarzo- dioritico	II	granoblasta a grossezza media	scistosa, più o meno parallela, talora fluidale	15—20	assai variabile 2:1 e 1:2	5—15	40—55	45—70	0,5—1,5	~ 30	tipo Cresciano
	idem con tendenza si-oligoclasitica	IX	granoblasta ad elementi minuti	scistosa lamina- re, lamellare, glandolare, pieghettata	10—15	Bi > Ms circa 3:2	20—25	40—45	60—70	0,5—1,5	~ 30	tipo Piottino
	si-oligoclasico sino pulaschitico	I	granoblasta ad elementi grossolani	scistosa e parallela, talora fluidale	10—15	Bi > Ms (4:1)	15—20	45—60	60—80	0,5—1,0	15—20	tipo Claro
LGr Leucogranitico	aplito-grani- tico sino engadinitico	III	} mista : pasta fondamentale granoblasta ; porfiroidi di feld. alc. → re- litti di fenocri- stalli primari	porfiroide legg. scistosa	~ 10	~ (1:1)	35—40	~ 25	60—70	0,5—1,0	25—30	} tipo Bodio
		III a		porfiroide massiccia	~ 15	Bi ≥ Ms	35—45	15—20	50—60	1,0—1,5	30—40	
		III b		porfiroide lenti- colare-scistosa	10—15	Bi > Ms	35—40	~ 15	50—60	0,5—1,0	30—35	tipo Lavorgo
	engadinitico	VI-VIa	} granoblasta ad elementi minuti	scistosa-parall. laminare	10—15	Bi > Ms (2:1)	30—35	~ 25	55—60	1,0—1,5	25—30	} tipi Faido
		VII		granulare fine	»	»	~ 30	»	»	0,5—1,0	»	
		VIII		occhiadina	»	(3:1)	»	»	~ 60	»	~ 25	
	alcali-aplitico	V	granoblasta grossolana	scistosa-parallela molto spiccata	5—10	Bi ≥ Ms (6:1)	45—60	15—20	60—80	0,1—0,5	20—25	tipo Preonzo
Qd Quarzodioritico	quarzodio- ritico normale	IV	} granoblasta a grossezza media	scistosità accentuata, liev. parallela	Bi+Ho	Bi : Ho				Tit.+Ap.+Ru.		«Granito scuro»
		25—30			8:7	0—5	45—50	~ 50	2—4	15—20	tipo Lodrino	
		IVa			»	4:1	2—4	»	»	»	»	tipo Personico

tanto la grossezza granulare. Questa è anche una funzione della granulosità del granito primitivo, e sarebbe perciò incauto attribuire lo sviluppo granulare dei componenti ricristallizzati solo al metamorfismo. Tuttavia pure le varietà a tendenza occhiadina (VIII, regione settentrionale) attestano che in seno ai porfiroidi originari subentrò una rigenerazione granulare minuta, pari a quella della pasta fondamentale, cioè la predisposizione di un fenocristallo antecedente non garantisce la grossezza primaria allo stato metamorfo. Tenendo presente ciò, dobbiamo dedurre che la granulosità minuta, caratteristica delle varietà centrali e settentrionali periferiche (VI, VIa, VII, VIII, IX) è essenzialmente l'effetto delle condizioni di metamorfismo proprie della regione corrispondente.

Ne segue pertanto che la granoblastia grossolana delle varietà meridionali (I, Ia, II, V) oltre a presupporre una struttura ipidiomorfa uniforme nel granito antecedente, è dovuta ad altre condizioni di metamorfosi. Ambedue i tipi di ricristallizzazione hanno in comune la zona di profondità (mesozona), ma si distinguono nell'intensità relativa della pressione particellare e unilaterale (nonchè della temperatura), influenzando la prima sulla grossezza granulare e la seconda sulla forma tessiturale.

Infatti la regione meridionale (Riviera) non solo risente la vicinanza della catazona (propria del settore di radice adiacente) ma è sottoposta assai meno all'azione vettoriale del carreggiamento superiore; ne deriva quindi una ricristallizzazione completa, non menomata nel suo assetto dai movimenti dislocativi, e perciò ad elementi grossolani. Essa, dapprima avanzata nelle varietà di Claro e Preonzo (I e V) diminuisce verso Osogna e Biasca (varietà II) rispecchiando quivi l'efficacia unitaria della sola mesozona<sup>6)</sup>. In generale il rapido e brusco mutare della tessitura, la presenza di piccole zolle più o meno scistose intrecciate profondamente alle varietà principali, il lieve ondeggiare di banchi striscianti quasi l'uno sull'altro lungo orizzonti più scistosi, tutto ciò addita un maggior movimento di soluzioni interne all'atto della metamorfosi e rievoca così uno stadio di maggiore fluidità. Tale è la caratteristica della facies meridionale.

Nella regione settentrionale (Biaschina-Piottino) l'azione dinamica sopraffà decisamente qualsiasi altro fattore e costringe le possibilità di cristallizzare alla tessitura imposta dalla pressione tangenziale simultanea. Ecco perciò una ricristallizzazione ad

---

<sup>6)</sup> In certi esemplari di I e II si può rintracciare una serie cristalloblasta in cui l'idioblastia spiccata decresce dalle miche al quarzo.



elementi minuti, plasmata in forme corrispondenti ai diversi movimenti orogenetici, insomma una vera e propria tettonite a deformazione paracristallina.

Le varietà della regione centrale (Bassa Leventina) prospettano invece due zone tipiche riferentesi a due transizioni intermedie. Nel settore interno (fondovalle e massa di fondo dello Gn. Lev.) si delinea una diminuzione chiara del metamorfismo mesozoico; la struttura mista (relitti fenocristallini-porfiroidi, e pasta fondamentale ricristallizzata) rivela pertanto l'estinguersi dell'azione rigeneratrice, già in decrescenza nella Riviera settentrionale (varietà III—IIIa) e ad essa s'associa la diminuzione tipica della quantità di muscovite, malgrado il forte tenore potassico della roccia. Quanto più a nord (Biaschina-Lavorgo) tanto più scompaiono tali caratteri: la muscovite aumenta di nuovo e i porfiroidi s'amalgamano profondamente con l'aggregato granulare attestando la riattivazione del metamorfismo (IIIb) e così si ristabilisce il regime settentrionale. Per i settori di contatto questa graduatoria in senso longitudinale ha già iniziato nella Riviera settentrionale (Val d'Iragna, Tori) di guisa che in questa regione si sviluppa con ricristallizzazione totale (var. VI e VIa) preludiando già la pienezza del metamorfismo settentrionale. Oltre a questi passaggi orizzontali abbiamo quelli verticali (da 300 m. a 1400 m.) sia pure più o meno coordinati ai primi; essi dimostrano come la ricristallizzazione aumenti dal basso verso l'alto. Ciò è dovuto (e parimenti in tutta la regione settentrionale) alla sovrapposizione simultanea della fase epizonale provocata dallo scorrimento tettonico. In generale la regione centrale dello Gneiss Leventina resta sempre la massa nucleare meno colpita dal metamorfismo e lascia intravedere l'assetto originario premetamorfico, cioè il granito porfirico antecedente.

La tessitura parallela nelle varietà meridionali (I, II, V) si dimostra specialmente nella disposizione delle miche e può esprimere tanto l'assetto granitico primitivo, quanto l'influenza del metamorfismo.

L'agglomerarsi delle lamine micacee lungo i piani di tensione tangenziale, spesso in cumuli disordinati (var. II), non è che una conseguenza della scistosità di cristallizzazione; l'impulso poi della pressione unilaterale („stress“), per quanto minimo, fu sufficiente per coordinare la moltitudine degli individui rigenerantesi non casualmente ma nell'accordo più armonizzante con le condizioni di pressione idrostatica e con la capacità vettoriale dello sviluppo



singolare. L'aumento della pressione unilaterale conduce infatti a una diversa disposizione delle miche negli stessi piani di scistosità, allorchè sussistano condizioni analoghe di ricristallizzazione. Così nelle varietà di copertura meridionale V ed Ia è tipico l'isolamento delle lamine micacee in piccole chiazze equidistanti (cfr. p. 506) (in perfetta analogia con lo gneiss Verzasca) dimostrando come le tensioni principali non s'affermino ancora in superfici di traslazione vera e propria, fra cui intercede una circolazione libera delle soluzioni rigeneranti, ma provochino soltanto un distanziamento dei centri della ricristallizzazione micacea lungo i piani di maggior sollecitazione. E' come uno stadio di transizione verso quello in cui i piani suddetti sono sopraffatti dalla tensione tangenziale che ritiene la ricristallizzazione dei granuli isometrici nell'ambito delle tessiture laminari; con ciò non è però chiarito il motivo dell'equidistanza regolare delle singole chiazze fra loro.

In generale la pertinenza di tale tessitura parallela (nelle varietà meridionali) al metamorfismo dinamico anzichè ad una predisposizione primaria resta incerta, può tuttavia appoggiare sulla sua continuità di transizione verso le forme fluidali.

La disposizione fluidale nella tessitura rievoca molto verosimilmente una semiplasticità locale inerente al periodo di cristallizzazione primaria o di metamorfismo; ambedue i casi sono possibili sia distinti, sia sovrapposti. Orbene nelle nostre rocce tali possibilità non sarebbero distinguibili se un fattore prezioso non vi avesse partecipato. Si tratta di quelle lenticelle feldispatiche perfettamente concordanti alle volute ondegianti della tessitura a cui mancando chiaramente qualsiasi afflusso od apporto esogeno, attribuiamo il carattere di essudati isterogenetici, giacchè sono il prodotto dell'azione metamorfica e non della cristallizzazione primaria (cfr. p. 502). Essi infatti non rientrano nell'ambito dei fenomeni di segregazione magmatica, poichè non accusano nè carattere di concentrazione acida („saure Schlieren“) nè carattere di differenziato filoniano (apofisi) o d'altra forma essolutiva di consolidificazione magmatica. La loro presenza caratteristica nelle parti fluidali o nelle zone attigue di passaggio al regime parallelo, le dimensioni, e la loro forma allungata rispecchiano prerogative d'una genesi indipendente dalla cristallizzazione primaria, in ogni caso ben lontana dai fenomeni di scissione intrusiva (65, p. 307—310).

D'altra parte la loro unità sostanziale e identica col componente essenziale della roccia includente (varietà trondhjemitiche→oligoclasio)

sicuramente metamorfosata, non sta che a confermare la simultaneità genetica di ambedue. Simili agglomerati lenticolari di feldispato costituiscono il concentramento di quelle soluzioni circolanti all'atto della ricristallizzazione particellare (27, p. 231 — 239) favorito appunto dalla maggior plasticità dell'aggregato roccioso rigenerantesi secondo le traiettorie più libere, dunque un „essudato“ nel senso più specifico della parola. Tale fenomeno è concepibile unicamente alle condizioni suddette della ricristallizzazione, intesa cioè secondo la definizione fondamentale di U. GRUBENMANN <sup>7)</sup> e che P. NIGGLI sottolinea chiaramente allorchè asserisce: (65, p. 2) „In ogni metamorfismo di rocce sono generate e migrano delle soluzioni. Esse possono formarsi più o meno sul posto stesso in cui si depositano i loro prodotti di cristallizzazione, ovvero possono immigrare (provenire) dal di fuori, specie dalle profondità interne; in quest'ultimo caso ha luogo una metamorfosi con apporto di sostanza.“ Nei nostri essudati, si realizza precisamente la condensazione di queste soluzioni, grazie alla maggior plasticità dell'interna massa durante il processo di metamorfosi. Di qui la perfetta concordanza con la tessitura fluidale, di qui l'identità intrinseca dei componenti e più che altro l'origine metamorfa di simili aggregati feldispatici.

Quali poi siano state le cause che predisposero lo sviluppo delle zone a tessitura fluidale, quale ordine genetico premetamorfo abbia potuto provocarle, non ci è dato di stabilire, e altrettanto dicasi per la tessitura parallela<sup>8)</sup>; possiamo tuttavia arguire nel modo seguente.

L'esistenza di una maggior fluidità (tipica della facies meridionale) è connessa chiaramente alla temperatura più elevata di tutto il territorio durante la fase principale di gneissificazione. Tale aumento calorico si riconduce inoltre alla vicinanza di un focolare magmatico poco discosto, annunciantesi poi più tardi in una serie indipendente di filoni pegmatitici. (Serie filoniana postmetamorfa, v. p. 670). Inoltre, la zona d'espansione della suddetta fluidità parametamorfa è localizzata nel settore interno della Riviera meridionale, raggiungendo il suo massimo sviluppo nei dintorni di Cresciano-Lodrino in ciò rispecchia univocamente la situazione generale nel

<sup>7)</sup> Testualmente: „Die Gesteinsmetamorphose umfasst die Summe der Prozesse, welche ausserhalb der Verwitterungszone und ohne Mitwirkung der Atmosphären eine tiefgreifende Veränderung vorhandener Gesteine zur Folge haben, ohne dass sich während der Umwandlung in irgendeinem Zeitpunkt die Gesamtmasse des Gesteins im Zustande der Lösung befindet.“ U. GRUBENMANN und P. NIGGLI, Die Gesteinsmetamorphose I, Berlin 1924, p. 1.

<sup>8)</sup> Si confrontino le ipotesi di H. CLOOS sull'origine delle tessiture parallele e fluidali primarie.

periodo di metamorfismo. Infatti in questo punto della calotta più profonda (var. II) che precede l'immersione meridionale la risultante vettoriale della pressione statica e della tensione tangenziale (dinamo-metamorfismo!) convergono verso un equilibrio di forze in cui si compensano a vicenda, lasciando perciò un grado di libertà ben più elevato alla massa sollecitata, la quale si trasforma per tal fatto secondo traiettorie libere. Di qui l'origine della „tessitura fluidale“ come effetto di maggior plasticità locale parametamorfa. Si tratta di un rilassamento saltuario ch'evade dallo svolgimento regionale del metamorfismo attraverso il lungo scorcio di tempo che permise il succedersi di diverse fasi capaci di sovrapporsi e modificarsi ulteriormente senza annullarsi a vicenda.

I settori di contatto meridionali formano in certo modo la copertura difensiva che assorbe gran parte dell'impeto sollecitativo esterno (dove la tessitura parallela e tabulare nelle varietà periferiche Ia e V) e protegge il nucleo interno dove si sviluppano nidi di distensione con contraccolpi locali (transizioni repentine e brusche,...); il tutto però (si mantiene) sempre in uno stato di ricristallizzazione particellare normale, senza trascendere in nessun punto ad un regime, sia pur locale, di „rifusione“ parziale o generale. Tutto ciò si intuisce quando si tenga presente la totalità delle cause e degli effetti primari e locali, d'ordine litologico e tettonico, essi si intrecciano ripetutamente prospettando una mirabile unità di fenomeni tutti collegati a vicenda, per quanto distinti anche nella successione cronologica. Questa sintesi si rivela in modo particolare nella regione meridionale dello Gneiss Leventina (Riviera).

Rapporti più semplici si possono intravedere nelle varietà porfiroidi della regione centrale. La scistosità di cristallizzazione diminuisce notevolmente in proporzione all'intensità generale del metamorfismo (dalla Riviera alla Bassa Leventina): a Biasca i porfiroidi sono in maggior parte coordinati in file subparallele ai piani di scistosità; a Bodio l'orientamento esteriore è già scomparso in una disposizione irregolare. Simile tessitura massiccia del granito originario passa più a nord verso un abito lenticolare impresso dalla maggior sollecitazione di „stress“ (Lavorgo) finché stabilizzandosi l'equilibrio della ricristallizzazione generale subentrano le forme laminari, occhiadine, lamellari, ora glandolari, ora ondegianti, infine pieghettate nello sperone della regione settentrionale. Insomma tutta questa evoluzione progressiva dimostra pienamente la dipendenza immediata della tessitura dall'intensità del dinamometamorfismo. Sulla natura dei movimenti che

produssero la tessitura pieghettata e la segmentazione parallelepipedica nella roccia del Piottino scrisse già abbondantemente lo HEIM (30, cfr. p. 586). Egli considera la fuga di disgiunzione fra due piastre pieghettate come il piano d'equilibrio generatosi per lo sviamento opposto delle masse pieghettate (30, p. 210) („Ausgleichs-cleavage“), essa rappresenta la superficie su cui si concentrano le tensioni tangenziali, determinate dal senso inverso delle cerniere (30, p. 212). Ora, che tutto ciò si sia effettuato durante il periodo di ricristallizzazione resta indubbio (cfr. p. 586), come ad esempio nei calcescisti; non sarebbe esclusa una deformazione precristallina, ma non sussistono dati sufficienti per provarla.

Tali fenomeni sono locali e per lo più in zone periferiche e costituiscono perciò l'impronta tipica del settore frontale della massa leventinese. La perfetta analogia con gli ortogneiss del Lucomagno (Val Piora) riconferma l'unità della fase genetica d'ambedue, cioè l'addossamento che caratterizza l'avanzata del fronte pennidico inferiore verso nord.

Da tutto ciò emerge con evidenza la confutazione di quanto asserisce il KLEMM (cfr. p. 650), sia riguardo alle forme strutturali che alla genesi generale. Infatti tutta la sua interpretazione fonda sull'erronea deduzione di un semplice granito primario, il quale esercita soltanto una metamorfosi di contatto oltrechè subirne una dislocativa; invero, misconoscendo la fase mesozonale del dinamometamorfismo nello Gneiss Leventina tutte le sue conclusioni sono ovvie e perentorie. Infine, l'aver trascurato l'esame della parte principale (Riviera e Bassa Leventina) provocò appunto l'irrigidirsi inutile di questa sua interpretazione.

Per contro la distinzione accennata dal PREISWERK (cfr. p. 651) s'accorda dappieno coi nostri risultati, come pure le osservazioni di O. GRÜTTER (cfr. p. 653). Resta merito indubbio di KLEMM l'aver individuato chiaramente una contaminazione magmatica, riconosciuta da GRÜTTER (28, p. 16) e da noi come premetamorfa (cfr. p. 589). Oltre all'inclusione di zolle scistose in seno all'ortogneiss laminare e ai metagneiss che accompagnano l'intercalazione centrale di Chironico-Faido, essa si riscontra già nello gneiss medesimo attraverso la neosecrezione di calcite, affatto assente in qualsiasi altro settore della massa Leventinese. Tale prodotto risulta come l'elaborato di un'assimilazione locale antecedente al metamorfismo dinamico e quindi nuovamente rigenerato in quest'occasione quasi a mo' d'essudato (cfr. p. 588), chè infine sono lenticelle di calcite intercalate in

piena concordanza alla scistosità dello gneiss granitico (IX) come un nucleo di maggior concentrazione calcarea. L'esistenza esclusiva di questo fenomeno nel lobo periferico di contatto riafferma la predisposizione naturale a un assorbimento paraintrusivo, giacchè tutto il fronte di questo lobo giace avvolto in masse prettamente sedimentogene (Ps) (vedi spaccato longitudinale, tav. VIII\*).

Anzi, questa localizzazione tipica lascia arguire un'altra interpretazione più favorevole alla situazione tettonica attuale. Si potrebbe così ravvisare la secrezione calcarea come una impregnazione paracristallina, provocata dall'intenso ripiegamento dei calcescisti più recenti anch'essi ricchi di calcio, e sovrastanti a tutto il lobo predetto. E' infatti caratteristico l'aumento progressivo delle secrezioni calcari in vicinanza del contatto occidentale del Piottino, nonchè l'abbondanza tipica della calcite fra i minerali di fessura (cfr. p. 596).

Il metamorfismo epizonale si manifesta principalmente nei settori di contatto della regione centrale e settentrionale. Esso modifica all'esterno l'abito granitico dello Gneiss Leventina in una facies tipica d'ortogneiss laminare scistoso, all'interno si riflette invece con tutti i fenomeni di neoformazioni supplementari; quest'ultime attestano nei riguardi della fase predominante, uno stadio di diaforesi (27, p. 340). A ciò dobbiamo attribuire l'abbondanza d'epidoto citata dal BOSSARD (cfr. p. 652), cui interessò evidentemente più la zona superiore periferica che non il nucleo vero e proprio della massa leventinese. L'intensità di questa fase epizonale è in continuo aumento in tutta la Leventina, da Biasca a Rodi, non solo in senso orizzontale ma anche verticale; in tutto il settore a nord di Chiggiogna-Faido essa appare già alla quota di 700 m., mentre all'imbocco della valle inizia debolmente solo sopra a 1000 m. Tale incremento è l'effetto palese dello scorrimento dislocativo avvenuto fra la massa gneiss-granitica leventinese e le unità pennidiche sovrastanti durante l'orogenesi; ne deriva quindi una chiara suddivisione del complesso gneiss-granitico in un nucleo di fondo e in una copertura periferica. La medesima causa generò, i diversi tipi di struttura e tessitura testè discussi.

Le deformazioni precristalline<sup>9)</sup> non risultano in nessun punto dello Gneiss granitico Leventina. Se si volesse inter-

---

<sup>9)</sup> Sottoliniamo quanto ebbero già ad osservare all'inizio (cfr. p. 463) e cioè che l'ordine deformativo in parola si riferisce esclusivamente alla fase preponderante di metamorfismo (ossia a quella mesozonale della gneissificazione) considerando perciò ogni fase locale e più recente già come postcristallina. In questo senso è da interpretarsi per esempio l'impronta epizonale, testè accennata.

pretare tali i cicli di fluidità tessiturale della Riviera inferiore (come già fece RÜGER, cfr. p. 655), oppure il pieghettamento settentrionale (Piotino) si dovrebbe sempre riconoscerne la chiara rielaborazione del mesometamorfismo. Anche il RÜGER per poter sostenere l'antecedenza delle deformazioni tessiturali (con tutta probabilità i cicli fluidali, poichè non precisa punto e afferma soltanto '„nördlich von Claro"') (cfr. p. 655) postula la simultaneità della gneissificazione con un preteso metamorfismo d'iniezione anzichè di semplice dislocazione. (L'inconciliabilità di queste supposizioni coll'evidenza dei fenomeni è più che ovvia.)

Le deformazioni paracristalline sono largamente diffuse in tutto il territorio esaminato. Poco pronunciate nei settori interni, vanno accentuandosi gradatamente verso i settori di contatto, dove assurgono a facies milonitica più o meno spiccata, secondo la prossimità del contatto. Esse riflettono la maggior sollecitazione tettonica nella regione centrale e settentrionale, esplicandosi in forme diverse secondo l'intensità della forza agente (laminazione parallela, tangenziale, pieghettamento, ecc..., cfr. p. 572). Esempi tipici nel settore di contatto di Chironico-Piotino.

Le deformazioni postcristalline si affermano con effetti cataclastici abbastanza profondi; sono concentrate per lo più in zone di transizione o in strappi periferici d'assestamento postcristallino, generanti cataclasiti ed ultramiloniti prettamente locali (Lodrino, Val d'Ambra, Gribbiasca, Piotino, ecc...). Tuttavia, le zone di disturbo nell'ortogneiss del Piotino non rivelano sempre il carattere tardo-alpino (assenza di cataclasi nelle zone immediate dello scorrimento) ed è certo che buona parte della segmentazione fu predisposta all'atto del metamorfismo dislocativo e ampliata in un secondo tempo dall'assestamento postalpino. Si consideri infatti che la fessurazione nella regione settentrionale si decompone in una serie di svariate direzioni, talora prive di legame colla direzione principale, mentre nel resto della massa levantinese persiste un'unità caratteristica dell'orientazione. La laminazione intensa è poi il prodotto della posizione isolata del lobo nord-occidentale rispetto al nucleo fondamentale (intercalazione di Chironico - Faido). Nell'ordine di queste deformazioni rientrano pure le fenditure e le fratture della regione meridionale nella transizione della giacitura orizzontale alla posizione raddrizzata dei banchi (Cresciano!).

La distinzione delle sollecitazioni meccaniche nei termini qui esposti non vuol essere una sistematica rigida ma far rilevare l'esi-



stenza effettiva di deformazioni successive e separate rispetto al fenomeno capitale del metamorfismo.

La fessurazione regolare nelle direzioni descritte (cfr. p. 460) si estende in tutto il territorio sino al fronte del nucleo di fondo (Chiggiogna-Faido) con uniformità e costanza; nella regione centrale (Bodio-Lavorgo) e in alcune valli trasversali essa è integrata dalle diaclasi vallive, quali residui della profonda esogenia terziaria e quaternaria (cfr. appendice p. 699).

### *β) Inclusioni e filoni nello Gneiss Leventina*

La serie dei differenziati (zolle e filoni) abbraccia due gruppi fondamentali a seconda della loro posizione cronologica rispetto al metamorfismo (pre- o postmetamorfici, cfr. cap. I, p. 488); e ciò indipendentemente dal carattere chimico e mineralogico, il quale restando unico e immutato nelle inclusioni autigene premetamorfiche (zolle, „schlieren“), varia nei derivati filoniani (aplitici, pegmatiti, vene quarzifere).

#### *a) Inclusioni autigene*

Sono rappresentate dalle varietà scure IV e IVa („Granito scuro“ di Lodrino e Personico) e si distinguono per il chimismo abbastanza acido, a concentrazione femica assai limitata (quarzodioriti) (cfr. p. 603 e p. 634). La rielaborazione metamorfica si effettua in esse con la medesima intensità della regione a cui appartengono, ovunque lascia però sussistere le qualità intrinseche primarie. La presenza di zone milonitiche di transizione, generalmente sul proprio tetto a spese della roccia incassante, rispecchia la discontinuità sostanziale che favorì la scissione lungo i limiti sempre chiari e distinti; è molto probabile che l'ordine cronologico in cui devono inserirsi questi movimenti sia quello postcristallino, tuttavia non tardo-alpino. Si tratta infatti di masse isolate e schiacciate a mo' di lenti, allungate nel verso della direzione principale. Altre rocce affini più amalgamate alle varietà principali (Riviera) e da noi descritte fra le intercalazioni basiche, sono con tutta probabilità propaggini locali di nuclei non affioranti o zolle di minor importanza appartenenti alla stessa categoria.

Nel caso di Condella (cfr. p. 483) si verifica quasi una compensazione con la varietà aplítica ivi intrecciata, per cui tutto il complesso manifesta vieppiù l'impronta selettiva della differenziazione primaria.



### b) Filoni e formazioni affini

Alcune formazioni rocciose, il cui carattere genetico resta indefinito nonostante lo studio analitico, rappresentano una specie di transizione fra le inclusioni autigene proprie e i filoni ben distinte. Esse vengono raggruppate costì, dato il loro intimo legame ad influssi filoniani concomitanti o posteriori.

Si tratta specialmente delle inclusioni discordanti della Biaschina superiore (cfr. p. 552) in cui si delineano accenni lamprosienitici d'origine incerta, e largamente elaborati dal metamorfismo principale.

La singolarità di tali differenziati si prospetta altresì nelle vene aplito-melanocrate (Lavorgo, cfr. p. 579) e addita un sistema indipendente d'iniezione premetamorfa a carattere lievemente basico. Non sarebbe perciò inopportuno ritenere simile fase come l'efflusso femico del residuo differenziativo primario. L'apporto caratteristico di calcite, simultaneo ai melanocrati (diopside, orneblenda verde), si concentra infatti in apofisi concordanti con la scistosità della roccia porfiroide-lenticolare includente (IIIb), dando luogo a formazioni affatto estranee al chimismo circostante. Anche le vene quarzifere ad esse connesse si distinguono per il tenore calcio-ferri-fero condensato in lenticelle omogenee di calcite, epidoto, ossidi di ferro. Il carattere pneumatolitico-idrotermale dei minerali di contatto (scapolite, granato, epidoto) agglomerati lungo i margini persiste tuttavia anche nelle infiltrazioni chiaramente metamorfosate e attesta l'origine primaria della soluzione iniettante (stadio idrotermale dell'autometamorfosi magmatica (idrolisi), (27, p. 186). La tesi di una neogenerazione in situ (contatto con lenti calcareo-mar-nose giacenti in seno allo gneiss granitico stesso) sarebbe sostenibile, qualora si potessero rinvenire tracce sicure di simili intercalazioni, il che non risulta punto dalle nostre osservazioni. Laddove sarebbe ammissibile tale significazione non mancano tratti sospetti nella roccia riassorbita: abbondanza di biotite, quasi come involucro, scistosità spiccata con tessitura ricalcata, resti di nuclei basici (labradorite!) accanto e intrecciati al microclino (cfr. Biaschina-Anzonico, p. 550). Questi sono affatto opposti alla distinzione schietta e limpida di una vena quarzifera più o meno concordante, e testimoniano la presenza di una sostituzione fondamentale, di un rifacimento metamorfico risoltosi nel riassorbimento selettivo di un deposito estraneo. Si confronti l'osservazione del fenomeno analogo nella zona di Bellinzona (H. S. WANG, 124, p. 156).

Riassumendo, le formazioni filoniane della Biaschina avvertono un chimismo anormale (assorbimento calcio) che non esclude una modificazione premetamorfa allo stato liquido-magmatico d'intrusione. Delle vene quarzifere con apporti calcio-ferriferi della zona Biaschina-Lavorgo alcune sono da connettersi alla predetta fase pegmatitica, altre risultano indubbiamente postmetamorfe. Il riassorbimento selettivo di masse estranee (calcari, marne) come causa efficiente degli apporti non feldispatici non è dimostrabile nè in base alle osservazioni in natura nè a quelle microscopiche.

L'ampiezza dei fenomeni pneumatolitici-idrotermali raggiunge pure la regione settentrionale, delineandovi però una chiara separazione nell'ordine pre- e postmetamorfo (Faido-Cornone). L'apporto ferrifero si sviluppa coll'arricchimento di solfuri (specialmente calcopirite) e coll'imbibizione di pirite nella fase postmetamorfa e discordante, mentre in quella precedente si avverte unicamente ilmenite e magnetite. All'emanazione idrotermale postmetamorfa si riconduce altresì la maggior abbondanza di giacimenti di minerali cristallizzati (fessure e geodi d'incrostazione, cfr. p. 595).

Per i derivati filoniani propriamente detti è indispensabile condurre una distinzione cronologica che fonda essenzialmente sulle condizioni di giacitura e sulla cristallinità dei componenti; oltre a ciò, anche gli influssi pneumatolitici-idrotermali che susseguono immediati riconferma la necessità di tale suddivisione. Essa concorda peraltro con le osservazioni analoghe nel territorio della zona di radice [vedi CORNELIUS (11), KÜNDIG (45), MITTELHOLZER (55), WANG (124)].

#### aa) Filoni autogeni premetamorfi

Sono costituiti da apliti e pegmatiti derivanti dalla scissione differenziativa propria del corpo granitico primitivo. L'unità del tipo granitico, la struttura panidiomorfa minuta nelle apliti e grossolana pseudoporfiroide nelle pegmatiti, si riafferma chiara nonostante la concordanza più o meno accentuata col verso di scistosità dello gneiss odierno. Sebbene distinti nel loro aspetto particolare di roccia filoniana, ambedue le specie accusano sempre influssi cataclastici dovuti alla rielaborazione metamorfica. Questa però non ha cancellato punto l'assetto originario, ma semplicemente coordinato la loro posizione esterna, distribuendoli in sciami più o meno paralleli, talvolta conservando loro la transizione primitiva in vene e lenti quarzifere. Sia nelle pegmatiti che nelle apliti la prevalenza potassica dà il tono generale del chimismo, tuttavia in seno alle

pegmatiti si distingue chiara la scissione albiclasica come stadio indipendente della frazione sodica di residuo (vedi sotto bb)).

#### bb) Filoni recenti postmetamorfici

Essi costituiscono una serie differenziativa estranea all'evoluzione propria dello Gn. Lev., figurandovi tuttavia inserita a titolo puramente accessorio.

Le apliti sono per lo più scarse e con la stessa facies granitica di tono potassico (Cresciano). Le formazioni pegmatitiche, caratteristiche della regione meridionale (cfr. p. 490), sono di gran lunga più importanti e frequenti; accanto alla prevalenza potassica mostrano una netta distinzione da quelle sodiche e l'assenza di cotettico ternario (quarzo, microclino, plagioclasio). Queste prerogative unite all'associazione mineralogica (abbondanza di feldispato alcalino, (microclino peritico) quarzo, miche, assenza di minerali quali zircone, spinelli, ecc...) confermano la cristallizzazione a una temperatura oscillante tra  $500^{\circ}$ — $750^{\circ}$  C. La causa dell'arricchimento potassico in tali pegmatiti granitiche postmetamorfiche può interpretarsi con E. SPENCER (102), come un effetto dell'immiscibilità (104, p. 104) dei residui magmatici sodici e potassici colla diminuzione di temperatura. Per questo si avrebbe la cristallizzazione posteriore della frazione sodica, che seguendo l'essoluzione analoga a quella potassica, condurrebbe allo stadio tardivo dei filoni albito-oligoclasici, spesso già in transizione ai fenomeni idrotermali. Ciò può applicarsi ai nostri dati di rilevamento (cfr. cap. I) senza la minima restrizione! I filoni albiclasici della Riviera integrano perfettamente la prevalenza potassica nel senso d'una scissione indipendente come quelli autogeni premetamorfici. Questo parallelismo rammenta molto facilmente l'analogia oggettiva del fenomeno di differenziazione anziché la modificazione endomorfa dell'unico derivato potassico e in due periodi d'evoluzione geologica abbastanza discosti!

A ciò si aggiunga la continuità omogenea di ciascuna specie filoniana nel suo decorso affiorante e ci si vedrà obbligati a riconoscere l'indipendenza delle due specie anche nel nostro territorio. Nel caso della serie postmetamorfica esse esprimono l'origine plutonica con l'immediata successione temporale (secrezione idrotermale) che protende in fase conclusiva al puro deposito di minerali a fessura. Tale processo di secrezione graduale si realizza nello Gneiss Leventina tanto in senso verticale che orizzontale. Il primo si concentra nel settore più meridionale (Claro-Cresciano-Lodrino), il se-

condo si estende invece a tutta la massa (da Claro a Rodi); si tratta di una vera e propria dispersione laterale:

La serie differenziativa filoniana postmetamorfa

Regione meridionale (Riviera)	Predominio delle fase pegmatitica. L'influsso pneumatolitico-idrotermale è locale e strettamente legato all' iniezione pegmatitica (secrezione verticale).
Regione centrale (Bassa Leventina)	Irradiazione idrotermale prevalente. Le pegmatiti sono in forte diminuzione, abbondano per contro le vene quarzifere e le alterazioni pneumatolitiche.
Regione settentrionale (Media Leventina) <sup>10)</sup>	Eventuali influssi telepneumatolitici, frammisti a secrezioni idrotermali durante il metamorfismo principale. I filoni rocciosi sono rarissimi.

Questo specchietto sintetizza lo svolgimento dei fenomeni nelle sue grandi linee e non esclude perciò la possibilità d'interferenza dei campi di azione. Per esempio non manca una rinnovata pulsazione pneumatolitica-idrotermale anche nella regione settentrionale (Polmengo-Cornone), la quale consuma per così dire l'ultima spinta tardoalpina (cfr. p. 582).

Di fronte a simile situazione vediamo allargarsi l'orizzonte e il significato della cosiddetta „iniezione di radice“. Anzitutto i rapporti di consanguineità delle pegmatiti postmetamorfe nello Gneiss Leventina con quelle sia a nord che a sud della linea di radice è ormai più che evidente. Le pegmatiti di Craveggia, di Olgiasca, per citare le più estreme (N-S), attestano l'unità genetica con queste della Riviera nel modo più esplicito. Mentre il tono alcalino dei feldspati oscilla in tutte a favore della preponderanza potassica (Olgiasca (10, p. 407) (86, 87, 88), Craveggia (74, p. 412), Cresciano, Lodrino (cfr. p. 492), l'identità specifica dei minerali secondari [berillo<sup>11)</sup>], gra-

<sup>10)</sup> In questa regione riesce oltremodo difficile una distinzione tra i giacimenti di minerali idrotermali dovuti alla dispersione laterale della serie suddetta e quelli analoghi provenienti dall'impregnazione locale di carattere parametamorfo. Ambedue risultano in parte separati e in parte affiancati in modo da non poterne tuttavia stabilire l'esatta successione.

<sup>11)</sup> L'affinità intrinseca del berillo di Cresciano con quello di Craveggia (104 a, p. 523) e di Olgiasca (10, p. 407; 21, p. 92) è più che sufficiente sia nei dati ottici che chimici. Rispetto al berillo della Bregaglia (110, p. 366) notiamo un maggior assorbimento sodico, nonché una riduzione del tenore ferrico per gli esemplari di Cresciano.

nato<sup>12)</sup>, tormalina<sup>13)</sup>] e di alcuni accessori rari [colombite, strüverite, tapiolite<sup>14)</sup>] riconferma l'indissolubilità più spiccata del legame originario. L'analogia si estende pure ai rapporti di giacitura, poichè i filoni d'Olgiasca giacciono in gneiss minuti a granato e staurotide (Zona Ia della Dinaridi, secondo G. MERLA (54, p. 4), cioè già nel („massiccio dei laghi“) a sud delle masse intrusive recenti (tonaliti della Valtellina e della Val Morobbia lungo la linea di radice), quelli di Craveggia per contro a nord della stessa linea (nello gneiss d'Antigorio e nel complesso di gneiss sovrastanti (74, p. 412). Quindi tutta la fase pegmatitica post-metamorfa a cui si riconducono simili affioramenti non solo è indipendente dalla zona di radice, ma abbraccia un'area d'imbibizione ben più vasta che la semplice zona di raddrizzamento (linea insubrica o del Tonale).

Tenendo conto dei confronti stabiliti da H. CORNELIUS (11) e MITTELHOLZER (55), e delle recenti osservazioni di H. S. WANG nella zona di radice nonchè dello studio di BÄCHLIN sulla regione meridionale attigua (Ceneri) possiamo rilevare come nel fronte settentrionale dell'intrusione filoniana vengono arrecati tantalati e niobati, mentre in quello centrale e meridionale i fosfati, gli arseniati, i solfuri e i minerali radioattivi siano più frequenti<sup>15)</sup>.

La serie dei filoni pegmatitici postmetamorfi nello Gneiss Leventina<sup>16)</sup> costituisce adunque un'iniezione posteriore, prettamente indipendente dall'evoluzione genetica propria (= metamorfismo di roccia magmatica); di qui la caducità delle asserzioni del RÜGER (cfr. p. 655) in piena contraddizione colle osservazioni tangibili della natura. Pure E. KÜNDIG stabilisce l'esistenza di una fase pegmati-

<sup>12)</sup> L'analogia delle miscele ternarie e quaternarie nel granato d'Olgiasca, Craveggia e Cresciano è altresì soddisfacente. Il contributo ferro-manganesifero è preponderante sia ad Olgiasca (19, p. 7) che a Cresciano (cfr. p. 494) e si sposta a favore della spessartina ferrifera a Olgiasca (loc. cit.) e a Craveggia (104 a, p. 522).

<sup>13)</sup> La pertinenza della tormalina di Olgiasca e Cresciano alla stessa miscela drawite-schorlite con una percentuale ferro-magnesiaca quasi identica è confermata sia dalle analisi chimiche (cfr. p. 496; 10, p. 414) sia dall'ottima coincidenza del potere birifrattivo ( $A = 0,024$ ) e dagli altri caratteri microscopici.

<sup>14)</sup> Le relazioni di consanguineità fra la strüverite di Craveggia e la tapiolite di Cresciano furono già discusse (8, p. 449).

<sup>15)</sup> Ciò sempre in base ai dati sinora pubblicati.

<sup>16)</sup> A tale sistema si riconnettono senza dubbio gli esemplari citati dal PREISWERK nella Val Drosina superiore (78, p. 360) e (81, p. 35) e quelli da noi rintracciati nella copertura meridionale Pg, nella Val Drosina inferiore (cfr. p. 542).

tica „recente“ (nel senso di postmetamorfa) nella regione tra la Val Calanca e la Mesolcina; però non possiamo accettare l'affermazione secondo cui le predette pegmatiti siano „legate a complessi stratificati con forte immersione (40° e oltre“ (45, p. 65) giacchè se si ammette l'unità della fase pegmatitica „recente“ (postmetamorfa) come un fatto reale, si deve riconoscerne l'infiltrazione anche in „complessi“ orizzontali (Riviera!). Notiamo infine come la successione delle due tendenze alcaline (sodica e potassica) avvertita già nel nostro territorio si rispecchi in tutto l'ambito dell'iniezione pegmatitica (Valle della Madonna (83, p. 10), Tenero (124, p. 154) e ciò riassoda nuovamente l'unità del fenomeno. In quanto alle relazioni vicendevoli delle due specie non rintracciammo finora intersezioni visibili che confermino l'indipendenza individuale di ciascuna; tuttavia nei dati registrati non v'è alcuno che si opponga a simile interpretazione postulata dallo SPENCER (104, p. 104).

Nel territorio dello Gneiss Leventina i filoni sodici postmetamorfici escludono poi qualsiasi possibilità di modificazione endomorfa. In quanto alla posizione particolare degli *essudati* isterogenetici (infine una forma di autopegmatiti) rimandiamo al paragrafo precedente (cfr. p. 661). Qui osserviamo soltanto come essi figurino nettamente anteriori alla fase pegmatitica postmetamorfa, essendo intersecati da questi emissari. Ciò ripete di nuovo l'assenza di un'iniezione parallela al metamorfismo della massa gneiss-granitica per opera di detti filoni come vorrebbe l'ipotesi di L. RÜGER (cfr. p. 655) e viceversa ne precisa la distinzione fondamentale sia nell'ordine genetico che cronologico. L'età delle pegmatiti, e in genere dei differenziati è discussa alla fine, assieme all'intero complesso (v. p. 696).

L'assenza di derivati basici (lamprofirici) è specifica e tipica per tutto il territorio dello Gneiss Leventina.

### *γ) Le intercalazioni*

Ci riferiamo a quelle categorie di rocce distinte come tali nella descrizione del capitolo primo, tralasciando di considerare le specie attribuite da altri autori.

#### *a) Intercalazioni micascistose*

I piccoli nuclei d'arricchimento biotitico, spesso scistosi o con granulosità minuta riflettono l'assetto primario di concentrazioni sporadiche e secondarie, comuni ad ogni massa intrusiva granitica (cfr. p. 550). Solo il loro aspetto scistoso e talora assai metamorfo ci consente di radunarle costì, assieme a gruppi d'origine diversa.



I banchi di gneiss micacei laminari (oltremodo scistosi e talvolta con accenti milonitici), e tipici in tutta la Riviera (regione meridionale) ammettono in base al loro chimismo un'alternativa nell'interpretazione della loro genesi (cfr. p. 608). A prescindere dall'esistenza di diversi orizzonti a quote successive (a pena rintracciabili), resta incontestabile la continuità dell'orizzonte centrale, che si estende all'altitudine di circa 650—700 m. nella Riviera media superiore, e si abbassa necessariamente a 350—400 m. nei pressi di Mòleno-Claro. Le propaggini lenticolari difficilmente perseguibili sono distribuite in ambedue i versanti e mostrano lievi variazioni sia nella composizione mineralogica che nell'assetto strutturale. Per gli esemplari di Mòleno (p. 481), della Val d'Iragna (p. 521), di Caverio e Biasca (p. 523 e 482) possiamo ritenere giustificata l'origine eruttiva della roccia primaria in base: 1. all'identità del feldispato alcalino e del plagioclasio con quelli della roccia includente; 2. al forte tenore albitico e muscovitico; 3. ai rapporti strutturali chiaramente deformati dalla ricristallizzazione in regime milonitico. In alcuni casi la diminuzione parziale di flogopite induce all'ipotesi infondata di „quarziti“; in altri si manifesta una sollecitazione paracristallina quasi come fase di distensione. Tutto ciò non menoma il carattere di rocce micacee generate dallo scorrimento di masse potenti per effetto di intensità deformativa accentuata e sottoposta a ricristallizzazione simultanea. E' quindi più che naturale riscontrare afflussi e deflussi sostanziali assai tipici per un dinamometamorfismo intensificato. Ora l'intercalazione di Caurì (Cresciano, esemplari analizzati cfr. p. 608) fa parte di un orizzonte sia pure analogo a questo centrale, ma della stessa natura litologica, per cui non possiamo esimerci d'ammettere per essa la medesima origine. In altre parole, le intercalazioni suddette provengono tutte dallo stiramento dislocativo di potenti masse gneiss granitiche le une sulle altre („Gleitbretter“), sono quindi un prodotto dell'attrito radente<sup>17)</sup> parametamorfico.

In effetti la presenza sporadica di sillimanite e distene in un solo esemplare della stessa intercalazione non è sufficiente per la deduzione dell'origine sedimentaria, ma dobbiamo attribuirle ad una scarsità locale del tenore potassico necessario per la saturazione del-

---

<sup>17)</sup> Ricordiamo l'interpretazione di H. SCHARDT sulle intercalazioni analoghe nello gneiss Antigorio (93, p. 119): „Le intercalazioni micacee e le distese basiche si spiegano con la tendenza dei materiali della stessa natura ad accumularsi durante la cristallizzazione.“ Come si vede, la pertinenza primaria figura assoluta.



l'allumina, giacchè non è coincidenza casuale che proprio in questo esemplare l'afflusso magnesiaco durante la metamorfosi raggiunga il massimo valore sinora registrato (cfr. p. 610). Tale incremento è di certo legato agli spostamenti d'equilibrio possibili alle condizioni catazonali necessarie per la formazione della sillimanite; queste poi poterono sussistere solo in simili zone di estremo scorrimento parametamorfo. E infine la presenza di vene quarzifere (molto probabilmente ricche d'albite) concordanti e abbastanza potenti nel centro dell'intercalazione, ci permette d'arguire uno stadio di maggior solubilità all'atto della ricristallizzazione, poichè in esse oltre a regnare la stessa struttura e tessitura scistosa, proprie dello gneiss micaceo, riappaiono le squamette sottilissime di flogopite e muscovite rigenerate simultaneamente. Il divario tipico dei due saggi analizzati dimostra appunto l'ampia e facile variabilità delle migrazioni interne durante la metamorfosi dislocativa. E' certo che se per ogni intercalazione si fosse analizzato un maggior numero di saggi (prelevati a breve distanza l'uno dall'altro e sino alle zone di immediato contatto con la roccia includente), si potrebbe identificare più esattamente l'ambito delle concentrazioni sostanziali, e in certo modo le traiettorie di afflusso e deflusso, si potrebbe stabilire insomma il senso della migrazione.

Per ora, riconosciuta la genesi dinamometamorfa di simili intercalazioni, dobbiamo ritenere l'elevato tenore magnesiaco come il prodotto della rigenerazione „ex novo“ delle parti rimaneggiate dello gneiss granitico (II); l'ipotesi di una zolla sedimentaria coinvolta durante una fase di corrugamento interno della massa gneiss-granitica non regge di fronte ai dati chimici e mineralogici (assenza di calcio in caso di deposito marnoso-dolomitico, sovrabbondanza di magnesio in caso d'argilloscisti). Anzi quest'ultima ipotesi sarebbe in piena opposizione con le osservazioni naturali non solo di questo affioramento di Cauri-Cresciano (dove non appare la minima traccia di contatto metamorfico o d'iniezione esogena) ma di tutti gli altri abbastanza frequenti ed univoci. Nell'intercalazione di Caverio (sopra Biasca) affiorano gli stessi elementi rocciosi con segni ancor più evidenti dell'intensità sintettonica (vedi schizzo p. 520) e in più ci fu possibili ritrovare pure una piccola zolla dovuta a metamorfosi di contatto (cfr. p. 523) ma nettamente distinta e sporadica nel suo involucro di biotite e di venette d'iniezione. Colà dovette sussistere assieme alla maggior plasticità una maggior solubilità capace di alimentare le vie d'afflusso rivelantisi oggidì come venette esili e contorte, spesso strozzate o terminanti in agglomera-

menti ovoidi (ristagno e ricristallizzazione immediata delle soluzioni circolanti). A questa maggiore intensità metamorfica s'accorda perfettamente anche la ricristallizzazione totale dello gneiss porfiroide (III\*) includente. Dunque siamo dinanzi ad un complesso unitario di fenomeni connessi direttamente alla condensazione dei movimenti orogenetici all'atto della rigenerazione generale.

Il medesimo carattere dinamometamorfo evade dalle intercalazioni micascistose della Bassa Leventina (regione centrale). Costì la muscovite e la flogopite sono sostituite da una sovrabbondanza spiccata, talora persino prevalenza assoluta di una biotite verde come clorite, in un fitto intreccio fibroso in cui fa capolino il feldispato alcalino e il plagioclasio nell'abito consueto. La presenza di piccoli nuclei di distene, ripete evidentemente gli stessi fenomeni di Cauri-Cresciano, onde non esitiamo ad estendere pure a queste rocce la genesi predetta. La diversità dello gneiss includente, la maggior sollecitazione tangenziale, nello stesso tempo piccole lacune di distensione tettonica spiegano l'agglobamento caratteristico di lenti gneiss-granitiche (Pollegio, cfr. p. 549) in simili intercalazioni; non è poi escluso che sin da principio l'arricchimento micaceo abbia favorito lo sviluppo di simili orizzonti durante la metamorfosi. Anche le intercalazioni superiori nei settori di contatto riproducono con maggior evidenza la funzione di scorrimento, accentuato dalla prossimità del carreggiamento sovrastante. (Sasso di Pollegio-Val-lone di Bodio-Piastra di Sobrio.)

Nel settore interno della Leventina media (reg. settentrionale) le intercalazioni secondarie sono scarse e minute; esse riproducono in tutto la consanguineità primaria della roccia includente (IIIb, VI). Nei settori di contatto (sia della Biaschina (Anzonico-Calpiogna) sia nel lobo nord-occidentale di Chironico-Piottino) risulta evidente tanto dai rapporti di giacitura quanto dalla qualità e dall'associazione dei componenti, la netta pertinenza a zolle sedimentarie immerse e riassorbite durante l'intrusione primaria e quindi rielaborate dal dinamometamorfismo alpino.

Carattere particolare assumono le intercalazioni micascistose e basiche situate sul tetto dello Gn. Leventina nella zona d'immersione orientale nei pressi di Biasca-Frodalunga (Ganna di Crenone). La serie di rocce (cfr. p. 515) ivi presenti costituiscono un'inserzione realmente estranea alla massa gneiss-granitica, avvenuta in uno stadio premetamorfo (= predislocativo).

L'intreccio ora regolare ora tortuoso e turbolento addita un chiaro rifacimento metamorfo senza accenti spiccati da sollecitazione tettonica straordinaria, anzi la concomitanza di univoci gneiss d'iniezione successivamente metamorfosati rileva il carattere primario della mescolanza. Le zolle di relitto, le lenti anfiboliche, gli gneiss d'alumosilicati tipici, le lenti di calcefiro, la regolarità e la frequenza dell'intarsio dimostrano lo stadio avanzato della metamorfosi, nelle cui forme strutturali si riconoscono ancora accenti di fusione parziale, quindi se vuolsi, di una migmatizzazione. Il carattere premetamorfo di tali indizi evade direttamente dai dati microscopici (cfr. p. 516) e indirettamente dalla continuità del metamorfismo verso lo Gn. Lev. In nessun punto si osservano transizioni graduali dallo gneiss granitico alla roccia parascistosa, e tanto meno un'affievolirsi della cristallinità interna, ma ambedue le specie riportano l'unità e l'identità del medesimo fenomeno metamorfico.

Sono zolle del tetto primitivo del corpo intrusivo non ancora interamente assimilate da questo prima della metamorfosi. Perciò si può ammettere l'esistenza di uno stadio locale migmatico, ad ogni modo premetamorfo<sup>18)</sup>.

Questo complesso d'intercalazioni è forse collegato geneticamente con il calcefiro di contatto ai Grotti di Biasca, con gli gneiss granatiferi del contatto superiore (Frodalunga-Valle Scura); qui però l'impronta tettonica si dimostra più profonda di guisa che il carattere iniziale scompare sotto l'aspetto del limite tettonico.

Pure l'intercalazione centrale di Chironico-Faido-Piotino riveste un'importanza caratteristica, dimezzando il fianco occidentale dello Gn. Lev. nella regione settentrionale. Sia dal saggio analizzato e discusso (cfr. p. 637), sia della continuità immediata della coltre Ps dell'intera massa leventinese emerge senz'altro l'affinità genetica primaria, cioè l'origine sedimentogena. Essa corrisponde a un elemento sinclinale coinvolto sul fianco occidentale della culminazione granitica e poscia metamorfosato nell'orogenesi alpina. Nel suo cuneo più settentrionale (Polmengo) le rocce miste (meta-gneiss, gneiss d'iniezione) attestano la funzione d'assorbimento primario, e d'altra parte ciò ben s'accorda con la contaminazione in zolle locali di paragneiss e parascisti dispersi in tutto il lobo del

---

<sup>18)</sup> Qui si verifica quanto accenna il Prof. G. B. DAL PIAZ nei riguardi degli ortogneiss (cfr. p. 656); si noti tuttavia la cerchia affatto locale di tale fenomeno e specialmente il suo carattere accessorio nella genesi dello Gn. Leventina (vedi sotto p. 689).

Piottino. Anzi, questi si possono appunto interpretare come le propaggini più intense di questa inserzione primaria. La facies dinamometamorfa successiva non manca di rivelare tracce di intenso carreggiamento, in parte sincrono e in parte posteriore; la forte laminazione all'inizio denota assieme alla riduzione della potenza uno stiramento altresì profondo e veemente.

b) Intercalazioni basiche (plagioclasio-anfiboliche)

Simili masse estranee all'unità fondamentale dello gneiss granitico si limitano al settore interno della Riviera inferiore (Claro-Osogna). L'estensione assai mediocre (cfr. p. 483) è associata alla scarsità degli affioramenti e ne fa risaltare il carattere accessorio. La forma lenticolare con cui tali gneiss plagioclasio-biotitici-anfibolici si inseriscono nelle zone di passaggio, avverte una discontinuità premetamorfa spiccata che si riproduce anche nella variazione interna. La prevalenza del plagioclasio medio e basico accompagnato da abbondante attinolite-ferrotremolite (talora pure da granato) non è sufficiente per ammetterne l'origine sedimentaria, e infine mancano i fenomeni corrispondenti di contatto (sia pur modificati) per sostenere un assorbimento premetamorfo. Il tenore silicico è scarso e perciò la possibilità di origine „para“ (come accennano le conclusioni di E. KÜNDIG (45, p. 38) per rocce affini) sembra assai improbabile<sup>19</sup>). Se si tratti di relitti gabbroidi trasformati, risulta pure incerto, poichè mancano i fenomeni di transizione legati a simili circostanze (serpentinizzazione, nuclei di talco-clorite-tremolite, ecc.). L'origine sembra da riferirsi alla ripartizione dell'alluminato di calcio nell'anfibolo e nel plagioclasio in seno all'inclusione primaria nel granito premetamorfo, da cui venne intrisa e modificata. La rielaborazione dinamometamorfa fu mesozonale, e risparmiò quindi la scissione del plagioclasio in epidoto, albite e zoisite; soltanto gli influssi pneumatolitici-idrotermali della fase pegmatitica post-metamorfa provocarono secrezioni locali d'epidoto e clorite.

La ricristallizzazione completa non accenna in nessun punto osservato a fenomeni d'iniezione o d'imbibizione qualsivoglia para- o post-metamorfa. La presenza di un aplite premetamorfa concordante col verso di scistosità di tali rocce anfiboliche (a monte d'Osogna) denota un'intrusione indipendente e in origine discordante dal complesso basico. Essa riafferma l'antecedenza dell'intercalazione all'intrusione

---

<sup>19</sup>) Anche l'assenza di passaggi a rocce ricche di quarzo oppure a rocce che immettono a para-anfiboliti aumenta l'incertezza di una simile attribuzione.

filoniana premetamorfa e il rifacimento simultaneo d'ambedue. Con ciò si riassoda l'esistenza primaria di tali intercalazioni, indipendenti nella loro origine dal metamorfismo alpino. Il fatto di ritrovare un'assise superiore di gneiss occhiadino a doppia mica, ricoperto da banchi di gneiss biotitico-anfibolici di tono quarzo-dioritico, talora avvolgenti lenti di Gn. Lev. porfiroide (III), addita un complesso primario legato alla massa principale delle anfiboliti nel medesimo ordine evolutivo. La struttura di qualsiasi specie rocciosa esclude nel modo più esplicito accenni di iniezione o fusione e rispecchia un metamorfismo analogo a quello dello Gn. Lev. incassante (II e I).

La variazione generale delle anfiboliti (in parte listate) è ben mediocre e pure l'assenza di qualsiasi forma o sostanza di relitto, di qualsiasi copertura micascistosa sedimentogena, le caratterizza chiaramente come orto-anfiboliti (cfr. KÜNDIG, 45, p. 41). Esse costituiscono una massa interamente amalgamata già prima della metamorfosi alpina, durante questa subì un rifacimento successivo, deformandosi parzialmente (pieghettamento paracristallino) in analogia alla maggior plasticità dei banchi gneissici di II sovrastanti altresì con brillante tessitura fluidale (cfr. p. 487).

In generale queste intercalazioni della bassa Riviera differiscono da qualsiasi altro tipo di anfiboliti o gneiss plagioclasio-anfibolici sparsi nei settori di contatto (Val di Censo, Benso, Frodalunga, Biasca-Loderio).

#### *δ) La copertura meridionale dello Gneiss Leventina*

Le conclusioni litologiche a cui giunge la descrizione di tali settori (cfr. p. 532 e 540) s'accordano coi dati di E. KÜNDIG (Val Calanca) e di E. STRASSER (Visagno) per quanto riguarda il complesso di transizione sul versante orientale; riguardo invece al versante occidentale le nostre ricerche stabiliscono l'esistenza di una zona analoga di transizione (Pg) nettamente distinta sia dallo Gneiss Leventina che dallo Gneiss Verzasca sovrastante.

Le „zone miste“ (KÜNDIG, 45, p. 70) orientali comprendono gli elementi già descritti (paragneiss micacei, anfiboliti, gneiss quarzo-muscovitici) e dimostrano nel territorio da noi rilevato una perfetta facies di metamorfosi dislocativa mesozonale, esente nel modo più assoluto da apporti endogeni (iniezione, impregnazione, imbibizione) durante tale periodo di rigenerazione. Il carattere predominante è quello d'una alternazione successiva degli elementi sedimentogeni (eccettuata qualche scarsa orto-anfibolite) con i banchi d'ortogneiss del tetto leventinese (Ia, V). Simile intreccio assume

forme di plasticità spiccata nel settore frontale (sopra Cresciano), dileguandosi poi in nastri sottili, in lenti strozzate, chiaramente sollecitate dall'azione sintettonica; la scomporsa definitiva è legata all'affievolirsi della varietà di copertura V (a favore di III) e riafferma così la congruenza dell'intero complesso con la massa Leventina. I limiti di passaggio sia alla base (Leventina) che al tetto (Simano) avvertono una continuità regolare priva di zone di disturbo tangenziale (laminazione, scivolamento, ecc...); queste iniziano soltanto sul tetto del fronte anzidetto, e si protraggono verso nord con diversi intervalli di tregua.

Anche la „serie occidentale Pg“ sottolinea con tratti ancor più nitidi simili rapporti verso le masse incassanti. Essa si distingue per forte riduzione (talora assenza) dell'elemento anfibolitico compensata dal predominio di paragneiss biotitici tabulari o plagioclasici e scistosi, nonchè per la presenza di zone d'iniezione premetamorfa (Val Drosina) e di altre rocce polimetamorfe.

La cristallinità metamorfa attesta il medesimo stile di tutta la bassa Riviera e specialmente le rocce caratteristiche della Val di Lodrino (cfr. p. 536) ne affermano forti analogie genetiche. Ad esempio lo gneiss plagioclasio-antofillitico (sommità della serie, Pianaso), lo gneiss micaceo sillimanitico-distenifero (tra Bergnauri e Pianaso) rievocano fenomeni di metamorfismo assai affini a quelli delle intercalazioni micascistose di Cauri-Cresciano (cfr. p. 512), e in realtà assumono anch'essi la funzione intermedia fra le masse potenti della Leventina e della Verzasca.

Studiando le anfiboliti antofillitiche della zona di Bellinzona e in genere la formazione dell'antofillite H. S. WANG (124, p. 62) rileva come caratteristica chimica delle rocce contenenti questo minerale un valore elevato per mg e uno basso per c — ora, secondo l'autore per spiegare ciò sono plausibili ambedue le possibilità di differenziazione primaria o di apporto magnesiacco posteriore (d'iniezione pneumatolitica). Nel nostro caso, pur non disponendo d'analisi chimica, possiamo ovviare entrambe le ipotesi, postulando l'arricchimento magnesiacco „in situ“ [E ciò s'accorda con la diagnosi ottica (in base ai diagrammi di A. N. WINCHELL) (cfr. p. 536) da cui l'antofillite risulta abbastanza magnesifera]. L'antofillite sì abbondante nella roccia è da interpretarsi come una migrazione tipica di dinamometamorfismo in zone di forte sollecitazione simultanea, in piena analogia con le intercalazioni flogopitiche di Cresciano. E' infatti notevole l'assenza di biotite e d'altre miche e la prevalenza dell'oligoclasio intermedio, la formazione di lenti schiacciate e avvolte negli



gneiss biotici laminati e stirati, l'assenza indubbia di qualsiasi iniezione, di guisa che la rigenerazione dislocativa si presenta come un fattore essenziale; d'altra parte la tesi di una zolla vagante differenziativa fra i paragneiss manca di qualsiasi fondamento nel nostro caso e la possibilità di un apporto esterno risulta altresì inesistente.

Allo stesso modo possiamo ricostruire la genesi degli gneiss sillimanitici — disteniferi come un prodotto di condizioni di stabilità anormali per la mesozona e plausibili solo a circostanze di intensa sollecitazione sintettonica, giacchè tutta questa serie Pg assorbe appunto il primo impeto tangenziale fra le due masse suddette. Tutto ciò concorre a chiarire giustamente la natura del metamorfismo non solo nella regione meridionale dello Gneiss Leventina, ma in generale nell'ambito settentrionale della zona di radice; questi due esempi riassodano in più l'intensità dei fenomeni metamorfici in determinati orizzonti di movimento.

Verso lo Gneiss Leventina questa serie Pg dimostra un maggior attaccamento sia per i banchi ch'esso ospita (cfr. p. 538-40) sia per l'assenza di un limite tettonico; per contro la distinzione verso la massa superiore (=Gneiss Verzasca) è contrassegnata da un orizzonte continuo di miloniti para- e postalpine che si protraggono sin dall'emersione (a sud di Preonzo) verso la bassa Leventina. All'estinguersi della serie Pg (tra Lodrino e Iragna) il regime milonitico passa automaticamente allo Gneiss Verzasca, deformando lievemente la base leventinese (cfr. p. 539). In tal modo il limite tettonico di primo ordine (sovrapposto a quello litologico) chiaro ed esplicito lungo tutta la base dello Gneiss Verzasca (sensu lato) e sulla copertura Pg e sul dorso leventinese, rinsalda la nostra attribuzione del complesso Pg alla coltre sedimentogena dello Gneiss Leventina meridionale (vedi p. 540 e 532).

L'affinità litologica della serie Pg con le „zone miste“ del versante orientale non concorda in ogni dettaglio, ma nella sua unità globale riproduce tanto i medesimi rapporti di giacitura premetamorfa ed attuale quando la stessa evoluzione. Non è quindi arriachiato estendere il medesimo carattere geologico ad entrambi, trattandosi di elementi sinclinali, addì sedimentari e di cui è plausibile accettare la diversità iniziale della loro facies premetamorfa. Ciò non appare vano quando si pensi alla funzione della massa leventinese nella geosinclinale pennidica, come spartiacque di due bacini analoghi (culminazione ticinese). In generale le rocce di questa serie riflettono chiaramente il carattere sedimentogeno nella quantità e nella qualità dei componenti principali, nell'assetto strutturale e tessiturale;



talune portano tracce d'iniezione premetamorfa e di contatti altresì antecedenti alla fase dislocativa-orogenetica. Un tratto fondamentale di tutti gli elementi che la costituiscono è la distinzione nitidissima d'ogni singola assise, per quanto sottile ed esile e per quanto complicato possa essere l'intreccio vicendevole; l'omogeneità individuale appare oltremodo spiccata e priva di tracce residuali di qualsiasi specie.

Riguardo all'unità superiore di contatto (= *Gneiss Verzasca*, Vz) si vide già l'intimo rapporto di consanguineità che la lega alla massa Leventina (cfr. cap. secondo, p. 642); qui completiamo l'identità chimica con i dati microscopici e geologici osservati in alcuni saggi di diverse località, abbastanza lontane dal nostro territorio <sup>20</sup>).

La composizione mineralogica corrispondente alla denominazione di gneiss granodioritico o gneiss granito-plagioclasico dimostra la perfetta analogia e quasi identità alle varietà trondhjemitiche leventinesi (I, II), si distingue però nella scistosità più spiccata e in genere nella tessitura parallela, che favoriscono la segmentazione regolare in lastre parallelepipediche. Il feldispato alcalino figura in ambedue i tipi da noi distinti, cioè pertitico (sic!) e porfiroide con graticcio spiccato, e dal breve sguardo nei tipi più conosciuti non sarebbe escluso avanzare l'ipotesi d'una maggior variabilità feldispatica, in maniera da ritrovare la distinzione tipica leventinese pure nel complesso Verzasca. Ciò potrà decidere soltanto un rilevamento dettagliato di quel territorio, per ora ci basti constatare che l'identità chimica e mineralogica delle varietà esaminate con quelle della Riviera affermano un'unità genetica primaria e metamorfa distinguendosi solo nella tessitura spiccatamente scistosa e tabulare (simile a quella di V).

In quanto alla „radice comune“ delle masse Verzasca e Leventina asserita dal PREISWERK (cfr. p. 642) dobbiamo aggiungere che questa potè sussistere prima dell'orogenesi alpina o fors'anco ercinica, o esiste tuttora ma in profondità inaccessibili. Da tutto quanto precede insistiamo a sottolineare la netta e chiara separazione attuale e tangibile dello gneiss Verzasca dallo Gneiss Leventina proprio nella regione della loro immersione meridionale, cioè a nord della zona delle radici (cfr. tav. VI\*).

<sup>20</sup>) Ci riferiamo alle sezioni sottili gentilmente concesse dal Sig. Dott. F. DE QUERVAIN, eseguite su esemplari provenienti da: La Motta, Brione Verzasca, San Bartolomeo, Val d'Osola, Lavertezzo; infine alla descrizione originale di H. PREISWERK (81, p. 47—48).

Oltre che da questi elementi periferici la cupola meridionale dello Gneiss granitico Leventina si distingue per la presenza di un orizzonte intermedio fra Ia e V (cfr. cap. primo, p. 507—509) che immette sul fianco orientale ad un'intercalazione sedimentaria, situata nella posizione raddrizzata (Val del Molino) e trasformata pure da un contatto esogeno.

Lo gneiss biotitico granulare fine che intercede a più riprese è da considerarsi come un prodotto della discontinuità primaria, che caratterizza peraltro il chimismo alcaliplitico della varietà V di copertura, di fronte alle varietà si-oligoclasiche e trondhjemitiche del settore interno. La sua esistenza odierna in banchi sottilissimi e ben distinti riconferma vieppiù la natura del metamorfismo sincrono alle fasi di ripiegamento alpino.

L'intercalazione di contatto estendentesi sul medesimo orizzonte di discontinuità interna nello Gneiss Leventina, è costituita da un banco sedimentario calcareo-dolomitico metamorfosato dall'infiltrazione pegmatitica con effetti di puro contatto termico. Tutto il complesso sedimentario figura internamente trasformato anche laddove la pegmatite appare nella sua schietta forma filoniana e ben delimitata. E' caratteristica la scarsità dei minerali di contatto quali anortite e scapolite; essa addita un rifacimento avanzato e non solo marginale, quasi di riparo per la massa nucleare del sedimento colpito (cfr. 55, p. 58). L'abbondanza dell'attinolite e della biotite in individui grossolani propri delle rocce marginali in contatto con gli gneiss biotitico-plagioclasici lascia ammettere la possibilità di lenti di serpentina o peridotite come roccia premetamorfa costituendo una concentrazione esplicita di sostanze melanocrate. D'altronde questa potrebbe provenire anche dal disfacimento di un banco marmoreo con la relativa neoformazione di diopside e di quarzo libero. La calcite ivi sciolta e non utilizzata per l'anortite e la scapolite avrebbe quindi influito sulla basicità del plagioclasio oppure sulla paragenesi di granato-gelenite onde formare granato e quarzo. Il granato riscontrato è infatti un'essonite tipica, secrezionata molto probabilmente da marne calcari, e la granatite a diopside e vesuviana rappresenta appunto il prodotto dell'apporto di  $\text{SiO}_2$  e dell'emissione di  $\text{CO}_2$  all'atto dell'arricchimento di Mg (le marne dolomitiche fornirebbero gli edotti necessari per la vesuviana). La presenza dell'epidoto, della zoisite e della clinozoisite nonchè di tracce di bissolite (119, p. 59) stanno poi ad indicare le trasformazioni del granato sotto l'influsso termico e idrolitico, tuttavia sincrono al metamorfismo generale, poichè non vi sono cenni sicuri di pseudomorfosi ul-

teriore. Ciò corrisponderebbe al rilassamento del contatto termico a condizioni di stabilità catazonale verso quelle proprie della mesozona (cfr. NIGGLI, 27, p. 396).

In generale possiamo ritenere che la roccia premetamorfa non poteva essere un marmo puro, ma una roccia calcare con elevato tenore magnesiaco. La possibilità poi di relitti basico-femici non è esclusa per le zone marginali dell'intercalazione. La concordanza delle pegmatiti con il verso di scistosità dei diversi calcefiri non induce punto ad ammetterle in uno stadio premetamorfo, ciò sarebbe in pieno contrasto coll'idiomorfia spiccata dei componenti (indenni da qualsiasi rigenerazione e affatto identici a quelli delle pegmatiti postmetamorfiche), infine colla fase pneumatolitica idrotermale che si avanza sui fianchi esterni dell'intercalazione (cfr. p. 509) come influsso secondario connesso al contatto delle pegmatiti, ma posteriore a questo.

L'intercalazione rappresenta dunque una zolla sedimentaria enallogena primaria, metamorfosata in parte all'atto dell'inclusione iniziale e poscia dall'iniezione pegmatitica postmetamorfica<sup>21</sup>). E' poi ovvio che la composizione mineralogica del filone iniettante si sia variata nel senso già descritto (cfr. p. 509); a questi fenomeni di rigenerazione pressochè catazonale si deve attribuire l'eliminazione degli eventuali componenti secondari (berillo, granato, tormalina), quanto lo spostamento d'equilibrio sufficiente per modificare il rapporto cotettico del feldispato alcalino e render possibile la secrezione grafica del quarzo.

Concludendo, l'associazione dei minerali tipici della catazona provocati dall'intrusione di pegmatiti prive di rielaborazione metamorfa, conferma un contatto postmetamorfo, sovrapposto alla trasformazione primaria del complesso sedimentario in calcefiro e paragneiss; il tutto costituisce un'intercalazione della zona periferica dello Gneiss Leventina, per nulla deformata o utilizzata da assestamenti tettonici.

Da tutto ciò evade chiaramente come l'intera copertura meridionale dello Gn. Lev. stabilisca un limite abbastanza nitido e sicuro rispetto alle unità superiori dei ricoprimenti pennidici; la sua evoluzione è in pieno accordo con l'ordine trasformativo del nucleo leventinese.

<sup>21</sup>) Ricordiamo come E. STRASSER (117, p. 37) ritenga tale zolla sedimentaria d'età liasico-triadica e riconduca la trasformazione in calcefiri, „fels“ e cornubianiti al solo contatto termico delle pegmatiti recenti, cioè postalpina. Ma allora come si spiega la sua posizione tra due masse gneiss granitiche totalmente ricristallizzate (I e V), senza ammettere una fase di metamorfosi antecedente a quella di puro contatto postmetamorfo?

## 2. L'IPOTESI MIGMATICA

Resta ancora da considerarsi il quesito, se lo stato attuale delle varietà di Gn. Lev. e delle rocce limitrofe o consanguinee sia effettivamente il prodotto di una ricristallizzazione sul posto, accompagnata da migrazione temporanea di soluzioni durante l'orogenesi alpina, oppure il risultato del processo di una migmatizzazione nel senso avanzato da alcune concezioni odierne.

Allorchè noi poniamo la domanda se lo Gn. Lev. rappresenti una roccia migmatica recente, noi pensiamo anzitutto all'evoluzione delineata da M. REINHARD (cfr. 85) cioè che lo Gneiss Leventina abbia ricevuto il suo carattere granitico-quarzodioritico attraverso alla rifusione di altre rocce durante il periodo orogenetico alpino (cfr. p. 655), e che quindi la cristallizzazione in questi ricoprimenti pennidici corrisponda alla cristallizzazione vera e propria di un „fronte migmatico“.

Nello stesso tempo vogliamo però prevenire che tanto l'intensa iniezione quanto l'irradiazione delle vene che si dipartono da un focolare magmatico verso la roccia attigua causandovi fenomeni di lieve assimilazione (il tutto è ormai ben notorio) non giustificano ancora il concetto di „migma“. In merito a ciò noi ci atteniamo alla delimitazione proposta da P. NIGGLI, il quale afferma esplicitamente (65, p. 3): „Nello spazio di trasformazione delle rocce metamorfe deve aver dominato in ogni tempo lo stato solido cristallino. Tuttavia vi possono esser dei casi in cui tale spazio di trasformazione sia stato costituito per metà da fluido di rifusione e per metà da relitto. Se ora la neocristallizzazione subentra senza separazione, si può parlare d'una „ultrametamorfosi“ oppure d'una fusione incompleta e sarebbe meritorio limitare il concetto di „migma“ e „migmatiti“ a simili casi; essi immettono dal metamorfismo comune alla neoformazione del magma.“ (65, p. 3—4) <sup>22</sup>).

Il caso opposto è quello di una metamorfosi normale cui partecipa la migrazione di sostanze liquide pur conservando nell'insieme dei complessi il carattere di stato solido e cristallino (cfr. definizione già citata a p. 662). Infatti la migrazione delle soluzioni può sempre essere più o meno intensa come nel caso della nostra regione meridionale (v. p. 659). Ora, se questa concezione è giusta, e se si astrae da eccezioni locali, il chimismo della roccia dovrebbe mantenersi

---

<sup>22</sup>) E più sotto precisa: „Es muss also zugleich der Nachweis geliefert werden, dass bereits das Feste reliktsicher Natur war und nicht eine Frühkristallisation des gleichen Schmelzflusses“ (65, p. 4).

per lo più costante, cioè lo Gneiss Leventina (*sensu stricto*) farebbe parte di rocce intrusive prealpine.

Secondo l'ipotesi di REINHARD invece, lo Gneiss Leventina costituirebbe una roccia di consolidazione prettamente migmatica, sotto pressione tettonica, e quindi capace d'una lieve differenziazione (85, p. 43) (caso primo). Ora, se tale ipotesi corrisponde alla realtà, deve potersi estendere a tutti i distretti gneiss granitici aventi le medesime prerogative chimiche, mineralogiche e tettoniche (Verampio, Antigorio, Verzasca) oppure si devono ammettere e ritrovare delle zone di transizione in qualsivoglia senso verticale od orizzontale in cui si osservi il passaggio al regime dinamometamorfo abituale. In tal caso si dovrebbero rinvenire le migmatiti usuali, intese cioè nel senso di composito residuale, come ad esempio negli Alti Tauri<sup>23</sup>). Entrambe le conseguenze non sono ancora state verificate in nessun luogo e da nessun autore.

Ma anche ammettendo tali possibilità come si giustifica la presenza di rocce dovute al più schietto dinamometamorfismo, e prive di qualsiasi traccia residuale di assorbimento allo stato di fusione e giacenti incassate fra due complessi di consolidazione migmatica? („Serie Pg“ fra Leventina e Verzasca, Riviera meridionale!). Forse che il processo di consolidazione migmatica abbracci soltanto le rocce eruttive già dinamometamorfe in precedenza e risparmi allo stesso stadio solo quelle sedimentogene? Nella rifusione dei componenti e nelle migrazioni liquide alle profondità abissali la coltre sedimentaria non verrebbe adunque assorbita e granitizzata... oppure lo gneiss Leventina inferiore sarebbe già l'elaborato suddetto ivi compresa la propria coltre sedimentaria originale. Pur concedendo tale possibilità, la serie intermedia Pg sarebbe soltanto una copertura estranea in cui si sarebbe stato sospinto il nucleo rifuso per intervento orogenetico. E tutto ciò avrebbe potuto ripetersi nei confronti della massa Verzasca, prettamente identica, senza influire sull'elemento intermedio?! Infine, anche se si obietta che l'identità chimica, mineralogica e tettonica non implica la stessa evoluzione (p. es. lo Gneiss Verzasca, fosse un semplice prodotto dinamometamorfo rispetto al „migma“ Leventina) come ammettere l'assenza di influenze reciproche lungo i contatti immediati d'ambidue?

---

<sup>23</sup>) Basterà rivedere qui le illustrazioni delle forme migmatiche alpine nel recente studio di ANGEL e STABER (3), per convincersi della differenza fondamentale che intercorre sia con le varietà di Gn. Lev. sia con le rocce di contatto.

Tutto queste contraddizioni ch'evadono semplicemente dai rapporti nella regione meridionale, si moltiplicano e diventano paradossali allorchè discendiamo ai dettagli. Esaminiamone qualcuno.

In seno allo Gn. Lev. si distinguono nettamente due serie filoniane: l'una premetamorfa (cioè pre-orogenetica o pre-alpina che dir si voglia) propria del corpo granitico primario; l'altra indubbiamente post-metamorfa (cioè post-orogenetica, posteriore alla gneissificazione) ed estranea alla massa intrusiva primaria (cfr. p. 669). Ora, la migmatizzazione totale (e ciò vien attribuita allo Gn. Lev.) si sviluppa per gradi e inversamente al processo di consolidificazione magmatica, intaccando dapprima i differenziati filoniani e poi la massa eruttiva; quindi non dovrebbe più esistere la minima traccia dei filoni premetamorfi, essendo stati rifusi e per conseguenza mescolati ed aggravati alla stessa massa primaria per via d'assimilazione. Quindi potrebbero sussistere unicamente le pegmatiti postmetamorfe che chiameremmo meglio „postmigmatiche“ poichè la lieve differenziazione del migma sotto pressione tettonica dislocativa non sarebbe sufficiente per generare tali derivati filoniani. Questi sarebbero l'efflusso della segregazione migmatica proprio del secondo caso, in cui cioè la consolidificazione del migma avviene sotto pressione statica normale, capace di fare del migma un magma.

Già si notò la caducità delle asserzioni del RÜGER (cfr. p. 666 e 672) circa l'esistenza del „plutonite ticinese“ sincrono alla fase d'iniezione riconosciuta pure da tutti gli autori (CORNELIUS, STAUB, MITTELHOLZER, KÜNDIG, WANG, ecc. . . .) come propria della zona di radice. Oltre a ciò la serie filoniana postmetamorfa nello gneiss Leventina immette direttamente allo stesso stadio intrusivo delle tonaliti di Melirolo e del granito della Bregaglia; infatti l'identità mineralogica delle pegmatiti ticinesi (Bellinzona-Locarno) con quelle del massiccio della Bregaglia fu già dimostrata da MITTELHOLZER (55, p. 92—94) e le nostre ricerche inseriscono nella cerchia di questa unità genetica la serie postmetamorfa predetta (cfr. p. 672). Ora proponendo l'inesistenza di un'interruzione genetica fra gli ortogneiss (quindi Gn. Lev.) e le masse postalpine succitate come si devono interpretare le pegmatiti postmetamorfe estranee al corpo leventinese? Forse come un edotto del magma sottostante agente come parte attiva sulla roccia migmatizzata, insomma del „migma“ inferiore di tipo magmatico sulla migmatite frontale? La serie filoniana postmetamorfa limitata essenzialmente alla regione meridionale dello Gn. Leventina indicherebbe che il migma magmatico si sarebbe condensato unicamente lungo la zona di radice. Ma allora ecco chiuso il circolo vizioso,



poichè si ritornerebbe alla tesi corrente del focolare magmatico nascosto e iniettante lungo la stessa zona.

Infine se lo gneiss granitico Leventina fosse realmente una migmatite vera propria, come potrebbe ospitare tutte le intercalazioni basiche, le zolle di contatto, gli essudati minuti, le lenti di concentrazione femica in uno stato di netta indipendenza e integrità assoluta, sia nella delimitazione, sia nell'omogeneità di ciascuno? La fusione dei componenti e la migrazione delle sostanze liquefatte avrebbe elaborato sicuramente pure tali eterogeneità, riplasmandole secondo un'abito nuovo e particolare, affatto diverso da quello di una roccia chiaramente dinamometamorfa. L'intreccio di tali elementi con le varietà leventinesi è primario (cioè premetamorfo e magmatico) tanto quanto le successioni sodiche e potassiche nello gneiss granitico stesso (cfr. p. 606) e perciò nel caso di una migmatizzazione questi legami avrebbero dovuto scomparire a favore di un nuovo equilibrio, sia pure con zolle differenziative ma nettamente differenti nel modo d'associazione, giacchè le forme migmatiche ben si distinguono in tal caso anche nell'associazione mineralogica.

E' inoltre tipica l'assenza di rocce migmatiche negli elementi di copertura meridionale. Le frequenti anfiboliti delle „zone miste“ orientali dimostrano un carattere specifico completamente inalterato e scevro da qualsiasi impregnazione feldispatica, necessaria in un anfibolite migmatizzata assieme ad una massa granitica. Si confronti nel recente studio di TORSTEN DU RIETZ sul metamorfismo d'iniezione della regione di Muruhatten (17), il chiaro contrasto che sussiste fra un anfibolite ordinaria ed una migmatizzata per afflusso aplitico o intrusivo in genere (17, p. 52, 66). La stessa pubblicazione ci informa su fenomeni particolari nel caso di una possibile granitizzazione. La dominante sodica dei graniti trondhjemitici (e tali furono pure le masse meridionali dello Gn. Lev.) non può giustificarsi con la semplice imbibizione posteriore di  $K_2O$  e  $Al_2O_3$  plausibile per la rigenerazione dei graniti potassici da micascisti plagioclasici, e tanto meno come un derivato del granito potassico stesso (17, p. 37—38); quindi ne segue nuovamente la necessità di un'origine primaria.

Se poi si volesse applicare l'ipotesi migmatica alla regione centrale dello Gneiss Leventina, sostenendovi la natura residuale dei porfiroidi come una prova di una migmatizzazione incompiuta dovremmo trovare nella stessa roccia le tracce della rifusione così troncata, cioè una struttura tipica blastogranitica o blastoporfirica il che



non evade punto dalle numerose osservazioni microscopiche, dove appunto la natura residuale degli ex-fenocristalli non accenna minimamente a indizi di rifusione liquida (cfr. p. 612)<sup>24</sup>). E nemmeno nelle varietà occhiate (VIII, tipi Faido) completamente ricristallizzate si verifica il minimo accenno alla consolidazione di un aggregato fuso.

Un'altra prova dell'irrealità dell'ipotesi migmatite per lo Gneiss Leventina centrale e settentrionale si delinea sulle stesse relazioni con i derivati filoniani premetamorfici, ma più ancora con l'intercalazione centrale di Chironico-Faido. L'impossibilità di un assorbimento e rifusione migmatite emerge chiara dall'omogeneità e dall'integrità d'ogni elemento roccioso, intercalato fra due potenti masse della stessa unità; poichè se ciò fosse veramente esistito, non solo sarebbe originata una roccia mista dovuta alla somma d'ambidue i complessi, ma avrebbe provocato nella copertura sedimentaria (dolomie, calcescisti) immediatamente soprastante (Faido-Dalpe-Rodi) o rocce semipalingenetiche o rocce intrusive palingenetiche. Ciò sarebbe inevitabile poichè sostituendo alla ricristallizzazione totale dinamometamorfica da noi asserita la rifusione migmatite, anche questa avrebbe dovuto essere totale (quanto nella Riviera) e quindi il passaggio graduale dallo stato d'anatessi a quello delle zone d'isometamorfismo dislocativo dovrebbe risultare tuttora con evidenza schiacciante. Tutto ciò manca in realtà.

Anche nel caso degli gneiss d'iniezione e dei metagneiss dell'intercalazione di Faido non possiamo parlare d'una fase migmatite locale o di embrechiti come effetto del metamorfismo, poichè in nessun esemplare si manifesta la caratteristica di una fusione almeno della metà dell'aggregato mineralogico<sup>25</sup>); anzi è assente qualsiasi traccia di simile processo grazie alla sovrapposizione della metamorfosi dislocativa. Tuttavia dall'esame dell'intercalazione testè citata e di quelle di Biasca (cfr. p. 676) non risulta esclusa la possibilità che all'atto dell'intrusione primaria del granito leventinese si siano generate delle rocce palingenetiche (anatessiti, embrechiti, diadisiti), chè altrimenti non si potrebbero spiegare certe composizioni mineralogiche incompatibili con la classificazione delle rocce semplicemente dinamometamorfiche.

---

<sup>24</sup>) Se infatti fosse subentrata una vera e propria fusione della roccia primitiva la struttura porfiroide sarebbe scomparsa, distruggendosi dapprima i cristalli grossolani (fenocristalli!). (Cfr. nota p. 685 e vedi 27, p. 442).

<sup>25</sup>) Confronta più sopra, p. 685.

Tali edotti migmatitici furono però nuovamente rielaborati dal metamorfismo generale con l'intensità propria della regione granitica in cui giacevano incassati. Solo per questi casi e solo in questo senso possiamo ammettere l'esistenza del fenomeno migmatico nelle rocce del nostro territorio; per lo Gneiss Leventina propriamente detto dobbiamo contestare nel modo più assoluto simile genesi. Anche la restrizione in merito a ciò postulata dal Prof. G. B. DAL PIAZ (cfr. p. 656) non è perentoria in quanto nelle varietà porfiroidi dello Gn. Lev. si intravedono i tratti sicuri di un granito mai rifiuto anche prima del metamorfismo alpino di dislocazione; e se anche si facesse astrazione di questo fatto reale, sarebbe sempre ipotetica qualsiasi congettura sulle possibili metamorfosi pretriassiche, mancando una base solida atta a sostenerne la dimostrazione.

Riassumendo, le ragioni che si oppongono all'ipotesi migmatica si riducono ai seguenti punti essenziali:

I. L'ampia diffusione della medesima specie gneiss-granitica nell'edificio roccioso lepontino, in quanto si implicherebbe inevitabilmente la stessa genesi anche per territori dove tale problema è perfettamente assurdo e inesistente.

II. L'assenza più assoluta di qualsiasi transizione graduale dalle presunte rocce migmatiche a quelle prettamente dinamometamorfe.

III. La presenza di paragneiss, scisti e anfiboliti sulla copertura meridionale della cupola leventinese distintamente limitati rispetto allo Gneiss granitico Leventina, ma altrettanto ricristallizzati secondo la stessa intensità locale del metamorfismo comune e sincrono.

IV. L'assenza di un „fronte“ migmatico in seno alla massa Leventina, da cui divergano le modificazioni proprie di tale avanzamento verso le zone non ancora raggiunte. Essa è per contro sostituita da un intreccio continuato e distinto delle singole varietà gneiss granitiche, peraltro indipendenti e omogenee.

V. Il carattere residuale degli ex-fenocristalli nelle varietà porfiroidi (III, IIIa, b), atto a testimoniare una metamorfosi incompiuta da contrapporsi a quella totale effettuata nelle varietà occhiadine (VIII, Tipi Faido).

VI. La presenza di apliti e pegmatiti autogene e premetamorfe ancora nella loro schietta forma filoniana, nonostante il rifacimento metamorfico.

VII. L'assurdo di una rifusione locale senza incontrare modifiche sostanziali nell'unità imperturbata del chimismo generale e particolare dello Gneiss Leventina.

VIII. L'esistenza di diverse fasi d'intensità metamorfica in cui gli effetti si susseguono e si sviluppano in modo ben diverso da quello di fasi analoghe in un rifacimento migmatico.

Possiamo adunque concludere che l'ipotesi di una migmatizzazione alpina dello Gneiss Leventina è inconciliabile con qualsiasi osservazione fenomenologica, con qualsiasi deduzione teorica; di qui la necessità di rifiutarla apertamente.

### 3. LA POSIZIONE TETTONICA E L'ETÀ DELLO GNEISS LEVENTINA

Attraverso i dati di rilevamento e le relazioni di continuità litologica riconosciamo nello Gneiss Leventina una massa cristallina uniforme situata alla base dei ricoprimenti pennidici. La compattezza e l'omogeneità totale si dimostra univoca su tutta l'estensione affiorante, costantemente orientata nelle sua linea di culminazione da meridione a settentrione con una direzione principale di  $310^{\circ}$ — $330^{\circ}$  ( $N = 360^{\circ}$ ) (vedi fig. 1, p. 459).

Al carattere fondamentale di culminazione longitudinale si aggiunge una classificazione interna secondo il grado della sollecitazione tettonica, riflettendosi questa sull'ordine metamorfico interno e adombrando il tipo orogenetico primitivo. A prescindere dalle lievi depressioni e culminazioni assiali della massa di fondo (settori interni da Claro a Faido-Piottino) le quali non menomano per nulla l'orizzontalità prevalente dei banchi rocciosi, ambedue le immersioni meridionale e settentrionale sembrano costituire gli elementi più prossimi per sostenere l'eventuale carattere di falda di scorrimento.

La cupola di Claro-Preonzo elevandosi a mo' di paraboloide verso settentrione ritrae in modo esplicito l'ultima fase della spinta orogenetica (raddrizzamento delle radici) sincrona ancora ai fenomeni di ricristallizzazione metamorfica. Astraendo ora da questa impronta terminale, in sè complementare per la qualificazione di un ricoprimento, non sarebbe da escludere che la massa leventinese presenti l'aspetto di una massa autoctona, deformata solo nella sua periferia superiore dallo scorrimento tangenziale.

Si ammette infatti d'unanime accordo che il parossismo orogenetico sia stato la causa della metamorfosi del granito originario in gneiss, ma con ciò non viene per nulla confermato il carattere di ricoprimento o di falda coricata. In effetti sia dagli studi precedenti di PREISWERK e BOSSARD sia dalle nostre ricerche non v'è alcuna

ragione plausibile capace di dimostrare lo scorrimento dell'intera massa leventinese su un qualsiasi sostrato. Le giustificazioni accennate dal BOSSARD (cfr. p. 652) sono insufficienti quanto inatte a tale scopo; il PREISWERK e così pure tutti gli autori delle diverse interpretazioni accettano a priori l'asserto di una falda di ricoprimento d'ortogneiss granitico senza provarlo!

L'esistenza di orizzonti interni lungo i quali avvennero spostamenti di masse identiche nel senso longitudinale (generando simultaneamente intercalazioni micascistose per effetto di attrito radente (cfr. p. 674), costituisce un fenomeno che potrebbe spiegarsi ammettendo la semplice rielaborazione metamorfo-dislocativa del corpo intrusivo primario senza dover ricorrere allo scivolamento globale del medesimo su di un ipotetico sostrato. Come già accennammo, essa riafferma la realtà delle forme di „Gleitbrettertektonik“ cioè della „struttura ad assi sdruciolanti“ in seno allo Gneiss Leventina quale forma tettonica più ampiamente diffusa nell'assorbimento degli sforzi orogenetici. Tale motivo è la caratteristica precipua delle regioni meridionali e centrali, dove la compagine granitica primitiva emerge limpida, indipendentemente dalla diversa intensità metamorfica; soltanto nella regione settentrionale esso è sostituito dall'influenza tangenziale, la quale soppraffà qualsiasi fattore concomitante e imprime un chiaro regime di laminazione generale. A questo punto subentra però una netta scissione della massa di fondo da quella periferica dorsale, (intercalazione centrale di Chironico-Faido-Piottino) la quale addita oltre alla spinta S-N pure l'accavalcamento in direzione trasversale. La massa Leventina così dimezzata nel suo fianco nord-occidentale si abbassa nella sinclinale di Faido per rialzarsi ben tosto nell'anticlinale frontale. Il fatto che l'intercalazione centrale si sviluppi unicamente sul versante occidentale della Leventina media annullandosi nell'ambito del fondovalle già prima di raggiungere il versante opposto e che si estenda ininterrotta dalla val d'Osàdigo sino al Piottino, abolisce il presupposto di una contro-piega dorsale (cfr. p. 652) situata sporadicamente sul medesimo fianco (cfr. tav. VIII\*).

Con ciò cade pure l'asserzione del BOSSARD secondo cui la presunta piega di ritorno attesti l'incalzarsi del ricoprimento Leventina dopo la formazione della sovrastante falda Lucomagno. Il limite tettonico che realmente esiste tra queste due unità non è sufficiente per dimostrare per l'antecedenza dello scorrimento di una massa rispetto all'altra, tanto più che lo stadio milonitico (para-cristallino) s'esplica in ambedue le parti combacianti con intensità analoga (naturalmente

conforme alla differenza litologica primaria) e vela così la relatività del movimento. Anche i resti di rocce dolomitiche individuati da BOSSARD (6, p. 506) non aggiungono nulla a favore del presunto insaccamento della massa leventinese nella digitazione Lucomagno, e altresì l'attribuzione della giacitura delle anfiboliti (anzichè delle peridotiti) sul tetto inclinato di Loderio (Sasso di Pollegio) alla „Typische Rückfaltung“ (6, p. 506) è irreale e infondata.

In sostanza, la massa Leventina non mostra in nessun punto osservato fenomeni di retroflessione tangenziale (contro-pieg a dorsale) e con ciò si annulla parimenti l'ipotesi di un rincalzo tettonico posteriore allo stabilirsi del ricoprimento Lebendun-Lucomagno.

Il medesimo limite tettonico fra Leventina e Lebendun-Lucomagno (regione centrale e settentrionale) persiste ugualmente fra Leventina e Simano-Verzasca, (regione meridionale) sebbene con forme milonitiche più temperate (cfr. p. 681); qui però si delinea in generale una minore sollecitazione della copertura leventinese rispetto alla base ortogneissica superiore. Lo scivolamento di massa è effettivamente meno intenso e si accentua solo alle estremità trasversali di ponente, grazie all'incipiente depressione sinclinale della Maggia, mentre l'inclinazione orientale (Val Calanca) è più mite annoverando limiti milonitizzati assai locali e ristretti. Il raffronto dei contatti con inserzioni parascistose e di quelli diretti fra ortogneiss rivela che l'assorbimento dislocativo è funzione specifica delle inserzioni suddette (strozzate in lenti sottili e stirate) oppure della massa ortogneissica sovrastante, influenzando con intensità ben più moderata sul tetto leventinese. Tale situazione addita quindi uno spostamento dell'unità di contatto Simano-Verzasca rispetto alla massa Leventina e non viceversa; dunque un fenomeno affatto opposto a quello inteso dal BOSSARD, rispetto cui trovasi in piena contraddizione per l'unità incontestata dell'intero corpo gneiss granitico leventinese.

Ne segue perciò una passività della massa Leventina meridionale rispetto alla falda pennidica superiore. Questo carattere può estendersi anche alla regione centrale e settentrionale non esistendo alcun motivo contrario e plausibile. (Confronta A. HEIM, p. 653.)

Ciò posto, lo sviluppo tettonico nel nostro territorio offre due interpretazioni fondamentali a seconda che si consideri la massa leventinese come un laccolite granitico trasformato e sospinto in un

nucleo cristallino di falda coricata (ricoprimento indipendente I=Leventina) oppure come la copertura di una massa granitica sottostante al sistema delle Pennidi e metamorfosata durante l'orogenesi alpina, secondo lo stile dislocativo proprio di tali parossimi. Preveniamo che ambedue le soluzioni sono possibili, avendo ciascuna degli argomenti a proprio favore, in quanto però alla decisione del dilemma osserviamo che è una questione delicata e per ora insoluta; non resta escluso che variando un pochino le attuali sintesi tettoniche si pervenga ad una conciliazione dei due estremi.

Ammettendo la tesi del ricoprimento Leventina nei termini formulati da PREISWERK e BOSSARD (cfr. p. 652) si deve eliminare l'idea della retroflessione dorsale, in effetti inesistente tanto quanto le conclusioni dedottene. La scissione del corpo granitico leventinese dalla coltre sedimentogena del Lucomagno, proposta dal BOSSARD corrisponde pertanto ai risultati delle nostre ricerche e il limite tettonico che vi intercede deve intendersi come orizzonte dello scivolamento dell'unità soprastante sul blocco leventinese.

Considerando la base cristallina non totalmente dislocata in senso orizzontale ci troviamo sempre obbligati a riconoscere il carattere di ricoprimento parautoctono per il settore di contatto della regione settentrionale Gn. Lev. Infatti mentre l'immersione del settore interno Chiggiogna-Faido segnerebbe la scomparsa dello zoccolo primitivo tutta la massa del Piottino ossia dell'anticlinale frontale si scompone in una vera digitazione laterale in piena fase di scivolamento (Lobo di Gribbio). Essa, provocata allo stato della plasticità metamorfa, rappresenterebbe l'accumularsi della zona periferica del blocco frontale in seguito all'addossamento delle falde superiori.

L'intercalazione centrale di Chironico-Faido funge costì da orizzonte dinamico lungo il quale si accentua la scissione attuale poichè ambedue i suoi limiti con lo Gn. Lev. sono d'ordine chiaramente tettonico oltre che primario (cfr. p. 578).

Tutto questo accavalcarsi è limitato al fianco nord occidentale dove oltre alla pendenza ben pronunciata si scorge l'aumento di spessore dell'intercalazione nel medesimo verso. Sul versante orientale la separazione del lobo di Gribbio non è più segnata dalla continuità dell'intercalazione ma solo da piccolo orizzonti di rocce miste già amalgamate in precedenza alla massa granitica e non sfruttate singolarmente dallo scorrimento. In sostanza riteniamo che il lobo di Gribbio costituisca una parte dello Gneiss Leventina con carattere spiccati di falda di ricoprimento a facies di tettonite in-



teramente laminata (digitazione secondaria), per contro intorno allo zoccolo inferiore e a tutto il resto della massa leventinese non ci è consentito asserire alcunchè di sicuro per ciò che riguarda il suo carattere tettonico.

Dalla simultaneità dell'incastro comune del fronte sinclinale leventinese e della massa superiore del Lucomagno verso la zona sinclinale del S. Gottardo sgorga l'affinità della tessitura pieghettata nei lobi d'ambidue le masse, giustamente interpretata da A. HEIM come un effetto dell'addossamento della masse verso nord. Di qui una nuova conferma della deformazione prettamente paracristallina dell'aggregato mineralogico.

La finestra d'erosione dello Gneiss Leventina nel distretto Verzasca (da Brione a Sonogno-Frasco) postulato da BOSSARD e KÜNDIG non raggiunge ancora lo Gneiss Leventina propriamente detto ma soltanto la sua copertura meridionale (serie Pg) costì ad occidente ben più potente che non sul dorso della culminazione leventinese (depressione della Maggia). Gli gneiss biotitici d'iniezione che abbondano sino al contatto con le lenti marmoree di Frasco sono da inserirsi nella stessa serie Pg del versante occidentale della Riviera; i banchi di gneiss granitico ivi intercalati (Brione, Gerra, Frasco) corrispondono a quelli analoghi ritrovati nella Riviera e completano così l'identità del complesso.

Con ciò si amplifica l'importanza della massa leventinese nella sua qualità di sostrato basilare. Osservando infatti lo schema tettonico di E. KÜNDIG (67, tav. 4, fig. II) si rileva come la radice Maggia (cfr. p. 654) costituisca il limite sud-occidentale del corpo Leventina segnando una linea abbastanza parallela alla direzione principale di questo, e mentre a meridione la compattezza risulta salda nella cintura radicale, a settentrione subentra lo scioglimento in digitazioni e lobi inviluppati.

Di qui la posizione singolare attribuita dal KÜNDIG allo Gneiss Leventina; questi determina insomma uno zoccolo di base su cui s'effettua l'avanzata delle coltri superiori.

Nessuna coltre coricata a carattere cristallino si protende con una continuità e una omogeneità così spiccata, con una rigidità imperturbata per tutta la sua lunghezza quanto la massa leventinese, onde la vera interpretazione e inserzione di tale blocco nello schema tettonico lepontino resta assai problematica.

Non è nostro compito definire il problema del parallelismo tettonico nei riguardi dello Gn. Lev., ma non possiamo tacerne un brevissimo cenno. Dal raffronto chimico dei distretti analoghi delle



Alpi Lepontine (cfr. p. 639) e diversamente coordinati allo Gneiss Leventina nell'ossatura tettonica, non ci è consentito trarre alcuna asserzione positiva a favore dell'una o dell'altra interpretazione, bensì semplici indizi capaci di ulteriori sviluppi.

Così riconoscendo la profonda affinità intrinseca che sussiste fra Antigorio e Leventina (cfr. p. 648) anche nella totalità del carattere litologico non resta per nulla implicata la continuità di tali masse come parti di un solo elemento tettonico, poichè una consanguineità altrettanto intima si attesta pure nei confronti dello Gneiss Verzasca (cfr. p. 643). La soluzione del dilemma Antigorio-Leventina oppure Antigorio-Verzasca (Simano) è forse più lunga di quanto si pensi e soltanto il rilevamento dettagliato d'entrambi i distretti dell'Ossola e della Verzasca può additare o stabilire la connessione reale alla massa di Leventina<sup>26</sup>).

Per parte nostra insistiamo sulla netta distinzione fra Leventina e Verzasca anche nella zone delle cosiddette radici (regione meridionale), considerando la massa Verzasca come un'appendice superiore e precursoria del grande blocco leventinese su cui giace rovesciata. L'avanzata radente sopprime verso nord la serie intermedia di gneiss d'iniezione a doppio metamorfismo che sussiste soltanto più nelle zone d'incassamento verticale (banchi raddrizzati meridionali, cfr. tav. VI\*).

Notiamo da ultimo che in pieno accordo con le osservazioni di KÜNDIG (cfr. 67, p. 132) l'influenza degli ultimi movimenti d'assestamento (fase insubrica) si rispecchia nella regione meridionale con le fratture trasversali quasi normali alla direzione principale e per lo più condensate in piccole aree. Anche nelle valli laterali specialmente nel versante occidentale si rinnovano tali fessure accompagnate da altre già più oblique e nel senso della radice della Maggia (Val Drosina). Qui poi recidono filoni pegmatitici postmetamorfici, per cui dobbiamo nuovamente riconoscere con KÜNDIG l'estensione di questa fase tardo-alpina sino dopo l'ultima imbibizione pegmatitica (cfr. p. 542). Alla stessa fase che precede tale infiltrazione sono da ricondursi le zone di disturbo e le fratture locali riscontrate da O. GRÜTTER nella galleria di condotta forzata del Piottino (28, p. 4).

L'età dello Gneiss Leventina resta circoscritta ad un periodo ben definito qualora sia specificata l'età del metamorfismo,

<sup>26</sup>) Rammentiamo come già da tempo la sintesi tettonica del Prof. R. STAUB postula il parallelismo *V e r a m p i o* = *L e v e n t i n a*, raggiungendo peraltro un accordo perfettamente plausibile tra le falde superiori (109 e 112).

cioè del suo periodo evolutivo più importante. Ora da tutto quanto precede risulta evidente che la serie delle trasformazioni interne ivi comprese le intercalazioni primarie, richiede uno spazio di tempo pari a quello dell'orogenesi alpina quindi per lo meno dal cretacico superiore all'eocene <sup>27)</sup>. Anzi non è da escludersi che il processo di metamorfosi si sia già iniziato in precedenza, trattandosi di un elemento relativamente profondo.

L'ipotesi avanzata da G. KLEMM d'età neoterziaria (cfr. p. 650) non regge per il fatto stesso ch'egli nega un metamorfismo di dislocazione come fattore rigenerante del granito primitivo, e ciò equivale a negare l'evidenza dei fatti, rendendo così sterile ogni deduzione.

Quindi concordemente ai diversi autori citati dobbiamo ritenere il corpo granitico della Leventina come una massa intrusiva preterziaria.

Sul tetto dell'intercalazione centrale di Faido giacciono quarziti tipicamente sericee e arenose come copertura di un complesso sedimentogeno cui fanno parte altri paragneiss e anfiboliti granatiferi (cfr. p. 578) in taluni punti si riscontra poi un'assorbimento abbastanza avanzato dei paragneiss e delle anfiboliti nello Gn. Lev. adiacente (metagneiss). Tutto ciò denota che gli elementi intercalati (in sè d'origine sedimentaria) vennero coinvolti durante l'orogenesi dall'avanzamento frontale della massa leventinese (Lobo di Gribbio). Essendo ora le quarziti per lo meno d'età triassica (come in generale quelle di tutta la regione circoscrivita) si dovrà ammettere che la massa granitica iniziale preesistesse alla trasgressione dei sedimenti originari, non trovandosi la minima traccia o il minimo accenno ad imbibizione di contatto da parte del corpo intrusivo stesso. Quindi la massa granitica originaria è almeno d'età pretriassica. In quanto alle quarziti sparse in lenti sporadiche lungo i contatti settentrionali si notò già l'incertezza del loro carattere litologico tuttavia per le assisi in contatto diretto con le dolomie superiori (Dalpe-Faido) resta indubbia l'età triassica, mentre per i leggerissimi banchi o lenti che intercedono fra la massa di Leventina e gli ortogneiss sovrastanti, la stessa età non è sostenibile.

Tenendo ora conto delle importanti conclusioni a cui pervengono gli studi del Prof. G. B. DAL PIAZ circa la discordanza ercinica

---

<sup>27)</sup> Per la posizione assunta nelle singole fasi dell'orogenesi penninica rimandiamo alle considerazioni di H. JENNY e del Prof. R. STAUB (cfr. p. 653—654).

nella zona pennidica<sup>28)</sup> vediamo come l'età del primitivo corpo intrusivo leventinese possa ancora posporre verso era più remota. Infatti, dimostrando l'esistenza di un'enorme lacuna stratigrafica fra i terreni del Cristallino antico pennidico e le formazioni permo-carbonifere e mesozoiche, G. B. DAL PIAZ ritiene il Cristallino antico pennidico „tutto precarbonifero, con ogni probabilità prepaleozoico, come indicano le sue innegabili analogie con il Cristallino antico austrodinarico ed elvetico<sup>29)</sup>, riman[endo] pertanto escluso che questo complesso di terreni possa comprendere localmente il Permo-Carbonifero e il Trias inferiore“ (conclusione 4, p. 141).

Risultando ora la massa granitica Leventina d'età pretriassica, essa potrebbe inserirsi fra i terreni del Cristallino antico e perciò aver subito l'influenza del ripiegamento ercinico. In quale misura avesse potuto esercitarsi l'effetto metamorfico del ciclo orogenetico ercinico sul blocco granitico primitivo non ci è dato stabilire data l'impronta più recente e sovrapposta del metamorfismo alpino. Tuttavia possiamo arguire che non dovette raggiungere un grado di forte intensità, giacchè il carattere residuale dei fenocristalli porfirodi attuali (var. III) dimostra una persistenza decisa del regime intrusivo antecedente (cfr. p. 612). Diversamente si può ammettere una migmatizzazione ercinica come già alludeva lo stesso G. B. DAL PIAZ assai avanzata e prossima a una neoformazione magmatica; ciò non è tuttavia comprovabile (cfr. p. 690). Ora, qualunque sia stato il processo metamorfico ercinico, resta incontestabile che tutta questa evoluzione dello Gneiss Leventina confuta nuovamente l'ipotesi migmatica in seno al ciclo orogenetico alpino<sup>30)</sup>.

L'eventuale correlazione delle singole fasi di parossismo alpino con i diversi stadi dell'intensità metamorfica sarebbe in base alle cognizioni odierne una speculazione alquanto arrischiata e illusoria. Ci basti stabilire che successivamente al maggior sforzo orogenetico subentrò l'iniezione pegmatitica discordante da noi distinta sin qui come postmetamorfa. Dall'ana-

<sup>28)</sup> La recentissima data di pubblicazione (13) ci impedì un'adeguato sunto dei punti riguardanti il nostro territorio.

<sup>29)</sup> Ricordiamo a tale proposito l'affinità intrinseca e la similitudine fra lo Gn. Lev. centrale (Bodio!) e il „granito“ della Fibbia (Massiccio del S. Gottardo)!

<sup>30)</sup> Questi brevissimi accenni verranno ampliati in altra sede.

logia e dall'identità provata (cfr. p. 671) dello stesso fenomeno in regioni limitrofe deduciamo che tali iniezioni (ivi comprese le sue multiformi manifestazioni sino ai depositi idrotermali) cade in un periodo più recente dell'eocene (cfr. 55, p. 158); inoltre la concomitanza con l'intrusione del granito della Bregaglia e delle tonaliti della Val Morobbia fu già sostenuta da A. MITTELHOLZER. Le conclusioni di questo autore circa la pertinenza dell'iniezione suddetta alla fase orogenetica tardo-alpina (cfr. p. 969) restano immutate anche nei riguardi dello Gneiss Leventina.

## Appendice

### ALCUNE RELAZIONI LITO-MORFOLOGICHE

Lo studio approfondito di H. LAUTENSACH (50) sull'escavazione del territorio delle Alpi Lepontine ampliato peraltro dalle recenti osservazioni di J. SÖLCH (101) ci dispensa dal ritornare sul capitolo della morfologia pura del nostro territorio gneiss-granitico, ma ci invita a indagare le relazioni che sussistono fra lo svolgimento di tale esogenia e l'insieme litologico.

Considerando anzitutto la posizione del solco vallivo del Ticino rispetto alla linea ideale di culminazione dell'intero zoccolo leventinese, stabiliamo che essa è unilaterale e irregolare. Nella media Leventina intacca lo gneiss-granitico sul fianco occidentale permanendovi fino a Giornico-Bodio e piegando poscia verso oriente nella zona di intersezione con il culmine centrale raggiunge il fianco opposto (Biasca); nella Riviera tende ad accostarsi nuovamente alla direzione principale mantenendosi sul versante occidentale. Ciò addita un regime di escavazione superficiale nell'ambito dello gneiss granitico e con tutta probabilità indipendente da direzioni incise in precedenza. L'esistenza di fenditure zonali antecedenti al processo di evacuazione glaciale lascerebbe infatti sussistere le forme di erosione selettiva secondo le relazioni con la tettonica dei lineamenti (100, p. 214—15). Ora invece la totalità delle forme erosive della Leventina e della Riviera fu generata dai ghiacciai della glaciazione quaternaria (50, p. 74) [periodo würmiano (50, p. 72)] e perciò riflette nel modo più esplicito l'andamento incostante della vallata<sup>1)</sup>. Infatti già dalla continuità dei sistemi diaclasici su tutta l'estensione

<sup>1)</sup> La limitazione del SÖLCH (101, p. 2) che attribuisce un'azione primaria all'erosione fluivale preglaciale non include una direzione valliva preindicata in seno allo gneiss-granitico.

della massa gneiss-granitica quanto pure dal lieve incurvamento della culminazione trasversale si può ben difficilmente arguire una spaccatura anche rudimentale lungo il dorso longitudinale coincidente con l'attuale decorso arcuato della bassa e media Leventina. L'unica disposizione pre-glaciale all'incisione valliva per ora plausibile ci sembra l'opinione del KÜNDIG (67, p. 132) secondo cui il margine occidentale della falda dell'Adula abbia potuto precalcare l'attuale linea d'erosione glaciale ma naturalmente questa non riuscendo a colpire fin da principio lo Gneiss Leventina si limitava a darne il primo indirizzo. E' forse in questo senso che potrebbe applicarsi la concezione dei lineamenti tettonici.

Comunque pure l'assetto dell'incisione trasversale riafferma la natura superficiale dell'azione erosiva, trasferendosi da un versante all'altro del solco centrale a seconda della situazione di quest'ultima rispetto alla culminazione e senza dar cenni di eventuali strappi longitudinali in corrispondenza della vallata principale.

Così nella conca di Faido le valli trasversali si sviluppano sul fianco nord-orientale finchè scendendo verso la Biaschina esse si riducono a compluvi secondari di tipo torrentizio. Nella Bassa Leventina l'erosione laterale passa al fianco di ponente con una serie di valli sospese (Chironico, Osàdigo, Folda, Cramosina, Nadro, Marcri, Ambra) lasciando al fianco orientale numerosi rivoli di displuvio meteorico. Solo il vallone di Bodio s'incide profondamente nell'alveo di un'escavazione franosa, di cui restano ancora pareti scoscese e dirupate, costituendo un'eccezione locale delineatasi durante i diversi stadi erosivi. La medesima distribuzione persiste inalterata nella Riviera in conformità alla stessa situazione generale; solo vicino all'immersione meridionale la simmetria dell'irradiazione trasversale vien meno a levante causa l'abbassamento dello spartiacque verso la Val Calanca.

Non v'è dubbio che in generale l'intensità erosiva nello Gneiss Leventina dipenda oltrechè dalla situazione tettonica preliminare, dalla diversa resistenza opposta dalle unità rocciose sovrastanti, nonchè dalle condizioni di deflusso ivi generate o prestabilite. Infatti i torrenti trasversali solcano lo Gneiss Leventina solo nella fase attuale di incanalamento e deiezione, senza presentare erosione e colmamento spiccato. L'incisione determina strette gole a V, escavate lentamente e alternanti con balze concoidi e strapiombi corrispondenti al terrazzamento della vallate centrale (specie nella Riviera: Valle d'Iragna, Lodrino, Mòleno, Osogna, Cresciano).

Dei cinque stadi o sistemi di terrazze riconosciuti costì da LAUTENSACH (50, p. 63), soltanto il più elevato (Pettanetto) non raggiunge lo Gneiss Leventina e perciò deduciamo che la massa gneiss granitica principiò ad essere intaccata dall'erosione soltanto nello scorcio di tempo successivo cioè durante l'escavazione del terrazzo di Bedretto. L'età attribuita dallo stesso LAUTENSACH a quest'ultimo piano è pre-glaciale (50, p. 58) ossia compresa tra il Quaternario e il Pliocene, stando alle più recenti distinzioni cronologiche. Possiamo dunque asserire che l'inizio dell'esogenia dello gneiss granitico cade sul limite fra l'era terziaria e quaternaria, sempre ammettendo che l'abrasione valliva incipiente non includesse forti incisioni antecedenti, capaci d'annullare la corrispondenza cronologica dei singoli piani.

Lo smantellamento del fondo valle „Bedretto“ (seconda terrazza) sfiora lo Gn. Lev. nella sua altitudine massima (circa 1500 m.): Monti Chesso - Olina - Cavalume - Cradompo - Usso - Valleggio e nell'ampiezza dell'affioramento odierno, giacchè tali località segnano i limiti attuali del contatto con le unità superiori.

E' durante il periodo successivo che si può supporre il primo incurvamento a levante del primitivo tronco di valle Fiesso - Dalpe - Gribbio - Chironico (il cui fondo corrisponderebbe al terrazzo Pettanetto); si tratterebbe dell'ampliamento della conca di Faido con l'escavazione diretta dello Gn. Lev. settentrionale. L'addito è offerto dal contatto sud-occidentale verso i para-gneiss (PS), il tutto situato con forte pendenza verso meridione (Rodi-Morasco). Aperto così il primo varco tra le lastre inclinate del Piottino, l'erosione penetra nella zona sinclinale di Faido, dove la roccia sfogliosa dei micascisti dell'intercalazione centrale ne favoriscono e ne accelerano l'efficacia. Di qui la ragione dell'esistenza del gradino vallivo tra l'alta e la media Leventina, predisposto in certo modo solo dalla situazione tettonica medesima. L'ampia valle dello stadio Bedretto già spostata dai paragneiss occidentali (Gribbio) verso l'incisione valliva dello gneiss granitico e nuovamente escavata perviene in tal modo all'assestamento del terrazzo di „Sobrio“ (dopo lo stadio intermedio di Cassinella-Campello-Copinengo) (50, p. 63), il quale accentua vieppiù il percorso erosivo lungo il fianco occidentale lasciando su quello orientale il pianoro largo ed esteso di Cavagnago-Sobrio. E ciò corrisponde all'orizzontalità spiccata dei banchi rocciosi da un lato mentre dall'altro la pendenza è ancor pronunciata ( $20^{\circ}$ ). Infine l'altezza stessa degli avanzi odierni da un versante all'altro differisce di oltre un centinaio di metri nella



linea trasversale. Tale differenza propria della Bassa Leventina scompare nella Riviera appunto in seguito allo spostamento rispetto alla linea di culminazione, coincidente con il massimo di orizzontalità e perciò capace di maggior resistenza.

Un equilibrio analogo e perfettamente simmetrico si delinea nella bassa Riviera (Lodrino-Osogna-Cresciano) dove i cornicioni longitudinali (terrazze orografiche) di ogni periodo di escavazione risultano con la massima chiarezza, incisi regolarmente nei banchi pressochè orizzontali di ambedue i versanti. Il fondovalle di Sobrio costituisce il penultimo stadio d'ampia erosione fluviale di età interglaciale (50, p. 58); l'ultimo si afferma distinto solo nella Riviera (terrazza intermedia „e“, p. 64). Ora tutta questa evoluzione riconferma la prevalenza dei sistemi longitudinali sul displuvio trasversale nei territori di culminazione orogenetica, come chiaramente definisce R. STAUB (111, p. 163).

Le forme paesistiche comprese fra questi fondi valli di primo piano corrispondono all'effetto dell'abrasione glaciale esercitata sui fianchi; s'incontrano perciò monticoli, contrafforti, strie glaciali, troguoli glaciali, rocce arrotondate, gradini di fondovalle, ecc. ecc. I rapporti della diversa tessitura dei tipi gneiss granitici con tali forme si rispecchiano debolmente sul modellamento singolare ma non mancano di manifestarsi nell'insieme; così gli speroni frequenti della Riviera sottolineano nella loro gradinata caratteristica la disgiunzione tabulare dei banchi mentre i dirupi erti e scoscesi della Bassa Leventina sottostanti al terrazzo di Sobrio mostrano la salda compagine dei massi porfiroidi della regione centrale, meno atti alla segmentazione regolare. Ed è appunto in relazione a questa specifica impronta del regime granitico primitivo che pure in questa regione si sviluppa ampiamente il fenomeno dell'appiattimento vallivo come nel massiccio dell'Aare e altrove.

Questo fenomeno non fu ancora identificato e apprezzato convenientemente per cui vediamo ancora autorevoli asserzioni di una presunta „valle isoclinale“ tra Giornico e Lavorgo (STAPF, 107, p. 4), NÄGELI (56, p. 18), SÖLCH (101, p. 98).

Che ciò in realtà non esista si constata direttamente in natura ed è in pieno accordo con la forte erosione glaciale posteriore allo stadio di Sobrio, poichè l'insolazione e il congelamento ripetutamente alternati o il semplice raffreddamento durante l'escavazione valliva sono sufficienti per generare le diaclasi inclinate simulanti la valle isoclinale, specie laddove la tessitura della roccia non possiede direzioni prestabilite di disgiunzione (cfr. fot. N° 1, p. 461).



Tra i fenomeni post-glaciali di cui restano tracce sono da ricordarsi i diversi franamenti locali, quelli della Biaschina con i susseguenti depositi lacustri di Lavorgo. Il tutto fu già studiato dettagliatamente da NÄGELI (56) e da GRÜTTER (28, p. 16) per cui resta superflua ogni ulteriore evasione in proposito.

### Elenco delle opere citate

1. AMBÜHL, E., Petrographie und Geologie des zentralen Gotthardmassivs südlich Andermatt. Zurigo 1923, Boll. svizz. Min. Petr., Vol. IX (265—442).
2. ANDERSEN, O., The genesis of some types of feldspar from Granites Pegmatites. Oslo 1928, Norsk. geol. Vid., Bd. X (113—206).
3. ANGEL, F. e STABER, R., Migmatite der Hochalm-Ankogel-Gruppe (Hohe Tauern). Leipzig 1937, Min. Petr. Mitt., Bd. 49 (117—167).
4. BÄCHLIN, R., Geologie und Petrographie des M. Tamaro-Gebietes (südliches Tessin). Zurigo 1937, Boll. svizz. Min. Petr., Vol. XVII (1—79).
5. BERTOLIO, S., Sui filoni pegmatitici di Piona e sulla presenza in essi del berillo. Milano 1903, Rend. R. Ist. Lomb. Scienze e Lett., serie II, vol. XXXVI (8—10).
- 5a. BIANCHI, A. e DAL PIAZ, G. B., La monografia geologico-petrografica sull'Atto Adige orientale e regioni limitrofe. Relazione degli studi e aggiornamento dei problemi. Roma 1939 — XVII, Period. d. Mineral., Anno X, n. 2 (119—190).
6. BOSSARD, L., Geologie des Gebietes zwischen Val Leventina und Val Blenio, i. e. Der Bau der Tessiner Kulmination. Zürich 1925, Eclogae Geol. Helv., Vol. XIX (504—521).
7. — Zur Petrographie der unterpenninischen Decken im Gebiet der Tessiner Kulmination. Zurigo 1929, Boll. svizz. Min. Petr., Vol. IX (47—107).
8. CASASOPRA, S., La presenza della tapiolite nelle pegmatiti di Cresciano (Riviera), Ticino. Zurigo 1938, Boll. svizz. Min. Petr., Vol. XVIII (441—450).
9. — Note morfologiche intorno a un quarzo acuminato della Valle Leventina (Ticino). Zurigo 1939, Boll. svizz. Min. Petr., Vol. XIX (260—285).
10. COLASSO, E., I minerali dei filoni pegmatitici di Olgiasca. Milano 1937, Atti d. Soc. Ital. d. Sc. Nat., Vol. LXXVI (403—418).
11. CORNELIUS, H. P., Die insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepass. Wien 1930, Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, Mathem.-naturw. Klasse, Bd. 102 (207—301).
12. DAL PIAZ, G. B., Alcune considerazioni sull'età degli ortogneiss del Gran Paradiso, del Monte Rosa e degli Alti Tauri. Roma 1938 — XVI, Period. d. Mineral., Anno IX, n. 2 (1—13).
13. — La discordanza ercinica nella zona pennidica e le sue conseguenze nei riguardi della storia geologica delle Alpi. Roma 1939 — XVII, Boll. Soc. Geol. Italiana, Vol. LVIII, Fasc. 1 (105—152).
14. DESOR, E., Der Gebirgsbau der Alpen. Wiesbaden 1865 (C. W. Kreidel's Verlag).

15. DIEHL, E. A., Geologisch-petrographische Untersuchungen der Zone du Grand Combin im Val d'Ollomont (Prov. Aosta, Italien). Zurigo 1938, Boll. svizz. Min. Petr., Vol. XVIII (214—403).
16. DUPARC, L. et REINHARD, M., La détermination des plagioclases dans les coupes minces. Genève 1924, Mém. d. Société phys. et hist. nat. d. Genève, XL (1—149).
17. DU RIETZ, T., The injection metamorphism of the Muruhatten region and problems suggested thereby. Stockholm 1938, Sveriges Geol. Undersökning, ser. C, Nr. 416 (Arsbok 32), (1—86).
18. EBEL, J. G., Über den Bau der Erde in dem Alpen-Gebirge. Zürich 1808.
19. EDLMANN, L., Sui granati delle pegmatiti di Olgiasca. Firenze 1931 — IX, Annali d. R. Ist. Sup. Agr. For., serie 2a, vol. III (4—8).
20. ESCHER VON DER LINTH, A., Tagebücher (Manoscritto originale depositato nell'Istituto di Geologia del Politecnico Fed. di Zurigo) 1835. III b (p. 298 e), I (p. 278), X (p. 147).
21. FERRARI, L., Sul berillo di Piona. Roma 1921, Atti della R. Accad. Naz. d. Lincei, Rendiconti, Vol. XXX (89—92).
22. FRISCHKNECHT, G., Die zwei Kulminationen Tosa und Tessin und ihr Einfluss auf die Tektonik. Bâle 1923, Eclogae Geol. Helv., Vol. XVII (522—531).
23. FRITSCH, K. VON, Beiträge zur geol. Karte der Schweiz — Geognostische Karte des Sanct Gotthard. — Bern 1873, XV. Lieferung (1—155).
24. GERLACH, H., Die penninischen Alpen. Bern 1869, Neue Denkschriften der Schweiz. naturf. Ges., Bd. XXIII.
25. GIORDANO, F., Esame geologico della catena alpina del S. Gottardo. Firenze 1872, Memorie d. Com. Geol. Ital., Vol. II.
26. GRUBENMANN, U., Die kristallinen Schiefer. Berlin 1910. Zweite Auflage.
27. GRUBENMANN, U. und P. NIGGLI, Die Gesteinsmetamorphose. I. Allgemeiner Teil. Berlin 1924 (BORNTÄGER).
28. GRÜTTER, O., Über einige Ergebnisse der geologischen Untersuchung der Kraftwerkanlage Monte Piottino (Tessin). Basel 1931, Eclogae Geol. Helv., Vol. XXIV (1—21).
29. GUTZWILLER, E., Injektionsgneise aus dem Kanton Tessin. Lausanne 1912, Eclogae Geol. Helv., Vol. XII (1—64).
30. HEIM, ALB., Gneissfältelung im alpinen Centralmassiv. Ein Beitrag zur Kenntnis der Stauungsmetamorphose. Zürich 1900, Vierteljahresschrift d. Naturf. Ges. Zürich, Jahrg. XLV (205—226).
- 30a. — Zum Mechanismus der Gebirgsbildung. Berlin 1880, Zeitsch. d. deutsch. geol. Gesellschaft, Bd. XXXII (262—299).
31. — Geologie der Schweiz. Leipzig 1922, Bd. II, 2. Hälfte.
32. HEZNER, L., Der Peridotit von Loderio (Kt. Tessin). Zürich 1909, Vierteljahresschrift d. Naturf. Ges. Zürich, Jahrg. LIX (1—17).
33. HOLMQUIST, P. J., Von der chemischen Zusammensetzung der Kalifeldspate des Wiborger Rapakiwis und über die Deutung desselben. Stockholm 1939, Geol. Fören. Förhandl., Bd. 61, H. 2 (157—167).
34. JAKOB, J., Analysen dreier Tessiner Turmaline. Zurigo 1937, Boll. svizz. Min. Petr., Vol. XVII (146—148).
35. — Zwei Analysen von Ilmenit. Zurigo 1937, Boll. svizz. Min. Petr., Vol. XVII (269—270).

36. — Drei Analysen von Beryll. Zurigo 1938, Boll. svizz. Min. Petr., Vol. XVIII (607—609).
37. JENNY, H., Über Bau und Entstehung der penninischen Decken. Bâle 1923, Eclogae Geol. Helv., Vol. XVII (501—521).
38. — Die alpine Faltung. Berlin 1924, Bornträger.
39. JUNG, J., et ROQUES, M., Les zones d'isometamorphisme dans le terrain cristallophyllien du Massif Central français. Clermont-Ferrand 1936, Revue des sciences nat. d'Auvergne, Tome I, fasc. 4 (1—50).
40. KLEMM, G., Berichte über die Untersuchungen an den sogenannten „Gneisen“ und den metamorphen Schiefergesteinen der Tessiner Alpen. Sitzungsberichte der Königlich-preussischen Akad. d. Wiss. (I, 1904), (III, 1906), (IV, 1907).
41. — Über die genetischen Verhältnisse der Tessiner Alpen. Berlin 1911, Zeitschr. der Deutschen Geol. Gesellsch. Monatsberichte, No. 8—10 (464—469).
42. KOENIGSBERGER, J., Über alpine Minerallagerstätten, Mineralklüfte und Differentiation ihrer Paragenese. Zurigo 1925, Boll. svizz. Min. Petr., Vol. V (67—127).
43. — Auftreten einiger Klufftmineralien im Zusammenhang mit dem Chemismus von Gneisen südlicher Decken (Simplon- und Tessiner Penninikum). Zurigo 1937, Boll. svizz. Min. Petr., Vol. XVII (85—87).
44. KRIGE, J. L., Petrographische Untersuchungen im Val Piora und Umgebung. Bâle 1918, Eclogae Geol. Helv., Vol. XIV (519—654).
45. KÜNDIG, E., Beiträge zur Geologie und Petrographie der Gebirgskette zwischen Val Calanca und Misox. Zurigo 1926, Boll. svizz. Min. Petr., Vol. VI (1—99).
46. — Neue Gesichtspunkte in den Problemen der Tessiner Tektonik. Bâle 1934, Eclogae Geol. Helv., Vol. XXVII (333—336).
47. LARDY, C., Essai sur la constitution géognostique du St. Gothard. Zürich 1833, Denkschr. allg. Schweiz. Ges. f. gesamte Naturw. (200—280).
48. LAVIZZARI, L., Istruzione popolare sulle principali rocce. Lugano 1849.
49. — Escursioni nel Cantone Ticino. Lugano 1863.
50. LAUTENSACH, H., Die Übertiefung des Tessingebietes. Berlin 1912, Geogr. Abhandlg., Neue Folge, Heft 1 (1—155).
- 50a. LINCIO, G., Sul berillo di Vall' Antoliva e di Cosasca. Torino 1905, Atti della Reale Accad. d. Scienze, Vol. XL (654—663).
51. MASSON, R., Geologisch-Petrographische Untersuchungen im unteren Valpelline, Provinz Aosta (Italien). Zurigo 1938, Boll. svizz. Min. Petr., Vol. XVIII (54—212).
52. MÄKINEN, E., Über die Alkalifeldspäte. Stockholm 1917, Geol. Förening. Förhandl., Bd. 39 (121—184).
53. MECHTEL DE, CHR., Itinéraire du St. Gothard. Basle MDCCXCV.
54. MERLA, G., Formazioni cristalline fra Alto Lario e Val Bregaglia. Roma 1935 — XII, Boll. R. Uff. Geol. d'Italia, Vol. LX (1—18).
55. MITTELHOLZER, A. G., Beitrag zur Kenntnis der Metamorphose in der Tessiner Wurzelzone. Zurigo 1936, Boll. svizz. Min. Petr., Vol. XVI (19—182).
56. NÄGELI, H., Die postglazial-prähistorischen Biaschina-Bergstürze. Zürich 1920, Vierteljahresschrift d. Naturf. Ges., Vol. LXV (1—59).

57. NIGGLI, P., Der Chemismus der zentralen Aargranite. Zurigo 1924, Boll. svizz. Min. Petr., Vol. IV (337—351).
58. NIGGLI, P., DE QUERVAIN, F. und WINTERHALTER, R., Chemismus schweizerischer Gesteine. Bern 1930, Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie, XIV.
59. NIGGLI, P., Die chemische Klassifikation der metamorphen Gesteine. Zurigo 1934, Boll. svizz. Min. Petr., Vol. XIV (464—472).
60. — Kristallfunde in den Alpen. Berna 1935, Le Alpi, Riv. Club Alpino Svizz., Vol. XI (201—214).
61. — Die Magmentypen. Zurigo 1936, Boll. svizz. Min. Petr., Vol. XVI (335—399).
62. — Über Molekularnormen zur Gesteinsberechnung. Zurigo 1936, Boll. svizz. Min. Petr., Vol. XVI (295—317).
63. — Über die chemische Zusammensetzung der Alkaliglimmer. Leipzig 1937, Zeitschr. f. Kristall., Bd. 96 (89—106).
64. — Die komplexe gravitative Kristallisationsdifferentiation. Zurigo 1938, Boll. svizz. Min. Petr., Vol. XVIII (610—664).
65. — Das Magma und seine Produkte. I. Teil: Physikalisch - chemische Grundlagen. Leipzig 1937.
66. — Das Magma und seine Produkte. II. Teil: Manoscritto inedito.
67. NIGGLI, P., PREISWERK, H., GRÜTTER, O., BOSSARD, L. und KÜNDIG, E., Geologische Beschreibung der Tessiner Alpen zwischen Maggia und Blenio-Tal. Con riassunto italiano: La geologia delle Alpi Ticinesi fra Valle Maggia e Val Blenio di P. NIGGLI, tradotto da G. B. DAL PIAZ. Berna 1936, Materiali per la Carta geol. d. Svizzera, N. S., fasc. 71.
68. NIGGLI, P. e F. DE QUERVAIN, Note esplicative annesse al foglio N° 4 (Bellinzona-St. Moritz) della carta Geotecnica della Svizzera (Versione italiana di S. CASASOPRA). Berna 1938.
69. OMBONI, G., I ghiacciai antichi e il terreno erratico di Lombardia. Milano 1861, Atti Soc. It. Scienze Nat., Vol. III (1—70).
70. PATRINI P., Sulla morfologia dei bacini del Ticino e dell'Oglio. Milano 1914, Memorie R. Ist. Lombardo, Vol. XXI.
71. PARKER, R. L., Bemerkungen über einige Mineralien des Piottinostollens (Tessin). Zurigo 1930, Boll. svizz. Min. Petr., Vol. X (363—366).
72. PINI, E., Osservazioni mineralogiche sulla Montagna di S. Gottardo. Milano 1781. Opuscoli scelti sulle scienze e sulle arti, tratti dagli atti delle accademie e dalle altre collezioni (Ed. Amoretti), Tomo IV (289—315).
73. — Über den Skt. Gotthard und seine umliegenden Gegenden. Wien 1784.
74. PORRO, C., Geognostische Skizze der Umgegend von Finero. Berlin 1895, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch., Bd. XLVII, 3. Heft (377—422).
75. PREISWERK, H., Geologische Beschreibung der Lepontinischen Alpen. II. Oberes Tessin- und Maggia-Gebiet. Bern 1918, Beitr. Geol. Karte d. Schweiz, Vol. XXVI, II.
76. — Die zwei Deckenkulminationen Tosa-Tessin und die Tessiner Querfalte. Lausanne 1920—22, Eclogae Geol. Helv., Vol. XVI (485—496).
77. — Tessinergneis. Ibidem.
78. — Der Tessinergneis. Zurigo 1924, Boll. svizz. Min. Petr., Vol. IV (359—360).
79. — „Tessinergneis“ mit tektonischer Kartenskizze. Bâle 1925. Eclogae Geol. Helv., Vol. XIX (177—187).

80. — Bemerkungen zu L. BOSSARD: „Der Bau der Tessiner Kulmination“. Zurigo 1926, Boll. svizz. Min. Petr., Vol. VI (370—375).
81. — Der Quarzdiorit des Coccomassivs (zentrale Tessiner Alpen) und seine Beziehungen zum Verzascagneis. Zurigo 1931, Boll. svizz. Min. Petr., Vol. XI (27—55).
82. PREISWERK, H. und REINHARD, M., Geologische Übersicht über das Tessin. Basel 1934, Guide géol. de Suisse, Fasc. III (192—200).
83. QUERVAIN, F. DE, Pegmatitbildungen von Valle della Madonna bei Brissago. Thun 1932, Mitteil. Naturw. Gesellsch. Thun (1—15).
- 83a. — Der Bronzitfels von Loderio (Val Blenio, Tessin). Zurigo 1934, Boll. svizz. Min. Petr., Vol. XIV (447—449).
- 83b. QUERVAIN, F. DE und GSCHWIND, M., Die nutzbaren Gesteine der Schweiz. Herausgegeben von der Geotechnischen Kommission der Schweizer. Naturf. Gesellschaft. Bern 1934 (H. Huber).
84. REINHARD, M., Universaldrehtischmethoden. Basel 1931.
85. — „Über Gesteinsmetamorphosen in den Alpen“. Conferenza tenuta il 20 Marzo 1935 alla Mijnbouwkundige Vereeniging zu Delft e pubblicata nel „Jaarboek van de Mijnbouwkundige Vereeniging te Delft“, 1934—35 (39—45).
86. REPOSSI, E., Appunti mineralogici sulla pegmatite di Olgiasca (Lago di Como). Roma 1904, Atti R. Accad. Naz. dei Lincei, Rendiconti, serie II, vol. XIII (186—190).
87. — Il crisoberillo nella pegmatite di Olgiasca. Milano 1907, Atti del Congresso Nat. Ital.
88. — I filoni pegmatitici di Olgiasca. Rinvenimento in essi di minerali d'uranio. Milano 1914, Atti Soc. It. Sc. Nat. e del Museo Civ., Vol. XLII, fasc. IV.
89. ROLLE, F., Das südwestliche Graubünden und nordöstliche Tessin. Bern 1881, Beiträge zur Geol. Karte d. Schweiz, Vol. XXIII.
90. RÜGER, L., Zur Altersfrage der Bewegungen und Metamorphosen im Peninikum der Tessiner Alpen. Berlin 1934, Geol. Rundschau, Vol. XXV (1—10).
91. SACCO, F., Il fenomeno diluvio-glaciale nelle Alpi durante l'era terziaria. Roma 1935, XII, Boll. Soc. Geol. Italiana, Vol. LV (63—114).
92. SAUSSURE DE, H. B., Voyages dans les Alpes. Neuchâtel MDCCXCVI, Tome VII, Chap. XI (4—18).
93. SCHARDT, H., Le Gneiss d'Antigorio. Lausanne 1893, Eclogae Geol. Helv., Vol. IV (114—120).
94. — Eboulement préhistorique de Chironico. Bellinzona 1910, Boll. Soc. Tic. Scienze Nat., Vol. VI (1—16).
95. SCHEUCHZER, J., Oreographia Helvetica Manoscritto originale N° H 92 della Biblioteca Centrale di Zurigo (1720). Epistula ad Soc. Reg. Scient. Parisiensem (30—35).
96. SCHMIDT, C., Livret - Guide des Excursions du Congrès International Géologique. Lausanne 1894 (111—158).
- 96a. — Über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizeralpen. Basel 1907, Eclogae Geol. Helv., Vol. IX (484—584).

97. SCHMIDT, C., PREISWERK, H., STELLA, A., Erläuterungen zur geologischen Karte der Simplongruppe (1:50 000). Berna 1908, Erläuterungen zu geologischen Karten, Nr. 6.
98. SEDERHOLM, J. J., On Migmatites and associated pre-cambrian rocks of Southwestern Finland. Helsingfors 1926, Bull. Com. Geol. de Finlande, Nr. 77.
99. SONDER, R. A., Untersuchungen über den Differentiationsverlauf der spät-paläozoischen Granitintrusionen im zentralen und westlichen Gotthardmassiv. Zurigo 1921, Boll. svizz. Min. Petr., Vol. I (1—71).
100. — Die Lineamenttektonik und ihre Probleme. Bâle 1938, Eclogae Geol. Helv., Vol. XXXI (199—238).
101. SÖLCH, J., Fluß- und Eiswerk in den Alpen. Gotha 1935, Petermanns Mitt., Ergänzungsheft 219—220 (1—327).
102. SPENCER, E., A contribution to the study of moonstone from Ceylon and other areas and of the stability-relations of the alkali-feldspars. London 1930, Min. Magazine, Vol. XXII, Nr. 130 (291—367).
103. — The Potash-soda-feldspars, I. Thermal Stability. London 1937, Vol. XXIV, Nr. 156 (453—494).
104. — The Potash-soda-feldspars, II. Some applications to petrogenesis. London 1938, Min. Magazine, Vol. XXV, Nr. 162 (87—118).
- 104a. SPEZIA, G., Sul berillo di Craveggia. Torino 1882, Atti d. Reale Accad. d. Scienze, Vol. XVII (521—524).
105. STAPF, F. M., Wie am Monte Piottino die Parallelstruktur des Gneises in Schichtung übergeht. Stuttgart 1882, Neues Jahrbuch f. Min., Vol. I (75—101).
106. — Zur Mechanik der Schichtenfaltung. Stuttgart 1879, Neues Jahrb. f. Min. Geol., Jahrg. 1879 (292—300) e 1881, I, 184—194).
107. — Geologische Beobachtungen im Tessintal während Tracierung und Baues der Gotthardbahn. Berlin 1883.
108. STAUB, R., Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen. Bern 1916, Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F. 46, Abt. I (1—41).
109. — Der Bau der Alpen. Bern 1924, Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F. 52 (1—231).
110. — Zur Kenntnis der Bergeller Berylle. Zurigo 1924, Boll. svizz. Min. Petr., Vol. IV (364—367).
111. — Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie. Zürich 1934, Denkschr. d. Schweiz. Nat. Ges., Bd. LXIX, Abhd. 1.
112. — Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer. Zürich 1937, Vierteljahresschr. d. Naturf. Ges. Zürich, Vol. LXXXII (1—140).
113. — Einige Ergebnisse vergleichender Studien zwischen Wallis und Bünden. Bâle 1938, Eclogae Geol. Helv., Vol. XXXI (345—353).
114. STELLA, A., Il Problema geo-tettonico dell'Ossola e del Sempione. Roma 1905, Boll. R. Com. Geol. d'Italia, Anno 1905, Nr. 1.
115. STUDER, B., Geologie der Schweiz. Bern 1851, Bd. I (226—242).
116. — Gneiss und Granit der Alpen. Berlin 1872, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch., Vol. XXIV (551—557).
117. STRASSER, E., Geologie der Pizzo di Claro-Torrone Alto-Kette sowie der penninischen Wurzelzone zwischen Val Calanca und Tessintal. Zurigo 1928, Tesi all'Università di Zurigo.

118. TADDEI, C., Galleria Monte Piottino, Faido (Ticino). Zurigo 1930, Boll. svizz. Min. Petr., Vol. X (367—372).
119. — Dalle Alpi Lepontine al Ceneri. Bellinzona 1938 (1—180).
120. — Notizie mineralogiche ticinesi: berillo e prenite di Cresciano sul Sasso (Riviera). Zurigo 1938, Boll. svizz. Min. Petr., Vol. XVIII (436—440).
121. TARAMELLI, T., Note geologiche sul bacino idrografico del fiume Ticino. Roma 1884—1885, Boll. Soc. Geol. Italiana, Vol. IV (239—336).
122. TRAVERSO, S., Geologia dell'Ossola. Genova 1895.
123. VOGT, J. H. L., The physical chemistry of the magmatic Differentiation of igneous rocks. (Part III, second half.) Oslo 1931, Skrift. Norske Videnskrif. Akad., Mat.-naturw. Kl. for 1930, Nr. 3.
124. WANG, HENG SHENG, Petrographische Untersuchungen im Gebiet der Zone von Bellinzona. Zurigo 1939, Boll. svizz. Min. Petr., Vol. XIX (21—199).
125. WENK, E., Zur Genese der Bändergneise von Ornö Hufvud. Upsala 1936, Bull. of the Geol. Inst. of Upsala, Vol. XXVI (53—90).
126. WINCHELL, A. N., Elements of Optical Mineralogy, Part. II, Third edition. New York 1933.
127. — The antophyllite and cummingtonite-grünerite series. Menasha (Wisconsin) 1938, The Americ. Mineralogist, Vol. XXIII (329—333).
128. WINTERHALTER, R. V., Zur Petrographie und Geologie des östlichen Gotthardmassivs. Zurigo 1930, Boll. svizz. Min. Petr., Vol. X (38—116).

### Elenco delle carte geologiche consultate

1. M. EXCHAQUER, STRUVE, VAN BERCHEM: Carte pétrographique du St. Gotthard (1795).
2. B. STUDER: Geol. Karte von Simplon und St. Gotthard 1: 400 000 (1844).
3. B. STUDER und A. ESCHER v. D. L.: Carte Géologique de la Suisse 1: 380 000. Deux. Edit. 1867.
4. F. ROLLE: Gneis vom Obertessin 1: 250 000 (1881).
5. — Bellinzona-Chiavenna; Carta Dufour 1: 100 000, Foglio XIX (1882).
6. E. M. STAPF: Geologische Übersichtskarte der Gotthardbahnstrecke Erstfeld-Castione 1: 25 000 (1884).
7. T. TARAMELLI: Schizzo geologico del Bacino idrografico del fiume Ticino 1: 450 000 (1886), annessa all'op. cit. 121.
8. C. SCHMIDT, H. PREISWERK, A. STELLA: Geol. Karte der Simplongruppe 1: 50 000 (1908).
9. H. SCHARDT: Carte Géol. de la vallée du Tessin entre Lavorgo-Bodio 1: 50 000 (1910).
10. R. STAUB: Tektonische Karte der südöstlichen Schweizeralpen 1: 250 000 (1916).
11. L. I. KRIGE: Geol. Karte des Val Piora 1: 50 000 (1918).
12. H. PREISWERK: Geol. Karte des oberen Tessin- und Maggia-Gebiets 1: 50 000. Carta speciale N° 81 (1918).
13. H. NÄGELI: Schuttablagerungen der Biaschina 1: 25 000 (1920).
14. E. STRASSER: Geol. Karte der Pizzo di Claro-Torrone Alto-Kette 1: 50 000 (1927), annessa all'op. cit. 117.
15. H. PREISWERK, L. BOSSARD, O. GRÜTTER, P. NIGGLI, E. KÜNDIG, E. AMBÜHL: Carta geologica delle Alpi Ticinesi fra Valle Maggia e Val Blenio 1: 50 000. Carta speciale N° 116 (1934).



## Spiegazione della tavola I\*

Fig. 1. *Intercalazione micascistosa di Moleno*. Lievi deformazioni paracristalline nell'aggregato totalmente ricristallizzato. Le lamine micacee avvolgono ovunque i componenti granulari subendo contrazioni e contorsioni locali — (Polarizzatore solo; ingr. 10, sezione N° 751, S. Casasopra, f.).

Fig. 2. *Milonite porfiroclasta-lenticolare*. (Lodrino, cava Uggini, Balma.) In mezzo al tritume minuto serpeggiano le file di piccolissime scheggie micacee nonchè gli aggregati porfiroclasti di quarzo-feldispato. Verso l'alto si osserva un rimpasto ormai pulverulento; in generale permane la successione dei piani tangenziali — (Polarizzatore solo; ingr. 15; sezione N° 18, S. C.).

Fig. 3. *Feldispato alcalino delle pegmatiti postmetamorfe di Cresciano — Cresciano sul Sasso*. La struttura a graticcio del microclino è interrotta dalle lamelle pertitiche di albite, distintamente geminata. Si osservi l'orientamento costante delle lamine polisintetiche. (Nicol incrociati, ingr. 30, sezione obliqua, N° 732; S. C.).

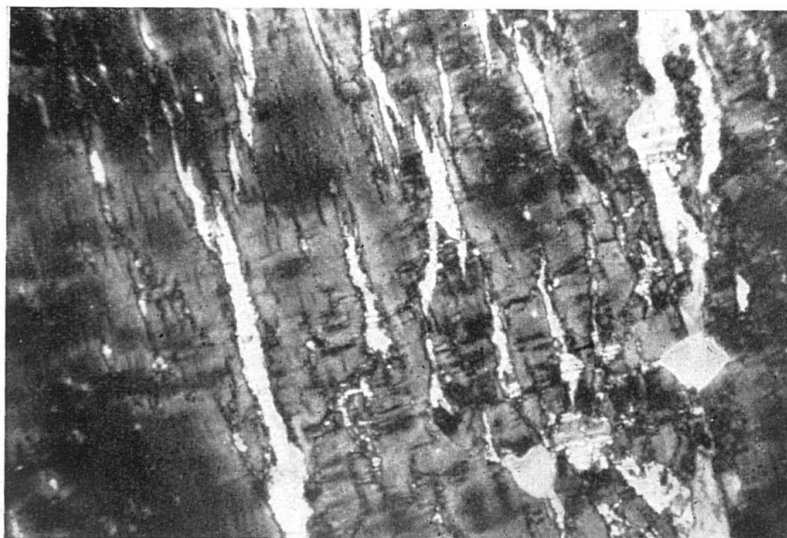
Tavola I\*



1



2



3

## Spiegazione della tavola II\*

Fig. 4. *Feldispato alcalino delle pegmatiti recenti di Preonzo (cave)*. Sezione parallela a (001) di un piccolo cristallo ben formato. Il sopravvento della scissione pertitica menoma assai l'abito consueto del microclino. Si noti tuttavia il parallelismo fra i piani di contatto della geminazione polisintetica dell'albite e la traccia del piano d'associazione del corpo bigemine secondo Carlsbad. (Nicol incr., ingr. 15, sezione N° 735a, S. C.).

Fig. 5. *Idem.* Dettaglio di una lamella pertitica del cristallo precedente. La nitidezza della geminazione polisintetica e la continuità dell'orientamento fra le diverse lamelle è assai vivace e caratteristica. (Nicol incrociati, ingr. 30, sezione N° 735a, S. C.).

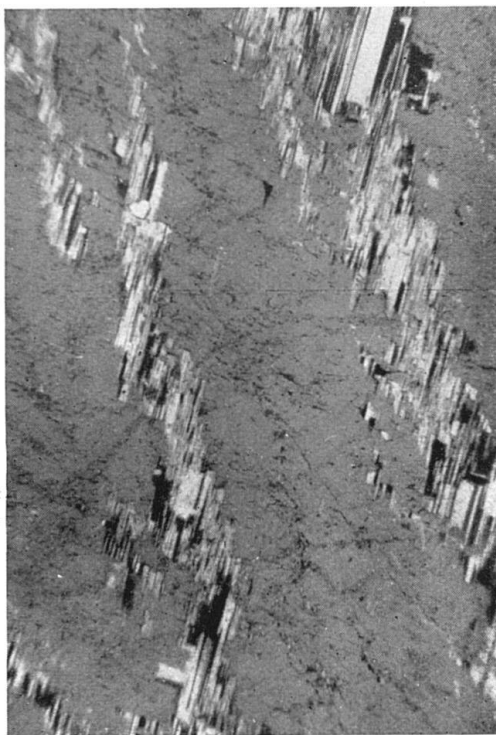
Fig. 6. *Feldispato alcalino totalmente ricristallizzato* con scissione di lamelle albitiche in sostituzione della struttura a graticcio. Fra una lamella e l'altra l'estinzione è offuscata da riflessi incrociati, propri del microclino. *Varietà V*, alcali-aplitica, Gruppo LGr — *Preonzo*. Nelle varietà I, II, IX, del gruppo T il feldispato alcalino figura identico a questo. (Nicol incr., ingr. 50, sezione (bc), N° 475, S. C.).

Fig. 7. *Varietà porfiroide (III tipo Biasca,) dello Gneiss Leventina*. Dettaglio dei contorni di un porfiroide (ex-fenocristallo di relitto), mostrante la corona mirmecitica abbondantemente sviluppata negli individui di plagioclasio adiacenti. Il miscuglio granulare che circonda il porfiroide rivela l'assetto del rifacimento metamorfico, opposto alla compagine residuale del porfiroide stesso, a sua volta intaccato solo alla periferia — (Nicol incr.; ingr. 45; sezione N° 1; S. Casasopra, f.).

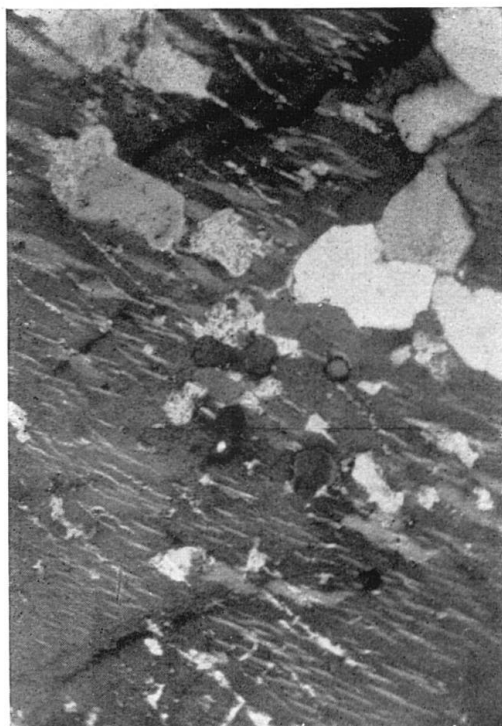
Tavola II\*



4



5



6



7

### Spiegazione della tavola III\*

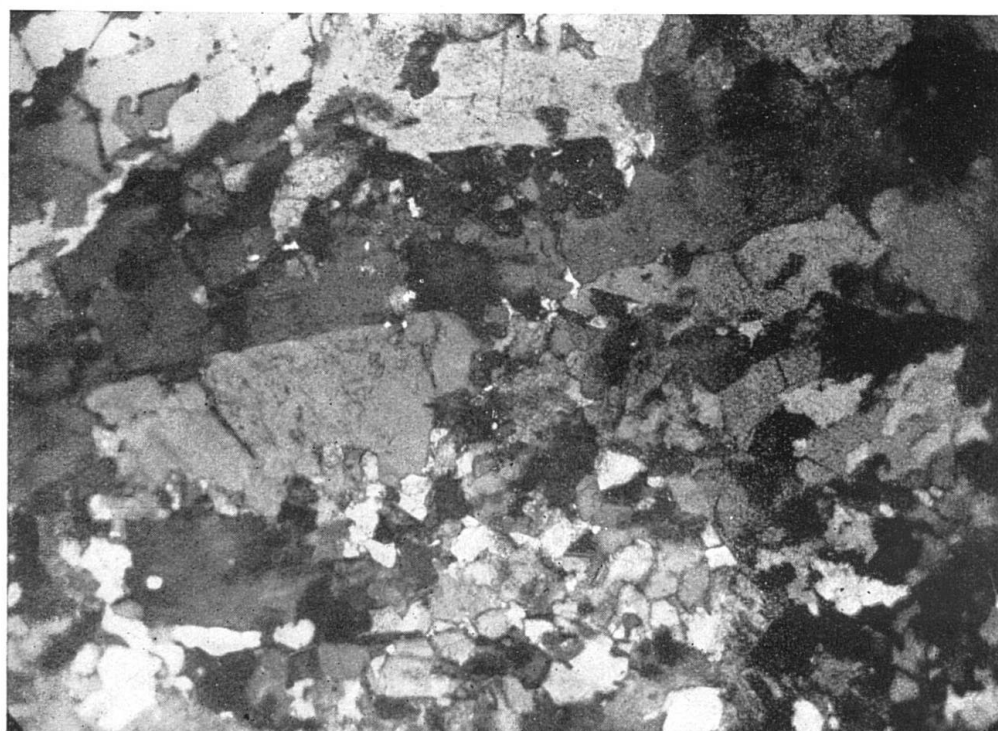
Fig. 8. *Porfiroide di feldispato alcalino* non ricristallizzato, ma semplicemente corrosso (relitto fenocristallino). Si osservi la forte diversità dei contorni smangiati rispetto alle forme granulari degli aggregati di chiara ricristallizzazione. — *Varietà III*, engadinica, Gruppo LGr. *Biasca*, cave ai piedi del Sasso di Pollegio — (Nicol incr. ingr. 25, sezione N° 1, S. Casasopra, f.).

Fig. 9. *Ultimo residuo di ex-fenocristallo porfiroide* in mezzo alla massa granoblasta. La profonda corrosione dei margini, il graticcio finissimo, la separazione in due parti ancora isorientate secondo la geminazione primitiva caratterizzano questo stadio della metamorfosi distruttiva agente sui fenocristalli primitivi. *Varietà IIIb*, engadinica, Gruppo LGr. *Lavorgo*, cave Pellegrini — (Nicol incr., ingr. 40, sezione (bc), N° 101 ; S. C.).

Tavola III\*



8



9

Leere Seite  
Blank page  
Page vide



**SCHIZZO PETROGRAFICO  
DELLO  
GNEISS LEVENTINA  
MERIDIONALE (RIVIERA)**

(DAL RILEVAMENTO DI S. CASASOPRA 1937 - 1939)

## ANNOTAZIONI

1. Scala di rilevamento 1:40000

2. Elementi di contatto con lo Gneiss Leventina



Ortogneiss aplitici e granuliti- ci, passanti a gneiss occhiadi- no lenticolare, tabulare Facies Gneiss Gran. Verzasca	} Unità Simano S
---	------------------------



Gneiss e scisti biotitici, in parte ortogneiss molto scistosi, in parte metagneiss con banchi di gneiss granit. di facies verz. } Serie Pg



Paragneiss blotitici con inserzioni di anfiboliti, alternanti con banchi di gneiss granitico di facies verzasca } Zona mista Zm

3. Varietà princ. dello Gneiss Leventina.



Var. laminare e scistosa, }  
(Gruppo leucogranitico, Tipi } VI  
Faido) - Passaggio a III }

«Granito scuro» Tipo Lodrino IV



Var. porfitroide-lenticolare, }  
poco scistosa - (Gruppo leuco- } III  
granitico, Tipo Biasca - Bodio }  
Passaggio a I



Var. assai scistosa e mica-  
cea, talora con tess. fluidale } II  
Tipo Cresciano: Passaggio a I



Var. chiara, granulosa, lie- } I  
vamente scistosa. Tipo Claro }



Var. chiara, scistosa, con }  
tess. parallela. Tipo Preonzo } Y

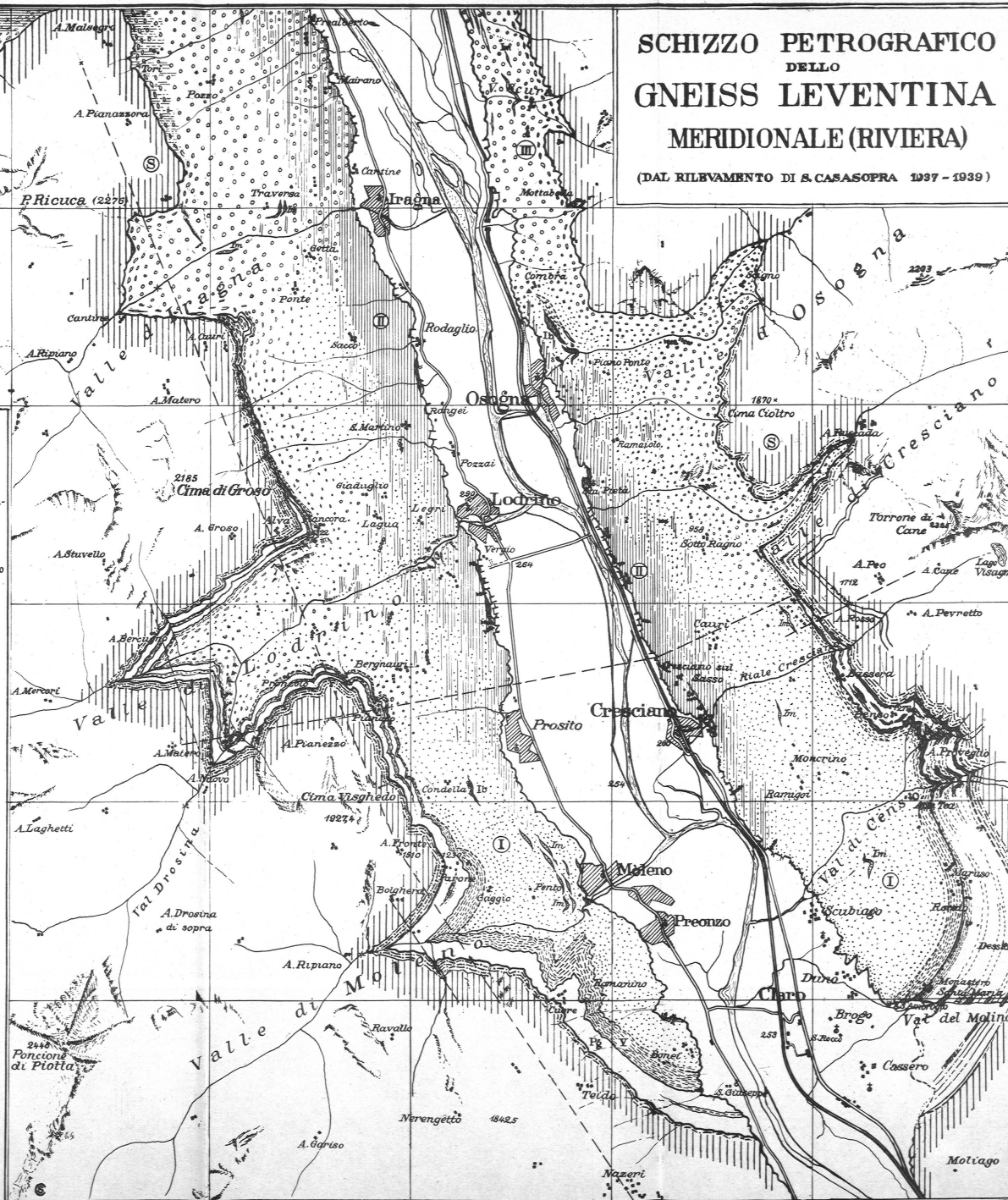
#### 4. Rocce accessorie nello Gneiss Leventina



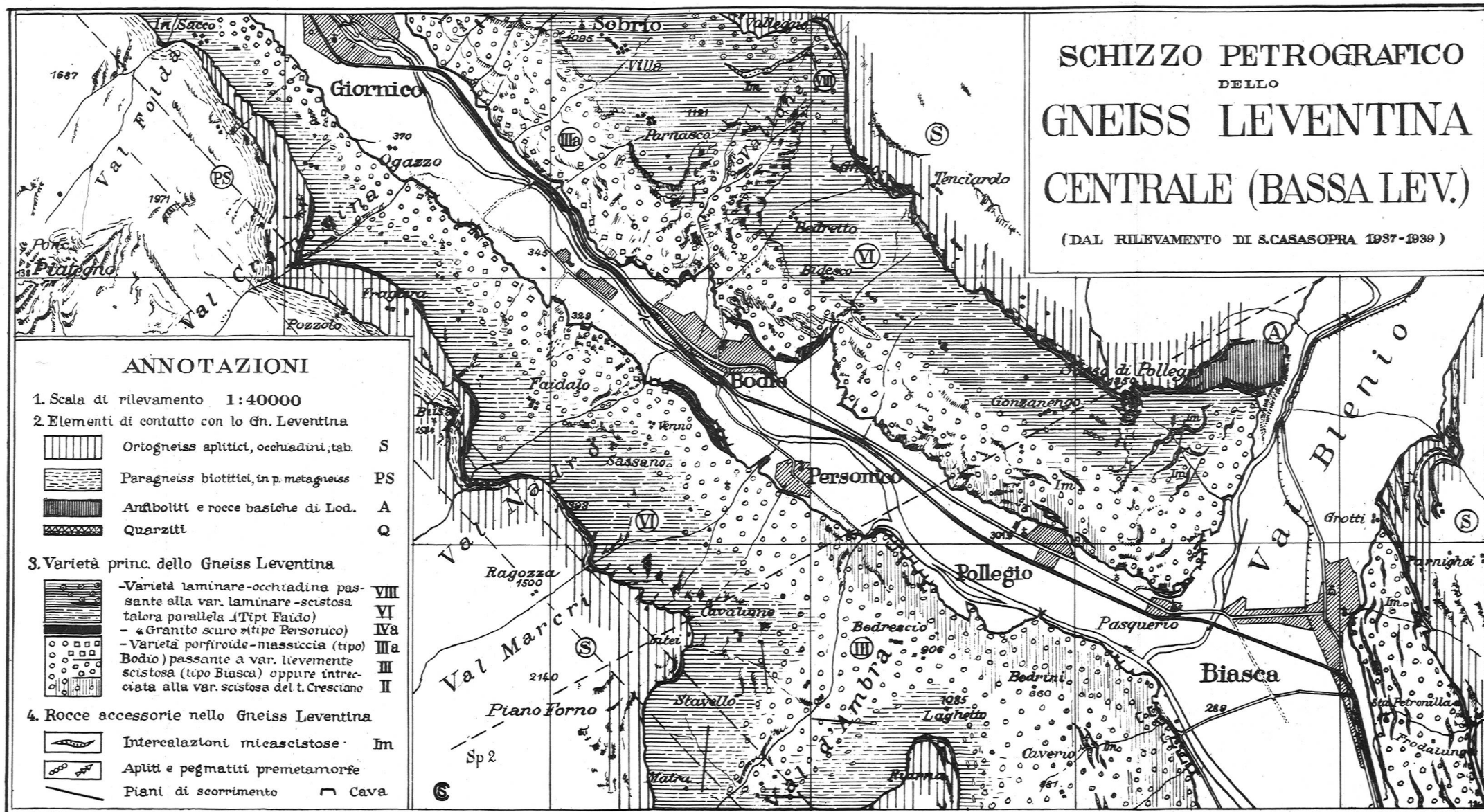
Intercalazioni micascistose	Im
Intercalazioni basiche	Ib



Apliti	} pre- e postmetamorfici
Pegmatiti	
	(vuoto e ripieno)

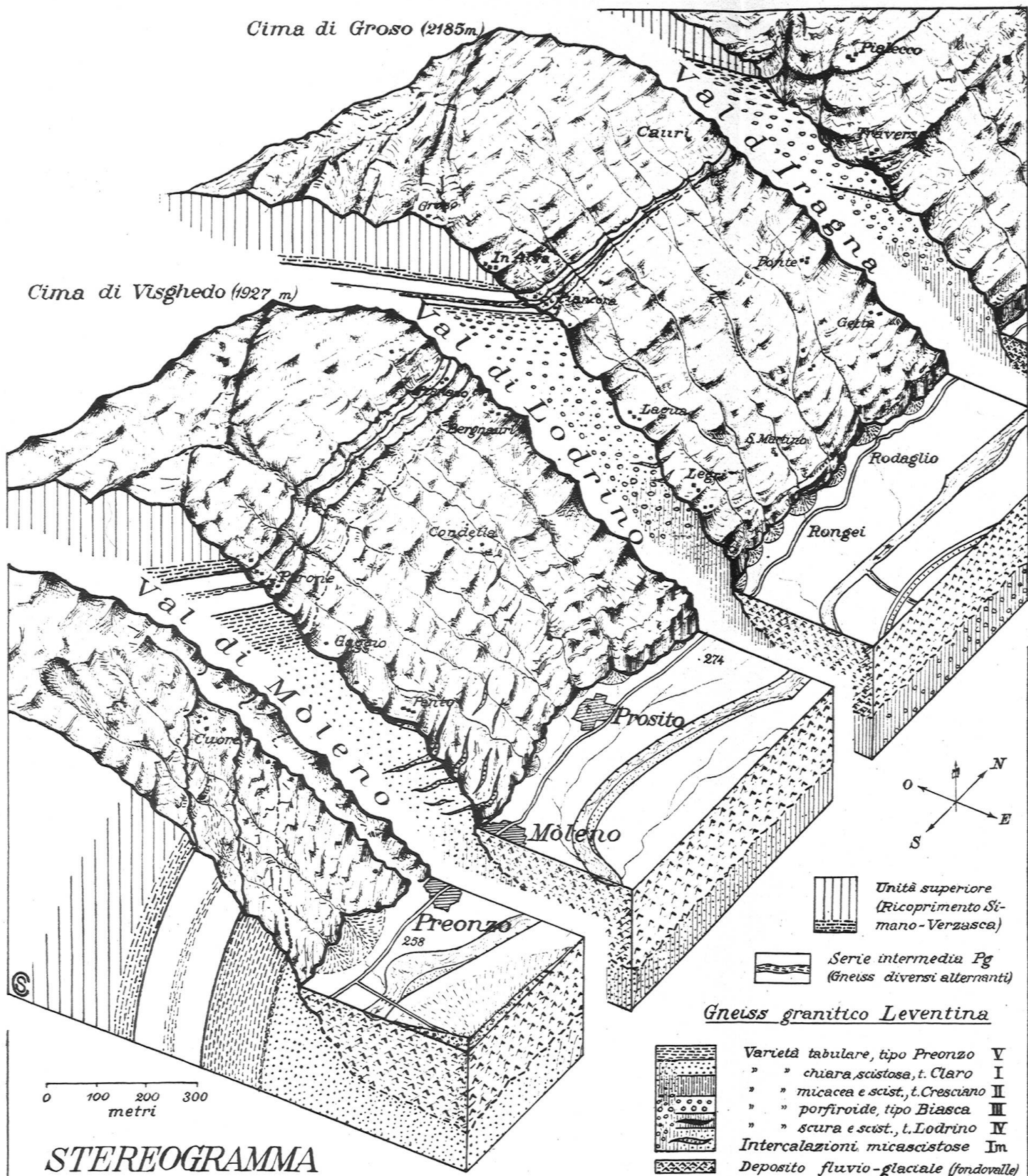


Leere Seite  
Blank page  
Page vide



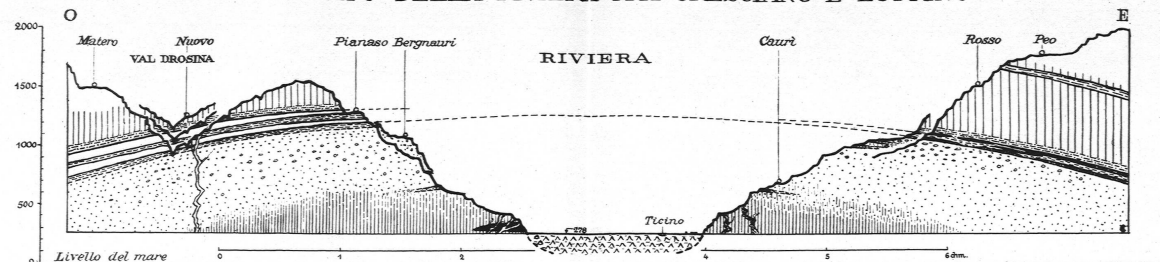
Leere Seite  
Blank page  
Page vide



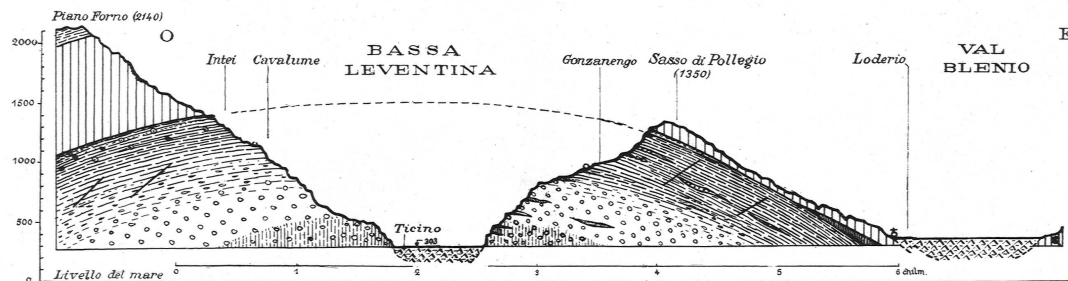


Leere Seite  
Blank page  
Page vide

# 1. SPACCATO DELLA RIVIERA FRA CRESCIANO E LODRINO



# 2. SPACCATO ALL' INIZIO DELLA VALLE LEVENTINA



## ANNOTAZIONI

### 1. Elementi di contatto con lo Gneiss Leventina

- Zona mista (Riviera orientale)
- Serie Pg (Riviera occidentale)
- Quarziti (Q)
- Anfiboliti e rocce basiche (Loderio)

### Parascisti e gneiss biotitici (PS)

- Ortogneiss aplitici e granulitici (S)
- Metagneiss granatiferi (G<sub>1</sub>)
- Dolomia cartata (td)
- Calcescisti grigi (Cs)

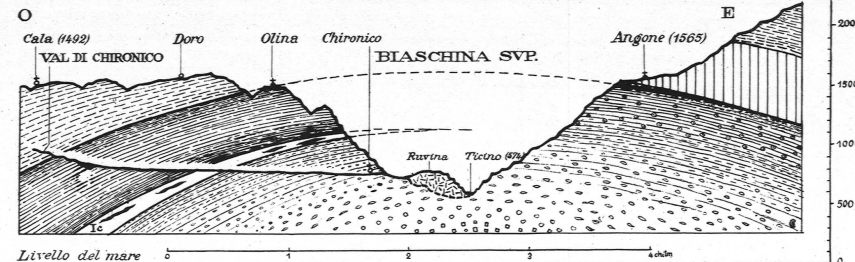
### 2. Varietà tipiche dello Gneiss Leventina

- I Varietà chiara, tipo Claro
- II Var. scistosa, tipo Cresciano
- III Var. porfiroide, tipo Biasca
- IIIa " " massiccia, t. Bodio
- IIIb " " lenticolare, t. Lavorgna

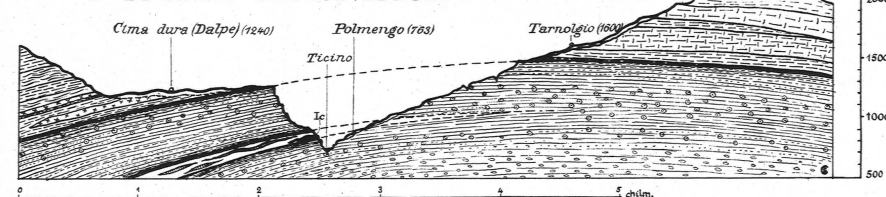
### 3. Rocce accessorie nello Gn. Lev.

- Intercalazioni micascistose (Im)
- Intercalazione centrale (Ic)
- Pegmatiti postmetamorfiche
- IV e IVa «Granito scuro» Qzd
- V Var. scist. parallela, t. Prunzo
- VI e VIIa Var. laminare
- VII Var. granulare (Tipi Faido)
- VIII Var. ocellata
- IX Var. glandolare-piegheata, t. Piottino (T)

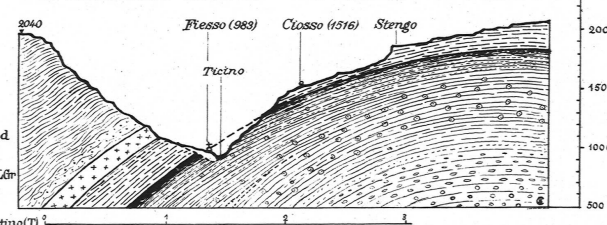
# 3. SPACCATO DELLA BIASCHINA



# 4. FRONTE SETTENTRIONALE - PIOTTINO



# 5. FRONTE SETT. - ALTA LEVENTINA

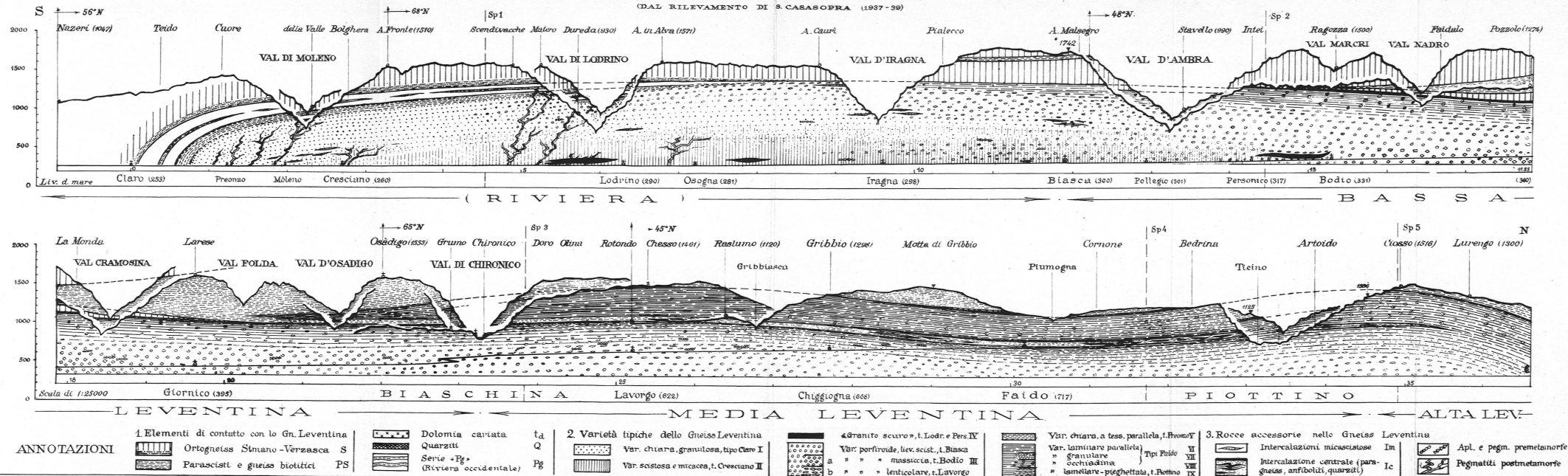




Leere Seite  
Blank page  
Page vide

# SPACCATO LONGITUDINALE DELLO GNEISS LEVENTINA A PONENTE

(DAL RILEVAMENTO DI S. CASASOPRA (1937-39))



Leere Seite  
Blank page  
Page vide