

CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE  
CENTRO NAZIONALE PER LO STUDIO GEOLOGICO E PETROGRAFICO DELLE ALPI

---

---

SERGIO LORENZONI

---

STUDIO GEO - PETROGRAFICO  
DEL VERSANTE ITALIANO DEL  
MASSICCIO D' AMBIN

---

*(Con 5 figure, 4 tavole fuori testo e 1 carta geologica 1:50.000)*

---



PADOVA  
SOCIETÀ COOPERATIVA TIPOGRAFICA  
1965

*Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell' Università di Padova*

*Volume XXV*



## PREMESSA <sup>(1)</sup>

Negli anni 1959-60-61 ho eseguito, con G. FREGOLENT, il rilevamento geologico del versante italiano del gruppo montuoso d'Ambrì per conto del Comitato Nazionale Ricerche Nucleari. Tale rilevamento, alla scala 1:25.000, ha accompagnato la prospezione radiometrica delle formazioni pretriassiche, nei livelli superiori delle quali sono state messe in luce alcune concentrazioni uranifere.

Negli anni successivi lo studio dell'Ambrì è stato da me approfondito e concluso a Padova presso la Sezione I del Centro Nazionale per lo Studio geologico e petrografico delle Alpi, sotto gli auspici del Consiglio Nazionale delle Ricerche.

Lo studio petrografico di dettaglio è limitato alle formazioni pretriassiche ed alla loro copertura mesozoica normale; il complesso dei calcescisti non è stato oggetto di particolari ricerche poiché costituisce un problema a sè stante sul quale mi riprometto di pubblicare un lavoro petrografico riguardante soprattutto alcune facies più significative (« gneiss di Charbonnel »).

Ringrazio vivamente i Dirigenti della Divisione Geomineraria del C. N. R. N. e del Comitato per le Scienze Geologiche e Minerarie del C. N. R. per i contributi finanziari che mi hanno permesso la pubblicazione di questa memoria.

Esprimo la mia riconoscenza ai Proff. A. BIANCHI, Gb. DAL PIAZ e B. ZANETTIN che mi hanno guidato negli sviluppi sperimentali e conclusivi del presente lavoro.

Ricordo infine il valido aiuto ricevuto durante le ricerche di campagna dal personale, alle mie dipendenze, del Gruppo β - Div. Geomineraria del C. N. R. N. Particolare gratitudine e riconoscenza devo al dr. GIUSEPPE FREGOLENT, mio compagno di rilevamento, i cui appunti di campagna mi sono stati di grande utilità per la stesura della parte geologica.

---

(1) Lavoro eseguito con il contributo del Comitato per le Scienze Geologiche e Minerarie del Consiglio Nazionale delle Ricerche e del Comitato Nazionale per le Ricerche Nucleari e compreso nel programma degli Studi geologico-petrografici sulle Formazioni Cristalline delle Alpi; programma svolto in collaborazione dal Centro Nazionale per la Petrografia e Geologia del C. N. R. presso l'Università di Padova e dalla Divisione Geomineraria del C. N. R. N.

## POSIZIONE GEOGRAFICA DELLA ZONA STUDIATA

La catena della Menue, che forma la parte settentrionale delle Alpi Cozie, si estende dal Colle di Valle Stretta fino al Colle del Moncenisio, ove iniziano le Alpi Graie. Essa viene comunemente suddivisa in tre gruppi montuosi: quello della Bernauda, compreso tra la Valle Stretta ed il Colle del Fréjus, quello della Menue, che si erge fra il Colle del Fréjus e la Valle di Rochemolles, ed il gruppo d'Ambrin. Quest'ultimo è delimitato ad ovest dalla Valle di Rochemolles, dal Colle di Etiache e dal Vallon d'Etache (Francia), a sud dalla Valle della Dora Riparia (o di Susa), ad est dalla Valle di Novalesa, dal Colle del Moncenisio e dalla Vallée du Chardoux (Francia), a nord dalla Vallée de l'Arc (Francia).

Il gruppo d'Ambrin è costituito da una cresta principale, le cui cime superano i 3000 metri, che congiunge il Colle d'Etiache al Colle del Moncenisio; da questa cresta scendono, con direzioni varie, degli imponenti crinali, a sud verso il territorio italiano ed a nord verso quello francese. La frontiera italo-francese corre lungo lo spartiacque principale dal Colle d'Etiache fino al Colle della Vecchia d'onde raggiunge la località Ferrera (Valle di Novalesa) attraversando i contrafforti del fianco meridionale del Monte Giusalet.

Il versante italiano del gruppo d'Ambrin è compreso in parte nel Foglio n. 54 - Ulzio dell'I.G.M. ed in parte nel Foglio n. 55 - Susa. Esso rientra pure nei Fogli Lanslebourg, Mont d'Ambrin, Nevache della carta topografica francese alla scala 1:50.000, edita dall'Institut Géographique National (¹).

## LAVORI GEOLOGICI PRECEDENTI

La bibliografia geologica riguardante il gruppo montuoso d'Ambrin e le regioni vicine è assai ricca. Diversi studiosi si occuparono di questo settore delle Alpi occidentali, a partire soprattutto dagli anni in cui fu progettato e portato a termine il traforo del Fréjus (1872). La maggior parte dei lavori precedenti a questa data, invero non molto numerosi, ha un'importanza essenzialmente storica.

Nei primi anni della seconda metà del secolo scorso, i terreni del gruppo d'Ambrin che più interessarono i geologi furono gli *schistes lustrés*. In due lavori G. DE MORTILLET [1856-57, 1858] espresse l'ipotesi che i calcescisti della Savoia fossero di età liassica; tale datazione fu confermata più tardi da C. LORY [1861].

B. GASTALDI [1871] riferì invece la formazione dei calcescisti all'Huroniano. L'anno dopo, in polemica con G. DE MORTILLET, lo stesso autore [1872] ribadì la sua convinzione sul-

(¹) La base topografica dell'allegata carta geologica è la riduzione alla scala 1:50.000 delle Tavolette dell'I.G.M. Faccio presente che fra le carte topografiche italiane e quelle francesi non vi sono differenze sostanziali, eccezion fatta per le cime di Punta Ferrand e Monte Niblè, che risultano invertite. Ho conservato il toponimo italiano in quanto, per uso locale e tradizione, è risultato il più esatto.

l'età prepaleozoica degli *schistes lustrés*; affermò inoltre l'appartenenza al Cambriano o al Siluriano dei calcari dolomitici, delle quarziti e delle anidriti che affiorano nella zona compresa fra la Valle Chisone, il Colle Fréjus ed il Monte Ambin, e l'appartenenza al Siluriano superiore o al Devoniano delle arenarie antracitifere della stessa zona. Nel 1874 B. GASTALDI, in collaborazione con M. BARETTI, descrisse il gruppo montuoso di Ambin come una cupola costituita da una serie rovesciata rappresentata, dal basso verso l'alto, dalla seguente successione di termini litologici: arenarie antracitifere, quarziti, carniole, gessi, calcari dolomitici e calcescisti.

Nell'ultimo decennio del secolo scorso P. TERMIER e M. BERTRAND rilevarono il Massiccio della Vanoise ed il versante francese del gruppo montuoso d'Ambin, e pubblicarono i Fogli Albertville, Tignes, St. Jean de Maurienne, Bonneval alla scala 1:80.000. Essi misero in luce l'analogia litologica fra gli zoccoli cristallini della Vanoise e dell'Ambin, ai quali assegnarono un'età permo-carbonifera. Secondo tali Autori la copertura presenta continuità di sedimentazione con la parte alta dello zoccolo cristallino ed è costituita da quarziti del Trias inferiore, da calcari, carniole, scisti neri, ecc. del Muschelkalk superiore.

Alla fine del secolo, S. FRANCHI [1898 a], in seguito alla fondamentale scoperta di fossili triassici, retici e liassici nei calcari e nei calcescisti della Val Grana, dimostrò inequivocabilmente l'età mesozoica della formazione ofiolitica.

P. TERMIER [1899] constatò per primo il sovrascorrimento degli *schistes lustrés* sulle serie sottostanti nel Massiccio della Vanoise e nella zona brianzonese (« *nappe des schistes lustrés* »).

Dal 1890 al 1910 il R. Ufficio Geologico d'Italia portò a termine il rilevamento dei Fogli Ulzio e Susa. S. FRANCHI [1898 b] si espresse a favore dell'età permo-carbonifera dello zoccolo cristallino dell'Ambin <sup>(1)</sup>. I terreni della copertura normale furono studiati da E. MATTIROLO [1894, 1897] e D. ZACCAGNA [1887, 1901-1903], i quali rinvennero alcuni giacimenti fossiliferi nei calcari affioranti nell'alta Valle di Susa. I fossili, determinati da A. PORTIS [1889] come *Natica pulla*, *Natica exculpa*, *Myophoria elegans*, *Lima costata*, *Diplopora pauciforata*, permisero di datare i calcari soprastanti le quarziti eotriassiche come appartenenti al Trias medio ed al Trias superiore.

I giacimenti di anidrite e gesso ed alcuni minerali (epidoto e glaucofane) dei dintorni di Ulzio furono studiati da L. COLOMBA [1891, 1894, 1898] in note a carattere prevalentemente mineralogico. Questo Autore [1900] estese lo studio alle quarziti ed alle rocce dello zoccolo cristallino affioranti nei dintorni di Ulzio, concludendo che dal punto di vista petrografico non esiste alcuna differenza fra le quarziti triassiche e le quarziti attribuite da S. FRANCHI al Permo-carbonifero. Nel 1909 L. COLOMBA completò lo studio della zona di Ulzio soffermandosi soprattutto sulla serie sovrastante lo zoccolo cristallino in località « la Beaume » (fianco sinistro della Valle di Susa, di fronte ad Ulzio). Essa sarebbe costituita da una alternanza di calcari più o meno cristallini, ora albitici, ora glaucofanici, associati a scisti verdi talcosi anch'essi localmente glaucofanici che passano verso l'alto, con alternanze reciproche, a quarziti scistose.

Con l'affermarsi, nei primi anni del 1900, della teoria dei ricopimenti alpini, i geologi per il massiccio d'Ambin si divisero in due correnti i cui maggiori rappresentanti furono E. ARGAND e P. TERMIER. Il grande geologo svizzero, seguito da F. HERMANN, F. IPPOLITO, R. MICHEL, attribuì il gruppo montuoso d'Ambin alla falda del Monte Rosa - Gran Paradiso; mentre P. TERMIER, i cui valenti seguaci furono J. GOCUEL, F. ELLENBERGER, R. STAUB, lo considerò facente parte della falda del Gran San Bernardo.

Il contatto anormale fra gli *schistes lustrés* e la copertura dello zoccolo cristallino fu affermato ancora una volta da E. RAGUIN [1930] e da F. HERMANN [1930]. Quest'ultimo consi-

<sup>(1)</sup> Nella legenda dei Fogli Ulzio e Susa della Carta geologica d'Italia lo zoccolo cristallino è datato come pretriassico.

derò i calcescisti come facenti parte di un vero e proprio ricoprimento, identificandolo, nella zona del Piemonte, con la « *nappe des schistes lustrés* » di P. TERMIER e con la « *nappe de la Dent Blanche* » di E. ARGAND.

F. IPPOLITO [1949] pubblicò, alla scala 1:25.000, la carta geologica del Moncenisio corredata da note illustrate. L'Autore suddivise la serie stratigrafica in:

a) complesso del *Gran Paradiso-Ambin* (Pretriassico e Trias p.p.) a cui assegnò gli « gneiss d'Ambin » ed i tre orizzonti triassici sovrastanti, costituiti da quarziti, scisti di colore scuro e calcari più o meno marmorei;

b) complesso dei calcescisti piemontesi in cui distinse la « formazione di carniole, gessi e calcaro dolomitici » (Trias) e la « formazione dei calcescisti » (Giurese, Lias p.p.).

J. GOCUEL [1955, 1958] in una serie di note, alcune delle quali in collaborazione con F. ELLENBERGER [1952] e P. LAFFITTE [1952], espose i risultati degli studi geologici effettuati sul gruppo montuoso d'Ambin negli anni compresi fra il 1952 ed il 1958. Secondo tali Autori, che portarono un decisivo contributo alla conoscenza geologica di questo settore delle Alpi, lo zoccolo cristallino di età permo-carbonifera è costituito da scisti a glaucofane, talora granatiferi, da scisti conglomeratici e da micascisti ad albite. Su di esso in regolare successione, poggia una serie quarzitico-calcarea che durante l'orogenesi alpina subì intensi disturbi tettonici causati dal sovrascorrimento della formazione dei calcescisti. La serie stratigrafica più completa di questa copertura normale è visibile a Bellecombe-Carlina (Piccolo Moncenisio), ove è stata studiata dettagliatamente da F. ELLENBERGER [1958] il quale riconobbe in essa livelli appartenenti al Trias, al Retico, al Lias ed al Cretaceo superiore.

Le caratteristiche principali di questa serie, a facies complessiva brianzonese, sono l'assenza del Dogger e la presenza di un Lias inferiore a facies prepiemontese; secondo F. ELLENBERGER [1958, p. 238] « *la Vanoise interne nous montre ainsi comment se fait le passage du Briançonnais à des séries plus internes formant un lien entre le faciès briançonnais et piemontais, séries en quelque sorte symétriques du Subbriançonnais. La zone Val d'Isère-Ambin nous montre l'extrême début du passage latéral* ». Sovrastante a questa copertura normale è la formazione dei calcescisti, che è alloctona sia sull'Ambin sia sulla Vanoise.

I geologi francesi ora citati, in base alla somiglianza esistente fra gli zoccoli cristallini e le coperture normali della Vanoise e dell'Ambin, assegnarono quest'ultimo al ricoprimento del Gran S. Bernardo.

R. MICHEL [1956, 1957] suddivise lo zoccolo cristallino in due gruppi:

a) gruppo di *Clarea* (inferiore) costituito principalmente da gneiss albitici a gastaldite, ai quali si intercalano letti di micascisti a gastaldite leggermente albitici;

b) gruppo d'*Ambin* (superiore) rappresentato principalmente da gneiss albitici a fengite e clorite.

R. MICHEL, pur ammettendo che i suoi studi sono troppo limitati per poterne generalizzare le conclusioni, considerò questi gruppi come due serie polimetamorfiche retrometamorfosate ed albitizzate e di conseguenza prealpine; l'Autore fu propenso ad attribuire al « gruppo d'Ambin » (b) una età pre-carbonifera per analogia con gli scisti della zona *Gran Paradiso - Sesia Lanzo*, ed a « *considérer les gneiss d'Ambin comme un témoin de la couverture normale d'ectinites de l'axe migmatitique Gran Paradiso - Dora Maira; ces gneiss joueraient ainsi, à l'W, le rôle rempli par les gneiss de Pessinetto à l'E* » (*Gran Paradiso - Sesia Lanzo*) [1956, p. 122].

Recentemente M. GAY [1963] ha messo in risalto la presenza di tre discontinuità nell'Ambin: la superiore interesserebbe la base del Werfen, mentre le due inferiori si possono parallelizzare rispettivamente alla discordanza Salica ed alla discordanza Asturiana.

## STUDIO PETROGRAFICO DELLE SERIE DEI TERRENI

Il gruppo montuoso d'Amber è costituito da due complessi stratigrafico-tettonici nettamente distinti fra di loro: il complesso inferiore è formato da terreni scistosocristallini (Pretriassico), aventi potenza di circa mille metri, sui quali poggia una serie mesozoica (copertura normale) prevalentemente calcarea alla cui base stanno le quarziti eotriassiche; il complesso superiore è rappresentato dalla formazione dei calcescisti che è sovrascorsa sui terreni sottostanti dando luogo ad estesi ed intensi fenomeni di tettonizzazione e di scagliatura.

### PRETRIASSICO

Le formazioni più antiche affioranti nel gruppo montuoso d'Amber vengono suddivise in due serie: la serie inferiore corrisponde al « *gruppo di Clarea* » di R. MICHEL [1956, 1957]; la serie superiore al « *gruppo d'Amber* » del suddetto autore.

#### LA SERIE DI CLAREA (CARBONIFERO?)

La Serie di Clarea, avente potenza visibile di 700 metri circa, è costituita da continue alternanze, con passaggi graduali, di tipi litologici diversi, ma derivati da un'unica originaria serie sedimentaria arenaceo-argillosa. È possibile stabilire la successione stratigrafica dei termini di questa serie, nonostante le ripetute alternanze ed i passaggi dall'uno all'altro tipo, passaggi che si verificano di solito nello spazio di qualche centimetro e che si osservano anche nella direzione di scistosità.

I principali tipi litologici, che vengono descritti nell'ordine di successione stratigrafica, sono i seguenti: C/a) *micascisti feldispatici a gastaldite*; C/b) *micascisti feldispatici a gastaldite e granato con pumpellyite*; C/c) *gneiss arenacei anfibolici (tremolite-attinoto) a granato*; C/d) *gneiss arenacei a pumpellyite*; C/e) *paragneiss a pumpellyite con gastaldite*; C/f) *metagrovacche a giadeite e gastaldite*; C/g) *paragneiss cloritici talora a biotite*.

**C/a) - Micascisti feldispatici a gastaldite** <sup>(1)</sup>.

Sono le rocce più diffuse nella Serie di Clarea ed in particolare nei livelli più bassi di questa. Di colore nero spesso lucente, hanno grana non molto sviluppata e scistosità abbastanza evidente, ora piano-regolare ora ondulata, messa talvolta in mag-

<sup>(1)</sup> I diversi tipi litologici appartenenti alla Serie di Clarea ed alla Serie d'Amber saranno contraddistinti rispettivamente dalle lettere C ed A seguite da lettere minuscole in ordine alfabetico.

giore risalto da letti micacei relativamente spessi. Una caratteristica pressochè costante di questi tipi litologici è la presenza di letti e lenti talora sfrangiati di quarzo bianco, per lo più concordanti, aventi lunghezza massima di 2-3 decimetri e spessore di pochi centimetri.

I componenti essenziali dei micascisti sono: plagioclasio, quarzo, fengite, gastaldite e clorite. I rapporti quantitativi fra questi minerali sono spesso variabili; in alcuni punti prevalgono l'albite ed il quarzo, mentre in altri è particolarmente abbondante la fengite. La scistosità è più o meno marcata a seconda della quantità della mica.

La *fengite* <sup>(1)</sup> è talora regolarmente orientata e riunita per lo più in brevi e sottili letti e lenti, talora trasversale alla scistosità. Le lamelle fengitiche isorientate, spesso con deformazioni a carattere paracristallino, sono alcune volte legate, con evidenti rapporti di derivazione genetica, a fitti feltri sericitici e sericitico-cloritici in cui si trovano, in quantità accessoria, cristallini di rutilo e minimi granuli di ossidi di ferro e di sostanze carboniose. Questi componenti accessori, che nell'aggregato a feltro non hanno alcuna orientazione preferenziale, nelle fengiti si dispongono in scie e filari lungo i piani di sfaldatura.

In alcune plaghe le lamelle di fengite sono variamente orientate costituendo, nella maggior parte dei casi, un feltro a trame larghe nell'aggregato quarzoso-feldispatico; ne deriva una minore evidenza della tessitura scistosa. A differenza di quanto si osserva nei letti fengitici, in queste plaghe gli elementi accessori sono meno abbondanti e si dispongono in filari generalmente paralleli alla scistosità ma indipendenti dalla disposizione dei singoli minerali.

L'*anfibolo* è rappresentato da un termine gastalditico della serie riebekite-glaucofan <sup>(2)</sup>. Esso ha grana variabile da piccola a medio-grande e distribuzione leggermente inomogenea; in linea di massima è abbondante dove i fillosilicati sono più numerosi. Rispetto ai letti fengitici, la gastaldite ha disposizione parallela oppure trasversale; essa contiene quasi sempre i componenti accessori che accompagnano la fengite e che mantengono la loro originaria disposizione in scie oppure si concentrano (soprattutto il rutilo) in piccole plaghe; di rado entro l'anfibolo le scie dei minerali accessori hanno andamento evidentemente ondulato.

Talvolta la gastaldite è interessata da deformazioni a carattere postcristallino con rottura dei cristalli in due o più tronconi, rinsaldati da quarzo e albite.

<sup>(1)</sup> Caratteri ottici: leggerissimo pleocroismo variabile dell'incolore al giallo-verdognolo molto tenue;  $2V_s$  variabile da  $24^\circ$  a  $27^\circ$ ,  $N_s$  prossimo a 1.587.

<sup>(2)</sup> Le proprietà ottiche della gastaldite sono le seguenti:  $\alpha$  = incolore,  $\beta$  = pervinca pallido,  $\gamma$  = azzurro pallido; assorbimento  $\alpha < \beta \leq \gamma$ ; indici di rifrazione compresi fra 1,624 e 1,648; allungamento positivo; piano dagli A. O. parallelo a (010);  $2V_s = 49^\circ-51^\circ$ ;  $c/\gamma = 4^\circ-5^\circ$ , tale angolo è talvolta variabile, in chiazze irregolari di uno stesso cristallo, da valori minimi di  $3^\circ$  a valori massimi di  $8^\circ$ . Faccio presente che, nelle descrizioni petrografiche che seguono, il termine «gastaldite» si riferisce ad un anfibolo avente le sopra citate caratteristiche ottiche.

Un anfibolo con questi caratteri è stato tradizionalmente indicato, nelle formazioni rocciose delle Alpi occidentali, con il nome di «gastaldite»; userò tale termine anche se esso non è più considerato nelle letterature più recenti (A. MIYASHIRO [1957]; DEER-HOWIE-ZUSSMANN [1963]).

L'anfibolo sodico mostra fenomeni di incipiente cloritizzazione soprattutto al bordo e lungo le fratture, ove spesso si forma una frangia o un minuto feltro di clorite; questa trasformazione è accompagnata da scarsa segregazione di ematite (a cui si associano talora rutilo e ilmenite) che si dispone lungo le tracce di sfaldatura ed il bordo della gastaldite. Quando l'anfibolo viene a contatto con il quarzo ed il plagioclasio, si genera talvolta un sottile bordo di reazione retrometamorfica costituito da minutissime lamelle cloritiche e da piccoli aciculi di anfibolo verde (molto probabilmente attinoto).

La *pennina* (2  $V_a$  piccolo,  $N_b$  prossimo a 1,570) è presente in quantità assai variabile. In gran parte deriva dalla trasformazione dell'anfibolo, mentre alcune plaghe xenoblaste, specialmente associate a fengite e cibrate da quarzo e da plagioclasio, sembrano essere di neoformazione. Molto spesso essa contiene una minuta granulazione opaca, aghetti di rutilo e plaghe talvolta abbastanza sviluppate di calcite.

In alcune roccce di questo gruppo v'è una *biotite*, con marcato pleocroismo da bruno rossiccio a giallo bruno <sup>(1)</sup>, in fascetti di lamelle distribuiti in modo eterogeneo e per lo più associati a clorite. Dai rapporti fra i due minerali e dal modo di presentarsi di alcune lamelle di biotite isolate ed idiomorfe entro la clorite si può ritenere che la biotite sia derivata dalla clorite. La biotite è associata anche alla fengite.

Il *quarzo* si presenta in granoblasti quasi sempre limpidi, con tendenza alla struttura pavimentosa; qualche volta contiene frammenti degli altri componenti e piccole plaghe di calcite. Esso ora è uniformemente distribuito ora si concentra in sottili letti e lenti ove ha una certa tendenza ad assumere un abito allungato secondo la scistosità. Questo minerale ha subito moderate azioni cataclastiche.

Il *plagioclasio*, di composizione albitica <sup>(2)</sup>, si presenta quasi sempre in granoblasti pecilitici per abbondanti inclusioni di tutti gli altri componenti la roccia. E' da notare che qualche volta i granoblasti non hanno estinzione omogenea, ma sembrano essere costituiti da piccoli individui e chiazze ad orientazione leggermente diversa. Spesso i granoblasti albitici interrompono i letti micacei; nel plagioclasio si protendono per breve tratto, sfumando fino a scomparire, le lamelle fengitiche mentre rimangono aghetti di rutilo, ossidi di ferro e sostanze carboniose, cioè i minerali accessori che erano inclusi nella fengite. Talora anche nelle parti interne dei cristalli plagioclasici sono presenti frammenti di mica, ad indicare uno stadio incompleto del processo di trasformazione. Tutti questi relitti mantengono di solito la loro originaria disposizione. E' da notare che le lamelle fengitiche con disposizione a feltro sono scarsamente feldispatizzate, essendo di formazione contemporanea al plagioclasio con il quale mostrano talora reciproci concrescimenti.

<sup>(1)</sup> Alcune lamelle particolarmente piccole aventi pleocroismo da bruno a giallo e riunite in fasci raggiati, potrebbero essere riferite a stilpnometano; la grana particolarmente minuta non ha permesso le determinazioni dei caratteri ottici; d'altra parte a causa della loro scarsezza e della stretta associazione con la clorite, non è stata possibile una separazione sufficiente per lo studio ai raggi X.

<sup>(2)</sup> Il plagioclasio ha indici di rifrazione inferiori ad  $\omega$  del quarzo; alcune determinazioni al T. U., su geminati secondo la legge dell'albite, hanno dato valori di  $12^\circ\text{-}13^\circ$  per gli angoli massimi di estinzione in zona simmetrica (metodo delle zone) e di  $74^\circ\text{-}76^\circ$  per  $2V_\gamma$ .

Per quanto riguarda i rapporti fra albite ed anfibolo sodico, la cristallizzazione della prima è proseguita oltre a quella della gastaldite; quest'ultima presenta sia reciproche inclusioni con il plagioclasio (soprattutto quando è piuttosto piccola) sia fenomeni di riassorbimento da parte del feldispato con le reazioni retrometamorfiche sopra ricordate (soprattutto quando è maggiormente sviluppata). Nei rari casi in cui questi processi sono in uno stadio avanzato, piccoli relitti di minerali colorati (gastaldite e clorite) sono presenti nei granoblasti albitici.

La calcite, in quantità secondaria, è diffusa in plaghe irregolari, ora minute ora abbastanza sviluppate, includenti tutti gli altri componenti, anche i minerali accessori sopra citati, fra i quali bisogna ricordare alcuni cristallini di pirite.

Certe volte i micascisti feldispatici a gastaldite sono ricchi di *letti fengitici a gastaldite* che possono avere spessore di qualche millimetro.

Il componente di gran lunga più abbondante è la fengite in lamelle abbastanza sviluppate isorientate, con leggere deformazioni paracristalline; come nei letti più sottili precedentemente descritti, nei piani di sfaldatura si dispongono delle scie costituite da ossidi di ferro e sostanze carboniose, aghetti di rutilo a cui si accompagnano lamelle ilmenitiche, cristallini di epidoto, zircone, apatite e tormalina.

Verso i bordi dei letti fengitici, sono presenti rari granoblasti di albite, aventi marcata tendenza all'idioblastesi, e cristalli di gastaldite; questi due minerali hanno con le miche e con gli elementi accessori ad esse associati gli stessi rapporti strutturali osservati nei letti fengitici più sottili.

La disposizione trasversale dell'anfibolo rispetto alle miche e la presenza di inclusi comuni ai due minerali, e che mantengono lo stesso andamento sia nella fengite che nella gastaldite, dimostrano l'evidente genesi tardiva dell'anfibolo rispetto al fillosilicato. Nei letti micacei, anche alcune fengiti sono nettamente trasversali alla direzione di scistosità ed hanno, con gli elementi accessori, gli stessi rapporti osservati negli anfiboli. E' da notare che queste miche ad andamento trasversale sono talvolta contenute nei cristalli di gastaldite.

Nella Tabella 1 sono riportati i dati analitici di un *micascisto feldispatico a gastaldite* raccolto al bunker di Colle Clapier. I dati analitici indicano che la roccia in esame può derivare da un sedimento arenaceo-argilloso del tipo delle grovacche.

Nei micascisti feldispatici a gastaldite sono molto diffusi e caratteristici lenti e letti costituiti principalmente da granoblasti di quarzo ad abito per lo più arrotondato ed a grana variabile, ma sempre maggiore rispetto a quella degli altri componenti della roccia. Sono presenti anche chiazze irregolari e cristalli isolati ad abito romboedrico di calcite e di ankerite <sup>(1)</sup>, cibrati da quarzo e da rari cristalli di apatite. Quando sono più sviluppate, queste concentrazioni quarzose contengono lamelle isolate di fengite oppure piccoli lembi del micascisto.

<sup>(1)</sup> Questi carbonati sono stati distinti in base agli indici di rifrazione, determinati sulla polvere della roccia. L'ankerite è distinguibile, in sezione sottile, per la stretta associazione con limonite.

TABELLA 1.

Micascisto feldispatico a gastaldite, alla base del bunker di Colle Clapier.

Composizione chimica			
SiO <sub>2</sub>	60.01	Na <sub>2</sub> O	2.83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.71	K <sub>2</sub> O	2.61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.17	TiO <sub>2</sub>	1.56
FeO	5.03	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.21
MnO	0.08	H <sub>2</sub> O+	3.04
MgO	2.32	H <sub>2</sub> O—	0.01
CaO	1.90	CO <sub>2</sub>	1.60
			100.08

C/b) - Micascisti feldispatici a gastaldite e granato con pumpellyite.

Alcuni micascisti feldispatici contengono dei granati che, quando hanno dimensioni abbastanza sviluppate (diametro massimo 2 mm), sono visibili anche ad occhio nudo. Queste rocce differiscono dai tipi più diffusi essenzialmente per la presenza di granato.

Il *granato*, di colore leggermente rosato, è qualche volta opaco per minute inclusioni pulverulente che si concentrano al nucleo oppure alla periferia lungo sottili bande che seguono il contorno del cristallo. Queste inclusioni, non completamente determinabili, si associano ad ossidi di ferro pulverulenti, lamelle ilmenitiche e rari aghetti di rutilo con disposizione irregolare. Il granato è spesso parzialmente trasformato in un minuto feltro di sericite, clorite e quarzo a cui si accompagnano talvolta cristallini di pumpellyite <sup>(1)</sup>. L'alterazione è favorita dalla presenza di numerose fratture; raramente essa è in uno stadio tanto avanzato che i cristalli di granato sono ridotti in frammenti che possono disporsi secondo la scistosità, rimanendo immersi nel minuto feltro prevalentemente mieaceo-cloritico. Da questo feltro cristallizzano lamelle abbastanza sviluppate di fengite e clorite a cui si associa talvolta della gastaldite.

La *pumpellyite* non è soltanto legata alla trasformazione del granato, ma anzi si trova più diffusamente, sempre però in quantità non molto rilevante, entro i granoblasti plagioclasici, oppure nei letti micacei e talvolta anche associata alla gastaldite. Generalmente questo minerale ha disposizione trasversale alla scistosità ed è riunito in piccoli nidi, in cui i singoli cristallini presentano deformazioni. Quando si trova nei letti fengitici, la pumpellyite è attraversata dagli elementi accessori caratteristici delle concentrazioni micacee.

<sup>(1)</sup> Le proprietà ottiche della pumpellyite non sono esattamente determinabili a causa della grana molto piccola. L'abito è prismatico nettamente allungato, fino ad aciculare; pleocroismo con  $\alpha$  = incolore, grigio-azzurro pallidissimo,  $\beta$  = grigio-verde poco intenso,  $\gamma$  = incolore;  $\beta//b$ , P. A. O. perpendicolare all'allungamento; indici di rifrazione elevati, nettamente superiori a 1,650 ed inferiori a 1,720;  $\beta-\alpha$  molto bassa,  $\gamma-\beta$  bassa (sensibilmente superiore alla precedente),  $\gamma-\alpha = 0,010$ ; 2V, piccolo-medio; geminazione frequente, semplice o anche polisintetica, con piano di geminazione (001) parallelo all'allungamento; nei geminati si osserva un angolo di estinzione simmetrica di 25°-30°.

TABELLA 2.

Micascisto feldispatico a gastaldite e granato con pumpellyite, *al ponte di Rio Secco sulla carrozzabile che conduce a M. Pramand.*

Composizione chimica			
SiO <sub>2</sub>	57.77	Na <sub>2</sub> O	3.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.40	K <sub>2</sub> O	3.67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.64	TiO <sub>2</sub>	1.03
FeO	4.74	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.19
MnO	0.08	H <sub>2</sub> O+	2.75
MgO	3.14	H <sub>2</sub> O-	0.01
CaO	1.62	CO <sub>2</sub>	1.20
			100.31

I risultati dell'analisi chimica eseguita su di un campione di questa facies granatifera sono esposti nella Tabella 2; come si vede, anche dal punto di vista chimico, i micascisti granatiferi hanno una stretta analogia con i tipi più comuni (Tabella 1) e come questi presentano un chimismo di rocce arenacee.

Nei livelli superiori della Serie di Clarea prevalgono *paragneiss* a composizione mineralogica varia, ma d'aspetto macroscopico pressochè costante: il colore è grigio piuttosto scuro, la grana minuta, la scistosità piano-regolare spesso molto accentuata per la presenza di esili letti fengitici che danno alla roccia una particolare lucentezza. Sono frequenti patine limonitiche lungo i piani di scistosità e di frattura. In questi paragneiss mancano oppure sono molto scarse e di dimensioni ridotte le concentrazioni di quarzo, che caratterizzano i micascisti dei livelli inferiori.

I paragneiss hanno una caratteristica fondamentale comune, chiaramente visibile al microscopio: in tutti si riconosce la struttura elastica del sedimento arenaceo da cui derivano, seppure modificata dal metamorfismo; è ancora distinguibile una matrice che cementa elementi detritici quarzosi più o meno grossolani. Si distinguono così: *gneiss arenacei anfibolici a granato* (assai rari e per lo più presenti nei livelli intermedi della serie), *gneiss arenacei a pumpellyite* (che costituiscono il tipo litologico prevalente), *paragneiss a pumpellyite con gastaldite* (che rappresentano i termini di passaggio ai micascisti feldispatici a gastaldite dei livelli inferiori).

**C/c) - Gneiss arenacei anfibolici (tremolite-attinoto) a granato.**

La tessitura di questi gneiss è scistosa piano-regolare evidente per l'abbondanza di sottili letti e lenti di fengite e per la presenza di letti di quarzo e di granoblasti quarzosi allungati.

Al microscopio tale roccia ha un aspetto del tutto caratteristico: granuli di quarzo in parte detritici, perfettamente limpidi sono cementati da plaghe feldispatiche, ricchissime di un feltro per lo più micaceo, che rappresentano il prodotto metamorfico della massa cementante dell'originario sedimento arenaceo-argilloso; è da notare che anche parte degli elementi quarzosi ha subito una riceristallizzazione più o meno accentuata.

I *plagioclasi* hanno composizione albitica (indici di rifrazione compresi fra 1,540 ed 1,525;  $2V_y = 76^\circ$ ); essi formano delle plaghe che il più delle volte sono costituite da tanti piccoli individui, orientati in maniera non uniforme. Esse sono ricche di lamelline sericitiche a cui si associano talora minuti cristalli di un *anfibolo* della serie tremolite-attinoto <sup>(1)</sup>; in quantità accessoria sono presenti lamelline cloritiche, ossidi di ferro, piccoli granuli di epidoto e sottili aghetti di rutilo (questi ultimi si concentrano di preferenza entro gli anfiboli). In scarsa quantità v'è pure un minerale non esattamente determinabile a causa delle piccole dimensioni, che tuttavia per il pleocroismo dall'incolore al grigio-verde, i bassi colori d'interferenza e per l'abito prismatico allungato sono propenso a considerare pumpellyite. Tutti questi minerali di solito costituiscono un minuto feltro; la grana estremamente piccola impedisce di vedere con esattezza i loro rapporti. Le intime associazioni con il plagioclasio permettono però di stabilire con sicurezza che l'aggregato a feltro è il prodotto di ricristallizzazione dell'originaria matrice.

La *sericite*, a cui si accompagna della clorite, è strettamente legata a lamelle abbastanza ben sviluppate di *fengite* che si dispongono quasi sempre secondo la scistosità in lenti e letti piuttosto sottili; la fengite cristallizza quindi dalla sericite e dalla clorite. E' da notare che ossidi di ferro e più rari granuli di epidoto ed aghetti di rutilo si dispongono lungo i piani di sfaldatura della fengite, accompagnati talvolta da lamelle di ilmenite con bordo leucoxenico.

I *granati*, scarsi e di modeste dimensioni, contengono spesso piccole plaghe di quarzo e lamelle di fengite, oltre ad abbondanti e minuti granuli di ossidi di ferro e lamelline di ilmenite talora con bordo leucoxenico. I granati sono più o meno trasformati in un fitto feltro di piccole lamelline di mica bianca e di clorite, accompagnate talvolta da anfibolo.

Il *quarzo* è uniformemente distribuito nella roccia sia in granuli detritici sia in granoblasti ad abito allungato, talvolta riuniti in letti, che contengono qualche lamella di mica o qualche plaga di albite ricca di inclusi.

Oltre agli elementi accessori già citati, sono presenti apatite e calcite.

Il chimismo di queste rocce (Tabella 3) è notevolmente simile a quello delle grovacche classiche riportate da PETTILJOHN (1958, pag. 250).

#### C/d) - Gneiss arenacei a pumpellyite.

Tali gneiss, di gran lunga prevalenti rispetto agli gneiss arenacei anfibolici a granato ora descritti, sono macroscopicamente molto simili a questi ultimi; anche la loro struttura ricorda quella di sedimenti arenacei a grana piuttosto piccola. Numerosi granuli di quarzo, talora ricristallizzati con abito allungato, risaltano nettamente su plaghe prevalentemente plagioclasiche, che rappresentano il prodotto metamorfico dell'originaria massa cementante.

<sup>(1)</sup> L'anfibolo ha le seguenti caratteristiche ottiche: pleocroismo dall'incolore al verde molto tenue;  $c/\gamma = 18^\circ$ ,  $2V_z = 84^\circ\text{-}86^\circ$  (determinazioni al T. U.).

TABELLA 3.

Gneiss arenaceo-anfibolico (tremolite-attinoto) a granato, q. 1200 ad est di Molaretto sul fianco sinistro della Valle di Clarea.

*Composizione chimica*

$\text{SiO}_2$	66.14	$\text{Na}_2\text{O}$	3.15
$\text{Al}_2\text{O}_3$	14.08	$\text{K}_2\text{O}$	2.07
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	0.79	$\text{TiO}_2$	1.10
$\text{FeO}$	4.03	$\text{P}_2\text{O}_5$	0.10
$\text{MnO}$	0.06	$\text{H}_2\text{O}^+$	1.42
$\text{MgO}$	2.35	$\text{H}_2\text{O}^-$	0.07
$\text{CaO}$	4.48	$\text{CO}_2$	0.60
			100.44

Caratteri in comune con la roccia precedentemente descritta sono: la presenza di plaghe e granoblasti albitici formati da un aggregato non completamente ricristallizzato di piccoli individui a limiti sfumati, orientati in modo diverso, frammisti ad altri componenti disposti per lo più senza alcun ordine; la presenza di rari feltri sericitici nei quali si sviluppano lamelle di fengite riunite in letti e lenti sottili; la scistosità piano-regolare dovuta alla disposizione orientata di queste concentrazioni micacee, all'abito allungato dei granoblasti di quarzo e ad un certo allungamento delle plaghe feldispatiche.

Le differenze sostanziali consistono nell'assenza dei granati e nella diversità dei minerali che accompagnano il plagioclasio. Questi ultimi sono rappresentati da minute lamelle di sericite e di clorite, da cristallini di pumpellyite e dagli elementi accessori comuni in tutta la formazione carbonifera. I fillosilicati sono in lamelle per lo più minute, a bordi irregolari, spesso strettamente associate fra di loro: ora prevale la sericite ora la clorite; raramente sono orientati, per lo più costituiscono un feltro irregolare. Dalla clorite cristallizzano talora minimi germi di biotite.

Anche in questo tipo litologico, gli ossidi di ferro, gli aghetti di rutilo e le sostanze carboniose hanno disposizione del tutto irregolare entro le plaghe feldispatiche, mentre nelle lamelle fengitiche a maggiore sviluppo ed isorientate si allineano in filari lungo i piani di sfaldatura.

La *pumpellyite*, con il caratteristico abito allungato e le proprietà ottiche descritte precedentemente, si trova generalmente alla periferia delle plaghe feldispatiche in piccole concentrazioni di pochi cristalli variamente orientati ed intrecciati; questa disposizione si riscontra pure quando la pumpellyite è associata ai letti fengitici, anche se qualche volta essa si trova lungo i piani di sfaldatura del fillosilicato.

Qua e là, spesso associato alle plaghe feldispatiche, v'è un minutissimo feltro di lamelle e fibre di colore bruno chiaro, non esattamente determinabili al microscopio a causa della grana estremamente piccola, molto probabilmente costituito da una associazione clorite-serpentino a cui si accompagnano raramente degli ossidi di ferro. Tali aggregati sembrano pseudomorfi su di un minerale, di cui non rimane però alcun relitto.

Oltre ai componenti accessori già menzionati, vi sono anche apatite e calcite.

L'origine arenacea di questi gneiss, evidente all'esame microscopico, è confermata dall'analisi chimica (Tabella 4); gli alti tenori di  $\text{SiO}_2$  e di  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e la bassa percentuale di  $\text{CaO}$  sono caratteristiche infatti del chimismo di rocce psammitico-pelitiche.

**C/e) - Paragneiss a pumpellyite con gastaldite.**

Queste rocce sono assai simili macroscopicamente alle facies arenacee ora descritte, se si astraе dalla scistosità di solito più irregolare; infatti le lamelle fengitiche sono in letti e fasci disturbati da notevoli deformazioni para e posteristalline oppure in lamelle con disposizione del tutto irregolare. Tale fillosilicato cristallizza da piccole lamelle di sericite, disposte a mo' di feltro in aggregati irregolari.

TABELLA 4.

Gneiss arenaceo a pumpellyite, q. 1700 della carrozzabile che conduce a M. Pramand.

*Composizione chimica*

$\text{SiO}_2$	68.39	$\text{Na}_2\text{O}$	3.69
$\text{Al}_2\text{O}_3$	16.28	$\text{K}_2\text{O}$	1.71
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	0.91	$\text{TiO}_2$	0.76
$\text{FeO}$	2.25	$\text{P}_2\text{O}_5$	0.29
$\text{MnO}$	0.08	$\text{H}_2\text{O}^+$	2.46
$\text{MgO}$	0.45	$\text{H}_2\text{O}^-$	0.08
$\text{CaO}$	1.36	$\text{CO}_2$	0.80
			99.51

Sebbene la ricristallizzazione metamorfica abbia notevolmente modificato la struttura dell'originaria roccia, alcuni caratteri strutturali e la composizione mineralogica mostrano che questi gneiss derivano da sedimenti elastici del tutto simili a quelli che hanno dato origine agli gneiss arenacei a pumpellyite sopra descritti e che rappresentano i termini intermedi fra i micascisti feldispatici a gastaldite e gli gneiss arenacei.

Il quarzo è in granoblasti, spesso riuniti in lenti allungate ora tozze.

L'albite<sup>(1)</sup> si presenta in plaghe formate da parecchi individui orientati in maniera diversa ed a limiti sfumati, spesso zeppe di sericite, clorite, rutilo, ossidi di ferro e sostanze carboniose. Ora all'interno ora alla periferia di queste plaghe, cristallizzano delle chiazze albitiche<sup>(2)</sup> povere di inclusioni e talvolta geminate secondo la legge dell'albite, nelle quali si intravede in qualche caso la struttura originaria d'aggregato. Questa ricristallizzazione può interessare tutta la plaga: si formano così granoblasti albitici con scarse inclusioni, partico-

<sup>(1)</sup> Il plagioclasio ha indici di rifrazione inferiori al valore  $\omega$  del quarzo e segno ottico positivo.

<sup>(2)</sup> Alcune determinazioni al T. U. hanno dato valori di  $75^\circ$  per  $2V_\gamma$ , l'angolo massimo di estinzione misurato in zona simmetrica, su geminati secondo la legge dell'albite, è risultato di  $11^\circ$  (metodo delle zone).

larmente di ossidi di ferro. E' da notare che questi granoblasti possono formarsi anche a spese delle lamelle fengitiche, con le stesse modalità osservate nei micascisti feldispatici a gastaldite.

Le lamelle di sericite e di clorite, gli aghetti di rutilo e gli ossidi di ferro (questi ultimi molto abbondanti), di cui sono zeppe le plaghe feldispatiche, presentano le stesse caratteristiche osservate nelle facies precedenti. Talvolta la clorite, riunita in piccoli nidi in cui le singole lamelle sono disposte a raggera, mostra incipienti fenomeni di biotitizzazione (¹).

La *pumpellyite*, come nelle altre facies, non ha distribuzione omogenea ma si concentra a luoghi, talvolta alla periferia delle plaghe feldispatiche, con una disposizione del tutto indipendente da quella degli altri minerali.

Diffusi nella roccia sono degli ossidi di ferro (in prevalenza ematite) alterati in limonite, spesso strettamente associati ad un anfibolo di tipo gastalditico. L'anfibolo forma talvolta delle piccole chiazze entro le lamelle ematitiche i cui prodotti di alterazione si dispongono lungo le tracce di sfaldatura e sui bordi dell'inosilicato.

Fra i componenti accessori ricordo l'apatite e la calcite.

**C/f) - Metagrovacche, in facies epimetamorfica, a giadeite e gastaldite.**

A q. 1750 della carrozzabile che dalla strada statale del Monginevro sale a M. Pramand affiora una bancata, dello spessore di qualche metro, di *metagrovacche, in facies epimetamorfica, a giadeite e gastaldite* che passano, in ogni direzione, a micascisti feldispatici a gastaldite ed a gneiss arenacei a *pumpellyite* con *gastaldite*. Le metagrovacche si distinguono macroscopicamente dalle facies circostanti per l'aspetto arenaceo, per il colore grigio più chiaro e più uniforme, per la grana più piccola e per la maggiore compattezza.

Queste rocce hanno una struttura che può essere definita *blastopsammitica* e non è molto diversa da quella clastica dei sedimenti arenacei nonostante l'evidente ricristallizzazione di alcuni componenti. La massa fondamentale è data da un aggregato, per lo più a grana minuta, di quarzo e plagioclasio a cui si associano fengite, gastaldite, giadeite, *pumpellyite* e lamine di sericite e clorite. In tale aggregato risaltano numerosi granuli di quarzo, alcuni con contorni netti altri con bordi sfumati, che sono relitti degli elementi più grossolani dell'originario sedimento e che mantengono generalmente la loro primitiva forma rotondeggiante o a spigoli vivi. Questi elementi di quarzo hanno subito in qualche caso una parziale ricristallizzazione al bordo, che mostra una struttura peciloblastica per reciproche inclusioni con la massa cementante. Raramente i relitti quarzosi sono ricristallizzati con maggiore intensità.

La matrice ha una struttura prevalentemente blastica e composizione mineralogica variabile. I costituenti principali sono *quarzo* e *plagioclasio*. Quest'ultimo è di tipo albitico (indici di rifrazione inferiori ad  $\omega$  del quarzo, segno ottico positivo). Entro l'aggregato minuto vi sono lamelline di sericite e di più scarsa clorite disposte in modo capriccioso; talvolta sono tanto numerose da formare un fitto feltro. Ove la *sericite* e la *clorite* sono più frequenti, si sviluppano lamelle di *fengite* ( $2V_a = 24^\circ\text{--}27^\circ$  e  $N_b$  prossimo a 1,587) ad orientazione abbastanza regolare. Lungo i piani di sfaldatura della fengite si dispongono spesso alcuni aghetti di rutilo ed ossidi di

(¹) Cfr. nota (¹) a pag. 9.

ferro pulverulenti; questi minerali sono talvolta dispersi in modo irregolare entro l'aggregato quarzoso-feldispatico. In alcuni punti alle lamelle fengitiche sono intimamente associati granoblasti di albite che sembrano rappresentare il prodotto finale di riceristallizzazione della matrice.

Nell'aggregato cementante è presente, in quantità variabile, della *giadeite* in granoblasti torbidi, per lo più piccoli, ora isolati ora raggruppati, sempre con bordi minutamente frastagliati. A causa della grana piuttosto minuta e della scarsezza di tracce di sfaldatura, non è facile eseguire determinazioni precise dei caratteri ottici del pirosseno; su qualche cristallo a maggiore sviluppo è stato possibile tuttavia determinare al T. U. le seguenti proprietà ottiche:  $\alpha$  = giallo-verde,  $\beta$  = incolore,  $\gamma$  = giallo molto tenue,  $2V_\gamma = 70^\circ\text{-}72^\circ$ ,  $c/\gamma = 32^\circ\text{-}34^\circ$ .

L'aspetto della giadeite, il fatto che essa sia sempre intimamente associata con chiari legami genetici alla matrice e la circostanza che il pirosseno sia in quantità maggiore dove il plagioclasio è più scarso, portano a pensare che la giadeite si sia formata per un processo di trasformazione dell'albite accompagnato da segregazione di quarzo, che cristallizza in piccole plaghe soprattutto dove il pirosseno sodico è più abbondante.

La *gastaldite* è il minerale della matrice che di solito possiede grana più sviluppata. Generalmente presenta una distribuzione del tutto irregolare; talvolta però si addensa in piccole plaghe lenticolari ove ha orientazione variabile e di solito trasversale a quella delle lamelle cloritiche con le quali è associata e verso cui passa con limiti sfumati. La gastaldite ha anche disposizione trasversale rispetto alle lamelle fengitiche più grandi e viene attraversata dalle scie di ossidi di ferro e di rutilo che accompagnano questa mica; tali scie mantengono lo stesso andamento sia nelle fengiti sia negli anfiboli. Seppure raramente, l'anfibolo sodico forma plaghe che costituiscono localmente la gran parte della matrice e che includono granuli di giadeite e subordinatamente anche gli altri componenti la roccia. L'anfibolo è leggermente cloritizzato alla periferia e contiene ossidi di ferro pulverulenti o in lamelle (ematite?), disposti preferibilmente lungo i piani di sfaldatura, ed aghetti di rutilo in piccole plaghe irregolari. La gastaldite ha subito evidenti fenomeni di deformazione posteristallina talvolta tanto intensi da determinare la rottura dei cristalli in più tronconi, rinsaldati da quarzo ed albite microgranulari.

La *pumpellyite* è presente in quantità nettamente subordinata, quasi accessoria, in minimi cristalli distribuiti in modo del tutto vario, talora riuniti in nidi. Questi piccoli individui, quando sono associati alle lamelle fengitiche ed alla gastaldite, si dispongono trasversalmente ai piani di sfaldatura di tali componenti e presentano le inclusioni di rutilo e di ossidi di ferro caratteristiche di questi minerali.

Quali elementi accessori, oltre a quelli già citati, si notano calcite ed apatite.

La composizione volumetrica, calcolata con il *point-counter* secondo il metodo di F. CHAYES, è risultata assai diversa da campione a campione a causa delle continue variazioni mineralogiche che si osservano soprattutto nella matrice. Nella Tabella 5 sono riportati i limiti entro cui variano le percentuali dei diversi componenti e la composizione media.

Il chimismo (Tabella 5) di queste metagrovacche rientra in quello delle rocce arenaceo-argillose ed in particolare si accosta notevolmente a quello delle grovacche classiche (PETTIJHON, 1958, pag. 250).

**C/g) - Paragneiss cloritici talora a biotite.**

Nei livelli più alti della serie di probabile età carbonifera predominano dei *paragneiss cloritici talora a biotite* costituiti da una continua alternanza di sottili letti grigio-biancastri (quarzo e feldispati) e grigio-seuri (miche e cloriti). Tali paragneiss non hanno sempre una precisa e costante posizione stratigrafica; seppure raramente si trovano anche nelle parti profonde del gruppo montuoso d'Ambrì, in banchi di potenza variabile da alcuni centimetri a qualche metro, intercalati a tutti i tipi litologici descritti.

I componenti principali sono quarzo, albite, fengite e clorite. Fra gli elementi scistogeni predomina nettamente la *fengite*, mentre la *biotite* è sempre scarsa o addirittura assente; essi sono quasi sempre strettamente associati in letti e lenti il cui spessore, assai variabile, raggiunge al massimo i 2-3 mm. Nei piani di sfaldatura dei fillosilicati, che presentano leggere deformazioni paracristalline, si dispongono in filari e scie i soliti caratteristici elementi accessori: ossidi di ferro, rutilo, sostanze carboniose ed epidoto.

TABELLA 5.

Metagrovacca, in facies epimetamorfica, a giadeite e gastaldite, q. 1750 della carrozzabile che conduce a M. Pramand.

Composizione chimica				Composizione mineralogica (% in vol.)		
SiO <sub>2</sub>	71.04	Na <sub>2</sub> O	3.58	Componenti	Limiti di variabilità	Composizione media
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.15	K <sub>2</sub> O	1.90	Quarzo	44.2-39.3	42.3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.24	TiO <sub>2</sub>	0.80	Plagioclasio	23.9-11.4	19.3
FeO	2.50	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	Miche + cloriti	13.4-18.6	15.7
MnO	0.03	H <sub>2</sub> O+	1.41	Gastaldite	8.7-12.4	10.3
MgO	1.69	H <sub>2</sub> O-	0.07	Giadeite	7.3-15.2	9.4
CaO	0.70	CO <sub>2</sub>	0.20	Pumpellyite + accessori	2.5- 3.1	3.0
			100.39			

Anche in questi gneiss, le lamelle isorientate di fengite cristallizzano da plaghe, quasi sempre di forma rotondeggiante, formate da un fitto feltro di piccole lamelle di sericite a cui si accompagna in quantità nettamente subordinata della clorite.

Associate o meno alla fengite, vi sono delle lamelle di *clorite* ora molto allungate ed isorientate ora in piccoli noduli in cui i singoli elementi hanno disposizione varia.

In alcuni di questi tipi litologici, lungo le sfaldature della clorite vi sono cristallini di rutilo ed una minuta granulazione di titanite, raramente in sfeni; si tratta probabilmente di prodotti di trasformazione di un originario minerale di cui non

rimane alcun relitto. Per la stretta associazione che la clorite mostra con le lamelle fengitiche, per l'abito allungato e sottile e per la particolare ricchezza di titanite, ritengo probabile che il minerale originario fosse una biotite alquanto titanifera.

In altri tipi invece, dalle lamelle di clorite si forma della biotite con marcato pleocroismo su toni bruno rossastri; negli stadi iniziali di cristallizzazione la mica scura costituisce piccole plaghe e lamine irregolarmente disposte entro le lamelle cloritiche o al bordo di queste. Talvolta le intime associazioni clorite-biotite si presentano in ciuffi.

I letti prevalentemente fengitici hanno, il più delle volte, andamento irregolare essendo interrotti da granoblasti e porfiroblasti di *plagioclasio sodico* (<sup>1</sup>) che hanno riassorbito le miche. I fenomeni di feldispatizzazione si manifestano con le stesse modalità già osservate nelle altre facies.

L'aspetto del plagioclasio è vario: quando si forma nei letti fengitici più spessi, esso costituisce generalmente dei granoblasti abbastanza sviluppati con abito tendenzialmente rotondeggianto; quando invece si forma nelle zone in cui la roccia è meno micacea, esso costituisce per lo più plaghe irregolari, che hanno orientazione leggermente più marcata dei granoblasti. E' da notare che sia nelle plaghe sia nei granoblasti si intravedono ancora delle piccole chiazze ad orientazione diversa.

Il quarzo è presente sotto forma di granoblasti a grana medio-piccola, cristallizzati di solito contemporaneamente al plagioclasio. Tuttavia dove i fenomeni di feldispatizzazione sono più intensi, i blasti albitici includono piccole plaghe e lacinie di quarzo allungate secondo la scistosità che indicano un incompleto fenomeno di riasorbimento da parte del feldispatio.

In quantità secondaria sono presenti talvolta plaghe di calcite che hanno reciproche inclusioni con il plagioclasio e con il quarzo.

#### INTERCALAZIONI ANFIBOLITICO - EPIDOTICHE

Soprattutto nei livelli più alti della Serie di Clarea vi sono delle intercalazioni anfibolitico-epidotiche generalmente molto allungate (le più estese si sviluppano per più di un chilometro con potenza media di circa cinque metri); non mancano però intercalazioni a forma di lenti tozze. Le anfiboliti epidotiche sono sempre concordanti agli scisti incassanti. Queste rocce presentano colore verde alquanto scuro fino a nerastro, notevole compattezza, grana minuta, scistosità non sempre evidente, elevato peso specifico. Nelle lenti più tozze si osservano anche tipi più chiari e con liste e concentrazioni giallognole epidotiche. Nonostante l'aspetto macroscopico alquanto uniforme, al microscopio si è rilevata una notevole varietà di facies, anche in uno stesso affioramento, da tipi ricchi di orneblenda a tipi epidotici a tipi glaucofanici.

(<sup>1</sup>) Le proprietà ottiche del plagioclasio, determinate al T. U., sono le seguenti:  $2V_y = 72^\circ - 74^\circ$ ; gli angoli massimi di estinzione misurati in zona simmetrica su geminati secondo la legge dell'albite sono risultati di  $12^\circ$  (metodo delle zone).

C/h) = Anfiboliti epidotiche.

Rappresentano il tipo litologico più diffuso nelle intercalazioni anfibolitiche più estese. Sono costituite essenzialmente da anfibolo ed epidoto. La scistosità, in generale ondulata, è dovuta alla disposizione orientata dell'anfibolo, che presenta deformazioni paracristalline e più di rado posterocristalline. La roccia è di solito leggermente listata poiché l'anfibolo si addensa a formare alcuni letti nei quali assume una accentuata isorientazione e dimensioni maggiori.

L'anfibolo è rappresentato da cristalloblasti di orneblenda <sup>(1)</sup> non molto sviluppati, spesso con i bordi sfrangiati per trasformazione in clorite e rara segregazione di ossidi di ferro; la cloritizzazione è più accentuata dove l'orneblenda viene a contatto con il plagioclasio.

L'epidoto e la titanite (associata a leucoxeno) sono spesso inclusi nell'anfibolo. La pistacite <sup>(2)</sup>, assai più abbondante della titanite, è in cristalloblasti irregolari con bordo dentellato anche a causa di leggeri fenomeni di sostituzione da parte del plagioclasio. Epidoto e titanite possono essere riuniti in piccole lenti allungate o in sottili letti e filari con andamento parallelo alla scistosità, anche dove questa è fortemente ondulata. La pistacite ha subito raramente deformazioni posterocristalline.

Il plagioclasio oligoclasico-andesinico <sup>(3)</sup>, piuttosto scarso, forma piccoli granoblasti e plachette interstiziali, sempre ricchi di inclusioni degli altri componenti.

Sono presenti in quantità accessoria lamelline di fengite (per lo più associate alla clorite o incluse nel plagioclasio), raro quarzo ed ancor più scarso ortoclasio. Piccoli cristalli di pirite, in parte alterati, sono distribuiti inomogeneamente nella roccia.

La composizione chimica (Tabella 6) di una *anfibolite epidotica*, raccolta sul fianco meridionale della cresta M. Chabrière-Truc Peyron pochi metri a sud di q.

TABELLA 6.

Anfibolite epidotica, sul fianco meridionale della cresta M. Chabrière - Truc Peyron, pochi metri a sud di q. 2394.

Composizione chimica				Formule « Niggli »		
SiO <sub>2</sub>	47.90	Na <sub>2</sub> O	3.05		a	b
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.73	K <sub>2</sub> O	1.21	si	109.1	100
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.26	TiO <sub>2</sub>	2.08	al	19.8	17.5
FeO	7.51	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	fm	51.1	47.5
MnO	0.05	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2.02	c	20.6	23
MgO	9.18	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.35	alk	8.5	12
CaO	8.44		99.81	k	0.21	0.55
				mg	0.61	0.65

a = anfibolite; b = magma tipo normalshonkinitico.

<sup>(1)</sup> L'orneblenda ha le seguenti caratteristiche ottiche:  $\alpha$  = incolore,  $\beta$  = verde-giallo,  $\gamma$  = verde pallido;  $c/\gamma = 19^\circ$ ;  $2V_\alpha = 79^\circ-80^\circ$ .

<sup>(2)</sup> Indici di rifrazione compresi fra 1,770 e 1,720; pleocoismo appena percettibile,  $N_\gamma$  = giallo-verde molto tenue;  $2V_\alpha = 77^\circ$ .

<sup>(3)</sup> La composizione oligoclasico-andesinica del plagioclasio è stata stabilita in base ai valori, compresi fra 1,542 e 1,555, degli indici di rifrazione ed al segno ottico negativo.

2394, si accosta notevolmente a quella dei magmi shonkinitici; la sua formula matematica rientra in quella del tipo « normalshonkinitico » di NICGLI; soltanto i coefficienti  $alk$  e  $k$  hanno valori bassi.

**C/i) - Anfiboliti epidotiche a glaucofane.**

Questa roccia si intercala ripetutamente alle anfiboliti ora descritte. I minerali principali sono anfiboli, epidoto e clorite; quelli secondari titanite, plagioclasio, calcite, quarzo; accessori sono scarsa pirite e rara apatite.

Gli *anfiboli*, componenti di gran lunga più abbondanti, sono rappresentati, in ordine decrescente di quantità, da termini orneblendici, glaucofanici e tremolitico-attinolitici <sup>(1)</sup>.

L'anfibolo sodico, particolarmente diffuso in alcuni letti, è quasi sempre associato all'orneblenda: alla periferia di quest'ultima vi sono chiazze di glaucofane che spesso si spingono fino al nucleo dell'anfibolo verde sostituendolo parzialmente o totalmente. Analoghi rapporti strutturali intercorrono fra il glaucofane e gli scarsi termini attinolitico-tremolitici. In queste rocce, come nelle precedenti, tutti gli anfiboli hanno subito deformazioni prevalentemente a carattere paracristallino e subordinatamente posteristallino.

L'*epidoto* è strettamente associato agli anfiboli in cui è spesso incluso; esso è sempre alquanto abbondante e talora si concentra in piccole chiazze di cui è praticamente l'unico componente (negli interstizi vi è clorite in plaghe). Anche l'epidoto segue le pieghe della roccia e mostra deformazioni a prevalente carattere paracristallino.

La *titanite*, associata a leucoxeno, è in quantità abbastanza rilevante quale componente secondario; essa è uniformemente distribuita oppure riunita in filari che seguono le ondulazioni della scistosità.

Il *plagioclasio* ha composizione oligoclasico-andesinica al 32 % An <sup>(2)</sup> ed è presente nelle zone più deformate ove forma soltanto sottili letti leggermente più spessi in corrispondenza delle cerniere delle pieghe. Il plagioclasio è in granoblasti per lo più piccoli, ricchi di inclusioni, che mostrano con gli altri componenti gli stessi rapporti osservati nei tipi precedenti.

Al feldispato sodico sono associate, con reciproche inclusioni, delle plaghe di calcite; il carbonato è diffuso in tutta la roccia e spesso forma delle piccole lenti allungate, concordanti alla scistosità, che inglobano cristalli anfibolici.

Il quarzo è piuttosto raro, l'ortoclasio è presente in piccole e sporadiche plaghe. Qua e là si notano cristallini di apatite.

<sup>(1)</sup> Le proprietà ottiche di questi anfiboli, determinate al T. U., sono le seguenti:

*Orneblenda*:  $\alpha$  = giallo-verde pallido,  $\beta$  = verde con toni giallognoli,  $\gamma$  = verde erba passante talvolta a verde azzurro;  $2V_s = 62^\circ-64^\circ$ ;  $c/\gamma = 20^\circ-22^\circ$  eccezionalmente fino a  $25^\circ$ .

*Glaucofane*:  $\alpha$  = incolore,  $\beta$  = pervinca,  $\gamma$  = azzurro;  $c/\gamma = 9^\circ-10^\circ$ ;  $2V_s = 40^\circ$ .

*Tremolite-attinoto*:  $\alpha$  = incolore,  $\beta$  = verde-giallo pallido,  $\gamma$  = verde pallido talora con toni verde-azzurro molto blandi;  $2V_s = 80^\circ$ ;  $c/\gamma = 14^\circ-16^\circ$ .

<sup>(2)</sup> Le proprietà ottiche del plagioclasio sono:  $N_s > 1,542$ ,  $N_v < 1,555$ ; gli angoli massimi di estinzione in zona simmetrica su geminati secondo la legge dell'albite sono risultati di  $15^\circ$  (metodo delle zone).

TABELLA 7.

Anfibolite epidotica a glaucofane, sul fianco meridionale della cresta *M. Chabrière - Truc Peyron*, pochi metri a sud di q. 2394.

Composizione chimica				Formule « Niggli »		
SiO <sub>2</sub>	44.70	Na <sub>2</sub> O	3.35		a	b
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.70	K <sub>2</sub> O	0.64	si	108.4	100
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.68	TiO <sub>2</sub>	1.60	al	15.3	17.5
FeO	9.22	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	fm	50.3	47.5
MnO	0.04	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4.09	c	25.5	23
MgO	5.35	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.03	alk	8.9	12
CaO	11.67	CO <sub>2</sub>	1.44	k	0.11	0.55
			—	mg	0.38	0.65
			99.54			

a = anfibolite; b = magma tipo normalshonkinitico.

Nella Tabella 7 sono riportati i dati analitici, con le relative formule NIGGLI, di un'anfibolite epidotica a glaucofane raccolta nella medesima località del campione di cui alla Tabella 6. I coefficienti NIGGLI indicano una tendenza verso la composizione di magmi shonkinitici; in particolare si accostano a quelli del tipo normalshonkinitico pur differenziandosi a causa dei valori più bassi di alk e k.

#### C/I) - Epidositi glaucofaniche.

Nelle anfiboliti sopra descritte vi sono spesso delle intercalazioni di epidositi glaucofaniche, in cui l'epidoto è un po' più abbondante degli anfiboli. La *pistacite* e gli *anfiboli* costituiscono un aggregato cristalloblastico a grana media con una scistosità abbastanza marcata soprattutto per l'isorientazione degli anfiboli. Questi ultimi sono rappresentati da glaucofane e subordinatamente da orneblenda quasi sempre associati fra di loro, con passaggi graduati dall'uno all'altro, talora con interposizione di una sottilissima banda con proprietà ottiche intermedie; si ripetono quindi i rapporti descritti nelle rocce precedenti. Gli anfiboli sono leggermente eloritizzati ed interessati da deformazioni soprattutto posteristalline.

In quantità secondaria sono presenti cristalli di titanite per lo più addensati in zone irregolari.

Rare sono delle piccole plaghe di *plagioclasio oligoclasico-andesinico* che occupano gli interstizi e contengono piccoli elementi di epidoto, di anfibolo e di elorite. I plagioclasi formano piccole vene irregolari con limiti sfumati, ove sono ricchissimi di inclusioni di minuti ed irregolari individui epidotici (che costituiscono probabilmente relitti dei cristalloblasti pistacitici, più sviluppati, sostituiti dal feldispatio) e di numerosi piccoli anfiboli tremolitici ( $c/\gamma = 21'$ ;  $\alpha$  = incolore,  $\beta$  = verde pallido,  $\gamma$  = verde tenue) con abito allungato e talora addirittura aciculare. Questi anfiboli, anch'essi interessati da deformazioni paracristalline, sono ora disposti in modo eugenitico ora orientati secondo la scistosità.

Le epidositi glaucofaniche sono talvolta solcate da venette per lo più discordanti, spesse al massimo qualche millimetro, costituite da grandi cristalli di epidoto disposti trasversalmente alla scistosità della roccia e degli interstizi dei quali vi sono delle plaghe di clorite. Talvolta i cristalli di pistacite si intrecciano entro cristalli molto sviluppati di plagioclasio a composizione andesinica al 32 % An.

**C/m) - Scisti plagioclasico-anfibolici a bande epidotiche.**

L'aspetto macroscopico di queste rocce è caratteristico ed inconfondibile per il netto contrasto fra il colore grigio-verde con toni bluastri della parte scistica ed il colore giallo-verde delle concentrazioni epidotiche. Talvolta queste ultime hanno una disposizione tanto regolare che la roccia appare listata.

Le bande di colore grigio-verde sono costituite da plagioclasio, clorite, anfibolo, epidoto, calcite, quarzo e fengite.

Il *plagioclasio*, di composizione oligoclasico-andesinica al 28-30 % An <sup>(1)</sup>, è in granoblasti che includono tutti gli altri componenti. Ad eccezione delle lamelline di fengite, tutti gli inclusi tendono ad orientarsi, e spesso sono riassorbiti dal plagioclasio; questo fenomeno, che si presenta con le stesse modalità già descritte per gli altri tipi litologici, è più evidente nella clorite e nell'anfibolo, nei quali il feldspato penetra lungo i piani di sfaldatura, provocando spesso uno sfrangiamento periferico.

La *clorite* di tipo clinocloro <sup>(2)</sup> è in lamelle abbastanza sviluppate, con leggere deformazioni para e posteristalline ed inclusioni di granuli epidotici, lamelline fengitiche e minuscole plaghe di calcite. Quasi sempre la clorite è strettamente associata ad un anfibolo della serie attinoto-tremolite ( $c/\gamma = 18^{\circ}-20^{\circ}$ ;  $\alpha$  = incolore,  $\beta$  = verde pallido,  $\gamma$  = verde pallido), lungo i cui piani di sfaldatura si dispongono piccoli granuli di calcite e lamelline di taleo. L'intima associazione fra questi minerali ed il fatto che la clorite e l'anfibolo abbiano sempre una disposizione parallela con passaggi sfumati l'una all'altro, fanno pensare ad un fenomeno di cloritizzazione con segregazione di calcite e taleo. Estranei a questa trasformazione sarebbero i granuli di epidoto e le lamelle di fengite, che costituivano delle inclusioni nell'inosilicato.

Molto raramente sono presenti cristalloblasti abbastanza sviluppati di *granato*, che si dispongono in sottili e brevi letti. Il granato, spesso interessato da sottili fratture riempite da calcite, include piccole plaghe di quarzo talora tanto abbondanti da impartire al minerale ospite una marcata struttura pecilitica.

Non molto diffuso è il *glaucofane* ( $c/\gamma = 9^{\circ}$ ; allungamento positivo;  $\alpha$  = incolore,  $\beta$  = viola rosato,  $\gamma$  = azzurro), strettamente associato alla tremolite e che mostra incipiente cloritizzazione. I rapporti fra anfibolo calcico ed anfibolo sodico sono del tutto analoghi a quelli osservati nelle anfiboliti precedentemente descritte.

<sup>(1)</sup> Le proprietà ottiche del plagioclasio sono le seguenti:  $1,542 \leq N_s < N_{\gamma} < 1,555$ ; segno ottico negativo; angoli massimi di estinzione, in zona simmetrica, su geminati secondo la legge dell'albite, variabili fra  $12^{\circ}$  e  $13^{\circ}$  (metodo delle zone).

<sup>(2)</sup> Il valore  $2V_{\gamma} = 24^{\circ}-26^{\circ}$  e gli indici di rifrazione compresi fra 1,565 e 1,600 indicano che si tratta di clinocloro.

La calcite è uniformemente distribuita nella roccia in plaghe spesso allungate secondo la scistosità, i cui singoli elementi hanno reciproche implicazioni con tutti gli altri minerali.

Il quarzo è presente in scarsa quantità, quasi sempre concentrato in piccoli e sottili letti.

Minerali accessori sono pirite, titanite ed apatite.

Il componente di gran lunga più abbondante delle bande giallastre è la *pistacite*<sup>(1)</sup> in idioblasti non molto sviluppati con abito ora tozzo ora allungato, quasi sempre isorientati; particolarmente abbondante la titanite. Negli interstizi vi sono plagioclasi, clorite (talvolta associata ad anfibolo), calcite. Generalmente questi minerali sono nettamente subordinati rispetto all'epidoto; quando sono più abbondanti, mostrano le medesime caratteristiche osservate nelle bande di colore grigio-verde.

Il chimismo di questi scisti (Tabella 8) rientra in quello dei magmi dioritici di tipo orbitico; sebbene le formule NIGGLI della roccia in esame si discostino leggermente dalle formule di riferimento, esse rientrano nel campo di variabilità di queste ultime. Soltanto i coefficienti *k* ed *alk* presentano valori più bassi.

TABELLA 8.

Scisto plagioclasico-anfibolico a bande epidotiche, q. 1650 del versante destro di Rio Secco.

	Composizione chimica			Formule « Niggli »		
SiO <sub>2</sub>	40.68	Na <sub>2</sub> O	2.39		a	b
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.04	K <sub>2</sub> O	0.57	si	115.2	135
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.26	TiO <sub>2</sub>	0.67	al	26.7	27
FeO	3.17	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	fm	45.5	42
MnO	0.08	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2.26	c	20.2	21
MgO	5.29	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.02	alk	7.6	9.5
CaO	16.72	CO <sub>2</sub>	5.22	<i>k</i>	0.14	0.25
			100.43	mg	0.49	0.5

a = scisto; b = magma tipo orbitico.

#### C/n) - Glaucofaniti epidotiche.

Associati agli scisti ora descritti si riscontrano delle lenti e dei letti, dello spessore anche di qualche centimetro, che si differenziano per il colore più scuro verde-blu e per una maggiore irregolarità nella forma e nella disposizione delle concentrazioni epidotiche.

La massa di colore più scuro è costituita essenzialmente da *glaucofane*<sup>(2)</sup> in cristalli piuttosto sviluppati e generalmente isorientati, con struttura anche marcata-

<sup>(1)</sup> L'epidoto ha le seguenti proprietà ottiche:  $2V_s = 68^\circ - 72^\circ$ , pleocroismo variabile da incolore al giallo pallido, più intenso al nucleo di certi cristalli.

<sup>(2)</sup> Le caratteristiche ottiche dell'anfibolo sodico sono le seguenti:  $c/\gamma = 7^\circ - 8^\circ$ ; allungamento positivo;  $\alpha$  = incolore,  $\beta$  = viola rosa pallido,  $\gamma$  = azzurro con chiazze irregolari a toni più intensi, alle quali non corrispondono sensibili variazioni degli angoli di estinzione su (010).

mente peciloblastica per inclusioni di granuli di epidoto, di titanite e di ortite, aghetti di rutilo, lamelle di fengite e plaghe di calcite; talora questi inclusi sono molto abbondanti. Soprattutto nelle vicinanze o entro le concentrazioni epidotiche, il glaucofane è accresciuto sull'orneblenda (<sup>1</sup>), la quale forma chiazze più o meno sviluppate prevalenti nella zona centrale dei cristalli di anfibolo sodico.

Il glaucofane è leggermente cloritizzato (soprattutto alla periferia e ove viene a contatto con il plagioclasio) con sfrangimento in lamelle cloritiche a cui si accompagnano piccole plaghe di calcite e delle lamelle minute, probabilmente di talco.

Il *plagioclasio*, di composizione oligoclasico-andesinica, è in quantità subordinata ed include tutti gli altri componenti che mostrano bordi sempre addentellati o sfrangiati. E' da notare che i granoblasti di feldispato sono circondati ed includono lamelle di fengite che spesso formano un fitto intreccio.

La calcite in plaghe presenta reciproche inclusioni con gli altri minerali.

Le concentrazioni epidotiche, a forma di lenti e di letti sempre allungati secondo la scistosità, sono costituite da un termine pistacitico molto ferrifero (<sup>2</sup>), in granoblasti generalmente isorientati. In quantità secondaria vi sono, negli interstizi, plaghe di calcite e la già ricordata associazione glaucofane-orneblenda.

#### LA SERIE D'AMBIN (PERMIANO)

Il passaggio fra la Serie di Clarea e la sovrastante Serie d'Amber, non è caratterizzato da alcuna discordanza angolare. Il limite è facilmente osservabile dove la Serie d'Amber inizia con le facies conglomeratiche; dove queste ultime mancano, il limite non è facilmente individuabile a causa della notevole somiglianza tra i paragneiss cloritici, prevalenti nei livelli più alti della serie inferiore, ed alcuni micasistici feldispatico-cloritici con cui talvolta inizia la Serie d'Amber. Quest'ultima, avendo potenza media di 300 metri, è costituita da scisti arenacei e conglomeratici di vario tipo, la cui origine elastica è spesso riconoscibile anche ad occhio nudo.

Nel livello basale si osservano dei letti, assai discontinui, di A/a) *micasistici feldispatici conglomeratici a ciottoli di quarzo* la cui potenza si aggira attorno ai 50 metri. Tale facies conglomeratica ha una certa continuità nella zona occidentale e nella zona orientale del versante italiano del gruppo montuoso d'Amber, mentre manca nella parte centrale (<sup>3</sup>).

Dagli scisti conglomeratici si passa gradualmente a rocce con caratteri macro- e microscopici simili a quelli della massa cementante dei tipi psefítici, per progressiva

(<sup>1</sup>) Le proprietà ottiche dell'orneblenda sono:  $c/\gamma = 21^{\circ}-22^{\circ}$ ;  $\alpha$  = giallo pallido,  $\beta$  = verde con toni giallastri,  $\gamma$  = verde.

(<sup>2</sup>) Le proprietà ottiche della pistacite sono:  $c/\gamma = 26^{\circ}-27^{\circ}$ ;  $2V_s = 68^{\circ}-72^{\circ}$ ; pleocroismo da incolore a giallo pallido. In alcuni rari casi i cristalli hanno la periferia meno ricca di ferro; ciò è messo in evidenza dai diversi valori dell'angolo degli A.O.: centro:  $2V_s = 62^{\circ}$ , periferia:  $2V_s = 72^{\circ}$ , bordo:  $2V_s = 82^{\circ}$ . In qualche cristallo il nucleo è ortitico.

(<sup>3</sup>) Ricordo che J. GOGUEL [1958] ha dato una particolareggiata descrizione di queste rocce psefítiche localizzandone gli affioramenti dell'alto Vallon d'Amber (Francia); lo stesso livello viene a giorno sul versante italiano nel circo glaciale sopra Grange della Valle.

diminuzione, in tutte le direzioni, degli elementi detritici grossolani. I tipi conglomeratici si alternano ripetutamente a facies prive di ciottoli anche perpendicolarmente alla direzione degli strati, tanto da poter essere presenti, in quantità limitata, pure nei livelli superiori della Serie d'Ambin.

Nei livelli più bassi gli scisti conglomeratici fanno passaggio laterale a: A/b) *quarziti micacee*, A/c) *micascisti feldispatici a clorite*, e A/e) *paragneiss fengitici a clorite*. In questi tipi litologici qua e là sono presenti ancora granuli detritici quarzosi che ne mettono in risalto l'origine clastica.

I livelli superiori della serie in esame si distinguono da quelli inferiori soprattutto per la scarsità o l'assenza delle facies conglomeratiche; i tipi litologici fondamentali sono infatti, in ordine decrescente di frequenza, A/c) *micascisti feldispatici a clorite*, A/e) *paragneiss fengitici a clorite* e A/b) *quarziti micacee* del tutto simili ai tipi analoghi inferiori e negli stessi rapporti stratigrafici. Un leggero carattere distintivo è dovuto alla presenza di letti costituiti da A/d) *micascisti feldispatico-cloritici ricchi di ematite*, concordanti alla scistosità generale, con lunghezza variabile da alcuni decimetri a 20-30 metri e spessore massimo di qualche decimetro. Molto rari sono A/f) *micascisti feldispatici a glaucofane*.



FIG. 1 - *Micascisti feldispatici conglomeratici a ciottoli di quarzo (Serie d'Ambin)*.

A q. 2520 del fianco sinistro del Roc del Colle.

Nella parte alta della Serie d'Ambin vi sono delle bancate discontinue ed a potenza variabile (di media 15 metri) di A/g, g', g'') *arenarie arcosiche epimetamorfiche*, intercalate in concordanza agli scisti ora citati oppure a diretto contatto con le quarziti eotriassiche. Al microscopio la struttura clastica della roccia è evidente; soltanto localmente (soprattutto sulla cresta C. del Vallone-C. Quattro Denti) v'è una più marcata blastesi ed una maggiore quantità di fengite in alcune *facies di transizione a paragneiss* (A/h).

A/a) - Micascisti feldispatici conglomeratici.

Questa facies è costituita da ciottoli quarzosi cementati da una matrice micasistica più o meno feldispatica, a scistosità abbastanza regolare ed a grana media, ricca di lenti e letti micacei. Dove la ricristallizzazione è più debole, questi letti sono costituiti da *aggregati sericitici* in cui possono essere granuli di quarzo (talvolta leggermente ricristallizzati alla periferia e spesso soleati da sottili fratture), lamelle abbastanza sviluppate e variamente disposte di *cloritoide* (con la caratteristica geminazione polisintetica, debole pleocroismo dall'incoloro al verde pallido,  $2V_\gamma = 44^\circ$ ,  $N_\beta = 1,730$ ) e lamelle di *fengite* ( $2V_\alpha = 23^\circ-25^\circ$ ). Tali letti per la loro associazione mineralogica e per il basso grado di cristallinità possono essere considerati come il prodotto dello stadio iniziale del metamorfismo di parte della matrice originaria. Comunemente però gli scisti psefítici presentano una cristallizzazione piuttosto avanzata ed i letti micacei sono costituiti da lamelle fengitiche isorientate ed aventi deformazioni para e posteristalline, a cui si associa della *pennina* <sup>(1)</sup> in lamelle isolate oppure riunite in lenti sottili ed allungate. Nei piani di sfaldatura della fengite si dispongono, in sottili filari, una minuta granulazione opaca, lamelle ematitiche, aghetti di rutilo e più rari cristalli di epidoto (talvolta termini ceriferi), di zircone, di apatite e di tormalina.

I letti fengitici vengono interrotti da granoblasti di *albite* <sup>(2)</sup>, nei quali le lamelle fengitiche sfumano e scompaiono gradualmente; i minerali inclusi nella mica rimangono nel plagioclasio mantenendo per lo più la primitiva disposizione. E' evidente che queste strutture sono legate a processi di feldispatizzazione della fengite da parte del plagioclasio; processi non sempre completi, come dimostra la presenza di frammenti di mica all'interno dell'albite. Movimenti paraeristallini del plagioclasio sono messi in luce da deformazioni dei piani di geminazione e dall'incurvamento dei granoblasti stessi. Meno frequenti sono fenomeni di riassorbimento del quarzo da parte dell'albite.

Come ho già detto, alle lenti ed ai letti prevalentemente micacei se ne alternano altri più spessi, costituiti da un micascisto più o meno feldispatico, molto ricco di quarzo, a scistosità abbastanza regolare ed a grana medio-piccola. Il *quarzo*, generalmente limpido, costituisce un aggregato di granoblasti, a struttura per lo più pavimentosa, interessati da deformazioni posteristalline (fratture ed estinzioni ondulate). Le lamelle micacee non sono sempre disposte secondo la scistosità.

Rispetto ai letti fengitici, l'albite è qui meno abbondante, in certi casi in quantità addirittura trascurabile; essa è presente soprattutto là dove vi sono sottili concentrazioni micacee, con le quali mostra gli stessi rapporti strutturali sopra descritti, indicanti fenomeni di feldispatizzazione. Nelle zone ricche di quarzo, il plagioclasio generalmente forma delle plaghe che occupano gli interstizi e che sostituiscono leggermente i minerali circostanti.

<sup>(1)</sup> La clorite ha pleocroismo dal giallo molto chiaro al verde chiaro,  $2V_\alpha$  variabile da  $6^\circ$  a  $12^\circ$ ,  $N_\beta$  prossimo a 1,690; birifrangenza 0,003.

<sup>(2)</sup> Le proprietà ottiche del plagioclasio sono le seguenti: indici di rifrazione inferiore al valore  $\omega$  del quarzo;  $2V_\gamma = 74^\circ$ ; gli angoli massimi di estinzione in zona simmetrica, misurati con il metodo delle zone su geminati secondo la legge dell'albite, sono risultati compresi fra  $12^\circ$  e  $14^\circ$ .

Quali componenti accessori, oltre a quelli comuni ai letti fengitici, sono presenti calcite ed ankerite in plaghe e più raramente in cristalli ad abito romboedrico, spesso cibrati da quarzo.

I letti, lembi e noduli grigio-seuri e nerastri, di forma e dimensioni molto varie, visibili anche ad occhio nudo, costituiscono delle variazioni nella composizione mineralogica della massa cementante. Essi sono dovuti ad arricchimenti di *lamelle ematitiche* (con marcata orientazione parallela alla scistosità e spesso con deformazioni paracristalline) a cui talora si associano, in quantità subordinata, magnetite e calcopirite. Tali arricchimenti possono essere localizzati nei letti sericitico-fengitici; di rado si trovano nei letti ricchi di quarzo, nel qual caso hanno sempre dimensioni molto piccole. Il passaggio alle concentrazioni ematitiche avviene gradualmente se pure in uno spazio limitatissimo. E' da notare che, in queste concentrazioni, i granoblasti di albite assumono una marcata struttura peciloblastica per le abbondanti inclusioni ematitiche.

Nella massa cementante ora descritta si osservano *granuli e ciottoli di quarzo*; essi sono presenti sia nei letti prevalentemente micacei sia nei letti prevalentemente quarzosi; soltanto in questi ultimi si trovano i ciottoli maggiori. La ricristallizzazione degli elementi detritici è alquanto varia e può interessare soltanto le periferie, come generalmente si osserva nei granuli delle zone micacee. Nei letti prevalentemente quarzosi, i granuli detritici più piccoli sono scarsi mentre sono abbondanti i più grossolani; questi sono in parte trasformati in un aggregato di granuli quarzosi che può mantenere la forma primitiva oppure essere allungato secondo la scistosità, inglobando delle lamelle fengitiche.

#### A/b) - Quarziti micacee.

Le quarziti micacee sono molto compatte e di colore grigio-chiaro. Il *quarzo* forma un aggregato di granoblasti a grana medio-piccola e struttura pavimentosa con qualche lamellina fengitica e, in quantità subordinata, piccoli granuli di epidoto, tourmalina, apatite ed ossidi di ferro. Qua e là si osservano degli elementi quarzosi relitti dell'originario sedimento, a grana leggermente superiore alla media e con abito rotondeggiante oppure allungato trasversalmente alla scistosità.

La scistosità, dovuta alla presenza di sottili lenti, trecce e letti di *lamelle fengitiche* ( $2V_a = 23^\circ$ ), è ora piano regolare, ora ondulata, ora pieghettata anche con microfaglie in corrispondenza delle cerniere. Le deformazioni posterocristalline sono messe in luce pure da estinzioni ondulate e da sottili fratture nel quarzo. Associati alla mica vi sono dei piccoli cristalli di rutilo e dei filari, paralleli alle tracce di sfaldatura, di una granulazione pulverulenta opaca costituita, almeno in parte, da ossidi di ferro.

La calcite è presente in plaghe spesso ricche di quarzo, di lamelle fengitiche e di ossidi di ferro.

Su di un campione di *quarzite micacea* ho eseguito l'analisi chimica i cui risultati sono riportati in Tabella 9. Dall'esame chimico-petrografico si deduce che queste rocce derivano da arenarie quarzose con qualche sottile e breve letto argilloso.

A/c) - Micascisti feldispatici a clorite.

Sono il tipo litologico più diffuso della Serie d'Ambin; compatti, con scistosità piuttosto marcata ora piano-regolare ora notevolmente ondulata, hanno colore bianco argento con sfumature e piccole chiazze verdognole di clorite. Spesso si osservano granuli quarzosi (diametro medio mm 3-4) che impartiscono un aspetto arenaceo alla roccia.

TABELLA 9.

Quarzite micacea, quota 2350 del versante orientale del M. Seguret, 750 metri a SSE della cima.

Composizione chimica			
SiO <sub>2</sub>	85.06	Na <sub>2</sub> O	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.46	K <sub>2</sub> O	2.32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.79	TiO <sub>2</sub>	0.21
FeO	0.49	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.24
MnO	—	H <sub>2</sub> O+	0.99
MgO	0.22	H <sub>2</sub> O—	0.01
CaO	1.71	CO <sub>2</sub>	1.18
			99.71

Le facies a grana minuta sono costituite da un continuo ripetersi di letti prevalentemente quarzosi con lenti e sottili letti prevalentemente fengitici; la scistosità è piano regolare con alcune dolci ondulazioni a carattere para e posteristallino che talvolta si accentuano formando micropieghe e micropieghe-faglie; tali deformazioni interessano non solo le miche ma anche i granoblasti di quarzo e di feldispato aventi abito più o meno allungato. Queste facies sono simili per composizione mineralogica e per struttura alle quarziti sopra descritte, dalle quali differiscono essenzialmente per la presenza dell'albite e della clorite.

La *pennina* è per lo più associata alle *fengiti* in lamelle isolate e riunite in plaghe sfrangiate verso la periferia e in parte sostituite da quarzo e da albite. La clorite è raramente associata a *biotite* in chiazze sfumate con aspetto di relitti di un processo di cloritizzazione.

In queste facies a grana minuta ed a scistosità per lo più piano-regolare, l'*albite* (<sup>1</sup>) si trova soprattutto nelle lenti e nei letti fengitici. Evidenti sono i fenomeni di feldispattizzazione dei minerali scistogeni che si manifestano con le modalità già descritte per la massa cementante dei micascisti feldispatici conglomeratici.

Il *quarzo* è quasi sempre limpido e contiene generalmente solo qualche lamella di fengite; si presenta in granoblasti a grana medio-piccola, spesso allungati secondo la scistosità e con tendenza alla struttura pavimentosa. Oltre alle già citate deformazioni paracristalline, il quarzo ha subito anche azioni cataclastiche (sottili fratture ed estinzioni ondulate).

Quali elementi accessori, oltre a quelli già menzionati, sono presenti cristallini di apatite e di tormalina, plaghe di calcite e di ankerite cibrate da quarzo e contenenti qualche lamella fengitica; i carbonati formano anche qualche sottile letto lungo i piani di minor resistenza entro i letti micacei.

(<sup>1</sup>) Il plagioclasio sodico ha:  $2V_{\gamma} = 73^{\circ}\text{-}75^{\circ}$ ; angoli massimi di estinzione in zona simmetrica, misurati su geminati secondo la legge dell'albite, di  $13^{\circ}$ ; indici di rifrazione inferiori al valore  $\omega$  del quarzo.

Le facies micascistose a grana più sviluppata differiscono da quelle ora descritte essenzialmente per la struttura. In generale si osserva una minore omogeneità nella distribuzione dei componenti principali ed una scistosità meno evidente, in special modo dove la *fengite* non forma spessi letti. Infatti le miche possono presentarsi in lamelle isolate oppure in concentrazioni di pochi individui aventi orientazione del tutto varia e con deformazioni paracristalline alquanto accentuate. I granoblasti di *quarzo* hanno grana assai variabile e forma irregolare, raramente allungata; non sempre si dispongono in letti e lenti, come succede nelle facies a grana più piccola. I rapporti strutturali fra i componenti principali sono gli stessi osservati nei tipi più minimi.

In queste facies a grana più grossolana, l'*albite* è in percentuale abbastanza elevata, anche nelle zone quarzose ove generalmente forma delle plaghe irregolari, che si insinuano nei vari interstizi sostituendo i minerali con cui viene a contatto. La feldispatizzazione non è generalmente completa: entro le plaghe di albite vi sono, quali relitti, minuti frammenti di mica e clorite, i minerali accessori che accompagnano le associazioni micacee, chiazze di quarzo.

Una caratteristica che differenzia questi micascisti da quelli a grana più sottile, è anche l'eterogeneità delle dimensioni dei granoblasti di quarzo che presentano generalmente mareati addentellamenti. Localmente vi sono delle plaghe a struttura pavimentosa di granoblasti quarzosi a cui si associano rare lamelle di *fengite*. E' da notare che alcune volte nelle zone ricche di quarzo vi sono delle piccole concentrazioni di *ematite* a forma di tozze lenti, simili a quelle osservate nella massa cementante dei micascisti feldispatici conglomeratici.

La *clorite*, in quantità assai variabile, può essere strettamente associata alla *fengite* oppure isolata; in questo caso, si presenta generalmente in lenti in cui i singoli elementi possono avere orientazione variabile. La *biotite* è piuttosto rara ed è quasi sempre strettamente associata alla clorite, in chiazze irregolari e sfumate, relitti di un processo di cloritizzazione.

Ancuni tipi litologici contengono localmente della calcite in quantità abbastanza rilevante in plaghe irregolari includenti tutti gli altri minerali ed in particolare il quarzo.

I dati delle analisi chimiche, eseguite su due campioni di *micascisti feldispatici a clorite*, sono esposti nella Tabella 10. Gli alti valori della silice e dell'allumina indicano una evidente origine arenacea.

#### A/d) - Micascisti feldispatico-cloritici ad *ematite*.

Questi micascisti formano dei letti di lunghezza variabile da alcuni decimetri ad alcuni metri, con potenza massima di 20-30 centimetri e di colore grigio scuro nei micascisti feldispatici a clorite.

La scistosità molto marcata, seppure irregolare, è dovuta alle abbondanti lamelle di *fengite*, *clorite* ed *ematite* che mostrano fenomeni di deformazioni paracristalline. Tali elementi scistogeni (citati in ordine decrescente di quantità) costituiscono dei letti in cui sono sempre strettamente associati fra di loro con disposizione parallela.

TABELLA 10.

Micascisti feldispatici a clorite, a) *Colle d'Ambin*, b) *sulla strada statale per Bardonecchia, 250 metri ad ovest del ponte di Ulzio*.

*Composizione chimica*

	a)				b)			
SiO <sub>2</sub>	79.54	Na <sub>2</sub> O	1.26		SiO <sub>2</sub>	75.58	Na <sub>2</sub> O	0.91
Al <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	11.25	K <sub>2</sub> O	2.40		Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.97	K <sub>2</sub> O	2.88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.66	TiO <sub>2</sub>	0.29		Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.38	TiO <sub>2</sub>	0.85
FeO	0.43	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11		FeO	1.25	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04
MnO	0.04	H <sub>2</sub> O+	1.36		MnO	0.03	H <sub>2</sub> O+	2.70
MgO	0.95	H <sub>2</sub> O-	0.02		MgO	1.44	H <sub>2</sub> O-	0.02
CaO	0.17				CaO	0.23		
			99.48					100.28

La clorite forma qua e là delle piccole plaghe orientate in cui le singole lamelle, sempre associate ad ematite, hanno direzione varia. Elementi accessori sono epidoto, apatite, zircone e tormalina per lo più zonata ritmicamente con pleocroismo variabile dal viola-blu al giallo verde.

Il quarzo e l'albite presentano gli stessi fenomeni osservati nei micascisti feldispatici a clorite. Il riassorbimento della fengite da parte del feldispato sodico è qui messo in maggiore evidenza dalla presenza dell'ematite che rimane inglobata, quale relitto, nei granoblasti albitici.

**A/e) - Paragneiss fengitici a clorite.**

Questi paragneiss sono molto simili ai micascisti feldispatici a clorite, ai quali sono associati; il colore grigio-verde è generalmente più scuro a causa della maggiore quantità di fengite e clorite. Il tipo di scistosità varia anche nello spazio di pochi centimetri; ove essa è meno regolare, la fengite, elemento scistogeno principale, ha subito intense deformazioni para e posteristalline e si riunisce sia in letti irregolari a spessore continuamente variabile sia in plaghe e lenti in cui le singole lamelle non hanno orientazione preferenziale. In queste zone sono presenti sottili (2-3 milimetri) e discontinui letti aventi disposizione varia, costituiti da granoblasti di quarzo ai quali si associano, in particolar modo al bordo dei letti, plaghe e romboedri di calcite.

A parte le deformazioni sopra indicate, presenti localmente, la *fengite* ha gli stessi caratteri osservati nelle facies ora descritte; include sempre i componenti accessori più volte menzionati ed è associata talvolta a biotite.

Anche per quanto riguarda gli altri minerali ed i loro rapporti rimando a quanto detto nelle pagine precedenti. Bisogna soltanto ricordare che, data la maggiore percentuale di albite e di mica, i fenomeni di feldispattizzazione di quest'ultima sono più diffusi ed evidenti.

Qua e là, entro gli aggregati granoblastici di albite, vi sono dei nidi di minute lamelline e gocce cloritiche accompagnate da ossidi di ferro pulverulenti e lamelle ematitiche, disposti in modo da rispecchiare l'abito allungato di un preesistente minerale; forse biotite.

In alcuni paragneiss sono presenti delle plaghe costituite da minutissimi granuli di albite e di quarzo, da lamelline di sericite (che hanno in generale disposizione del tutto irregolare) e da una minuta granulazione di ossidi di ferro. All'interno di queste plaghe, dalle lamelle di sericite cristallizza fengite disposta parallelamente alla scistosità, mentre i minuti individui di feldispato e di quarzo hanno tendenza ad isorientarsi saldandosi l'uno all'altro in plaghe omogenee più o meno sviluppate.

Fra i minerali accessori, oltre a quelli già menzionati, ricordo la calcite e rari cristallini di apatite. Il carbonato, in quantità anche piuttosto rilevante, si presenta generalmente in plaghe, diffuse nella roccia e cibrate da quarzo e più di rado da feldispato, contenenti aghetti di rutilo, ossidi di ferro ed epidoto; talvolta la calcite è inclusa nei granoblasti quarzosi e feldispatici in piccole plaghe.

La composizione chimica di questi paragneiss (Tabella 11) è simile a quella dei micascisti feldispatici a clorite, corrispondendo a quella dei sedimenti arenacei.

TABELLA 11.

Paragneiss fengitico a clorite, q. 1610 della carrozzabile che conduce a Grange della Valle.

Composizione chimica			
SiO <sub>2</sub>	68.87	Na <sub>2</sub> O	2.77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.79	K <sub>2</sub> O	2.93
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.41	TiO <sub>2</sub>	0.59
FeO	2.65	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06
MnO	0.03	H <sub>2</sub> O+	1.76
MgO	0.34	H <sub>2</sub> O-	0.03
CaO	1.42	CO <sub>2</sub>	0.67
			100.32

#### A/f) - Micascisti feldispatici a glaucofane.

Sulla strada statale per Bardonechchia, 300 metri circa ad ovest del ponte di Ulzio, affiorano dei micascisti feldispatici a glaucofane di colore grigio-verde, che macroscopicamente sono del tutto simili alle facies più micacee dei micascisti feldispatici precedentemente descritti, ai quali sono intercalati. Il colore grigio-verde è dovuto all'abbondante fengite; l'anfibolo sodico, in quantità non molto elevata ed in cristalli minimi, non è visibile ad occhio nudo.

I micascisti in parola sono del tutto simili, a parte la presenza di glaucofane, alla massa cementante di alcuni tipi particolarmente fengitici di micascisti feldispatici conglomeratici.

Il glaucofane (<sup>1</sup>), non molto abbondante e distribuito in modo leggermente inomogeneo, si presenta in cristalli a grana piccolo-media con forma abbastanza precisa; qualche volta è sostituito dal quarzo e dal plagioclasio, nel qual caso ha un

(<sup>1</sup>) Le proprietà ottiche del glaucofane sono le seguenti:  $\alpha$  = incolore,  $\beta$  = viola intenso,  $\gamma$  = azzurro-blu; allungamento positivo;  $c/\gamma = 6^{\circ} \cdot 7^{\circ}$ ;  $2V_z = 39^{\circ}$ . Faccio presente che questo anfibolo sodico si differenzia dalla gastaldite presente nei tipi litologici della Serie di Clarea per il pleocroismo più marcato e per il  $2V$  più piccolo.

abito sfrangiato; di rado è leggermente alterato in clorite ed include degli ossidi di ferro. In generale l'anfibolo si trova nei letti fengitici, non sempre orientato secondo la scistosità; alcune volte mostra deformazioni paracristalline e posterocristalline.

Il glaucofanite non è minerale detritico bensì metamorfico, come attestano i rapporti strutturali con gli altri componenti e le deformazioni paracristalline che hanno interessato simultaneamente sia le lamelle fengitiche sia i cristalli anfibolici.

TABELLA 12.

Micasisto feldispatico a glaucofanite, sulla strada statale per Bardonecchia, 300 metri ad ovest del ponte di Ulzio.

Composizione chimica			
SiO <sub>2</sub>	65.43	Na <sub>2</sub> O	2.65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.45	K <sub>2</sub> O	5.05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.76	TiO <sub>2</sub>	0.65
FeO	1.15	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22
MnO	0.04	H <sub>2</sub> O+	2.64
MgO	1.97	H <sub>2</sub> O—	0.02
CaO	0.16		
			100.19

A/g) - Arenarie arcosiche epimetamorfiche.

Molto compatte, hanno grana sempre piuttosto fine e colore bianco latteo su cui risaltano piccole lamelle di fengite; spesso sono presenti patine limonitiche.

Hanno struttura evidentemente elastica; la massa cementante è formata da minimi individui parzialmente riceristallizzati di quarzo, feldispato e mica, mentre gli elementi detritici grossolani sono costituiti da granuli quarzosi e feldispatici, anche essi in parte riceristallizzati.

Nella matrice la sericite è in lamelline con disposizione del tutto varia, più abbondanti dove il quarzo ed il feldispato hanno grana molto piccola. La fengite è in lepidoblasti non molto sviluppati ed aventi tendenza ad isorientarsi; non mancano però lamine con aspetto scheletrico e microblastico che indica un processo di riceristallizzazione parziale.

Come la fengite, anche i feldispatti (albite e feldispato potassico) (<sup>1</sup>) sono riceristallizzati più o meno completamente: nella fase iniziale di riceristallizzazione si presentano in minimi individui a limiti incerti ed orientazione diversa; mentre negli stadi più avanzati, questi individui si isorientano e si saldano dando luogo a cristalloblasti omogenei di dimensioni più sviluppate, includenti frammenti di mica e qualche chiazza di quarzo.

Sulla matrice risaltano individui, per lo più di dimensioni medio-piccole, di quarzo, di albite (<sup>2</sup>) e feldispato potassico. Quest'ultimo è generalmente ortoclasio

(<sup>1</sup>) A causa della grana assai minuta, il riconoscimento dei diversi termini feldispatici è stato basato soltanto sull'esame degli indici di rifrazione.

(<sup>2</sup>) Il plagioclasio ha indici di rifrazione inferiori al valore  $\omega$  del quarzo e  $2V_{\gamma} = 70^\circ$ , di rado è geminato secondo la legge dell'albite, con angolo massimo di estinzione in zona simmetrica di  $14^\circ$  (metodo delle zone).

(indici di rifrazione compresi fra 1,517 e 1,526;  $2V_a = 72^\circ$ ) leggermente alterato, ma non manca il *microclino* talora con la tipica geminazione (indici di rifrazione compresi fra 1,521 e 1,530;  $2V_a = 80^\circ$ ). Questi granuli, interessati da fratture, sono sicuramente relitti del primitivo sedimento; la loro origine clastica è riconoscibile anche quando hanno subito una ricristallizzazione periferica. I vari stadi di ricristallizzazione sono messi in evidenza, oltre che dalla struttura pecilistica delle zone neogeniche, anche dalla scomparsa in quest'ultime della sericite e delle sottili fratture. Con il progredire della ricristallizzazione, l'ortoclasio si trasforma generalmente in *microclino*.

Elementi accessori sono piccoli cristalli di pirite (talora alterati in prodotti limonitici che si infiltrano lungo i piani di minor coesione della roccia e lungo i piani di sfaldatura delle miche), lamelle di ematite, attorno alle quali si osservano aghetti di rutilo, e rari cristalli di epidoto ed apatite.

I risultati della analisi chimica di una *arenaria arcosica epimetamorfica* sono riportati nella Tabella 13. Questa roccia ha chimismo tipico di rocce sedimentarie di tipo arcosico.

TABELLA 13.

Arenaria arcosica epimetamorfica, sulla strada statale per Bardonecchia, 150 metri ad ovest del ponte di Ulzio.

Composizione chimica			
SiO <sub>2</sub>	76.76	Na <sub>2</sub> O	3.72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.83	K <sub>2</sub> O	3.33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.39	TiO <sub>2</sub>	0.10
FeO	0.48	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10
MnO	—	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.34
MgO	0.23	H <sub>2</sub> O <sup>—</sup>	0.01
CaO	0.22		—
			100.51

A/g<sup>1</sup>) = Arenarie arcosiche a feldispato potassico.

A q. 2450 del versante orientale del M. Seguret, ad E-SE della vetta, sono stati raccolti alcuni campioni che differiscono dalle arenarie testè descritte esclusivamente per l'assenza dell'albite. Essi presentano le stesse caratteristiche macro e microscopiche delle arenarie arcosiche epimetamorfiche; i componenti principali quarzo, feldispato potassico, sericite e fengite hanno gli stessi caratteri strutturali. La percentuale in alcali di queste rocce è risultata: Na<sub>2</sub>O = 0,08, K<sub>2</sub>O = 3,81.

A/g<sup>11</sup>) = Arenarie potassiche in facies epimetamorfiche.

Questa facies particolare, con aspetto macroscopico del tutto simile alle rocce precedenti, affiora sulla mulattiera che da Chiomonte conduce a S. Antonio. La primitiva struttura clastica è ancora più evidente che nelle arenarie arcosiche. Numerosi sono i relitti rappresentati da granuli leggermente fratturati di *quarzo*, *orto-*

*clasio* <sup>(1)</sup> e *microclino* (quest'ultimo in quantità subordinata), mentre piuttosto scarso è il materiale cementante, costituito da quarzo ed ortoclasio, con caratteristiche strutturali simili a quelle delle facies sopra descritte.

I relitti di feldispato potassico sono sempre leggermente sericitizzati; talvolta dalla sericite cristallizzano scarse lamelle di fengite che si riuniscono in piccole plaghe o in sottili e breve letti. Il feldispato potassico può essere riceristallizzato ed è rappresentato in tal caso da microclino <sup>(2)</sup>. Da granuli con accrescimento periferico di microclino su ortoclasio fratturato e con inclusioni sericitiche, si passa a granoblasti abbastanza sviluppati di microclino limpido e con nette tipiche geminazioni.

Anche i granuli di quarzo sono parzialmente ricristallizzati; mentre il nucleo è interessato da fratture, la periferia a struttura peciloblastica non è deformata.

Quali elementi accessori si osservano ossidi di ferro e scarsi cristallini di epidoto e zircone.

TABELLA 14.

Arcose potassica in facies epimetamorfica, a q. 715 della mulattiera che da Chiomonte conduce a S. Antonio.

Composizione chimica

SiO <sub>2</sub>	76.29	Na <sub>2</sub> O	0.26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.07	K <sub>2</sub> O	8.06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.15	BaO	0.20
FeO	0.28	TiO <sub>2</sub>	—
MnO	—	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—
MgO	0.17	H <sub>2</sub> O+	0.94
CaO	0.10	H <sub>2</sub> O—	0.02
			100.54

La struttura, la composizione mineralogica e quella chimica permettono di classificare queste rocce come un'arcose a feldispato potassico in facies epimetamorfica (PETTIJHON [1957, pag. 227]).

A/h) = Arenarie arcosiche epimetamorfiche in facies di transizione a paragneiss.

Sui due versanti della cresta che congiunge la Cima del Vallone alla Cima dei Quattro Denti, le arenarie arcosiche epimetamorfiche (A/g) sono leggermente più ricche di fengite ed hanno scistosità più evidente; in alcuni punti l'aspetto macroscopico è simile a quello dei micascisti feldispatici a clorite.

Sono presenti plaghe relitte di feldispato (albite prevalente sull'ortoclasio) e di quarzo, ricche di sericite e fengite; in esse si nota una particolare ricchezza di os-

<sup>(1)</sup> Proprietà ottiche: indici di rifrazione compresi fra 1,518 e 1,529; 2V<sub>e</sub> variabile fra 71° e 75°. In alcuni cristalli si intravedono geminazioni secondo la legge Karlsbad.

<sup>(2)</sup> Il microclino è stato determinato in base alle seguenti proprietà ottiche: indici di rifrazione compresi fra 1,521 e 1,530; 2V<sub>e</sub> = 81°.

sidi di ferro e di cristallini di pirite e rutilo, che, allorchè cristallizzano le lamelle più sviluppate di fengite, si dispongono lungo i piani di sfaldatura di questo minerale.

Rispetto alle arenarie ora descritte (A/g) si osserva una maggiore cristallinità ed una orientazione più marcata degli elementi di neoformazione. Non solo le lame di fengite, ma anche i granoblasti di quarzo e di albite si allungano alcune volte secondo una direzione preferenziale, presentando deformazioni paracristalline. Alcune volte granoblasti feldispatici si formano a spese delle lamelle fengitiche, con le stesse modalità osservate negli altri scisti della Serie d'Ambin.

Anche dal punto di vista chimico queste rocce (Tabella 15) sono analoghe alle precedenti; le diverse percentuali di  $\text{Na}_2\text{O}$  e di  $\text{K}_2\text{O}$  sono dovute alle differenti quantità di albite e di feldispatio potassico, mentre il valore più alto di  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  è imputabile all'abbondanza di limonite.

TABELLA 15.

Arenaria arcosica epimetamorfica in facies di transizione a paragneiss, *località Forte S. Ruggero, quota 2115 a sud di M. Clopacà.*

Composizione chimica			
$\text{SiO}_2$	72.29	$\text{Na}_2\text{O}$	4.74
$\text{Al}_2\text{O}_3$	15.81	$\text{K}_2\text{O}$	2.20
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	2.23	$\text{TiO}_2$	0.23
$\text{FeO}$	0.67	$\text{P}_2\text{O}_5$	0.02
$\text{MnO}$	—	$\text{H}_2\text{O}^+$	1.51
$\text{MgO}$	0.47	$\text{H}_2\text{O}^-$	0.01
$\text{CaO}$	0.24		—
			100.42

#### INTERCALAZIONI PRASINITICHE

Negli scisti della Serie d'Ambin si intercalano, in concordanza, delle *prasiniti* a composizione mineralogica pressochè costante; la clorite è sempre abbondante, mentre l'anfibolo (orneblenda, tremolite-attinoto e subordinatamente gastaldite), avente grana piuttosto piccola, è generalmente in quantità non molto rilevante; le percentuali di albite ed epidoto sono assai variabili. Queste variazioni di composizione mineralogica, che si possono verificare anche in spazi dell'ordine di pochi centimetri, determinano variazioni del colore e dell'aspetto macroscopico delle prasiniti. Mentre le facies cloritiche hanno colore uniforme verde, più o meno scuro o giallastro in rapporto rispettivamente alla quantità di anfibolo e di epidoto, le facies albitiche, di colore più chiaro, mostrano talvolta un'alternanza continua di sottili letti chiari plagioclasici con letti verdastri cloritico-anfibolico-epidotici.

Queste intercalazioni prasinitiche (che interessano generalmente soltanto i livelli mediani della Serie d'Ambin, mancando sia nei livelli basali conglomeratici sia nei livelli superiori arcossici) costituiscono lenti per lo più allungate e potenti qualche metro; esse assumono particolare sviluppo al Castello di Exilles ove formano una bancata che, con potenza media di alcune decine di metri, si estende fino a q. 1300 del Vallone di Galambra.

A/i) - *Prasiniti ad orneblenda con titanite.*

Queste rocce sono formate da clorite, orneblenda, albite, epidoto; la struttura è marcatamente blastica. I minerali colorati, assai abbondanti, sono sempre associati fra di loro e costituiscono un aggregato cribbrato da *granoblasti albitici*<sup>(1)</sup> ricchissimi di inclusioni. Tutte le inclusioni, rappresentate dai diversi componenti la roccia, hanno i bordi più o meno riassorbiti. Il plagioclasio non ha distribuzione omogenea, ma si concentra in letti, dando alla roccia aspetto leggermente listato.

I cristalli di anfibolo di solito hanno dimensioni non molto sviluppate e sono disposti su piani con qualche leggera ondulazione; non mancano però zone in cui, assumendo una direzione decisamente trasversale a quella generale, essi presentano una grana maggiore e marcate deformazioni paracristalline. L'anfibolo è rappresentato principalmente da *orneblenda verde*<sup>(2)</sup>; talvolta alla periferia si osservano plaghe violette in corrispondenza delle quali il valore dell'angolo  $c/\gamma$  scende a  $14^{\circ}\text{-}15^{\circ}$  e di rado a  $10^{\circ}$ ; si tratta di passaggi verso termini sodici. Spesso al bordo dell'orneblenda v'è un sottile orlo attinolitico (pleocroismo blando su toni verde pallido,  $c/\gamma = 14^{\circ}\text{-}15^{\circ}$ ). Particolarmente quando l'albite ed il quarzo vengono a contatto con l'orneblenda alla periferia di questa si forma una frangia di aciculi di attinoto che possono staccarsi ed assumere una disposizione irregolare. I rapporti con la *pennina*<sup>(3)</sup> non sono sempre molto chiari; alcune volte le lamelle cloritiche si insinuano lungo i piani di sfaldatura dell'anfibolo nel quale sfumano gradualmente tanto che si è portati a pensare ad una trasformazione dell'anfibolo in clorite; altre volte invece l'orneblenda ha una disposizione del tutto indipendente da quella delle lamelle penniniche quasi si formasse da esse.

La *pistacite*<sup>(4)</sup> è presente in granoblasti spesso a contorni irregolari, non molto sviluppati e con scarse e leggere deformazioni para e posteristalline, talvolta riuniti in plaghe. Raramente l'epidoto si concentra in liste più o meno continue; di solito le facies listate, rispetto ai tipi più diffusi, sono più ricche di albite e di calcite e più povere di anfibolo. La *titanite* è tanto abbondante da essere un componente secondario; essa è sempre associata all'aggregato anfibolico-epidotico in sfeni isorientati e talvolta disposti in lunghi filari subparalleli alla scistosità.

Il *quarzo* è in quantità piuttosto scarsa. Quali componenti accessori sono presenti pirite, apatite e calcite.

Le formule NIGGLI (Tabella 16) di una *prasinite ad orneblenda con titanite*, raccolta sulla strada statale del Monginevro nel Vallone Galambra, coincidono con quelle di una magma gabbroide tipo normalgabbroide a parte il valore notevolmente più basso di  $k$ .

<sup>(1)</sup> Il plagioclasio ha indici di rifrazione inferiori ad  $\omega$  del quarzo e  $2V_v = 75^{\circ}$ .

<sup>(2)</sup> L'orneblenda ha i seguenti caratteri ottici:  $\alpha$  = giallo-verde tenue,  $\beta$  = verde, verde marcio,  $\gamma$  = verde;  $c/\gamma = 26^{\circ}\text{-}27^{\circ}$  (T. U.).

<sup>(3)</sup> La clorite ha pleocroismo variabile dal giallo-verdognolo pallido al verde;  $2V_s = 7^{\circ}\text{-}8^{\circ}$ ; colori di interferenza bassissimi;  $N_s$  prossimo a 1,580.

<sup>(4)</sup> L'epidoto ha debole pleocroismo dall'incolore al giallo pallido ed  $2V_s = 85^{\circ}$  (T. U.).

A/I) - Prasiniti a *gastaldite* con *attinoto*.

Rispetto ai tipi precedenti, queste prasiniti hanno generalmente colore verde più chiaro (a causa della maggiore quantità di plagioclasio) ed una scistosità più marcata dovuta soprattutto alla disposizione orientata degli anfiboli che sono quasi sempre associati a lenti e letti di clorite. Queste rocce, nel loro insieme, presentano una certa struttura a bande a seconda del prevalere dell'anfibolo o della clorite; anche il plagioclasio è più abbondante in alcuni letti.

TABELLA 16.

Prasinite ad orneblenda con titanite, sulla S. S. del Monginevro nel Vallone Galambra.

Composizione chimica				Formule « Niggli »		
SiO <sub>2</sub>	43.74	Na <sub>2</sub> O	2.42		a	b
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.79	K <sub>2</sub> O	0.35	si	98.7	108
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.76	TiO <sub>2</sub>	2.18	al	22.3	21
FeO	10.29	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.29	fm	50.0	51
MnO	0.26	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3.86	c	21.9	22
MgO	8.04	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.09	alk	5.8	6
CaO	9.68	CO <sub>2</sub>	0.48	k	0.08	0.2
			100.23	mg	0.56	0.5

a = prasinite; b = magma di tipo normalgabbroide.

Clorite ed anfiboli sono in stretta associazione e vengono interrotti qua e là da granoblasti albitici ricchi di inclusioni. Gli anfiboli sono rappresentati in ordine decrescente di frequenza da *gastaldite* e da *attinoto* <sup>(1)</sup>; quest'ultimo con passaggi a termini orneblendici aventi pleocroismo più intenso e valori c/γ fino a 25°-26°.

La *gastaldite*, che ha abito piuttosto allungato ed è solcata da esili fratture, sfuma spesso alla periferia verso termini attinolitici. Questo fenomeno è particolarmente diffuso là dove l'anfibolo sodico viene a contatto con il plagioclasio: alla periferia della *gastaldite* si forma una frangia di minuti aciculi di *attinoto* che possono anche staccarsi dall'anfibolo sodico e rimanere entro i granoblasti feldispatici con una disposizione ora orientata ora, seppure più raramente, del tutto irregolare. I rapporti *gastaldite*-clorite non sono sempre chiari; il più delle volte sembra che la *gastaldite* si trasformi in clorite, non è però da escludere che in certi casi si sia verificato il fenomeno inverso come attesta la disposizione trasversale dell'anfibolo rispetto a lamelle isorientate di clorite riunite in fasci.

Come ho già detto, in queste prasiniti si nota una leggera struttura a bande; nelle zone cloritiche prevale l'anfibolo sodico, mentre nelle zone feldispatiche è più diffuso l'*attinoto* (non necessariamente associato a *gastaldite*) che passa anche a termini orneblendici. Quando viene a contatto con il plagioclasio, l'orneblenda presenta spesso un bordo di reazione retro-metamorfica con formazione di aciculi attinolitici, del tutto simili a quelli osservati alla periferia della *gastaldite*.

<sup>(1)</sup> *Gastaldite*: a = incolore, β = azzurro rosato, γ = azzurro pallido; allungamento positivo; c/γ = 10° (misurato al T. U.).

*Attinoto*: a = giallo pallido, β = giallo-verde pallido, γ = verde pallido; c/γ = 16°-17° (misurato al T. U.).

La *clorite* costituisce, assieme agli anfiboli, delle lenti e dei letti in cui le singole lamelle, non molto sviluppate, hanno talvolta disposizione trasversale alla scistosità della roccia e mostrano deformazioni paracristalline. Questo fillosilicato il più delle volte è di neoformazione, altre volte deriva dalla trasformazione di biotite (di cui rimangono ancora alcuni resti) e, come ho già detto, degli anfiboli. E' da notare che la clorite è associata a biotite soprattutto là dove prevale la *gastaldite*, mentre nei letti feldispatici la biotite manca o è molto scarsa.

L'*epidoto*, con leggero pleocroismo dall'incoloro al giallo pallido, talora rappresentato da termini ceriferi, non è molto abbondante e si presenta in cristalli a dimensioni medie aventi disposizione irregolare, associati alle porzioni cloritico-anfiboliche; allorchè viene riasorbito dal *plagioclasio*, ha i bordi marcatamente dentellati.

La *titanite* si presenta in sfeni talvolta disposti in scie orientate secondo la scistosità.

L'abbondante *plagioclasio albitico* è in granoblasti di dimensioni medio-piccole rotondeggianti o più raramente allungati secondo la scistosità, sempre ricchi di inclusioni di tutti gli altri componenti la roccia, disposte lungo superfici ondulate o con distribuzione irregolare.

Il *quarzo* in granoblasti è in quantità minima. Qua e là vi sono cristallini di *pirite* e di *apatite*, mentre la *calcite* è presente in quantità assai variabile.

I coefficienti *Nicgli* di una *prasinite a gastaldite con attinoto* (Tabella 17) si avvicinano a quelli caratteristici del magma natrongabbroide ed in particolare al tipo natronlamprosienitico, discostandosi dai coefficienti tipici per i bassi valori di *c* e di *k*.

TABELLA 17.

Prasinite a gastaldite con attinoto, al km 6,4 della S. S. del Moncenisio.

Composizione chimica				Formule « Niggli »		
SiO <sub>2</sub>	52.99	Na <sub>2</sub> O	4.32		a	b
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.35	K <sub>2</sub> O	0.22	si	150,1	135
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.44	TiO <sub>2</sub>	1.24	al	25.6	22
FeO	9.62	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	fm	55.7	50
MnO	0.03	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2.15	c	6.4	13.5
MgO	7.07	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.15	alk	12.3	14.5
CaO	4.10	CO <sub>2</sub>	1.57	k	0.03	0.25
			—	mg	0.53	0.6
			100.36			

a = prasinite; b = magma di tipo natronlamprosienitico.

A/m) = Prasiniti albitiche.

Queste prasiniti hanno scistosità abbastanza marcata, dovuta all'orientazione subparallela delle lamelle cloritiche, dei cristalli di anfiboli e di alcuni sottili letti di calcite. La disposizione di questi componenti è ora piana, ora fortemente ondulata; ove hanno inizio le ondulazioni più marcate non mancano talvolta passaggi a micropieghe-faglie. I componenti di gran lunga più abbondanti sono pennina ed albite.

L'albite<sup>(1)</sup> in granoblasti rotondeggianti ricchissimi di inclusioni, è abbondante ed impedisce alla roccia una struttura ocellare; esso interrompe e cribra continuamente le associazioni cloritiche in cui vi sono piccoli cristalli allungati e sfrangiati di tremolite (pleocroismo molto debole dall'incoloro al verde pallido;  $c/\gamma = 15^\circ - 17^\circ$ ) disposti secondo la scistosità. I rapporti anfibolo-clorite non sono, anche in queste rocce, molto chiari; la tremolite non sembra mai trasformata in clorite poiché taglia nettamente le lamelle penniniche; talvolta si riunisce in fascietti in cui i singoli individui si intersecano o sono disposti a raggi. Talvolta la clorite si incurva in corrispondenza dei granoblasti albitici.

Irrégularmente distribuiti vi sono dei granuli di epidoto, anche cerifero, e di titanite; spesso l'epidoto si accresce sull'ortite. Questi minerali, che talvolta sono disposti in filari, sono più abbondanti nelle parti cloritiche.

Abbastanza frequente è la calcite ora irregolarmente distribuita ora in letti sottili che accentuano le ondulazioni della scistosità. Rara è la fengite in piccole lamelle con leggero pleocroismo sul verde pallido.

Quali elementi accessori sono presenti pirite ed apatite.

Sulla base delle formule NIGGLI (Tabella 18), si può affermare che il chimismo di queste *prasiniti albitiche* si inquadra in quello dei magmi natrongabbroidi di tipo natronlamprosienitico pur discontandosi per i bassi valori di *c* e di *k*.

TABELLA 18.

Prasinite albitica, q. 980 della mulattiera Campriond-Ruinas.

	Composizione chimica			Formule « Niggli »		
SiO <sub>2</sub>	45.17	Na <sub>2</sub> O	4.31		a	b
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.75	K <sub>2</sub> O	0.17	si	115.2	135
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.88	TiO <sub>2</sub>	1.48	al	23.7	22
FeO	9.21	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.26	fm	56.7	50
MnO	0.11	H <sub>2</sub> O+	3.63	c	8.7	13.5
MgO	9.24	H <sub>2</sub> O-	0.06	alk	10.9	14.5
CaO	6.66	CO <sub>2</sub>	3.20	k	0.02	0.25
			100.13	mg	0.62	0.6

a = prasinite; b = magma di tipo natronlamprosienitico.

### LA COPERTURA NORMALE DEL PRETRIASSICO

La copertura normale del Pretriassico è stata divisa in due serie:

a) una serie *autoctona* inferiore, rappresentata da livelli riferibili al Permo-Eotrias (« anageniti » e quarziti) ed al Trias inferiore-medio (micascisti, scisti calciferi nerastri, scisti brecciosi a calcite, calcari e carniole);

b) una serie *para-autoctona* superiore, molto più sviluppata, rappresentata da calcarie e carniole, riferibili al Trias ed al Lias.

In seguito al sovrascorrimento dei calcescisti la serie superiore ha subito notevoli sollecitazioni meccaniche, osservabili talvolta anche nei termini della serie au-

<sup>(1)</sup> Il plagioclasio ha indici di rifrazione inferiori ad  $\omega$  del quarzo;  $2V_T = 75^\circ$ .

toctona e della Serie d'Ambin. Nella parte alta della copertura si osservano estesi ed intensi fenomeni di scagliatura, tanto che la ricostruzione della serie stratigrafica risulta quasi sempre impossibile. Considero perciò para-autoctoni i termini della copertura del Pretriassico che non occupano la posizione stratigrafica originaria, in conseguenza del sovrascorrimento degli *schistes lustrés*. Questi termini in posizione anomala sono del tutto analoghi a quelli che costituiscono la serie autoctona di Bellecombe-Carlina (Passo del Piccolo Moncenisio) la quale rappresenta la colonna stratigrafica più completa della copertura normale di tutto il gruppo montuoso d'Ambin.

A causa della mancanza di reperti fossili, ho basato, ove possibile, la datazione delle diverse facies sulla comparazione con i termini della serie di Bellecombe-Carlina, descritta da F. ELLENBERGER [1958, pag. 232]:

« *Sur le Permo-Trias (quartzites finement ou grossièrement phylliteux, schistes verts, etc.), les quartzites werféniens normalement développés sont surmontés par:* »

*un niveau de schistes bleu-noir, dolomitiques et bréchoïdes, qui remplace ici le niveau gypsifère inférieur.*

*Le Trias calcaire puissant de 150 à 300 mètres paraît incomplet à sa base et doit avoir glissé sur le niveau précédent (rabotage angulaire des couches basales). Les grandes pentes d'éboulis dominant le torrent d'Ambin contiennent divers faciès typiquement virgloiriens: notamment des calcaires gris clair à nombreux granules dolomitiques oolitiques évoquent les calcaires à Physoporelles du Roc de la Pêche. Au sommet, après des alternances de calcaire et de dolomie jaunâtre, on a des dolomies jaunâtres souvent bréchoïdes ou schisteuses. Comme à l'Esseillon, on aurait ici un Trias calcaire condensé, mal développé, sans les puissantes dolomies à Myophoria goldfussi des écailles de Sollières (¹).*

*L'existence du Rhétien à l'angle SE de Rochers Carline paraît indiqué par un gros banc (6 m) de dolomie noire en plaquettes, remplie de petits débris ou accidents informes de calcite noire; c'est tout à fait la faciès à Térébratules de la cote 2741 (NE de la Dent Parachée), mais sans fossiles.*

*Puis un banc de brèche dolomitique se résolvant vers le haut en brèche type « Télégraphe », à ciment de calcaire noir, ressemble beaucoup aux brèches du Lias inférieur de Vanoise occidentale, etc.*

*Un peu plus à l'Ouest, en allant vers la Pointe de Bellecombe, le Lias prépiémontais est transgressif (brèches remaniant des dolomies rhétienennes). Il est peu puissant (12 à 15 m), mais de faciès typique: calcaires noirs schisteux, parfois calcschistes, avec zones siliceuses en éponge et paillettes de séricite alpine.*

*Localement, l'existence d'un Malm ultra-réduit (moins de 4 m) est attesté par un banc de marbre ivoirin, avec quelques silex recristallisés, sur une brèche à élément de dolomie jaunie et de marbre blanc, à ciment marmoréen et siliceux.*

*Le Crétacé sup.-Paléocène (Marbres chloriteux) débute souvent par une brèche dolomitique claire. Les dalles de marbre chloriteux contiennent des éléments dolomitiques remainés. Puissance: moins de 10 mètres. Pas de fossile.*

*Le Flysch réduit (Schistes de Pralognan) comprend quelques mètres de schistes gréseux, avec bancs albito-chloritiques dérivés d'arkoses et des galets dolomitiques. Des érosions importantes, atteignant peut-être le Paléozoïque, étaient alors en cours ici ou là ».*

(¹) Durante alcuni itinerari percorsi nella zona, ho accertato che i calcari cristallini triassici sono rappresentati dai seguenti termini: calcari biancastri micacei, calcari grigi a grana grossa, calcari dolomitici e calcari grigio-bruni a frattura conoide, calcari grigio-seuri, calcari grigi chiari a grana sottile, marmi bianchi leggermente saccaroidi, calcari rosei con vene di colore grigio.

F. ELLENBERGER ha datato la serie Bellecombe-Carlina per comparazione con i termini della copertura della Vanoise nell'alta Tarantasia; egli considera la copertura dell'Ambin e quella della Vanoise come facenti parte di un'unica serie detta « della Val d'Isère-Ambin ». Secondo F. ELLENBERGER, la particolarità di questa serie, a facies complessiva brianzonese, sono l'assenza del Dogger a *Mytilus* e la presenza di un Lias prepiemontese; il Lias è molto più sviluppato nella Vanoise interna che nell'Ambin.

#### SERIE AUTOCTONA DELLA COPERTURA NORMALE

##### PERMO - EOTRIAS

T/a) <sup>(1)</sup> - Quarziti arenaceo-conglomeratiche a calcite e fengite (anageniti).

I terreni più antichi della copertura normale del Pretriassico sono rappresentati da quarziti arenaceo-conglomeratiche. La matrice, di colore biancastro con sfumature verdi, cementa granuli e piccoli ciottoli (diametro medio un centimetro) di quarzo roseo e, in quantità nettamente subordinata, di albite. I *granuli di plagioclasio*, leggermente alterati in sostanza caolinica ed in sericite, sono sempre arrotondati, mentre quelli di quarzo, più grandi, hanno forma ora rotondeggiante ora allungata; numerosi ed intensi sono i disturbi dinamici che si manifestano con sottili fratture e fenomeni di estinzioni ondulate negli elementi quarzosi. Abbastanza diffusa è la ricristallizzazione, soprattutto periferica, dei *granuli quarzosi*, al bordo dei quali si nota spesso una struttura embriciata. E' da notare che i granuli detritici di albite non contengono mai gli elementi accessori ed i frammenti di fengite tanto caratteristici nei granoblasti plagioclasici delle formazioni pretriassiche.

La massa cementante è in gran parte ricristallizzata ed è costituita, in ordine decrescente di quantità, da minimi granoblasti di *quarzo*, da lamelline di *fengite* e di *sericite* spesso associate fra di loro a formare sottili e brevi letti (leggermente ondulati soprattutto in corrispondenza dei relitti detritici), da *calcite* qualche volta di forma cristallina; il carbonato è irregolarmente distribuito e presenta reciproche inclusioni con altri componenti. Quali rari minerali accessori sono presenti apatite e pirite, quest'ultima in minimi cristalli alterati in prodotti limonitici.

Gli affioramenti di queste quarziti sono piuttosto scarsi ed hanno dimensioni limitate <sup>(2)</sup>. Non è da escludere però che in certe zone alcuni banchi siano stati fortemente laminati o soppressi a causa del sovrascorrimento della formazione dei calcescisti. Ad esempio sul fianco sud-orientale del Monte Seguret, ad est della cima fra il punto quotato 2592 ed il punto quotato 2519, affiorano delle lenti di scisti quarzoso-sericitici a piccoli ciottoli di quarzo roseo, fortemente laminati e fratturati, probabili relitti di un banco di arenarie conglomeratiche.

<sup>(1)</sup> I tipi litologici della copertura normale saranno contrassegnati dalla lettera T seguita da lettere minuscole in ordine alfabetico.

<sup>(2)</sup> Gli affioramenti più estesi si trovano: sul fianco sinistro dell'alta Valle di Susa, ove costituiscono un banco, con potenza media di 15 metri, da Case Portetta fino a Case Fournel; a quota 3220 della cresta che da Colle dell'Agnello sale a Punta Ferrand, ove hanno potenza di circa cinque metri; nel Vallone della Rognosa, ove formano un banco lungo circa trecento metri, avente potenza alquanto limitata sempre inferiore al metro.

Le quarziti arenaceo-conglomeratiche sono del tutto simili alle anageniti affioranti nella cosiddetta «zona assiale» delle Alpi Cozie e Marittime (ove rappresentano la trasgressione permo-eotriassica) sia per aspetto macroscopico, sia per composizione mineralogica e posizione stratigrafica, essendo sottostanti alle quarziti eotriassiche.

Voglio mettere in rilievo, oltre queste innegabili analogie, anche i rapporti di giacitura fra gli scisti della Serie d'Ambrì, le quarziti arenaceo-conglomeratiche e le quarziti eotriassiche sovrastanti. I limiti di queste tre formazioni non sono mai netti, ma v'è un graduale passaggio dall'una all'altra facies, accompagnato talvolta da ripetizioni dei vari tipi litologici. Numerose, ad esempio, sono le intercalazioni di quarziti arenaceo-conglomeratiche nella parte più bassa delle quarziti eotriassiche; a questo proposito ricordo le intercalazioni che si osservano fra Case Portetta e quota 1450 del Rio Seguret, in località Auberge e sul fianco settentrionale della cresta Passo di Val Fredda - Passo di Galambra dove le quarziti vengono in parte ricoperte dal Ghiacciaio dei Fourneaux.

Si può quindi affermare che, seppure localmente, fra il Pretriassico e la serie triassica si interpongono quarziti arenaceo-conglomeratiche (anageniti) del Permo-eotriassica che potrebbero rappresentare la copertura detritica originaria sulla quale si sono depositati i sedimenti concomitanti alla trasgressione eotriassica.

#### EOTRIAS

##### T/b) - Quarziti, quarziti micacee.

Sopra le quarziti arenaceo-conglomeratiche ora descritte e, ove esse mancano, direttamente sopra gli scisti della Serie d'Ambrì, poggiano delle bancate di *quarziti* dell'Eotriassica, che costituiscono un livello sulla cui età gli studiosi sono concordi. Il tipo litologico prevalente, di colore bianco, è costituito principalmente da un aggregato di *granoblasti quarzosi*, a grana medio-piccola, con una certa tendenza ad orientarsi. In quantità nettamente subordinata a quella del quarzo, sono presenti *lamelle fengitiche* ( $2 V_a$  prossimo a  $20^\circ$ ) quasi sempre incluse nel quarzo e spesso isorientate. La fengite cristallizza da alcune piccole plaghe costituite da un fitto intreccio di esili lamelline sericitiche, che rappresentano probabilmente dei relitti della scarsa massa cementante dell'originaria arenaria. Quali elementi accessori sono presenti ossidi di ferro, in parte derivati dalla alterazione di pirite, epidoto, zircone ed apatite.

Sul versante destro della Valle di Novalesa, pochi metri sotto la S.S. del Moncenisio fra il km 8 ed il km 9, affiora una quarzite bianca a sottili letti (1-2 mm) di colore verde intenso lucente, costituiti da lamelle fengitiche abbastanza sviluppate e quasi sempre prive di orientazione decisa. Nei granoblasti quarzosi si osserva una certa tendenza all'allungamento che in generale è trasversale a quello delle concentrazioni micacee. Oltre che per la presenza dei letti fengitici, queste quarziti differiscono dal tipo principale per la grana più sviluppata e per la presenza di qualche raro granoblasto di albite.

Spesso le quarziti assumono un colore grigio-verde e scistosità chiaramente visibile anche ad occhio nudo. Ciò è dovuto alla maggiore ricchezza di *fengite* ( $2 V_a = 18^\circ-20^\circ$ , pleocroismo variabile dall'incoloro al verde pallido), che si presenta in lamelle abbastanza sviluppate e per lo più isolate con leggere deformazioni paracristalline; raramente essa si concentra in sottili letti. Qualche elemento quarzoso ar-

rotondato mantiene ancora il caratteristico aspetto di relitto elastico, pur presentando una leggera ricristallizzazione periferica. In generale le quarziti micacee hanno una grana maggiore rispetto alle quarziti bianche ed i granoblasti quarzosi presentano fenomeni di estinzione ondulata più diffusi e marcati.

Le quarziti eotriassiche derivano da arenarie quarzose con una percentuale di quarzo variabile dall' 80 % al 90 %.

E' da notare che spesso le quarziti triassiche sono associate a *scisti sericitico-fengitici* di colore verde-chiaro, talora untuosi al tatto, facilmente sfaldabili in sottili scaglie; essi costituiscono delle lenti molto allungate la cui potenza varia da alcuni centimetri ad alcuni metri. In qualche punto questi scisti sono molto abbondanti e talora sostituiscono le quarziti; ciò accade in special modo nelle parti basse e centrali della formazione, come si può osservare nelle vicinanze di Auberge e di Case Fournel. Gli scisti sericitico-fengitici non sono stati distinti, nella carta geologica annessa, dalle quarziti sia a causa della loro estensione in generale piuttosto limitata, sia perchè essi debbono essere considerati come passaggi dal tipo litologico fondamentale arenaceo a termini argillosi <sup>(1)</sup>.

Le quarziti dell'Eotrias affiorano con particolare continuità nelle zone periferiche dell'Ambin ove costituiscono delle bancate di potenza variabile da 100 metri ad 1 metro; spesso la riduzione dello spessore o addirittura la loro soppressione sono dovute sicuramente a fenomeni di laminazione tettonica.

In tutto il versante italiano del gruppo montuoso d'Ambin, là ove si possono osservare chiaramente i rapporti fra le quarziti ed il Pretriassico, non v'è alcun fenomeno che permetta di pensare ad un originario contatto di natura tettonica fra queste due formazioni. Il passaggio Serie d'Ambin - Trias avviene in modo regolare, talora con piccole e continue ripetizioni di facies che non hanno alcun carattere tettonico.

#### TRIAS INFERIORE - MEDIO

In perfetta concordanza sulle quarziti eotriassiche poggia una serie, di potenza generalmente non superiore a qualche decina di metri, formata dal basso verso l'alto, da: T/e) *micascisti*, T/d) *quarziti a calcite con fengite*, T/e) *scisti calcariferi nerastri*, T/f) *scisti brecciodi a calcite*, T/g) *scisti cloritici a glaucofane*, T/h) *calcari cristallini*. Nei termini più bassi della serie si osservano continue e ripetute variazioni di facies. Riferisco questa serie al Trias inferiore-medio per la sua posizione stratigrafica e per alcune analogie con la serie di Bellecombe-Carlina. Fra le analogie più significative, è la presenza del livello di scisti calcariferi nerastri (T/e) e di scisti brecciodi a calcite (T/f).

La descrizione petrografica del Trias inferiore-medio si riferisce principalmente alla serie affiorante 1 km ad est di Exilles, lungo il vecchio tracciato della S. S. del Monginevro, in corrispondenza del ponte, sulla sinistra della Dora Riparia.

<sup>(1)</sup> Scisti sericitici del tutto simili a questi sono presenti nel massiccio della Vanoise, ad esempio fra Champagny-le-Bas e Champagny-le-Haut, ove costituiscono un livello compreso fra le quarziti eotriassiche ed il Permiano. Data la posizione stratigrafica, F. ELLENBERGER [1958, pg. 105] li attribuisce al Permo-Eotrias. Per quanto riguarda il gruppo montuoso d'Ambin, pur non negando che alcuni banchi più bassi (direttamente sottostanti alle quarziti dell'Eotrias) possono essere attribuiti al Permo-Trias, ritengo che nella maggior parte essi siano di età triassica in quanto sono sempre strettamente associati alle quarziti.

T/c) - **Micascisti** (pt. 1 m).

Le quarziti micacee dell'Eotrias passano gradualmente, seppure nello spazio di pochi centimetri, a dei micascisti molto compatti, di colore grigio-verde chiaro, a scistosità ondulata messa in evidenza al microscopio dal continuo ripetersi di sottili *lenti e letti fengitici*, in un aggregato granoblastico quarzoso. Tali associazioni micacee contengono cristallini di rutilo e di epidoto ed una minuta granulazione nerastra almeno in parte costituita da sostanze carboniose; tutti questi minerali accessori tendono a disporsi lungo i piani di sfaldatura della fengite.

Il *quarzo*, minerale di gran lunga prevalente, costituisce un aggregato di granoblasti a grana media, che contengono talora lamelline di fengite orientate secondo la scistosità.

Qualche raro granoblasto di *albite*<sup>(1)</sup> interrompe i letti micacei; il fillosilicato sfuma nel plagioclasio entro cui rimangono talvolta, quali relitti, frammenti di fengite ed i minerali accessori che accompagnano la mica. In questi micascisti triassici si ripetono perciò, seppure in scala molto ridotta, i fenomeni di feldispatizzazione della mica tanto frequenti negli scisti pretriassici. E' da notare inoltre la similitudine di composizione mineralogica e di struttura fra queste rocce ed alcune quarziti micacee della Serie d'Ambin.

T/d) - **Quarziti a calcite con fengite** (pt. 6 m).

Queste rocce hanno colore più chiaro delle precedenti. Sono costituite da un aggregato di granoblasti di *quarzo* e di *calcite* con reciproche inclusioni ed addentellamenti; generalmente il carbonato ha grana più sviluppata del quarzo. Il rapporto quantitativo fra i due minerali principali è alquanto vario: tipi in cui la quantità di quarzo è pressochè equivalente a quella della calcite contengono sottili e brevi letti di *calcarei cristallini* quasi puri.

La mica, in quantità subordinata, è rappresentata da fengite in lamelle sia isolate sia riunite in piccoli letti e più rare lenti, in cui si nota qualche raro cristallino di ortite. Le lamelle micacee sono quasi sempre isorientate, soltanto quando sono isolate, hanno talvolta un'orientazione variabile; abbastanza diffuse sono le deformazioni a carattere paracristallino e più raramente posteristallino.

In quantità molto scarsa è presente dell'*albite* in granoblasti ricchi di inclusioni di piccole plaghe calcitiche e di lamelline micacee. Il plagioclasio cristallizza spesso nei letti fengitici; i rapporti strutturali fra il fillosilicato ed il feldispatato sono gli stessi osservati nelle facies precedenti.

Ossidi di ferro e cristallini di epidoto sono accessori piuttosto scarsi.

Entro le quarziti a calcite con fengite, vi sono sottili e brevi *letti di micascisti cloritici a calcite* di colore verdognolo e di aspetto caratteristico per la continua alternanza di letti più scuri fengitico-cloritici e di letti chiari quarzosi pieghettati.

Le lamelle di *fengite* e di *pennina* dei letti scuri, non molto sviluppate e quasi sempre strettamente associate, hanno spesso subito deformazioni paracristalline anche

(1) Il plagioclasio ha indici di rifrazione inferiori al valore  $\omega$  del quarzo e  $2V_r = 75^\circ$  (T. U.).

abbastanza marcate. Abbondanti accessori sono tormalina, ematite, rutilo ed apatite con tendenza, in particolar modo l'ematite ed il rutilo, ad orientarsi lungo le tracce di sfaldatura dei fillosilicati.

I letti chiari sono costituiti da granoblasti di *quarzo* ad abito allungato e subordinatamente da lamelle fengitiche e cloritiche ora isolate ora in sottili e brevi scie; apatite accessoria.

In quantità talora rilevante sono presenti delle plaghe e più raramente dei romboedri di *calcite*, cribriati da quarzo, spesso con incrostazioni di ossidi di ferro; là dove è più abbondante, questo carbonato macchia la roccia di un colore brunituccio.

T/e) - Scisti calcariferi nerastri.

Queste rocce, assai compatte, hanno colore nerastro, spesso lucente a causa della presenza di lamelle fengitiche, e sono qua e là macchiettate da plaghe irregolari calcitiche di colore grigio. Talvolta il carbonato costituisce letti e lenti spessi 2-3 cm, che accentuano la scistosità.

I componenti principali sono calcite, quarzo, fengite e clorite. I primi due sono più abbondanti e formano un aggregato granoblastico. Il carbonato, che presenta rare e leggere deformazioni paracristalline, ha grana più sviluppata del quarzo. Il rapporto quantitativo fra i due minerali essenziali varia notevolmente; in generale la calcite si concentra in letti e plaghe, mentre il quarzo forma lenti e letti, pur essi di forma irregolare, ma di minori dimensioni.

Soprattutto dove il quarzo è prevalente, vi sono lamelle fengitiche ora isolate — spesso con disposizione irregolare — ora associate fra di loro e con rare lamelle cloritiche in piccoli letti e lenti; lungo i piani di sfaldatura di questi fillosilicati, riuniti ed isorientati, si dispongono sottili filari costituiti da aghetti di rutilo, un pigmento nerastro, cristallini di pirite e tormalina; questi accessori mettono in evidenza le deformazioni paracristalline dei minerali ospiti.

L'albite, assai rara, è quasi sempre associata ai letti micacei più spessi; plagioclasio e fengite hanno gli stessi rapporti strutturali osservati negli scisti pretriassici e già dettagliatamente descritti, indicanti fenomeni di feldispatizzazione della mica da parte dell'albite.

Soprattutto nelle zone più quarzose, vi sono rari lembi e frammenti, a limiti abbastanza netti ed a spigoli vivi, costituiti da un aggregato lepidoblastico di penninga e di fengite a cui si accompagnano plaghe di calcite e qualche granoblasto di quarzo. Questi lembi, che hanno dimensioni medie di 2-3 mm, sono solcati da numerosi e sottili filari di aghetti di rutilo e di un pigmento di sostanze carboniose miste ad ossidi di ferro, subparallel fra di loro e leggermente ondulati, che hanno orientazione del tutto indipendente dalla scistosità generale. Per l'interpretazione relativa alla presenza di queste concentrazioni, rimando alla descrizione degli scisti brecciodi a calcite la cui caratteristica principale è appunto la presenza di lembi di questo tipo.

T/f) - Scisti brecciodi a calcite.

Questi tipi sono sempre associati agli scisti calcariferi ora descritti; macroscopicamente si distinguono per la maggiore ricchezza di mica e per la scistosità più marcata.

Le rocce in esame sono costituite da un aggregato di granoblasti di *quarzo* e *calcite* (quest'ultima in quantità subordinata e con distribuzione alquanto irregolare) ricco di *lamelle fengitiche e cloritiche* ora isolate ora associate, che hanno una netta tendenza ad isorientarsi. I letti, le lenti e le trecce di fillosilicati (lungo i cui piani di sfaldatura si dispongono in filari i minerali accessori riscontrati nella facies precedente) sono sempre ripiegati ed arricciati, talvolta fino a dare luogo a micropieghe-faglie.

In questo aggregato vi sono numerosi lembi e frammenti (del tutto analoghi a quelli osservati negli scisti precedentemente descritti) costituiti da lamelle di pennina e di fengite, a cui si associano plaghe di calcite e piccoli granoblasti di quarzo, e ricchi di aghetti di rutilo, di sostanze organiche ed ossidi di ferro disposti in sottili filari subparalleli. Questi frammenti, a limiti generalmente abbastanza netti e talvolta a spigoli vivi, che determinano una struttura breccioide, hanno disposizioni ed orientazione indipendente dalla scistosità generale; anche i filari dei componenti accessori hanno direzione diversa dalla scistosità.

In molti frammenti si osserva, in particolare alla periferia, una ricristallizzazione di lamelle fengitiche e cloritiche (che si orientano secondo la scistosità generale e non presentano accentuate deformazioni) a cui si associano talvolta granoblasti allungati di calcite e più raramente di albite. Quest'ultima contiene spesso piccole plaghe di calcite, frammenti di fengite e di pennina, ed i filari di aghetti di rutilo e del pigmento opaco; il limite con i circostanti fillosilicati è sempre graduale e sfumato.

Per diversità di grana, di struttura e di composizione mineralogica rispetto alla matrice, ritengo che i frammenti descritti siano da considerare degli elementi detritici relativamente grossolani; il metamorfismo non ha cancellato il loro carattere originario benchè i limiti mostrino spesso ricristallizzazione periferica ed i frammenti appaiano talora stirati e con limite sfumato.

Ritengo utile descrivere in dettaglio alcuni profili della serie autoctona con lo scopo principale di mettere in rilievo la successione litologica delle facies triassiche.

A quota 1200 del fianco sinistro del Rio Seguret, sopra le *quarziti* affiora un banco (pt. 1,5 m) di *calcare cristallino leggermente saccaroidè a lenticelle di fengite ed a luoghi anidritico* che passa verso l'alto a *scisti calcariferi nerastri* ed a *scisti brecciodi a calcite*.

Nella zona a nord-ovest di C. Portetta, sopra C. Clotés, le *quarziti* eotriassiche passano verso l'alto, con gradualità, a *quarziti calcarei* (pt. 4 m) alle quali si sovrappongono *calcari grigi con letti di scisti calcariferi nerastri* (pt. 4 m), *calcari cristallini biancastri*, micacei alla base (pt. 7 m) e quindi, q. 1260 della mulattiera che da C. Portetta conduce a C. Fournel, *scisti a clorite e glaucofane* con lenti e letti di *calcari micaceo-cloritici*, aventi potenza e lunghezza limitate a qualche centimetro o a qualche decimetro.

T/g) - Scisti a clorite e glaucofane.

Sono formati da un'alternanza di letti, potenti ora qualche centimetro ora qualche decimetro, di cloritoscisti a glaucofane e di micascisti albitico-cloritici (con clorite pseudomorfa su glaucofane).

1) *Letti di cloritoscisti a glaucofane*: sono costituiti da un aggregato di lamelle cloritiche (a cui si associa rara fengite) interrotto da alcuni granoblasti albitici e quarzosi e da più abbondanti cristalli di glaucofane che possono concentrarsi in alcuni letti sottili.

La *pennina* (2  $V_\gamma$  prossimo a  $0^\circ$ ; pleocroismo dal giallo molto pallido al verde smeraldo, colori di interferenza sul grigio e sul grigio-marrone,  $N_\beta = 1,582$ ) è in lamelle non molto sviluppate, spesso con disposizione a feltro, nelle quali si osservano filari leggermente ondulati e scie discontinue di sostanze organiche e di ossidi di ferro, titanite, pirite, ematite, rutilo che, con la loro disposizione subparallela, accentuano la scistosità. Soprattutto ove è isorientata ed ha grana più sviluppata, la clorite è accompagnata da *lamelle fengitiche* con pleocroismo dall'incoloro al verde tenue. Nell'aggregato lepidoblastico sono dispersi irregolarmente piccoli granoblasti di *albite* (indici di rifrazione inferiori ad  $\omega$  del quarzo; angoli massimi di estinzione in zona simmetrica, determinati su geminati albite, di  $13^\circ$ ) e di *quarzo*, a cui si accompagnano plaghe di *calcite* ed ossidi di ferro. Plagioclasio e calcite, più raramente il quarzo, includono frammenti di clorite e di fengite ed i componenti accessori caratteristici dei fillosilicati. I rapporti strutturali albite-filosilicati sono del tutto analoghi a quelli riscontrati nelle rocce pretriassiche ed indicano come il plagioclasio abbia sostituito miche e clorite.

Il *glaucofane* ( $\alpha$  = incoloro,  $\beta$  = pervinea,  $\gamma$  = azzurro-blu; allungamento positivo;  $c/\gamma = 9^\circ\text{-}10^\circ$ ) si presenta in blasti abbastanza sviluppati, per lo più con orientazione trasversale alla scistosità della roccia. La distribuzione è alquanto irregolare; talvolta l'anfibolo costituisce letti discontinui di cui è praticamente l'unico componente e dove i singoli individui formano un intreccio irregolare. Numerose sono le fratture, talora risanate da quarzo e da albite; è da notare che i filari dei componenti accessori, di cui è ricca la clorite, attraversano gli anfiboli mostrando soltanto saltuariamente, entro a questi, delle ondulazioni più accentuate. Il glaucofane è spesso più o meno cloritizzato con segregazione di ossidi di ferro; solo raramente si giunge ad una completa pseudomorfosi di clorite su anfibolo.

In questi cloritoscisti vi sono concentrazioni a forma di letti, talora discordanti alla scistosità, costituite da quarzo e subordinatamente da un carbonato, forse ankerite, non determinabile con precisione per l'abbondanza delle inclusioni limonitiche.

2) *Letti di micascisti albitico-cloritici (con clorite pseudomorfa su glaucofane)*: sono costituiti da un aggregato di lamelle fengitiche e cloritiche cibrato da piccoli granoblasti di albite e quarzo, a cui si intercalano bande particolarmente ricche di fillosilicati in cui la clorite è in parte pseudomorfa su di anfibolo.

La *fengite* (con pleocroismo dall'incoloro al verde tenue) in lamelle abbastanza sviluppate forma per lo più letti e lenti in cui i singoli individui mostrano deformazioni paracristal-

line; alla mica sono associate abbondante *pennina* e rara *biotite* in piccole lamelle. Alcune volte la mica scura è associata agli altri fillosilicati lamella a lamella per contemporaneità di cristallizzazione; altre volte invece la clorite sembra essere il prodotto di alterazione della biotite. Questi letti sono ricchi degli stessi componenti accessori che caratterizzano i letti più scuri del tipo 1).

I *granoblasti albitici*, di solito aventi grana piccola e forma irregolari, che cribbrano i letti micaceo-cloritici, inglobano frammenti dei singoli componenti e gli elementi accessori. Si ripetono perciò, con le stesse modalità, i fenomeni di sostituzione da parte dell'albite dei fillosilicati, in particolare della fengite, già osservati in altre facies triassiche e nelle formazioni pretriassiche. Talvolta il plagioclasio è molto abbondante ed ha grana sviluppata.

Il quarzo può essere disperso nella roccia oppure riunito in letti e lenti in cui è associato a probabile ankerite, tanto ricca di ossidi di ferro che la sua determinazione è incerta.

In questi micascisti sono presenti delle bande più scure costituite principalmente da clorite e fengite, con plagioclasio e quarzo in quantità subordinata; questi componenti hanno gli stessi caratteri strutturali sopra descritti. E' da notare che la clorite deriva, almeno in buona parte, da un anfibolo di cui non rimane alcun relitto. E' però possibile affermare che si tratta con molta probabilità di glaucofane; infatti la clorite ha le stesse caratteristiche osservate là dove è evidente la sua derivazione dal glaucofane (letti di tipo 1). La pseudomorfosi di clorite, cribbrata da plaghette di quarzo ed albite, è talvolta tanto perfetta che si può ancora osservare come l'originario anfibolo avesse, rispetto ai fillosilicati ed ai componenti accessori che li accompagnano, gli stessi rapporti osservati nel glaucofane dei letti di tipo 1) e fosse spezzato in tronconi rinsaldati da quarzo e da albite.

Sul versante meridionale e sul versante orientale del M. Seguret, le quarziti del Trias inferiore sottostanno ad una bancata di *scisti calcariferi nerastri* e di *scisti brecciosi a calcite* avente potenza variabile ('). In essa vi sono delle intercalazioni di *calcari cristallini a fengite* (verso il basso) e di *calcari gessosi* (verso l'alto), con potenza e lunghezza da pochi decimetri ad una decina di metri.

A q. 2060 del costone principale che da M. Pramand sale a M. Seguret, a SSE di questa cima, fra le quarziti e gli *scisti calcariferi nerastri brecciosi* si interpone un banco, lungo circa 150 metri, e potente al massimo 3 metri, di *micascisti e quarziti a calcite con fengite* del tutto analoghi a quelli affioranti nelle vicinanze di Exilles.

Sul versante orientale del M. Niblè le facies più diffuse del Trias inferiore-medio sono gli *scisti calcariferi nerastri* e gli *scisti brecciosi a calcite*; generalmente però fra essi e le quarziti si interpone una bancata di spessore variabile da 1 a 3 metri, costituita da alternanze di *calcari grigi scuri* a frattura concoidale con *calcari fengitico-cloritici grigi* (dosso di q. 2884 e cresta Passo Coplacà - M. Niblè), oppure da alternanze di livelli, potenti ciascuno 20-40 centimetri, di *micascisti* e di *quarziti a calcite con fengite* analoghi a quelli affioranti in altre zone.

#### T/h) - Calcari cristallini.

I termini superiori, calcarei, della serie triassica sono particolarmente sviluppati nei nuclei di alcune pieghe delle zone più alte del gruppo montuoso d'Ambin. Si tratta di *calcari cristallini*, generalmente interessati da fratture, di colore grigio e grigio rosato (sinclinale più interna della Rognosa d'Etiache, sinclinale del Colle della Vecchia) oppure di colore grigio chiaro e nerastro (piega a ginocchio della

(') Mentre sul versante meridionale questa bancata ha uno spessore di circa 30 metri, sul versante orientale va sempre più assottigliandosi per la laminazione tettonica fino ad essere soppressa all'altezza del Colle dell'Argentera.

Rocca d'Ambr). Sono rocce costituite praticamente da sola *calcite*, con lamelle fenitiche e piccoli granoblasti di quarzo in quantità accessoria o nettamente secondaria. Solo di rado la mica è un po' più abbondante (soprattutto nei livelli inferiori) e si riunisce in esili e brevi letti lievemente ondulati, impartendo alla roccia un accenno di scistosità. La grana del carbonato è assai varia; ove è maggiore di solito la calcite si allunga secondo una direzione preferenziale. Le variazioni di grana possono verificarsi anche in uno stesso campione, generalmente secondo letti e lenuti; una maggiore ricristallizzazione si osserva talora lungo linee discontinue, evidenti zone di disturbo tettonico. I piani di sfaldatura della calcite mostrano spesso leggere ondulazioni.

Nella flessura della Rocca d'Ambr e, con sviluppo più modesto anche nella sinclinale del Colle della Vecchia, sono presenti delle *carniole* costituite da elementi calcarei cristallini, del tutto analoghi a quelli sopra citati, immersi in una pasta cementante gessosa di colore giallastro. E' importante far notare fin d'ora che queste carniole, a differenza di quelle coeve ma appartenenti alla serie para-autoctona, non contengono mai elementi di scisti della Serie d'Ambr, di quarziti eotriassiche o di facies appartenenti alla formazione dei calcescisti. Esse costituiscono dei livelli, di potenza variabile da qualche decimetro a qualche decina di metri, intercalati e talora facenti passaggio in direzione ai calcari. E' logico quindi pensare che le carniole si siano formate in corrispondenza delle intercalazioni anidritiche dei calcari normali, dalle quali derivano per trasformazione dell'anidrite in gesso (<sup>1</sup>). Il fatto che i contatti fra i termini calcarei e le quarziti eotriassiche sottostanti siano normali ed il fatto che le carniole includano solo elementi calcarei portano a concludere che le carniole della serie autoctona si sono formate *in situ* e che i fenomeni di ripiegamento, pur avendo avuto un'influenza non trascurabile sulla loro formazione, non ne hanno modificato la originaria posizione stratigrafica. La stretta analogia con i termini della sinclinale di Bellecombe-Carlina permette inoltre di considerare i calcari e le carniole affioranti nei nuclei delle pieghe sopra citate come medio-triassici.

#### SERIE PARA-AUTOCTONA DELLA COPERTURA NORMALE

##### TRIAS - LIAS

Come ho già detto, per serie para-autoctona intendo i termini della copertura normale che sono stati strappati dalla loro originaria posizione stratigrafica in seguito al sovrascorrimento della formazione dei calcescisti.

(<sup>1</sup>) Ritengo di dover specificare che la carniola è una breccia mono- o poligenica a cemento calcareo-gessoso cariato, che deriva da un sedimento calcareo (o dolomitico) evaporitico. La brecciatura delle carniole può essere dovuta a fenomeni tettonici o semplicemente al fatto che nel sedimento a strati alterni di calcare (o dolomia) e di anidrite, quest'ultima viene trasformata, dalle acque circolanti, in gesso il quale viene lisciviato; in conseguenza del notevole aumento di volume che accompagna la trasformazione dell'anidrite in gesso ed in conseguenza della lisciviazione di quest'ultimo, gli strati calcarei (o dolomitici) si rompono dando luogo a frammenti a spigoli vivi con conseguente assestamento.

Per un'analisi completa sulla genesi delle carniole, rimando il lettore alle pubblicazioni di H. P. CORNELIUS [1925], di W. BRÜKNER [1941] e C. E. BURCKARDT [1946].

Questa serie para-autoctona si presenta come un complesso caotico di scaglie costituite da tipi litologici calcarei appartenenti alla copertura normale, a cui si associano scaglie di quarziti triassiche e di rocce caratteristiche della formazione mesozoica ofiolitica e, seppure raramente, anche del Pretriassico. A causa dell'intensissima tectonizzazione si può soltanto tentare la datazione dei termini più caratteristici per comparazione con i corrispondenti termini della serie autoctona affiorante a Bellecombe-Carlina.

Un tipo litologico assai diffuso nella serie para-autoctona è una *carniola* (T/i) costituita quasi sempre da un insieme caotico di elementi di rocce eterogenee, immersi in una massa cementante cariata calcareo-gessosa di colore giallastro. Gli elementi, con dimensioni di solito variabili da una decina ad alcuni centimetri, sono costituiti da tipi litologici appartenenti originariamente sia alla parte alta della copertura sia alla formazione dei calcescisti, alle quarziti triassiche ed allo zoccolo cristallino. I primi sono rappresentati dai seguenti tipi di calcaro più o meno cristallini :

- a) *calcaro bianchi*, talvolta a frattura conoide;
- b) *calcaro grigio-chiaro*;
- c) *scisti calcariferi* e *scisti brecciosi a calcite*, identici a quelli del Trias inferiore-medio, appartenenti alla serie autoctona e che poggiano direttamente sulle quarziti eotriassiche ;
- d) *calcaro rosato a vene di colore grigio* passanti a *calcaro grigio scuri*;
- e) *calcaro bruno*.

Tutti questi calcaro cristallini presentano una notevole affinità con quelli triassici affioranti a Bellecombe-Carlina.

I frammenti ed i blocchi di quarziti eotriassiche, delle facies della formazione dei calcescisti e della Serie d'Ambrì sono presenti quasi sempre e talora addirittura predominano sugli elementi calcarei di età triassica. Ad esempio, le carniole che sono a contatto con le quarziti del Trias sono ricche di elementi quarzitici; quelle che sono a contatto con gli *schistes lustrés* sono ricche di elementi costituiti da facies della formazione dei calcescisti. Molto spesso carniole ad elementi di quarziti o di calcescisti sono presenti anche lungo piani irregolari in piena massa delle carniole normali, rappresentando evidentemente i limiti di diverse scaglie, che non sarebbero altrimenti visibili dato l'aspetto caotico della roccia.

Gli intensi fenomeni tectonici sono i fattori principali della genesi delle carniole del massiccio d'Ambrì. Originariamente esse dovevano costituire dei calcaro a livelli gessosi, come si vede ancor oggi, ad esempio sul fianco destro della Valle di Susa di fronte a Chiononte. In seguito al sovrascorrimento della formazione dei calcescisti, le parti carbonatiche, più rigide rispetto al materiale gessoso altamente plastico, si sono fratturate; questa fratturazione è stata notevolmente favorita dalle azioni chimiche ricordate nella nota a pie' di pag. 50. Il prolungarsi e l'accentuarsi dell'azione deformante hanno generato, probabilmente accompagnati da fenomeni di diapirismo, due movimenti di entità diversa: quello dei calce-

scisti sulla copertura e quello della copertura sulle formazioni autoctone. Durante tali movimenti, lembi della formazione sovrastante (calcescisti) e delle formazioni sottostanti (quarziti eotriassiche e scisti della Serie d'Ambrì) sono stati strappati dalla loro originaria sede, fratturati ed inglobati nelle carniole. Con l'ulteriore persistere dei movimenti tettonici, in seno a queste carniole si sono formate numerose scaglie listriche di dimensioni notevoli (anche centinaia di metri), le cui superfici di contatto anomalo alcune volte sono distinguibili, come abbiamo già detto, a causa della presenza di livelli particolarmente ricchi di elementi di quarziti triassiche (accompagnati o meno da rocce della Serie d'Ambrì) o ricchi di tipi litologici appartenenti alla formazione dei calcescisti.

Nelle carniole sono frequenti delle concentrazioni di gesso; le più importanti, sfruttate industrialmente, si trovano a Nord di Signols, a Case Fournel e lungo la Costa du Kin. A volte questi gessi hanno una notevole estensione superficiale a cui non corrisponde un grande spessore.

Entro alle carniole, sono numerose le scaglie di calcari triassici, di dimensioni e forme variabilissime, il cui andamento è chiaramente visibile soprattutto sulle creste. Le zone dove sono più evidenti i fenomeni di scagliatura saranno illustrate nel capitolo riguardante la tettonica; qui di seguito mi limito soltanto alla descrizione dei diversi tipi litologici ed alla loro comparazione, ove è possibile, con i tipi corrispondenti affioranti a Bellecombe-Carlina. Le scaglie sono costituite, come ho già detto, da calcari cristallini per lo più molto fratturati, ridotti talvolta in minimi frammenti o addirittura in un sabbione più o meno grossolano; i tipi litologici più frequenti sono:

T/l) *calcari reticolati di colore grigio* (Costa dei Quattro Denti; lungo il corso della Dora Riparia);

T/m) *calcari bianchi a frattura conoide* (Prà Piano; Grange Marzio);

T/n) *calcari grigi bituminosi* (M. Pramand; P. Mulatera; M. Seguret);

T/o) *calcari rosati a vene di colore grigio*, leggermente gessosi (Bric dei Francesi; Cima del Vallone; M. Pramand; versante occidentale del M. Seguret; lungo il corso della Dora Riparia di fronte ad Exilles);

T/p) *calcari dolomitici e dolomie di colore grigio scuro*;

T/q) *calcari neri, scisti ardesiaci e brecce calcareo-dolomitiche*.

A quota 2855 della cresta che unisce Punta Vallonetto col Monte Vin Vert, a sud di Roche Ronde, ed a quota 2030 del fianco meridionale del M. Pramand vi sono due scaglie costituite da un'alternanza di queste facies (T/q)<sup>(1)</sup>; le brecce calcareo-dolomitiche sono costituite da elementi di calcari grigio-scuri, cementati da una massa calcareo-dolomitica di colore grigio.

I calcari di tipo T/l, T/m, T/n, T/o, T/p trovano corrispondenza con le facies triassiche di Bellecombe-Carlina; mentre i tipi litologici T/q corrispondono perfettamente al Lias inferiore che affiora a Bellecombe-Carlina e che costituisce parte delle scaglie della Gran Scala. Questi ultimi rappresentano i termini più recenti della serie para-autoctona del versante italiano, o per lo meno i termini più recenti riconoscibili e databili per comparazione, a causa della loro facies caratteristica.

<sup>(1)</sup> La scaglia di Roche Ronde è stata descritta da J. GOCUEL [1955].

Dalle descrizioni precedenti ci si può rendere conto come alcuni calcari, che formano frammenti più o meno sviluppati entro le carniole, costituiscono anche le scaglie incuneate entro le carniole stesse. Questi due modi diversi di presentarsi sembrano dovuti essenzialmente alla minore o maggiore quantità di anidrite nell'originario sedimento; infatti i calcari che formano le scaglie presentano soltanto delle sottili e brevi intercalazioni a solfato di calcio, trasformate per lo più in carniole. E' pensabile quindi che i sedimenti del Trias, che costituiscono ora la serie para-autoctona, fossero rappresentati originariamente da calcari più o meno ricchi di livelli anidritici. I calcari con minore quantità di solfato di calcio avrebbero reagito alla sollecitazione tettonica in maniera diversa delle rocce anidritiche che hanno originato le carniole.

Lungo il corso della Dora Riparia, i calcari cristallini della serie para-autoctona affiorano per lungo tratto; essi presentano la maggiore potenza fra Salabertrand e Pont Ventoux ove costituiscono delle scaglie alternate ad altre di quarziti eotriassiche. I tipi prevalenti sono dei *calcarei cristallini grigi, bianchi e grigio-scuri*, ed una *brecchia ad elementi dolomitici grigio-scuri cementati da un calcare di colore più chiaro*. Tutti questi tipi litologici presentano una intensa fratturazione e laminazione e si susseguono senza alcun ordine; vicino al contatto con la formazione dei calcescisti, là dove sono presenti diverse scaglie di quarziti eotriassiche, i calcari sono ridotti ad un vero e proprio sabbione. In questa zona, e precisamente « a valle del piccolo cono di deiezione dei valloneini sboccanti sotto l'abitato di Gad d'Oulx, a pochi metri sul livello della Dora » D. ZACCAGNA [1887] ha rinvenuto alcuni fossili, che sono stati identificati da A. PORTIS [1889], come due esemplari di *Natica* (*sp. aff. N. pulla* GOLDF. e *sp. aff. N. exculta* SCHAUR.), un esemplare di *Myophoria* (*sp. aff. M. elegans* DUNK.), due di *Lima costata* MÜNST. e numerosi frammenti di *diplopora pauciforata* GÜMB.. Questi fossili permettono la datazione dei calcari, in quanto sono caratteristici del Muschelkalk ed alcuni possono estendersi al Keuper (*N. pulla*) o apparire fino dal Buntsandstein (*M. elegans*). Le nostre ricerche non hanno portato ad alcun ritrovamento fossilifero.

Le scoperte dei fossili triassici dovute a D. ZACCAGNA [1887], le analogie con la serie di Bellecombe-Carolina, la presenza di tipi litologici simili a quelli liassici della Vanoise datati da F. ELLENBERGER [1958], sono tutti elementi che permettono di attribuire la serie para-autoctona del versante italiano del gruppo montuoso di Ambin al Trias ed al Giurèse inferiore.

#### LA FORMAZIONE DEI CALCESCISTI

La formazione dei calcescisti affiora con continuità nelle zone periferiche del versante italiano del gruppo montuoso d'Ambin, mentre nella zona centrale è stata in gran parte erosa ed è presente solo in corrispondenza di alcune creste più elevate.

Il tipo litologico di gran lunga più diffuso è un *calcescisto*, a scistosità alquanto pronunciata, di colore nerastro, con superfici spesso lucenti; le caratteristiche macro- e microscopiche sono del tutto analoghe a quelle della facies fondamentale degli *schistes lustrés* piemontesi. Dei tipi litologici principali della formazione dei calce-

scisti, dò soltanto i caratteri petrografici essenziali, sufficienti per una esatta classificazione litologica.

I *calcescisti s. s.* sono costituiti da una continua alternanza di sottili letti ora prevalentemente calcitici ora prevalentemente fengitici.

La *calcite*, talvolta con abito allungato secondo la scistosità, include fengite, quarzo e minerali accessori quali ossidi di ferro, sostanze carboniose, rutilo, pirite, epidoto e tormalina. Ossidi di ferro e sostanza carboniosa costituiscono spesso sottili filari più o meno ondulati e subparalleli alla scistosità. La *fengite* ha marcata struttura lepidoblastica ed è in lamelle isorientate oppure riunite in sottili letti; lungo i piani di sfaldatura della mica si dispongono cristallini di rutilo, ossidi di ferro e lamelline ematitiche. In quantità accessoria è presente della *clorite* (talvolta strettamente associata alla fengite) che, almeno in parte, deriva da *biotite* di cui sono presenti numerosi relitti; tale trasformazione ha dato luogo ad una minuta segregazione di rutilo ed ossidi di ferro. Omogeneamente distribuiti, vi sono dei granoblasti di *quarzo*, a grana per lo più minuta, che includono calcite e lamelle di fengite e clorite. Talvolta, in alcuni letti sottili, il quarzo diventa particolarmente abbondante. I *feldispati* sono piuttosto scarsi e sono rappresentati esclusivamente da granoblasti albitici che possono talvolta formarsi a spese delle lamelle micacee.

Per graduale aumento della quantità dei minerali scistogeni e del quarzo, si passa a *calcescisti filladici* ed a *filladi calcarifere* che si differenziano dai tipi principali esclusivamente per i diversi rapporti quantitativi dei minerali costituenti.

Entro questi tipi litologici più diffusi vi sono banchi, letti e lenti di *calcarei cristallini*, *micascisti feldispatici* e *prasiniti*; queste intercalazioni, a forma notevolmente allungata, hanno dimensioni piuttosto variabili, il più delle volte si estendono per parecchie centinaia di metri, mantenendo una potenza limitata a pochi metri.

I *calcarei cristallini* hanno composizione mineralogica ed aspetto macroscopico costanti in tutti gli affioramenti. Essi sono molto compatti, di colore grigio sulle superfici fresche, mentre sulle superfici esposte agli agenti atmosferici presentano una leggera patina grigio-bruna. La *calcite* costituisce granoblasti per lo più allungati ed aventi grana media. In quantità subordinata o accessoria, sono presenti xenoblasti di *quarzo* e lamelle isorientate di *fengite*.

Le *prasiniti* affioranti nella zona rilevata hanno composizione mineralogica assai uniforme. I componenti femici, rappresentati da *pennina*, *epidoto* ed un anfibolo della serie *tremolite-attinoto*, hanno disposizione orientata impartendo alla roccia una marcata scistosità. I granoblasti di *albite*, sempre piuttosto abbondanti, includono tutti gli altri componenti assumendo una struttura peciloblastica. Componenti secondari sono *quarzo* e *fengite*. Quali elementi accessori sono presenti a luoghi: calcite, ortite, tormalina ed apatite. Talvolta i minerali colorati ed i minerali sialici sono distribuiti in sottili letti e fascie cosicché la roccia appare listata.

I *micascisti feldispatici* (« *gneiss de Charbonnel* » di R. MICHEL) costituiscono delle intercalazioni che spesso sono associate, con passaggi continui, ai livelli prasinitici. Alcune volte queste associazioni si ripetono in breve spazio, tanto che è impossibile una loro rappresentazione cartografica alla scala 1:50.000.

I micascisti feldispatici hanno generalmente colore grigio chiaro e scistosità abbastanza marcata dovuta alla disposizione orientata della fengite e della clorite, associate fra di loro, e spesso riunite in sottili letti, alternati ad altri essenzialmente quarzoso-feldispatici; alcune facies ricche di clorite hanno colore verde alquanto più scuro. Al microscopio si osserva che i due fillosilicati hanno talvolta disposizione irregolare. Seppure raramente, entro la clorite sono presenti, sotto forma di piccole plaghe, relitti di biotite. *Fengite e clorite* sono immerse in un aggregato granoblastico costituito da quarzo e da quantità assai variabile di feldispati. Il *quarzo* ha dimensioni medio-piccole, mentre i feldispatti, fra i quali l'*albite* è nettamente più abbondante del *feldispato potassico* talora addirittura assente, formano xenoblasti abbastanza sviluppati ed anche riuniti in plaghe. Gli individui di albite sono ricchi di inclusioni di tutti i minerali componenti la roccia. Accessori sono epidoto, spesso di tipo ortitico, pirite, apatite e tormalina (questi ultimi due minerali molto scarsi).

*Micascisti feldispatici granatiferi* sono stati rinvenuti a Case Truccetti (fianco sinistro della bassa Valle di Novalesa); essi differiscono dalla facies fondamentale soltanto per la presenza di piccoli cristalli di *granato* spesso solcati da fratture e trasformati, anche quasi completamente, in clorite.

Questi micascisti feldispatici affiorano un po' dovunque in tutta la formazione dei calcescisti da noi rilevata; sono particolarmente frequenti nella bassa Valle di Novalesa.

F. HERMANN [1930] li suddivise in due tipi: quelli affioranti nella zona sud-occidentale del massiccio d'Ambrì li attribuì al Pretriassico e li considerò « scaglie listriche, scaglie tettoniche, minutissime, da scorrimenti postumi »; mentre i micascisti del fianco sinistro della bassa valle di Novalesa vennero considerati dallo stesso Autore come lembi e scaglie dell'« elemento tettonico di Arolla e della zona Sesia » (Ricoprimento della Dent Blanche) entro i calcescisti. Pur rimandando le conclusioni dello studio di questi micascisti ad un prossimo lavoro, posso affermare fin d'ora che non condivido l'interpretazione di F. HERMANN; infatti i rapporti fra i micascisti feldispatici, le prasiniti ed i calcescisti non hanno mai un carattere meccanico, ma rivelano passaggi normali quali si riscontrano in una serie sedimentaria fra facies di diverso tipo. Inoltre tutte le rocce da noi distinte come micascisti feldispatici (« *gneiss de Charbonnel* ») hanno aspetto macroscopico, composizione mineralogica e caratteri strutturali del tutto analoghi fra di loro.

E' da ricordare che R. MICHEL [1953] considera gli « *gneiss de Charbonnel* » come il risultato di un metasomatismo sodico, di probabile natura idrotermale, su alcuni livelli di calcescisti; l'apporto sodico sarebbe stato reso possibile da una precedente azione cataclastica.

Un problema di fondamentale importanza nelle Alpi occidentali riguarda le relazioni intercorrenti fra la formazione dei calcescisti che ricoprono il Gran Paradiso e quella alloctona sulla regione Vanoise-Ambrì. Secondo F. ELLENBERGER [1958], la Valle di Novalesa rappresenta una parte del limite (il quale continua in Francia attraverso la Vallée du Ribon fino al villaggio di Villaron) che divide queste due diverse formazioni. Il predetto Autore afferma che mentre ad est di tale limite la formazione dei calcescisti è assai ricca di intercalazioni di prasiniti, serpentine e gneiss albitici, ad ovest ne è molto povera. F. ELLENBERGER [1958] sostiene che: « *avec R. MICHEL, on est certes en droit de supposer que l'écoulement de la Nappe des Schistes lustrés sur la Vanoise résulterait de la translation latérale par glissement couche sur couche, des Schistes lustrés supérieurs de la couverture du Grand Paradis - Dora Maira. Mais aucune discontinuité structurale visible dans les parois de Haute Maurienne ne trahit de manière quelconque la surface de translation interne présumée. Un autre point*



FIG. 2

## PROFILO GEOLOGICO SERIATO DEL MASSICCIO D'AMBIN

### LEGENDA

1 . Quaternario.

#### PRETRIASSICO.

##### FORMAZIONI DEI CALCESCISTI.

- 2 . Calcescisti.
- 3 . Micascisti feldispatici (« Gneiss di Charbonnel »).

##### COPERTURA NORMALE DEL PRETRIASSICO.

##### Serie para-autoctona.

- 4 . Calcari cristallini bianchi, grigi, rosati a vene grigie, calcari dolomitici grigi.
- 5 . Carniole ad elementi di calcari, di quarziti, di scisti della Serie d'Ambo e di rocce della formazione dei calcescisti.

##### Serie autoctona.

- 6 . Calcari cristallini, carniole ad elementi calcarei, quarziti a calcite con fengite, scisti calcariferi nerastri, talora breccioidi.
- 7 . Quarziti con intercalazioni di scisti sericitico-fenitici.
- 8 . Quarziti arenaceo-conglomeratiche.

##### Serie d'Ambo.

- 9 . Micascisti feldispatici a clorite, paragneiss feldispatici a clorite, quarziti micacee.
- 10 . Arenarie arcosiche epimetamorfiche, talora in facies di transizione a paragneiss.
- 11 . Micascisti feldispatici conglomeratici a ciottoli di quarzo.

##### Serie di Clarea.

- 12 . Micascisti feldispatici a gastaldite talora a granato e pumpellyite, gneiss arenacei a pumpellyite con gastaldite, paragneiss a pumpellyite con gastaldite, gneiss arenacei anfibolici (tremolite-attinoto) a granato, metagrovacche a giadeite e gastaldite, paragneis cloritici talora a biotite.

faible de cette théorie est que l'ensemble des Schistes lustrés de pays de Vanoise devrait être d'âge récent, ce que rien ne permet de démontrer ». Nella zona rilevata la formazione dei calcescisti ha caratteri uniformi ed inoltre abbiamo riscontrato intercalazioni di micascisti feldispatici (*gneiss di Charbonnel*), perfettamente analoghi fra di loro, e di prasiniti, sia ad est (fianco sinistro della Valle di Novalesa) sia ad ovest (Monte Niblè, Vin Vert, M. Jafferau) del limite che dividerebbe le due unità strutturali. Nell'ipotesi che i calcescisti appartengano a due entità tettoniche distinte, il limite non dovrebbe trovarsi in corrispondenza della Valle di Novalesa.

## TETTONICA

Il gruppo montuoso d'Ambo è costituito da due complessi stratigrafico-tettonici nettamente distinti fra di loro: il complesso inferiore è rappresentato dai terreni pre-triassici e dalla loro copertura normale, il complesso superiore dalla formazione mesozoica dei calcescisti con ofioliti.

Il complesso inferiore rappresenta il dorso di un grande elemento tettonico, affiorante in corrispondenza di una culminazione assiale e nascosto lateralmente dalla formazione dei calcescisti, e nel suo insieme ha la forma di un'ampia cupola <sup>(1)</sup> con l'asse maggiore, avente lunghezza di circa venti chilometri, diretto NE-SW. Nella parte alta dell'Ambo (grossso modo lungo la frontiera italo-francese) gli strati hanno giacitura suborizzontale; a quote più basse, sul versante italiano, assumono generalmente direzione ENE con immersione SSE ed inclinazione via via più accentuata. Sul versante francese gli strati immagazzinano invece verso NNW mantenendo la stessa direzione. Alle estremità orientale ed occidentale del gruppo montuoso d'Ambo, la direzione degli strati si avvicina sempre più alla direzione NNW e l'immersione è rispettivamente verso ENE e verso WSW.

La superficie di questa ampia cupola non è regolare. Nelle parti più basse del gruppo montuoso, i banchi mostrano delle leggere ondulazioni parallele e perpendicolari alla direzione degli strati, che possono accentuarsi dando luogo a flessure e terrazze tettoniche ben visibili, ad esempio, dalle strade statali del Monginevro e del Moncenisio <sup>(2)</sup>.

Nella parte alta del gruppo montuoso d'Ambo, grossso modo sullo spartiacque principale lungo il quale corre il confine di Stato, i motivi a pieghe sono molto più accentuati. Describo le strutture più interessanti:

a) *Le pieghe della Rognosa d'Etiache.* - La Rognosa d'Etiache, che si eleva nella parte nord-occidentale dell'area rilevata, è costituita da due pieghe complete leggermente inclinate. I piani assiali hanno direzione media N 50° E, immersione verso NW ed inclinazione di circa 60°, mentre gli assi immagazzinano verso SW con inclinazione di circa 30°, presentando delle leggere ondulazioni.

<sup>(1)</sup> Secondo Gb. DAL PIAZ [1958, pag. 287-288] sono da evitare, nel caso del gruppo montuoso d'Ambo, i termini di « elisoide » o « brachianticlinale » in quanto è meglio riservarli alle strutture anticlinali poco estese nel senso della direzione.

<sup>(2)</sup> I banchi sono maggiormente ripiegati soltanto lungo la strada statale del Monginevro, 1 Km circa ad ovest di Pont Ventoux; qui gli scisti della Serie d'Ambo e le quarziti eotriassiche formano una anticlinale, inclinata verso est, con evidenti fenomeni di fratturazione in corrispondenza della cerniera.

Il nucleo della sinclinale più meridionale (costituita da quarziti eotriassiche e da calcaro-triassici) coincide con il vallone che dal Lago Sommeiller scende verso Serre Monte. Il fianco meridionale di questa sinclinale affiora sul versante nord-occidentale di Punta Sommeiller ove accenna ad un motivo ad anticlinale, a fianchi poco inclinati, il cui nucleo si trova all'altezza di Punta Sommeiller.

A questa sinclinale fa seguito, verso nord-ovest, un'anticinale asimmetrica, formata esclusivamente da quarziti dell'Eotrias, il cui asse segue la cresta sud-occidentale della Rognosa d'Etiache.

Il nucleo della seconda sinclinale è visibile nel Vallone della Rognosa. Anche questa piega è formata da quarziti eotriassiche, ad eccezione di un sottile banco di anageniti del Permo-Eotrias e di alcuni livelli della Serie d'Amboin che affiorano a quota 2600 del suddetto vallone.

L'anticinale più esterna, molto più stretta delle altre pieghe, decorre lungo la cresta che unisce il Bric di Mezzodi con la cima dei Rochers Cornus.

E' da notare che queste pieghe sono molto marcate nella parte superiore della Rognosa d'Etiache, praticamente al di sopra di quota 2500, mentre nelle zone più basse esse si adolciscono, fino a scomparire in uno spazio abbastanza breve (circa 200 metri di dislivello).

b) *La piega a ginocchio della Rocca d'Amboin.* - Nell'area compresa fra il Gros Muttet, il Colle dell'Agnello, la Rocca d'Amboin ed i Denti d'Amboin, gli scisti della Serie d'Amboin ed i terreni triassici (quarziti e calcaro) formano una piega a

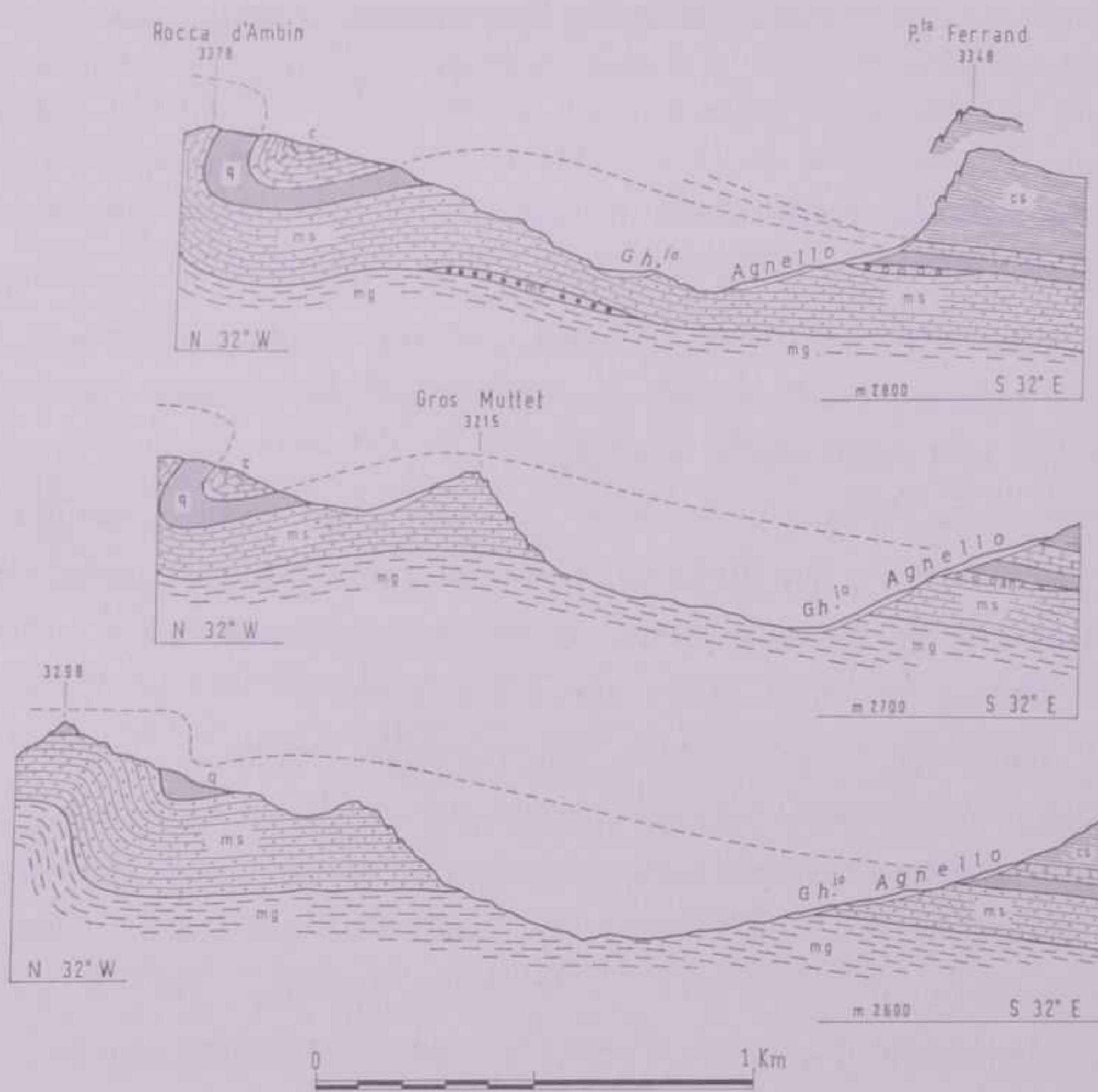


FIG. 3

*La piega a ginocchio della Rocca d'Amboin.*

cs = calcescisti; c = carniole e calcaro-triassici (Serie autoctona della copertura normale); q = quarziti eotriassiche (idem); an = quarziti arenaceo-conglomeratiche permo-eotriassiche (idem); ms = micascisti feldispatici (Serie d'Amboin); mc = micascisti feldispatici conglomeratici (idem); mg = micascisti feldispatici a gastaldite (Serie di Clarea).

ginocchio, il cui asse ha direzione N 55° E, con immersione nello stesso senso ed inclinazione di 15°. Di essa sono visibili il lato abbassato, il gomito inferiore ed il fianco di raccordo. Il gomito superiore è osservabile soltanto in alcuni punti del versante settentrionale della Rocca d'Amber ove è costituito dalle formazioni pre-triassiche; l'unico relitto del lato innalzato è dato dalle quarziti eotriassiche, aventi giacitura suborizzontale, che affiorano al punto quotato 3298 della cresta che unisce la Rocca d'Amber con i Denti d'Amber.

Guardando dal Gros Muttet il versante orientale della cresta che unisce il Colle dell'Agnello alla Rocca d'Amber si ha una visione completa di questa flessura; il lato abbassato è visibile verso sud (tratto Colle dell'Agnello - q. 3339) ove gli scisti pretriassici e le quarziti sono pressoché orizzontali, mentre il fianco di raccordo si osserva più a nord (tratto q. 3339 - Rocca d'Amber) ove le stesse formazioni assumono bruscamente giacitura subverticale.

Le pareti rocciose che sovrastano a nord-ovest il Ghiacciaio del Muttet formano il fianco di raccordo ed il gomito inferiore della piega. Quest'ultimo, in gran parte ricoperto dal ghiacciaio e dai suoi depositi, è visibile sullo strapiombo che interrompe repentinamente la cresta nord-orientale della Rocca d'Amber, ove le quarziti e gli scisti sottostanti si incurvano per assumere giacitura suborizzontale. Tale giacitura è caratteristica pure delle formazioni permo-triassiche che, affiorando da quota 3200 a quota 3050 sulla sinistra del ghiacciaio, costituiscono il lato abbassato della flessura.

Faccio presente che le carniole affioranti al nucleo del gomito inferiore sono costituite da elementi di calcaro di colore grigio chiaro e scuro immersi nella massa cementante gessosa di colore giallastro.

c) *La sinclinale del Colle della Vecchia.* - Nella parte inferiore della cresta che unisce, attraverso il Colle della Vecchia, il M. Giusalet alla Punta Tricuspid, le quarziti eotriassiche ed i calcaro triassici formano una sinclinale coricata verso NW. L'asse ha direzione N 50° E ed è suborizzontale. Questo motivo tettonico è visibile su entrambi i versanti della cresta.

Il fianco superiore della sinclinale è in gran parte eroso, mentre il nucleo ed il fianco inferiore (costituiti da quarziti e da calcaro brecciati grigio-rosei, a cui si alternano sottili livelli di carniole prive di elementi quarzitici e scistosi), si estendono per alcune decine di metri sia a nord sia a sud-est del Colle della Vecchia.

Per quanto riguarda la parte alta del versante italiano, l'interpretazione della struttura geologica deve basarsi esclusivamente sui motivi strutturali ora descritti, che interessano aree piuttosto limitate. Ciò nonostante, ritengo che la sinclinale più meridionale della Rognosa d'Etiache trovi la sua continuazione nella flessura della Rocca d'Amber e nella sinclinale del Colle della Vecchia; infatti gli assi di queste tre pieghe non solo hanno la stessa direzione, ma presentano anche un notevole allineamento.

Le altre pieghe della Rognosa d'Etiache si estendono in territorio francese; data la mancanza di un rilevamento di dettaglio non posso fornire dati precisi sul loro andamento. Solo per quanto riguarda l'anticlinale più esterna si può affermare, allo stato attuale delle conoscenze, che essa probabilmente prosegue fino all'anticlinale di Bellecombe (Colle del Piccolo Moncenisio).

IL CONTATTO FRA LA FORMAZIONE DEI CALCESCISTI  
ED I TERRENI SOTTOSTANTI

Il contatto fra la formazione dei calcescisti ed i terreni sottostanti è di natura tettonica. I calcescisti ricoprono generalmente le formazioni triassiche della copertura normale, localmente le formazioni pretriassiche. Il carattere meccanico del contatto è messo in evidenza da laminazioni, che interessano i livelli inferiori dei calcescisti per spessori variabili da alcuni decimetri ad alcuni metri, da addentellamenti con le formazioni sottostanti e da estesi ed intensi fenomeni di scagliatura prevalenti nella parte centro-orientale dell'Ambin.

Descrivo ora il contatto *schistes lustrés* - formazioni sottostanti e le zone in cui la tettonizzazione è più evidente.

Nella parte alta della Valle di Novalesa, al confine italo-francese, la formazione dei calcescisti viene quasi sempre a diretto contatto con la Serie d'Ambin senza interposizione dei terreni del Trias e con evidenti fenomeni di laminazione. Nei calcescisti vi è una estesa intercalazione di carniole e calcari gessosi del Trias al limite del rilevamento; benchè i dati in mio possesso siano scarsi, ritengo, in accordo con altri autori, che questi terreni triassici si siano iniettati, lungo superfici di movimento, negli *schistes lustrés* per un fenomeno di diapirismo tettonico.

Sul fianco destro della Valle di Novalesa, all'altezza di Venalzio, la formazione dei calcescisti ricopre una zona tettonicamente molto disturbata che si estende attraverso Pra Piano, la cresta del Tuas Bianco ed il Passo Avanzà, fino alla Punta Tricuspid. Generalmente il limite inferiore della formazione mesozoica è caratterizzato da scaglie, di dimensioni variabili da alcuni decimetri a qualche metro, sia di calcescisti, sia di rocce della copertura o anche del Pretriassico. Lungo la mulattiera che da Pra Piano sale a Passo Avanzà, le carniole inglobano sempre elementi di quarziti triassiche di dimensioni variabili da alcuni centimetri a tre-quattro metri; non mancano scaglie quarzitiche della lunghezza anche di cento metri. Nella parte inferiore delle bancate di carniole si nota un notevole arricchimento in blocchi e piccole scaglie di micascisti della serie d'Ambin disposti caoticamente, mentre nella parte superiore sono frequenti gli elementi di calcescisti e di pietre verdi, anch'essi con disposizione capricciosa. La zona che si estende da Passo Avanzà a Punta Mulatera è stata esaurientemente descritta da J. GOGUEL [1955]. Lo studioso francese così descrive la zona: «*Ce sommet (Punta Mulatera) est constitué par un complexe des bancs verticaux, reposant par leur tranche sur le socle permo-houiller, avec interposition des cargneules. Quartzites et calcaires y alternent d'une manière capriceuse ainsi que des bandes de Schistes lustrés. L'ensemble borde une masse de Schistes lustrés, avec interposition de cargneules seulement; il s'agit visiblement d'un coupeau, formé d'éléments de la couverture, rachés et poussés en avant par la masse des Schistes lustrés chevauchants*». Niente ho da aggiungere a questa semplice e chiara descrizione. Faccio solo presente che, seppure in scala molto ridotta, questo fenomeno tettonico si osserva anche fra Passo Avanzà e Punta Tricuspid. Come ho già detto, questa area tettonicamente disturbata continua fino al villaggio di Venalzio (Valle di Novalesa). Anche in questa zona, compresa fra Rio Supita e Rio della Croce, le carniole inglobano scaglie con giacitura irregolare e piccoli lembi costituiti in ugual misura da quarziti, calcari cristallini e calcescisti. Scaglie di quarziti si trovano incuneate anche entro la parte alta dello zoccolo cristallino.

Nelle zone alte dell'Ambin l'erosione ha asportato la maggior parte della formazione dei calcescisti, lasciandone solamente alcuni lembi. Il più esteso fra questi costituisce le creste rocciose di M. Niblè e Punta Ferrand, ove si osserva una grande piega coricata il cui nucleo è costituito da calcescisti con intercalazioni calcaree a cui seguono, verso la periferia, micascisti feldispatici e quindi nuovamente calcescisti. Il nucleo è visibile sia sul versante

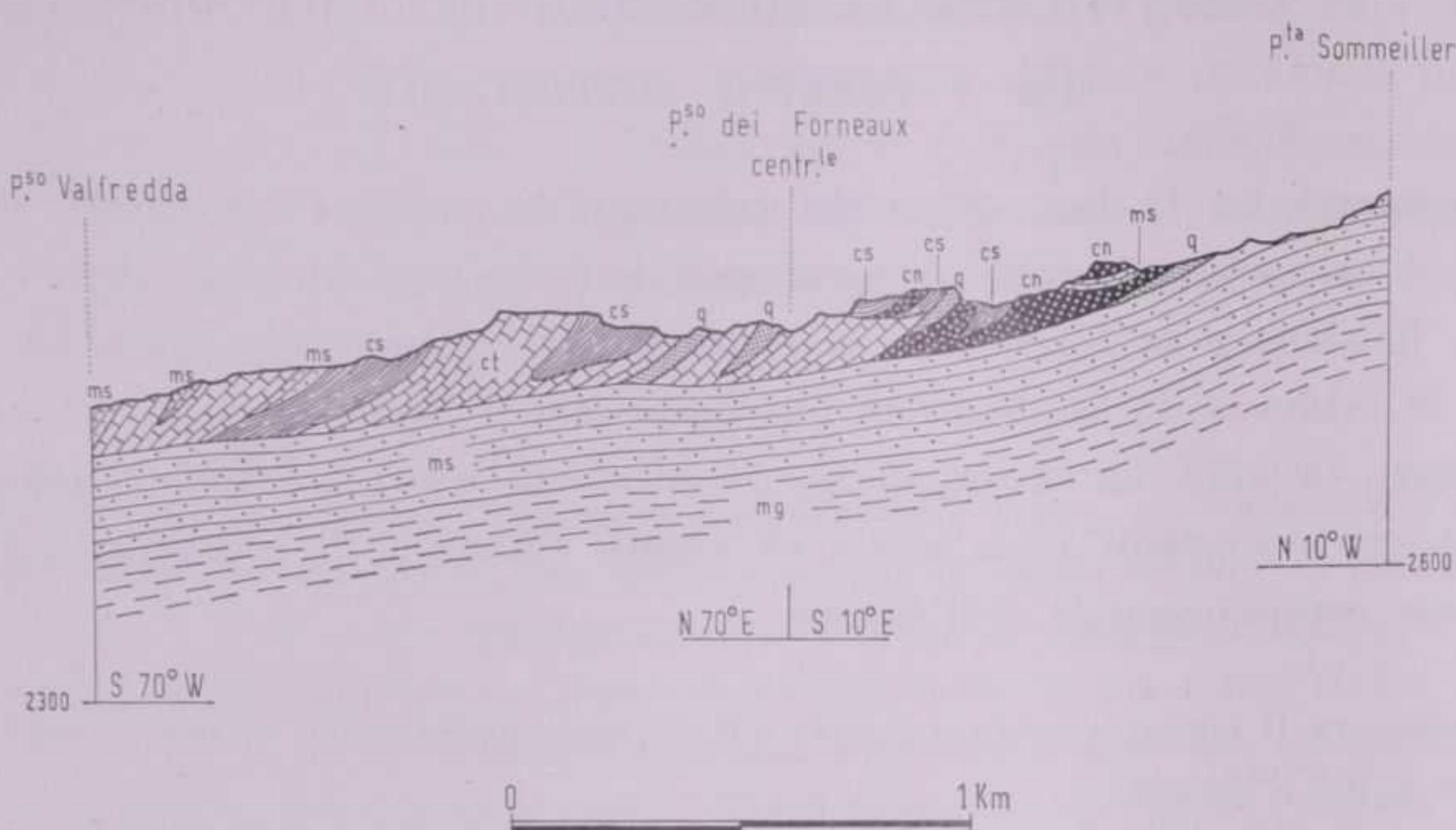


FIG. 4

Struttura a scaglie della copertura mesozoica,  
sulla cresta Punta Sommeiller - Passo Val Fredda.

es = calcescisti; ct = calcari brecciati; cn = carniole; q = quarziti; ms = micaschisti feldispatici (Serie d'Ambin); mg = micaschisti feldispatici a gastaldite (Serie di Clarea).

nord sia sul versante sud della cresta Punta Ferrand - Lago dell'Agnello, mentre i fianchi della piega continuano fino alla cresta occidentale del M. Niblè; l'asse ha direzione N 30° W ed immerge leggermente verso S E. Data l'impossibilità di determinare una esatta cronologia, sia assoluta sia relativa, nell'ambito della formazione dei calcescisti, non sono in grado di stabilire con sicurezza se si tratta di una anticlinale o di una sinclinale; pur tuttavia per comparazione con la serie del tutto simile e non ripiegata, affiorante sul fianco sinistro della Valle di Novalesa, sono propenso a considerare questa piega come un'anticlinale coricata.

Nell'area M. Niblè - Punta Ferrand il carattere tettonico del contatto degli *Schistes lustrés* è messo in luce, oltre che dalla locale presenza di carniole, dalla laminazione a cui sono state soggette le quarziti eotriassiche sempre molto fratturate, spesso in minimi elementi, oppure ridotte ad un sabbione (Bric dei Francesi).

Estesi e marcatissimi fenomeni di scagliatura tettonica interessano la vasta area che si estende dall'altipiano di Galambra verso sud-ovest, praticamente fino al contatto con la formazione dei calcescisti. L'altipiano di Galambra, che si trova ad una altitudine di 3000 metri a sud della Punta Sommeiller, è in gran parte innevato e ricoperto da depositi morenici e detritici. Da quanto affiora, sembra che esso sia costituito prevalentemente da scisti della Serie d'Ambin, aventi giacitura suborizzontale, sui quali poggia qualche scaglia, sporgente dai nevai, di calcari del Trias. Ritengo che la superficie topografica della conca dell'altipiano corrisponda più o meno al contatto fra il Pretriassico ed una zona di scaglie in gran parte distrutte dall'erosione e ricoperte dai ghiacciai, dalle morene e dai detriti. Questi ultimi sono costituiti principalmente da scisti della Serie d'Ambin e subordinatamente da quarziti eotriassiche, da carniole e calcari triassici. Questa ipotesi è dedotta anche dal fatto che la cresta dei Passi di Forneaux, che delimita ad occidente l'altopiano di Galambra, è costituita da un continuo alternarsi di scaglie poggiante sullo zoccolo cristallino, formate da calcescisti, carniole e calcari triassici, quarziti eotriassiche e scisti della Serie d'Ambin; le scaglie, pur avendo una giacitura assai irregolare, immergono sempre verso sud.

Nell'area che si estende ad ovest dei Passi di Forneaux verso il Monte Vin Vert la struttura a scaglie è di tale complessità che ogni rappresentazione cartografica anche a scala grande risulta assai difficoltosa. Ad eccezione degli scisti di probabile età carbonifera, tutti i tipi litologici dell'Ambin partecipano a questo marcatissimo fenomeno tettonico, mantenendo raramente la loro originaria successione stratigrafica. Non ritengo opportuno descrivere dettagliatamente le diverse successioni nelle scaglie in quanto ne risulterebbe un lungo e sterile elenco di molteplici tipi litologici. Queste scaglie poggiano in generale direttamente sullo zoccolo cristallino, che ha in tutta la zona giacitura suborizzontale; solo localmente (fianco sinistro del Ghiacciaio dei Forneaux, versante orientale e meridionale del M. Seguret) esse si estendono anche sulle quarziti eotriassiche e sulla serie autoctona triassica della copertura normale. La giacitura delle scaglie varia continuamente, ma di solito esse immergono verso sud-ovest; mentre sulla cresta che congiunge Monte Vin Vert al Passo di Galambra e nella zona a nord di essa, l'inclinazione è alquanto accentuata tendendo alla verticalità, nella zona a sud della suddetta cresta le scaglie sono invece talora addirittura suborizzontali.

Nelle vicinanze di Gad, sul fianco destro della Valle di Susa (sotto la località di Monfol), si riscontrano delle scaglie di quarziti eotriassiche entro i calcari notevolmente fratturati del Trias; sul fianco sinistro invece, nei pressi di Pont Ventoux, sulla strada per Bardonecchia subito dopo la galleria si trovano diverse scaglie di quarziti incuneate nei micasistici della Serie d'Ambin, i quali presentano una notevole fratturazione con modificazione della loro originaria giacitura.

#### F A G L I E

Sul fianco meridionale del M. Seguret e su quello occidentale del M. Pramand, da quota 1700 a quota 2100 circa, v'è una serie di faglie dirette, che interessano la copertura normale e la parte alta dello zoccolo cristallino. I piani di faglia hanno direzione media N 80° W e sono subverticali; ciascuna paraclase ha rigetto verticale di qualche metro al massimo cosicchè i banchi rocciosi assumono nel loro insieme una disposizione a gradinata, come è visibile sul fianco sinistro del Rio Seguret. Lungo i piani di taglio sono presenti delle mineralizzazioni ad ematite, siderite, quarzo e calcite.

La serie di faglie continua più a nord fino al punto quotato 3023 della cresta M. Seguret-Cima del Vallonetto. Le principali superfici di movimento corrono lungo i due canaloni che iniziano rispettivamente una cinquantina di metri a nord ed un centinaio di metri a sud del punto quotato 2976, che si trova a nord del Colle dell'Argentera.

Queste faglie sono tardive rispetto ai fenomeni tettonici di laminazione e di scagliatura di cui ho parlato nel paragrafo precedente, poichè interessano le carniole della serie para-autoctona. In particolare modo lungo la cresta Colle dell'Argentera-Cima del Vallonetto si osserva molto bene come queste faglie taglino le varie scaglie formatesi in conseguenza dei fenomeni tettonici descritti.

Faglie di minor entità sono presenti soprattutto nei terreni calcarei della copertura normale; alcune volte il rigetto è stato accentuato da movimenti gravitativi posteriori. A questo proposito ricordo la linea di disturbo che interessa i calcaro brecciati triassici affioranti sul fianco meridionale della cresta che unisce M. Clopacà a Cima del Vallone; essa è messa in evidenza da un liscione di faglia visibile per la lunghezza di un chilometro ed avente andamento arcuato.

## RIASSUNTO E CONCLUSIONI

Gli studi compiuti sulle formazioni pretriassiche e triassiche dell'Ambin hanno portato a dei risultati che riassumo in maniera organica e schematica. In paragrafi diversi vengono riassunti i dati fondamentali relativi alla successione stratigrafica (con l'elencazione dei tipi litologici fondamentali studiati), alla composizione chimico-mineralogica, al grado di metamorfismo ed alla variabilità dei caratteri mostrati dai singoli minerali nelle varie facies. Ciò consente di fornire un quadro sintetico dei vari stadi dell'evoluzione petrografica subita dalle formazioni dell'Ambin.

### LA SERIE STRATIGRAFICA DELL'AMBIN

Nel gruppo montuoso d'Ambin vi sono due complessi stratigrafico-tettonici ben distinti; un complesso inferiore scistoso-cristallino pretriassico con la sua copertura normale triassica e verosimilmente liassica ed un complesso superiore costituito dalla formazione dei calcescisti. La successione stratigrafica si può così schematizzare (dal basso al alto):

COPERTURA NORMALE		SERIE ALLOCTONA (Giurassico P. P.)
SERIE PARA-AUTOCTONA (Trias, Lias)		Calcescisti con intercalazioni di calcarei cristallini, micascisti felspatici, prasiniti.
SERIE AUTOCTONA (Permo-Eotrias, Eotrias)	T/q)	Calcarei neri, scisti ardesiaci, brecce calcareo-dolomitiche (Lias inf.);
	T/p)	Calcarei dolomitici grigi (Trias);
	T/o)	Calcarei cristallini rosati a vene grigie (Trias);
	T/n)	Calcarei cristallini bianchi (Trias);
	T/m)	Calcarei cristallini grigi (Trias);
	T/l)	Calcarei cristallini reticolati grigi (Trias);
	T/i)	Carniole ad elementi di calcari triassici, di quarziti eotriassiche, di scisti della Serie d'Ambin e di rocce della formazione dei calcescisti (Trias).
SERIE AUTOCTONA (Permo-Eotrias, Eotrias)		Calcarei cristallini (Trias inf.-medio); Micascisti cloritici a glaucofane (Trias inf.-medio); Scisti brecciosi a calcite (Trias inf.-medio); Scisti calcariferi nerastri (Trias inf.-medio); Quarziti a calcite e fengite (Trias inf.-medio); Micascisti (Trias inf.-medio); Quarziti con intercalazioni di scisti sericitico-fengitici (Eotrias); Quarziti arenaceo-conglomeratiche a fengite e calcite (Permo-Eotrias).

P R E T R I A S S I C O	SERIE D'AMBIN (Permiano)	A/h)	Arenarie arcosiche epimetamorfiche in facies di transizione a paragneiss;
		A/g, g', g'')	Arenarie arcosiche epimetamorfiche;
		A/f)	Micascisti a glaucofane;
		A/e)	Paragneiss fengitici a clorite;
		A/d)	Micascisti feldispatico-cloritici ad ematite (intercalati in A/c);
		A/c)	Micascisti feldispatici a clorite;
		A/b)	Quarziti micacei;
		A/a)	Micascisti feldispatici conglomeratici a ciottoli di quarzo.
SERIE DI CLAREA (Carbonifero ?)		C/g)	Paragneiss cloritici talora a biotite;
		C/f)	Metagrovacche a giadeite e gastaldite;
		C/e)	Paragneiss a pumpellyite con gastaldite;
		C/d)	Gneiss arenacei a pumpellyite;
		C/c)	Gneiss arenacei anfibolici (tremolite-attinoto) a granato;
		C/b)	Micascisti feldispatici a gastaldite e granato con pumpellyite;
		C/a)	Micascisti feldispatici a gastaldite.

#### NATURA ORIGINARIA DEGLI SCISTI PRETRIASSICI E TRIASSICI

Gli scisti della Serie di Clarea e della Serie d'Ambin hanno indubbia origine arenaceo-conglomeratica come è dimostrato sia dai caratteri petrografici sia del chiamismo.

Nella *Serie di Clarea* i tipi litologici che meglio conservano i caratteri strutturali e mineralogici dei primitivi sedimenti sono le *metagrovacche a giadeite e gastaldite* (C/f) a struttura blastopsammatica. Anche gli *gneiss arenacei anfibolici (attinoto-tremolite) a granato* (C/c), gli *gneiss arenacei a pumpellyite* (C/d) ed i *paragneiss a pumpellyite con gastaldite* (C/e) hanno struttura che, seppure modificata dal metamorfismo, ricorda il carattere clastico dell'originaria roccia; si riconoscono i relitti detritici quarzosi più o meno ricristallizzati, cementati da una matrice neogenica; alla diversità di composizione mineralogica della primitiva massa cementante ed a lievi differenze del grado metamorfico sono da imputare le differenze di composizione mineralogica di questi tipi litologici. Per quanto riguarda l'origine degli *gneiss anfibolici a granato* (C/c) possiamo pensare ad arenarie con cemento quarzoso-feldispatico con sericite e clorite, leggermente dolomitico, come farebbe supporre la presenza di anfibolo.

I *paragneiss a pumpellyite con gastaldite* (C/e) ed i *micascisti feldispatici a gastaldite* (C/a) *con o senza granato e pumpellyite* (C/b) hanno composizione mineralogica pressochè uguale e caratteri strutturali che indicano stati diversi di fenomeni analoghi (formazione di granoblasti albitici, cristallizzazione di fengite da feltri sericitici, feldispatizzazione delle fengiti da parte dell'albite, rapporti gastaldite-clorite, ecc.; cfr. pag. 73-76). Alcuni di questi caratteri strutturali sono in comune con le metagrovacche e con gli scisti in cui è ancora visibile la struttura detritica originaria. Possiamo quindi affermare che le metamorfiti di Clarea derivano da are-

narie non molto diverse da quelle che hanno dato origine alle metagrovacche. L'assenza in tutte queste rocce di frammenti litici porta a ritenere che gli originari sedimenti fossero alquanto elaborati.

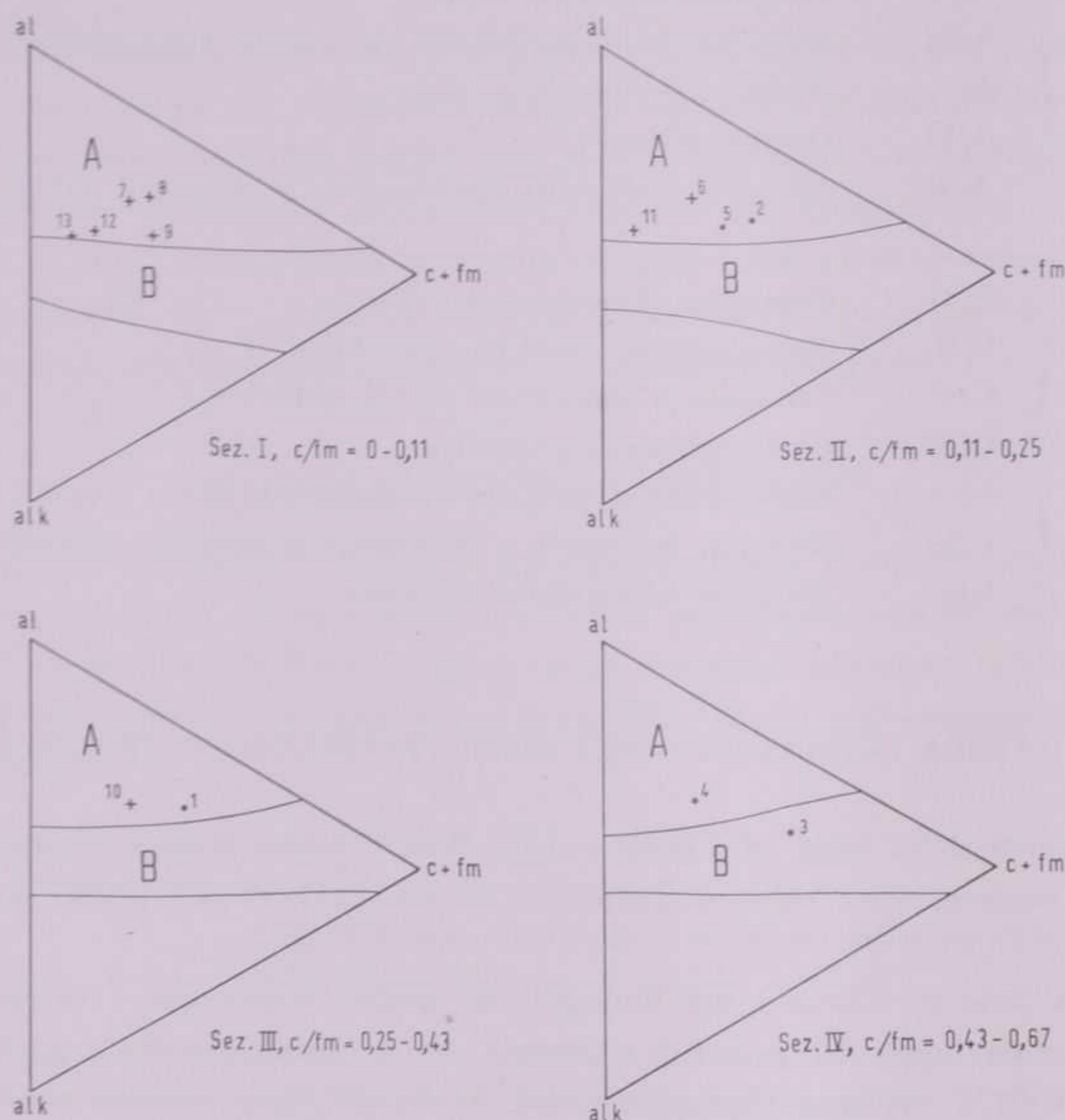


FIG. 5

Diagrammi  $al$ - $alk$ - $(c+fm)$  delle rocce analizzate.  
A = campo dei sedimenti arenaceo-argillosi; B = campo delle rocce eruttive.  
Con \* sono indicati i punti rappresentativi delle rocce della Serie di Clarea,  
con + i punti rappresentativi delle rocce della Serie d'Ambin.

Queste considerazioni di carattere petrografico sono confermate dal chimismo delle rocce in parola. Nei diagrammi NICGLI  $al$ - $alk$ - $(c + fm)$ , i punti rappresentativi delle rocce in esame (Tabella 19, anal. 1, 2, 4, 5), ad eccezione del punto della roccia 3 ( $C/e$ ), cadono nel campo delle rocce arenaceo-pelitiche e, sebbene interessino tre sezioni contigue (II, III, IV) del tetraedro di base, non si discostano l'uno dall'altro. Il chimismo degli scisti della Serie di Clarea presenta in particolare stretta analogia con quello delle grovacche classiche (PETTIJOHN [1958], BLOXAM [1956]). Tale analogia si riscontra anche nel chimismo degli gneiss arenacei anfibolici a granato ( $C/e$ , anal. 3) le cui formule NICGLI si avvicinano ai coefficienti dei magmi granitici di tipo opdalitico pur discostandosene nettamente per l'elevato valore di  $k$ .

Negli scisti della Serie d'Ambin l'origine arenaceo-conglomeratica è ancora più evidente; ovunque sono presenti scisti a granuli e ciottoli per lo più quarzosi. Sol-

tanto nelle arcose metamorfiche (A/g, g', g'', A/h) gli elementi detritici sono costituiti da feldispati.

Questa serie inizialmente era costituita da conglomerati a ciottoli di quarzo (ora *micascisti feldispatici conglomeratici*, A/a) prevalenti alla base, passanti in tutte le direzioni a sedimenti arenaceo-argillosi più o meno feldispatici, trasformati nelle attuali *quarziti micacee* (A/b), *micascisti feldispatici a clorite* (A/c), *paragneiss fengitici a clorite* (A/e) e da *micascisti a glaucofane* (A/f).

Nei diagrammi NIGGLI al-alk-(c + fm), i punti rappresentativi dei tipi litologici sopra citati (Tabella 19, anal. 6, 7, 8, 9, 10) cadono nel campo delle rocce arenaceo-pelitiche e, pur interessando tre sezioni contigue (I, II, III) del tetraedro di base, sono molto ravvicinati. Poichè il metamorfismo ha talvolta soltanto leggermente modificato le strutture originarie possiamo affermare che i primitivi sedimenti erano delle arcose quarzose passanti ad arenarie quarzose (= orthoquartzites di PETTIJHON [1958]); ciò è messo in evidenza anche dal chimismo di queste rocce che ha appunto caratteri intermedi fra quello delle quarziti e quello delle arcose tipiche (PETTIJHON, op. cit.).

I letti di *micascisti feldispatico-cloritici ad ematite* (A/d), che accompagnano talvolta i tipi litologici più diffusi della Serie d'Ambr, sono probabilmente l'equivalente delle intercalazioni argillose ricche di ossidi di ferro tanto diffuse nelle serie sedimentarie arenacee permiane delle Alpi centro-orientali.

Sull'origine delle *arcose epimetamorfiche* (A/g, g', g''), che caratterizzano i livelli più alti della Serie d'Ambr, mi sembra non sussistano dubbi. Per la struttura in parte ancora detritica, la composizione mineralogica (quarzo, feldispato potassico, albite, fengite, clorite) e la composizione chimica (Tabella 19, anal. 11, 12, 13), queste rocce rientrano perfettamente nel campo dei sedimenti arenacei di tipo arcosico.

Si può affermare quindi che la serie di Clarea era costituita da sedimenti di tipo grovacche mentre la Serie d'Ambr era costituita alla base da facies psefítiche passanti a sedimenti di tipi quarzoso-arcosico. A queste diversità sono da collegare le differenze di composizione chimica fra gli scisti delle due serie, differenze che consistono in più basse percentuali di  $\text{SiO}_2$  ed in più alte percentuali di  $\text{MgO}$  e di  $\text{CaO}$  (in parte sottoforma di  $\text{CaCO}_3$ ) nelle rocce di Clarea; il potassio rimane costante in entrambe le formazioni ed aumenta talvolta nelle arcose epimetamorfiche dei livelli superiori della Serie d'Ambr; il sodio presenta percentuali più basse negli scisti d'Ambr e percentuali assai variabili (<sup>1</sup>), da 0,08 % a 4,74 %, nelle arcose epimetamorfiche; il rapporto  $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO}$  nella Serie di Clarea è a netto favore di  $\text{FeO}$ , mentre nella Serie d'Ambr è a favore di  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ .

Il problema riguardante l'origine delle *anfiboliti di Clarea* (C/h, i, l, m, n) e delle *prasiniti d'Ambr* (A/i, l, m) è di difficile soluzione poichè mancano in esse strutture e minerali relitti che diano sicure indicazioni al riguardo.

Le prasiniti formano generalmente delle intercalazioni concordanti lunghe al massimo qualche decina di metri e potenti qualche metro, mentre le anfiboliti sono

(<sup>1</sup>) Ricordo che un'analisi parziale di un'arcose epimetamorfica della Serie d'Ambr ha dato i seguenti valori di alcali:  $\text{Na}_2\text{O} = 0,08\%$ ;  $\text{K}_2\text{O} = 3,81\%$ .

TABELLA 19.  
QUADRO DEGLI SCISTI DI CLAREA E D'AMBIN ANALIZZATI

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
$\text{SiO}_2$	60.01	57.77	66.14	63.39	71.04	85.06	79.54	75.58	68.87	65.43	76.76	72.29	76.29
$\text{Al}_2\text{O}_3$	18.71	20.40	14.08	16.28	15.15	6.46	11.25	12.97	16.79	15.45	14.83	15.81	13.07
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	0.17	0.64	0.79	0.91	1.24	0.79	1.66	1.38	1.41	4.76	0.39	2.23	1.15
FeO	5.03	4.74	4.03	2.25	2.50	0.49	0.43	1.25	2.65	1.15	0.48	0.67	0.28
MnO	0.08	0.08	0.06	0.08	0.03	—	0.04	0.03	0.03	0.04	—	—	—
MgO	2.32	3.14	2.35	0.45	1.69	0.22	0.95	1.44	0.34	1.97	0.23	0.47	0.17
CaO	1.90	1.62	4.48	1.36	0.70	1.71	0.17	0.23	1.42	0.16	0.22	0.24	0.10
BaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.20
$\text{Na}_2\text{O}$	2.83	3.07	3.15	3.69	3.58	0.03	1.26	0.91	2.77	2.65	3.72	4.74	0.26
K <sub>2</sub> O	2.61	3.67	2.07	1.71	1.90	2.32	2.40	2.88	2.93	5.05	3.33	2.20	8.06
TiO <sub>2</sub>	1.56	1.03	1.10	0.76	0.80	0.21	0.29	0.85	0.59	0.65	0.10	0.23	—
$\text{P}_2\text{O}_5$	0.21	0.19	0.10	0.29	0.08	0.24	0.11	0.04	0.06	0.22	0.10	0.02	—
$\text{H}_2\text{O}^+$	3.04	2.75	1.42	2.46	1.41	0.99	1.36	2.70	1.76	2.64	0.34	1.51	0.94
$\text{H}_2\text{O}^-$	0.01	0.01	0.07	0.08	0.07	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0.01	0.02
$\text{CO}_2$	1.60	1.20	0.60	0.80	0.20	1.18	—	—	—	0.67	—	—	—
	100.08	100.31	100.44	99.51	100.39	99.71	99.48	100.28	100.32	100.19	100.51	100.42	100.54

1. *Micascisto feldispatico a gastralite*, al bunker di Colle Clapier.
2. *Micascisto feldispatico a gastralite e granato con pumpellyite*, al ponte di Rio Seco sulla carrozzabile che conduce a M. Pramand.
3. *Gneiss arenaceo anfibolico (tremolite-attinoto) a granato*, q. 1200 ad est di Molaretto sul fianco sinistro della Valle di Clarea.
4. *Gneiss arenaceo a pumpellyite*, q. 1700 della carrozzabile che conduce a M. Pramand.
5. *Metagrovacche a giadeite e gastralite*, q. 1750 della carrozzabile che conduce a M. Pramand.
6. *Quarzite micacea*, q. 2350 del versante orientale del M. Segret, 750 metri a SSE della cima.
7. *Micascisto feldispatico a clorite*, Colle d'Ambr.
8. *Micascisto feldispatico a clorite*, sulla S. S. per Bardonechchia, 250 metri ad ovest del ponte di Ulzio.
9. *Paragneiss fengitico a clorite*, q. 1610 della carrozzabile che conduce a Grange della Valle.
10. *Micascisto feldispatico a glaucofane*, sulla S. S. per Bardonechchia, 300 metri ad ovest del ponte di Ulzio.
11. *Arenaria arcosica epimetamorfica*, sulla S. S. per Bardonechchia, 150 metri ad ovest del ponte di Ulzio.
12. *Arenaria arcosica epimetamorfica in facies di transizione a paragneiss*, Forte S. Ruggero, q. 2115 a sud di M. Cloplacà.
13. *Arenaria potassica in facies epimetamorfica*, q. 715 della mulattiera che da Chiomonte conduce a S. Antonio.

TABELLA 20.  
QUADRO DELLE ANFIBOLITI E DELLE PRASINITI ANALIZZATE

	1	2	3	4	5	6
$\text{SiO}_2$	47.90	44.70	40.68	43.74	52.99	45.17
$\text{Al}_2\text{O}_3$	14.73	10.70	16.04	16.79	15.35	15.75
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	3.26	6.68	7.26	1.76	1.44	0.88
FeO	7.51	9.22	3.17	10.29	9.62	9.21
MnO	0.05	0.04	0.08	0.26	0.03	0.11
MgO	9.18	5.35	5.29	8.04	7.07	9.24
CaO	8.44	11.67	16.72	9.68	4.10	6.66
$\text{Na}_2\text{O}$	3.05	3.35	2.39	2.42	4.32	4.31
$\text{K}_2\text{O}$	1.21	0.64	0.57	0.35	0.22	0.17
$\text{TiO}_2$	2.08	1.60	0.67	2.18	1.24	1.48
$\text{P}_2\text{O}_5$	0.03	0.03	0.06	0.29	0.11	0.26
$\text{H}_2\text{O}^+$	2.02	4.09	2.26	3.86	2.15	3.63
$\text{H}_2\text{O}^-$	0.35	0.03	0.02	0.09	0.15	0.06
$\text{CO}_2$	—	1.44	5.22	0.48	1.57	3.20
	—	—	—	—	—	—
	99.81	99.54	100.43	100.23	100.36	100.13
	si	al	fm	c	alk	k
1.	109.1	19.8	51.1	20.6	8.5	0.21
2.	108.4	15.3	50.3	25.5	8.9	0.11
3.	115.2	26.7	45.5	20.2	7.6	0.14
4.	98.7	22.3	50.0	21.9	5.8	0.08
5.	150.1	25.6	55.7	6.4	12.3	0.03
6.	115.2	23.7	56.7	8.7	10.9	0.02
I.	100	17.5	47.5	23	12	0.55
II.	135	27	42	21	9.5	0.25
III.	108	21	51	22	6	0.2
IV.	135	22	50	13.5	14.5	0.25

di solito in bancate, pure concordanti, molto estese (anche più di un chilometro) e sottili. Al limite con gli scisti circostanti, sia le prasiniti sia le anfiboliti presentano passaggi graduali, per lo più limitati nello spazio. In ambedue i tipi litologici si nota una tessitura scistosa spesso listata. Nelle prasiniti l'alternanza di letti più o meno sottili a composizione mineralogica leggermente diversa, l'abbondanza di calcite, la particolare ricchezza di clorite fanno propendere per un'origine sedimentaria di queste rocce. Nelle anfiboliti vi sono variazioni mineralogiche sensibili anche in breve spazio. Tali variazioni sono dovute soprattutto alla inomogenea distribuzione dell'epidoto e degli anfiboli calcici e sodici che si concentrano sempre in letti e lenti. Sono presenti anche piccole lenti di calcite. Questa struttura listata fa pensare ad un'origine sedimentaria, sebbene non si possa escludere che essa sia dovuta a differenziazione metamorfica.

Per quanto riguarda il chimismo, i tre campioni di prasiniti analizzati (Tabella 20, anal. 4, 5, 6) presentano delle differenze sensibili nei valori di  $\text{SiO}_2$ , di  $\text{CaO}$ , di  $\text{Na}_2\text{O}$  e di  $\text{CO}_2$ . I coefficienti Nicigli calcolati dai dati analitici del campione 5 e del campione 6 rientrano nel gruppo dei magmi natrongabbroidi avvicinandosi al tipo natronlamprosienitico, rispetto al quale però i valori di  $k$  e di  $c$  sono notevolmente più bassi, mentre  $al$  e  $fm$  sono più elevati. Il campione 4 rientra invece nel gruppo dei magmi gabbroidi corrispondendo al tipo normalgabbroide benché il valore  $k$  sia molto inferiore.

I tre campioni analizzati di anfiboliti (Tabella 20, anal. 1, 2, 3) mostrano un chimismo alquanto diverso fra di loro. I coefficienti Nicigli calcolati dai dati analitici del campione n. 3 indicano che la roccia rientra nel gruppo dei magmi dioritici accostandosi al tipo orbitico dal quale differisce però soprattutto per i valori più bassi dei coefficienti  $alk$  e  $k$ . I campioni 1 e 2 rientrano invece nel gruppo dei magmi shonkinitici; rispetto al tipo normalshonkinitico si rilevano delle differenze particolarmente sensibili per i valori di  $alk$  e  $k$  più bassi.

Il chimismo di tutte queste rocce verdi è dunque notevolmente variabile, oscillando da tipi debolmente femici a tipi decisamente femici. Caratteristica comune è l'estrema scarsezza di potassio, tanto che le formule magmatiche delle anfiboliti e delle prasiniti si discostano sempre da quelle di confronto per i valori notevolmente più bassi di  $k$ . La variabilità nella composizione chimica e la scarsezza di  $\text{K}_2\text{O}$  fanno propendere per l'ipotesi dell'origine sedimentaria, già prospettata in base ai caratteri di giacitura, di struttura e di composizione mineralogica delle pietre verdi.

La serie autoctona della copertura normale inizia con delle *quarziti arenaceo-conglomeratiche* (T/a) sulle quali poggiano le classiche *quarziti* (T/b) eotriassiche delle Alpi occidentali. Il passaggio da quest'ultime ai calcarri triassici sovrastanti è continuo ed avviene attraverso *facies scistose* (T/c, d, e, f, g) di solito con composizione mineralogica assai uniforme (quarzo, fengite, clorite, calcite, albite); questi scisti sono sempre più ricchi di calcite man mano che ci si avvicina ai termini superiori della serie (*calcarri cristallini*). Un livello caratteristico della serie autoctona è costituito dagli *scisti calcariferi nerastri* (T/e) *talora brecciosi* (T/f) (comuni anche sul versante francese, Bellecombe-Carolina) che si trovano a diretto contatto con

le quarziti eotriassiche o pochi metri sopra a queste. La parte della serie autoctona superiore alle quarziti eotriassiche ha un'origine sedimentaria di mare poco profondo derivando da una successione (dal basso verso l'alto) di arenarie quarzose con calcite, arenarie argilloso-calcitiche e di calcaro. Per quanto riguarda i *micaschisti cloritici a glaucofane* (T/g), affioranti fra C. Portetta e C. Fournel, i rapporti di giacitura con le facies calcaree circostanti ne mettono in evidenza la loro origine sedimentaria marina. Dato l'elevato grado di cristallinità e l'assenza di strutture relitte è possibile però soltanto prospettare l'ipotesi che queste rocce derivino da sedimenti marini ricchi di sodio.

#### I CARATTERI DEL METAMORFISMO

I diversi tipi litologici pretriassici e triassici del gruppo montuoso d'Ambin hanno spesso composizione mineralogica non molto diversa gli uni dagli altri; la differenza principale consiste nella presenza dell'anfibolo sodico, minerale che è caratteristico di quasi tutte le rocce della Serie di Clarea ma che è presente, seppure sporadicamente, anche in alcuni scisti della Serie d'Ambin e della copertura normale.

I tipi litologici pretriassici e triassici ad anfibolo sodico (C/a, b, e, f; A/f; T/g) rientrano nella *facies degli scisti glaucofanici* (¹).

Recentemente W. P. DE ROEVER [1947, 1950] ha proposto una suddivisione di questa facies in quattro subfacies: subfacies epidoto-granato-glaucofane, subfacies lawsonite-granato-glaucofane, subfacies lawsonite-granato, subfacies pumpellyite. MIYASHIRO e SEKI [1958] invece ne propongono due: la subfacies epidoto-glaucofane (i cui minerali stabili sono quarzo, albite, glaucofane, epidoto, piemontite, muscovite (o sericite), clorite, attinoto, stilpnomelano, rutilo, titanite e grafite) e la subfacies lawsonite-pumpellyite-epidoto-glaucofane che è caratterizzata probabilmente da temperature più basse e/o pressioni idrostatiche più alte rispetto alla subfacies precedente. Ho adottato la suddivisione dei geologi giapponesi in quanto meglio si adatta alle rocce dell'Ambin.

Gli *scisti ad anfibolo sodico*, siano essi pretriassici o triassici, hanno la seguente composizione mineralogica: quarzo-albite-fengite-(sericite)-clorite-gastaldite-pumpellyite (quest'ultima è presente solo negli scisti della Serie di Clarea). Tale associazione rientra nella *subfacies lawsonite-pumpellyite-epidoto-glaucofane*. La presenza saltuaria, in alcuni scisti a glaucofane della Serie di Clarea (C/a) e negli scisti triassici (T/g), di scarsa biotite (minerale secondo MIYASHIRO e SEKI, instabile in questa subfacies), mostra che probabilmente queste nostre rocce si sono formate a pressione inferiore e temperatura più alta in confronto a quelle che competono alla subfacies in parola. Ciò sembra confermato anche dalla presenza di granato in alcune rocce di Clarea; ci si avvicinerebbe perciò alle condizioni metamorfiche della *subfacies epi-*

(¹) « Le temperature e le pressioni necessarie per la formazione degli scisti a glaucofane non sembrano differire sostanzialmente da quelle della « facies degli scisti verdi », ma a causa della più alta densità dei minerali della facies degli scisti a glaucofane è probabile che la pressione, per una data temperatura, sia più elevata per la formazione degli scisti a glaucofane che per la formazione degli scisti verdi ». (DEER-HOWIE-ZUSSMAN, 1962, vol. II, pg. 347).

*doto-glaucophane*, in cui il granato può essere, seppure di rado, presente. Al contrario, pressioni più elevate sembrerebbe indicare la presenza di giadeite in rocce (*metagrovacche a giadeite e gastaldite, C/f*) costituite dagli stessi minerali che caratterizzano le rocce più diffuse della Serie di Clarea. Recenti studi T. W. BLOXAM [1956], W. P. DE ROEVER [1955] sulla genesi della giadeite hanno dimostrato che la formazione di questo minerale è probabilmente legata ad una pressione leggermente più alta di quella tipica della *facies degli scisti glauconici* (<sup>1</sup>). Perciò credo che le zone, molto limitate, in cui si sono formate le metagrovacche a giadeite e gastaldite, possono corrispondere a locali variazioni di pressione rispetto alle condizioni generali che hanno interessato le serie più antica dell'Ambin. E' da notare che le metagrovacche, rispetto agli altri tipi litologici ad anfibolo sodico della Serie di Clarea, hanno una minore percentuale di CaO, MgO e FeO. Queste differenze, seppure modeste, di composizione chimica possono essere state tali da influire sulla genesi delle diverse associazioni mineralogiche.

Le rocce pretriassiche e triassiche prive di anfibolo sodico rientrano per la maggior parte nelle *facies degli scisti verdi*. In particolare l'associazione tipo (quarzo-fengite-(sericite)-clorite-albite-(calcite)) degli *scisti triassici (T/c, d)* degli *scisti più diffusi della Serie d'Ambin (A/a, b, c, d, e)* e dei *paragneiss cloritici talora a biotite (C/g) di Clarea* corrisponde alla *subfacies quarzo-albite-muscovite-clorite*. La presenza di cloritoide nei *micascisti feldispatici conglomeratici d'Ambin (A/a)* non porta alcuna variazione nel grado metamorfico, essendo questo minerale ammesso nelle associazioni mineralogiche della suddetta subfacies per rocce ricche di Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e relativamente povere di K<sub>2</sub>O. La presenza di rare e piccole lamelle biotitiche in alcuni scisti d'Ambin (A/e) e di Clarea (C/g) indica che talvolta il metamorfismo è stato leggermente più accentuato, avvicinandosi alle condizioni della subfacies quarzo-albite-biotite-clorite.

Anche l'associazione mineralogica delle *arenarie arcosiche epimetamorfiche* della Serie d'Ambin (quarzo-albite-feldispato potassico-fengite-(sericite)) rientra nella *subfacies quarzo-albite-muscovite-clorite*. Gli *gneiss arenacei anfibolici (tremolite-attinoto) a granato* di Clarea hanno composizione mineralogica indicante un metamorfismo leggermente più intenso, caratteristico della *subfacies quarzo-albite-epidoto-almandino della facies degli scisti verdi*.

Le *prasiniti* della Serie d'Ambin sono caratterizzate dall'associazione mineralogica: clorite-attinoto-(orneblenda-gastaldite)-albite-epidoto-fengite-calcite. L'abbondanza di minerali ossidrillati (clorite) e la maggiore frequenza di attinoto rispetto agli altri anfiboli indicano che queste rocce appartengono ancora alla *facies degli scisti verdi* ed in particolare si sono formati in condizioni intermedie fra quelle della *subfacies quarzo-albite-biotite-clorite* e quelle della *subfacies quarzo-albite-epidoto-biotite*.

Le *anfiboliti* di Clarea, che si diversificano dalle prasiniti d'Ambin, per la maggiore quantità di anfiboli (orneblenda, glaucofanite e subordinatamente tremolite-attinoto), per la composizione più calcica del plagioclasio (30 % An) e per la più

(<sup>1</sup>) Secondo MIYASHIRO e SEKI [1958] la giadeite è instabile in ambedue le subfacies degli scisti glauconici.

bassa percentuale di clorite, si sono formate sotto condizioni metamorfiche tipiche della *facies anfibolitica ad almandino* (*subfacies staurolite-almandino*) con una certa tendenza verso la *facies degli scisti verdi* (*subfacies quarzo-albite-epidoto-almandino*).

Nel gruppo montuoso d'Ambin si osserva quindi un graduale aumento del grado metamorfico, dovuto essenzialmente ad una maggiore pressione, passando dalle formazioni triassiche, alla Serie d'Ambin ed alla Serie di Clarea; condizioni analoghe a quelle caratteristiche della Serie di Clarea si possono riscontrare, seppure localmente, anche in rocce triassiche ed in scisti della Serie d'Ambin. Le associazioni mineralogiche osservate sono caratteristiche essenzialmente della facies degli scisti verdi e degli scisti a glaucofane con locali tendenze alla sottostante facies anfibolitica ad almandino.

#### CARATTERI STRUTTURALI E PARAGENETICI

Le rocce pretriassiche e triassiche presentano composizione mineralogica variabile e grado di metamorfismo leggermente diverso; con il variare di quest'ultimo i singoli componenti mineralogici possono presentare diversità di grado di deformazione e di riceristallizzazione pur mantenendo una sostanziale uniformità di rapporti strutturali, paragenetici e di reciproca reazione. Cercherò di riassumere brevemente per ognuno dei minerali principali la variabilità di questi caratteri così come essi sono apparsi allo studio petrografico.

*Miche.* - Sono rappresentate prevalentemente da *fengite* e *sericite*, mentre la *biotite* è presente in scarsa quantità e soltanto in alcuni tipi litologici. La *sericite*, talora assieme a subordinata clorite, forma dei feltri da cui cristallizzano lamelle di *fengite* isorientate e riunite in letti. Queste associazioni micacee sono caratterizzate dalla presenza di minerali accessori quali ossidi di ferro, rutilo, zircone, epidoto (nei tipi litologici della Serie di Clarea sono presenti anche sostanze organiche). I componenti accessori hanno distribuzione del tutto casuale nei feltri sericitici, mentre nei letti fengitici sono disposti in scie e filari lungo i piani di sfaldatura delle miche, delle quali mettono in maggior risalto le deformazioni paracristalline.

In alcuni scisti della Serie di Clarea più riceristallizzati (A/a), la fengite ha disposizione a feltro a trama larga, mentre i componenti accessori formano filari paralleli alla scistosità.

La scarsa *biotite* è sempre strettamente legata alla clorite; nella Serie d'Ambin quest'ultima deriva dalla trasformazione della mica, mentre nella Serie di Clarea è la biotite che, almeno in parte, cristallizza dalla clorite. Nella serie triassica, la biotite è presente soltanto nei micascisti cloritici a glaucofane (T/g) nei quali mostra generalmente contemporaneità di cristallizzazione con clorite e fengite.

*Plagioclaso (albite).* - Nelle facies pretriassiche meno riceristallizzate (C/e, d, f; A/a), in cui è ancora distinguibile la struttura elastica, il plagioclasio è in piccoli individui diversamente orientati; con il progredire del metamorfismo, questi individui si isorientano e si saldano fra di loro, dando luogo a plaghe irregolari e quindi a maggiori individui (C/a, b, e; A/d), con tendenza all'idioblastesi, talora geminati

secondo la legge dell'albite. Durante la ricristallizzazione, l'albite ha sostituito le lamelle fengitiche che si erano formate a spese di sericite e clorite in un primo stadio del processo metamorfico. La feldispatizzazione delle miche avviene (sia nelle rocce pretriassiche, sia negli scisti triassici) sempre con le stesse modalità: i letti fengitici vengono interrotti dai granoblasti plagioclasici entro i quali i relitti micacei si protendono per breve tratto, di rado fino alle parti centrali, sfumando fino a scomparire, mentre rimangono a testimonianza dell'avvenuta sostituzione gli elementi accessori (rutilo, ossidi di ferro, sostanze organiche, ecc.) originariamente inclusi nelle miche. Questi relitti di solito mantengono la loro originaria disposizione più o meno ondulata; in qualche raro caso le ondulazioni sono più accentuate in conseguenza di leggere deformazioni paraeristalline dell'albite.

Il plagioclasio sembra sostituire solo le fengiti in letti paralleli e non le fengiti trasversali che sembrano avere contemporaneità di cristallizzazione con l'albite.

Di particolare interesse sono alcuni plagioclasi delle quarziti arenaceo-conglomeratiche del Permo-Eotrias (T/a); essi sono indubbiamente detritici e non contengono mai le inclusioni caratteristiche dell'albite neogenica delle facies pretriassiche.

*Feldispato potassico.* - Sotto forma di *ortoclasio* e di *microclino* è presente soltanto nelle arenarie metamorfiche arcosiche (A/g, g', g'', h) della Serie d'Ambin, dove presenta sia struttura blastica, sia struttura elastica; nel primo caso, analogamente all'albite, cristallizza da preesistenti minuti individui che si isorientano omogeneizzandosi. L'ortoclasio in granuli detritici può essere parzialmente ricristallizzato, talora in microclino. La ricristallizzazione è messo in evidenza dalla limpidezza della parte blastica, mentre la parte elastica è torbida e talvolta leggermente fratturata.

*Quarzo.* - Nelle facies a metamorfismo più basso, sia della Serie di Clarea (C/c, d, f) sia della Serie d'Ambin (A/a, b, c) sia triassiche (T/a, b), il quarzo è presente in granuli e ciottoli talora parzialmente ricristallizzati con inclusioni di lamelle fengitiche. Nelle rocce a grado di metamorfismo elevato il quarzo appare dapprima in granuli allungati ed infine si concentra in letti e lenti sfrangiate (C/a, b).

*Clorite.* - È presente sia come prodotto di trasformazione di alcuni minerali (anfibolo, granato, biotite) sia come prodotto di ricristallizzazione metamorfica.

*Cloritoide.* - È stato osservato soltanto nei micasceisti feldispatici conglomeratici (A/a), entro gli aggregati sericitici e sericitico-fengitici, ove assume disposizione del tutto indipendente dalla scistosità.

*Stilpnometano.* - In alcune facies biotitiche della Serie di Clarea (C/a, e) sono presenti lamelle bruno-gialle, per lo più associate a clorite, riferibili con probabilità a stilpnometano.

*Giadeite.* - Si trova soltanto nelle metagrovaeche a giadeite e gastaldite (C/f) della Serie di Clarea, nelle quali cristallizza, in piccoli granoblasti, dalla matrice quarzoso-plagioclasica che cementa i granuli di quarzo dei primitivi sedimenti. La giadeite è più abbondante dove il plagioclasio è più scarso; molto probabilmente s'è formata per trasformazione dell'originaria albite secondo una reazione del tipo: albite → giadeite + quarzo.

*Tremolite-attinoto.* - Sono presenti soltanto negli gneiss arenaceo-anfibolici a granato (C/c) della Serie di Clarea in piccoli cristalloblasti che si formano, assieme a clorite e fengite con cui sono strettamente associati, dalla matrice (in questo caso calcico-magnesifera) di sedimenti arenacei nei quali vi sono elementi detritici quarzosi.

*Anfiboli sodici.* - Sono rappresentati da *gastaldite* e *glaucofane*; la prima è minerale caratteristico della Serie di Clarea (C/a, b, e, f), mentre il secondo è presente sporadicamente nella Serie d'Ambrin (A/f) e nel Trias (T/g). La *gastaldite* si forma soprattutto nelle concentrazioni fengitiche e cloritiche. E' indubbio che la *gastaldite* è, almeno in parte, posteriore alla cristallizzazione della *fengite* isorientata: i cristalli di anfibolo possono essere trasversali rispetto ai letti micacei e sono sempre attraversati dalle scie dei minerali accessori (rutilo, ossidi di ferro, sostanze organiche, ecc.) che si addensano nelle concentrazioni micacee. Alcune associazioni *gastaldite-clorite*, caratterizzate da passaggi graduati fra i due minerali e dalla disposizione irregolare dell'anfibolo rispetto alle lamelle cloritiche orientate secondo la scistosità, fanno pensare ad una probabile derivazione della *gastaldite* dalla *clorite* secondo la reazione: albite + clorite  $\rightarrow$  *glaucofane* + acqua. Non ho mai osservato alcun fenomeno che faccia supporre una pseudomorfosi della *gastaldite* su di un preesistente anfibolo. Al contrario, la presenza di lamelle cloritiche che accompagnano gli aghetti tremolitici in frange alla periferia della *gastaldite* dimostrano, a mio avviso, che la *tremolite* deve essere considerata un prodotto di trasformazione dell'anfibolo sodico e non un relitto dal quale, come afferma R. MICHEL [1957], sarebbe cristallizzata la *gastaldite*. Abbastanza spesso la *gastaldite* è fratturata e ricementata da quarzo ed albite.

Gli stessi rapporti esistenti fra la *gastaldite* ed i fillosilicati negli scisti della Serie di Clarea, si osservano anche fra il *glaucofane* ed i fillosilicati nella Serie d'Ambrin (A/f) e nei micascisti cloritici a *glaucofane* triassici (T/g). In questi ultimi l'anfibolo sodico è interessato da deformazioni posteristalline ed intensamente cloritizzato.

*Pumpellyite.* - La *pumpellyite*, minerale assai diffuso, sebbene in quantità non molto abbondante, in numerose rocce della Serie di Clarea (C/b, c, e, f) non è associata in particolare ad alcun minerale ma distribuita casualmente in aghetti minimi riuniti in nidi. La *pumpellyite* è tardiva rispetto alle *fengiti* isorientate ed alla *gastaldite*, in quanto può svilupparsi entro ad esse ed è attraversata dai componenti accessori che accompagnano questi minerali.

*Granato.* - E' presente esclusivamente negli scisti di Clarea (C/b, c); è spesso ricco di inclusioni di rutilo ed ossidi di ferro aventi disposizioni del tutto casuale; altre inclusioni rappresentate da una minuta granulazione opaca, sono disposte in sottili bande concentriche che seguono i contorni dei cristalli. I granati sono fratturati e più o meno trasformati in un minuto feltro micaceo-cloritico con rara *pumpellyite*.

*Carbonati.* - Nelle rocce pretriassiche, i carbonati sono più abbondanti negli scisti di Clarea dove sono rappresentati da *calcite* ed *ankerite*, mentre negli scisti d'Ambrin prevale la *calcite*. In tutte queste rocce i carbonati hanno distribuzione alquanto irregolare e formano plaghe inclusionsi gli altri minerali. Alcune volte la *calcite* rappresenta il prodotto di riempimento di esili fratture.

Nella serie autoctona della copertura normale triassica, la calcite diviene sempre più abbondante verso i livelli più alti ove prevalgono i calcaro-cristallini. Nelle facies a diretto contatto con le quarziti eotriassiche essa ha le stesse caratteristiche strutturali osservate nelle rocce pretriassiche.

Un esame a parte richiedono le intercalazioni anfibolitiche della Serie di Clarea e quelle prasinitiche della Serie d'Ambrì; benchè le associazioni mineralogiche siano leggermente diverse, i caratteri strutturali sono analoghi.

*Anfiboli.* - Nelle anfiboliti della Serie di Clarea i termini più diffusi sono *orneblendia* e *glaucofane*; in quantità generalmente subordinata vi sono termini *tremolitico-attinolitici*; la grana è abbastanza sviluppata. Caratteristiche sono le associazioni *orneblendia*-*glaucofane* ed *attinoto*-*glaucofane*; il *glaucofane* costituisce generalmente un involucro più o meno continuo attorno ai cristalli di anfibolo calcico, che è sostituito talora fino al nucleo. Tutti gli anfiboli sono leggermente cloritizzati e sono interessati da deformazioni para e posteristalline.

Nelle prasiniti della Serie d'Ambrì gli anfiboli sono relativamente scarsi ed hanno di solito grana piccola. Di norma l'*attinoto* prevale sull'*orneblendia*, mentre l'anfibolo sodico, in quantità non molto rilevante, è rappresentato da *gastaldite*. I rapporti fra anfiboli calcici ed anfibolo sodico sono analoghi a quelli osservati nelle intercalazioni anfibolitiche; anche nelle prasiniti, gli anfiboli presentano deformazioni posteristalline. Allorchè *orneblendia* e *gastaldite* vengono a contatto con i plagioclasi ed il quarzo, può formarsi una sottile frangia di minimi cristalli di *attinoto*.

E' indubbio che, sia nelle anfiboliti sia nelle prasiniti, gli anfiboli sodici sostituiscono gli anfiboli calcici; la sostituzione può essere legata ad una ridistribuzione del sodio nell'ambito della roccia.

*Plagioclasi.* - I plagioclasi delle anfiboliti e delle prasiniti hanno composizione diversa (*oligoclasio-andesinica* al 30 % An circa nelle prime ed *albitica* nelle seconde), e sono di norma molto scarsi nelle anfiboliti, mentre nelle prasiniti sono minerali fondamentali. In entrambi i tipi litologici i plagioclasi compaiono in granoblasti per lo più rotondeggianti o in plague interstiziali, sempre ricchi di inclusioni di relitti dei minerali da essi sostituiti.

*Epidoto.* - E' di tipo *pistacitico*, molto più abbondante ed a maggior sviluppo nelle anfiboliti. I granoblasti epidotici presentano leggere deformazioni para e posteristalline e sono nelle anfiboliti leggermente riassorbiti al bordo da plagioclasio. Soprattutto in queste rocce la pistacite ha netta tendenza a riunirsi formando letti, lenti e plague monomineraliche.

*Titanite.* - La titanite è assai diffusa soprattutto nelle anfiboliti, in sfeni ora disperse ora allineati in filari.

*Clorite.* - Nelle anfiboliti la clorite (*clinocloro* prevalente) è scarsa, mentre nelle prasiniti (*pennina* prevalente) è molto abbondante in letti e lenti di cui è il componente principale. In ambedue i tipi litologici, la clorite è in parte prodotto di trasformazione degli anfiboli, in parte componente originario.

*Calcite.* - Sia le anfiboliti sia le prasiniti contengono talvolta della calcite dispersa oppure concentrata in letti sottili. I granoblasti di calcite più sviluppati possono contenere tutti gli altri componenti oppure avere con questi reciproci addentellamenti.

Le conclusioni che si possono trarre dagli argomenti petrografici finora trattati sono le seguenti:

1 - *La cristallizzazione dell'albite e dell'anfibolo sodico è legata al metamorfismo alpino.* Ciò è dimostrato:

a) dai fenomeni di feldispatizzazione che si manifestano con le stesse modalità in rocce pretriassiche e triassiche;

b) dalla presenza, in rocce pretriassiche e triassiche, di anfiboli sodici tardivi rispetto a fengite e clorite. Tutti questi anfiboli presentano deformazioni posteriostalline.

2 - *La presenza di maggiore quantità di  $Na_2O$  negli scisti della Serie di Clarea non implica necessariamente un apporto da parte di soluzioni alcaline.* Infatti il chimismo di queste rocce rientra in quello di sedimenti di tipo grovacche, inoltre i blasti albitici derivano dalla ricristallizzazione di minuti individui plagioclasici presenti nella massa cementante degli originari sedimenti.

3 - *Gli scisti pretriassici (Serie di Clarea e Serie d'Ambin) hanno subito il solo metamorfismo alpino.* Ciò è dimostrato:

a) dall'assenza nelle rocce pretriassiche di strutture ed associazioni mineralogiche relitte metamorfiche;

b) dall'analogia di associazioni mineralogiche e di strutture in rocce pretriassiche e triassiche.

4 - *Il grado metamorfico aumenta gradualmente verso le formazioni più profonde* (Serie di Clarea); tale aumento, dovuto principalmente ad una maggiore pressione, interessa, seppure localmente, anche tipi litologici della Serie d'Ambin e triassici. Le associazioni mineralogiche rientrano nelle facies degli scisti verdi e degli scisti a glaucofane con tendenza, alcune volte, verso la sottostante facies anfibolitica ad almandino.

#### CONFRONTI CON IL MASSICCIO DELLA VANOISE

Recentemente F. ELLENBERGER [1958, pag. 146-148] ha sintetizzato l'analogia fra il Pretriassico dell'Ambin e quello della Vanoise in un quadro di parallelismo sommario del paleozoico nel « Pays de Vanoise », di cui riporto la parte riguardante la Vanoise meridionale e l'Ambin (¹).

(¹) Une série grise, assimilable à un Carbonifère stérile passe sans discontinuité apparente vers le haut à un complexe puissant de « Schistes blues » et d'arkoses transformés en gneiss albitiques: ce serait un Permien

QUADRO DI CONFRONTO FRA IL PRETRIASSICO DELLA VANOISE MERID. E QUELLO D'AMBIN

	Vanoise méridionale (sec. F. ELLENBERGER)	Ambin (sec. F. ELLENBERGER)	Ambin (sec. S. LORENZONI)
Werfénien	Quartzites francs.	Quartzites francs.	Quarziti con passaggi a scisti sericitico-fengitici.
	Schistes et quartzites argentés, « schistes verts », etc.	« Schistes verts ». Quartzites argentées.	Quarziti arenaceo-conglomeratiche a fengite e clorite.
Permo-Trias	Poudingue de Loutra, conglomérats du Col d'Aussois, etc.	Arkoses et conglomérats d'Etache.	Permo-Eotrias
	« Schistes bleu » albitiques. Ovardites rubanées.	Gneiss albitiques et « schistes bleu » avec Ovardites rubanées.	Micaschisti feldispatici a clorite passanti verso l'alt. ad arenarie arcosiche epimetamorfiche e verso il basso a micaschisti feldispatici conglomeratici. Intercalazioni prasinitiche.
Permien inf.			Permiano
Carbonifère	Série grise: Micaschistes de l'Arpont d'Ambin. (quelques roches basiques).	Série grise du Vallon d'Ambin.	Micaschisti a gastaldite con intercalazioni anfibolitiche.
			Carbonifero (?)

Alcuni itinerari percorsi nel massiccio della Vanoise hanno permesso di constatare la stretta analogia fra i due zoccoli cristallini in parola; analogia che è stata confermata anche dall'esame microscopico di alcune rocce, permiane e carbonifere, raccolte sul fianco destro della Vallée de l'Arc (¹). Tali rocce hanno composizione mineralogica e motivi strutturali del tutto simili a quelli delle facies pretriassiche più caratteristiche dell'Ambin. Accanto al quadro di F. ELLENBERGER ho posto la colonna stratigrafica da me stabilita, riunendo sotto il termine di « micascisti feldispatici a clorite » i tipi litologici più diffusi della Serie d'Ambin e sotto il termine di « scisti a gastaldite » tutti i tipi litologici della Serie di Clarea. Come si vede l'analogia fra i due massicci è evidente, l'unica differenza consiste nella posizione stratigrafica degli *schistes vertes* (= scisti sericitico-fengitici) che, secondo F. ELLENBERGER, sono sempre sottostanti alle quarziti eotriassiche e che io considero invece coeve a queste, pur non negando che alcuni livelli hanno la posizione stratigrafica attribuita loro dall'insigne geologo francese.

#### CONSIDERAZIONI GEOLOGICHE

##### ETA' DELLE FORMAZIONI PRETRIASSICHE DELL'AMBIN

Uno dei problemi più interessanti dell'Ambin riguarda l'età delle formazioni scistoso-cristalline pretriassiche.

Secondo la nota ipotesi di P. TERMIER [1907], i sedimenti permocarboniferi della zona brianzone si trasformerebbero verso nord e verso est, per progressivo aumento del grado di metamorfismo, negli scisti cristallini della Vanoise, dell'Ambin, del Ruitor e negli « scisti di Casanna » del Vallese. Per metamorfismo sempre più intenso le stesse rocce passerebbero agli gneiss occhiadini del Gran Paradiso. Questa ipotesi collega quindi strutturalmente e stratigraficamente parecchi gruppi montuosi; il problema della datazione delle formazioni pretriassiche dell'Ambin si inserisce dunque nell'ambito della interpretazione geologico-stratigrafica delle Alpi occidentali.

L'ipotesi di P. TERMIER, sostenuta dalla maggior parte dei geologi francesi, non è stata accettata da Gb. DAL PIAZ [1939] che ha affermato « l'impossibilità di ammettere l'esistenza di passaggi stratigrafici fra gli ortogneiss pretriassici (ercinici) e i paraderivati del Permo-carbonifero ».

Io credo si possa attribuire un'età permiana alla Serie d'Ambin ed una probabile età carbonifera alla Serie di Clarea. Tale interpretazione si basa, oltre che sul fatto che le due serie sono monometamorfiche come è risultato dallo studio petrografico, sulle seguenti osservazioni di carattere geologico:

inférieure. Il passe progressivement à une « série argentée » arkosique prenant peu à peu au sommet le faciès du Permo-Trias. Ce Permo-Trias revêt parfois le faciès un peu spécial de « Schistes verts » à dragées roses, passant de façon continue aux quartzites werféniens. (F. ELLENBERGER [1958, pag. 147]).

(¹) Fra le differenze che distinguerebbero lo zoccolo d'Ambin da quello della Vanoise, R. MICHEL [1957] cita lo stilpnomelano presente nel Carbonifero della Vanoise (F. ELLENBERGER [1958]) ed assente nell'Ambin; ricordo che questo minerale è probabilmente presente in alcune rocce carbonifere dell'Ambin con gli stessi caratteri osservati da F. ELLENBERGER nelle formazioni della Vanoise.

a) fra la Serie d'Ambrì ed i livelli più bassi della copertura normale, rappresentati di solito da quarziti eotriassiche, i rapporti di giacitura sembrano indicare che il contatto è normale, stratigrafico, con ripetizioni delle diverse facies che mettono in evidenza originarie variazioni nella sedimentazione. Seppure localmente, alla base delle quarziti si trovano letti di quarziti arenaceo-conglomeratiche che per struttura, composizione mineralogica, rapporti di giacitura con le formazioni sopra e sottostanti e posizione stratigrafica sono del tutto analoghe ai conglomerati (anageniti) che nella «zona assiale» delle Alpi Cozie e Marittime si sono deposte sulle rocce permiane rappresentando l'inizio della trasgressione permo-triassica.

b) Nella Serie d'Ambrì, circa 100 metri sotto le quarziti eotriassiche, sono state rinvenute delle mineralizzazioni uranifere che per posizione stratigrafica e mineralogenesi sono del tutto simili a quelle che, in altre zone delle Alpi, interessano sedimenti appartenenti al Paleozoico superiore.

c) Fra la Serie di Clarea e la sovrastante Serie d'Ambrì v'è regolarità di passaggio.

#### LA COPERTURA NORMALE

Il complesso inferiore del gruppo montuoso d'Ambrì è costituito, come ho già detto, dallo zoccolo scistoso-cristallino pretriassico, di cui ho già dato i caratteri petrografici e genetici nelle pagine precedenti, e dalla sua copertura normale. Riguardo a quest'ultima ricordo che J. GOCUEL [1955] ha osservato che le quarziti eotriassiche hanno un'estensione limitata rispetto ai calcari. Egli scrive: «*pour expliquer cette disparition des quartzites, que l'on ne retrouve, ni liés au socle, ni dans les écailles qui en ont été arrachées, il paraît nécessaire d'admettre que tout ce qui constitue actuellement le S et l'E du massif avait, avant le chevauchement des Schistes lustrés, subi une érosion qui avait enlevé toute la couverture mésozoïque, dénudant le socle entre les quartzites du Rognon d'Etache et du synclinal médian (sans doute déjà esquissé), et les quartzites d'Oulx. Mais ceci nous oblige à chercher fort loin l'origine des écailles calcaires accumulées sur la lisière ouest du massif: elles ne peuvent pas avoir été arrachées de la portion du massif actuellement visible, mais doivent venir de plus loin vers l'E, ou le SE, d'une zone où la couverture avait été épargnée. Il est vraisemblable que les écailles calcaires ont été entraînées tectoniquement, tandis que les quartzites, des propriétés mécaniques très différentes, restaient solidaires du socle, sauf les petits fragments, qui se trouvaient déjà engagés au milieu des calcaires par de petits mouvements tectoniques locaux*». E' vero che il livello delle quarziti eotriassiche non è continuo, ma esse sono presenti o come elementi delle carniole oppure in scaglie lungo quasi tutto il contatto zoccolo cristallino-copertura. Penso perciò che la discontinuità delle quarziti non sia da attribuire a fenomeni di erosione precedenti al sovrascorrimento dei calcescisti; ritengo invece che le quarziti costituissero un livello continuo di potenza variabile (sicuramente maggiore nella zona nord-occidentale) con eventuali brevi interruzioni di origine sedimentaria. L'attuale discon-

tinuità è quindi da attribuire in parte al sovrascorrimento dei calcescisti che ha determinato un'intensa laminazione con fenomeni di soppressione e di scagliatura.

I tipi litologici della serie autoctona sovrastanti alle quarziti eotriassiche (sono caratteristici gli scisti calcariferi nerastri talora brecciodi) sono stati attribuiti al Trias per comparazione con le facies analoghe che stanno alla base del Trias di Bellecombe-Carlina (Passo del Piccolo Moncenisio), dove affiora la successione stratigraficamente più completa della serie autoctona.

Per comparazione con la copertura normale del massiccio della Vanoise, J. GOGUEL, F. ELLENBERGER, P. LAFFITTE hanno distinto nella Serie Bellecombe-Carlina, livelli appartenenti al Trias, al Retico, al Lias ed al Cretaceo superiore. Secondo F. ELLENBERGER [1958] la copertura normale del gruppo montuoso d'Ambrì e quella della Vanoise sono costituite da termini analoghi della stessa serie, che indica con il nome di « Val d'Isere-Ambrì ». Questa serie, pur avendo un carattere nettamente brianzonese — soprattutto nel Malm — è caratterizzata dalla presenza di un Lias, molto ridotto, in facies prepiemontese e dall'assenza del Dogger a *Mytilus*. L'insigne geologo francese così conclude [1958, pag. 238]: « *le plus grand intérêt, peut-être, des coupes du type « Val d'Isère-Ambrì » est de nous faire assister, avec toute la netteté voulue à l'apparition latérale en coins, en lentilles, de ce Lias très spécial, au sein d'une série malgré tout proche de la série briançonnaise. Dans les unités plus internes, nous retrouvons ce Lias bien plus développé; c'est le Lias prépiémontaise, première manifestation du faciès Schistes lustrés. La Vanoise interne nous montre ainsi comment se fait le passage du briançonnais à des séries plus internes formant un lien entre les faciès briançonnais et piémontais, séries en quelque sorte symétriques du Subbriançonnais. La zone Val d'Isère-Ambrì nous montre l'extrême début du passage latéral.* »

Sul versante italiano dell'Ambrì la serie autoctona non è completa poichè durante il sovrascorrimento dei calcescisti la maggior parte dei livelli sovrastanti le quarziti eotriassiche sono stati strappati dando luogo ad un insieme di scaglie caotiche (alle quali si associano scaglie di quarziti e di scisti della Serie l'Ambrì e degli *schistes lustrés*). La ricostruzione della serie stratigrafica è impossibile anche perchè i termini calcarei più competenti sono stati intensamente brecciati, mentre i termini con livelli gessosi sono stati trasformati in carniola. In queste ultime si rinvengono, oltre agli elementi calcarei dell'originario banco, anche elementi di quarziti, di scisti della Serie d'Ambrì e di tipi litologici appartenenti alla formazione ofiolitica mesozoica. Questi elementi, come pure le analoghe scaglie diffuse in tutta la serie parautoctona, sono stati raschiati dalla loro originaria sede durante il sovrascorrimento. L'appartenenza della serie parautoctona alla copertura normale dello zoccolo cristallino dell'Ambrì risulta dalla stretta analogia con i termini della copertura sicuramente autoctona di Bellecombe-Carlina; analogia che ha permesso di attribuire i calcari e le carniola al Trias ed alcuni scisti ardesiaci e brecce calcareo-dolomitiche al Lias inferiore. L'età triassica di alcuni calcari è dimostrata anche dal ritrovamento di fossili nell'alta valle di Susa da parte di E. MATTIROLO e D. ZACCAGNA.

LA FORMAZIONE DEI CALCESCISTI

I miei studi non permettono di dire nulla riguardo all'età dei calcescisti: non ho rinvenuto alcun tipo litologico caratteristico su cui basare una datazione assoluta né alcun fossile.

Il sovrascorrimento dei calcescisti è messo in evidenza, oltre che dai fenomeni sopra ricordati, dal carattere evidentemente tectonico del contatto con le formazioni sottostanti, di qualsiasi tipo esse siano. Nelle zone periferiche del gruppo montuoso d'Amber i livelli più bassi della formazione dei calcescisti sono intensamente laminati con intercalazioni tectoniche di facies della copertura normale, mentre nella parte centrale vi sono estese aree in cui al contatto è presente un continuo ripetersi di addentellamenti e di scaglie di *schistes lustrés* e di facies dello zoccolo cristallino e della copertura normale. Nella parte centrale del gruppo montuoso d'Amber l'intensità del sovrascorrimento è stata quindi maggiore. Durante questo movimento, gli *schistes lustrés* si sono ripiegati, dando luogo anche a pieghe di grandi dimensioni come si può osservare sui fianchi della cresta M. Niblè-P. Ferrand-Lago dell'Agnello.

Un problema assai interessante riguarda la relazione intercorrente fra la formazione dei calcescisti del Gran Paradiso e quella della Vanoise-Amber. Secondo F. ELLENBERGER [1958], la Valle di Novalesa segna parte del limite (il quale continua in Francia, attraverso la Vallée du Ribon, fino al villaggio di Villaron) che divide queste due formazioni. Egli afferma che mentre ad est di tale limite la formazione dei calcescisti è assai ricca di prasiniti, serpentine e gneiss albitici, ad ovest ne è molto povera. F. ELLENBERGER [1958, pag. 348] sostiene che: « *avec R. MICHEL, on est certes en droit de supposer que l'écoulement de la Nappe des Schistes lustrés sur la Vanoise résulterait de la translation latérale par glissement couche sur couche, des Schistes lustrés supérieurs de la couverture du Grand Paradis-Dora Maira. Mais aucune discontinuité structurale visible dans les parois de Haute Maurienne ne trahit de manière quelconque la surface de translation interne présumée. Un autre point faible de cette théorie est que l'ensemble des Schistes lustrés du pays de Vanoise devrait être d'âge récent; ce que rien ne permet de démontrer* ». Nella zona rilevata sono state riscontrate intercalazioni di micascisti feldispatici, perfettamente analoghi fra di loro, sia ad est (fianco sinistro della Valle di Novalesa) sia ad ovest (Monte Niblè - Monte Vin Vert - Tête Pierre Muret - Monte Jafferau) del limite che dividerebbe le due unità strutturali. Inoltre l'esame microscopico ha mostrato la perfetta analogia fra i diversi calcescisti affioranti su tutto il versante italiano dell'Amber. Ritengo perciò che la formazione ofiolitica mesozoica, che si estende dal fianco occidentale del Rocciamelone al Monte Jafferau debba essere considerata strutturalmente unitaria.

I PRINCIPALI MOTIVI TETTONICI

I motivi tectonici principali nel gruppo montuoso d'Amber sono quello a scaglie, sicuramente legato al sovrascorrimento degli *Schistes lustrés*, ed un motivo a pieghe che interessa lo zoccolo cristallino e la copertura normale. Di tali pieghe

rimangono soltanto alcuni relitti: le due pieghe complete della Rognosa d'Etiache, la flessura della Rocca d'Amber e la sinclinale coricata del Colle della Vecchia. Il marcato parallelismo e l'allineamento degli assi di queste pieghe fanno pensare che tale struttura tettonica doveva essere caratteristica di tutta la parte centrale dell'Amber. La formazione delle pieghe è indipendente dalla messa in posto della falda dei calcescisti; infatti questi ultimi non sono mai presenti nelle sinclinali che sono formate esclusivamente dal Pretriassico e dalla sua copertura; d'altra parte il complesso zoccolo-copertura non è mai ripiegato insieme agli *Schistes lustrés* ove questi costituiscono delle grandi pieghe (Monte Niblè-Punta Ferrand) formatesi durante il sovrascorrimento. Per di più i calcei triassici al nucleo delle sinclinali non presentano mai l'intensa fratturazione caratteristica degli omologhi termini della serie parautoctona, e le carniole ad essi associate non contengono mai elementi dello zoccolo cristallino e di quarziti eotriassiche, ma sono brecce monogeniche calcaree, formatesi in loco.

L'attuale struttura del gruppo montuoso d'Amber è il risultato di tre fasi tettoniche, che si sono susseguite nel tempo con continuità e sovrapponendosi parzialmente l'una all'altra nel seguente ordine:

1 - Formazione di pieghe nel Pretriassico e nella sua copertura.

2 - Presa di posizione della falda dei calcescisti con conseguenti fenomeni di brecciatura e laminazione e con formazione di scaglie nella copertura e localmente anche nel Permiano.

3 - Sollevamento dell'Amber con formazione dell'attuale struttura a volta.

Le faglie di distensione che nella zona del Monte Pramand e sulla cresta Colle dell'Argentera-Cima del Vallonetto interessano tutte le formazioni dal Carbonifero alla serie parautoctona della copertura (i calcescisti sono stati erosi) debbono essere collegate a fenomeni di assestamento posteriori al sollevamento.

*Ultime bozze licenziate il 15 settembre 1965.*

*Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università di Padova - Sezione I del Centro Nazionale per lo Studio geologico e petrografico delle Alpi.*

## B I B L I O G R A F I A

- ADAMS L. H., 1953 - *A note on the stability of jadeite*. « Am. Journ. Sc. », vol. 251, pp. 299-308.
- ARGAND E., 1913 - *Sur la tectonique de la grande zone pemo-houillère des Alpes Occidentales*. « Ecl. Geol. Helv. », vol. XI, pp. 747-751.
- ARGAND E., 1916 - *Sur l'arc des Alpes Occidentales*. « Ecl. Geol. Helv. », vol. 14, pp. 145-199, 2 tt.
- ARGAND E., 1934 - *La zone pennique*. « Guide géol. Suisse », B. Wepf. e C., Basel, fasc. III, pp. 149-189, 2 tt.
- BANNO S., 1958 - *Glaucophane schists and associated rocks in the Omi District, Japan*. « Jap. Journ. Geol. Geogr. », vol. XXIX, n. 1-3, pp. 29-44.
- BARBIER R., 1951 - *La prolongation de la zone subbriançonnaise de France en Italie et en Suisse. Ses conséquences pour une corrélation d'ensemble des zones penniques de ces trois pays*. « Trav. Lab. géol. Grenoble », t. 29, 1 t., 6 ff. n. t.
- BARBIER R., BLOCH J. P., DEBELMAS J., ELLENBERGER F., 1954 - *Réunion extraordinaire en Maurienne et Tarentaise (Savoie)*. « C. R. Somm. S. G. F. », pp. 435-505, 1 carta n. t.
- BEARTH P., 1962 - *Versuch einer Gliederung alpinmetamorpher Serien der West-alpen*. « Schweiz. Min. Petr. Mitt. », vol. 42, pp. 127-137.
- BIANCHI A., DAL PIAZ Gb., 1958 - *Il Cristallino Antico delle Alpi (con particolare riguardo al versante italiano)*. « Relazione preliminare riservata - C.N.R.N. ».
- BLOXAM T., 1956 - *Jadeite-bearing meta-greywackes in California*. « Am. Min. », vol. 41, pp. 488-496.
- BLOXAM T., 1960 - *Jadeite-rocks and glaucophane-schists from Angel Island, San Francisco Bay, California*. « Am. Journ. Sc. », vol. 258, pp. 555-573.
- BRÜCKNER W., 1941 - *Über die Entstehung der Rauhwacken und Zellendolomite*. « Ecl. Geol. Helv. », vol. 34, pp. 117-134.
- BURCKARDT C. E., 1946 - *Il sondaggio del Belagajo (Grosseto) ed il suo significato geologico*. « Boll. Soc. Geol. Ital. », vol. LXV, pp. 97-107.
- COLOMBA L., 1891 - *Sull'epidoto di Ulzio e sui minerali che l'accompagnano*. « Atti R. Acc. Sc. Torino », vol. XXVI, pp. 1-22.
- COLOMBA L., 1894 - *Sulla glaucofane della Beaume (Alta Valle Dora Riparia)*. « Atti R. Acc. Sc. Torino », vol. XXIX, pp. 381-404.
- COLOMBA L., 1898 - *Ricerche mineralogiche sui giacimenti di anidrite e di gesso nei dintorni di Oulx (Alta Valle della Dora Riparia)*. « Atti R. Acc. Sc. Torino », vol. XXXIII.
- COLOMBA L., 1900 - *Ricerche microscopiche e chimiche su alcune quarziti dei dintorni di Oulx e su alcune rocce associate (Alta Valle della Dora Riparia)*. « Boll. Soc. Geol. Ital. », vol. XIX, fasc. I, pp. 111-131.

- COLOMBA L., 1909 - *Osservazioni mineralogiche e litologiche sull'alta Valle della Dora Riparia (Rocce e minerali della Beaume, Oulx)*. « Riv. Min. Crist. Ital. », vol. XXXVIII, pp. 35-82.
- CORNELIUS H. P., 1925 - *Zur Vorgeschichte der Alpenfaltung*. « Geol. Rundschau », vol. 16.
- DAL PIAZ Gb., 1928 - *Geologia della Catena Herbetet-Grivola-Gran Nomenon*. « Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova », vol. VII, pp. 1-83, 1 carta geol., 2 tt., 8 ff. n. t.
- DAL PIAZ Gb., 1939 a - *La discordanza ercinica nella zona pennidica e le sue conseguenze nei riguardi della storia geologica delle Alpi*. « Boll. Soc. Geol. Ital. », vol. LVIII, fasc. 1, pp. 105-152, 1 f. n. t.
- DAL PIAZ Gb., 1939 b - *Le nuove vedute tettoniche nella regione alpina*. « Ec. Sc. Monogr. Ital. del XX sec. », serie II, n. 2 Geol. Paleont. Min., pp. 43-68, Bompiani, 1 t. n. t.
- DAL PIAZ Gb., 1958 - *Corso di Geologia - Vol. II* - Ed. C.E.D.A.M., Padova.
- DEER W. A., HOWIE R. A., ZUSSMAN J., 1963 - *Rock forming minerals*. Vol. 1, 2, 3, 4, 5. Ed. Longmans, London.
- DE MORTILLET G., 1856-1857 - *Études géologiques sur la percée du Mont Cenis*. « Ann. Chambre r. Agric. Comm. Savoie », vol. IV, 5 pl.
- DE MORTILLET G., 1858 - *Géologie et minéralogie de la Savoie*. Chambéry.
- DE ROEVER W. P., 1947 - *Igneous and metamorphic rocks in eastern central Celebes*. « Geol. explorations in island Celebes under lead. H. A. Brouwer », pp. 65-173, North-Holl. Publ., Amsterdam.
- DE ROEVER W. P., 1950 - *Preliminary notes on glaucophane-bearing and other crystalline schists from southeast Celebes, and on the origin of glaucophane-bearing rocks*. « Koninkl. Nederlandse Akad. Wetensch. Proc. », vol. 53, pp. 1455-1465.
- DE ROEVER W. P., 1955 - *Genesis of jadeite by low-grade metamorphism*. « Am. Journ. Sc. », vol. 253, pp. 283-298.
- DE ROEVER W. P., NIJHVIS, 1964 - *Plurifacial alpine metamorphism in the eastern Betic Cordilleras (Spain), with special reference to the genesis of the glaucophane*. « Geol. Rundschau », 53-1, pp. 324-336.
- ELLENBERGER F., 1958 - *Étude géologique du Pays de Vanoise*. « Mem. Carte geol. France », pp. 1-561, 42 tt., 111 ff. n. t., 8 pan. geol.
- FRANCHI S., 1898 a - *Sull'età mesozoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi occidentali*. « Boll. R. Com. Geol. Ital. », ser. III, vol. IX, fasc. 3, pp. 173-247, 5 fig. n. t. e fasc. 4, pp. 325-482, 27 fig. n. t.
- FRANCHI S., 1898 b - *Relazione dell'Ispettore capo del R. Comitato geologico sui rilevamenti della campagna 1897*. « Boll. R. Com. Geol. Italia », vol. IX, P. Uff., pp. 17-64.
- FRANCHI S., 1902 - *Contribuzione allo studio delle rocce a glaucofane e del metamorfismo onde ebbero origine nella regione ligure - alpino occidentale*. « Boll. R. Com. Geol. Ital. », ser. IV, vol. III, fasc. 4, pp. 255-318, 2 tt. f. t.
- FRANCHI S., 1906 - *Sulla tettonica della zona del Piemonte*. « Boll. R. Com. Geol. Italia », ser. IV, vol. VII, n. 2, pp. 1-137.
- FRANCHI S., 1925 a - *Di alcuni quesiti geologici sulle Alpi franco-italiane*. « Rend. R. Acc. Naz. Lincei », ser. 6, n. 2.
- FRANCHI S., 1925 b - *I dati stratigrafici e paleontologici fondamentali per l'età secondaria dei calcescisti e l'ipotesi di un grande carreggiamento della massa di questi nelle Alpi franco-italiane*. « Rend. R. Acc. Naz. Lincei », ser. 6, n. 1.

- FRANCHI S., 1929 - *Sulla tettonica della zona delle Alpi Cozie franco-italiane*. « Mem. descr. Carta geol. Ital. », vol. 22, pp. 1-63, 7 ff. n. t.
- FRANCHI S., DI STEFANO G., 1896 - *Sull'età di alcuni calcari e calcescisti fossiliferi nelle Valli Grana e Maira nelle Alpi Cozie*. « Boll. R. Com. Geol. Ital. », ser. III, vol. VII, fasc. 2, pp. 171-180.
- FRANCHI S., KILIAN W., LORY P., 1908 - *Sur les rapports des schistes lustrés avec les facies dauphinois et briançonnaise du Lias*. (2 pl.) « C. R. Coll. Boll. S.G.F. », t. 18.
- FREGOLENT G., LORENZONI S., 1960 - *Relazione preliminare sul rilevamento geologico del versante italiano del massiccio d'Ambin (Alpi Cozie)*. « Studi e Ric. Div. Geomin. C.N.R.N. », vol. III; oppure « Boll. Soc. Geol. Ital. », vol. LXXIX, fasc. 1.
- GAY M., 1963 - *Présence de discontinuités dans la série silicieuse du massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes)*. « C. R. Acad. Sc. », t. 256, pp. 4936-4938.
- GASTALDI B., 1871 - *Studi geologici sulle Alpi occidentali*. « Mem. R. Com. Geol. Ital. », vol. I.
- GASTALDI B., 1872 - *Deux mots sur la géologie des Alpes Cottiennes*. « C. R. Acc. Sc. Turin », vol. VII, pp. 22.
- GASTALDI B., 1874 - *Studi geologici sulle Alpi occidentali. Parte II*. « Mem. R. Com. Geol. Ital. », vol. II, pp. 59.
- GOGUEL J., 1955 - *Précisions nouvelles sur les écailles de la couverture du massif d'Ambin*. « Bull. Soc. Géol. France », ser. 6, vol. V, pp. 65-75.
- GOGUEL J., 1958 - *Présence des conglomérats à la base du « groupe d'Ambin » dans les schistes cristallins du Massif d'Ambin (Savoie)*. « C. R. Soc. Géol. France », n. 11-12, pp. 229-231.
- GOGUEL J., ELLENBERGER F., 1952 - *La série mésozoïque de la couverture du massif d'Ambin*. « C. R. Somm. Soc. Géol. France », pp. 262-264.
- GOGUEL J., LAFFITTE P., 1952 - *Observations préliminaire sur le massif d'Ambin*. « Bull. Soc. Géol. France », ser. 6, vol. II, pp. 575-595.
- HERMANN F., 1930 - *Studi geologici sulle Alpi occidentali: 5. Il ricoprimento dei calcescisti fra i massicci di Ambin e del Gran Paradiso*. « Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova », vol. VIII.
- HERMANN F., 1938 - *Note illustrative per la carta geologica delle Alpi nord-occidentali, con carta strutturale, scala 1:750.000*. Milano
- HERMANN F., RAGUIN E., 1930 - *Carta geologica della regione compresa fra i massicci d'Ambin e del Gran Paradiso, alla scala 3:200.000* « Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova », vol. VIII.
- IPPOLITO F., 1949 - *Carta geologica del Moncenisio alla scala 1:25.000 e note illustrative*. « Mem. Ist. Geol. Appl. Univ. Napoli », vol. II, pp. 105-117.
- LEFEVRE R., MICHAUD A., 1965 - *La jadeite dans le métamorphisme alpin, à propos des gisements, de type nouveau, de la bande d'Acceglio (Alpes cottiennes)*. « Bull. Soc. Franc. Min. Crist. » (in corso di stampa).
- LORENZONI S., 1958 - *La serie permiana del Bric Colmè e le mineralizzazioni uranifere connesse*. « Studi e Ric. Div. Geomin. C.N.R.N. », vol. I, parte II, pp. 435-498.
- LORENZONI S., 1963 a - *Gli scisti a glaucofane del gruppo montuoso d'Ambin (Alpi Cozie)*. « Ric. Sc. », 33 (II-A), pp. 799-805.
- LORENZONI S., 1963 b - *Metagrovacche, in facies epimetamorfica, a giadeite e gastaldite affioranti nel gruppo montuoso d'Ambin (Alpi Cozie)*. « Ric. Sc. », 33 (II-A), pp. 1059-1066.

- LORENZONI S., 1965 - *Le formazioni scistoso-cristalline del massiccio d'Ambrì (Alpi Cozie).* « Rend. S.M.I. » (in corso di stampa).
- LORENZONI S., ZANETTIN E., 1958 - *Contributo alla conoscenza del giacimento uranifero del Preit (Alpi Cozie).* « Studi e Ric. Div. Geomin. C.N.R.N. », vol. I, parte II, pp. 349-433.
- LORY Ch., 1861 - *Note sur la constitution stratigraphique de la Haute Maurienne.* « Bull. Soc. Géol. France », ser. II, t. XVIII, pp. 1-34.
- MATTIROLO E., 1894 - *Sui lavori eseguiti durante la campagna geologica del 1893 nelle Alpi occidentali.* « Boll. R. Com. Geol. Ital. », vol. V, pp. 212-215.
- MATTIROLO E., 1897 - *Rilevamento delle Tavolette Susa, Bussoleno, Novalesa.* « Boll. R. Com. Geol. Ital. », vol. VIII, Parte Uff., pp. 31-33.
- MICHEL R., 1953 - *Les schistes cristallins des Massifs du Grand Paradis et de Sesia Lanzo.* « Sc. de la Terre », Tom 1, n. 3-4, pp. 1-287, 51 ff. n. t., 1 carta geol. scala 1:100.000.
- MICHEL R., 1956 - *Prémiers résultats de l'étude pétrographique des schistes cristallins du massif d'Ambrì (Alpes franco-italiennes).* « C. R. Somm. Soc. Géol. France », ser. 6, vol. VI, pp. 121-123.
- MICHEL R., 1957 - *Les faciès à glaucophane dans le massif d'Ambrì (Alpes franco-italiennes).* « C. R. Somm. Soc. Géol. France », ser. 6, vol. VII, pp. 130-131.
- MIYASHIRO A., 1957 - *The chemistry, optics and genesis of the alkali-amphiboles.* « Journ. Fac. Sc. Univ. Tokio », ser. II, vol. XI, part I, pp. 57-83.
- MIYASHIRO A., BANNO S., 1958 - *Nature of glaucophanitic metamorphism.* « Am. Journ. Sc. », vol. 256, pp. 97-110.
- MIYASHIRO A., SEKI Y., 1958 - *Mineral assemblages and subfacies of the glaucophane-schists facies.* « Jap. Journ. Geol. Geogr. », vol. 29, pp. 199-208.
- NIGGLI P., 1936 - *Die Magmentypen.* « Schw. Min. Petr. Mitt. », 16, pp. 335-399.
- NIGGLI P., 1952 - *Gesteine und Minerallegerstätten. II.* Birkhauser, Basel.
- PETTILHON F. J., 1958 - *Sedimentary rocks.* Harper, New-York.
- PORTIS A., 1889 - *Nuove località fossilifere in Val di Susa.* « Boll. R. Com. Geol. Ital. », ser. II, vol. X, fasc. 5-6, pp. 141-183.
- RAGUIN E., 1930 - *Sulla struttura della « nappe des schistes lustrés » nella Moriana.* « Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova », vol. VIII, pp. 56-65.
- SEKI Y., 1958 - *Glaucophanitic regional metamorphism in the Kanto Mountains, central Japan.* « Jap. Journ. Geol. Geogr. », vol. XXIX, n. 4, pp. 233-258.
- SEKI Y., 1960 a - *Jadeite in Sanbagawa crystalline schists of central Japan.* « Am. Journ. Sc. », vol. 258, pp. 705-715.
- SEKI Y., 1960 b - *Distribution and mineral assemblages of jadeite-bearing metamorphic rocks in Sanbagawa metamorphic terrains of central Japan.* « Sc. Rep. Saitama Univ. », ser. B, vol. III, n. 3, pp. 313-320.
- SEKI Y., OGINO I., 1960 - *Pumpellyite in crystalline schists from the Yaguki District, Hukusima Prefecture, Japan.* « Journ. Geol. Soc. Japan », vol. 66, n. 779, pp. 407-423.
- STAUB R., 1924 - *Der Bau der Alpen.* « Beit. Geol. Karte Schweiz. », N. F., 52 Lief.
- STAUB R., 1942 - *Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer.* « Vierteljahrsschrift Naturf. Ges. », Zürich, Jahrg. 87.
- TERMIER P., 1891 - *Étude sur la constitution géologique du Massif de la Vanoise.* « Bull. Serv. Carte Geol. Topogra. Souterr. », 20, pp. 1-147.

- TERMIER P., 1901 a - *Sur les micaschistes, les gneiss, les amphibolites et les roches vertes des Schistes lustrés des Alpes occidentales.* « C. R. Acc. Sc. », 133, pp. 841-844.
- TERMIER P., 1901 b - *Sur les trois séries cristallophilliennes des Alpes occidentales.* « C. R. Acc. Sc. », 133, pp. 964-966.
- TERMIER P., 1902 - *Quatre coupes à travers les Alpes franco-italiennes.* « Bull. Soc. Geol. France », ser. IV, t. II, pp. 411-433.
- TERMIER P., 1903 - *Les schistes cristallins des Alpes occidentales.* « IX Congres Geol. Int. Rend. XI Sess. », pp. 571-586, Vienne.
- TERMIER P., 1906 - *La syntèse géologique des Alpes.* Imprimerie moderne, Liege.
- TERMIER P., 1907 - *Sur la nécessité d'une nouvelle interprétation de la tectonique des Alpes franco-italiennes.* « Bull. Soc. Géol. France », ser. IV, t. VII, pp. 174-189, tt. 4-5.
- TERMIER P., 1910 - *Sur la genèse des terrains cristallophylliens.* « XI Congres Geol. Int. Rend. XI Sess. », pp. 587-595, Stockholm.
- TERMIER P., 1925 - *Compte-rendu d'une excursion géologique dans les hautes vallées de la Dora Riparia, de la Maira et de la Stura, en compagnie de M. M. Franchi S., Kilyan W. et Raguin E.* « Bull. Soc. Géol. France », ser. IV, vol. XXV.
- TERMIER P., 1927 - *Que la série cristallophyllienne de la Vanoise et du Mont Pourri (Alpes de Savoie) est bien d'âge permien ou carbonifère.* « C. R. Acc. Sc. », t. 184, pp. 641-645.
- TRÖGER W. E., 1959 - *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale.* Schweizerbart'sche Verl., Stuttgart.
- TURNER F. J., VERHOOGEN J., 1960 - *Igneous and metamorphic petrology.* Mc Graw-Hill Book Comp.
- WINCHELL N. H., WINCHELL A. N., 1951 - *Elements of optical mineralogy. Part II: Descriptions of minerals.* Ed. Wiley, New York.
- ZACCAGNA D., 1887 - *Sulla geologia delle Alpi occidentali.* « Boll. R. Com. Geol. Ital. », ser. II, vol. VII, fasc. 11-12, pp. 346-417, 3 tt., 1 carta geol.
- ZACCAGNA D., 1901-1903 - *Alcune osservazioni sugli ultimi lavori geologici intorno alle Alpi occidentali.* « Boll. R. Com. Geol. Ital. », ser. IV, vol. II, fasc. 1, pp. 4-74 e ser. IV, vol. IV, fasc. 4, pp. 297-332, 18 ff., 1 carta geol.

## I N D I C E

PREMESSA . . . . .	pag. 3
POSIZIONE GEOGRAFICA DELLA ZONA STUDIATA . . . . .	» 4
LAVORI GEOLOGICI PRECEDENTI . . . . .	» 4
STUDIO PETROGRAFICO DELLE SERIE DEI TERRENI . . . . .	» 7
a) La serie di Clarea (Carbonifero?) . . . . .	» 7
b) La serie d'Ambin (Permiano) . . . . .	» 25
c) La copertura normale del Pretriassico . . . . .	» 40
1) <i>La serie autoctona</i> . . . . .	» 42
2) <i>La serie para-autoctona</i> . . . . .	» 50
d) La formazione dei calcescisti . . . . .	» 53
TETTONICA . . . . .	» 58
a) Il contatto fra la formazione dei calcescisti ed i terreni sottostanti . . . . .	» 61
b) Faglie . . . . .	» 63
RIASSUNTO E CONCLUSIONI . . . . .	» 64
a) La serie stratigrafica dell'Ambin . . . . .	» 64
b) Natura originaria degli scisti pretriassici e triassici . . . . .	» 65
c) I caratteri del metamorfismo . . . . .	» 71
d) Caratteri strutturali e paragenetici . . . . .	» 73
e) Confronti con il Massiccio della Vanoise . . . . .	» 77
f) Considerazioni geologiche . . . . .	» 79
1) <i>Età delle formazioni pretriassiche dell'Ambin</i> . . . . .	» 79
2) <i>La copertura normale</i> . . . . .	» 80
3) <i>La formazione dei calcescisti</i> . . . . .	» 82
4) <i>I principali motivi tettonici</i> . . . . .	» 82
BIBLIOGRAFIA . . . . .	» 84



TAVOLA I.

## SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA I.

---

FIG. 1 - Versante sud-occidentale del M. Seguret, visto da M. Pramand. Contatto scisti della Serie d'Ambr (ms) - copertura normale (q = quarziti eotriassiche, c = calcari e scisti del Trias inferiore, cn = carniole triassiche, ct = calcari brecciati e milonitizzati triassici).

FIG. 2 - Particolare del contatto precedente: in primo piano scisti della Serie d'Ambr (ms) passanti a quarziti eotriassiche (q) ed a scisti calcariferi nerastri (c). A questi ultimi si sovrappongono, con contatto anormale, le carniole (cn).

FIG. 3 - Cresta Colle dell'Argentera - Cima del Vallonetto (sullo sfondo), vista da q. 3023 della cresta stessa. Scaglie di carniole (cn) e calcari (ct), di quarziti eotriassiche (q) e di calcescisti (cs).

FIG. 4 - Versante occidentale della cresta Cima del Vallonetto (a sinistra) - M. Seguret, visto da q. 2640 del Vallone del Seguret. Scaglie di quarziti e di scisti della Serie d'Ambr entro i calcari tettonizzati e carniole del Trias.



FIG. 2



FIG. 4

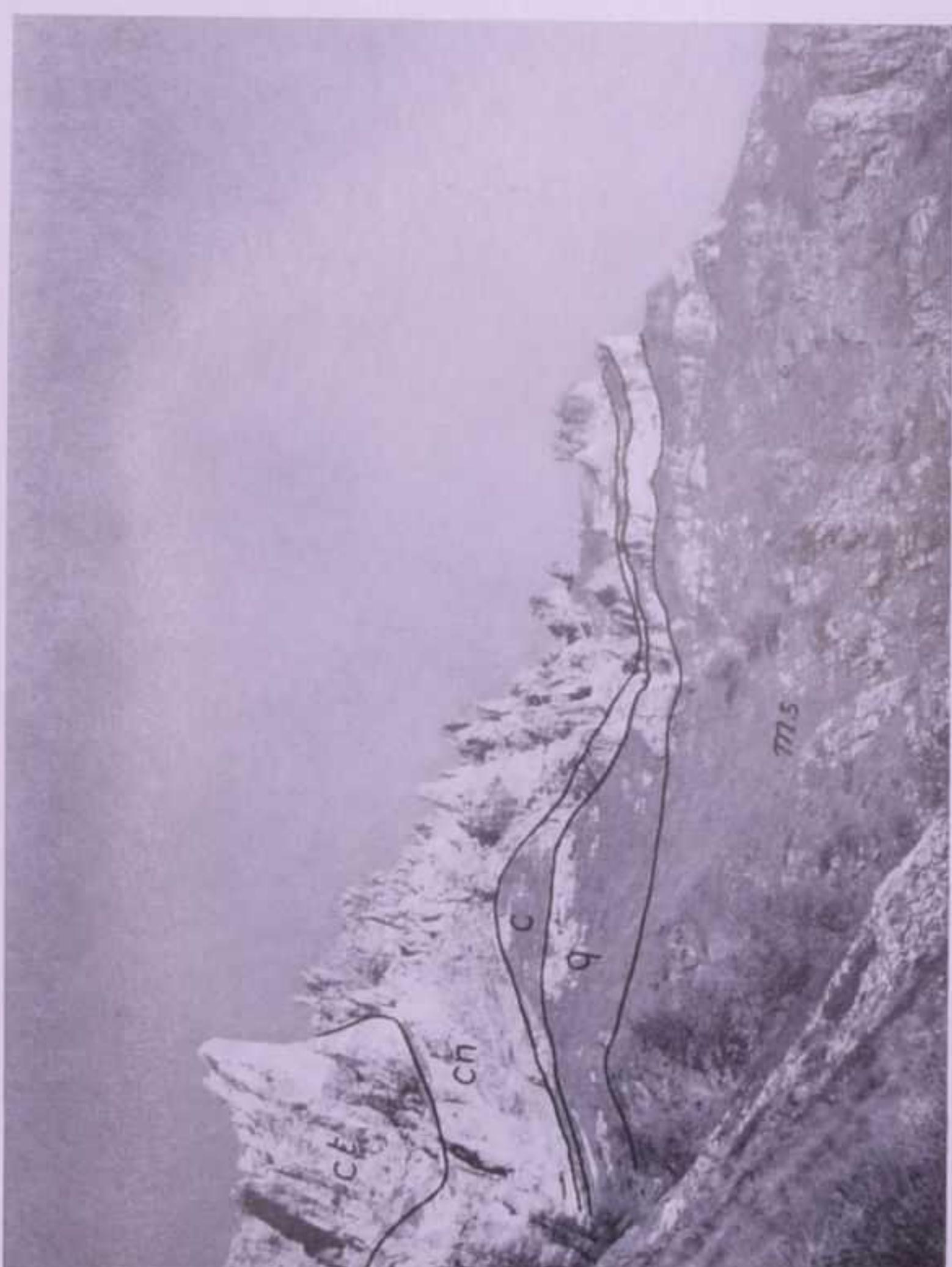


FIG. 1

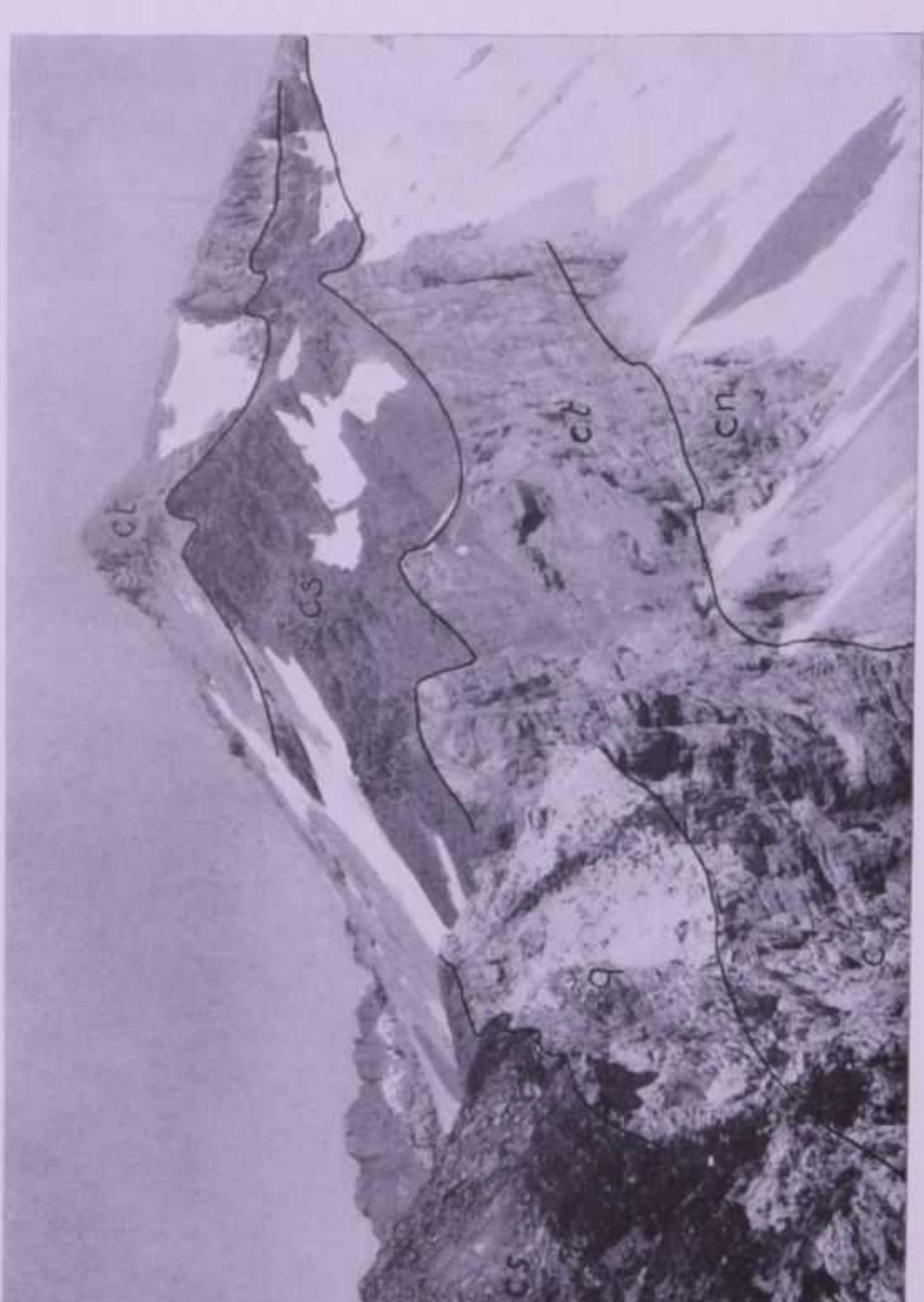


FIG. 3



TAVOLA II.

## SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA II.

---

FIG. 1 - Versante orientale della Cresta Colle dell'Agnello - Rocca d'Ambrì, visto dalla forcella del Gros Muttet. Contatto scisti della Serie d'Ambrì (ms) - quarziti eotriassiche (q); si notino, entro le quarziti, le sottili intercalazioni (più scure) di scisti sericitico-fengitici.

FIG. 2 - Piegia a ginocchio della Rocca d'Ambrì, vista da q. 3288 della cresta Rocca d'Ambrì - Denti d'Ambrì. Il fianco di raccordo (al centro della fotografia) è costituito da bancate verticali di scisti della Serie d'Ambrì (ms) e di quarziti eotriassiche (q); il nucleo del gomito inferiore da quarziti eotriassiche e da calcari triassici (c); il fianco abbassato da scisti della Serie d'Ambrì (ms) suborizzontali (in basso a sinistra della fotografia).

FIG. 3 - Cima e cresta sud-occidentale della Rognosa d'Etiache. Si osservi la struttura ad anticlinale dei banchi di quarziti eotriassiche.

FIG. 4 - Versante meridionale della cresta M. Niblè - P.ta Ferrand, visto dal Passo Clopacà. Piegia coricata della formazione dei calcescisti (cs = calcescisti s. s., msc = micascisti feldispatici) poggiante su calcari del Trias inferiore (c) e sulle quarziti eotriassiche (q).



FIG. 1



FIG. 2

FIG. 4



FIG. 3



FIG. 4



TAVOLA III.

### SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA III.

---

FIG. 1 - *Micascisto feldispatico a gastaldite*, q. 1910 a nord del Rif. Sonzini. (Serie di Clarea).

Cristalli di gastaldite, trasversali ai letti fengitici, attraversati dalle scie di componenti accessori che accompagnano la mica. (Nicol paralleli; ingr. 20  $\times$ ).

FIG. 2 - *Metagrovacca, in facies epimetamorfica, a giadeite e gastaldite*, q. 1750 della carrozzabile che dalla strada statale del Monginevro sale a M. Pramand. (Serie di Clarea).

Struttura blastopsammatica. (Nicol incrociati; ingr. 7  $\times$ ).

FIG. 3 - *Gneiss arenaceo a pumpellyite*, Cime delle Monache. (Serie di Clarea).

Cristallini di pumpellyite in un aggregato prevalentemente sericitico; alcuni cristallini sono attraversati da scie di ossidi di ferro. (Nicol paralleli; ingr. 97  $\times$ ).

FIG. 4 - *Arcose potassica in facies epimetamorfica*, q. 715 della mulattiera che da Chiomonte conduce a S. Antonio. (Serie d'Ambin).

Struttura elastica; granuli di quarzo (chiari), ortose e microclino (grigi) cementati da scarsa matrice quarzoso-feldispatica. (Nicol incrociati; ingr. 7  $\times$ ).

MEMORIE DEGLI ISTITUTI DI GEOLOGIA E MINERALOGIA DELL' UNIVERSITÀ DI PADOVA - Vol. XXV.

S. LORENZONI - *Studio geo-petrografico del versante italiano del Massiccio d'Ambin.*

TAV. III.



FIG. 2



FIG. 4



FIG. 1



FIG. 3



TAVOLA IV.

## SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA IV.

---

FIG. 1 - *Micascisto feldispatico conglomeratico*, q. 2650 a sud di Colle d'Ambr. (Serie d'Ambr.).

Ciottolo di quarzo in una matrice prevalentemente fengitico-quarzosa. (Nicol incrociati; ingr. 4  $\times$ ).

FIG. 2 - *Micascisto feldispatico a clorite*, q. 1640 della strada statale del Moncenisio. (Serie d'Ambr.).

Perfiroblasti albitici ameboide, con inclusioni di quarzo, sericite e componenti accessori, formatosi a spese di più individui albitici ad orientazione diversa, ancora visibili in alcuni punti. (Nicol incrociati; ingr. 25  $\times$ ).

FIG. 3 - *Micascisto feldispatico a clorite*, a Campriond. (Serie d'Ambr.).

Perfiroblasti albitici omogenei che sostituiscono lamelle fengitiche; si notino, entro i plagioclasi, relitti di miche e degli elementi accessori originariamente inclusi in queste ultime. (Nicol incrociati; ingr. 25  $\times$ ).

FIG. 4 - *Micascisto a clorite e glaucofane*, q. 1260 della mulattiera che da C. Portetta conduce a C. Fournel. (Trias).

Cristalli di glaucofane, trasversali ai letti cloritici ed attraversati da scie di componenti accessori che accompagnano le cloriti. Struttura analoga a quella dei micasistti feldispatici a gastaldite della Serie di Clarea (Tav. III, Fig. 1). (Nicol paralleli; ingr. 20  $\times$ ).



FIG. 2



FIG. 4



FIG. 1



FIG. 3