

ROBERTO POTENZA

## ANFIBOLITI E SCISTI CLORITICO-EPIDOTICI INTERCALATI NEGLI SCISTI DELL'ALTA VALTELLINA (\*)

**Riassunto.** — Lo studio petrografico delle intercalazioni iposiliciche della serie scistosa dell'alta Valtellina permette di distinguere due tipi litologici principali: le anfiboliti e gli scisti cloritico-epidotici. Sebbene mineralogicamente differenti, queste due facies hanno chimismo identico; la differenziazione è infatti opera di un diverso grado del metamorfismo retrogrado che ha colpito la serie trasformando più o meno completamente l'associazione mineralogica di alcune delle lenti intercalate. Per quanto l'origine di questi scisti non risulti definitivamente chiarita, gli studi di campagna e di laboratorio indicano senz'altro una genesi comune sedimentaria per la maggior parte delle intercalazioni considerate. Non è escluso però che in alcuni casi si abbiano tipi magmatogeni non distinguibili dagli altri per fenomeni di convergenza petrografica.

### 1. Generalità.

Lo studio dei campioni prelevati durante le mie campagne di rilevamento 1958-59-60 nell'alta Valtellina mi ha portato a considerare con particolare attenzione un gruppo di scisti, anfiboliti prasiniti e tipi analoghi, che formano frequenti intercalazioni entro la serie dei parascisti dell'alta Valtellina (1).

L'Istituto di Mineralogia dell'Università di Milano sta svolgendo il rilevamento geologico-petrografico completo del complesso scistoso

---

(\*) Lavoro eseguito sotto gli auspici del C.N.R. nell'ambito dei programmi del « Gruppo di ricerche geologico-petrografiche sulle Alpi ».

(1) Ho ritenuto di non impiegare i termini usati in passato per indicare gli scisti dell'alta Valtellina, in quanto il significato tettonico implicito nella dizione « scisti di Campo » va perdendo fondamento col progredire degli studi, mentre il più antico termine « scisti di Casanna » (« Casannaschiefer » del Theobald), ortograficamente erroneo fin dall'origine, è invalidato dal fatto che le facies presenti al passo di Cassana non possono attualmente venire considerate un tipo comprensivo di tutti quelli che concorrono a formare la serie che si sarebbe voluto designare con tale nome. Ho preferito perciò impiegare una locuzione geograficamente più generica, come quella di « Scisti dell'alta Valtellina », ma più comprensiva e quindi più esatta dal punto di vista geologico e petrografico.

dell'alta Valtellina e lo studio particolareggiato dei tipi petrografici in esso rappresentati. Nelle note di prossima pubblicazione si troveranno notizie dettagliate sulla serie di scisti, ritengo però opportuno riassumere qui per sommi capi i principali lineamenti geologici della zona allo scopo di chiarire la posizione dei tipi petrografici studiati.

La serie scistosa, che secondo alcuni AA. forma il basamento delle serie sedimentarie dell'Ortles, è una potente massa di parascisti polimetamorfici, a carattere filladico a N, passante a micascistoso verso S, in cui sono riconoscibili almeno due fasi metamorfiche principali, l'ultima delle quali a carattere retrogrado, più intensa a N, dove maggiore è stata l'influenza dei fattori tettonici. In concomitanza con le ultime fasi tettoniche alpine (frattura dello Zembrù) e con l'intrusione di grandi plutoni dioritici nelle vicinanze, gli scisti sono stati variamente feldspatizzati, passando qua e là a gneiss minuti o addirittura ad embrechiti.

Entro questa serie anfiboliti, prasinita e tipi affini sono intercalati formando una successione di lenti concordanti. Il colore di queste rocce è variabile dal verde chiaro al verde cupo fino al nerastro; carattere comune è una scistosità generalmente poco marcata; la frattura è granulosa, sono molli e tenaci e in ciò si differenziano nettamente dagli scisti che si sfaldano in lastre sottili e fragili. Alcuni di questi scisti sono immediatamente riconoscibili come anfiboliti, in altri l'anfibolo non è macroscopicamente visibile, altri non lo contengono affatto, pur assomigliando nell'aspetto alle vere anfiboliti.

L'insieme dei caratteri descritti è sempre costante, indipendentemente dalla feldspatizzazione che la roccia incassante ha subito in alcune zone. Anche i caratteri microscopici e chimici (V. oltre) sono scarsamente influenzati da questo fenomeno.

Queste rocce, che per il loro colore dominante possiamo chiamare nel loro insieme « scisti verdi », riservandoci di distinguerle in modo più preciso in seguito allo studio chimico e microscopico, erano già state notate dagli AA. che si sono occupati degli scisti dell'alta Valtellina, ma la maggior parte di essi, considerandole intercalazioni di interesse secondario, non le ha trattate a fondo. Il principale problema accennato, ma non risolto, dagli AA. è quello della genesi degli scisti; ritengo che lo studio di laboratorio eseguito su una campionatura rappresentante una casistica piuttosto ampia, unito a dettagliate osservazioni sul terreno possa portare un contributo positivo alla soluzione di tale problema.

La zona in cui sono stati raccolti i dati relativi alle rocce studiate, si estende, nell' Alta Valtellina, tra Bormio, Premadio, S. Antonio Mo-

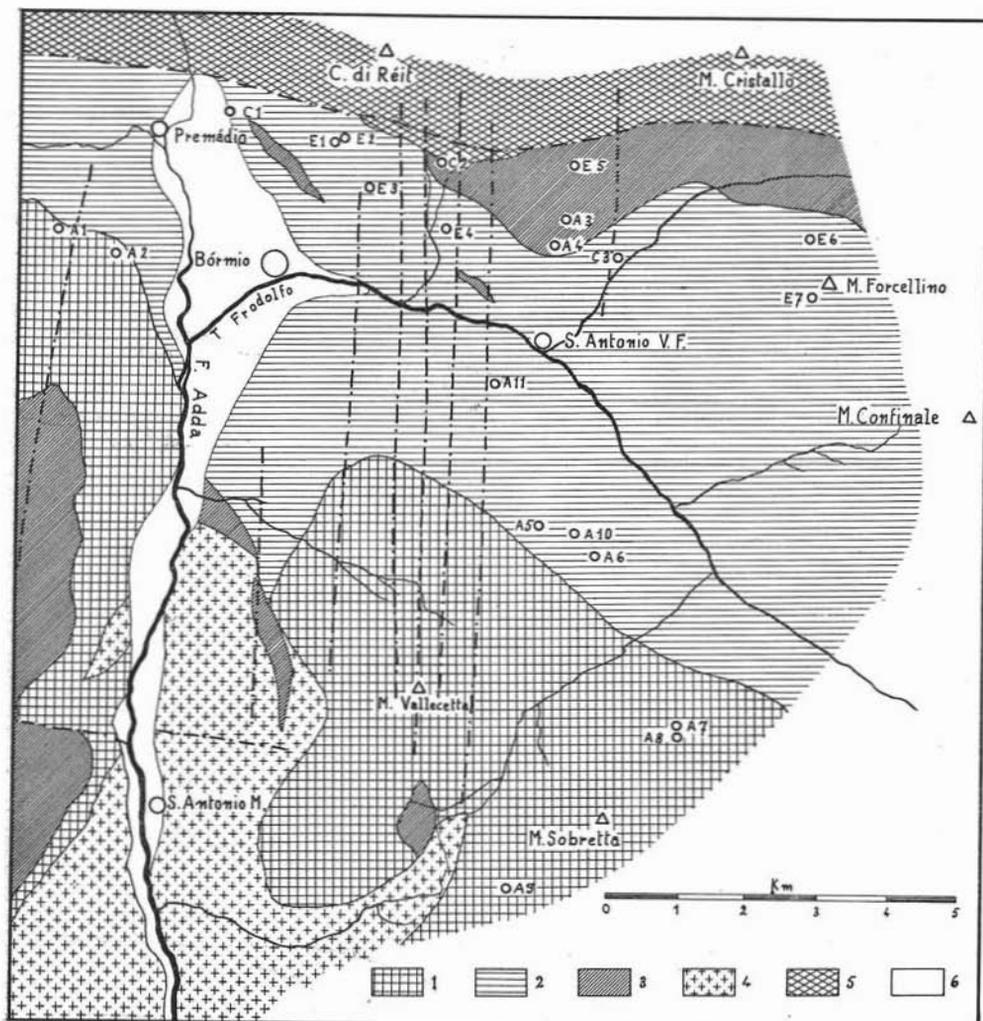


Fig. 1. — Schizzo geologico dell' area di provenienza dei campioni studiati. Legenda: 1 Micascisti. 2 Filladi. 3 Embrechiti e anatessiti. 4 Dioriti e granodioriti. 5 Calcarei e dolomie triassiche. 6 Alluvioni recenti. Con le linee a tratto e punto sono indicate le tracce dei principali piani di frattura o dislocazione.

Le lettere premesse ai numeri dei campioni indicano il tipo petrografico di appartenenza. Rispettivamente: A = scisti anfibolici, E = scisti cloritico-epidotici, C = scisti cloritici.

rignone, S. Caterina di Valfurva e la V. Zebrù. L'ubicazione dei campioni studiati può essere desunta dallo schizzo di fig. 1 in cui sono riportati i principali lineamenti geologici della zona.

In quest'area la superficie coperta dagli « scisti verdi » è stata calcolata nel 5% del totale degli affioramenti. La potenza delle masse affioranti, sempre di forma lenticolare molto allungata, oscilla fra 10 e 30 m, ma si trovano masse più potenti, quali quelle affioranti in V. Campello, che superano il centinaio di m; le più esigue sono spesse solo pochi dm.

Entro agli scisti incassanti, gli « scisti verdi » giacciono in assoluta concordanza per quanto riguarda la scistosità; altrettanto concordanti sono nei riguardi della zonatura e delle altre intercalazioni (marmi).

I contatti al bordo delle lenti, si presentano in generale come passaggi bruschi dalla roccia compatta alla roccia scistosa, in quest'ultima si trova però una fascia di transizione riconoscibile per la colorazione verdognola che le impartisce la presenza di una certa quantità di clorite. Queste aureole di transizione si sviluppano a volte anche per parecchie decine di m, indipendentemente dalla potenza della lente che accompagnano; talvolta formano addirittura intercalazioni isolate, in assenza completa dello « scisto verde ».

Nell'ambito delle singole lenti si possono inoltre riconoscere notevoli variazioni litologiche: nella fig. 2 è rappresentata la successione di facies (anfiboliti, scisti cloritici, micascisti, quarziti, marmi) che concorrono a formare la lente di V. Calvarana, esempio tipico della eterogeneità di queste intercalazioni.

## 2. Studio microscopico.

Al microscopio i vari campioni di « Scisti verdi » possono venire inquadrati in gruppi definiti in base alla presenza dell'*anfibolo* (anfiboliti e scisti anfibolici), dall'*epidoto pistacite* (scisti cloritico-epidotici) e dalla *clorite* che predomina nei cloritoscisti in cui è l'unico elemento colorato presente (1).

Non sempre la distinzione fra gli scisti dei vari gruppi è agevole: la grana minutissima e la intensa diafforesi rendono a volte assai arduo il riconoscimento stesso dei minerali presenti.

---

(1) Le lettere A, E, C, premesse ai numeri di riferimento dei campioni citati nel testo e nelle illustrazioni, corrispondono rispettivamente agli scisti di tipo anfibolico, epidotico e cloritico.

a) *Anfiboliti e scisti anfibolici.*

Di queste rocce, confinate quasi esclusivamente nella parte meridionale della zona studiata, ho esaminato alcuni campioni provenienti da varie località. I componenti principali sono, per tutti i campioni, l'anfibolo, il plagioclasio e l'epidoto; subordinatamente troviamo clorite, titanite e calcite; sono presenti in quantità accessorie ilmenite,

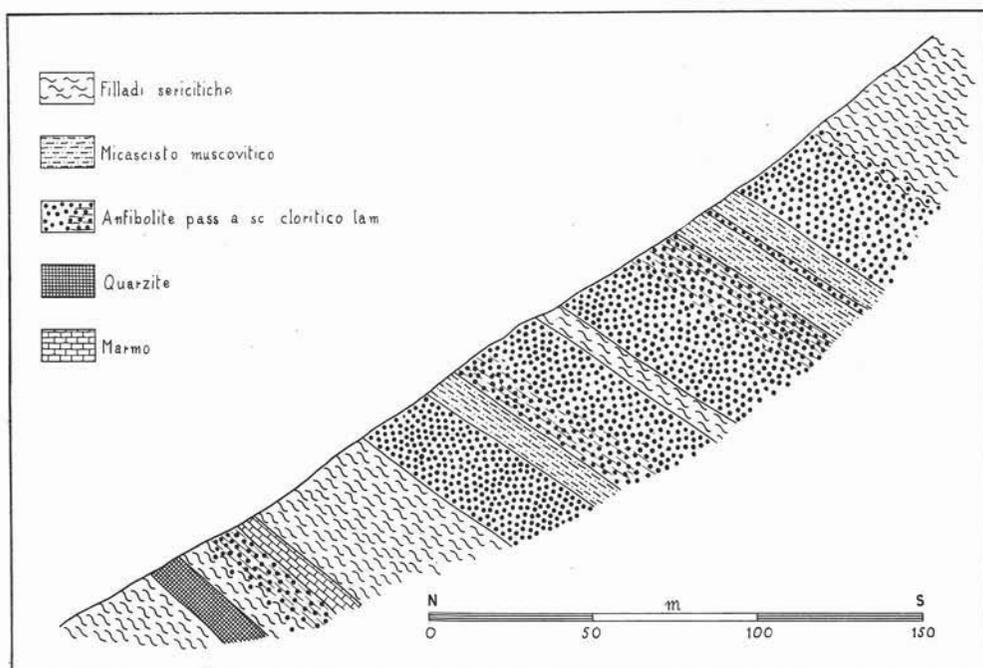


Fig. 2. — Profilo litologico della lente anfibolica di val Calvarana.

biotite, quarzo, limonite, leucoxeno, ematite. La tessitura è sempre distintamente scistosa, a volte zonata.

L'*anfibolo* è il principale componente comune alle rocce di questo gruppo, in alcune delle quali rappresenta il costituente principale (A 2, A 6, A 7, A 9, A 10, ecc.). Le dimensioni dei cristalli di anfibolo variano da pochi millesimi di millimetro (A 5) a parecchi mm (A 2). I cristalli di dimensioni piccole e medie si trovano per lo più raggruppati in aggregati lepidoblastici e nematoblastici, mentre gli individui più grossi si trovano

isolati. L'orientazione, di regola concordante con la scistosità, può variare, specialmente per gli individui di maggiori dimensioni.

Il pleocroismo è molto variabile; da termini del tutto o quasi incolori (A 1, A 4, A 8) si passa a termini fortemente colorati e con pleocroismo ben marcato (in A 7:  $\alpha$  = giallo rosato intenso,  $\beta$  = verde bottiglia,  $\gamma$  = verdeazzurro scuro). L'insieme dei caratteri ottici <sup>(1)</sup> permette di concludere che ci troviamo in presenza di un'orneblenda con contenuto variabile, ma sempre piuttosto basso (< 50%), del termine ferrifero.

Gli individui anfibolici sono frequentemente fratturati, specialmente nei campioni raccolti in prossimità delle linee di dislocazione (A 2, A 4). Più spesso, dato che le anfiboliti sono più frequenti nella zona a tettonica relativamente tranquilla a S della Valfurva, i fenomeni di cataclasi sono subordinati agli effetti della diaforesi (A 1, A 8, A 9) che interessa a volte molto profondamente le rocce. Si trovano infatti grandi elementi anfibolici quasi completamente distrutti e sostituiti da plagioclasio, clorite, epidoto, calcite, da soli o in minuti aggregati. In altre sezioni viceversa l'anfibolo è freschissimo e presenta alterazioni di minima entità (A 7).

Il *plagioclasio* è un componente discretamente frequente in tutte le sezioni studiate; si presenta di solito sotto forma di granuli tondeggianti o amigdalari, che assumono talvolta carattere di porfiroblasti; più raramente forma plaghe allotriomorfe (A 11) peciloblastiche. Le dimensioni sono molto variabili: da plaghe misuranti alcuni mm si passa a granuli minutissimi, malamente riconoscibili anche a forte ingrandimento; questi, insieme con i granuli di dimensioni intermedie, sono i più frequenti. Il minerale non è mai alterato, per lo più forma plaghe limpidissime fra gli altri minerali; si osservano a volte bordi di reazione al contatto con minerali preformati.

La maggioranza degli individui è ben sfaldata secondo 001 ma non geminata; scarsi sono gli individui con geminazione secondo la legge di Carlsbad o secondo quella dell'albite, quelli geminati albite-Carlsbad e i gem. secondo altre leggi (periclino, albite-periclino) sono molto rari.

<sup>(1)</sup> L'angolo assiale ottico misurato al T. U. in numerose sezioni è risultato oscillare intorno al valore di 72° (—), con la punta massima di 86° nel campione A7; l'angolo  $c/\gamma$  è risultato sempre compreso fra i 18° e i 21°.

Sugli individui che si prestavano allo studio ottico sono state eseguite misure atte ad accertarne la composizione chimica. Ne è risultata una composizione piuttosto variabile, oscillante fra il 30% e il 35% di anortite, con una punta del 42% nella sola sezione A 7 (<sup>1</sup>). Nessuna indicazione si può avere invece per i più numerosi individui di piccole dimensioni di cui, a volte, è incerto anche il riconoscimento. Non è quindi possibile stabilire se la composizione di tutto il plagioclasio esistente sia omogenea o se vi siano differenze nel chimismo tra i cristalli di diverse dimensioni.

L'*epidoto* è anch'esso uno dei componenti fondamentali di queste rocce alla cui costituzione, in quantità più o meno grandi, partecipa regolarmente. In generale si trova sotto forma di granuli tondeggianti, di piccole dimensioni, sparsi fra gli altri minerali; misto a clorite, forma talvolta un impasto molto minuto del quale si distinguono difficilmente i singoli componenti. Alcuni campioni che lo contengono in quantità particolarmente abbondante, costituiscono termini di passaggio agli scisti cloritico-epidotici.

I caratteri ottici degli epidoti, dove determinabili, sono incostanti anche in una stessa sezione: i più diffusi sono termini pistacitici ad alti indici di rifrazione, in cui l'angolo massimo di estinzione  $a/\gamma$  è molto elevato (anche 30°-35°). La birifrazione è fortissima e i colori d'interferenza, alquanto anomali, sono frequentemente di ordine superiore al primo. Oltre a questo termine della famiglia, è presente in

(<sup>1</sup>) Riporto qui i dati relativi alle misure eseguite sui plagioclasii delle anfiboliti.

Il valore dell'angolo massimo di estinzione in zona I a 010 nei gem. albite, misurato in numerosi individui è risultato compreso fra 15° e 18°, corrisponde cioè a un contenuto in anortite del 32-37%.

Le misure degli angoli di est. in zona I a 010 eseguite al T. U. sui geminati albite-Carlsbad indicano una composizione assai simile alla precedente; i dati sono i seguenti:

I	II	%An	I	II	%An
7°½	9°	28	9°½	10°½	32
8°½	10°	30	11°	13°	33
9°	9°½	31	11°	14°½	34
9°	10°	31	17°	18°½	42

Le misure dell'angolo assiale ottico non hanno dato risultati soddisfacenti, a causa delle cattive condizioni dei cristalli su cui sono state effettuate.

notevole quantità un termine clinozoisitico a minori indici di rifrazione e a birifrazione bassissima, sempre incolore e con angoli  $\alpha/\gamma$  minori dei precedenti. Tra questi due termini estremi troviamo una gamma di epidoti a caratteri intermedi, frequentemente zonati in modo più o meno irregolare o con caratteri ottici variabili a chiazze nell'interno del cristallo.

Mentre per la pistacite, diffusa in minuti granuletti tondeggianti, è dubbia l'origine epigenetica, anzi in alcuni casi sembra presentare caratteri di relitto, i termini più vicini alla zoisite sono spesso evidentemente granoblasti di formazione più recente dei minerali circostanti.

La *clorite* è scarsamente rappresentata negli scisti anfibolici in alcuni dei quali manca completamente, è più frequente nei tipi di transizione (A 5-A 8) e, soprattutto, in quelli cataclasati e diafortitici (A 4). In questi ultimi forma aggregati lepidoblastici concordanti con la direzione di movimento o, più facilmente, si trova in laminette sparse fra gli altri minerali con tendenza a orientarsi secondo la direzione di scistosità. Il pleocroismo è limitato: dalla quasi completa trasparenza secondo la direzione  $\alpha$ , si passa a un leggerissimo tono verde-azzurrognolo secondo  $\beta$  e  $\gamma$ ; la birifrazione è molto bassa, leggermente minore di quella del plagioclasio. Più di rado la si trova in aggregati raggiati o pseudomorfa su minerali da essa sostituiti, anfibolo o biotite, (A 7). In questi casi la colorazione e il pleocroismo sono leggermente più accentuati che nel tipo precedentemente descritto ( $\alpha$  = quasi inc.,  $\beta = \gamma$  = verde chiarissimo), più bassa è invece la birifrazione che raggiunge valori minimi.

Secondo i diagrammi di Tröger (14) si tratterebbe di cloriti del gruppo pennina-clinocloro: nel primo caso si sarebbe in presenza di un termine più vicino alla pennina, più simile al clinocloro sarebbe il secondo.

In tutte le sezioni esaminate sono presenti considerevoli quantità di *minerali titaniferi*. La titanite è sempre il minerale predominante, se si eccettua il c. A 9, in cui prevale l'ilmenite; generalmente si trova in granuletti arrotondati o in masserelle microgranulari sparse fra gli altri minerali. In esse sembra di poter riconoscere in qualche caso una struttura cristallina relitta. Talvolta il riconoscimento del minerale è incerto e sembra trattarsi di leucoxeno, ma non è escluso che ci si trovi

in presenza di un minerale non titanifero avente caratteri ottici analoghi a quelli descritti; infatti i contenuti modali in « titanite » eccedono spesso largamente la quantità di minerale necessario per contenere il  $TiO_2$  determinato chimicamente. Ciò vale anche per gli scisti cloritici e cloritico-epidotici, in cui sono rappresentati gli stessi minerali di titanio. (C 2 e A 6: titanite modale 14% e 8,7%, corr. a 5,7% e 3,5% di  $TiO_2$ ;  $TiO_2$  det. 1,57% e 0,98%).

La *calcite* è presente in una discreta quantità soltanto nelle rocce A 8 e A 5; negli altri campioni è quasi completamente assente. Nelle rocce in cui è rappresentata, la *calcite* forma riempimenti di granuli minuti, talvolta lenticolari e con indizi di isoorientazione. In alcune plaghe calcitiche si trovano a volte individui plagioclasici o zoisitici che sembrano geneticamente collegati ad esse.

Tra i minerali raramente e scarsamente rappresentati il più interessante è un fillosilicato presente nel solo A 7 in laminette di piccole dimensioni, casualmente orientate, relegato in una fascia ristretta parallela alla zonatura e alla scistosità della roccia. La colorazione è poco intensa ( $\alpha$  = incolore,  $\beta$  e  $\gamma$  = bruno-chiaro) e l'angolo assiale ottico piccolissimo ( $2Va = 0^\circ-5^\circ$ ) si tratta cioè di una *biotite* a composizione prevalentemente flogopitica; alcune lamine, alterate e decolorate, sono trasformate parzialmente in clorite.

Il *quarzo* è un componente piuttosto raro e si trova in piccole quantità in alcune sezioni a formare noduli tra gli altri minerali o in cristallini tondeggianti isolati. Dove presente, tende ad associarsi con il plagioclasio.

#### b) Scisti cloritico-epidotici.

Queste rocce differiscono dalle anfiboliti per la scistosità meno accentuata conseguente alla povertà di minerali scistogeni isoorientati; la clorite infatti, quando presente, è per lo più orientata in modo casuale e ha scarsa influenza sulla scistosità; maggior peso agli effetti della fissilità ha talvolta la zonatura della roccia.

I componenti principali sono l'*epidoto*, presente in prevalenza come pistacite, a cui talvolta si accompagna in piccola quantità un termine zoisitico, e la *clorite*; subordinati sono il *plagioclasio*, che è sempre presente anche se talvolta è molto scarso, la *calcite*, che in qualche

caso può divenire tanto abbondante da poter rientrare fra i componenti principali, la *titanite*, la *magnetite*. In quantità minore troviamo il quarzo e gli ossidi di ferro (limonite, ematite); questi ultimi componenti, e soprattutto il quarzo, sono presenti solo in alcune delle rocce esaminate.

L'*epidoto* è in notevolissima quantità in tutte le rocce, in alcune delle quali si trova anche in abbondanti elementi di grandi dimensioni. Per lo più forma minute granulazioni sparse fittamente tra gli altri minerali e, particolarmente, mescolate alla clorite; la piccolezza dei granuli permette di riconoscere solo alcuni dei caratteri ottici, identificabili sui grandi cristalli. Anche nei piccoli elementi si può però apprezzare l'elevato valore degli indici di rifrazione e l'altissima birifrazione che si manifesta con colori d'interferenza di ordine superiore al primo e alquanto anomali. Il pleocroismo è invece pochissimo accentuato: da toni giallo-rosati debolissimi, quasi incolori, per  $\alpha$ , si passa a toni giallo verdicci, pure molto deboli, per  $\gamma$ ;  $\beta$  ha toni intermedi, ma la differenza dagli altri due è una sfumatura leggerissima, difficilmente definibile.

L'insieme delle determinazioni dei caratteri ottici eseguite al microscopio e al T. U. (su alcuni cristalli di grandi dimensioni si è misurato un valore di  $2V\alpha$  di  $68^\circ$  e  $\alpha/\gamma$  di  $28^\circ$ ) indicano trattarsi di un termine pistaciteo quasi estremo.

Come negli scisti anfibolici, anche negli scisti a epidoto un termine zoisitico accompagna la pistacite; in questi però la sua quantità è fortemente subordinata e gli individui di zoisite sono molto rari.

In quantità in media pari a quella dell'*epidoto*, la *clorite* concorre a formare la massa principale degli scisti verdi, il colore dei quali è per la maggior parte dovuto alla sua presenza. Le lamine cloritiche sono estremamente piccole e spesso non distinguibili fra loro; nell'insieme formano plaghe e letti dall'andamento fluidale, largamente anastomizzate a formare un reticolo nelle maglie del quale sono disposti gli altri minerali. Le caratteristiche ottiche indicano trattarsi, per tutti i campioni studiati, di un medesimo termine del gruppo. In tutte le sezioni infatti si presenta con pleocroismo abbastanza accentuato, con  $\alpha$  incolore o giallino chiarissimo e  $\gamma = \beta$  verdeazzurro; la birifrazione è estremamente bassa: i colori d'interferenza più alti sono grigio-verdastri ma

in generale sono bruni o bruno-rossastri scurissimi, anomali. Si tratta cioè di un termine della famiglia pennina-clinocloro molto vicino alla pennina [14].

L'orientazione del minerale non è definita da particolari regole: in alcuni casi si osserva una certa tendenza a cristallizzare in bande lepidoblastiche adattate intorno a porfiroblasti, ma più spesso le lamine cloritiche sono disposte in modo del tutto vario, talvolta addirittura in noduli a struttura raggiata. In complesso la posizione petrogenetica di questo minerale può essere indicata come successiva alle fasi tettoniche principali che hanno interessato gli scisti valtelinesi.

In tutti gli scisti cloritico-epidotici è presente in quantità più o meno grande il *plagioclasio* che talvolta può essere tanto abbondante da rientrare fra i componenti principali insieme con l'epidoto e la clorite. A parte una minore tendenza alla geminazione, questo plagioclasio è pressochè identico a quello già descritto tra i costituenti delle anfiboliti (<sup>1</sup>); anche la composizione chimica (30-35% An) è molto simile.

Il minerale è freschissimo, con qualche frattura, scarse sono pure le inclusioni, quasi mai di origine secondaria; alcuni individui hanno struttura pecilitica, ma per inclusioni singenetiche. Nei confronti degli altri minerali, clorite compresa, il plagioclasio si comporta come se la sua cristallizzazione fosse avvenuta in seguito alla loro formazione. La calcite viceversa mostra nettamente di aver intaccato, cristallizzando, i bordi dei granuli plagioclasici. La corrosione non è profonda ma è ben riconoscibile.

Tra i componenti accessori è regolarmente presente la *calcite*, la quale, per la sua mobilità, per la variabilità della sua frequenza e per il fatto che la sua presenza influisce scarsamente sui caratteri chimico-petrografici della roccia, non può venir annoverata tra i componenti fondamentali, sebbene talvolta si presenti in percentuali ragguardevoli. Il minerale, di solito granulare, forma noduli o vaste plaghe (E 1 - E 4); spesso si trova una notevole quantità di calcite disposta tra i vani

---

(<sup>1</sup>) La misura dell'angolo di estinzione in zona  $\perp$  a [010] in numerosi gem. albite ha dato valori di  $16^{\circ}$ - $18^{\circ} \equiv 32$ - $35\%$  An. La misura degli angoli di est. al T. U. sui rari gem. albite-Carlsbad ha dato i valori seguenti:  $7^{\circ}\frac{1}{2}$  -  $10^{\circ} \equiv 29\%$  An;  $7^{\circ}\frac{1}{2}$  -  $8^{\circ}\frac{1}{2} \equiv 28\%$  An;  $10^{\circ}$  -  $10^{\circ} \equiv 32\%$  An.

degli altri minerali (E 3, E 6, E 7); nei campioni raccolti in prossimità di zone tettonizzate (E 6) la calcite dei noduli è intensamente laminata e orientata secondo le direzioni di scistosità. Solo di rado (E 2), ci troviamo di fronte a venette discordanti dovute a riempimenti di fratture. Spesso la calcite si associa al plagioclasio col quale forma masse di granuli equidimensionali in cui il feldspato è subordinato ad essa.

Il *quarzo* è presente in piccole quantità sotto forma di noduletti micro-granulari o di piccole amigdale; più di rado si trova in granuletti tondeggianti sparsi fra gli altri minerali. E' frequentemente associato a calcite che può insinuarsi fra i cristalli oppure circondare interamente i noduli quarzosi. I contorni dei singoli individui cristallini sono estremamente sinuosi, quasi suturali, e l'estinzione è quasi sempre ondulata con fortissime variazioni della posizione dell'indicatrice ottica nello stesso individuo.

Anche negli scisti epidotici, come nelle anfiboliti, ci troviamo in presenza di diverse specie di *minerali titaniferi*. I caratteri ottici di questi sono gli stessi descritti a pag.182. Anche in queste rocce la posizione petrografica dei minerali di Ti non è ben precisabile: da alcuni indizi sembra che la titanite derivi dall'alterazione di minerali femici, ma le condizioni genetiche sono difficilmente ricostruibili.

Tra i minerali opachi troviamo grande abbondanza di *magnetite*, specialmente nei campioni E 1, E 2, E 4, E 8, dove questo minerale si trova in numerosi granuli di dimensioni anche notevoli, disposti in bande subparallele. In alcuni casi i rapporti con gli altri minerali (soprattutto con la titanite) suggeriscono una composizione titanomagnetica o addirittura ilmenitica.

### c) *Scisti cloritici*.

Come già ho accennato, ho indicato con questa denominazione gli scisti provenienti da intercalazioni le cui caratteristiche generali sono affini a quelle descritte per gli altri gruppi di rocce; se ne discostano all'esame microscopico per la povertà di epidoto e per la mancanza di anfibolo; tra i componenti colorati prevale perciò la clorite, accompagnata in alcuni casi da grandi quantità di plagioclasio e di quarzo.

Le variazioni fra le diverse rocce di questa categoria sono notevolissime; questo fattore unito allo scarso interesse che esse rivestono in

quanto variazioni locali di tipi litologici ben definiti, fa sì che il loro studio passi in seconda linea di fronte alle altre. Ho ritenuto tuttavia utile ai fini del presente studio, descrivere tre campioni di scisti cloritici che mi sembrano particolarmente adatti a portare un contributo alla soluzione dei problemi geologico-petrografici connessi con le intercalazioni epidotiche e anfiboliche della serie scistosa.

Si tratta di termini di transizione tra gli « scisti verdi » e gli scisti alto-valtellinesi, più o meno affini all'uno o all'altro dei termini estremi. Il campione C 2, raccolto a q. 1883 in Valle Uzza, presenta notevole affinità con gli scisti epidotici con i quali ha in comune gli stessi componenti mineralogici; se ne discosta per la povertà di epidoto, che si trova in pochi elementi granulari di piccole dimensioni, e la cui scarsità è bilanciata da una corrispondente abbondanza di clorite. Si può quindi concludere che il tipo C 2 è semplicemente una varietà dello scisto epidotico originata da un rapporto fra i minerali colorati diverso da quello presente nella facies tipica.

Il C 3 e il C 1 sono invece piuttosto differenziazioni degli scisti incassanti in prossimità delle lenti anfiboliche o epidotiche. Nel primo si ha una composizione decisamente gneissica, con abbondanti idioblasti plagioclasici cribrati (ang. est. max. in zona 1 a  $[010] : 12^\circ = 27-30\% \text{An}$ ), frequente muscovite e sericite, notevole quantità di quarzo. Gli unici componenti colorati sono rari individui di epidoto (zoisitico) e poche lamine di clorite. Questa pur essendo in quantità ridottissima, è pur sempre sufficiente a impartire alla roccia in massa una colorazione verde che la fa rientrare per aspetto esterno tra gli « scisti verdi ». Non altrettanto avviene nel C 1 dove la clorite costituisce la massa principale della roccia sotto forma di rete entro le cui maglie sono avvolti idioblasti plagioclasici e noduli quarzosi. Alla clorite si accompagna la muscovite in quantità discreta, l'epidoto è invece quasi assente.

Lo scisto del campione C 1 è perciò un tipo di transizione più vicino allo scisto verde che alla fillade o allo gneiss di quanto non accada per il C 3. La composizione mineralogica è per il resto (minerali accessori e componenti accidentali) identica a quella degli scisti epidotici precedentemente descritti e pure identici sono i caratteri ottici dei minerali.

TABELLA 1.

Campione E 1: *Scisto cloritico-epidotico* - Vallone di Campello q. 1820.

Analisi *		Modo	
SiO <sub>2</sub>	42,15	Epidoto	39,7
TiO <sub>2</sub>	0,61	Clorite	7,9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,09	Plagioclasio	22,1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,88	Calcite	22,6
FeO	6,87	Magn. + Ilm.	3,5
MnO	0,19	Quarzo	3,8
MgO	3,22	Limonite	0,4
CaO	9,53		
Na <sub>2</sub> O	4,12		
K <sub>2</sub> O	0,36		100,0
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09		
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	6,98		
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,36		
CO <sub>2</sub>	3,20		
	<hr/>		
	99,65		
		$\pi = 0,40$	$\gamma = 0,24$
		$\mu = 0,25$	$\alpha = -0,41$
		Q = 25,4	L = 44,3
			M = 30,2

Parametri magn. sec. Niggli	Base	Catanorma
si 108,7	Ru 0,5	Ru 0,5
al 25,8	Cp 0,1	Cp 0,1
fm 37,0	Kp 1,4	Mt 5,7
c 26,3	Ne 24,9	An 30,0
alk 10,8	Cal 18,0	Or 2,3
	Cs 7,2	Ab 38,2
k 0,05	Fs 5,7	Ne 2,0
mg 0,30	Fa 9,2	Cs 7,2
ti 1,1	Fo 7,5	Fa 6,4
p 0,12	Q 25,4	Fo 7,5
c/fm 0,71		
qz — 34,6	<hr/>	<hr/>
w 0,38	99,9	99,9

Tipo magmatico: Normalteralitgabbroide.

Analista R. POTENZA

TABELLA 2.

Campione A 4: *Anfibolite a grana minuta* - q. 1880 presso A. Solaz.

Analisi		Modo	
SiO <sub>2</sub>	42,45	Anfibolo	17,0
TiO <sub>2</sub>	1,08	Epidoto	28,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,89	Clorite	27,4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,75	Plagioclasio	20,5
FeO	8,08	Calcite	0,6
MnO	0,18	Titanite	4,2
MgO	7,85	Quarzo	2,0
CaO	8,97		
Na <sub>2</sub> O	2,63		
K <sub>2</sub> O	0,03		100,0
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03		
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,25		
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,20		
CO <sub>2</sub>	tr.		
	<hr/>		
	100,39		

$\pi = 0,59$	$\gamma = 0,06$	$\mu = 0,45$	$\alpha = -0,15$
	Q = 23,4	L = 38,1	M = 38,5

Parametri magm.  
sec. Niggli

	Base	Catanorma
si 90,2	Ru 0,7	Ru 0,7
al 22,3	Kp 0,1	Mt 8,4
fm 51,8	Ne 14,9	An 38,5
e 20,4	Cal 23,1	Or 0,1
alk 5,5	Cs 2,4	Ab 24,8
	Fs 8,4	Wo 3,2
k 0,006	Fa 10,0	Hy 6,0
mg 0,47	Fo 17,0	Fa 1,3
ti 1,7	Q 23,4	Fo 17,0
p 0,00		
c/fm 0,39		
qz -31,8	<hr/>	<hr/>
w 0,46	100,0	100,0

Tipo magmatico: Normalgabbroide.

Analista R. POTENZA

Rendiconti S.M.I. - 15

TABELLA 3.

Campione E 6: *Scisto cloritico-epidotico* - Val Mortirolo q 2610

Analisi		Base	
SiO <sub>2</sub>	43,40	Ru	0,8
TiO <sub>2</sub>	1,19	Kp	0,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,95	Ne	17,7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,11	Cal	13,6
FeO	6,77	Sp	22,3
MnO	0,18	Fs	3,3
MgO	7,65	Fa	8,2
CaO	4,48	Fo	4,9
Na <sub>2</sub> O	3,24	Q	29,1
K <sub>2</sub> O	0,02		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02		100,0
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,07		
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,22		
S=	0,06		
	<hr/>		
	100,36		

Parametri magm.  
sec. Niggli

si	100,0		
al	36,6	$\pi$	0,43
fm	45,1	$\gamma$	0,00
c	11,1	$\mu$	0,30
alk	7,2	$a$	+0,65
k	0,005		
mg	0,58	Q	29,1
ti	2,1	L	31,4
p	0,0	M	39,5
c/fm	0,25		
qz	-28,8		
w	0,29		

Catanorma

Ru	0,8
Mt	3,3
An	22,7
Or	0,1
Ab	29,5
Cord	21,5
Sp	10,6
Fa	6,6
Fo	4,9
	<hr/>
	99,9

Non corrisponde ad alcun tipo magmatico di Niggli.

La minutissima grana di questa roccia ha impedito la determinazione della composizione modale.

Analista R. POTENZA

TABELLA 4.

Campione C 2: *Scisto cloritico* - Valle Uzza q 1883

Analisi		Modo			
SiO <sub>2</sub>	44,97	Epidoto	7,0		
TiO <sub>2</sub>	1,57	Clorite	47,2		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,38	Plagioclasio	16,6		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,37	Calcite	14,9		
FeO	8,12	Titanite	14,0		
MnO	0,16	Quarzo	tr.		
MgO	8,07				
CaO	6,67				
Na <sub>2</sub> O	3,30		99,7		
K <sub>2</sub> O	0,02				
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,35				
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,80				
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,10	$\pi = 0,49$	$\gamma = 0,00$	$\mu = 0,59$	$\alpha = + 0,22$
CO <sub>2</sub>	2,74	Q = 28,6	L = 39,3	M = 32,0	
	99,62				

Parametri magm. sec. Niggli		Base		Catanorma	
si	111,0	Ru	1,1	Ru	1,1
al	25,2	Cp	0,7	Cp	0,7
fm	49,2	Kp	0,1	Mt	1,5
e	17,7	Ne	19,2	An	33,3
alk	7,9	Cal	20,0	Or	0,1
		Cs	0,9	Ab	32,0
k	0,005	Fs	1,5	Cord.	1,6
mg	0,60	Fa	10,4	Hy	10,0
ti	2,9	Fo	17,4	Fa	2,2
p	0,4	Q	28,6	Fo	17,4
c/fm	0,36				
qz	-20,6		99,9		99,9
w	0,13				

Tipo magmatico: Normalgabbroide.

Analista R. POTENZA

TABELLA 5.

Campione A 6: *Anfibolite a grana media* - q 2130  
presso Monte Sobrettina

Analisi		Modo	
SiO <sub>2</sub>	46,87	Anfibolo	50,7
TiO <sub>2</sub>	0,98	Epidoto	13,2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,74	Clorite	3,9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,43	Plagioclasio	23,4
FeO	8,46	Titanite	8,7
MnO	0,16	Quarzo	0,1
MgO	6,73		
CaO	9,45		
Na <sub>2</sub> O	4,45		100,0
K <sub>2</sub> O	0,21		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20		
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,09		
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,03		
	<hr/> 99,80		

$\pi = 0,36$	$\gamma = 0,00$	$\mu = 0,47$	$\alpha = + 0,26$
	Q = 28,7	L = 39,5	M = 31,8

Parametri magm. sec. Niggli	Base	Catanorma
si 108,3	Ru 0,7	Ru 0,7
al 24,2	Cp 0,3	Cp 0,3
fm 42,2	Kp 0,8	Mt 1,5
e 23,3	Ne 24,5	An 23,5
alk 10,3	Cal 13,9	Or 1,3
	Sp 10,0	Ab 40,6
k 0,03	Fs 1,5	Cord 7,7
mg 0,58	Fa 9,2	Sp 5,8
ti 1,7	Fo 10,1	Fa 8,5
p 0,20	Q 28,9	Fo 10,1
c/fm 0,55		
qz -32,9	<hr/> 100,0	<hr/> 100,0
w 0,13		

Tipo magmatico: *Essexitgabbrodioritico*.

Analista R. POTENZA

### 3. Chimismo.

Dal confronto dei dati delle analisi chimiche e mineralogiche (tab. 1-5) si può anzitutto notare che carattere comune e principale di queste rocce è la povertà di silice e la relativamente scarsa variabilità di questo dato; meno omogeneo è il grado di saturazione, sempre negativo:  $qz$  varia da  $-20,6$  (C 2) a  $-32,9$  (A 6). Nel diagramma QLM perciò i punti rappresentativi di tutte le rocce analizzate si trovano al di sotto della linea di saturazione PF ( $\alpha < 1$ ); i punti relativi alle analisi E 1 e A 4 si trovano inoltre al di sotto della linea MF ( $\alpha < 0$ ). Queste ultime rocce sono quindi decisamente sottosature.

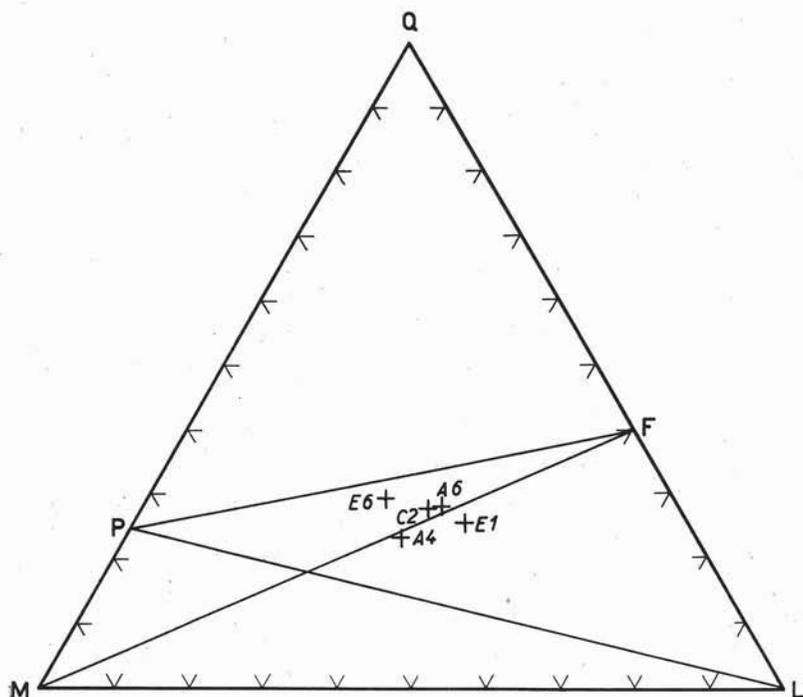


Fig. 3.

L' *alluminio* è contenuto in notevole quantità nelle rocce cloritico-epidotico-anfiboliche, ma solo in un caso (E 6) il contenuto di  $Al_2O_3$  eccede di molto il valore 16-17% normale in rocce gabbriiche.

I *metalli alcalini* sono presenti in quantità relativamente piccole ma non inferiori al contenuto in alcali di rocce iposiliciche a chimismo

affine: il valore  $alk$  infatti è compreso fra 5,5 (A 4) e 10,8 (E 1). Notevolissima è invece la povertà di *potassio*, sia in senso relativo che in senso assoluto. Per due delle analisi infatti il valore  $k$  è dell'ordine di grandezza dei centesimi (E 1, A 6), nelle altre, dei millesimi. In valore assoluto ciò corrisponde nel primo caso a contenuti in  $K_2O$  di 0,2-0,3%, valore paragonabile a quelli usuali nelle rocce gabbriche, nel secondo di 0,02-0,03%: il potassio cioè è praticamente assente.

I calcoli eseguiti sui dati analitici, mediante i metodi di Niggli, permettono di riconoscere in queste rocce una certa affinità con i magmi di tipo gabbroide o alcali-gabbroide. Questa affinità non è però completa: oltre a piccole differenze nei valori  $si$ ,  $al$ ,  $fm$ ,  $c$ ,  $alk$ , si ha una notevolissima differenza nel rapporto  $k$  che, nelle rocce valtelinesi, non raggiunge mai 0,1, mentre nei tipi analoghi riportati dal Niggli è decisamente superiore.

Il calcolo della base e della norma molecolare rivestono nel caso di queste rocce un interesse piuttosto limitato: non è possibile infatti risalire alla composizione di una roccia reale mediante il calcolo della catanorma standard e di successive varianti; la epinorma porta anche essa ad un aggregato mineralogico teorico nel quale non si scorge alcun rapporto con la composizione modale della roccia. Nel modo infatti troppi componenti non hanno composizione definita per cui l'elaborazione delle varianti diventa quanto mai problematica: l'anfibolo, l'epidoto, la clorite hanno un ruolo fondamentale nella composizione mineralogica delle rocce studiate, e di essi almeno due sono sempre presenti nelle associazioni incontrate. Data quindi la vicinanza di più elementi fondamentali nei minerali suddetti, il calcolo delle associazioni che possono essere ricostruite partendo dall'analisi chimica presenta un numero eccessivo di variabili. Non è dunque possibile risalire dalla base e dalla norma fino alla composizione chimica dei singoli componenti mineralogici, per cui il significato di queste è piuttosto scarso e si limita a poche indicazioni di carattere generale sul chimismo, indicazioni che possono essere dedotte anche dai soli rapporti Niggli.

#### 4. Considerazioni conclusive.

Si è visto che le rocce verdi dell'alta Valtellina possono venire distinte in tre tipi fondamentali, la cui distinzione è basata sulla composizione mineralogica, in quanto il chimismo porterebbe a suddivisioni di scarso significato petrografico o geologico. La differenziazione petrografica non deve perciò essere ritenuta legata a motivi singenetici,

p. es. a una differente composizione della roccia originaria, bensì deve essere interpretata come conseguenza del metamorfismo retrogrado che, avendo carattere dinamico, in accordo con il tipo di tettonica sviluppatasi nella zona, varia di intensità e orientamento da luogo a luogo.

In tutti i campioni studiati l'esame microscopico permette di stabilire che il metamorfismo ha agito su queste rocce almeno in due momenti successivi: la prima fase, più remota e soprattutto più uniformemente intensa, non lascia riconoscere alcun relitto di possibili fasi precedenti, sull'esistenza delle quali non possediamo alcun indizio che le escluda o le confermi. Meno intensa, e soprattutto più irregolare, la fase successiva a carattere retrogrado maschera in alcuni punti l'associazione mineralogica esistente in precedenza, lasciando l'impronta di un tipico ambiente epizonale.

Durante la prima fase metamorfica si è formato in prevalenza anfibolo, accompagnato talvolta da biotite più o meno abbondante: la presenza di questi minerali tipicamente scistogeni testimonia l'azione di un campo di forze orientate: la disposizione nematoblastica dell'anfibolo i cui assi cristallografici, sia pur blandamente, sono tutti vincolati intorno a direzioni fisse, indica che ogni punto della roccia era sottoposto a sforzi rappresentabili soltanto mediante un ellissoide a tre assi. La presenza di anfibolo nelle rocce verdi di tutta l'area considerata depone a favore dell'uniformità del grado di metamorfismo: questo minerale è infatti sempre presente, sia pure con caratteri alquanto variabili da luogo a luogo; a volte è alterato e la sua presenza è obliterata dalla diaforesi, ma si può risalire ad esso in base alla testimonianza di relitti o dell'associazione neoformata. Anche la presenza di biotite può essere dedotta dalle attuali associazioni, ma in base ad elementi meno sicuri data la quasi assoluta mancanza di relitti.

La fase metamorfica successiva, di zona poco profonda, può essere articolata in due momenti principali: il primo, ad azione prevalentemente meccanica, che ha frantumato i minerali preformati e ne ha iniziato l'attacco chimico, il secondo, ad azione metasomatica, che ha completato la distruzione di alcuni minerali, sostituiti a fondo soprattutto per opera di soluzioni feldspatizzanti.

Durante il metamorfismo dinamico le zone maggiormente sottoposte agli sforzi tettonici sono quelle in prossimità delle attuali faglie e fratture: qui le deformazioni meccaniche e la successiva metasomatosi hanno completamente rinnovato le associazioni mineralogiche delle rocce, rimaste invece quasi indisturbate all'interno dei blocchi limitati dalle linee di disturbo.

Complessivamente le forze in gioco erano certamente inferiori a quelle applicate durante la prima fase metamorfica; ma la loro azione discontinua ha fatto sì che in alcuni luoghi si concentrassero sforzi intensissimi capaci di milonitizzare ampie fasce rocciose.

In tale ambiente dinamometamorfico le differenze fra gli sforzi applicati nei singoli punti della roccia erano tanto grandi da produrre le intense laminazioni degli scisti cloritici e dei letti micacei; dove poi lo sforzo principale era più intenso e non era compensato da adeguate pressioni laterali si è prodotto lo scorrimento dei blocchi e la milonizzazione completa della roccia.

Successivamente una venuta di soluzioni a bassa termalità, a chimismo prevalentemente sodico, ha permeato la roccia resa pervia dalla milonisi: la minuta granulazione dei minerali milonitizzati ha permesso un agevole attacco dei relitti da parte delle soluzioni, con cristallizzazioni di epidoti e di feldspati sodico-calcei. Piccoli movimenti interessavano ancora la roccia, traducendosi in distorsioni paracrystalline ben riconoscibili nel plagioclasio di neoformazione.

I rapporti fra le azioni tettoniche e gli atti minerogenici susseguitisi nelle rocce verdi valtelinesi possono venire sintetizzati nel quadro seguente:

Fasi metamorfiche	Atti minerogenici	
	Sc. anfibolici	Sc. cloritico-epidotici
1°) Metamorfismo di mesozona	anfibolo, biotite	(anfibolo, biotite)
2°) Metamorfismo di epizona	(epidoto pist.) (clorite, epidoto zois., quarzo 1°, plagioclasio,	epidoto pistacitico clorite, quarzo 1°  plagioclasio,
3°) Movimenti tardoalpini	calcite, quarzo 2°	(calcite, quarzo 2°)

Se ne deduce che nei due tipi litologici il processo metamorfico è stato identico per quanto riguarda le ultime fasi: nel tipo anfibolico è reperibile una fase in più, che la diaforesi ha cancellato nel tipo cloritico-epidotico.

Questa è dunque la serie degli ultimi processi che hanno portato alla costituzione dell'associazione mineralogica attuale, ricostruita partendo da elementi osservabili. Il problema genetico, fondamentale per

queste rocce, il cui chimismo può essere indifferentemente attribuito a scisti di origine sia eruttiva che sedimentaria, deve essere invece risolto per via induttiva, mancando elementi diagnostici che permettano di decidere a favore dell'una o dell'altra ipotesi.

L'origine magmatogena potrebbe essere invocata per queste rocce in base ad analogie di composizione chimica e mineralogica con rocce decisamente eruttive. Le differenze riscontrate tra i tipi analizzati e i tipi eruttivi standard, o tra le associazioni mineralogiche reperite qui e quelle di ortoanfiboliti, prasiniti, ecc. possono essere attribuite a influenze secondarie come gli apporti metasomatici, la differente intensità del metamorfismo ecc.

D'altra parte a favore dell'origine sedimentaria stanno fattori rilevabili sul terreno, o in laboratorio; i principali sono la giacitura rigorosamente concordante con le strutture della serie incassante, di origine sicuramente sedimentaria, e l'analogia di giacitura tra i gruppi di lenti di « scisti verdi » e gruppi di lenti marmoree. Anche i frequenti contatti sfumati sono difficilmente attribuibili a intrusioni eruttive: spesso le lenti dell'alta Valtellina presentano passaggi di facies diluiti su decine di metri di roccia, indipendentemente dalla loro potenza, oppure il cambiamento di tipo litologico avviene per mezzo di una serie di intercalazioni di un tipo nell'altro, o mediante tipi di transizione. Talvolta queste rocce di transizione si presentano isolate, senza che lo « scisto verde » si trovi nelle immediate vicinanze.

A ciò si devono aggiungere le notevolissime eterogeneità che le singole lenti presentano talvolta in sezione trasversale: tali variazioni, di cui è rappresentato un esempio tipico nella fig. 2, non suggeriscono certo la derivazione da una iniezione eruttiva, sia pure più volte metamorfosata.

La composizione chimica infine è molto variabile da lente a lente e così pure la composizione mineralogica: se si trattasse di intrusioni magmatiche, pur dopo il metamorfismo, dovrebbe ancora riscontrarsi una certa affinità di chimismo: come si è visto, le differenze fra i vari tipi sono viceversa molto accentuate non solo per gli elementi più mobili, quali il sodio e il potassio, ma anche per quelli a mobilità minore come l'alluminio, il titanio, il ferro.

In conclusione sembra di dover ammettere una sicura origine sedimentogena per il complesso delle rocce studiate: allo stato attuale degli studi però non si può escludere che qualcuna delle lenti intercalate sia di origine eruttiva: la convergenza dei tipi non permetterebbe di rile-

varlo dalle normali analisi chimiche, mentre lo studio mineralogico è del tutto insufficiente a tale scopo.

Ritengo perciò che la soluzione definitiva di tale problema possa essere avvicinata con maggiore approssimazione mediante studi geochemici più raffinati, principalmente mediante il dosaggio di elementi guida, nel senso assunto dalle ricerche su questo argomento che vanno svolgendosi presso l'Istituto di Mineralogia.

Milano - Istituto di Mineralogia, Petrografia e Geochimica dell'Università.  
Settembre 1961.

#### BIBLIOGRAFIA

- (1) ANDREATTA C. - *La Val di Peio e la catena Vioz-Cevedale*. « Acta geol. alpina » N. 5, Bologna 1954.
- (2) CASTEGNARO E. - *Le amphiboliti prasinitiche di Chiusa (Bolzano)*. « Mem. Acc. Patavina » Classe sc. Mat. e Nat. Vol. LXVI (1953-54).
- (3) ENGEL A. E. J., ENGEL C. G. - *Origin et evolution of Hornblende-andesine amphibolites and kindred facies (Abs.)*. « Bull. Geol. Soc. Am. » Vol. 62, p. 1435, 1951.
- (4) GANDINI P., SCHIAVINATO G. - *Ortoamfiboliti di Dazio in Valtellina*. « Rend. Ist. Lomb. Sc. e Lett. » Cl. Scienze, Vol. 93, 1959.
- (5) GIORCELLI A. - *La serie della valle dell'Ardof*. « Rend. S. M. I. » A. 13, pp. 3-12, Milano 1957.
- (6) GOGUEL J. - *A propos de la composition des amphibolites*. « C. R. S. S. Geol. de France », 3-4, pp. 71-75.
- (7) HAMMER W. - *Die Ortlergruppe und der Ciavalschschkamm*. « Jahrb. k. k. geol. R.-anst. », 1908, 58. Band, 1.
- (8) KÖLER A., MARCHET A. - *Die Moldanubischen Gesteine des Waldviertels (Niederdonau) und seine Randgebiete*. « Fortscr. Min. Krist. Petr. » 25, 1, pp. 353-366, 1941.
- (9) JAFFÉ F. C. - *Les ophiolites et les roches connexes de la région du col des Gets (Chablais, Haute Savoie)*. Zürich, 1955.
- (10) LAPADU-HARGUES P. - *Sur la composition chimique moyenne des amphibolites*. « Bull. Soc. Géol. de France » 6, III, pp. 153-174, 1953.
- (11) MITTELHOZER A. E. - *Beitrag zur Kenntniss der Metamorphose in der Tessiner Wurzelzone mit besondere Berücksichtigung des Castionezuges*. « Schw. Min. Petr. Mitt. » 16, 1936.
- (12) NIGGLI P. - *Die jungen Eruptivgesteine des Mediterranen Orogens*. Zürich 1945.
- (13) SCHLAGINTWEIT O. - *Geologische Untersuchungen um den Bergen zwischen Livigno, Bormio und S. Maria in Münstertal*. « Zeit. Deutsch. Geol. Ges. » Bd. 60, H 2-3, pp. 198-272. Berlin 1908.
- (14) TRÖGER W. E. - *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale*. 1. Teil (Bestimmungstabellen). Stuttgart 1956.
- (15) UYTENBOGAART W. - *On the opaque mineral constituents in a series of amphibolitic rocks from Norra Storfjället, Västerbotten, Sweden*. « Arkiv for Mineralogi och Geologi » Utgivet av kungl. Svenska Vetenskademien - Band I nr. 19 - Stockholm, 1953.