

GIUSEPPE LIBORIO - ANNIBALE MOTTANA

IL COMPLESSO METAMORFICO SUDALPINO
NELLE ALPI OROBIE

II. - VARIAZIONI DELLE PROPRIETA' ROENTGENOGRAFICHE
DELLE MICHE CHIARE DEGLI SCISTI DI EDOLO
LUNGO DIRETTRICI METAMORFICHE (*)

ABSTRACT. — *The South-alpine metamorphic complex in the Orobic Alps. II. Variation of the x-ray properties of white mica in the Edoloschists along directions of progressive metamorphism.*

The x-ray properties of the rock-forming white micas have been determined in 72 specimens of micaschists and quartzites from the Edoloschist formation of the Orobic Alps, a part of the South-alpine tectonic unit in the Central Alps (Northern Italy). Twenty samples were collected in a N-S direction across the S_1 foliation, 52 in an E-W direction along the foliation. The average sampling interval was 1 km, and only specimens showing mesoscopically S_1 surfaces were chosen, so that only the micas crystallized during the Hercynian orogenesis were examined. The Edoloschists undertook during Hercynian times a metamorphism under P,T conditions ranging from those of the chlorite zone to those of the kyanite zone. This metamorphism was either polyphase or it was superimposed on rocks already metamorphosed during the Caledonian orogenesis; in fact a complex pattern of certain relic minerals can be found in the area, whilst absolute dating on mica suggests that it recrystallized during the Hercynian orogenesis. Even though a general increase of the metamorphic grade on a NE-SW direction can be easily detected, an accurate mapping of the subfacies would be impossible in this region using the distribution of index minerals, unless a most careful petrofabric study was made, which might discriminate those which are relics from those which are in equilibrium with the other minerals. An attempt has been made, to avoid such a time-consuming work, to use the white mica as the only diagnostic mineral by linking the increasing metamorphism with the measurable variations in the x-ray properties of white micas.

(*) Lavoro eseguito nel quadro delle ricerche del Centro di Studi sulla stratigrafia e petrografia delle Alpi Centrali del Consiglio Nazionale delle Ricerche, presso l'Istituto di Mineralogia, Petrografia e Geochimica dell'Università degli Studi di Milano.

The N-S direction of sampling starts from the Insubric Line and reaches the Gallinera thrust crossing the chlorite, biotite and almandite zones; then it enters a tectonically displaced area and the gneissic core of the Cedegolo anticline. In the first stretch the x-ray properties of white mica show a regular variation: b_0 decreases according to a gradient of -0.003_5 Å/km with a scatter of less than 5% (fig. 1a); d_{002} similarly decreases, but in a less regular way (fig. 1b). Tectonic displacements, changes in the rock composition and possibly influence of the alpine metamorphism result in an almost random distribution across the Gallinera thrust.

The E-W direction includes rocks metamorphosed under P,T-conditions up to the kyanite zone. Because of the not uniform bulk composition of the rocks sampled in this direction, the variation of the x-ray properties of micas is by far less regular than that in the previous direction. A general trend can however be noted, with both b_0 and d_{002} decreasing to very low values in the westernmost section (fig. 2). Our x-ray results confirm those obtained by many authors by means of chemical analyses: *a*) in the chlorite zone the mica is rich in the celadonite molecule (large b_0) and poor in the paragonite molecule (large d_{002}); *b*) with increasing metamorphism the celadonite fraction is expelled (decrease of b_0) and the white mica approaches the composition of pure muscovite about at the conditions of the upper garnet zone; *c*) in the same time the aptitude to accept paragonite in solid solution increases (decrease of d_{002}).

It is pointed out that, at the conditions of the greenschist facies, a higher accuracy in determining the metamorphic grade can be obtained by measuring the celadonite content of the white mica rather than its paragonite content, i.e. b_0 rather than d_{002} .

Care must be taken however of sampling rocks with similar bulk compositions, and particularly of dividing micaschists from quartzites. Under the same metamorphic conditions b_0 is in fact definitively affected by the available silica so that it has larger values in quartzites than in micaschists (see. f.i. CT 9, 10 fig. 1a). The white mica changes composition rapidly with changing metamorphic conditions, but in some cases co-existing micas with different d_{002} were observed, probably in connection with S_2 surfaces believed to be of alpine age.

Introduzione.

Le indagini geologico-petrologiche sulle Alpi Orobie centro-orientali, iniziate da noi nel 1961 nel quadro delle ricerche di questo Istituto sulle Alpi Centrali, hanno condotto, in tempi recenti, alla stesura della carta geologica formazionale e tettonica di una vasta area a cavallo dei Fogli 18 « Sondrio » e 19 « Tirano », nonché ad una esauriente descrizione petrografica delle metamorfite sudalpine affioranti in quest'ultimo foglio (LIBORIO-MOTTANA, 1969).

Si rende ora necessaria, per la ricostruzione petrogenetica della successione di eventi che hanno interessato queste rocce, la stesura di

una carta di facies. In primo luogo, partendo dagli Scisti di Edolo, intendiamo ricostruire la zoneografia quale si presenta attualmente congelata in queste rocce; poi il sovrapporsi, in tempi diversi, delle varie facies che appaiono testimoniate dalla presenza di minerali relitti. Il basamento scistoso-cristallino delle Alpi Orobie, infatti, sembra essere stato sottoposto a più fasi di metamorfismo e di dislocazione (LIBORIO-MOTTANA, 1969) di cui, per ora, non è nota la natura: cioè se esse siano delle pulsazioni della pressione e/o della temperatura in un ciclo metamorfico unico (Ercinico, 244 M.A. sec. EL TAHLAWI, 1965) o rappresentino, piuttosto, più cicli distinti.

Scelta dei minerali guida.

Il problema della costruzione di una carta delle facies attuali si presenta di difficile soluzione in questa zona. Il procedimento petrografico classico, che consiste nell'individuare la presenza in determinate località di minerali-guida e di unire poi in fasce le località di affioramento di essi (BARROW, 1912; TILLEY, 1925) non si è mostrato utilizzabile nelle Alpi Orobie.

I nostri studi petrografici già pubblicati (LIBORIO-MOTTANA, 1969), ed altri studi preliminari, ci hanno convinto che le paragenesi riscontrate in molte zone non rappresentano più paragenesi in equilibrio ⁽¹⁾, ma sono semplici associazioni di minerali formati in tempi successivi ed in diverse condizioni di pressione e di temperatura. Il loro accumulo nella roccia è dovuto essenzialmente a motivi di cinetica; cioè, per varie ragioni, alcuni minerali non più stabili nelle variate condizioni di pressione e temperatura non hanno reagito a dare nuovi minerali o paragenesi stabili, ma sono rimasti a guisa di relitti in una mesostasi riequilibrata.

Questo fenomeno può essere dovuto sia alla naturale difficoltà di innesco di una reazione sia alla lentezza della stessa rispetto alla durata dell'azione trasformante sia alle difficoltà di diffusione di elementi in un mezzo solido. In particolare, il fatto che le rocce da noi studiate siano di basso grado metamorfico fa sì che il raggiungimento

(¹) Per paragenesi in equilibrio non vogliamo ovviamente intendere « in equilibrio nelle condizioni attuali » ($P = 1 \text{ atm}$, $T = 25^\circ\text{C}$!), ma in equilibrio al momento dell'azione metamorfica.

di un equilibrio stabile richieda tempi estrapolatamente lunghi (BROWN, 1967). E' ovvio che nel nostro caso una carta di facies basata sulla semplice presenza o assenza di un minerale-guida e non su controlli della sua stabilità non darebbe nessuna indicazione effettiva.

A titolo di esempio vogliamo riferire il caso del granato, minerale-guida molto caratteristico nella facies degli scisti verdi che è la prevalente nelle Alpi Orobie orientali. Le rocce contenenti granato si incontrano in larghe zone nella parte centrale della catena: sono tipici mica-scisti argentei, con larghe lamelle di muscovite (cfr. LIBORIO-MOTTANA, 1969, p. 482) e vistosi porfiroblasti di granato. Inoltre, in numerose località sul versante camuno, porfiroblasti di granato di quasi 1 cm di \varnothing si incontrano in mica-scisti grigio verdastri, a grana media o fine, percorsi da superfici di scistosità secondaria. Nel primo caso il granato è fresco, fratturato con sericite insinuata nelle fratture; molto raramente si osserva un anello chelitifitico. Ai raggi X i picchi sono quelli di una sola fase, in genere netti, più raramente un po' sfumati. Nel secondo caso i granati appaiono, in sezione sottile, sparsi di granuletti di quarzo e di pulviscolo nerastro, talora concentrato in bande parallele al contorno del cristallo e quasi delineanti delle zone di accrescimento. Le fratture interne sono ricementate da quarzo e clorite e la cloritizzazione esterna è sovente molto spinta. Ai raggi X i granati tratti da uno stesso campione macroscopico hanno proprietà diverse: alcuni sono costituiti da una sola fase, con picchi un po' allargati; altri sono costituiti da due fasi (sdoppiamento di singoli picchi) di cui una è identica a quella dei cristalli unitari. E' ovvio che la roccia contenente questo secondo tipo di granato fu sottoposta in due momenti diversi alle condizioni di P-T della subfacies del granato, con P-T però diverse nei due momenti. Parte dei granati cristallizzarono nella prima fase, parte nella seconda fruendo, come germe di cristallizzazione, di alcuni dei cristalli già esistenti e non andati distrutti interamente (benchè in parte riassorbiti come mostrano le inclusioni che delimitano le zone). Osservazioni analoghe si possono fare anche sulla biotite, che mostra notevoli varietà di colore (HALL, 1941) e talora appare in via di cloritizzazione, talaltra in via di rigenerazione da clorite (2). Anche questo

(2) Non possiamo escludere che quest'ultimo caso sia invece un errore di identificazione. BROWN (1967), nell'Otago, ha recentemente dimostrato che un minerale del tutto simile a biotite è invece una clorite-vermiculite derivata dall'alterazione

minerale può presentare, in una stessa sezione, colori di interferenza diversi (bluastri o marroni) che sono in genere interpretati come corrispondenti a clorite « primaria » e « secondaria ».

A ovviare a tutte queste difficoltà ci siamo riproposti di costruire una carta di facies basata non sulla distribuzione areale di più minerali, ma sulla variazione delle proprietà di un solo indicatore. Esso doveva, ai nostri fini, essere pressochè ubiquitario nelle formazioni; mostrare proprietà regolarmente variabili; essere facile a ricristallizzare al variare delle condizioni di P-T e, fattore non trascurabile allorchè l'investigazione va estesa su di un'area di 500 km², prestarsi a determinazioni rapide, in serie. In scisti di derivazione pelitica come gli Scisti di Edolo, ai quali è limitata ⁽³⁾ la prima fase della nostra investigazione, due sono i minerali che si prestano all'uopo: plagioclasio e mica bianca.

Il primo è stato utilizzato con successo da WENK (1962) e da WENK-KELLER (1969) nelle rocce pennidiche ed austroalpine. Tuttavia esso è poco selettivo per rocce di basso grado metamorfico, anzi non sembra possibile utilizzarlo nella distinzione delle singole subfacies degli scisti verdi, dato che l'intero intervallo di questa facies è limitato tra 0 e 7% An (TURNER-VERHOOGEN, 1960). Inoltre esso non è sempre presente con tipologia uniforme nelle rocce da noi esaminate: in molti casi è cristallizzato come metablasto posteriormente alla compagine della roccia (LIBORIO-MOTTANA, 1969).

La mica bianca assolve meglio ai requisiti precedentemente esposti: è presente in tutte le rocce della formazione, fuorchè in rare intercalazioni; di norma è molto abbondante, quindi facilmente concentrabile; ha un intervallo di variabilità chimica notevole che si traduce in variazioni facilmente misurabili delle proprietà fisiche; infine ha il grande vantaggio di essere stata esaurientemente studiata in tempi molto recenti proprio sotto il punto di vista delle relazioni esistenti tra proprietà fisiche, composizione chimica e grado di metamorfismo (CIPRIANI-SASSI-VITERBO BASSANI, 1968).

della clorite. Egli ha dimostrato con ciò che l'isograda della biotite, tracciata da TURNER (1938) e McNAMARA (1960) era sbagliata di ben 25 km! Una nuova dimostrazione dell'insicurezza della stratigrafia metamorfica basata sulla presenza o sulla assenza di un minerale.

(³) Anche per ragioni di uniformità di composizione chimica globale, dato che solo a parità di chimismo della roccia le variazioni nella composizione dei minerali sono funzione esclusiva di P-T.

La struttura cristallina della mica bianca è piuttosto aperta (almeno in rapporto a quella di altri minerali delle nostre rocce) e garantisce un pronto adattamento della composizione alle variate condizioni di P-T, soprattutto se coesistono, nella stessa roccia, minerali con i quali possano istaurarsi convenienti reazioni di scambio (IYAMA, 1964; POPOV, 1968). Può costituire uno svantaggio il fatto che nelle rocce delle Alpi Orobie compaia, a volte, mica bianca orientata su due superfici S; ma questo non è evitabile neppure per altri minerali (4).

Scopo del lavoro.

Per tutte queste ragioni abbiamo senz'altro utilizzato la mica bianca nelle nostre determinazioni, usando alcune cautele che saranno precisate nel prossimo capitolo. Questo lavoro riveste un duplice carattere: serve anzitutto a controllare l'efficacia della mica bianca come minerale-guida nel metamorfismo; permette poi di controllare le metodologie di determinazione e le considerazioni petrogenetiche degli autori precedenti.

Va infatti osservato che, se la stratigrafia metamorfica per mezzo delle miche non è per sè un fatto nuovo (BUTLER, 1967; BROWN, 1967) essa è del tutto nuova, a nostra conoscenza, quando effettuata non in base a determinazioni chimiche dirette, ma in base a proprietà roentgenografiche. Solo un lavoro di GUIDOTTI (1966) è stato dedicato al variare del periodo di identità basale della muscovite in un'area del Maine, ma le rocce da lui studiate sono a cavallo di un'isograda della facies delle granuliti. Il nostro lavoro, invece, si è sviluppato in rocce della facies degli scisti verdi, subfacies dalla clorite al granato, per la quale i dati sulle miche bianche sono decisamente rari. Solo recentemente SCHWANDER-HUNZIKER e STERN (1968) hanno pubblicato una vasta serie di dati chimici corredata da alcuni dati roentgenografici sulle miche chiare delle metamorfiti delle Alpi Ticinesi, che include un buon numero di determinazioni in ambiente di basso grado metamorfico su campioni raccolti in modo non sistematico.

(4) La mica di S₂ è, con ogni probabilità, legata alla metablastesi dell'albite. L'uso di questo minerale in luogo della mica bianca non costituirebbe quindi alcun vantaggio.

Campionatura.

Nelle Alpi Orobie orientali il grado metamorfico cresce, all'incirca, da NE a SW, lungo una direzione diagonale all'andamento della foliazione (LIBORIO-MOTTANA, 1969). Allo scopo di verificare anzitutto che le miche chiare delle nostre rocce variassero nelle loro proprietà roentgenografiche in funzione del grado metamorfico ⁽⁵⁾ abbiamo effettuato due campionature sistematiche lungo le componenti N-S e E-W della direttrice di aumento del metamorfismo.

La prima campionatura parte, normalmente alla Linea Insubrica, in vicinanza del paese di Monno e scende lungo la Val Camonica fino a Grevo, per complessivi 17 km in linea d'aria mantenendosi circa ortogonale alla direzione di S_0 e S_1 . D'ora in poi sarà qui riferita come « campionatura trasverso-banco » o « trasversale » (CT). La campionatura attraversa, in prossimità di Edolo, una serie di fasce milonitiche riferibili alla Linea di Santicolo, una vicariante della Linea Insubrica. In prossimità di Malonno essa attraversa inoltre il sovrascorrimento della Linea della Gallinera p.d. (LIBORIO-MOTTANA, 1969) con il suo lembo sedimentario permotriassico e la fascia di rocce metamorfiche che lo sottogiacce; poi la Linea del Sellero, il cui lembo sedimentario permico costituisce il fianco settentrionale in posto dell'anticlinale di Cedegolo. La campionatura attraversa il nucleo scistoso-cristallino di questa anticlinale (Formazione di Forno d'Allione) e scende lungo il fianco meridionale fino a quasi a incontrare il sedimentario in posto. Non abbiamo intensificato lo studio in questa ultima zona perchè qui affiorerebbero gli « Scisti di Rendena » da noi non conosciuti completamente.

La seconda campionatura parte dal fondovalle della Val Camonica in prossimità di Edolo, dove si innesta nella CT, e decorre, in senso E-W, prima lungo la valle dell'Ogliolo di Corteno, poi lungo il fondovalle della Valtellina mantenendosi ai piedi della catena orobica fino a Fusine. Qui essa ha termine dopo 45 km in linea d'aria, perchè agli Scisti di Edolo succedono gli Gneiss di Morbegno. Questa seconda campionatura si mantiene quasi rigorosamente parallela alla direzione di S_0 e di S_1 ; essa sarà d'ora in poi chiamata « campionatura lungo-banco »

(⁵) La variazione del grado metamorfico è molto lenta e si poteva temere che il metodo ai RX sulle miche chiare non fosse sufficientemente selettivo.

o « longitudinale » (CL). Il primo campione della CL coincide col sesto campione della CT. La CL è meno dislocata della CT: avvicina prima, tra Galleno e l'Aprica, una modesta zona milonitica (Linea del M. Borga) che è una vicariante insubrica; poi, a Sazzo, taglia la Linea del Porcile ed il suo cuneo sedimentario, infine la linea tettonica (finora innominata) che pone a contatto Scisti di Edolo e Gneiss di Morbegno. Se nella CL vi sono meno dislocazioni tettoniche che nella CT, molto più complesse sono invece le variazioni litologiche. La variazione nel grado di quarzicità ⁽⁶⁾ da E a W è infatti molto maggiore che da N a S; inoltre la CL attraversa zone interessate da estesi fenomeni di blastesi albitica.

Era stata prevista una campionatura sistematica con intervalli di 1 km tra un campione e l'altro; questi intervalli sono poi risultati abbastanza regolari, benchè in alcuni punti abbiano dovuto essere forzatamente maggiori a causa della copertura morenica ed in altri si sia campionato ad intervalli più brevi per delucidare particolari problemi apparsi nel corso del lavoro. Le località di raccolta dei campioni sono indicate nelle Tab. 1 e 2 con le loro coordinate U.T.M. Nelle tabelle figurano anche le distanze tra campione e campione, come distanze effettive, in linea d'aria e non come distanze delle rispettive proiezioni sull'asse della campionatura. Queste distanze effettive sono anche riportate in ascissa nelle fig. 1 e 2.

In ciascuna località di campionatura si sono seguiti due criteri nella scelta del campione da portare ad esaminare: *a*) si è cercato di campionare rocce in cui figurassero esclusivamente superfici S_1 ; *b*) nell'ambito di 10-15 m si è scelto il litotipo più ricco in mica. Come apparirà dai risultati sperimentali, non è però stato sempre possibile evitare la presenza di miche orientate su S_2 , nè di rocce ad elevato contenuto in quarzo ⁽⁷⁾.

Un altro problema è rappresentato dalla coesistenza con la mica di altri minerali contenenti Na, K e Fe atti a servire a reazioni di scambio. Di essi non si è tenuto effettivamente conto all'atto della campionatura.

⁽⁶⁾ Intendiamo con questo termine un parametro approssimativo e macroscopico indicante l'avvicinamento del campione a vere e proprie quarziti.

⁽⁷⁾ Considerazioni di ordine pratico suggerivano, originariamente, di evitare i litotipi decisamente quarziticci. In fase di interpretazione dei risultati è apparso che i valori ottenuti per i termini estremi quarziticci e micascistososi non sono direttamente confrontabili (cfr. pag. 196).

In conclusione, riteniamo che i campioni da noi esaminati costituiscano un insieme sufficientemente omogeneo, nonchè siano ben rappresentativi come numero per permetterci di generalizzare i risultati ottenuti, nello studio di due direttrici, al quadro metamorfico di tutta l'area orientale, nostro fine ultimo per costruire una carta di facies.

Metodologia.

I campioni, dal peso di circa 1 kg, sono stati frantumati con una pressa meccanica, quindi setacciati a secco fino ad ottenere un quantitativo di sostanza giudicato sufficiente, nella frazione compresa tra 250 e 125 micron. La frazione inferiore a 125 micron è stata trascurata per principio, per evitare cioè che la eventuale sericite presente ⁽⁸⁾ in essa andasse ad inquinare il concentrato micaceo falsando le determinazioni.

La separazione delle miche dai minerali granulari è stata effettuata sfruttando la loro forma lamellare e le loro proprietà di attrazione elettrostatica che le fanno aderire ad un foglio di carta di cellulosa mentre gli altri minerali tendono a scorrere. La concentrazione della mica bianca è stata eseguita col separatore magnetico, applicando l'intensità di corrente più bassa possibile per consentire la separazione di tutta la biotite e della maggior parte della clorite al polo positivo. Questa intensità di corrente è stata determinata per tentativi su gruppi di rocce simili e varia da 0,60 a 0,80 amp a seconda dei campioni. Al termine della separazione magnetica i concentrati di mica bianca erano in genere puri a più dell'85%, in molti casi a più del 95% (valutazioni al binoculare ed ai RX). Le maggiori impurità residue erano costituite da clorite e quarzo, oltre a tracce di albite e ocre. La prima non interferisce nelle determinazioni roentgenografiche della muscovite, specie se in quantità così piccole. Il secondo rappresenta una interferenza seria, ma, essendo presente nel concentrato in forma di minute schegge, non può essere assolutamente eliminato a secco. Di conseguenza, in luogo di usare come standard interno nelle nostre misure il silicio metallico, come consigliato da CIPRIANI-SASSI e VITERBO (1968), siamo stati costretti ad usare del quarzo, calibrato contro silicio metallico, che mascherasse completamente il quarzo presente come impurezza⁽⁹⁾.

⁽⁸⁾ Si tratta, in parte, di mica d'alterazione sul plagioclasio e sul granato; in parte, forse, delle eventuali miche giacenti su S_2 che, in genere, hanno dimensioni ridotte.

⁽⁹⁾ Due diversi quarzi sono stati utilizzati, in tempi diversi. Il primo proviene da un cristallo ialino di grosse dimensioni di probabile origine brasiliana; il secondo da una massa microcristallina lattiginosa di uso vetrario raccolta sul greto

L'inconveniente maggiore nell'uso del quarzo sta nel fatto che, per alti contenuti di termine ultimo muscovitico, il picco (006) della mica e quello (10 $\bar{1}1$) del quarzo vengono praticamente a sovrapporsi, impedendo le misure. Questo è un caso raro, però, nelle nostre miche a causa del basso grado di metamorfismo che le tiene lontane da muscoviti pure. In questi casi comunque la misura è stata fatta sul solo picco (00.10). Per la misura dei picchi (006) e (00.10) abbiamo seguito il metodo proposto da CIPRIANI-SASSI e VITERBO (1968), scandendo per punti spaziati di $0^{\circ}01$ 2θ gli intervalli $26^{\circ}50$ - $27^{\circ}00$ e $45^{\circ}30$ - $46^{\circ}00$ ⁽¹⁰⁾. La correzione per il trascinarsi è stata effettuata relativamente ai picchi (10 $\bar{1}1$) a $26^{\circ}66$ 2θ Cu $K\bar{\alpha}$ e (20 $\bar{2}1$) a $45^{\circ}79$ 2θ Cu $K\alpha_1$. Le misure corrette dei picchi (006) e (00.10) sono probabilmente precise rispettivamente a $\pm 0^{\circ}01$ e $\pm 0^{\circ}01$. Nel calcolo di d_{002} si è sempre usato il valore dedotto da (00.10) come più preciso.

Per la misura di (060) abbiamo preferito, in luogo di usare una camera come suggerito da CIPRIANI-SASSI e VITERBO (1968), usare ancora il diffrattometro utilizzando il portacampioni di NISKANEN (1964) per avere preparati il più possibile privi di orientazione. Le misure al diffrattometro sono molto più rapide di quelle effettuate con una camera Debye e raggiungono senz'altro lo stesso livello di accuratezza. Misure di confronto hanno mostrato che l'intensità di (060) ottenuta su preparati secondo Niskanen è pari, alla peggio, ai 2/3 di quella ottenuta con una camera Debye ed è circa tre volte superiore a quella ottenuta col portacampione Philips. Per la misura di (060) sono state effettuate da 2 a 4 oscillazioni complete, in andata ed in ritorno nell'intervallo $59^{\circ}00$ - $62^{\circ}00$ 2θ Cu $K\bar{\alpha}$ che comprende il picco (2131) del quarzo ed il picco (060) della mica. La distanza tra la riflessione α_1 del quarzo ($59^{\circ}959$) e quella della mica, misurate entrambe a 2/3 dell'altezza dal fondo, è stata misurata con un regolo con una precisione di $0^{\circ}02$ 2θ e la media delle misure è stata convertita in d. La precisione della misura di (060) è senz'altro inferiore a quella di (00.10) e probabilmente anche di (006) sia perchè il picco (060) è meno secco dei precedenti, sia perchè il metodo stesso di lettura è meno preciso. Tenendo conto delle variazioni riscontrate nelle singole oscillazioni ed in preparati successivi sullo stesso campione riteniamo che la misura di (060) sia precisa a $\pm 0.02^{\circ}$ 2θ . Il portacampioni di Niskanen è stato usato anche

del Ticino. Entrambi sono stati standardizzati contro silicio metallico e le loro celle elementari, elaborate per calcolo elettronico col programma LCREF, a partire da dati diffrattometrici, coincidono al limite della terza cifra decimale: $a_0 = 4.913 \pm 0.001\text{\AA}$, $c_0 = 5.406 \pm 0.001\text{\AA}$.

⁽¹⁰⁾ Condizioni strumentali: diffrattometro verticale Norelco a grande angolo finestre 1° - 1 mm- 1° . Contatore proporzionale. Registratore Philips con fattori di scala e tempo variabili. Discriminatore inserito.

per definire il politipo delle miche esaminate, ottenuto per confronto con le tavole di d date da YODER e EUGSTER (1955). I valori di 2θ sono stati convertiti in d facendo uso della tavole di FANG e BLOSS (1966). Il calcolo di RM. e di $\text{Na}/\text{Na} + \text{K}$ è stato eseguito in base alla formula di CIPRIANI-SASSI e VITERBO (1968) usufruendo del calcolatore del Centro di calcolo dell'Università di Milano (vedi Tab. 1 e 2). Ricordiamo, a questo proposito, che il rapporto $\text{Na}/\text{Na} + \text{K}$ corrisponde alla frazione di molecola paragonitica contenuta nella mica e che RM è uguale alla somma dei rapporti molecolari dei femici ($\text{RM} = \text{R.M.}_{1/2\text{Fe}_2\text{O}_3} + \text{R.M.}_{\text{FeO}} + \text{R.M.}_{\text{MgO}}$) che corrisponde alla quantità di molecola celadonitica nella muscovite teorica.

Risultati sperimentali.

I risultati delle determinazioni roentgenografiche effettuate sui 72 campioni delle due direttrici metamorfiche sono riportati nelle Tab. 1 e 2, convertiti in valori di dimensioni reticolari. Nelle stesse tabelle ogni campione è contrassegnato da un numero progressivo (diverso da quello di campagna) e identificato, nella sua posizione geografica, in base alle coordinate UTM ed alla distanza in linea d'aria dal campione precedente. E' riportata, infine, l'interpretazione chimica dei risultati elaborata in base alle formule di CIPRIANI-SASSI e VITERBO (1968, pag. 168).

Le fig. 1 e 2 danno i risultati in forma di grafici, in cui i numeri in ascissa corrispondono a quelli dei campioni e sono a distanza pari alla distanza in linea d'aria tra i campioni stessi ⁽¹¹⁾; in ordinata sono i valori di b_0 e di $d_{002} = 1/2 c_0 \sin \beta$. In testa alle figure 1 e 2 sono gli schizzi geologici delle fasce interessate dalle campionature, stralciati dai F° 18 « Sondrio » e F° 19 « Tirano ».

Tutte le miche esaminate sono risultate appartenenti al politipo 2M, quello consueto nel metamorfismo regionale.

a) *Campionatura trasversale.* La fig. 1 e la Tab. 1 danno i risultati ottenuti sui campioni raccolti trasverso-banco nel fondovalle della

⁽¹¹⁾ La somma delle distanze effettive tra campione e campione è ovviamente superiore a quella in linea d'aria tra gli estremi della campionatura, per cui la posizione del campione sullo schizzo geologico non coincide con la loro proiezione sui grafici.

Val Camonica. I valori di b_0 variano tra un massimo di 9.032 Å ed un minimo di 8.993 Å; quelli di d_{002} tra un massimo di 9.982 Å ed un minimo di 9.928 Å.

TABELLA 1.

Tabulazione dei dati sperimentali e calcolati sulle miche chiare della campionatura trasversale.

NUM	COORDINATE	DIST	D(002)	$\rho(0)$	NA/NA+K	RM	NOTE
1	418.1845	150	9.982	9.030	0.59	0.05	
2	418.1814	350	9.967	9.028	0.41	0.07	
3	387.1724	950	9.959	9.032	0.32	0.10	
4	362.1625	1050	9.971	9.018	0.05	0.07	
5	326.1567	700	9.945	9.022	0.05	0.09	
6	315.1464	1050	9.955	9.014	0.10	0.05	
7	388.1408	900	9.971	9.011	0.07	0.06	
8	414.1307	1200	9.963	9.004	0.12	0.05	
9	413.1262	500	9.963	9.005	0.12	0.05	
10	412.1262	10	9.959	9.012	0.11	0.06	
11	386.1150	1000	9.948	8.999	0.18	0.04	
12	338.1050	1150	9.928	8.993	0.26	0.03	
13	282.1012	650	9.934	8.993	0.25	0.02	
14	212.0923	800	9.957	9.005	0.14	0.05	
15	123.0754	1950	9.959	9.016	0.09	0.07	
16	158.0701	650	9.932	8.997	0.23	0.04	W
16	158.0701	0	9.942	8.997	0.21	0.03	W
17	174.0540	1575	9.953	9.011	0.12	0.07	
18	258.0450	1250	9.963	9.026	0.35	0.07	WF
18	258.0450	0	9.946	9.026	0.15	0.10	WF
19	460.0280	2600	9.965	9.022	0.05	0.09	R
20	450.0220	600	9.959	9.008	0.12	0.05	R
F	=	FORMAZIONE DI FORNO D'ALLIGIONE					
R	=	SCISTI DI RENDENA					
W	=	MICHE COESISTENTI NELLO STESSO CAMPIONE					

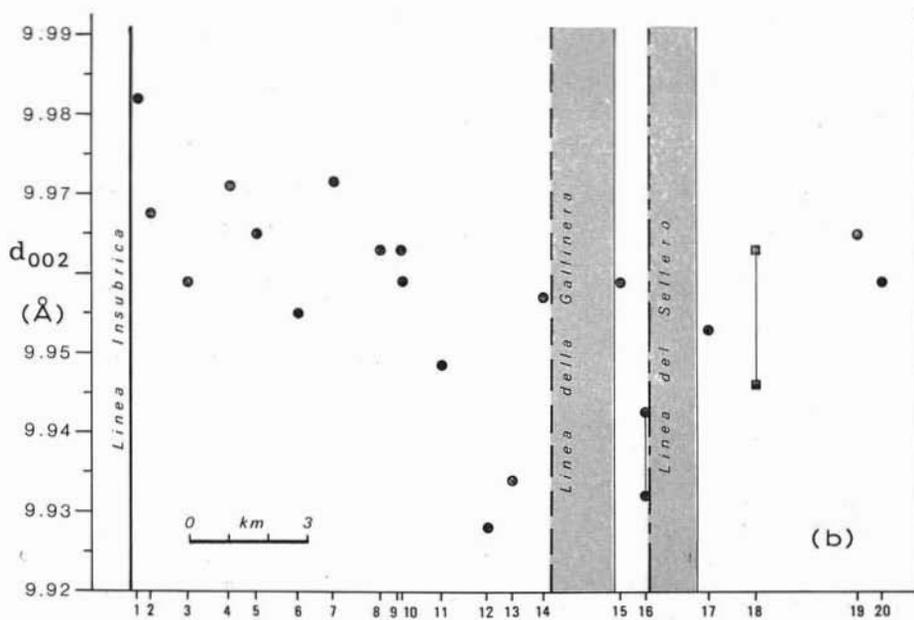
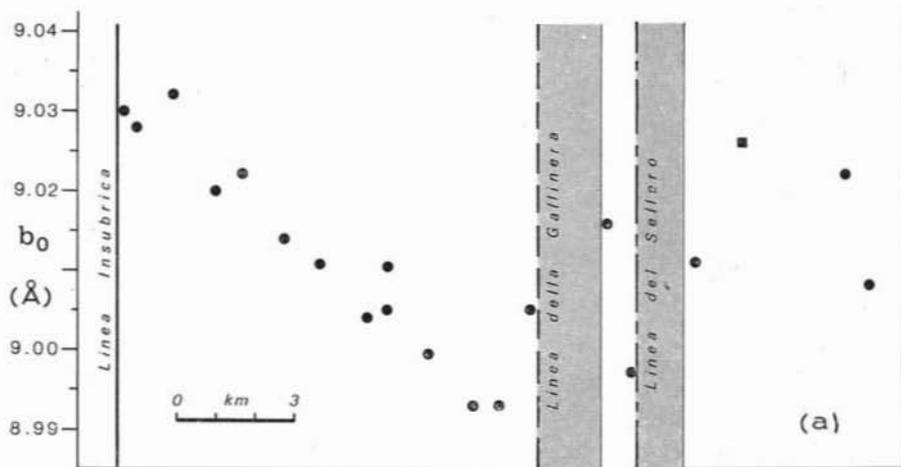
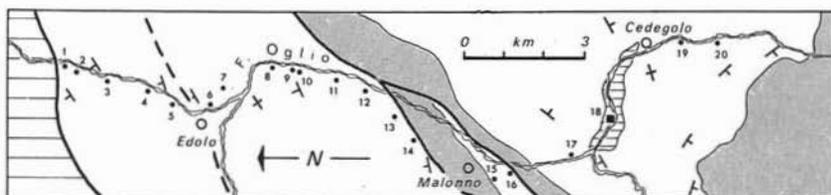
Fig. 1. — *Variazione delle proprietà roentgenografiche delle miche chiare nella campionatura trasversale a S, lungo la Val Camonica.*

In ascissa sono riportati i numeri progressivi che identificano i campioni (cfr. tab. 1) alla loro distanza in linea d'aria; in ordinata i valori di b_0 (a) e d_{002} (b) in Ångstrom. In testa lo stralcio della carta tettonico-formazionale dell'area interessata dalla campionatura.

Segni convenzionali: tratto orizzontale spaziato = cristallino delle falde austro-alpine (a Nord della Linea Insubrica); bianco = formazione degli Scisti di Edolo; tratteggio orizzontale ravvicinato = formazione di Forno d'Alligione; grigio = sedimentario incuneato nella Linea della Gallinera e del Sellero ed in posto.

Immersioni: da medie a fortemente inclinate (\perp); subverticali (\perp).

N.B. I punti della fig. 1 b collegati da un tratto rappresentano miche coesistenti nello stesso campione.



Secondo un criterio di nomenclatura suggerito da CIPRIANI-SASSI e VITERBO (1968) la grande maggioranza delle miche studiate è muscovite; fengiti ($b_0 > 9.025 \text{ \AA}$) sono solo le miche dei tre primi campioni e quella dello Gneiss di Forno d'Allione. Ricalcolando però il chimismo delle miche con le formule dei suddetti autori, nessuna mica risulta una tipica fengite ($RM \geq 0.12$), ma parecchie sono ferromuscoviti ($0.08 \leq RM \leq 0.12$).

Una variazione regolare di b_0 si nota tra la Linea Insubrica e la Linea della Gallinera. In relazione al crescere del metamorfismo, b_0 decresce con un gradiente di 0.003_5 \AA/km ed uno scarto di appena il 5%. Parallelamente, ma molto meno regolarmente, decresce il periodo basale d_{002} . In prossimità della Linea della Gallinera (c. 14 raccolto a 200 m dal lembo triassico di Lava di Malonno) si assiste ad una variazione improvvisa, che riteniamo dovuta ad un effetto retrometamorfico indotto nel basamento dal calore sviluppato dal movimento tra le due masse. Il c. 15, che sottostà alle rocce sedimentarie della Gallinera, mostra le proprietà roentgenografiche del c. 6; qualora non si ammettesse per esso nessun influsso di dinamometamorfismo si dovrebbe accettare che il movimento verticale relativo tra i lembi di basamento a N ed a S della Linea della Gallinera è dell'ordine di 5 km.

Il c. 16, raccolto a pochi metri dal sedimentario della Linea del Sellero, mostra la presenza di due miche coesistenti, differenziabili solo quanto a periodo basale. Si tratta, probabilmente, di un marcato disequilibrio dovuto all'effetto retrometamorfico della Linea del Sellero⁽¹²⁾. A Sud di questa si ha l'anticlinale di Cedegolo col suo nucleo gneissico in cui ancora si nota la presenza di due miche coesistenti nello stesso campione. In questo caso non è improbabile trattarsi di un fenomeno di polimetamorfismo perchè in questi gneiss coesistono anche due plagioclasti (LIBORIO-MOTTANA, 1969).

⁽¹²⁾ Le rocce sedimentarie del lembo incluso tettonicamente nella Linea del Sellero mostrano un buon grado di metamorfismo, in gran parte probabilmente dinamico a bassa T, ma, almeno in parte, anche svoltosi a temperature da metamorfismo regionale. Ciò è indicato, in particolare, dalla trasformazione della pasta di fondo dei porfidi del Collio («scisti sericitici» cfr. LIBORIO-MOTTANA, 1969) in mica ben cristallizzata (politipo 2M, b_0 9.014, d_{002} doppio 9.984 e 9.968; il campione proviene dalla Valle Lovaia).

b) *Campionatura longitudinale*. I risultati delle 52 determinazioni compiute su rocce della campionatura lungo-banco sono riportati nella Tab. 2 e nelle Fig. 2a, b. Tutte le miche sono politipi 2M, con costanti reticolari variabili da un massimo di 9.039 Å ad un minimo di 8.988 Å per b_0 e da un massimo di 9.986 Å ad un minimo di 9.917 Å per d_{002} .

Tra le miche esaminate vi sono tre fengiti tipiche, caratterizzate da un largo b_0 e da un alto valore di RM. Tra Corteno e la Val Belviso sono inoltre presenti e prevalenti le « ferromuscoviti », caratterizzate da un $b_0 \approx 9.025$ Å e da valori di RM compresi tra 0.08 e 0.10. Viceversa a W della Linea del Porcile predominano le muscoviti p.d. caratterizzate da b_0 vicini e inferiori a 9.000 Å. Esse sono da mettere senz'altro in relazione col grado metamorfico che è in questa zona quello della subfacies a granato ⁽¹³⁾. Motivo del prevalere di miche con b_0 largo tra Corteno e l'Aprica sembra invece il fatto che le rocce affioranti in questo tratto sono caratterizzate da alto grado di quarzicità (zona a primaria sedimentazione neritica; cfr. LIBORIO-MOTTANA, 1969). Quarziti pure sono le rocce madri delle tre fengiti, distribuite a casaccio nella campionatura.

Le proprietà roentgenografiche delle miche variano, in questa seconda direttrice, in modo nettamente meno regolare che nella prima. Tuttavia si può ancora riconoscere un andamento generale simile a quello riscontrato nella campionatura trasversale: tanto b_0 quanto d_{002} decrescono col crescere del grado metamorfico da W a E. La Linea del Porcile provoca discontinuità locali che sono qui meno evidenti di quelle riscontrate presso la Linea della Gallinera, sia perchè si confondono nelle irregolarità di andamento già esistenti, sia perchè i caratteri di questa dislocazione tettonica sono ben diversi (presenza di arenarie ben ricristallizzate, anageniti ed infine età del movimento anteriore a quelli precedentemente citati). Tuttavia l'importanza del movimento tettonico è messa in evidenza, se si osserva l'andamento di d_{002} a E ed a W della faglia; a W esso si mantiene su valori bassi, debolmente decrescenti; a E invece esso mostra valori alti e crescenti. Insistiamo però nel dire che in questa zona, come in tutta la direttrice, tanto il grado metamor-

⁽¹³⁾ La presenza di cianite in questa zona è stata segnalata in passato, ma non ha avuto ancora conferma.

fico quanto l'irregolare chimismo globale delle rocce rappresentano fatti concomitanti nel definire le proprietà roentgenografiche delle miche.

TABELLA 2.

Tabulazione dei dati sperimentali e calcolati sulle miche chiare della campionatura longitudinale.

NUM	COORDINATE	DIST	D(002)	B(0)	NA/NA+K	RM	NOTE
1	315.1464	0	9.955	9.014	0.10	0.05	
2	222.1510	1100	9.965	9.018	0.06	0.08	
3	132.1474	1000	9.975	9.020	0.03	0.08	
4	38.1440	1000	9.950	9.024	0.08	0.10	
5	9942.1445	1000	9.965	9.006	0.11	0.05	
6	9824.1447	1200	9.976	9.012	0.05	0.06	
7	9647.1379	1900	9.965	9.039	0.41	0.11	W
7	9647.1379	0	9.950	9.039	0.24	0.14	W
8	9640.1379	100	9.957	9.026	0.28	0.08	
9	9558.1322	950	9.961	9.026	0.32	0.07	
10	9458.1335	1000	9.963	9.027	0.35	0.07	
11	9381.1331	750	9.970	9.022	0.03	0.09	
12	9198.1270	1900	9.977	9.024	0.01	0.09	
13	9198.1270	2	9.963	9.027	0.35	0.07	
14	9107.1229	1000	9.969	9.013	0.07	0.07	
15	9000.1219	1100	9.976	9.020	0.02	0.08	
16	8878.1180	1300	9.968	9.026	0.41	0.06	
17	8850.1169	325	9.968	9.023	0.03	0.09	
18	8790.1145	650	9.969	9.027	0.42	0.06	
19	8683.1140	1100	9.976	9.028	0.51	0.05	W
19	8683.1140	0	9.963	9.028	0.36	0.08	W
20	8593.1202	1000	9.968	9.028	0.42	0.07	
21	8434.1194	1050	9.973	9.019	0.04	0.05	
22	8365.1152	1250	9.975	9.015	0.04	0.07	
23	8292.1144	750	9.975	9.011	0.06	0.06	
24	8237.1136	550	9.967	9.013	0.03	0.06	
25	8130.1140	1075	9.941	9.038	0.12	0.15	
26	7982.1070	1600	9.976	9.024	0.01	0.09	
27	7856.1070	1275	9.953	9.014	0.11	0.07	
28	7728.1192	1750	9.965	9.030	0.39	0.08	
29	7656.1227	825	9.986	9.014	0.02	0.06	
30	7586.1222	725	9.984	9.012	0.04	0.05	
31	7523.1230	625	9.940	9.010	0.16	0.08	
32	7500.1235	250	9.946	9.007	0.16	0.05	
33	7406.1194	1025	9.951	9.020	0.06	0.09	
34	7363.1204	525	9.955	9.002	0.15	0.04	
35	7224.1205	1400	9.946	9.009	0.15	0.06	
36	7133.1240	1000	9.924	9.005	0.22	0.06	
37	7045.1240	900	9.965	9.008	0.10	0.05	W
37	7045.1240	0	9.942	9.008	0.16	0.06	W
38	6932.1193	1250	9.946	9.007	0.16	0.05	
39	6802.1180	1300	9.943	9.038	0.15	0.15	
40	6734.1168	700	9.924	8.992	0.28	0.02	
41	6670.1197	300	9.932	9.010	0.18	0.07	
42	6648.1126	700	9.954	9.011	0.17	0.07	
43	6592.1102	625	9.946	9.004	0.17	0.05	
44	6592.1104	10	9.943	9.005	0.17	0.05	
45	6509.1118	825	9.959	9.019	0.07	0.09	W
45	6508.1118	0	9.946	9.019	0.11	0.09	W
46	6457.1160	650	9.917	8.988	0.31	0.02	
47	6357.1132	1025	9.936	9.001	0.21	0.04	
48	6261.1110	1000	9.920	8.997	0.27	0.04	
49	6173.1106	875	9.924	8.993	0.27	0.03	
50	5992.1108	1750	9.951	9.013	0.09	0.07	
51	5914.1094	775	9.932	8.968	0.23	0.04	
52	5810.1096	1025	9.944	9.002	0.18	0.05	

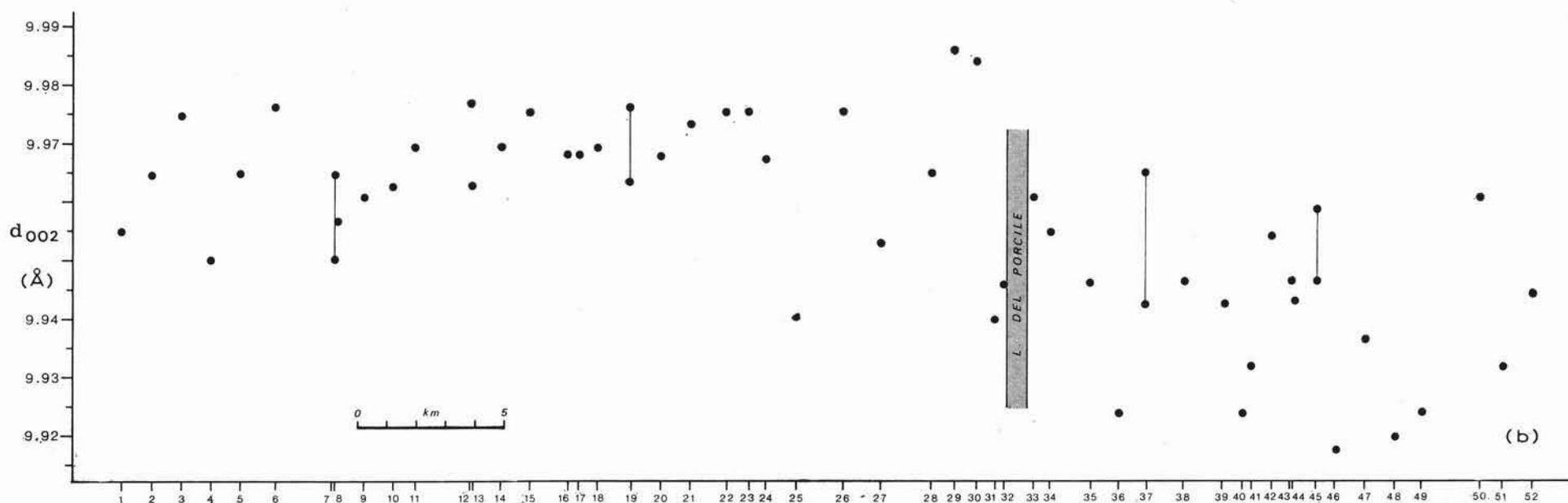
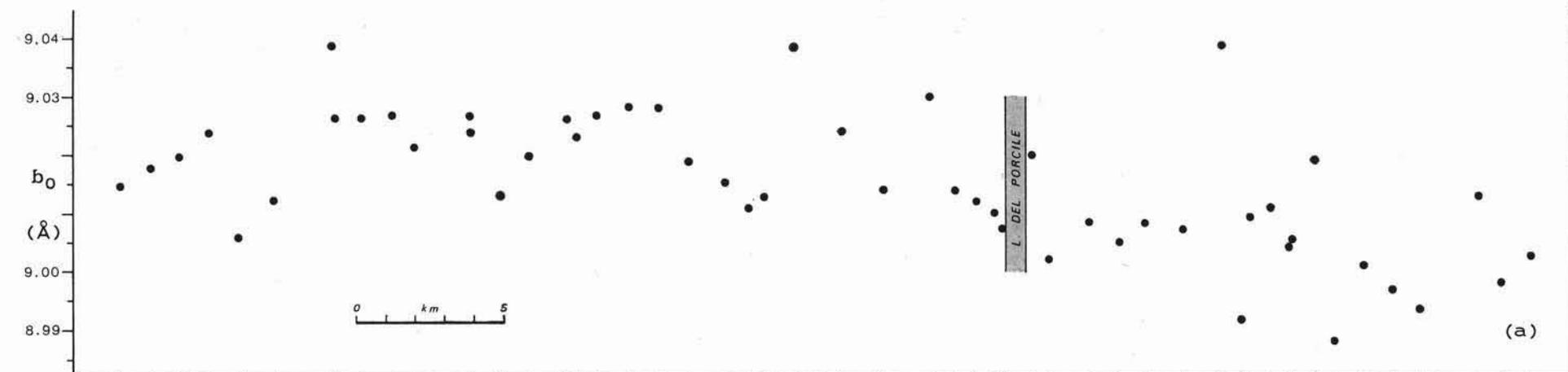
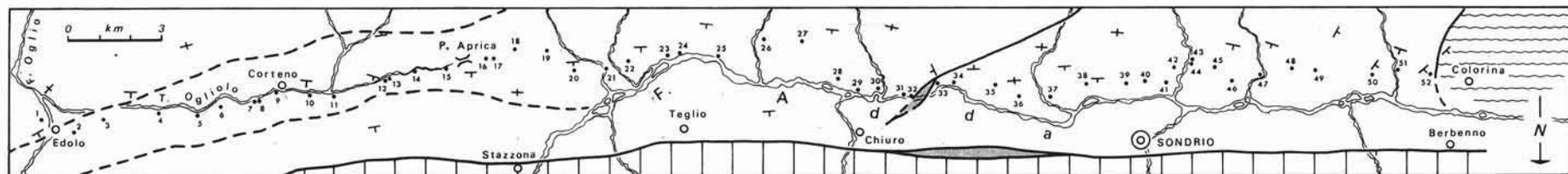


Fig. 2. — *Variatione delle proprietà roentgenografiche delle miche chiare nella campionatura longitudinale lungo la Valle dell'Oglio e la Valtellina.*

In ascissa sono riportati i numeri progressivi che identificano i campioni (cfr. tab. 2) alla loro distanza in linea d'aria; in ordinata i valori di b_0 (a) e d_{002} (b) in Angstrom. In testa lo stralcio della carta tettonico-formazionale dell'area interessata dalla campionatura.

Segni convenzionali: tratto verticale spaziato = cristallino delle falde austro-alpine (a Nord della Linea Insubrica); bianco = formazione degli Scisti di Edolo; tratteggio ondulato orizzontale = formazione degli Gneiss di Morbegno; grigio == = sedimentario incuneato nella Linea Insubrica e nella Linea del Porcile.

Immersioni: da medie a fortemente inclinate (\perp); subverticali (+).

N.B. I punti della fig. 2b collegati da un tratto rappresentano miche coesistenti nello stesso campione.

Interpretazione dei risultati.

Le osservazioni roentgenografiche da noi compiute ci confermano, innanzitutto, che è possibile effettuare, in una serie di metamorfiti omogenee, una stratigrafia per mezzo delle miche chiare. I nostri risultati ai raggi X confermano infatti in pieno i ben noti andamenti definiti da vari autori in base ad analisi chimiche, sia in aree unitarie di metamorfismo crescente (LAMBERT, 1959; CRAWFORD, 1966; BUTLER, 1967), sia sulla base di statistiche generali (ERNST, 1963; CIPRIANI e collaboratori, 1968):

1) Le miche chiare cristallizzano, nelle condizioni di P-T corrispondenti all'inizio del metamorfismo p.d. (subfacies della clorite), quali fengiti. Esse tendono poi, col crescere della T, ad espellere la loro componente celadonitica per avvicinarsi a termini muscovitici puri. Muscovite pura non cristallizza che in condizioni abbastanza elevate di P-T, pari quasi a quelle della facies delle anfiboliti. Espresso in termini di proprietà roentgenografiche, questo decorso di variazione chimica si manifesta con una riduzione graduale del parametro b_0 da valori dell'ordine di 9.03-9.04 Å nella zona della clorite, fino a valori dell'ordine di 9.00-8.99 Å in quella dell'almandino.

2) Parallelamente al crescere del metamorfismo aumenta l'attitudine della mica chiara ad ammettere sodio in soluzione solida (miscela paragonitica). In termini roentgenografici questo aumento si evidenzia in una riduzione progressiva del periodo basale d_{002} .

Queste due regole appaiono evidenti nell'osservazione della fig. 1 (anche se l'interrelazione sostituzione paragonitica/sostituzione celadonitica non è regolare) ⁽¹⁴⁾; ma se in luogo di misure roentgenografiche si proiettano le loro trasposizioni chimiche in base alle formule di CIPRIANI-SASSI e VITERBO (1968) esse risultano, invece, totalmente obliquate. Più precisamente: l'andamento del chimismo delle miche dedotto dalle formule suddette è pressochè identico all'andamento delle proprietà roentgenografiche nel campo delle sole muscoviti (definite in base al b_0) o anche delle sole fengiti, ma non quando, in una serie, risultino presenti entrambi i termini. Il parametro RM non risulta allora gran

⁽¹⁴⁾ Nè ci si spetta che lo sia del tutto dipendendo essa da una molteplicità di fattori (cfr. pag. 196).

che influenzato dal ricalcolo effettuato mediante due diverse formule e decorre pressochè parallelo a b_0 ; $Na/Na + K$ mostra invece valori decisamente non confrontabili nè correlabili con l'andamento generale.

Nella nostra serie nulla indica, infatti, che i campioni CT 1,2 e 3 debbano contenere da 5 a 10 volte più paragonite dei campioni immediatamente seguenti, con addirittura una manifesta inversione nelle relazioni grado metamorfico/contenuto di molecola paragonitica che sono ormai ben fondate su dati statistici ed hanno avuto conferme per via sperimentale (YODER-EUGSTER, 1955; POPOV, 1968). Tutto indica, piuttosto, che la formula proposta da CIPRIANI e collaboratori (1968) per il calcolo da $Na/Na + K$, a partire dal periodo basale delle fengiti, non è valida. Già gli AA., del resto, ritenevano « inaccettabili » i risultati ottenuti in base ad essa e ne attribuivano la causa al basso significato statistico della retta di regressione.

Suggeriamo che il fattore che provoca il basso significato statistico della retta, trascurato dagli AA., sia il rapporto Al/Si nella mica fengitica e che quindi b_0 sia funzione non solo del contenuto dello stato ottaedrico, ma anche di quello tetraedrico i quali, nella sostituzione celadonitica, non necessariamente debbono essere bilanciati, perlomeno nelle miche naturali.

A controllo di questo nostro suggerimento valga il caso dei campioni CT 9 e CT 10, raccolti a 10 m di distanza, in uno stesso affioramento del tutto indisturbato tettonicamente. La differenza di proprietà roentgenografiche tra loro è piccola, ma tuttavia significativa, specie per il fatto che CT 10 è nettamente al di fuori dell'andamento generale. A nostro avviso l'unica spiegazione possibile del fenomeno è che CT 10 è, a differenza di tutti gli altri campioni della CT, un micascisto quarzítico e che quindi la sua mica differisca dalle altre per un diverso livello di riempimento dello strato tetraedrico. Come sostenuto da MÜLLER (1966, pag. 71, fig. 9) ed in contrasto con le affermazioni di RADOSLOVICH-NORRIS (1962), riteniamo quindi che b_0 decresca non solo in funzione delle sostituzioni nello strato ottaedrico, ma anche di quelle nello strato tetraedrico ed inoltre che queste siano condizionate dalla diversa disponibilità di Al_2O_3 nella roccia.

Questo spiegherebbe, inoltre, il comparire di vere fengiti solo nelle tre quarziti interessate dalla campionatura longitudinale, in posizione stratigraficamente anomala. Purtroppo, al nostro fine stratigrafico, ciò ci porta a concludere che i dati sulle miche chiare di quarziti e mica-

scisti non sono confrontabili tra di loro e che è quindi necessario, nel corso di una campionatura, limitarsi ad un solo tipo di roccia.

Un secondo problema sorto nel corso della nostra ricerca è quello della coesistenza, in alcuni campioni, di due diverse miche differenziabili in base al periodo basale ⁽¹⁵⁾. La coesistenza di due miche con d_{002} diverso è stata descritta, a nostra conoscenza, solo da SASSI-ZIRPOLI (1968) in rocce della zona di Recoaro ⁽¹⁶⁾. Anche CRAWFORD (1966) ha descritto in rocce del Vermont la coesistenza di due miche, ma nel suo caso si trattava di una fengite e di una muscovite con lo stesso contenuto di Na e di K.

BROWN (1967), che ha riscontrato notevoli variazioni chimiche nelle sue miche tratte da un solo campione, riteneva invece, che la variazione fosse continua e non si potesse differenziare due specie di composizione nettamente diversa.

SASSI-ZIRPOLI (1968) hanno utilizzato il loro dato a riprova dell'esistenza, nelle loro rocce, di due diverse generazioni di miche, di cui una metablastica cristallizzata in condizioni diverse da quelle in cui si era formata la mica sincinematica. Nel nostro caso può trattarsi di un fenomeno analogo. Malgrado la nostra cura nello scegliere campioni in cui fosse visibile solo la S_1 , può essere sfuggita alla nostra osservazione la presenza di superfici S_2 con mica ben cristallizzata. In effetti una doppia mica è stata riscontrata soprattutto in rocce in cui, per ragioni contingenti, non abbiamo potuto essere troppo accurati nella selezione: questo è il caso dello Gneiss di Forno d'Allione (CT 18) e delle due quarziti (CL 7 e CL 37). E' significativo il fatto che CL 8, raccolto a breve distanza da CL 7 ma vero e proprio micascisto, mostri una sola mica.

La coesistenza di due miche sta anche ad indicare che le miche chiare non sono così pronte ad adeguarsi al variare delle condizioni di P-T come avevamo sperato. Fenomeni di disequilibrio con limitate variazioni di composizione sono egualmente possibili.

La spiegazione suggerita da CRAWFORD (1966) che le due miche di diversa composizione rappresentino due politipi coesistenti, non trova conferma nelle nostre osservazioni; ma non si può neppure completa-

⁽¹⁵⁾ I valori di esso sono stati entrambi proiettati nei grafici di tav. 1 e 2 collegandoli con un tratto.

⁽¹⁶⁾ Non intendiamo ovviamente riferirci all'associazione muscovite-paragonite, che è relativamente comune.

mente escludere. Come giustamente osserva l'autrice, i picchi diagnostici dei politipi 1M e 3T sono troppo deboli per poter essere riconosciuti in presenza di abbondante 2M.

In concomitanza con lo sdoppiamento di (00.10) ⁽¹⁷⁾ non abbiamo mai riscontrato lo sdoppiamento del picco (060), probabilmente perchè, anche a questo alto valore angolare, la misura con oscillazione non è selettiva al pari di quella per punti. Non possiamo perciò escludere che le miche coesistenti nei nostri campioni non differiscano un poco anche nel contenuto in femici.

Riepilogo e considerazioni conclusive.

Nelle Alpi Orobie centro-orientali il Complesso metamorfico sudalpino è costituito, in prevalenza, dalla formazione degli Scisti di Edolo, un insieme alquanto monotono di micascisti passanti ora a micascisti filladici ora a quarziti. A grandi linee il grado metamorfico risulta crescente da NE verso SW, diagonalmente ad S_1 : si ha prevalenza di rocce della subfacies a clorite presso Edolo, a biotite nella zona pedemontana tra Adda e Oglio, a granato nelle parti più interne della catena e nella zona di Malonno (Val Camonica) e Piateda (Valtellina). Ancor più a S ed a W compaiono rocce della facies delle anfiboliti.

Nei particolari, il quadro della distribuzione delle subfacies non può essere ricostruito con facilità per la presenza di minerali relitti, diffusi specie verso Est. La scistosità attuale S_1 e la distribuzione generale delle subfacies, precedentemente esposta, sono il risultato di un atto metamorfico fondamentale ercinico, datato, col metodo K-A su biotite, a 244 M. A. (EL TAHLAWI, 1965). I minerali presenti come relitti possono essere cristallizzati o in fasi del metamorfismo ercinico precedenti la fondamentale, oppure durante l'orogenesi caledoniana che vari autori hanno creduto di riconoscere nelle rocce sudalpine (cfr. discussione in LIBORIO-MOTTANA, 1969).

La presenza di minerali-guida in forma di relitti ostacola notevolmente la stesura di una carta delle facies metamorfiche, in quanto, punto per punto, rende necessario uno studio petrotettonico sulla ef-

⁽¹⁷⁾ Sdoppiamenti di (006) non se ne notano, certamente perchè neppure la misura per punti riesce a separare i due massimi, distanti fra di loro di $0^{\circ}02-0^{\circ}04$ 2 θ .

fettiva stabilità dei minerali-guida stessi rispetto alla compagine. Abbiamo quindi ritenuto opportuno tentare di eseguire la zoneografia metamorfica sulla base delle variazioni di composizione di un minerale-indice la cui relazione col metamorfismo principale fosse evidente; ed abbiamo scelto la mica chiara. Essa è infatti presente in tutte le rocce come minerale giacente su S_1 , sembra di facile adattamento alle variazioni di P-T e, soprattutto, mostra delle proprietà fisiche facilmente misurabili e di cui si può studiare la variazione in luogo di determinare in via diretta la composizione chimica. Per controllare le possibilità del metodo, sono state prima scelte due direttrici di variazione metamorfica ben chiara. Esse sono le componenti N-S ed E-W della direzione media di aumento del grado metamorfico e sono, inoltre, rispettivamente trasversale e longitudinale ad S_1 . Lungo di esse sono stati raccolti, ad un intervallo medio di 1 km, 72 campioni, in cui le miche apparissero orientate, macroscopicamente, solo su S_1 . Di questi, 20 campioni appartengono alla campionatura trasverso-banco; 52 campioni a quella lungo-banco. Per ragioni contingenti in questa seconda direttrice è stato necessario campionare rocce quarzitiche oltre che micascisti. L'indagine roentgenografica sulle miche è stata effettuata col metodo di CIPRIANI-SASSI e VITERBO (1968), modificato per quanto riguarda la misura di b_0 . Le interpretazioni chimiche sono pure basate essenzialmente, sul lavoro degli stessi autori.

Nella direttrice trasversale b_0 decresce regolarmente dai valori tipici delle fengiti a quelli di muscoviti pure, alluminifere, nel tratto tra la Linea Insubrica e la Linea della Gallinera; parallelamente decresce d_{002} . Presso la Linea della Gallinera e la Linea del Sellero i valori sono distribuiti in modo irregolare: in parte per gli scagliamenti ed in parte per effetto del retrometamorfismo indotto dallo scivolamento tra le masse. E Sud della Linea del Sellero, nell'anticlinale di Cedegolo, la scarsità delle determinazioni e le variazioni litologiche non permettono alcuna considerazione supplementare.

Nella direttrice longitudinale si osserva una variazione grosso modo analoga: tanto b_0 quanto d_{002} decrescono da E a W, parallelamente al crescere del grado di metamorfismo. La variazione osservata, però, è molto meno regolare di quella lungo la direttrice trasversale, essenzialmente per il fatto che le rocce campionate non sono omogenee. In particolare, il parametro b_0 è notevolmente influenzato, a parità di grado metamorfico, dalla disponibilità di silice nel sistema: la mica di una

quarzite risulta avere un b_0 più largo di quella di un micascisto raccolto nella stessa località.

Le variazioni di proprietà roentgenografiche confermano i già noti andamenti di variazione di composizione delle miche chiare al crescere del grado metamorfico. Esse cristallizzano in subfacies a clorite come fengiti ricche in molecola celadonitica (b_0 largo) e povere in molecola paragonitica (d_{002} largo). Con l'aumentare della temperatura e della pressione diminuisce l'attitudine della mica a tenere in soluzione solida la molecola celadonitica (diminuisce il b_0); ma aumenta, parallelamente, quella a prendere in soluzione solida la molecola paragonitica (diminuisce d_{002}). Già nella subfacies del granato ed ancor più nella facies delle anfiboliti, le miche chiare sono termini alluminiferi quasi puri ($b_0 \leq 9.000 \text{ \AA}$) che però presentano abbondante Na in coordinazione 12 ($d_{002} \leq 9.930 \text{ \AA}$).

I risultati da noi ottenuti ci confermano la possibilità di effettuare una zoneografia delle rocce metamorfiche, anche di basso grado, per mezzo delle miche chiare, con due indicazioni fondamentali:

a) la prima è di campionare costantemente rocce di chimismo analogo (nel nostro caso solo quarziti o solo micascisti), per ovviare alla non confrontabilità diretta delle misure di b_0 tra i due gruppi;

b) la seconda di approfondire lo studio nelle rocce della facies degli scisti verdi tramite b_0 , che varia in modo nettamente più regolare di d_{002} (a parità di contenuto di silice nella roccia). La misura del periodo basale sembra invece molto più significativa nel distinguere eventuali fenomeni di disequilibrio nelle rocce, quali la presenza di due miche coesistenti nello stesso campione. Quest'ultimo fatto sta ad indicare, a nostro avviso, che ragioni di carattere cinetico possono portare ad un mancato adeguamento completo della composizione della mica chiara a variazioni delle condizioni di P-T. Almeno nel nostro caso, però, le due miche di diversa composizione possono essere ricollegate alla presenza di due diverse superfici S della roccia e ciò può essere ovviato, semplicemente, con una più accurata selezione dei campioni.

Riteniamo quindi di poter estendere il procedimento seguito lungo queste due direttrici all'intera formazione degli Scisti di Edolo e, aiutandoci con opportune osservazioni su altri minerali, fondare la carta di facies su dati elaborabili in forma matematica.

APPENDICE

Controllo degli errori sperimentali.

Allo scopo di verificare l'accuratezza e la ripetibilità delle misure al diffrattografo, abbiamo effettuato una serie di determinazioni su quattro campioni scelti a caso. Su di essi sono state determinate, nelle stesse condizioni in cui abbiamo lavorato, le posizioni dei picchi (006), (00.10) e (060). Ogni misura è stata effettuata per 4 volte, ripreparando ogni volta il campione, partendo dal separato originale ed aggiungendo lo standard interno. Le misure sperimentali sono visibili nella tabella che segue, nella quale, nella prima riga, sono riportati i valori angolari in gradi e centesimi, nella seconda, i valori di d in Å per $\text{Cu K}\bar{\alpha}$ o $\text{Cu K}\alpha_1$ a seconda dei casi.

(006)	I	II	III	IV	\bar{x}	d_m
CL52	26.93	26.93	26.93	26.93	26.93	0.000 ₀
	9.932	9.932	9.932	9.932	9.932	0.000 ₀
CL40	26.95	26.94	26.95	26.94	26.94 ₅	0.005 ₀
	9.925	9.928	9.925	9.928	9.926 ₅	0.001 ₅
CT6	26.88	26.86	26.87	26.86	26.87 ₅	0.007 ₅
	9.950	9.957	9.954	9.957	9.954 ₅	0.002 ₅
(00.10)	I	II	III	IV	\bar{x}	d_m
CL52	45.67	45.68	45.68	45.67	45.67	0.005 ₀
	9.932	9.930	9.930	9.932	9.931	0.001 ₀
CT6	45.56	45.59	45.59	45.58	45.58	0.010 ₀
	9.955	9.949	9.949	9.951	9.951	0.002 ₀
CTI	45.43	45.43	45.43	45.44	45.43 ₂₅	0.003 ₈
	9.982	9.982	9.982	9.979	9.981 ₂₅	0.001 ₁₂

(060)	I	II	III	IV	\bar{x}	d_m
CL52	61.863	61.846	61.863	61.847	61.855	0.008 ₅
	8.998	9.001	8.998	9.001	8.999 ₅	0.001 ₅
CL40	61.909	61.893	61.900	61.901	61.900 ₇₅	0.004 ₂₅
	8.992	8.995	8.993	8.993	8.993 ₂₅	0.000 ₂₅
CT6	61.740	61.730	61.726	61.747	61.735 ₇₅	0.007 ₇₅
	9.014	9.016	9.017	9.014	9.015 ₂₅	0.001 ₂₅

I valori sopra riportati indicano che la deviazione media (d_m) è limitata a meno di un centesimo di grado per tutte le misure angolari, corrispondendo ad un massimo di 0.002 Å per i valori reticolari.

BIBLIOGRAFIA

- BARROW G. (1912) - *On the geology of lower Dee-side and the southern Highland border.* - Geol. Assoc. Proc., 23, pp. 268-284.
- BROWN E. H. (1967) - *The greenschist facies in part of eastern Otago, New Zealand.* - Contr. Miner. Petr., 14, pp. 259-292.
- BUTLER B. C. M. (1967) - *Chemical study of minerals from the Moine schists of the Ardnamurchan area, Argyllshire, Scotland.* - Jour. Petr., 8, pp. 233-267.
- CIPRIANI C., SASSI F. P., VITERBO BASSANI C. (1968) - *La composizione delle nische chiare in rapporto con le costanti reticolari e col grado metamorfico.* - Rend. Soc. Ital. Miner. Petr., 24, pp. 153-187.
- CRAWFORD M. L. (1966) - *Composition of plagioclase and associated minerals in some schists from Vermont, U.S.A., and South Westland, New Zealand, with inferences about the peristerite solvus.* - Contr. Miner. Petr., 13, pp. 269-294.
- EL TAHLAWI M. R. (1965) - *Geologie und Petrographie des nordöstlichen Comerseegebietes (Provinz Como, Italien).* - Promotionsarbeit E.T.H. n. 3726, pp. 199.
- ERNST W. G. (1963) - *Significance of phengitic micas from lowgrade schists.* - Am. Miner., 49, pp. 348-362.
- EVANS B. W., GUIDOTTI C. V. (1966) - *The sillimanite-potash feldspar isograd in Western Maine, USA.* - Contr. Miner. Petr., 12, pp. 25-62.
- FANG J. H., BLOSS F. D. (1966) - *X-ray diffraction tables.* Southern Illinois University Press; Carbondale, Illinois.

- GRAESER S., NIGGLI E. (1966) - *Zur Verbreitung der Phengite in den Schweizer Alpen; ein Beitrag zur Zoneographie der alpinen Metamorphose.* - Etages tectoniques; Colloque de Neuchâtel, pp. 89-104.
- GUIDOTTI C. V. (1966) - *Variations of the basal spacings of muscovite in sillimanite-bearing pelitic schists of Northwestern Maine.* - Am. Miner., 51, pp. 1778-1786.
- HALL A. J. (1941) - *The relation between color and chemical composition in the biotites.* - Am. Miner., 26, pp. 29-33.
- IYAMA J. T. (1964) - *Étude des réactions d'échange d'ions Na-K dans la série muscovite-paragonite.* - Bull. Soc. Franç. Minér. Crist., 87, pp. 532-541.
- LAMBERT R. S. J. (1959) - *The mineralogy and metamorphism of the Moine schists of the Morar and Knoydart districts of Inverness-shire.* - Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 63, pp. 553-588.
- LIBORIO G., MOTTANA A. (1969) - *Lincamenti geologico-petrografici del complesso metamorfico sudalpino nelle Alpi Orobic orientali.* - Rend. Soc. Ital. Min. Petr., 25, pp. 475-519.
- McNAMARA M. J. (1960) - *Geology of Maungatua.* - M. Sc. Thesis, Un. Otago (citato in base a Brown E. H., 1967).
- MÜLLER G. (1966) - *Der Einfluss verschiedener Substitutionen auf die Gitterkonstanten von koexistierenden Biotiten und Muskowiten.* - Contr. Miner. Petr., 13, pp. 295-365.
- NISKANEN E. (1964) - *Reduction of orientation effects in the quantitative x-ray diffraction analysis of kaolin minerals.* Am. Miner., 49, pp. 705-714.
- POPOV A. A. (1968) - *Composition of muscovites and paragonites synthesized at temperatures of 350° to 500°.* - Geochemistry Int., 5, pp. 94-105.
- RADOSLOVICH E. W., NORRISH K. (1962) - *The cell dimensions and symmetry of layer-lattice silicates: I. Some structural considerations.* - Am. Miner., 47, pp. 599-616.
- SASSI F. P., ZIRPOLI G. (1968) - *Il basamento cristallino di Recoaro. Studio petrografico.* - Mem. Soc. Geol. Ital., 7, pp. 227-245.
- SCHWANDER H., HUNZIKER J., STERN W. (1968) - *Zur Mineralchemie von Hellglimmer in den Tessiner Alpen.* - Boll. Svizz. Min. Petr., 48, pp. 357-390.
- SMITH J. V., YODER H. S. jr. (1956) - *Experimental and theoretical studies of the mica polymorphs.* - Min. Mag., 31, pp. 209-235.
- TILLEY C. E. (1925) - *Metamorphic zones in the southern Highlands of Scotland.* - Geol. Soc. London Quart. Journ., 81, pp. 100-112.
- TURNER F. J. (1938) - *Progressive regional metamorphism in southern New Zealand.* - Geol. Mag., 75, pp. 160-174.
- TURNER F. J., VERHOOGEN J. (1960) - *Igneous and metamorphic petrology.* - 2. Ed., McGraw-Hill, New York, IX-694 p.
- VELDE B. (1965) - *Phengite micas: synthesis, stability and natural occurrence.* - Amer. J. Sci., 263, pp. 886-913.

- VELDE B. (1967) - *Si⁴⁺ content of natural phengites.* - Contr. Min. Petr., 14, pp. 250-258.
- WENK E. (1962) - *Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen.* Boll. Svizz. Min. Petr., 42, pp. 139-152.
- WENK E., KELLER F. (1969) - *Isograde in Amphibolitserien der Zentralalpen.* - Boll. Svizz. Min. Petr., 49, pp. 157-198.
- WINKLER H. G. F. (1967) - *Die Genese der metamorphen Gesteine.* 2. Ed., Springer, Berlino, 237 pp.
- YODER H. S. jr, EUGSTER H. P. (1955) - *Synthetic and natural muscovites.* Geoch. Cosm. Acta, 8, pp. 225-280.
- ZEN E. A., ALBEE A. L. (1964) - *Coexistent muscovite and paragonite in pelitic schists.* Am. Miner., 49, pp. 904-925.