

PAOLO GALLITELLI (*)

CONSIDERAZIONI SU ALCUNI MINERALI
PRESENTI NELLE ARGILLE

(MINERALI A STRATI MISTI, IBRIDI E DIFETTI STRUTTURALI)

Le considerazioni oggetto di questa conversazione sono limitate ad un piccolo gruppo di minerali, per l'impossibilità, ovvia, di fare una completa rassegna dei problemi e delle acquisizioni relative a tutti i minerali presenti nelle argille.

Mi limito pertanto a considerare solo alcuni termini della grande famiglia cloriti-serpentine, e ad illustrare le irregolarità strutturali che spesso si presentano, tentando infine di chiarire il significato che a queste può essere attribuito.

E' a tutti noto che i cosiddetti minerali delle argille sono essenzialmente dei silicati idrati, contenenti alluminio, ferro, magnesio, alcali e pochi altri ioni, con aggruppamenti planari o cateniformi di tetraedri SiO_4 . Per la loro struttura rientrano in massima parte nel gruppo dei fillosilicati, con ben definiti strati paralleli contenenti gli ioni sopra ricordati. Entro i singoli strati gli ioni sono legati in modo altamente simmetrico a formare gruppi strettamente coordinati di tipo ottaedrico intorno al silicio e all'alluminio, e di tipo ottaedrico intorno all'alluminio, al magnesio ed al ferro. I gruppi tetraedrici possono poi legarsi fra loro in aggruppamenti planari a simmetria esagonale. Schematizzando si può dire che dalla sovrapposizione regolare di strati tetraedrici ed ottaedrici, associati a gruppi di ossidrili o di molecole d'acqua, prendono origine foglietti più complessi, formati da due o tre strati sovrapposti, quali si osservano nella struttura della caolinite, del crisotilo, delle cloriti, delle montmorilloniti, delle vermiculiti ecc.

(*) Istituto di Mineralogia della Università di Modena.

Affinchè tale sovrapposizione di strati possa dar luogo a un edificio cristallino dotato di alta stabilità, è necessario che vi sia corrispondenza fra le dimensioni degli aggruppamenti tetraedrici ed ottaedrici di strati vicini, che si legano allora con sufficiente energia originando i foglietti di cui si è fatto parola.

Ora, le ricerche sulla struttura cristallina hanno chiaramente dimostrato che non vi è esatta corrispondenza fra le dimensioni dei gruppi costituenti gli strati tetraedrici e quelli ottaedrici, e che le dimensioni di questi aggruppamenti sono influenzate da fattori diversi.

Per uno strato formato da soli tetraedri SiO_4 , il reticolato di tetraedri, riferito ad una cella ortoesagonale, ha parametri a e b rispettivamente di $5,22 \pm 0,04 \text{ \AA}$ e $9,05 \pm 0,06 \text{ \AA}$. Quando però l'alluminio sostituisce il silicio in alcuni tetraedri del reticolo i parametri a e b variano notevolmente per il fatto che la lunghezza del legame alluminio-ossigeno è $1,78 \pm 0,01 \text{ \AA}$ mentre quello silicio-ossigeno è $1,60 \pm 0,01 \text{ \AA}$ (Smith, 1954). Fino ad ora non sono state pubblicate analisi di Fourier tridimensionali per strutture di fillosilicati, però i recenti studi di Steinfink (1958) portano proiezioni nelle quali si possono distinguere chiaramente le posizioni occupate nel reticolo dai piccoli tetraedri SiO_4 e da quelli AlO_4 di maggiori dimensioni.

Per quanto riguarda il foglietto ottaedrico si hanno dimensioni variabili con la composizione: per il foglietto brucitico i lati a e b della cella ortoesagonale sono rispettivamente di $5,45$ e di $9,44 \text{ \AA}$; per quello del taleo ottenuto per sintesi $5,26$ e $9,10$. Ne deriva che affinché si originino un reticolo stabile in un cristallo formato dalla sovrapposizione di foglietti ottaedrici e tetraedrici si devono avere dimensioni commensurabili in strati vicini.

Ricerche recenti hanno dimostrato che su queste dimensioni hanno notevole influenza, sia la composizione chimica degli strati e le sostituzioni isomorfe che si possono in essi verificare, sia le variazioni di temperatura.

Tralasciando per il momento l'influenza delle sostituzioni isomorfe e fissando l'attenzione sul fattore temperatura, è da notare che le osservazioni di W. F. Bradley (1955) hanno dimostrato come il valore della dilatazione è legato alla natura ed alle direzioni dei legami che

uniscono ioni vicini e dipende essenzialmente dalla direzione dei legami dello ione ossigeno.

Partendo da considerazioni teoriche lo stesso Bradley è giunto a rappresentare in un grafico la dilatazione, nel piano dello strato, degli aggruppamenti tetraedrici ed ottaedrici ed a metter in evidenza che le curve rappresentative si incontrano ad elevata temperatura (Fig. 1).

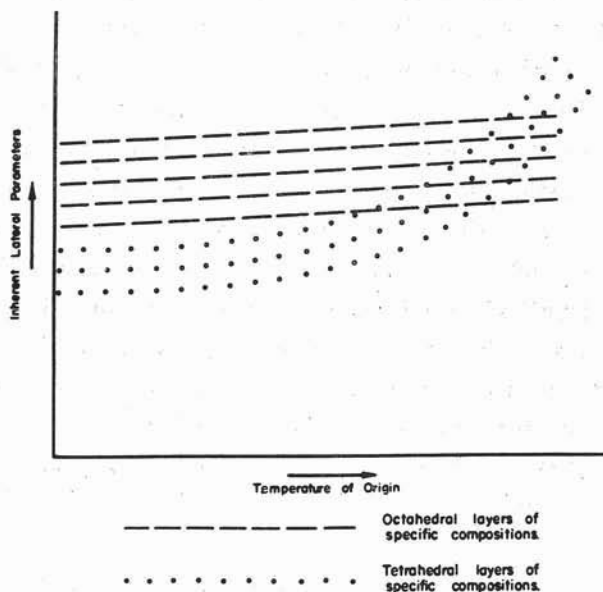


Fig. 1. — Curve rappresentanti la espansione laterale dei foglietti ottaedrici e tetraedrici, con l'aumentare della temperatura (da Bradley, 1955).

Se perciò un cristallo, che ha preso origine dall'unione di più strati ad una temperatura alla quale essi presentano identiche dimensioni laterali, viene portato in un ambiente a temperatura diversa da quella iniziale, è soggetto ad una deformazione della sua struttura in seguito alla diversa contrazione o dilatazione degli strati costituenti. Tale deformazione origina tensioni interne spesso riconoscibili anche nelle variazioni anomale delle proprietà fisiche dei cristalli.

Nel caso dei minerali cloritici risulta che il foglietto formato dai tetraedri SiO_4 è al limite della sua massima estensibilità, mentre il fo-

glietto ottaedrico è prossimo al limite di compressibilità. Questo stato di tensione interna non doveva però esistere al momento della formazione del reticolo, quando cioè si univano fra loro i foglietti elementari tetraedrici ed ottaedrici, aventi composizione chimica corrispondente a quella del cristallo. Ovviamente perciò esso indica che il cristallo ora si trova in condizioni diverse da quelle di formazione, e potrebbe consentire di definire le condizioni dell'ambiente di genesi, quando fosse possibile valutare quantitativamente le deformazioni stesse.

Come si è già accennato, le sostituzioni isomorfe possono presumibilmente modificare la dilatabilità dei singoli strati di ioni: ne deriva perciò che per alcune composizioni chimiche il reticolo presenta — a temperatura ordinaria — deformazioni così profonde da portare alla formazione di veri difetti strutturali. Così ad es. nelle cloriti questi sono rivelabili nell'analisi con i raggi X per la comparsa di effetti di diffrazione dovuti ad un allontanamento della struttura del cristallo da quella tipica del minerale. Tali difetti possono anche provocare una instabilità del reticolo cristallino, che si manifesta in una più facile attaccabilità e in una minore perfezione dei cristalli, i quali — in particolare per alcune composizioni chimiche — raramente raggiungono dimensioni sensibili per la grande difficoltà di associazione dei foglietti elementari.

Per un esame più approfondito di alcuni difetti strutturali credo utile riportare le considerazioni svolte da Bradley (1955), quando si faccia riferimento alle strutture schematiche dei foglietti costituenti, rappresentate in modo da mettere in evidenza sia l'aspetto cristallografico, sia quello strutturale del minerale in esame.

La proiezione della struttura delle cloriti sul piano bc è riportata nella fig. 2a. In essa le linee nere rappresentano gli strati di ioni ossigeno costituenti la base dei tetraedri SiO_4 e il relativo ione silicio, legati fortemente fra loro e, nella proiezione, parzialmente sovrapposti, tanto che anche con una sintesi di Fourier unidimensionale non è possibile giungere a distinguere i due tipi di atomi quando si parta dalle intensità degli spettri ottenuti con i soliti metodi di routine. La larga banda ombreggiata rappresenta lo strato ottaedrico, che talvolta può

essere risolto nei suoi componenti con una sintesi di Fourier unidimensionale, se si dispone di un numero sufficientemente grande di dati di diffrazione.

Nella fig. 2b è rappresentata con lo stesso sistema la struttura del crisotilo, nell'ipotesi che questo minerale corrisponda, per la struttura, alla caolinite, — pur avendo composizione simile a quella della clorite — e sia formato da una successione di foglietti perfettamente piani, senza i ben noti fenomeni di arricciamento dei foglietti stessi.

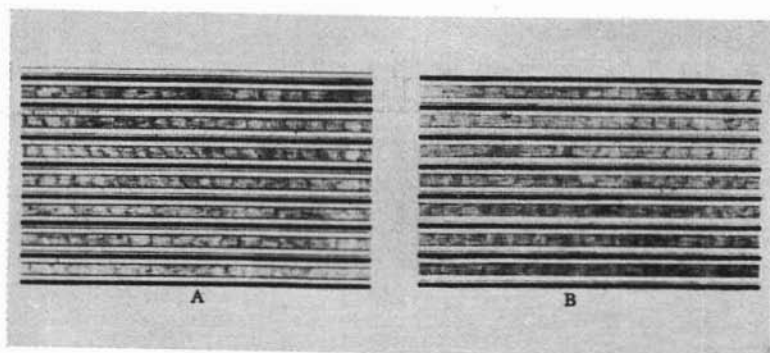


Fig. 2. — Strutture schematiche della clorite (A), e di un termine di tipo caolinico avente la composizione della clorite (B), proiettate sul piano *bc* (da Bradley, 1955).

Un confronto fra le due strutture mette in evidenza che esse differiscono per il fatto che mentre nella clorite il legame fra strato tetraedrico e strato ottaedrico è bipolare, nel crisotilo si ha una struttura « polare », nella quale i tetraedri SiO_4 sono uniti agli strati ottaedrici da un legame $\text{Si}-\text{O}$ disposto alternativamente da una parte e dall'altra dello strato stesso, in modo che lo strato brucitico rimane per una metà senza legami diretti con la silice.

Confrontiamo ora tali strutture con quelle di due minerali di magnesio a netta struttura fibrosa. Nelle fig. 3a e 3b sono rappresentate in modo analogo, proiettate sul piano *ab*, le strutture dell'attapulgite e della sepiolite. Tale scambio del piano di proiezione rispetto alla clorite si rende necessario per poter procedere nel confronto, poiché è noto che nella struttura a strati delle cloriti il periodo di 5,29 Å cor-

risponde all'asse a della cella elementare, mentre in quella fibrosa dell'attapulgite e della sepiolite il periodo della stessa lunghezza corrisponde all'asse c .

Osservando le fig. 3a e 3b si nota che anche nell'attapulgite e nella sepiolite abbiamo foglietti simili, sotto certi aspetti, a quelli delle cloriti, ma in essi i legami silicio-ossigeno dello strato tetraedrico sono disposti alternativamente da una parte e dall'altra, in modo da for-

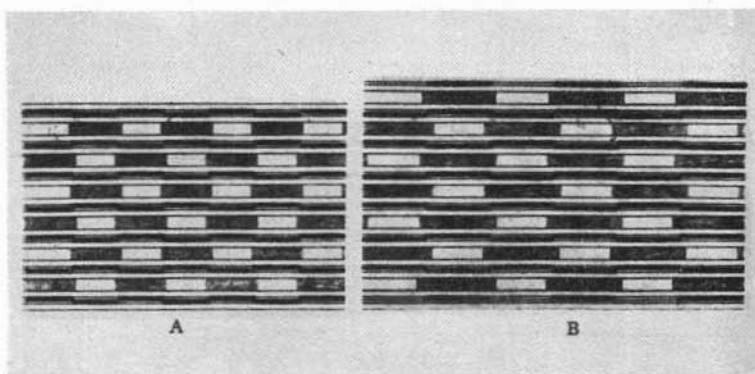


Fig. 3. — Strutture schematiche dell'attapulgite (A), e della sepiolite (B), proiettate sul piano ab (da Bradley, 1955).

mare festoni che lasciano liberi canali nei quali possono prendere posto gruppi di molecole d'acqua.

In queste strutture — che sono state incontrate sicuramente, anche se con poca frequenza, nei minerali presenti nelle argille — le tensioni che dovessero prendere origine per la particolare composizione del minerale o per la differente dilatabilità dei foglietti elementari, verrebbero ridotte o annullate dalla disposizione compensata dei festoni alterni.

Questa alternata disposizione dei foglietti del reticolo sembra possa esistere anche nella struttura delle cloriti come « difetto di struttura » e rappresenta un meccanismo altamente efficiente per disperdere e compensare le tensioni che prendono origine nel reticolo per i motivi dianzi ricordati.

Quando difetti strutturali di questo tipo si ripetono con una certa regolarità — come ad es. è indicato nella fig. 4 — la struttura è diversa

da quella della clorite tipica, benchè la composizione rimanga immutata. La esistenza di tali strutture nelle cloriti risulta molto probabile dall'analisi delle intensità delle interferenze (001) in un minerale avente la composizione della dafnite, eseguita da Brindley e Gilbery (1954).

Per quanto riguarda i difetti strutturali e le modificazioni che si possono osservare negli spettrogrammi con i raggi X, W. F. Bradley

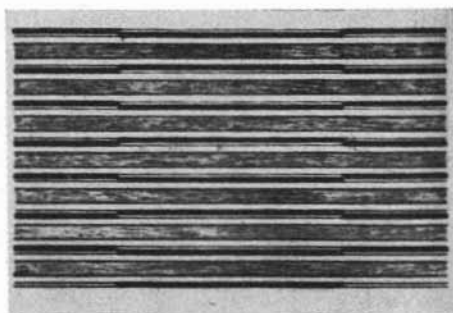


Fig. 4. — Struttura schematica ipotetica di un termine cloritico con difetti strutturali regolarmente disposti (da Bradley, 1955).

ha chiarito che se nel reticolo del cristallo tali difetti sono disposti con una distribuzione statistica, si nota allora — negli spettri ottenuti da frazioni microgranulari che presentano il minimo di isorientazione dei granuli — una serie di interferenze diffuse, alternate con altre più nette e marcate corrispondenti a quelle che nella clorite avrebbero simboli (hk0) o (Ok1). In particolare la presenza di porzioni reticolari tipo attapulgitite-sepiolite può essere svelato dalle notevoli intensità delle interferenze (hk0) e (Ok1) con indici pari. L'intensità di queste interferenze è infatti elevata negli spettri dell'attapulgitite e della sepiolite — perchè dovute principalmente alla diversità del potere riflettente fra lo strato ottaedrico « brucite » disposto a festone e l'acqua dei canali —, mentre nelle cloriti è notevolmente più debole in quanto legato alla simmetria centrica degli strati contenenti i tetraedri SiO_4 .

Se si parte ora dalla considerazione che tali « difetti » passino da una distribuzione regolare nel reticolo ad una sporadica e statistica, gli effetti di diffrazione che essi generano o influenzano assu-

mono caratteri che passano a loro volta da quelli di un minerale con struttura ordinata a quella di un « ibrido ».

Da questo punto di vista Bradley distingue quattro differenti stadi o gruppi di difetti:

1) difetti così regolari da costituire una struttura caratteristica con conseguente comparsa di una struttura macroscopica fibrosa: è il caso dell'attapulgitite e della sepiolite:

2) difetti sufficientemente frequenti da permettere la comparsa di effetti di diffrazione anomali rispetto a quelli di una clorite tipica e che provocano la comparsa, talvolta, di una sfaldatura secondaria: è il caso questo di alcune cloriti particolarmente ferrifere;

3) difetti poco frequenti; viene mantenuto l'abito lamellare e il minerale si presenta in piccole scagliette; gli effetti di diffrazione tipici di una struttura a strati non vengono modificati; per es. nontronite, saponite, e alcune vermiculiti;

4) difetti così scarsi da consentire un perfetto abito lamellare equidimensionale e tipici effetti di diffrazione, come ad es. nelle tipiche cloriti fortemente magnesiache e in molte vermiculiti e montmorilloniti.

Come già si è detto l'origine di questi differenti gruppi è legata, secondo Bradley, sia alle differenze nella composizione chimica dei singoli foglietti costituenti il reticolo, sia alla diversa dilatazione dei foglietti stessi alla temperatura di formazione. Per illustrare le variabilità possibili nella regione del reticolo soggetto a difetti, si può ammettere l'esistenza di due diverse possibilità. Nella fig. 5a si ha un esempio nel quale anche nella regione difettosa è mantenuta la composizione chimica di una clorite, mentre nella fig. 5b è rappresentata una zona con difetti più profondi e struttura e composizione analoghe a quelle della vermiculite e della montmorillonite.

Il susseguirsi di tali porzioni cloritiche con altre montmorillonitiche o vermiculitiche può accomunare in uno stesso reticolo complesso alcune delle proprietà dei due reticoli costituenti. Nascono così minerali, completamente diversi da quelli dovuti alla successione regolare lungo l'asse *c* della cella di porzioni cloritiche e montmorillonitiche, nei quali questi due tipi di reticoli possono anche essere affiancati nello stesso piano (001) a formare un « ibrido » che gode di alcune proprietà dell'uno e dell'altro dei costituenti, pur non possedendo tutte le proprietà di alcuno dei due.

Da questa breve rassegna risulta che, oltre ai minerali a strati misti « *sensu strictu* » — formati dalla regolare alternanza lungo l'asse *c* della cella di due reticoli diversi — possono esistere anche altri caratterizzati da un reticolo con difetti strutturali analoghi a quelli

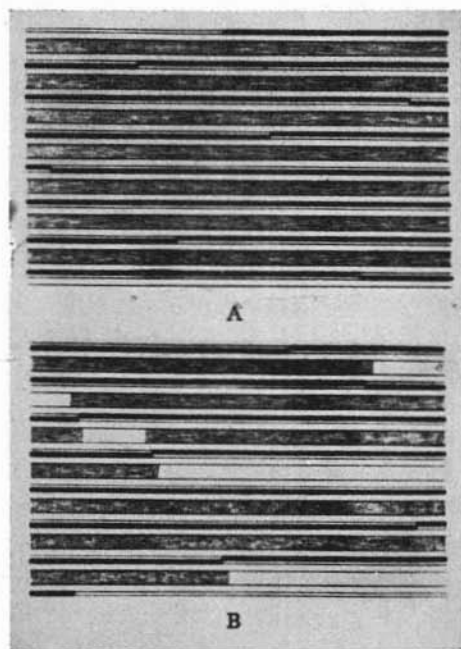


Fig. 5. — Schema della possibile distribuzione dei difetti strutturali: in (A) è ancora conservata la composizione della clorite; in B si ha un composto maggiormente idratato (da Bradley, 1955).

dianzi descritti — i cosiddetti ibridi — che, in base a quanto si è accennato, sembra possano rappresentare, in alcuni casi almeno, uno stato di equilibrio reticolare compatibile con un minimo di deformazione.

* * *

Ora sorgono spontanee alcune domande. Esistono in natura minerali di questo tipo? Quali sono i loro rapporti con gli altri minerali noti e quali le loro condizioni di formazione e di esistenza?

I dati in nostro possesso permettono di tracciare un quadro abbastanza preciso.

Le esperienze di laboratorio hanno accertato che i minerali delle argille — compresi quelli a strati misti — possono prendere origine sia da sospensioni di geli o da soluzioni estremamente diluite in particolari condizioni di temperatura e di ambiente chimico, sia da silicati quali i feldspati ed i minerali femici. E sono a tutti note le esperienze ormai classiche di Caillère, Henin e collaboratori che hanno chiaramente messo in evidenza come anche da soluzioni diluitissime ed a temperature che non superano i 100° possono formarsi i minerali delle argille e quelli a strati misti, in cristalli assai imperfetti, se si vuole, ma pur sempre riconoscibili per i loro tipici caratteri.

Dal nostro punto di vista, particolare interesse hanno le esperienze di sintesi compiute da Osborn, Tuttle, Roy e collaboratori che hanno permesso di definire numerosi diagrammi di stato e per ogni minerale delle argille — montmorilloniti, caolinite, serpentino, cloriti, saponiti, ecc. — le condizioni di temperatura, pressione ed ambiente chimico che ne consentono la formazione e l'esistenza, e di fissare in schemi — che di giorno in giorno si vanno sempre più affinando e rendendo precisi — le trasformazioni che si compiono in ambiente idrotermale.

Di particolare interesse sono le esperienze che hanno consentito di accertare la formazione di strutture intermedie fra quelle che chiamerei classiche dei minerali di partenza. Così a Roy e Romo (1957) è stato possibile giungere alla sintesi di un minerale che gli Autori chiamano « pseudoclorite » con caratteri di un ibrido intermedio, strutturalmente parlando, fra la vermiculite, la montmorillonite e la clorite. La formazione della pseudoclorite è stata ottenuta partendo dalla vermiculite nella quale esiste — secondo le ben note ricerche di Mathieson e Walker — un forte scompenso fra il numero degli ioni magnesio del foglietto micaceo e del foglietto brucitico, nel quale risultano presenti solo in 1/3 delle posizioni possibili (Fig. 6). La maggior parte dell'acqua non è perciò coordinata intorno al magnesio. Durante il processo di riscaldamento, nelle condizioni sperimentali realizzate da Romo e Roy, si ha una migrazione di ioni Mg dalle posizioni del foglietto micaceo a quelle del foglietto brucitico, migrazione che provoca in quest'ultimo una maggiore coordinazione dell'acqua. Il reticolo che si è così venuto formando è una « pseudoclorite » cioè un ibrido e non un minerale a strati misti montmorillonite-clorite. Quest'ultimo può formarsi dalla vermiculite solo quando viene assorbito dall'ambiente un numero di ioni Mg sufficiente ad occupare tutte le posizioni possibili nel reticolo stesso.

Le proprietà di questa pseudoclorite, determinate con grande accuratezza da Romo e Roy concordano con quelle prevedibili per un tale tipo di struttura. Il suo campo di stabilità è compreso fra 330° e 550° a 700 atmosfere di pressione. A temperature superiori la pseudoclorite non è più stabile e si trasforma in un minerale a strati misti clorite-montmorillonite, il quale a sua volta, oltre i 650° dà luogo alla formazione di talco ed enstatite.

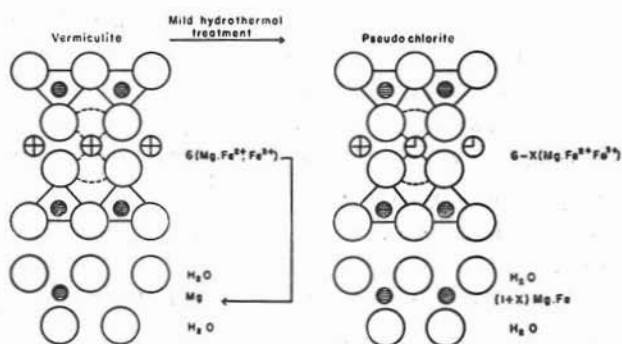


Fig. 6. — Rappresentazione diagrammatica delle modificazioni che avvengono nel passaggio dalla vermiculite alla « pseudoclorite » (da Roy e Romo, 1957).

Da queste esperienze e da numerose altre degli stessi Autori, che ottennero minerali a strati misti ben cristallizzati anche tra i prodotti di trasformazione idrotermale della saponite (Mumpton e Roy, 1956), appare che, sia i minerali a strati misti, sia l'ibrido, rappresentano dei complessi metastabili con un campo di stabilità non molto ampio, variabile da minerale a minerale con le sostituzioni isomorfe e con i rapporti fra gli ioni Mg/Si e Si/Al (Roy e Roy, 1955).

Per tentare di definire i campi di stabilità di tali minerali sono state condotte nell'Istituto di Mineralogia dell'Università di Modena alcune serie di esperienze, le quali hanno dimostrato che mentre i complessi saponite-talco presentano una notevole resistenza agli acidi ed agli alcali anche quando l'attacco venga effettuato a temperatura prossima ai 100°, i minerali a strati misti clorite-vermiculite e clorite-montmorillonite sono molto meno stabili, e quando il pH assume valori inferiori a 7 tendono a trasformarsi in cloriti o in minerali micacei.

Tutto ciò spiega facilmente la presenza di questi minerali nei sedimenti ed il loro accumulo in banchi anche di notevole spessore come

si è osservato nelle valli del Taro e del Ceno nell'Appennino emiliano, e nei numerosi giacimenti del Nord America. Mette inoltre in chiaro che la loro conservazione è legata alle condizioni di drenaggio del giacimento, mentre d'altro lato, essendosi potute fissare per alcuni di essi le temperature minime di formazione sui 200°-250°, sembra di poter dedurre, dalla loro presenza e dal loro modo di presentarsi, nuovi dati sulle vicende termodinamiche e chimiche subite dalle rocce che li contengono.

Passando ora alle osservazioni che sono state fatte in natura, nessuno oggi ha più dubbi sulla presenza nelle argille di minerali a strati misti, ed alle montmorilloniti-illiti ed alle montmorilloniti-vermiculiti si sono andate aggiungendo in questi ultimi anni, col progredire delle ricerche, clorite-montmorillonite, clorite-vermiculite, clorite-sepiolite, clorite-saponite, clorite-talco ecc.

L'esistenza di un ibrido è stato segnalato solo di recente. Nel 1954 infatti Grim e Johns riconobbero l'esistenza, in una argilla raccolta sul fondo del Golfo del Messico, di un minerale che per le sue proprietà fu definito un ibrido clorite-montmorillonite.

Ma quello che può presentare un certo interesse è che i minerali di tale tipo sono stati riconosciuti anche in numerose rocce eruttive. Da chi vi parla nei diabasi di Rossena e Campotrera nell'Appennino emiliano (Gallitelli, 1956) da J. W. Early e J. H. Milne (1956) nelle amigdale dei basalti del Mozambico; da H. G. Wilshire (1958) nei basalti della California, e da A. Alietti (1958) nelle rocce ofiolitiche delle valli del Taro e del Ceno nell'Appennino parmense.

Un ibrido clorite-saponite è stato da me recentemente osservato nelle rocce diabasiche nel Groppo Maggio nell'Appennino parmense (Gallitelli 1958). Esso è caratterizzato da una alternanza di foglietti cloritici e saponitici nel rapporto 1 : 1 statisticamente omogenea, in rapporto a quella regolare del corrispondente minerale a strati misti, tanto che gode di alcune sole proprietà di ambedue i reticoli costituenti.

A questi ritrovamenti si devono aggiungere quelli effettuati da T. Sudo e Hayashi (1955) nella Hanaoka Mine (prefettura di Akita, Giappone) nell'aureola più interna che circonda la massa mineralizzata a galena, blenda, calcopirite e pirite inclusa entro i tufi in prossimità di rocce basaltiche.

Se si analizza ora più profondamente il modo di presentarsi di tali minerali nelle rocce eruttive, risulta che la clorite-vermiculite e la clorite-montmorillonite spesso rappresentano i prodotti di trasformazione

dell'olivina o dei pirosseni dei quali talvolta sono pseudomorfe. Assai simili per aspetto alle cloriti, formano veli che circondano i minerali anzidetti o venule che attraversano la roccia in un fitto reticolato, o infine sferule di pochi millimetri di diametro nelle quali sono intimamente frammiste a clorite in involucri alterni.

Per i minerali del gruppo stevensite e saponite-talco, rispettivamente Faust (1953) ed Alietti (1958) hanno messo in evidenza che essi compaiono entro impasti derivati dal disfacimento di serpentine o in venule, unitamente a talco di evidente origine idrotermale, mentre le dianzi ricordate osservazioni di Sudo e Hayashi (1955) non lasciano dubbi sul fatto che i minerali a strati misti della Hanaoka Mine hanno una indiscutibile origine idrotermale.

Ma un altro fatto deve essere ricordato. Tutte le osservazioni fino ad ora eseguite sui minerali a strati misti e sull'ibrido delle rocce effusive, sia italiane, sia del Nord America, hanno messo in evidenza che la loro formazione si è compiuta negli ultimi stadi di raffreddamento della roccia. Secondo Whilshire (1958), anzi, quando la lava era ancora in movimento, per opera di soluzioni che hanno operato con una certa rapidità. Il presentarsi spesso in un delicato intreccio di venule che decorrono parallelamente alla direzione della colata fa supporre a Whilshire ed a Smedes e Lang che anche la pressione debba aver avuto un gradiente notevole.

* * *

Rispondendo ora alle domande che ci siamo posti, non si può anzitutto negare che la presenza nelle rocce eruttive ed in quelle sedimentarie di minerali a strati misti e di ibridi abbia un significato: segue le tappe dell'evoluzione delle rocce stesse.

Infine se si considera che i minerali a strati misti rappresentano, in alcuni casi almeno, termini di passaggio fra minerali a struttura più semplice, e che gli ibridi possono essere interpretati come derivati dallo sviluppo di difetti strutturali, che, come si è cercato di chiarire, possono rappresentare degli stati di equilibrio compatibili nel reticolo con un minimo di deformazione dei foglietti che lo compongono, è chiaro che lo studio dei minerali di questo tipo — iniziato nelle argille — aggiunge una via a quelle già note e sperimentate, che ci consente di gettare uno sguardo entro fenomeni del più alto interesse, quali sono quelli della formazione di minerali a reticolo complesso, a strati misti ed ibridi, di cui si è fatto parola.

ELENCO BIBLIOGRAFICO

- ALIETTI A. (1959) - *Diffusione e significato dei minerali a strati misti delle serpentine mineralizzate a talco dell'Appennino parmense*. Periodico di Mineralogia, vol. 28, pagg. 65-110.
- BRADLEY W. F. (1955) - *Structural irregularities in hydrous magnesium silicates*. Proceed. Third Nat. Conference on Clays and Clay Minerals, pagg. 94-102.
- BRINDLEY G. W., GILLERY F. H. (1954) - *A mixed-layer kaolin-chlorite structure*. Proceed. Second Nat. Conference on Clays and Clay Minerals, pagg. 349-353.
- EARLY J. W., MILNE I. H. (1956) - *Regularly interstratified montmorillonite-chlorite in basalt*. Proceed. Fourth Nat. Conference on Clays and Clay Minerals, pagg. 381-384.
- FAUST G. T., MURATA K. J. (1953) - *Stevensite, redefined as a member of the montmorillonite group*. Amer. Miner., vol. 38, pagg. 973-987.
- GALLITELLI P. (1956) - *Sulla presenza di un minerale a strati misti clorite-vermiculite (« swelling chlorite ») nei diabasi di Rossena e Campotrera nell'Appennino emiliano*. Rend. Acc. Naz. Lincei, vol. 21, pagg. 146-154.
- GALLITELLI P. (1958) - *La clorite a 14 Å a reticolo spendibile dei diabasi di Groppo Maggio nell'Appennino emiliano*. vol. 25, pagg. 13-20.
- GRIM R. E. (1954) - *Clay mineral investigation on sediments in the northern Gulf of Mexico*. Proceed. Second Nat. Conference on Clays and Clay Minerals, pagg. 81-103.
- MATHIESON A. MCL., WALKER G. F. (1954) - *Crystal structure of magnesium vermiculite*. Amer. Miner. vol. 39, pagg. 231-256.
- MUMPTON F. A., ROY R. (1956) - *The influence of ionic substitution on the hydrothermal stability of montmorillonoids*. Proceed. Fourth Nat. Conference on Clays and Clay Minerals, pagg. 337-339.
- ROY R., ROMO L. A. (1957) - *Weathering studies. 1. New data on vermiculite*. The Journal of Geology, vol. 65, pagg. 603-610.
- ROY D. M., ROY R. (1955) - *Synthesis and stability of minerals in the system MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O*. Amer. Miner. vol. 40, pagg. 147-178.
- SMEDES H. W., LANG A. J. (1955) - *Basalt columnar rinds caused by deuteric alteration*. Amer. Journal of Science, vol. 253, pagg. 173-181.
- SMITH J. V. (1954) - *A review of the Al-O and Si-O distances*. Acta Crystall., vol. 7, pagg. 478-481.
- STEINFINK H. (1958) - *The structure of Chlorite. I. A monoclinic polymorph*. Acta Cryst. vol. 11, pagg. 191-195. - *The structure of Chlorite. II. A triclinic polymorph*. Acta Cryst. vol. 11, pagg. 195-198.
- SUDO T., HAYASHI H. (1955) - *New types of clay minerals with long spacings at about 30 Å found from the altered area developed around certain ore bodies of the Hanaoka Mine-Akita Prefecture*. Science Reports Tokio Kyoiku Daigaku, Section C, vol. 3, pagg. 281-294.
- WILSHIRE H. G. (1958) - *Alteration of olivine and orthopyroxene in basic lavas and shallow intrusions*. Amer. Miner. vol. 43, pagg. 120-147