

## GEOCHIMICA ISOTOPICA DELL'OSSIGENO E DELL'IDROGENO NELLE ROCCE GRANITICHE

BRUNO TURI

Istituto di Geochimica dell'Università, Piazza Aldo Moro, 00185 Roma

**RIASSUNTO.** — La composizione isotopica dell'ossigeno e dell'idrogeno delle rocce granitiche varia entro limiti abbastanza ampi. In generale, tutti i graniti, le granodioriti, le tonaliti, nonché i loro equivalenti effusivi, possono venire classificati nei seguenti tre gruppi, in base al valore di  $\delta^{18}\text{O}$  della roccia totale: a) rocce granitiche «normali», con  $6 < \delta^{18}\text{O} < 10$ , b) rocce granitiche ricche in  $^{18}\text{O}$ , con  $\delta^{18}\text{O} > 10$ , c) rocce granitiche povere in  $^{18}\text{O}$ , con  $\delta^{18}\text{O} < 6$ . La maggior parte delle rocce granitiche finora analizzate appartiene al primo gruppo. I valori di  $\delta D$  di queste rocce sono compresi tra  $-85$  e  $-50$ , intervallo praticamente uguale a quello presentato dalle rocce metamorfiche, dalle rocce vulcaniche alterate dei fondi oceanici, dalle rocce sedimentarie e da gran parte dei minerali prodotti da fenomeni di alterazione superficiale in zone a clima temperato. Questa similitudine suggerisce che l'acqua primaria presente nei granitoidi «normali» non sia juvenile ma derivi piuttosto dalla disidratazione e/o dalla fusione parziale di porzioni di crosta inferiore o di litosfera subdotta.

Le rocce ignee con  $\delta D$  non compreso nel suddetto intervallo sono poche e di solito si ritrovano in ambienti geologici particolari. Ad esempio, valori di  $\delta D$  eccezionalmente bassi, fino a circa  $-200$ , si riscontrano in rocce che hanno subito intensi processi di alterazione ad opera di fluidi meteorico-idrotermali; queste rocce sono anche fortemente impoverite in  $^{18}\text{O}$ . Molto rare, infine, sono le biotiti e le orneblende di rocce ignee con  $\delta D > -60$ .

I valori eccezionalmente alti di  $\delta^{18}\text{O}$  delle rocce granitiche del gruppo b) possono essere dovuti a scambi isotopici ad alta temperatura con le rocce metasedimentarie incassanti, ma possono anche essere una caratteristica propria del magma da cui sono cristallizzate. I granitoidi di tipo c) possono formarsi 1) per fusione, o scambio isotopico con rocce preesistenti povere in  $^{18}\text{O}$ , 2) per interazioni ad alta temperatura con fluidi acquosi a basso rapporto  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ , oppure 3) per differenziazione di un magma povero in  $^{18}\text{O}$  formatosi a seguito di uno dei primi due processi.

Lo studio della composizione isotopica dell'idrogeno si è dimostrato molto utile per l'interpretazione delle età radiometriche anomale presentate da alcune intrusioni granitiche. È stato ad esempio dimostrato che il riazzeramento delle età K-Ar osservato in due vasti settori dell'Idaho Batholith è ben correlabile con l'abbassamento del rapporto  $D/H$  nelle stesse rocce provocato dalla circolazione di fluidi meteorico-idrotermali.

**ABSTRACT.** — All granites, quartz monzonites, granodiorites and tonalites (and their volcanic equivalents) can be classified into three main groups on the basis of their whole-rock  $\delta^{18}\text{O}$  values, namely a) normal- $^{18}\text{O}$  granitic rocks, with  $6 < \delta^{18}\text{O} < 10$ , b) high- $^{18}\text{O}$  granitic rocks, with  $\delta^{18}\text{O} > 10$ , and c) low- $^{18}\text{O}$  granitic rocks, with  $\delta^{18}\text{O} < 6$ . Most of the granitic rocks throughout the world lie in the «normal- $^{18}\text{O}$ » group, and most of these have also «normal»  $\delta D$  values as well ( $\delta D = -50$  to  $-85$ ). This range of  $D/H$  values is nearly identical to that established for regional metamorphic rocks, altered marine volcanic rocks, sedimentary rocks, and most weathering products formed in temperate climates. Therefore, the primary water in the «normal- $^{18}\text{O}$ » granites probably derived by dehydration and/or partial melting of the lower crust or subducted lithosphere.

Very few igneous rocks have  $\delta D$  outside the range  $-50$  to  $-85$ , and such rocks are typically confined to peculiar geological environments.  $\delta D$  values as low as about  $-200$  are observed in rocks which have undergone meteoric-hydrothermal alteration; these rocks are also abnormally low in  $^{18}\text{O}$ . Igneous OH-bearing minerals with  $\delta D > -60$  are very rare.

The high  $\delta^{18}\text{O}$  values of group-b) granites may be either the result of high-temperature exchanges between the plutons and high- $^{18}\text{O}$  country rocks or inherited from the original magmas. Group-c) granites must be formed 1) by melting or exchange with pre-existing low- $^{18}\text{O}$  rocks, 2) by later exchange with low- $^{18}\text{O}$  hydrothermal fluids in the magmatic state or under subsolidus conditions, or 3) by differentiation from a low- $^{18}\text{O}$  magma formed by one of the above processes.

Stable isotope studies can help to interpret the events responsible for «disturbances» of radiogenic isotopes in rocks. For example, the re-setting of K-Ar ages observed in some large portions of the Idaho Batholith correlates with the lowering of  $\delta D$  values caused by the establishment of meteoric-hydrothermal circulation systems.

### 1. Introduzione

I primi studi sistematici sulle variazioni del rapporto  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  nelle rocce ignee e metamorfiche e sulle possibili applicazioni di questo parametro a problemi petrologici iniziarono esattamente 20 anni fa, quando

TAYLOR ed EPSTEIN (1962 a, b) pubblicarono sul Bollettino della Società Geologica Americana due fondamentali articoli sulla metodologia relativa all'estrazione quantitativa dell'ossigeno da silicati ed ossidi e sui primi risultati ottenuti dall'applicazione di questa tecnica allo studio di rocce ignee e metamorfiche. Dopo pochi anni, ecco apparire in letteratura le prime sintesi delle conoscenze acquisite nel campo delle rocce ignee per merito di GARLICK (1966) e di TAYLOR (1968); nell'articolo di quest'ultimo autore, in particolare, vengono per la prima volta delineati i principi fondamentali della geochimica isotopica dell'ossigeno nelle rocce ignee, desunti dall'esame critico di un'enorme mole di dati relativi a rocce plutoniche e vulcaniche di tutto il mondo.

Da allora, l'impiego del rapporto  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  come « tracciante » in petrologia si è andato sempre più diffondendo ed è stato applicato ad una varietà di problemi fra i quali meritano di essere ricordati quelli riguardanti la genesi dei magmi, i fenomeni di contaminazione di masse magmatiche di origine profonda con materiali cristallini attraverso processi di assimilazione o di scambio isotopico, le interazioni acqua-roccia, il ruolo e la natura dei fluidi nei processi ignei, metamorfici, sedimentari e minerogenetici, etc.. Assai proficuo si è dimostrato, in molti casi, l'uso combinato degli isotopi dell'ossigeno e di altri elementi, quali lo stronzio, il neodimio, il piombo e l'idrogeno.

Fra le rocce ignee, quelle granitiche sono da alcuni anni oggetto di dettagliate indagini. Importanti informazioni, in particolare, sono state acquisite sui seguenti fenomeni: 1) interazione fra corpi plutonici e fluidi acquosi di varia origine; 2) anatessi o assimilazione di rocce sedimentarie o metamorfiche durante la produzione e l'evoluzione dei magmi granitici; 3) interazione fra plutoni e rocce incassanti; 4) origine ultima dei fusi granitici. L'applicabilità dei rapporti isotopici dell'ossigeno allo studio di questi fenomeni si basa sulle seguenti considerazioni:

a) I magmi generati nel mantello superiore sono caratterizzati da valori di  $\delta^{18}\text{O}$  molto uniformi, compresi all'incirca fra +5,5 e +7,0 (<sup>1</sup>).

b) La cristallizzazione frazionata di questi magmi non produce importanti variazioni del rapporto  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  negli ultimi prodotti della differenziazione, in quanto i frazionamenti isotopici all'equilibrio fra fusi silicatici e minerali sono molto piccoli a temperature magmatiche.

c) Le acque del suolo di derivazione meteorica, le acque marine e quelle di formazione (connate) presentano valori di  $\delta^{18}\text{O}$  generalmente molto differenti da quelli delle rocce ignee di origine profonda ed è pertanto lecito attendersi in queste ultime forti variazioni di composizione isotopica in seguito all'interazione con tali acque.

d) Le rocce sedimentarie sono tipicamente assai più ricche in  $^{18}\text{O}$  delle rocce ignee di origine profonda.

## 2. Caratteri generali delle variazioni del rapporto $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ nelle rocce granitiche

TAYLOR (1978) classifica le rocce granitiche l.s. (graniti, quarzo-monzoniti, granodioriti, tonaliti etc.) ed i loro equivalenti effusivi in tre gruppi:

- I) rocce granitiche a contenuto in  $^{18}\text{O}$  normale, con  $+6 < \delta^{18}\text{O} < +10$ ;
- II) rocce granitiche ricche in  $^{18}\text{O}$ , con  $\delta^{18}\text{O} > +10$ ;
- III) rocce granitiche povere in  $^{18}\text{O}$ , con  $\delta^{18}\text{O} < +6$ .

La maggior parte delle rocce granitiche appartiene al gruppo I). Tuttavia, non sono rari i granitoidi con rapporto  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  sensibilmente più bassi o più alti di quelli considerati « normali » per questo tipo di rocce e quindi riferibili ai gruppi II) e III). Gli studi isotopici tendono attualmente a concentrarsi su questi due gruppi, dato il loro intrinseco interesse. È però evidente che le caratteristiche isotopiche delle rocce « anormale » possono essere compiutamente interpretate solo se confrontate con quelle delle rocce con valori di  $\delta^{18}\text{O}$  « normali » le quali sono anche le più numerose ed abbondanti. Nella nostra discussione prenderemo quindi in esame per primi i graniti così detti « isotopicamente normali » del gruppo I).

## 3. Rocce granitiche « isotopicamente normali »

Le rocce di questo gruppo sono caratte-

(<sup>1</sup>) Valori espressi in parti per mille e riferiti all'acqua oceanica media, SMOW.

rizzate, oltre che da valori di  $\delta^{18}\text{O}$  compresi fra +6 e +10, da una sistematica tendenza, da parte dei minerali coesistenti in uno stesso campione, a concentrare  $^{18}\text{O}$  nel seguente ordine: magnetite-biotite-orneblenda-muscovite-plagioclasio-feldspato alcalino-quarzo (TAYLOR, 1968, 1978).

Questa sequenza riflette una tendenza dei minerali in paragenesi verso uno stato di equilibrio isotopico all'atto della formazione della roccia, e si riscontra perciò in tutti i granitoidi che non sono stati fortemente « disturbati » da fenomeni successivi alla cristallizzazione, quale ad es. l'alterazione idrotermale. In queste rocce, i frazionamenti isotopici dell'ossigeno fra coppie di minerali in equilibrio, che considereremo per semplicità rappresentati dalla grandezza  $\Delta^{18}\text{O}$  (2) non solo hanno sempre lo stesso segno ma presentano una variabilità molto modesta. Ad esempio, generalmente  $\Delta^{18}\text{O}_{(\text{quarzo-feldspato alcalino})}$  varia fra 1,0 ed 1,5 e  $\Delta^{18}\text{O}_{(\text{quarzo-plagioclasio})}$  fra 1,5 e 2,5; per quest'ultimo parametro, i valori più alti corrispondono a plagioclasii relativamente più calcici.

Nei batoliti granitici si osserva una tendenza dei valori di  $\delta^{18}\text{O}$  delle rocce in toto ad aumentare progressivamente da circa +6 a +9 nel seguente ordine: gabbro-tonalite-granodiorite-granito. Questa tendenza, che pur ammette numerose eccezioni, è da porre in relazione con le diverse proporzioni fra minerali sialici, ricchi in  $^{18}\text{O}$ , e minerali femici, relativamente poveri in quest'isotopo, nelle rocce sopraccitate. Essa tuttavia potrebbe anche essere spiegata dal mescolamento fra magmi di composizione basaltica o gabbroica provenienti dal mantello ed aventi  $\delta^{18}\text{O} \approx +6$  con magmi granitici di  $\delta^{18}\text{O} \approx +9$  prodotti dalla fusione parziale di sedimenti di eugeosinclinale e rocce vulcaniche. I risultati di studi recentemente condotti sulla Franciscan Formation, in California (MAGA-

RITZ e TAYLOR, 1976), sono compatibili con un'ipotesi di questo tipo: le grovacke e le vulcaniti di questa formazione presentano infatti proprio i valori di  $\delta^{18}\text{O}$  che il termine ad alto rapporto  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  coinvolto nel processo di mescolamento dovrebbe avere.

Anche per quanto concerne gli isotopi dell'idrogeno si nota, nelle associazioni mineralogiche in equilibrio isotopico, una tendenza costante da parte di alcuni minerali a concentrare l'isotopo pesante (deuterio) relativamente agli altri. Di regola, i valori di  $\delta\text{D}$  tendono ad aumentare nel seguente ordine: biotite ed orneblenda ferri-ferre - biotite ed orneblenda magnesiche-clorite-muscovite. Nelle rocce granitiche, normalmente  $\Delta\text{D}$  (muscovite-biotite) = 15-30‰; il valore di questo parametro tende però a crescere col rapporto Fe/Mg della biotite. Il frazionamento isotopico dell'idrogeno fra biotite ed orneblenda di rapporto Fe/Mg all'incirca uguale è invece praticamente nullo.

A differenza di quanto si verifica per l'ossigeno, l'idrogeno presenta una composizione isotopica piuttosto uniforme nella maggior parte delle rocce interessate da metamorfismo regionale e delle rocce sedimentarie, nonché in molte rocce vulcaniche alterate in ambiente marino, con valori di  $\delta\text{D}$  compresi all'incirca fra -85 e -40 (v. ad es. TAYLOR, 1974). Questo intervallo è praticamente coincidente con quello proprio delle rocce ignee (vulcaniche e plutoniche) così dette « normali ».

Il fatto che rocce così diverse presentino rapporti D/H uguali non è fortuito, ma verosimilmente riflette gli effetti isotopici a carico dell'idrogeno che si producono nei fenomeni di subduzione o, comunque, di rifusione di materiali crostali. I minerali contenenti gruppi OH presenti in una zolla di litosfera oceanica che scende nel mantello lungo un piano di subduzione sono essenzialmente quelli contenuti nei sedimenti marini o formati in seguito a fenomeni di alterazione del basalto (argille, miche, zeoliti, etc.). Tutti questi minerali subiscono una disidratazione man mano che la temperatura della zolla aumenta col procedere della subduzione e l'acqua che si libera verrà almeno in parte incorporata nei fusi silicatici che si originano dalla rifusione della zolla stessa o, eventualmente, dalle porzioni di

(2) Il « frazionamento isotopico », in parti per mille, fra due fasi coesistenti A e B è in realtà espresso in funzione del fattore di frazionamento isotopico,  $\alpha_{(A-B)}$ , dalla relazione

$$10^3 \ln \alpha_{(A-B)} = 10^3 \ln \left[ \frac{1000 + \delta_A}{1000 + \delta_B} \right]$$

Se la differenza fra  $\delta_A$  e  $\delta_B$  è inferiore a circa 10, si può scrivere con buona approssimazione:  
 $10^3 \ln \alpha_{(A-B)} \approx \delta_A - \delta_B = \Delta_{(A-B)}$

mantello ad essa contigue. Nel corso del tempo geologico si verifica così l'immissione nel mantello superiore di quantità enormi di acqua, in confronto alle quali il contenuto di acqua «juvenile» originariamente presente è certamente subordinato. Pertanto non ci si possono attendere differenze apprezzabili, nei valori di  $\delta D$ , fra magmi formati dall'anatessi di rocce ignee e sedimentarie in corrispondenza di una zona di subduzione e quelli risultanti dalla differenziazione di magmi primari provenienti direttamente dal mantello superiore.

L'ipotesi che rocce granitiche con  $\delta^{18}O$  superiore a circa 9 possano venir prodotte dalla cristallizzazione frazionata di magmi basaltici è assai poco verosimile; infatti, dato che i frazionamenti isotopici dell'ossigeno fra fusi silicatici e minerali coesistenti a temperature magmatiche sono molto piccoli in condizioni di equilibrio, non ci si possono aspettare forti variazioni del rapporto  $^{18}O/^{16}O$  negli ultimi prodotti della differenziazione, tanto più se la pressione parziale dell'acqua è bassa. Non si può però escludere a priori che in ambienti ossidanti e ricchi d'acqua la rimozione per cristallizzazione frazionata dalla massa magmatica di minerali a basso rapporto  $^{18}O/^{16}O$ , quali magnetite, biotite ed ornblanda possa determinare, negli ultimi differenziati, arricchimenti in  $^{18}O$  consistenti (2-3‰). A sostegno di queste considerazioni si possono citare i seguenti fatti: 1) non esistono a tutt'oggi evidenze sicure che rocce granitiche con  $\delta^{18}O > \sim 9$  si possano formare a seguito di processi di cristallizzazione frazionata; 2) processi di «differenziazione» di magmi granitici in ambienti di tipo batolitico non portano, in genere, a variazioni di  $\delta^{18}O$  superiori all'1‰ (TAYLOR e SILVER, 1978); in molti complessi vulcanici, la variazione di  $\delta^{18}O$  nel passaggio da termini basaltici a termini riolitici o riocattici varia fra 0,5 e 1,3‰ (vedi ad es. MATSUHISA et al., 1972 e MUEHLENBACHS e BAYERLY, 1982). Anche la ben nota roccia «granitica» lunare 12013 ha un  $\delta^{18}O$  bassissimo ( $\sim 6,2$ ), quasi identico a quello di tutte le altre rocce lunari finora analizzate (TAYLOR ed EPSTEIN, 1970). Il fatto che sulla luna non sia stata rinvenuta alcuna roccia ad alto rapporto  $^{18}O/^{16}O$  è stato attribuito alla completa assenza, sul nostro satellite, di rocce sedimentarie, ricche in  $^{18}O$ . I

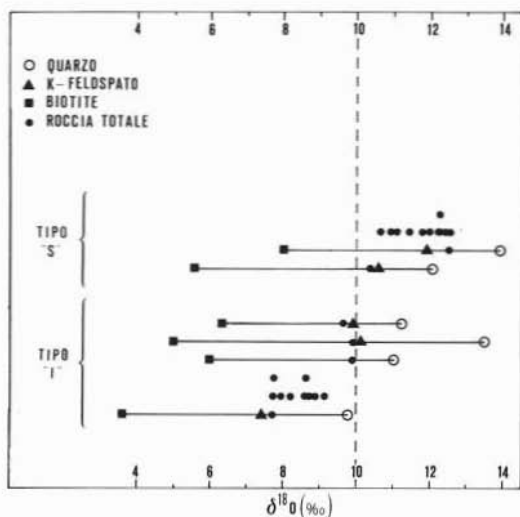


Fig. 1. — Composizione isotopica dell'ossigeno dei granitoidi di tipo «I» e di tipo «S» del New England Batholith, Australia. (Dati da O'NEIL et al., 1977).

dati ricavati dalle analisi dei campioni lunari rafforzano l'idea che tutte le rocce ignee terrestri con  $\delta^{18}O > \sim +7$  possano rappresentare il risultato finale di un lungo processo cui hanno in qualche modo partecipato fenomeni di sedimentazione, metamorfismo ed anatessi. In definitiva, anche se non si possono del tutto escludere altre origini, è molto probabile che i materiali precursori della maggior parte delle rocce granitiche con  $\delta^{18}O$  compresi nella parte superiore dell'intervallo proprio del gruppo «normale» ( $+8 \leq \delta^{18}O \leq +10$ ) derivino essenzialmente dalla fusione parziale, assimilazione di (o quanto meno, da scambi isotopici con) porzioni della crosta contenenti una significativa frazione di rocce sedimentarie o vulcaniche arricchite in  $^{18}O$  per azione degli agenti atmosferici, della diagenesi o dell'alterazione idrotermale. Per contro, è plausibile che granitoidi con  $\delta^{18}O$  riferibili alla parte inferiore del campo così detto «normale» ( $+6 \leq \delta^{18}O \leq +8$ ) si siano formati per differenziazione di magmi basaltici (o andesitici); non è tuttavia da escludere una loro origine dalla fusione parziale di rocce basso-crosta, molte delle quali presentano valori di  $\delta^{18}O$  simili a quelli dei basalti (SHIEH e SCHWARCZ, 1974).

Molto più chiara è, come vedremo meglio



in seguito, l'origine delle rocce granitiche con valori di  $\delta^{18}\text{O}$  esterni all'intervallo «normale». Granitoidi con  $\delta^{18}\text{O} > +10$  certamente derivano da (o hanno subito scambi isotopici con) rocce sedimentarie, rocce vulcaniche alterate o con i loro equivalenti metamorfici; si tratta, in ogni caso, di materiali ricchi in  $^{18}\text{O}$ . Granitoidi con  $\delta^{18}\text{O} < +6$  non possono essere formati per differenziazione da magmi basaltici «normali» e devono quindi aver tratto origine da uno dei seguenti processi:

- 1) fusione di (o scambio isotopico con) rocce pre-esistenti a basso rapporto  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ;
- 2) scambi con fluidi idrotermali poveri in  $^{18}\text{O}$  o allo stadio magmatico o, più tardi, allo stato subsolido;
- 3) differenziazione da un magma povero in  $^{18}\text{O}$  prodotto da uno dei due processi prima menzionati.

Sono da considerare a contenuto in  $^{18}\text{O}$  «normale» i granitoidi di «Tipo I» (derivati cioè dalla fusione parziale di un precursore igneo) del Berridale Batholith (O'NEIL e CHAPPEL, 1977) e del New England Batholith (O'NEIL et al., 1977), in Australia, i quali presentano valori di  $\delta^{18}\text{O}$  compresi fra circa 8 e 10. Tale variabilità potrebbe riflettere sia interazioni di varia entità con materiali della crosta superiore che un diverso grado di fusione parziale del protolito, il quale comunque dovrebbe aver avuto un rapporto  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  più basso del magma di tipo I prodotto. Considerazioni mineralogico-petrografiche suggeriscono infatti che il residuo refrattario della fusione che ha portato alla formazione dei plutoni del tipo I nel New England Batholith è costituito essenzialmente da plagioclasio calcico (andesina), pirosseni, ornblenda pargasitica e forse biotite e/o magnetite. Poichè questi minerali hanno  $\delta^{18}\text{O}$  simili o inferiori a quello della roccia totale in cui si trovano, il fuso che si ottiene deve avere un  $\delta^{18}\text{O}$  superiore a quello del materiale di partenza. Analogamente, è lecito attendersi che i magmi di tipo I meno femici siano più ricchi in  $^{18}\text{O}$  di quelli più femici originatisi dalla stessa fonte.

#### 4. Rocce granitiche ad alto rapporto $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$

Le rocce di questo gruppo possono essere suddivise in tre sottogruppi, a seconda che

il loro arricchimento in  $^{18}\text{O}$  sia: *a*) una caratteristica del magma originale, *b*) il risultato di scambi isotopici ad alta temperatura con le rocce incassanti, ovvero *c*) l'effetto di fenomeni di alterazione secondari a bassa temperatura. È raro, ma non impossibile, il caso di un granitoide che appartenga contemporaneamente a tutti e tre i sottogruppi; questa circostanza potrebbe ad esempio realizzarsi se un magma ad alto  $\delta^{18}\text{O}$  venisse intruso in rocce metasedimentarie ancora più ricche in  $^{18}\text{O}$  e subisse successivamente un'alterazione a bassa temperatura.

Appartengono al primo sottogruppo la massima parte dei graniti a muscovite; i loro alti contenuti sia in Al che in  $^{18}\text{O}$  sono compatibili con un'origine da rifusione di rocce pelitiche.

Rocce a chimismo acido generate da magmi anormalmente ricchi in  $^{18}\text{O}$  sono presenti nell'Idaho Batholith, nella provincia petrografica toscana, nel Berridale Batholith e nel New England Batholith (Australia), nel Southern Snake Range (Nevada) ed in varie altre località. I granitoidi di questo tipo, cioè derivati da materiali sedimentari (o alterati da agenti atmosferici) attraverso processi di assimilazione o di anatessi, vengono indicati da alcuni autori come «graniti di tipo S». La loro origine trova riscontro anche nei rapporti isotopici dello stronzio, che risultano abbastanza elevati (generalmente, superiori a circa 0,708).

Plutoni di tipo I e di tipo S possono essere presenti nello stesso batolite: è questo il caso del Berridale Batholith e del New England Batholith. La distinzione fra i due tipi di granitoidi fu inizialmente proposta in base a criteri chimici, mineralogici, di campagna (nel Berridale Batholith, le due famiglie di plutoni, benchè praticamente coeve, con età Rb-Sr comprese fra 411 e 420 m.a., si presentano sul terreno separate in modo abbastanza netto) e cronologici (le serie di plutoni granitici del tipo S costituenti il New England Batholith, di età tardo-Cambriana, sono più antiche di quelle dei granitoidi di tipo I, intrusi fra il tardo Permiano e l'inizio del Triassico). Il criterio di distinzione migliore è però quello isotopico. Il valore di  $\delta^{18}\text{O} \cong +10$  si può considerare come il valore di soglia che separa i due tipi di granitoidi in entrambi i batoliti: i granitoidi di

tipo S presentano infatti valori di  $\delta^{18}\text{O}$  compresi fra 9,9 e 10,5 nel Berridale Batholith e fra 10,4 e 12,5 nel New England Batholith, mentre nei granitoidi di tipo I i campi di variabilità del  $\delta^{18}\text{O}$  sono 7,9-9,6 e 7,7-9,9 rispettivamente. Le indicazioni fornite dagli isotopi dell'ossigeno sono generalmente in buon accordo con quelle degli isotopi dello stronzio; nel Berridale Batholith, i plutoni di tipo I hanno  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  per lo più compresi fra 0,704 e 0,706, mentre quelli di tipo S sono caratterizzati da valori di  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 > 0,708$ . Nel New England Batholith la classificazione in base a questo parametro è meno netta, mentre è chiarissima in termini del rapporto  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  (fig. 1).

Osserviamo, infine, che nel New England Batholith i residui refrattari della fusione da cui si sono generati i granitoidi di tipo S sono ricchi in quarzo, con quantità subordinate di cordierite, granato, sillimanite e forse biotite. Poiché il quarzo è invariabilmente il minerale più ricco in  $^{18}\text{O}$  che può essere presente in una roccia, la sua presenza nel residuo della fusione elimina la possibilità che il fuso risultante sia più ricco in  $^{18}\text{O}$  del protolito; i magmi granitici di tipo S dovrebbero quindi avere valori di  $\delta^{18}\text{O}$  all'incirca uguali, o minori, di quello del materiale sedimentario di partenza.

Una combinazione di fenomeni di assimilazione di materiali sedimentari e di cristallizzazione frazionata sembra la spiegazione più plausibile dei rapporti  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  misurati nell'intrusione di Snake Creek-Williams Canyon (Southern Snake Range; LEE et al., 1982). La fig. 2 rivela infatti un aumento abbastanza regolare del  $\delta^{18}\text{O}$  passando dai

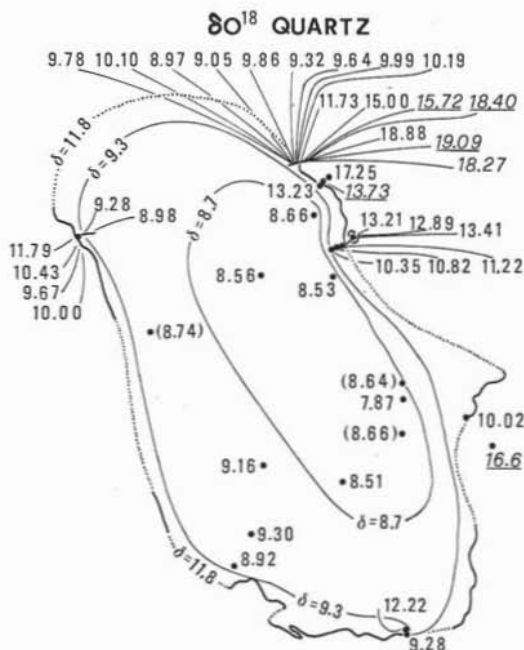


Fig. 3. — Valori di  $\delta^{18}\text{O}$  del quarzo nello stock granodioritico di Domenigoni Valley, Southern California Batholith e nelle rocce metasedimentarie adiacenti. I valori relativi a queste ultime sono sottolineati. (Fig. 6a da TURI B. and TAYLOR H.P. Jr. (1971) - *An oxygen and hydrogen isotope study of a granodiorite pluton from the Southern California batholith*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 35, 383-406. Riprodotta per cortese concessione della Pergamon Press Ltd.).

termini più femici a quelli più sialici: il minimo valore (10,2) si riscontra in una granodiorite con il 63 % di  $\text{SiO}_2$  ed il 4,5 % di  $\text{CaO}$ , il massimo (12,2) in una quarzomonzonite con il 76 % di  $\text{SiO}_2$  e lo 0,5 % di  $\text{CaO}$ .

Gli elevati valori di  $\delta^{18}\text{O}$  denotano la partecipazione di rocce sedimentarie alla genesi di questi magmi, mentre la variazione del contenuto in  $^{18}\text{O}$  col chimismo rappresentata nella fig. 2 è attribuibile ad un fenomeno di cristallizzazione frazionata. L'effetto isotopico, connesso a quest'ultimo fenomeno è del 2‰, cioè relativamente elevato. Va rilevato, a questo riguardo, l'insolito arricchimento in minerali poveri in  $^{18}\text{O}$ , ed in particolare della biotite, nei litotipi più femici del plutone (LEE e VAN LOENEN, 1971).

Non è sempre facile stabilire con sicurezza se gli alti valori di  $\delta^{18}\text{O}$  di un granitoide siano effettivamente legati alle condizioni esistenti

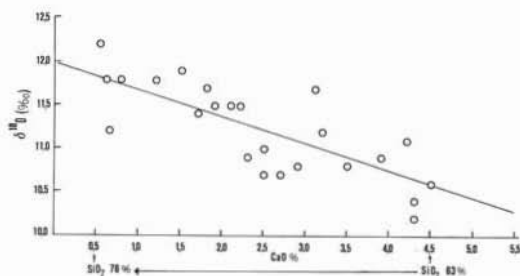


Fig. 2. — Variazione della composizione isotopica dell'ossigeno con il contenuto in  $\text{CaO}$  ed  $\text{SiO}_2$  delle rocce granitiche di Snake Creek-Williams Canyon, Southern Snake Range, Nevada. (Dati da LEE et al., 1982).

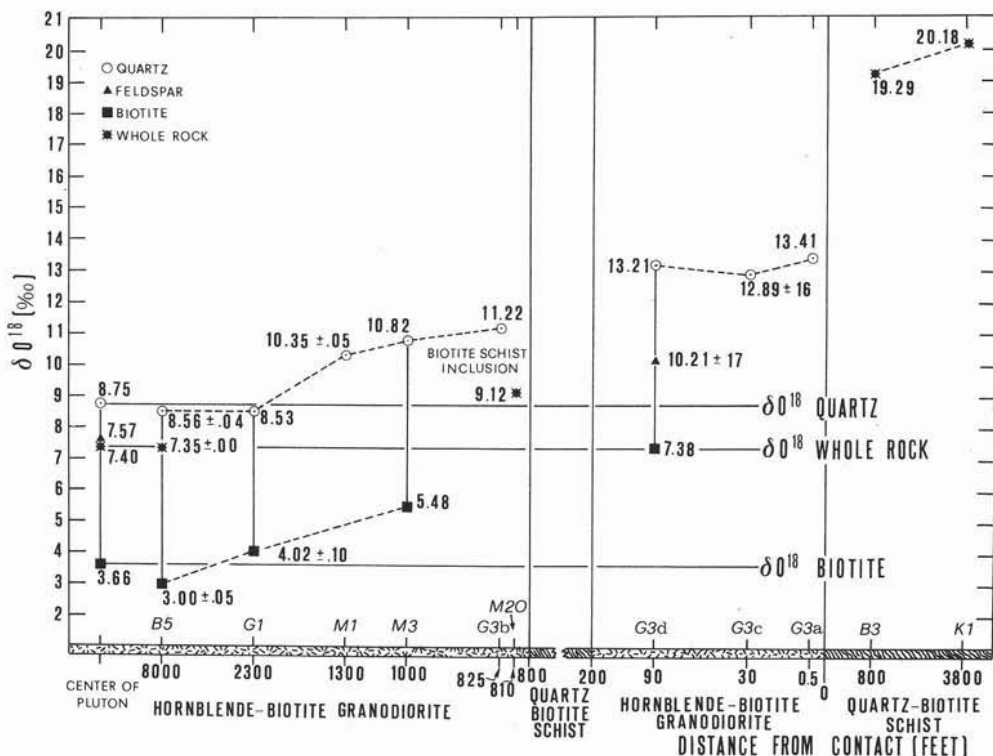


Fig. 4. — Variazione della composizione isotopica dell'ossigeno nello stock di Domenigoni Valley e nella roccia incassante in funzione della distanza dal contatto. I dati riportati si riferiscono ad una campionatura trasversale eseguita nella zona di contatto nord-orientale. (Fig. 2 da TURI B. and TAYLOR H.P. Jr. (1971) - *An oxygen and hydrogen isotope study of a granodiorite pluton from the Southern California batholith*. *Geochimica e Cosmochimica Acta*, 35, 383-406. Riprodotta per cortese concessione della Pergamon Press Ltd.).

nella zona di formazione del magma o non siano piuttosto il risultato di processi del tipo *b*). L'interazione fra corpi intrusivi e roccia incassante può infatti avere una notevole influenza sulla composizione isotopica dei primi, come è stato dimostrato dagli studi condotti sulle porzioni marginali di alcuni plutoni granitici del Nevada e del Southern California Batholith (SHIEH e TAYLOR, 1969; TURI e TAYLOR, 1971).

Di particolare interesse sono i risultati ottenuti dalle ricerche eseguite su uno stock granodioritico (Domenigoni Valley Pluton, California Meridionale) intruso in scisti pelitici molto ricche in  $^{18}O$  ( $\delta^{18}O$  da +19 a +20). Il plutone presenta contatti netti con le rocce incassanti, le quali dovevano trovarsi ancora ad una temperatura abbastanza elevata all'epoca dell'intrusione, benchè questa sia avvenuta dopo l'evento di metamorfismo

regionale.

La fig. 3 mostra chiaramente come la zona centrale del plutone sia uniforme, con valori di  $\delta^{18}O$  di  $8,7 \pm 0,4$  e  $7,4 \pm 0,2$  rispettivamente per il quarzo e la roccia totale. Le differenze di composizione isotopica fra questa zona e quelle periferiche sono visibili nella stessa fig. 3 e nella fig. 4, la quale illustra i dati ottenuti da una campionatura trasversale, comprendente sia il plutone che le rocce incassanti, eseguita nella zona di contatto nord-orientale. È evidente un intenso scambio isotopico fra le zone marginali del corpo igneo e gli scisti. Tale scambio potrebbe in parte essersi verificato allo stadio magmatico, quando correnti convettive nella massa fusa potevano portare continuamente nuove porzioni di magma a contatto con le rocce incassanti, ma molto probabilmente ha anche avuto luogo dopo la cristallizzazione,

favorito dalla presenza di fluidi acquosi ricchi in  $^{18}\text{O}$  derivati dagli scisti circostanti (acque metamorfiche). La possibilità che quest'ultimo processo si sia realmente verificato trova sostegno nei valori di  $\delta D$  delle biotiti, che risultano identici nel plutone e negli scisti (da  $-74$  a  $-65$ ), e nel fatto che un piccolo duomo granodioritico messo in posto negli scisti nelle vicinanze del contatto (v. fig. 3 e 4) è uniformemente arricchito in  $^{18}\text{O}$  ed in misura molto maggiore di quanto non lo sia la massa intrusiva principale alla stessa distanza dal contatto.

È importante notare che i forti arricchimenti in  $^{18}\text{O}$  riscontrati nelle zone marginali del plutone e nel duomo non possono essere stati provocati dall'assimilazione di porzioni di roccia incassante, in quanto non c'è evidenza di concomitanti variazioni mineralogiche e chimiche tranne che entro pochi centimetri dal contatto, dove compare la muscovite e/o scompare l'ornblenda. Qualunque sia stato il meccanismo attraverso il quale si è realmente verificato lo scambio, esso deve essere stato tale da determinare un notevole effetto isotopico senza causare apprezzabili variazioni di chimismo.

Per quanto riguarda, infine, i granitoidi riferibili al terzo sottogruppo, va rilevato che gli effetti isotopici dovuti a fenomeni tardivi di alterazione idrotermale a bassa temperatura possono essere in genere riconosciuti misurando i valori di  $\Delta^{18}\text{O}$  fra varie coppie di minerali coesistenti. In particolare, il frazionamento isotopico dell'ossigeno fra quarzo e feldspato,  $\Delta^{18}\text{O}_{(\text{quarzo-feldspato})}$ , è, in queste rocce, anormalmente basso o addirittura di segno inverso (cioè negativo) rispetto alle rocce ignee normali, indice certo di uno stato di disequilibrio isotopico fra i due minerali; i fenocristalli di quarzo, inoltre, sono in genere più poveri in  $^{18}\text{O}$  della massa di fondo.

Molto spesso, i feldspati delle rocce che hanno subito questo tipo di alterazione sono di un caratteristico color rosso-mattone e contengono, finemente disseminata, abbondante ematite.

I caratteri ora descritti sono stati riscontrati, ad esempio, nei graniti di Bushveld nel Sud Africa, nei granofiri associati all'intrusione di Muskox nel Canada settentrionale e nel complesso igneo delle St. François Mountains nel Missouri. I fenomeni di alterazione

che hanno avuto luogo in quest'ultimo complesso, costituito da plutoni granitici intrusi in vulcaniti (principalmente piroclastiti riolitiche) di età precambriana, sarebbero stati in realtà piuttosto complessi. Secondo la ricostruzione fatta da WENNER e TAYLOR (1976) attraverso lo studio della composizione isotopica dell'ossigeno e dell'idrogeno, all'epoca della messa in posto dei graniti si sarebbe verificata, su scala non ben definibile, una prima alterazione provocata da fluidi di derivazione meteorica ad elevate temperature, che avrebbe avuto come conseguenza un abbassamento del rapporto  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  delle rocce interessate (v. paragrafo 5); evidenze di una interazione acqua-roccia di questo tipo sono attualmente visibili solo in una porzione di un'intrusione granitica superficiale affiorante nella parte settentrionale del complesso. Successivamente, e durante un arco di tempo molto lungo, l'intero complesso sarebbe rimasto esposto all'azione di soluzioni acquose, ancora di origine prevalentemente meteorica ma di bassa termalità (addirittura inferiore ai  $100^\circ\text{C}$ , almeno nel settore sud-occidentale) che avrebbe prodotto effetti isotopici opposti ai precedenti soprattutto nei feldspati, la cui suscettibilità a scambi isotopici in ambiente idrotermale sarebbe stata fortemente accentuata dalle trasformazioni subite durante il precedente episodio di alterazione ad alta temperatura, laddove questa si è verificata. Si spiegano così gli alti valori di  $\delta^{18}\text{O}$  ed i vistosi effetti di disequilibrio isotopico fra quarzo e feldspato riscontrabili nella maggior parte delle rocce effusive ed intrusive di questo complesso.

## 5. Rocce granitiche a basso rapporto $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$

Nel paragrafo 3 abbiamo indicato i processi da cui possono trarre origine i granitoidi con  $\delta^{18}\text{O} < +6$ . In sostanza, il basso rapporto  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  di queste rocce può derivare da interazioni ad alta temperatura del plutone con acque di origine meteorica, povere in  $^{18}\text{O}$ , durante la sua messa in posto e/o il successivo raffreddamento, o essere una proprietà intrinseca del magma genitore.

### 5.1. Interazioni fra acque del suolo di origine meteorica ed intrusioni ignee ad alta temperatura



Un corpo intrusivo igneo, messo in posto in una roccia fortemente fratturata e permeabile, si comporta come un gigantesco motore termico che fornisce l'energia necessaria ad innescare e mantenere attiva per lungo tempo una circolazione di tipo convettivo di ingenti quantità di acque del suolo nella roccia incassante (fig. 5).

Questo fenomeno determina un abbassamento del rapporto  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  sia nel plutone che nella roccia incassante e, corrispondentemente, uno spostamento (« shift ») del contenuto in  $^{18}\text{O}$  nell'acqua verso valori più positivi.

Poichè il rapporto D/H delle acque del suolo di derivazione meteorica è sempre inferiore a quello dell'acqua marina — che rappresenta in pratica lo standard cui vengono riferite le variazioni di  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$  — e, in molti casi, anche delle acque magmatiche « primarie » (fig. 6), si verifica, nelle rocce interessate dalla circolazione, anche un abbassamento dei valori di  $\delta\text{D}$ . Le rocce granitiche che hanno subito queste interazioni presentano infatti valori di  $\delta\text{D} < \sim -85$ ; valori intorno a  $-150$ , o anche più bassi, sono piuttosto comuni. Si noti che per la massima parte dei granitoidi appartenenti agli altri due gruppi (a contenuto in  $^{18}\text{O}$  « normale » ed « alto ») si ha  $-80 \leq \delta\text{D} \leq -50$ ; questo intervallo è considerato « normale » per questo parametro.

Rocce ignee (vulcaniche e plutoniche) impoverite in  $^{18}\text{O}$  ed in  $D$  in seguito ad interazioni con acque di origine meteorica ad alta temperatura sono state ritrovate in molte località. La prima segnalazione risale al 1963 e riguardava l'intrusione di Skaergaard (TAYLOR ed EPSTEIN, 1963), ma lo studio dei processi responsabili delle variazioni di composizione isotopica subite, in genere, dalle rocce di questo gruppo, fu intrapreso solo alcuni anni più tardi (TAYLOR e FORESTER, 1971, 1979; FORESTER e TAYLOR, 1977; NORTON e TAYLOR, 1979).

La scala su cui gli effetti di questa circolazione meteorico-idrotermale sono riconoscibili varia da caso a caso ma può arrivare a dimensioni notevoli. Ad es. nei centri vulcanici Terziari di Skye, Mull and Ardnamurchan, nella Scozia occidentale, si registra un impoverimento in  $^{18}\text{O}$  medio che va dal 6-7‰ nei primi due (con punte fino al

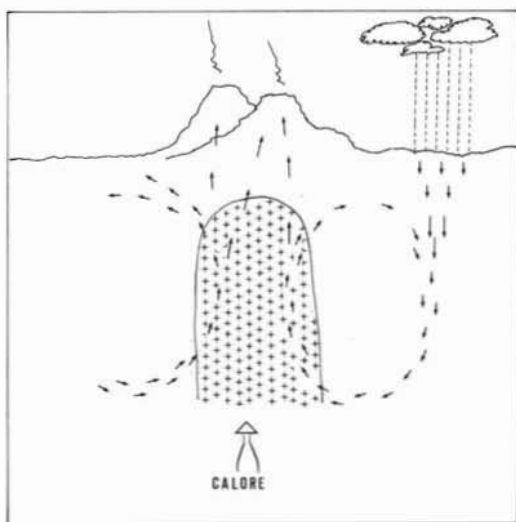


Fig. 5. — Rappresentazione schematica del modello di circolazione termoconvettiva di acque di origine meteorica attraverso un'intrusione ignea epizonale e la roccia incassante permeabile. Il processo è mantenuto attivo dal calore sviluppato dalla massa ignea.

13‰) entro un'area di circa 400 km<sup>2</sup>, e del 4‰ circa nel terzo, entro un'area di 80 km<sup>2</sup> circa.

Gli effetti isotopici sono meno rilevanti ad Ardnamurchan sia perchè si tratta di un centro più piccolo sia perchè in questa località le rocce incassanti sono rappresentate dalle rocce del basamento Precambriano, molto meno permeabili delle lave fratturate sovrastanti.

La fig. 7 sintetizza i dati ottenuti per l'isola di Skye da rocce vulcaniche più antiche dei graniti delle Red Hills. È evidente una sistematica diminuzione dei valori di  $\delta^{18}\text{O}$  muovendosi verso l'interno dell'isola. Poichè le rocce in questione sono rappresentate principalmente da basalti, con tessiture e mineralogia molto simili, è verosimile che la resistenza da esse offerta all'alterazione idrotermale sia stata all'incirca uguale. Praticamente tutti i campioni esterni all'isodelta +5 hanno valori di  $\delta^{18}\text{O}$  « normali », mentre i campioni interni all'isodelta -5 hanno subito un abbassamento del rapporto  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  di almeno il 10‰. Il fenomeno riguarda non solo le rocce vulcaniche ma anche quelle intrusive; l'intera massa gabbriaca delle Cuillin Hills è impoverita in  $^{18}\text{O}$ , così come, in varia misura, i graniti delle Red Hills.

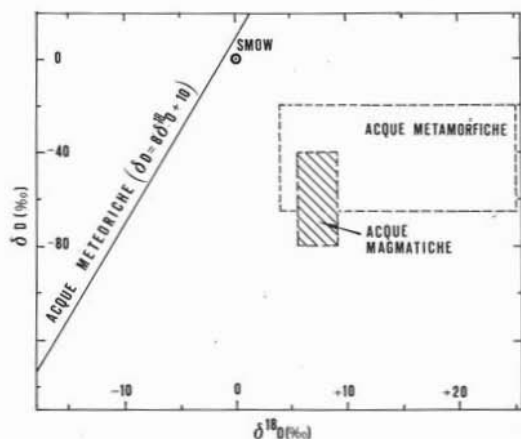


Fig. 6. — Composizione isotopica dell'ossigeno e dell'idrogeno delle acque meteoriche, magmatiche e metamorfiche.

Tutti e tre i sopracitati centri della Scozia occidentale hanno una storia geologica molto complessa ed articolata in varie fasi di intrusioni di «ring-dikes», collasso della caldera e attività vulcanica esplosiva. In generale, i «ring dikes» più antichi presentano il maggiore impoverimento in  $^{18}\text{O}$ , probabilmente perchè sono stati sottoposti all'azione di sistemi idrotermali i cui effetti si sono sovrapposti. Le rocce incassanti i centri ignei interessati da circolazione convettiva di fluidi meteorico-idrotermali presentano un sistematico impoverimento in  $^{18}\text{O}$ ; l'effetto si estende a distanza maggiore o minore dall'intrusione a secondo della natura della roccia incassante. Così l'aureola a basso  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  è più ampia per i basalti che per le arenarie, in conseguenza della maggiore permeabilità dei primi e del fatto che le seconde sono principalmente costituite da quarzo, il minerale dimostratosi più resistente allo scambio isotopico in queste condizioni.

L'abbassamento concentrico del rapporto  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  presentato dai tre centri ignei scozzesi, mostrato con eccezionale chiarezza per l'isola di Skye nella fig. 7, è causato in parte dall'aumento della temperatura avvicinandosi al centro delle intrusioni ed in parte da un aumento, dall'esterno all'interno, del rapporto integrato acqua/roccia ( $W/R$ ); l'aumento di questo parametro è dovuto al fatto che il flusso di acqua è diretto radialmente verso l'interno e poi verso l'alto ed il volume di roccia diminuisce verso l'interno con il qua-

drato della distanza (TAYLOR, 1977).

Valutazioni basate sui frazionamenti isotopici dell'idrogeno nei sistemi muscovite-acqua ed anfibolo-acqua hanno fornito per le soluzioni meteorico-idrotermali attive a Skye e Mull all'inizio del Terziario un valore di  $\delta D \approx -85$ . Introducendo questo valore nella relazione  $\delta D - \delta^{18}\text{O}$  formulata da CRAIG (1961) per le acque meteoriche, si ottiene un corrispondente valore di  $\delta^{18}\text{O} \approx -12$ , che rappresenta un valore *minimo* e causa del caratteristico « shift isotopico » dell'ossigeno verso valori più positivi dovuto a scambi con la roccia. Si può perciò ritenere che tutti gli effetti isotopici a carico dell'ossigeno sopra discussi siano stati prodotti da acqua con  $\delta^{18}\text{O} > -12$ .

### 5.2. Calcolo dei rapporti acqua/roccia nei sistemi meteorico-idrotermali

I valori originali di  $\delta^{18}\text{O}$  di rocce ignee che sono state alterate da interazioni acqua/roccia ad alta temperatura si possono stimare dai valori « normali » per quel dato tipo di roccia o, ancora meglio, dall'analisi delle stesse formazioni al di fuori delle zone alterate. Il valore iniziale di  $\delta^{18}\text{O}$  dell'acqua si ricava dall'analisi del rapporto D/H di mi-

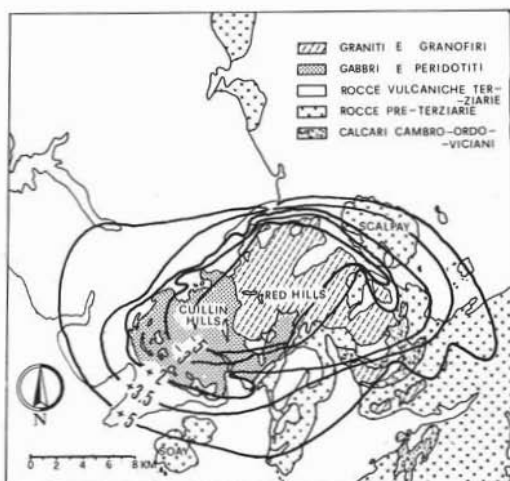


Fig. 7. — Variazione della composizione isotopica dell'ossigeno nelle rocce vulcaniche dell'isola di Skye, Scozia. (Fig. 3 da TAYLOR H.P. Jr. (1978) - *Oxygen and hydrogen isotope studies of plutonic granitic rocks*. Earth and Planetary Science Letters, 38, 177-210. Riprodotta per cortese concessione della Elsevier Scientific Publishing Co.).

nerali di alterazione idrati ed applicando quindi l'equazione delle acque meteoriche. Noti questi parametri, ed avendo qualche informazione circa la temperatura di alterazione, la quantità totale di acqua partecipante ad un dato sistema convettivo meteorico-idrotermale può essere calcolato dall'equazione:

$$W \cdot \delta^{i_{H_2O}} + R \cdot \delta^{i_{roccia}} = W \cdot \delta^{f_{H_2O}} + R \cdot \delta^{f_{roccia}} \quad (1)$$

nella quale  $i$  = valore iniziale;  $f$  = valore finale, dopo lo scambio;  $W$  = percentuale di atomi di ossigeno forniti dall'acqua meteorica presenti nel sistema totale;  $R$  = percentuale di atomi di ossigeno legati alla roccia nel sistema.

$\delta^{i_{H_2O}}$  e  $\delta^{i_{roccia}}$  sono valutabili come detto in precedenza;  $\delta^{f_{roccia}}$  si misura sperimentalmente e  $\delta^{f_{H_2O}}$  si può ricavare assumendo che si sia stabilito uno stato di equilibrio isotopico fra acqua e roccia alla temperatura a cui si è verificata l'alterazione di quest'ultima. Possiamo quindi scrivere (TAYLOR, 1977):

$$\frac{W}{R} = \frac{\delta^{f_{roccia}} - \delta^{i_{roccia}}}{\delta^{i_{H_2O}} - (\delta^{f_{roccia}} - \Delta)} \quad (2)$$

dove  $\Delta = \delta^{f_{roccia}} - \delta^{f_{H_2O}}$ .

Per determinate condizioni iniziali, se  $W/R$  è costante,  $\delta^{f_{roccia}}$  è determinato unicamente da  $\Delta$  che è, a sua volta, solo funzione della temperatura. Se invece la temperatura si mantiene costante,  $\delta^{f_{roccia}}$  è controllato esclusivamente dal rapporto  $W/R$ .

I valori di  $W/R$  così definiti sono basati sui rapporti fra l'ossigeno dell'acqua e quello della roccia. Ad es., una roccia granitica contiene tipicamente solo il 45-50 % (in peso) di ossigeno, mentre l'acqua ne contiene l'89 %; pertanto il rapporto acqua/roccia in unità di peso è uguale, per questo tipo di rocce, a circa 0,5  $W/R$ .

Poichè normalmente in rocce così alterate i vari minerali non sono in equilibrio isotopico fra loro, si dovrebbe calcolare separatamente il rapporto acqua/minerale per ogni minerale presente nella roccia; dalla combinazione dei vari rapporti acqua/minerale e delle abbondanze modali si può quindi determinare il rapporto  $W/R$ .

Di solito, tuttavia, risulta più conveniente assumere che in questi sistemi  $\delta^{roccia}$  all'equi-

librio sia uguale al  $\delta^{18O}$  del plagioclasio, per cui  $\Delta$  può essere ricavato, ad ogni temperatura, dalla relazione geotermometrica relativa al sistema feldspato-acqua.

La (2) fornisce valori di  $W/R$  integrati nell'arco di tempo in cui il sistema idrotermale è stato attivo, assumendo una ricircolazione continua ed una riequilibratura ciclica dell'acqua con la roccia. Una parte dell'acqua riscaldata può però venir persa dal sistema, ad esempio in seguito ad una fuga verso la superficie. Nel caso estremo di un sistema aperto, nel quale ogni quantitativo di acqua compie un solo passaggio attraverso il sistema (senza venir cioè riciclato), il rapporto  $W/R$  integrato si dimostra esser ricavabile dall'equazione:

$$\frac{W}{R} = \log_e \left[ \frac{\delta^{i_{H_2O}} + \Delta - \delta^{i_{roccia}}}{\delta^{i_{H_2O}} - (\delta^{f_{roccia}} - \Delta)} \right] = \log_e \left[ \left( \frac{W}{R} \right)_{\text{sistema chiuso}} + 1 \right] \quad (3)$$

A seconda delle condizioni in cui si realizza la circolazione delle soluzioni idrotermali attraverso la roccia (sistema chiuso o aperto, composizioni isotopiche iniziali dell'acqua e della roccia, temperatura), i valori di  $W/R$  possono variare entro limiti molto ampi. In generale, più bassa è la temperatura, più alto è il rapporto  $W/R$  richiesto per produrre un determinato effetto isotopico nella roccia. Nei casi reali, una circolazione a sistema chiuso (nel quale, cioè, l'acqua attraversa la roccia una sola volta) è molto poco credibile. Si noti, inoltre, che sia la (2) che la (3) forniscono solo i valori *minimi* di  $W/R$ , in quanto un'apprezzabile quantità d'acqua può circolare attraverso fratture nella roccia senza scambiare con questa: ciò si verifica, ovviamente, dopo che le porzioni di roccia adiacenti alle fratture si sono fortemente impoverite in  $^{18}O$ .

A titolo di esempio, assumendo  $\delta^{i_{H_2O}} = -12$  ed una temperatura media di 400°-500° C, si calcola che le interazioni acqua-roccia che hanno interessato la maggior parte delle rocce granitiche di Skye siano state caratterizzate da un rapporto  $W/R \cong 1$ . Localmente, tuttavia, i valori di questo parametro possono essere stati molto più elevati (> 5) o molto più bassi (< 0,3). I dati ricavati dallo studio dei sistemi meteorico-

idrotermali dimostrano che i valori medi di  $W/R$  sono, di regola, raramente superiori all'unità. Il volume d'acqua meteorica riscaldata in un sistema meteorico-idrotermale è perciò tipicamente uguale, all'incirca, al volume di roccia alterata. Si tratta evidentemente di quantità enormi (centinaia o migliaia di  $\text{km}^3$ )<sup>(3)</sup> ma non irragionevoli, tenuto conto della permeabilità delle rocce vulcaniche incassanti e delle decine di migliaia di anni durante i quali i sistemi idrotermali si sono probabilmente mantenuti attivi. Assumendo una piovosità normale nelle zone in cui queste interazioni si verificano, basta che venga fornita alla circolazione profonda solo il 5% circa delle precipitazioni annuali della località in questione.

Se il corpo igneo è messo in posto in rocce incassanti a permeabilità relativamente bassa, gli effetti isotopici a carico dell'ossigeno possono essere così piccoli da non essere riconoscibili con sicurezza. Anche in tali circostanze, tuttavia, i rapporti  $D/H$  della roccia ignea possono venir significativamente alterati, pur se l'apporto di acqua dall'esterno è relativamente esiguo.

Gli effetti  $D/H$  sono da considerarsi probanti solo in determinate condizioni ambientali, quali ad es. gli ambienti sottomarini nei quali  $\delta D \approx 0$ , o le zone dei continenti situate alle alte latitudini, nelle quali i valori di  $\delta D$  delle acque meteoriche sono molto bassi. Aree a notevole altitudine potrebbero anche essere interessanti a questo riguardo, ma in genere è difficile accertare l'altitudine originaria della superficie al di sopra di un'intrusione oggi esposta in seguito all'erosione.

### 5.3. Magmi depleti in $^{18}\text{O}$

Gli studi sulle intrusioni a basso rapporto  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  della Scozia Occidentale hanno portato ad individuare, in questi centri ignei, rocce granitiche cristallizzate con ogni probabilità da magmi a composizione isotopica dell'ossigeno « anomala ». La roccia granitica dell'isola di Skye con il più basso contenuto in  $^{18}\text{O}$  è il Southern Porphyritic Epigranite, nel settore occidentale delle Red Hills ( $\delta^{18}\text{O}$  da  $-3,0$  a  $+3,0$ ; FORESTER e TAYLOR,

1977). È improbabile che i bassissimi rapporti  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  di questa roccia siano dovuti a scambi del corpo igneo in via di consolidamento con fluidi meteorico-idrotermali. Sappiamo infatti che il quarzo è il minerale più resistente a questo tipo di interazioni, tanto che, nello studio di rocce di composizione granitica alterate, il  $\delta^{18}\text{O}$  del magma originale viene desunto da quello del quarzo in esse presente. Il sopracitato corpo granitico contiene  $\beta$ -quarzo eudrale a grana molto grossolana i cui individui cristallini sono isotopicamente omogenei, con valori di  $\delta^{18}\text{O}$  varianti fra  $-2,6$  e  $+3,5$ . La più ovvia spiegazione di questi risultati è che il Southern Porphyritic Epigranite sia cristallizzato da un magma originariamente molto povero in  $^{18}\text{O}$  e disomogeneo, con ogni probabilità prodotto dalla fusione di rocce metasedimentarie in precedenza impoverite in  $^{18}\text{O}$  in seguito a fenomeni di alterazione meteorico-idrotermale ad alta temperatura. È assai probabile che anche altri epigraniti dello stesso settore delle Red Hills derivino da magmi di questo tipo.

L'esistenza di magmi depleti in  $^{18}\text{O}$  non è circoscritta ai complessi Terziari delle isole Ebridi ma è stata segnalata anche in varie altre località. Ne sono indubitabili esempi l'intrusione dioritica centrale dello Stony Mountain Ring - Dyke Complex, Colorado (FORESTER e TAYLOR, 1980), molte lave basaltiche recenti dell'Islanda (MUEHLENBACHS et al., 1974), alcuni tufi riolitici degli Stati Uniti Occidentali (FRIEDMAN et al., 1974) ed i graniti pre-Cambriani delle isole Seychelles nell'Oceano Indiano (TAYLOR, 1968, 1974). Si tratta, come si vede, di rocce a chimismo ed età estremamente variabile. L'origine dei magmi da cui esse sono cristallizzate non è ancora completamente chiarita; le ipotesi più verosimili sono le seguenti:

- 1) scambi isotopici dell'ossigeno fra un magma normale e rocce incassanti precedentemente alterate da soluzioni meteorico-idrotermali che ne avevano abbassato il rapporto  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ;
- 2) fusione parziale di rocce incassanti deplete in  $^{18}\text{O}$  per alterazione idrotermale nella zona sovrastante la camera magmatica.

La diffusione diretta di acqua meteorica nei magmi in quantità apprezzabile è praticamente impedita dal fatto che il magma è

(<sup>3</sup>) Secondo FORESTER & TAYLOR (1977), almeno 2000  $\text{km}^3$  di acqua meteorica riscaldata sarebbero circolati nelle rocce di Skye.



di norma sottoposto ad una pressione litostatica 2-3 volte maggiore della pressione idrostatica esistente nel sistema di fratture, all'esterno della camera magmatica; tali fratture costituiscono le principali vie di circolazione dell'acqua al di fuori dell'intrusione. Nell'immediato contatto con quest'ultimo, tuttavia, non possono esistere fratture; queste verrebbero infatti rapidamente riempite dal magma fluido. Anche se l'acqua potesse finalmente arrivare a diffondere nella massa magmatica, la sua composizione isotopica avrebbe già subito uno «shift isotopico» notevole, assumendo di conseguenza un  $\delta^{18}\text{O}$  considerevolmente più alto di quello proprio delle acque del suolo della zona. Ciò significa che per produrre un'apprezzabile diminuzione del rapporto  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  nel magma dovrebbe essere disponibile una quantità di acqua così grande da risultare inaccettabile dal punto di vista geologico. Ad esempio, si può calcolare che affinché un magma granitico « normale », con un  $\delta^{18}\text{O} = +7$ , si impoverisca in  $^{18}\text{O}$  del 2‰ per interazione con un'acqua di  $\delta^{18}\text{O} = -5$ , occorre che questa arrivi a costituire il 15 % circa (in peso) della massa magmatica, cioè molto più di quanto non possa ragionevolmente esser presente in un'intrusione magmatica messa in posto a moderata profondità nella crosta. Per giustificare un simile meccanismo si dovrebbe ammettere che l'acqua, dopo esser penetrata nel magma ed aver con esso interagito ne sia poi nuovamente uscita.

Si può perciò ritenere che, anche in condizioni particolarmente favorevoli, una massa magmatica di discrete dimensioni non subisca un abbassamento del suo rapporto  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  di più dell'1‰ a seguito di interazioni con acqua meteorica direttamente penetrata in essa. Gli unici modelli validi ai fini della produzione di magmi depleti in  $^{18}\text{O}$  rimangono quindi i due sopra proposti. A sostegno dell'applicabilità del modello basato sulla fusione o assimilazione su larga scala di rocce incassanti alterate da interazioni con soluzioni meteorico-idrotermali ai magmi granitici dell'isola di Skye stanno gli studi sulla composizione isotopica del Pb e dello Sr condotti sugli stessi centri ignei da MOORBATH e BELL (1965) e MOORBATH e WELKE (1969). Indagini precedenti, inoltre, avevano portato a suggerire che alcune rocce granitiche di quest'isola, ivi compreso il Sou-

thern Porphyritic Epigranite, derivassero dalla fusione parziale di arenarie Torridoniane (v. ad es. WAGER et al., 1953 e THOMPSON, 1969).

Va infine rilevato che il processo proposto non consiste necessariamente in una totale assimilazione ma più propriamente in uno scambio fra l'ossigeno del fuso silicatico e quello della roccia incassante o dei blocchi di questa inglobati nel magma; in tale processo possono svolgere un ruolo fondamentale i minerali ossidrilati (ricchi in acqua) ed i feldspati (già depleti in  $^{18}\text{O}$  per precedenti interazioni con soluzioni meteorico-idrotermali) presenti nella roccia incassante.

#### 5.4. *Effetto dell'alterazione meteorico-idrotermale sulle età radiometriche di corpi intrusivi*

È logico chiedersi se l'azione delle soluzioni meteorico-idrotermali sui minerali delle rocce interessate della circolazione di tali fluidi si traduce solo in un abbassamento dei rapporti  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  e/o D/H o non comporti altre modificazioni dei caratteri geochimici primari dei minerali stessi. Studi condotti sull'Idaho Batholith hanno messo in evidenza come l'alterazione idrotermale delle biotiti possa contribuire a spiegare il sistematico abbassamento dell'età K-Ar, ricavata da questo minerale, nei corpi plutonici sede di sistemi convettivi meteorico-idrotermali.

L'Idaho Batholith è un insieme di plutoni granitici affioranti in un'area di circa 40.000 km<sup>2</sup> che si estende dall'Idaho centrale al Montana nord-occidentale. La parte settentrionale di questo batolite si trova immediatamente ad ovest del Boulder Batholith, nel Montana, nel cui settore occidentale affiorano rocce deplete in  $^{18}\text{O}$  e D (fig. 8). La messa in posto del batolite è avvenuta in un arco di tempo molto lungo, dal Giurassico all'Eocene; la massima parte dei plutoni, tuttavia, è di età Cretacea. Nell'Eocene, la regione è stata interessata da un periodo di intensa attività magmatica e tettonica, nota come « evento eocenico », caratterizzato, fra l'altro, dall'intrusione di un gruppo di plutoni epizonali. Tale fenomeno è stato accompagnato dallo sviluppo di imponenti sistemi idrotermali intorno ai plutoni stessi, alimentati da acque meteoriche di  $\delta^{18}\text{O} \cong -16$  e  $\delta\text{D} \cong -120$  (TAYLOR e MAGARITZ, 1978;

CRISS, 1981). Le interazioni acqua/roccia sono avvenute a temperature comprese fra 150° e 400° C ed hanno provocato un marcato abbassamento dei rapporti  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  e D/H nelle rocce mesozoiche circostanti (tonaliti, granodioriti, graniti), nelle quali è presente feldspato con  $\delta^{18}\text{O} = -8,2$  e biotite con  $\delta\text{D} = -176$ ; se si considera che i valori « primari » di questi parametri nei plutoni in questione sono di  $+9,3 \pm 1,5$  e  $-70 \pm 5$ , rispettivamente, e che i valori di  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$  « anomali » si riscontrano in una zona di alterazione propilitica vasta oltre 15.000 km<sup>2</sup>, si comprende facilmente quanto profondi e di quale portata siano stati gli effetti della circolazione dei fluidi meteorico-idrotermali. A tale circolazione è anche legata la formazione di mineralizzazioni epitermali-mesoterma ad Au-Ag nel settore meridionale del batolite; la maggior parte dei depositi si trova proprio alla periferia delle zone deplete in  $^{18}\text{O}$ .

La circolazione idrotermale connessa all'attività magmatica eocenica ha anche profondamente influito sulle età radiometriche di alcune fra le più antiche porzioni del batolite. In due larghe zone, il Bitterroot Lobe a nord e l'Atlanta Lobe a sud, tutte le età K-Ar originali sono state « riazzerate » durante l'evento eocenico. Nella fig. 8 sono tracciati i contorni delle età K-Ar, le quali risultano notevolmente più « giovani » di quelle reali, probabilmente superiori ai 100 m.a. (CRISS et al., 1982).

La stretta connessione fra alterazione idrotermale e riazzramento delle età K-Ar in queste zone risulta evidente dalle fig. 9 e 10.

La fig. 9 mostra chiaramente come la distribuzione dei valori di  $\delta\text{D}$  della biotite e/o orneblenda ( $\pm$  clorite) sia nel Bitterroot Lobe che nell'Atlanta Lobe rispecchi quella delle età K-Ar illustrata nella fig. 8: i valori più bassi, indicativi di una più intensa alterazione, corrispondono a quelle in cui si sono misurate età più giovani.

Nella fig. 10 sono riportati i valori di  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$  ricavati da una campionatura condotta trasversalmente nella parte centro-meridionale del batolite (v. figg. 8 e 9). Si può così rilevare come la parte centrale, non « disturbata », del batolite, contenga feldspato con  $\delta^{18}\text{O} \geq \sim +10$  e quarzo con valori di  $\delta^{18}\text{O}$  per lo più compresi fra +11

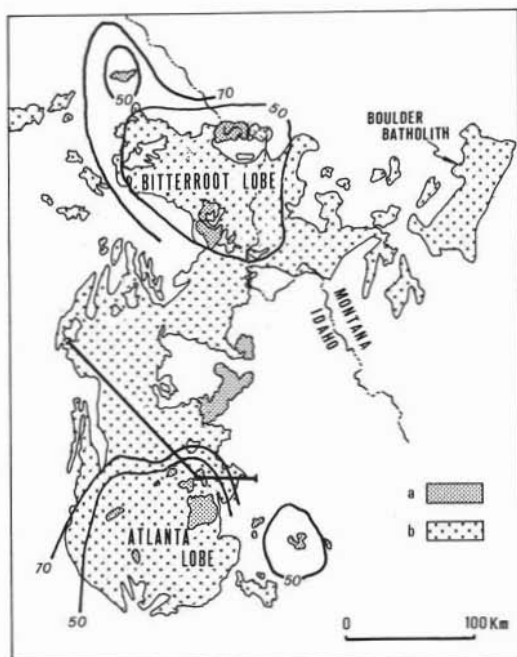


Fig. 8. — Geologia semplificata e localizzazione geografica dell'Idaho Batholith. I contorni tracciati nella parte settentrionale (Bitterroot Lobe) e nella parte meridionale (Atlanta Lobe) si riferiscono alle età K-Ar « riazzerate » nell'Eocene. (a): plutoni di età Eocenica certa; (b): rocce granitiche di età prevalentemente Mesozoica. Si noti l'ubicazione della traversa nella parte centro-meridionale del batolite discussa nel testo. (Fig. 14 da TAYLOR H.P. Jr. (1978) - *Oxygen and hydrogen isotope studies of plutonic granitic rocks*. Earth and Planetary Science Letters, 38, 177-210. Riprodotta (con semplificazioni) per cortese concessione della Elsevier Scientific Publishing Co.).

e +12 circa (dati non riportati nel grafico). Valori ancora più alti sono stati misurati in talune località del Bitterroot Lobe.

Queste rocce sono perciò classificabili come granitoidi ricchi in  $^{18}\text{O}$ , e sono verosimilmente cristallizzati da magmi nella cui genesi sono stati coinvolti materiali crostali.

Seguendo la sezione verso sud, entro l'Atlanta Lobe, si notano importanti variazioni di  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$  nei minerali analizzati.

Avvicinandosi all'area di attività ignea eocenica ed attraversando le linee che delimitano l'età K-Ar tracciate nella fig. 8, i valori di  $\delta\text{D}$  scendono a  $-150$  o  $-160$ ; anche i valori di  $\delta^{18}\text{O}$  dei feldspati subiscono un abbassamento, con andamento piuttosto irregolare.

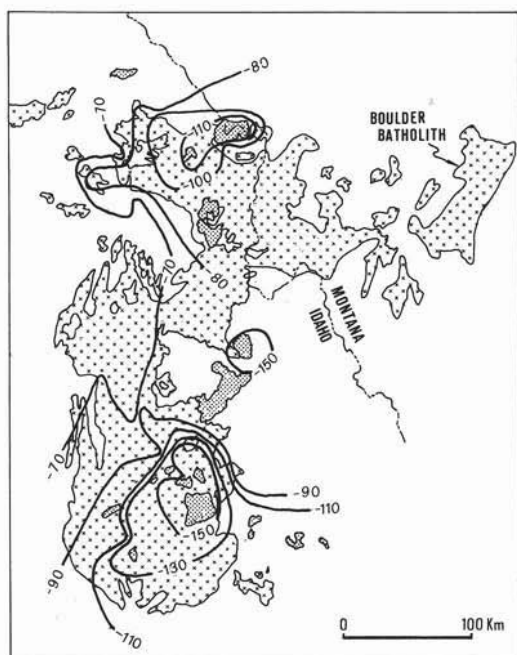


Fig. 9. — Variazione dei valori di  $\delta D$  della biotite e dell'orneblenda ( $\pm$  clorite) nel Bitterroot Lobe e nell'Atlanta Lobe, Idaho Batholith. È evidente la corrispondenza delle zone nelle quali sono stati misurati i valori più bassi di  $\delta D$  e quelle evidenziate nella fig. 8, caratterizzate da «età» K-Ar ringiovanite. (Fig. 15 da TAYLOR H.P. Jr. (1978) - *Oxygen and hydrogen isotope studies of plutonic granitic rocks*. Earth and Planetary Science Letters, 38, 177-210. Riprodotta (con semplificazioni) per cortese concessione della Elsevier Scientific Publishing Co.).

Di particolare interesse sono i punti rappresentativi del gruppo di 8 campioni che figurano all'estrema destra della fig. 10. In un tratto orizzontale di soli 10 km, le età K-Ar presentano una rapida variazione da circa 40-45 m.a. a circa 80 (o più) m.a.; lungo questo stesso tratto, i valori di  $\delta D$  dei minerali ossidrilati aumentano sistematicamente da circa  $-160$  ad un valore « normale » di circa  $-85$ . Analoghe variazioni si riscontrano nei valori di  $\delta^{18}O$  del feldspato.

Anche le età Rb-Sr possono venire « disturbate » da fenomeni di alterazione meteorico-idrotermale. Un esempio interessante è offerto dal complesso igneo della St. François Mountains, il quale, come abbiamo visto nel paragrafo 4, è stato interessato da un lungo processo di alterazione a temperature differenti.

BICKFORD e MOSE (1975) hanno messo in evidenza, in questo complesso, una palese discrepanza fra le età U-Pb (ottenute da zirconi) e le età Rb-Sr (misurate sulle rocce in toto). Le prime sono molto uniformi e indicano che tutti i più importanti eventi ignei hanno avuto luogo in un intervallo di tempo molto ristretto intorno ai 1500 milioni di anni fa, con l'unica eccezione di un piccolo corpo plutonico intruso 100 milioni di anni più tardi; le età Rb-Sr sono invece apprezzabilmente più giovani e variabili, risultando comprese fra 1273 e 1408 m.a..

La causa di questa discrepanza è stata attribuita all'episodio di alterazione idrotermale di bassa temperatura che, come lo studio delle variazioni dei rapporti  $^{18}O/^{16}O$  ha dimostrato, ha prodotto effetti su scala regionale. È infatti assai verosimile che sia la concentrazione che la composizione isotopica originali dello stronzio delle rocce del complesso siano state fortemente modificate dalle interazioni con le soluzioni idrotermali; lo stronzio è infatti concentrato nei feldspati, il cui ossigeno, dopo gli scambi verificatisi durante il lungo processo di alterazione, appare praticamente « ricostituito ».

Il comportamento del sistema Rb-Sr osser-

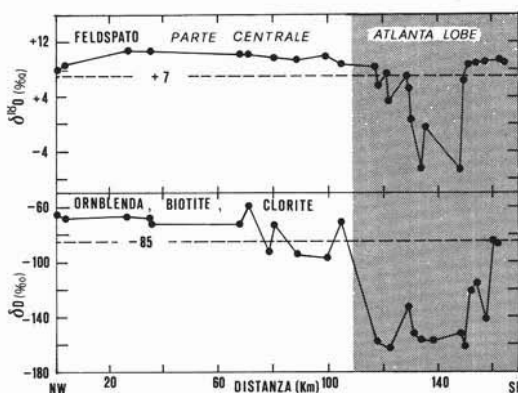


Fig. 10. — Variazione dei valori di  $\delta^{18}O$  del feldspato e di  $\delta D$  della biotite e dell'orneblenda ( $\pm$  clorite) con la distanza, ricavata dalla proiezione dei dati di TAYLOR e MAGARITZ (1978) lungo la traversa rappresentata nella figura 8. La curva della traversa, nella scala (arbitraria) delle distanze adottata nella figura, si trova in corrispondenza del km 132. (Fig. 16 da TAYLOR H.P. Jr. (1978) - *Oxygen and hydrogen isotope studies of plutonic granitic rocks*. Earth and Planetary Science Letters, 38, 177-210. Riprodotta (con modifiche) per cortese concessione della Elsevier Scientific Publishing Co.).

vato nelle St. François Mountains consiglia di usare molta cautela nell'applicare il metodo Rb-Sr a rocce acide contenenti feldspati il cui rapporto  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  e la colorazione rosso-

mattono fanno sospettare una alterazione idrotermale di bassa temperatura, anche se la struttura e la tessitura originali sembrano essersi ben conservate.

## BIBLIOGRAFIA

- BICKFORD M.E., MOSE D.G. (1975) - *Geochronology of Precambrian rocks in the St. François Mountains, southeastern Missouri*. Geol. Soc. Am. Spec. Paper 165, 48 pp..
- CRAIG H. (1961) - *Isotopic variations in meteoric waters*. Science, 133, 1702-1703.
- CRISS R.E. (1981) - *An<sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O, D/H, and K-Ar study of the southern half of the Idaho Batholith*. Unpublished Ph. D. thesis, California Institute of Technology, 401 pp..
- CRISS R.E., LANPHERE M.A., TAYLOR H.P. Jr. (1982) - *Effects of regional uplift, deformation, and meteoric-hydrothermal metamorphism on K-Ar ages of biotites in the southern half of the Idaho Batholith*. J. Geophys. Res. (in press).
- FORESTER R.W., TAYLOR H.P. Jr. (1977) - *<sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O, D/H, and <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C studies of the Tertiary igneous complex of Skye, Scotland*. Am. J. Sci., 277, 136-177.
- FORESTER R.W., TAYLOR H.P. Jr. (1980) - *Oxygen, hydrogen, and carbon isotope studies of the Stony Mountain Complex, western San Juan Mountains, Colorado*. Econ. Geol., 75, 362-383.
- FRIEDMAN I., LIPMAN P.W., OBRADOVICH J.D., GLEASON J.D., CHRISTIANSEN R.L. (1974) - *Meteoric water in magmas*. Science, 184, 1069-1072.
- GARLICK G.D. (1966) - *Oxygen isotope fractionation in igneous rocks*. Earth Planet. Sci. Lett., 1, 361-368.
- LEE D.E., FRIEDMAN I., GLEASON J.D. (1982) - *The oxygen isotope composition of granitoid and sedimentary rocks of the southern Snake Range, Nevada*. Contrib. Mineral. Petrol., 79, 150-158.
- LEE D.E., VAN LOENEN R.E. (1970) - *Biotites from hybrid granitoid rocks of the southern Snake Range, Nevada*. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 700-D: D 196-D 206.
- MAGARITZ M., TAYLOR H.P. Jr. (1976) - *Oxygen, hydrogen and carbon isotope studies of the Franciscan formation, Coast Ranges, California*. Geochim. Cosmochim. Acta, 40, 215-234.
- MATSUHIRA Y., HONMA H., MATSUBAYA O., SAKAI H. (1972) - *Oxygen isotopic study of the Cretaceous granitic rocks in Japan*. Contr. Mineral. Petrol., 37, 65-74.
- MOORBATH S., BELL J.D. (1965) - *Strontium isotope abundance and rubidium-strontium age determinations on Tertiary igneous rocks from the Isle of Skye, northwest Scotland*. J. Petrol., 6, 37-66.
- MOORBATH S., WELKE H. (1969) - *Lead isotope studies on igneous rocks from the Isle of Skye, northwest Scotland*. Earth Planet. Sci. Lett., 5, 217-230.
- MUEHLENBACHS K., ANDERSON A.T., SIGVALDSON G.E. (1974) - *Low-<sup>18</sup>O basalts from Iceland*. Geochim. Cosmochim. Acta, 38, 577-588.
- MUEHLENBACHS K., BYERLY G. (1982) - *<sup>18</sup>O-enrichment of silicic magmas caused by crystal fractionation at the Galapagos Spreading Center*. Contrib. Mineral. Petrol., 79, 76-79.
- NORTON D., TAYLOR H.P. Jr. (1979) - *Quantitative simulation of the hydrothermal systems of crystallizing magmas on the basis of transport theory and oxygen isotope data: an analysis of the Skaergaard intrusion*. J. Petrol., 20, 421-486.
- O'NEIL J.R., CHAPPEL B.W. (1977) - *Oxygen and hydrogen isotope relations in the Berridale batholith*. J. Geol. Soc. London, 133, 559-571.
- O'NEIL J.R., SHAW S.E., FLOOD R.H. (1977) - *Oxygen and hydrogen isotope compositions as indicators of granite genesis in the New England batholith, Australia*. Contrib. Mineral. Petrol., 62, 313-328.
- SHIEH Y.N., SCHWARCZ H.P. (1974) - *Oxygen isotope studies of granite and migmatite, Grenville province of Ontario, Canada*. Geochim. Cosmochim. Acta, 38, 21-45.
- SHIEH Y.N., TAYLOR H.P. Jr. (1969) - *Oxygen and hydrogen isotope studies of contact metamorphism in the Santa Rosa Range, Nevada and other areas*. Contrib. Mineral. Petrol., 20, 306-356.
- TAYLOR H.P. Jr. (1968) - *The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks*. Contrib. Mineral. Petrol., 19, 1-71.
- TAYLOR H.P. Jr. (1974) - *The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition*. Econ. Geol., 69, 843-883.
- TAYLOR H.P. Jr. (1977) - *Water/rock interactions and the origin of H<sub>2</sub>O in granitic batholiths*. J. Geol. Soc. London, 133, 509-558.
- TAYLOR H.P. Jr. (1978) - *Oxygen and hydrogen isotope studies of plutonic granitic rocks*. Earth Planet. Sci. Lett., 38, 177-210.
- TAYLOR H.P. Jr., EPSTEIN S. (1962 a) - *Relationship between O<sup>18</sup>/O<sup>16</sup> ratios in coexisting minerals of igneous and metamorphic rocks. Part I: Principles and experimental results*. Bull. Geol. Soc. Am., 73, 461-480.
- TAYLOR H.P. Jr., EPSTEIN S. (1962 b) - *Relationship between O<sup>18</sup>/O<sup>16</sup> ratios in coexisting minerals of*



- igneous and metamorphic rocks. Part II: Application to petrologic problems.* Bull. Geol. Soc. Am., 73, 675-694.
- TAYLOR H.P. Jr., EPSTEIN S. (1963) -  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  ratios in rocks and coexisting minerals of the Skaergaard intrusion. *J. Petrol.*, 4, 51-74.
- TAYLOR H.P. Jr., EPSTEIN S. (1970) - Oxygen and silicon isotope ratios of lunar rock 12013. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 9, 208-210.
- TAYLOR H.P., FORESTER R.W. (1971) - Low- $^{18}\text{O}$  igneous rocks from the intrusive complexes of Skye, Mull and Ardnamurchan, western Scotland. *J. Petrol.*, 12, 465-497.
- TAYLOR H.P. Jr., FORESTER R.W. (1979) - An oxygen and hydrogen isotope study of the Skaergaard intrusion and its country rocks: a description of a 55-m.y. old fossil hydrothermal system. *J. Petrol.*, 20, 355-419.
- TAYLOR H.P. Jr., MAGARITZ M. (1978) - Oxygen and hydrogen isotope studies of the Cordilleran batholiths of western North America. In ROBINSON B.W. (ed.) - *Stable Isotopes in the Earth Sciences.* DSIR Bull., 220, 151-173.
- TAYLOR H.P. Jr., SILVER L.T. (1978) - Oxygen isotope relationships in plutonic igneous rocks of the Peninsular Ranges batholith, southern and Baja California. In: ZARTMAN R.E. (ed.) - *Short papers of the fourth International Conference on Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology, 1978.* U.S. Geol. Surv. Open-File Rep. 78-1701, 423-426.
- THOMPSON R.N. (1969) - Tertiary granites and associated rocks of the Marsco area, Isle of Skye. *Q. Jl. Geol. Soc. London*, 124, 349-385.
- TURI B., TAYLOR H.P. Jr. (1971) - An oxygen and hydrogen isotope study of a granodiorite pluton from the Southern California batholith. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 35, 383-406.
- WAGER L.R., WEEDON D.S., VINCENT E.A. (1953) - A granophyre from Coire Uaigneich, Isle of Skye, containing quartz paramorphs after tridymite. *Mineralog. Mag.*, 30, 263-275.
- WENNER D.B., TAYLOR H.P. Jr. (1976) - Oxygen and hydrogen isotope studies of a Precambrian granite-rhyolite terrane, St. Francois Mountains, southeastern Missouri. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 87, 1587-1598.