

UTILIZZAZIONE DEI DATI RADIOMETRICI IN ROCCE MAGMATICHE: POSSIBILITA' E LIMITI DEL METODO Rb/Sr

GIORGIO FERRARA

Laboratorio di Geologia Nucleare dell'Università e
Istituto di Geocronologia e Geochimica Isotopica, C.N.R. - Pisa

PER verificare se i postulati che permettono l'applicazione del metodo Rb/Sr sono a priori validi dobbiamo considerare le varie possibilità di formazione dei magmi granitici senza voler entrare nel merito del dibattito sull'origine di questi magmi. È evidente dall'analisi di un'abbondante letteratura che magmi di tipo granitico si possono formare in modi del tutto diversi secondo alcuni meccanismi fondamentali che in sintesi sono:

1) differenziazione per cristallizzazione frazionata di magmi basici di origine subcrustale;

2) fusione di materiale di origine crustale;

3) mescolamento di materiale subcrustale con materiale della crosta.

Queste tre possibilità fondamentali possono dare origine a liquidi di tipo « granitico » che a loro volta possono essere oggetto di altri fenomeni quali contaminazione selettiva, mixing, cristallizzazione frazionata molto lenta ecc.. Vediamo adesso di controllare in che modo il meccanismo di formazione dei magmi granitici possa influenzare la possibilità di una corretta applicazione dei metodi radiometrici ed in particolare quello del Rb/Sr, esaminando i vari casi dal punto di vista teorico e verificando quando possibile con risultati sperimentali. Per far ciò è necessario un brevissimo richiamo ai fondamenti del metodo basato sul decadimento di un isotopo naturale del Rb, il ^{87}Rb , che de-

cade in ^{87}Sr . La quantità di ^{87}Sr contenuta in un minerale o una roccia sarà proporzionale al tempo trascorso da quando il sistema è rimasto chiuso e al contenuto di Rb del sistema medesimo, tantochè potremo scrivere:

$$^{87}\text{Sr}_{\text{rd}} = ^{87}\text{Rb} (e^{\lambda t} - 1) \quad (1)$$

L'equazione sopra scritta però presuppone che al momento della formazione della roccia o del minerale non sia presente ^{87}Sr , il che non si verifica, per cui si dovrà più correttamente scrivere:

$$^{87}\text{Sr}_{\text{tot.}} = ^{87}\text{Sr}_i + ^{87}\text{Rb} (e^{\lambda t} - 1) \quad (2)$$

dove l' $^{87}\text{Sr}_i$ sta ad indicare il contenuto di ^{87}Sr già presente nel sistema al momento della sua formazione e lo $^{87}\text{Sr}_{\text{rd}}$ è sostituito dal $^{87}\text{Sr}_{\text{tot.}}$, cioè dalla somma di quello prodotto dal decadimento più quello già presente nel sistema.

Più che le quantità in assoluto, dato che lo spettrometro di massa con il quale si effettuano le determinazioni misura rapporti tra isotopi, è conveniente esprimere la (2) dividendo tutti i termini per lo stesso valore, cioè il contenuto in ^{86}Sr del sistema (l'isotopo ^{86}Sr è in quantità fissa perchè non prodotto da decadimento radioattivo). Si avrà perciò:

$$\left[\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right]_{\text{tot.}} = \left[\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right]_i + \left[\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} \right] (e^{\lambda t} - 1) \quad (3)$$

dove il rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{tot}}$ rappresenta il valore del rapporto misurato dallo spettrometro di massa nel campione in esame. Questa equazione però contiene due incognite, cioè il tempo t che vogliamo determinare e la composizione isotopica iniziale rappresentata dal termine $[^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}]_i$ ed è quindi insolubile.

Il problema può essere superato ammettendo che al momento della formazione del liquido (magma?) granitico la composizione isotopica dello Sr fosse omogenea. Sarà sufficiente allora determinare i parametri $[^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}]_{\text{tot}}$ e $[^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}]$ della (3) in due fasi minerali (o rocce) diverse (e che quindi avranno un rapporto Rb/Sr diverso) per avere un sistema con due equazioni a due incognite. La soluzione del sistema ci fornirà non solo il valore di t ma anche la composizione isotopica iniziale dello Sr.

Come è noto in genere si ricorre, specialmente nel caso di rocce totali, alla costruzione della retta isocrona, eseguendo le misure dei parametri considerati in diversi campioni di roccia appartenenti alla stessa intrusione e riportando i risultati su di un grafico avente sulle ascisse i valori dei rapporti $^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Rb}$ e sulle ordinate le corrispondenti composizioni isotopiche dello Sr. Campioni coevi aventi la stessa composizione isotopica iniziale definiscono in questo grafico una retta detta appunto retta isocrona la cui pendenza è proporzionale a t .

Esaminiamo quindi le varie possibilità di formazione dei magmi granitici e vediamo quali conseguenze i diversi modi di formazione possono avere sulla determinazione dell'età con il metodo Rb/Sr.

1) Formazione di magmi di tipo granitico per differenziazione per cristallizzazione frazionata da liquidi di origine subcrustale

Dal punto di vista teorico questo tipo di genesi di magmi granitici rappresenta un caso ideale; infatti durante i processi di differenziazione per cristallizzazione frazionata non si hanno variazioni della composizione isotopica dello Sr mentre si può avere la produzione di liquidi con diversi rapporti Rb/Sr che possono, nel caso di differenziazioni spinte, raggiungere anche valori molto

alti; esiste quindi un'ampia possibilità di scelta dei campioni per la costruzione della retta isocrona. In letteratura sono però molto scarse le segnalazioni di graniti sicuramente formati con questo meccanismo; se vogliamo porre come limite per il valore della composizione isotopica iniziale dello Sr di sicura origine subcrustale il valore di 0,705 vediamo che, specialmente nell'ambito di graniti recenti, valori inferiori o uguali a 0,705 compaiono raramente, mentre sono più comuni nel caso di rocce granitiche di età superiore a $2 \cdot 10^9$ anni (GORAI et al., 1972).

Per esempio, tra tutte le rocce granitiche sino ad oggi studiate in Italia soltanto il granito di Predazzo ha una composizione isotopica iniziale di 0,705 con un'età di 230 m.a.. La stessa composizione isotopica hanno i termini basici e intermedi che compongono l'intero complesso Predazzo-Monzoni (BORSI e FERRARA, 1967; BORSI et al., 1967).

2) Fusione di materiale crustale

Questo processo, di estrema importanza per la produzione di magmi granitici, è chiaramente assai più complesso del precedente e quindi suscettibile di complicazioni per quanto riguarda l'applicazione del metodo Rb/Sr, dipendendo da alcune variabili poco controllabili, quali il materiale sorgente, il grado più o meno spinto della fusione e infine la possibilità che al fuso prodotto rimanga mescolato del materiale restitico. Queste diverse possibilità dovranno essere esaminate una per una, per vedere quali conseguenze esse possano avere sulla determinazione dell'età radiometrica. In principio se si forma un liquido omogeneo dal quale si originano una serie di rocce granitiche i metodi del Rb/Sr saranno sicuramente applicabili, come nel caso precedente; in pratica accade che il semplice processo di fusione più o meno spinto di materiale crustale difficilmente possa dare origine a liquidi omogenei; l'alta viscosità del liquido che si forma e la difficoltà di raggiungere la temperatura necessaria per una fusione completa (BROWN e HENNESSY, 1978) pone seri limiti alla produzione di forti quantità di liquidi isotopicamente omogenei con questo meccanismo. In ogni caso rocce granitiche che si formano in questo modo saranno caratterizzate da

composizioni isotopiche dello Sr relativamente alte, specialmente se il materiale sorgente è antico e/o il grado di fusione parziale basso. Per capire il perchè dell'alto valore della composizione isotopica che si ha nel caso di una fusione parziale poco spinta bisogna ricordare che se nel materiale di partenza sono contenute fasi ricche di Rb (e quindi con alto contenuto di $^{87}\text{Sr}_{\text{rd}}$ quali ad es. biotite e muscovite) queste mettono a disposizione del primo liquido che si forma il loro ^{87}Sr radiogenico, che occupa nel reticolo una particolare posizione di instabilità in quanto prodotto dalla trasformazione del ^{87}Rb dal quale ha diversa carica e raggio ionico. Ciò rende lo $^{87}\text{Sr}_{\text{rd}}$ molto mobile, come è d'altronde evidente dai numerosi risultati di età che si hanno con questo metodo su minerali di rocce metamorfiche che vengono « riazzerati » quando la temperatura supera certi valori limite, caratteristici dei diversi minerali (biotite, 300-350°C; muscovite, 350-400°C; kfeldspato \sim 500°C) (DODSON, 1979).

Questi valori limite sono sensibilmente al di sotto della temperatura minima richiesta per l'inizio della fusione anche nelle più favorevoli condizioni di composizione del materiale di partenza e pressione di H_2O . Ciò significa che, alla temperatura dell'anatessi si avrà una perdita totale del ^{87}Sr fino ad allora accumulato anche senza partecipazione della biotite al processo di fusione parziale, biotite che rimane come fase restitica. Due esempi sperimentali di questo tipo sono illustrati da WINKLER (1979); in uno di essi con materiale di partenza composto da 33% Pl (An_{28}), 20% Kf (Ab_{17}), 25% Qz e 22% B si ha a 715°C l'80% di fuso con ancora tutta la biotite in fase restitica.

Quindi liquidi corrispondenti ai « minimum melt » di CHAPPEL e WHITE (1977) potranno facilmente avere composizioni isotopiche iniziali molto alte anche senza necessariamente derivare da rocce molto antiche.

Il meccanismo di produzione di liquido di tipo granitico corrispondente ai minimum melt è quindi molto critico e da una stessa sorgente si possono, a seconda delle variazioni locali di mineralogia, avere liquidi con composizione isotopica iniziale diversa riscontrabile anche in campioni prelevati a breve distanza uno dall'altro. Questo ha come con-

sequenza che campionando secondo i criteri normalmente utilizzati per costruire l'isocrona con il metodo delle rocce totali si rischia di mettere insieme una serie di rocce magari coeve, ma con composizione iniziale diversa e quindi inutilizzabili per la costruzione della retta isocrona. Un esempio di questa situazione è rappresentato dai graniti recenti della catena Himalayana studiati dal punto di vista chimico e mineralogico da LE FORT (1973) e da quello geocronologico da COCHERIE et al. (1977) e HAMET e ALLÈGRE (1976). Secondo LE FORT essi appartengono alla categoria dei graniti alcalino-alluminosi e lo stesso autore, sulla scorta dei dati petrografici e chimici, attribuisce a questi graniti un'origine anatettica (composizione molto vicina al minimo eutettico, debole capacità di assimilazione, bassissimo contenuto di alcuni elementi in traccia, come ad es.: Ni < 10 ppm, Cr < 14 ppm, V < 18 ppm; ecc.), inoltre, secondo il medesimo Autore, essi rappresentano soltanto l'1,5% della superficie della catena Himalayana.

Una serie di campioni di questo tipo di graniti provenienti da Manaslu sono stati studiati con metodi radiometrici (Rb/Sr) dagli Autori succitati, ed un altro gruppo di rocce di tipo analogo sono state studiate, sempre con il metodo Rb/Sr da FERRARA et al. (1982). I risultati di questo ultimo lavoro fanno parte di una comunicazione che verrà presentata in dettaglio durante questa riunione. Quello che ci interessa in questa discussione è una sintesi dei risultati ottenuti in queste rocce dal punto di vista dell'applicabilità del metodo Rb/Sr. Nella fig. 1 sono riportati i risultati delle rocce totali ottenuti da COCHERIE et al. su campioni di graniti e apliti del Manaslu (Nepal centrale).

È evidente la disposizione dei punti su una serie di isocrone parallele ciascuna delle quali corrisponde probabilmente ad un liquido con composizione isotopica iniziale diversa; ma sarebbe anche possibile, in queste condizioni, tracciare un'isocrona (anche se molto imprecisa) corrispondente ad un'età di 80 m.a. alla quale è difficile assegnare un reale significato.

Le isocrone a 15 m.a. corrispondono a numerose misure eseguite da diversi autori su minerali separati da diverse rocce dell'Himalaya, sia con il metodo del K/Ar che

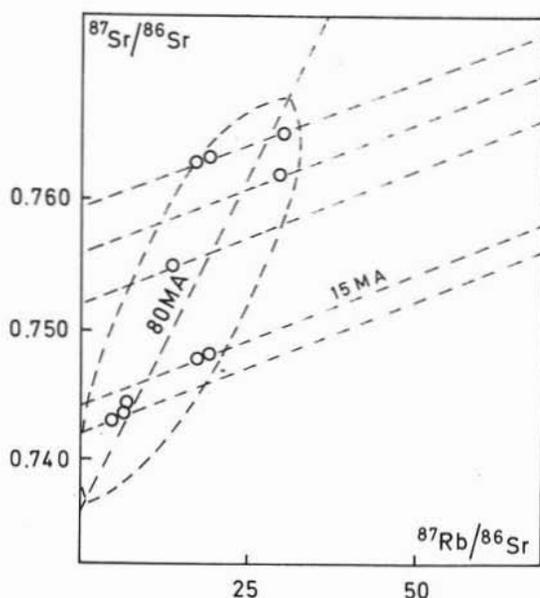


Fig. 1. — Risultati ottenuti sui leucograniti di Manaslu da COCHERIE et al. (1977) riportati in un diagramma $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. I campioni relativi ai graniti sembrano definire una serie di isocrone parallele di 15 m.a.. Notare la possibile esistenza di un'isocrona di 80 m.a. (da COCHERIE et al., leggermente modificato).

del Rb/Sr; i dati ottenuti variano da 13 a 17 m.a..

HAMET e ALLEGRE (1976) invece combinando i dati di fasi minerali separate trovano un'età di 23 m.a. mentre su una serie di rocce totali selezionate ottengono un'età di 29 m.a.. È in ogni caso importante sottolineare l'elevato valore delle composizioni isotopiche iniziali dello Sr che sono tra le più alte sino ad oggi incontrate in letteratura.

In situazioni di questo tipo l'unico sistema capace di fornire un'isocrona che abbia un significato reale è quello dei minerali separati da uno stesso campione, che essendo cristallizzati da un fuso omogeneo, avranno la stessa composizione isotopica iniziale. È altrettanto evidente però che il significato di questa isocrona rappresenta l'età di chiusura del sistema formato dai minerali separati e quindi, essendo dominata dalle fasi biotite-muscovite, esso rappresenterà appunto il tempo trascorso da quando queste due fasi minerali si sono trovate al di sotto delle temperature di chiusura, non necessariamente

coincidente con il momento della messa in posto delle rocce. Esiste in ogni caso la possibilità di risolvere il problema rispetto alle rocce totali; si dovranno effettuare prelievi di campioni a distanze molto ravvicinate in modo da avere la massima possibilità che essi siano derivati da un unico liquido omogeneo. Ciò non è certamente avvenuto per i campioni dell'Himalaya che sono stati raccolti per studi mineralogico-petrografici e in seguito sono stati studiati dal punto di vista geocronologico.

Un'altra probabilità di ottenere una serie di isocrone parallele (quindi stessa età ma composizione isotopica iniziale diversa) deriva dalla possibilità di avere fusioni parziali più o meno spinte di uno stesso materiale-sorgente oppure da materiali-sorgente diversi. In entrambi i casi si avrà la produzione di liquidi aventi differenti composizioni isotopiche iniziali; sarà possibile mettere in evidenza questo fenomeno soltanto analizzando un numero elevato di campioni in modo da poter evidenziare l'esistenza di gruppi di punti allineati definenti appunto isocrone parallele cioè con la stessa età.

Diversa è la situazione nel caso che il fuso non corrisponda ad un « minimum melt » e contenga proporzioni varie di materiale restituito della sorgente medesima. Questo è il caso più probabile in quanto sembra, secondo gli autori già citati, che la formazione di liquido senza la completa separazione del materiale restituito sia la più realistica dal punto di vista delle temperature raggiungibili nella crosta. In questo caso si possono formare « liquidi » diversi a seconda delle proporzioni tra la parte veramente fusa e quella restituita; inoltre si avrà, in teoria, un'ulteriore complicazione dovuta alla possibilità che la parte restituita non sia in equilibrio isotopico con il fuso; a raffreddamento avvenuto questo significherà l'esistenza di un disequilibrio isotopico tra le varie fasi minerali di uno stesso campione; inoltre l'esistenza di rocce prodotte dal mescolamento in diverse proporzioni tra parti fuse e restituite genererà, come conseguenza, una serie di facies diverse aventi diversa composizione isotopica iniziale che renderà difficoltosa o impossibile la costruzione della retta isocrona. Un esempio riferibile ad una modalità di formazione come quella sopra descritta lo possiamo avere

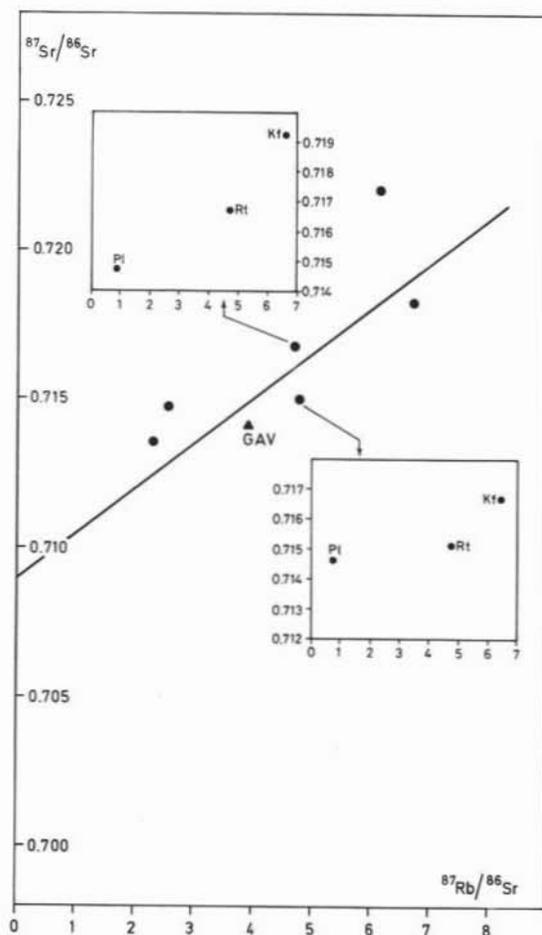


Fig. 2. — Diagramma di Nicolaysen relativo alle Rocce Totali di Castel di Pietra. È evidente che i punti non definiscono un'isocrona; negli inserti sono riportati i valori $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ relativi ai minerali separati di due campioni. GAV = punto relativo alla roccia totale del granito di Gavorrano; Pl = plagioclasi; Rt = roccia totale; Kf = potassio feldspato.

sultano evidenti due fatti: l'esistenza di una (molto mal definita) isocrona apparente di ~ 80 m.a. e, per i due campioni dai quali sono stati separati i minerali, anche di un disequilibrio isotopico tra le varie fasi; in queste condizioni non è possibile definire un'età per l'intrusione salvo che tentare di utilizzare la biotite che rappresenta il sistema più facilmente azzerabile; si può quindi considerare che essa abbia perso tutto lo $^{87}\text{Sr}_{\text{rd}}$ al momento della formazione della roccia e che il valore dell'età Biotite-RT rappresenti quello della chiusura del sistema in questo minerale. Applicando questo metodo è stata ottenuta un'età di 4,3 m.a. (BORSI et al., 1979); con lo stesso metodo, valore analogo è stato trovato per il granito di Gavorrano (4,4 m.a.). Così ancora più marcati

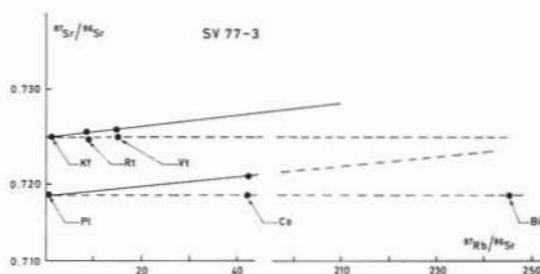


Fig. 3. — Diagramma di Nicolaysen relativo ai minerali separati di un campione di vulcanite acida di S. Vincenzo. Notare l'esistenza di fasi restitiche con composizione isotopica iniziale dello Sr pari a 0,719 (Pl = plagioclasi; Co = cordierite e Bi = biotite) e fasi con composizione isotopica più elevata (0,725) rappresentante il liquido anattettico (Kf = potassio feldspato; Rt = roccia totale; Vt = vetro). I due gruppi di minerali definiscono due isocrone parallele che forniscono, nel limite dell'errore, due età uguali corrispondenti all'età di raffreddamento della vulcanite.

considerando i risultati ottenuti dal nostro laboratorio su campioni di rocce granitiche ottenute dal sondaggio della località denominata Castel di Pietra situata a 6,5 km NE di Gavorrano (Grosseto) (ARISI-ROTA e VIGHI, 1974). Questi risultati, che sono oggetto di una pubblicazione in corso di stampa, possono essere qui sinteticamente rappresentati come esempio.

Nella fig. 2 sono riportati i dati principali ottenuti da campioni provenienti da un sondaggio della Soc. Rimin (*). Dalla figura ri-

di disequilibrio tra varie fasi minerali si hanno, sempre nella provincia anatettica toscana, per le rocce acide effusive come ad es. le lave riolitiche di S. Vincenzo (FERRARA et al., 1977), che, come si vede in fig. 3, hanno alcune fasi minerali (cordierite, plagioclasi e biotite) completamente in disequilibrio con il vetro e il k-feldspato appartenenti al mede-

(*) Che ringraziamo per averci messo a disposizione i campioni tramite il Prof. C. A. RICCI dell'Istituto di Mineralogia dell'Università di Siena.

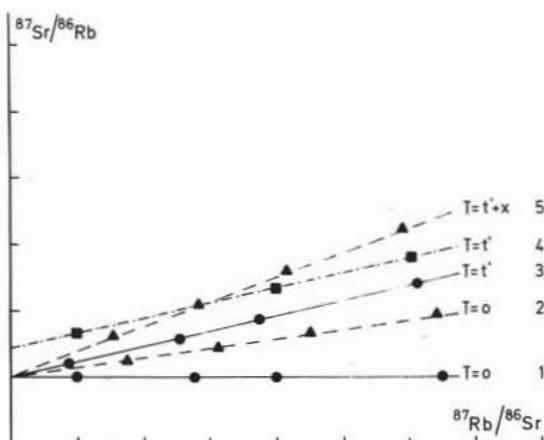


Fig. 4. — Diagramma di Nicolaysen nel quale viene rappresentato l'effetto di mixing tra due magmi con diverso rapporto $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Rb}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. La retta n. 1 (continua) rappresenta la disposizione al momento $T = 0$ dei vari punti riferiti a vari campioni di una serie differenziata. Dopo un certo tempo t_1 l'evoluzione dello Sr avrà portato alla retta isocrona $T = t_1$ (retta n. 3) rappresentante l'età del sistema. Se la stessa suite di rocce viene a essere formata per mescolamento di due magmi, uno di tipo basico sub-crustale (basso rapporto Rb/Sr e basso rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) e uno di tipo crustale (alto rapporto $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e alto rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) si formano in partenza rocce che si disporranno al tempo $T = 0$ non più su una retta parallela all'asse delle X ma su una pseudo isocrona (retta n. 2 tratteggiata) che, a parità di tempo, si evolverà nella retta $T = t-x$ (retta n. 4) con maggiore pendenza della prima e fornendo quindi un valore alterato (maggiore) dell'età. Solo costruendo l'isocrona dei minerali separati di un campione qualsiasi dei prodotti di mixing si otterrà il valore effettivo dell'età (retta n. 5).

simo campione. È evidente in questo caso l'analogia con l'esempio prima citato da WINKLER (1979); in questo caso le tre fasi restituite hanno un'uguale o più bassa composizione isotopica iniziale che indica quindi un riassetto totale pari alla composizione isotopica della roccia che ha subito il fenomeno della fusione parziale. Il fenomeno quindi dell'anatessi crustale, specie se superficiale, può produrre magmi disomogenei e con fasi minerali in disequilibrio, che rendono difficile, se non impossibile, l'uso del metodo Rb/Sr per la determinazione di età sia su rocce totali che su minerali separati. Dal punto di vista geocronologico si può sempre ricorrere, se le rocce non hanno subito altri eventi, alla datazione con il metodo del K/Ar su miche, in quanto in questo caso è

molto raro che $^{40}\text{Ar}_{\text{rd}}$ in eccesso sia presente, dato che le temperature che si raggiungono nel processo anatettico sono più che sufficienti a realizzare il sistema K/Ar e a far perdere l' $^{40}\text{Ar}_{\text{rd}}$ accumulato per degassamento, specialmente nel caso di rocce effusive.

Mixing

Se il mescolamento (mixing) tra due magmi di diversa origine dà luogo ad un liquido omogeneo per quanto riguarda la composizione isotopica dello Sr si ricade nel caso ideale per il quale in seguito a differenziazione per cristallizzazione frazionata si avrà una suite di rocce con la medesima composizione isotopica dello Sr, caratterizzata, questa volta, da valori intermedi tra quelli tipici del mantello e quelli più elevati della crosta. Un fenomeno di questo tipo può però probabilmente aver luogo solo in scala regionale e a notevole profondità. In scala meno estesa è più probabile la formazione di rocce rappresentanti diverse proporzioni dei due « end members »; si otterrà quindi una serie di prodotti intermedi tra i due termini estremi e cioè rocce con composizione chimica e isotopica continuamente variabile confinata tra i due valori dei termini estremi. Ciò può portare alla formazione di una falsa isocrona in quanto i termini sub-crustali sono rappresentati da termini con bassa composizione isotopica e basso rapporto Rb/Sr, mentre i termini crustali, al contrario, avranno un valore della composizione isotopica iniziale più alto e rapporto Rb/Sr più alto.

Può accadere quindi che una serie di rocce di facies diverse (derivanti da diverse proporzioni di mixing) diano in partenza nel diagramma convenzionale una situazione come illustrato in fig. 4.

Si ottiene cioè, già in partenza, una falsa isocrona, il che significa che dopo un tempo trascorso pari a t' essa fornirà un'età in eccesso su quella vera. Un esempio, riferito però a rocce vulcaniche, è ampiamente illustrato in un lavoro di BELL e POWELL (1969) su campioni provenienti dalla regione Birunga e Toro-Ankola (Africa equatoriale). La situazione è ben illustrata nella fig. 5.

I punti riportati in figura definiscono una isocrona di circa 700 m.a. mentre è chiaro da altri elementi che l'età di dette lave è di pochi milioni di anni.

Una possibilità di verificare l'esistenza di un fenomeno di mixing sta nel controllare l'esistenza di una correlazione tra le composizioni isotopiche iniziali delle varie facies e il loro contenuto in Sr. Più specificamente nel caso di un mixing si ha una correlazione lineare tra i valori della composizione iso-

del materiale crustale che più visibilmente può essere considerato la fonte dei graniti ercinici. Il materiale crustale più vecchio e più abbondante che può essere considerato come sorgente dei graniti ercinici è rappresentato dalla serie di gneiss e scisti di età «caledoniana», 450-400 m.a., che per un

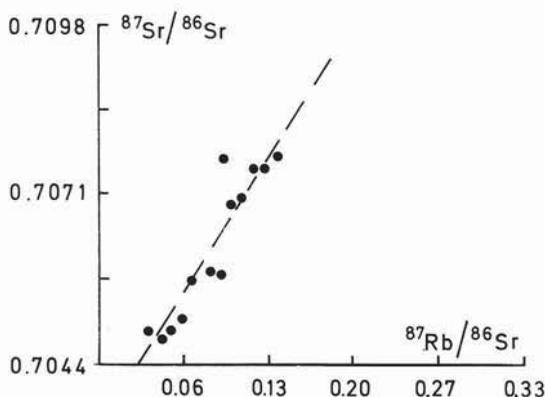


Fig. 5. — Pseudo isocrona (da mixing) ottenuta da BELL and POWELL (1969) sulle rocce vulcaniche del Birunga Toro-Ankola dell'East and Central Equatorial Africa.

topica iniziale e i valori di $1/Sr$. Si deve però, per calcolare i valori della composizione isotopica iniziale (ovviamente in questo caso diversi da facies a facies) avere a disposizione il valore dell'età calcolato con altri metodi. È ovvio che anche in questo caso si può risolvere il problema dell'età della roccia, se non è metamorfica, mediante la costruzione dell'isocrona dei minerali separati.

Il caso già illustrato relativo alle rocce granitiche di Castel di Pietra può essere visto anche come un caso particolare di mixing, complicato dall'esistenza di fasi minerali in disequilibrio isotopico che impediscono l'utilizzazione di esse per la determinazione dell'età. L'esistenza di un mixing su larga scala può essere ipotizzato anche per interpretare l'origine dei massicci granitici ercinici; essi sono stati definiti di origine crustale in base ai numerosi risultati ottenuti applicando la tecnica delle isocrone delle rocce totali. La composizione isotopica iniziale dei vari massicci sino ad oggi studiati varia da 0,709-0,714 ed è quindi tipica dei materiali della crosta; a questo punto però si deve fare un'osservazione relativa alla composizione

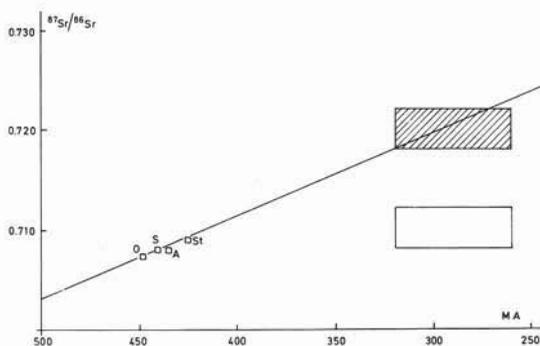


Fig. 6. — Diagramma di evoluzione dello Sr relativo a rocce aventi età e composizione isotopica dello Sr come gli ortogneiss e scisti caledoniani (O = Oertzal ortogneiss; A = Anterselva; S = Sardagna ortogneiss; St = Stubai). Un ipotetico magma di tipo granitico che si formasse per fusione di materiale di questo tipo in un intervallo fra 320 e 260 m.a. fa (ercinico) avrebbe una composizione isotopica iniziale corrispondente a una qualunque dell'inserto tratteggiato, sempre superiore a quelle realmente misurate (inserto vuoto).

processo di fusione parziale più o meno spinta avrebbero dato origine, in un intervallo tra i 320 e 270 m.a., ai vari massicci ercinici italiani. Se osserviamo però le curve di evoluzione (fig. 6) dello Sr ottenute dai dati sino ad oggi disponibili in letteratura sia per gli «gneiss» e scisti di età caledoniana che per i massicci ercinici ci rendiamo conto dell'impossibilità (almeno dal punto di vista della sistematica dello Sr) della derivazione diretta come supposto; se così fosse la composizione isotopica iniziale dei vari complessi ercinici dovrebbe essere molto più elevata. L'unica possibilità di spiegare questa composizione isotopica più bassa risiede in mescolamento di materiale subcrustale (con composizione isotopica iniziale bassa) con quello crustale a composizione isotopica più elevata. Questa possibilità è già stata postulata da JAEGER (1979) per i massicci ercinici dell'intero continente europeo.

BIBLIOGRAFIA

- ARIST-ROTA F., VIGHI L. (1974) - *Segnalazione del ritrovamento di un plutone di tipo granitico con due sondaggi perforati a Castel di Pietra, in provincia di Grosseto*. Mem. Soc. Geol. It., 18/2, 469-473.
- BELL K., POWELL J.L. (1969) - *Strontium isotopic studies of alcaic rocks: the potassium rich lavas of the Birunga and Toro-Ankola regions, East and Central Equatorial Africa*. J. Petrology, 10, 436-472.
- BORSI S., FERRARA G. (1967) - *Determinazione dell'età delle rocce intrusive di Predazzo con il metodo del Rb/Sr e K/Ar*. Miner. Petrogr. Acta, 13, 45-66.
- BORSI S., FERRARA G., PAGANELLI L., SIMBOLI G. (1967) - *Studio con i metodi del Rb/Sr e del K/Ar delle rocce intrusive dei Monti Monzoni*. Pisa, V. Lischi e Figli.
- BORSI S., FERRARA G., RICCI C.A., TONARINI S. (1979) - *Età radiometriche del granito di Castel di Pietra (Grosseto)*. Abstract. S.I.M.P., Convegno di Torino.
- BROWN G.C., HENNESSY J. (1978) - *The initiation and thermal diversity of granite magmatism*. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A, 288, 631-643.
- DODSON M.H. (1979) - *Theory of Cooling ages*. In: *Lectures in Isotope Geology*, E. JAEGER and J.C. HUNZIKER ed., 194-202, Springer-Verlag, Berlino.
- COCHERIE A., VIDAL P., CAPDEVILA R., HAMEURT J. (1977) - *Geochemie des terres rares et des isotopes du Sr dans le leucogranite du Manaslu et le gneiss de la valle du Tibet (Nepal Central)*. 5° R.A.S.T., Rennes. Abstract.
- FERRARA G., GIULIANI O., LEONE G., MACERA P., PARDINI G.C., QUERCIOLO C., TONARINI S. (1977) - *Age determination and isotopic studies on anatectic rocks. First part: Tuscany rocks*. Abstract. ECOG V, Fifth European Colloquium of Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology, Pisa, settembre 1977.
- FERRARA G., LOMBARDO B., TONARINI S. (1982) - *Rb/Sr Geochronology of granites and gneisses from the Mount Everest Region, Nepal, Himalaya*. Geologische Rundschau. In stampa.
- GORAI M., KAGAMI H., IIZUMI S. (1972) - *Re-examination on the source material of granitic magmas*. Jour. Geol. Soc. Japan, 78, 10, 549-559.
- HAMET J., ALLÈGRE C.S. (1976) - *Rb/Sr systematics in granite from central Nepal (Manaslu). Significance of the Oligocene age and high ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratio in Himalayan orogeny*. Geology, 4, 470-472.
- JAEGER E. (1979) - *Evolution of the European continent*. In: *Lectures in Isotope Geology*. E. Jäger and J.C. Hunziker ed., 222-224. Springer-Verlag, Berlino.
- LE FORT P. (1973) - *Les leucogranites à tourmaline de l'Himalaya sur l'exemple du granite de Manaslu*. B.S.G.F., 7, XV, 56, 555-561.
- WHITE A.J.R., CHAPPEL B.W. (1977) - *Ultra-metamorfism and granitoid genesis*. Tectonophysics, 43, 7-22.
- WINKLER H.G.F. (1979) - *Come possiamo capire i magmi granitici?* S.I.M.P., Museo di St. Nat., Milano.