

GABRIELLO LEONE*, LEONARDO LEONI**, ALBERTO POCHINI*, EMILIO REYES*

COMPOSIZIONE ISOTOPICA DELL'OSSIGENO DEI MEGACRISTALLI DI K-FELDSPATO DI ALCUNE INTRUSIONI « GRANITICHE » TOSCANE***

RIASSUNTO. — Vengono riportati e discussi i risultati relativi ad uno studio sulla composizione isotopica dell'ossigeno dei megacrystalli di K-feldspato associati ad alcune intrusioni terziarie della Toscana: la granodiorite del M. Capanne (Isola d'Elba) e il granito dell'isola di Montecristo.

I dati raccolti indicano che la composizione isotopica dei megacrystalli è pressochè costante dal centro alla periferia e che non esistono differenze significative tra il K-feldspato, le inclusioni di quarzo e biotite dei megacrystalli e gli stessi minerali nella massa fondamentale. Nella massa fondamentale e nei megacrystalli i frazionamenti isotopici medi misurati per le coppie quarzo-K-feldspato e quarzo-biotite sono tali da suggerire che l'equilibrio isotopico sia stato raggiunto in condizioni magmatiche.

I risultati conseguiti confermano l'ipotesi di una genesi magmatica primaria dei megacrystalli associati alle intrusioni « granitiche » toscane.

ABSTRACT. — The oxygen isotope composition of some K-feldspar megacrysts from the Tertiary granodiorite intrusion of M. Capanne (Elba Island, Italy) and the granite intrusion of Montecristo Island have been studied.

The results obtained show no significant difference between the core and the rim of megacrysts and between K-feldspar, quartz and biotite inclusions in megacrysts and the same minerals in the groundmass; isotopic fractionations between quartz and biotite suggest an approach to isotopic equilibrium at magmatic conditions.

Our results support an early magmatic genesis for the K-feldspar megacrysts of Tuscan « granitic » intrusions.

Introduzione

In molti corpi intrusivi di composizione granitico-granodioritica sono presenti due generazioni di K-feldspato, una come costituente principale della massa fondamentale, l'altra come megacrystalli. Sulle due generazioni di K-feldspato e sulle rocce intrusive che li contengono sono stati raccolti numerosi dati di carattere chimico, mineralogico e petrografico: per i riferimenti bibliografici vedi FRANZINI et al. (1974) e KAWACHI e SATO (1978).

Sebbene per chiarire nei dettagli le condizioni di formazione ed i meccanismi di accrescimento dei grossi cristalli di K-feldspato siano necessari ulteriori studi,

* Laboratorio di Geologia Nucleare dell'Università di Pisa. ** Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università di Pisa. *** Lavoro eseguito con il contributo C.N.R. n. 79.00037.05.

i numerosi dati raccolti suggeriscono che la cristallizzazione dei grossi cristalli di K-feldspato sia avvenuta, almeno in molti casi, in fase magmatica (KERRICK, 1969; FERNANDEZ e SABOURDY, 1969; PIRANI e SIMBOLI, 1963; FRANZINI et al., 1974) anzichè tardomagmatica (HIBBARD, 1965) o metasomatica come alcuni autori hanno proposto (WALKER e MATHIAS, 1946; HYNDMAN, 1968). Recentemente KAWACHI e SATO (1978), sulla base dei dati sperimentali di WHITNEY (1975) hanno mostrato che la cristallizzazione del K-feldspato, in rocce di composizione granodioritica può avvenire, sotto condizioni di $P_{tot} > 5-6$ kb e temperature piuttosto elevate (circa 750° C) in uno stadio assai precoce della storia di cristallizzazione del magma, anteriormente all'inizio di cristallizzazione del plagioclasio.

In questa nota vengono presentati e discussi i valori della composizione isotopica dell'ossigeno riguardanti alcuni minerali fondamentali di due stocks granitici appartenenti alla provincia magmatica Toscana contenenti grossi cristalli di K-feldspato: l'intrusione granodioritica del M. Capanne (Isola d'Elba) e l'intrusione granitica dell'Isola di Montecristo.

Scopo di questo studio è quello di verificare, sulla base della composizione isotopica dell'ossigeno, se è possibile ricavare ulteriori indicazioni circa le modalità di formazione dei megacristalli e quindi se vi sono differenze significative nella composizione isotopica tra le due generazioni di K-feldspato e se i grossi cristalli di K-feldspato sono omogenei dal centro alla periferia ed in equilibrio isotopico con le inclusioni di quarzo e biotite.

Campioni studiati

Sono stati esaminati complessivamente 4 campioni, 3 dei quali appartenenti alla granodiorite del M. Capanne (Isola d'Elba) ed uno all'intrusione granitica dell'isola di Montecristo. Due campioni della granodiorite del M. Capanne appartengono a facies mediamente ricche di grossi cristalli di K-feldspato mentre il terzo campione appartiene ad un filone pegmatitico; i campioni di granodiorite sono stati raccolti presso la località Colle d'Orano dove la massa granodioritica contiene circa il 16 % in volume di megacristalli e presso la località Pomonte dove il contenuto è di circa il 2,5 % in volume. Per una più dettagliata descrizione mineralogica, petrografica e chimica di questi campioni si rimanda al lavoro di FRANZINI et al. (1974) (camp. 8 e 9).

Il campione di pegmatite è stato fornito dal Museo di Mineralogia e Petrografia dell'Università di Pisa. Il campione di granito dell'isola di Montecristo proviene dalla località Cala Maestra (BARBERI et al., 1971) (camp. MCR7).

Dalla massa fondamentale di ogni campione sono stati separati per l'analisi isotopica dell'ossigeno quarzo, biotite e K-feldspato; inoltre da ogni campione è stato isolato un grosso cristallo di K-feldspato e suddiviso in due o tre porzioni corrispondenti a zone interne, mediane e/o esterne del cristallo stesso. Da queste porzioni sono state ottenute per separazione con differenti metodologie frazioni pure di ortosa, quarzo e biotite. Non sono state eseguite analisi isotopiche sul

plagioclasio a causa della difficoltà di ottenere separati estremamente puri di questo minerale.

Metodologia analitica e dati raccolti

La composizione isotopica dell'ossigeno è stata misurata mediante analisi spettrometrica (Micromass 602 D) di campioni ottenuti in una linea di preparazione ad alto vuoto dalla reazione fra il minerale e BrF_3 e successiva conversione a CO_2 dell'ossigeno liberatosi mediante circolazione su grafite riscaldata induttivamente.

I risultati analitici sono espressi nella consueta unità $\delta\%$ in riferimento allo standard internazionale SMOW (COMPSTON e EPSTEIN, 1958; CRAIG, 1961). Per maggior dettagli si rimanda a CLAYTON e MAYEDA (1963) e LEONE e LONGINELLI (1977).

I minerali analizzati sono stati separati secondo le consuete tecniche gravimetriche ed infine purificati manualmente al microscopio.

I valori di composizione isotopica dei minerali analizzati sono riportati in tabella 1, essendo l'errore analitico $\pm 0,1\%$. A fianco di ogni campione sono riportate le temperature di equilibrio calcolate sulla base della differenza di composizione isotopica fra le coppie Qz-Biot. e Qz-Kf.

La relazione frazionamento-temperatura usata è quella proposta da BOTTINGA e JAVOY (1973):

$$\delta x - \delta y \approx 10^3 \ln \alpha_{(x-y)} = A + BT^{-2}$$

dove $\alpha_{(x-y)}$ è il fattore di frazionamento isotopico, uguale a R_x/R_y che rappresenta il rapporto dei rapporti R fra le abbondanze numeriche degli isotopi in questione nei minerali x ed y ; A e B costanti ricavate sulla base di considerazioni teoriche e sperimentali dagli autori citati, T la temperatura assoluta.

Per la coppia quarzo-biotite è stata usata la relazione:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{Qz}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{Musc}} = 0,54 (\delta^{18}\text{O}_{\text{Qz}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{Biot}})$$

proposta da GARLICK e EPSTEIN (1967), ricavata sperimentalmente, e che permette di utilizzare in questo caso la relazione frazionamento/temperatura ottenuta per la coppia Qz-Muscovite.

Discussione dei dati

Le variazioni della composizione isotopica di Qz, Biot. e K-feldspato delle diverse frazioni analizzate sono mostrate in fig. 1.

Numerosi studi (vedi HOEFS, 1973), hanno reso possibile, attraverso la distribuzione isotopica dell'ossigeno tra i minerali coesistenti, di avere utili indicazioni sia sull'evoluzione dei processi che accompagnano la cristallizzazione magmatica, sia sulle temperature di equilibrizzazione isotopica dei minerali stessi.

Da un'analisi dei valori riportati in tabella 1 e dall'andamento illustrato in fig. 1 si evince, entro i limiti degli errori sperimentali, che la composizione isotopica in ^{18}O del K-feldspato dei megacristalli è pressochè costante dal centro alla periferia ed uguale a quella del K-feldspato della massa di fondo. Analogamente non si osservano differenze significative e sistematiche tra i valori di $\delta^{18}\text{O}$ misurati nel quarzo e nella biotite inclusi nei megacristalli e presenti nella massa fondamentale.

Solamente il quarzo incluso nelle porzioni più esterne dei megacristalli della granodiorite del M. Capanne presenta un leggero arricchimento in ^{18}O (12,7‰ contro valori medi compresi tra 12,2-12,5‰ misurati nelle altre frazioni); ciò può essere dovuto al fatto che nella parte più esterna dei megacristalli il quarzo abbia cristallizzato da un liquido residuale leggermente arricchito in ^{18}O e/o a temperature leggermente più basse (TAYLOR and EPSTEIN, 1962).

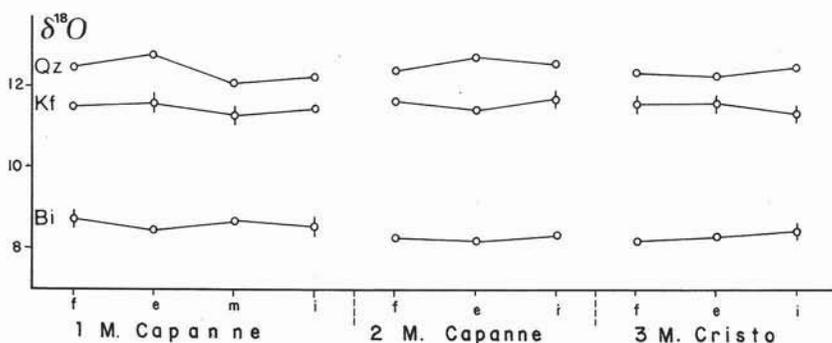


Fig. 1. — Valori della composizione isotopica $\delta^{18}\text{O}$ nei campioni studiati: F = massa fondamentale, E = esterno, M = medio, I = interno.

Precedenti lavori di carattere generale su rocce magmatiche intrusive (TAYLOR, 1968, 1971) e recenti dati sulle rocce granitiche toscane raccolti da TAYLOR e TURI (1976) e LEONE e LONGINELLI (1977) hanno messo in evidenza che molto spesso la composizione isotopica dell'ossigeno di alcuni minerali può subire variazioni, rispetto ai valori originari, durante fenomeni di alterazione idrotermale con conseguente scambio isotopico con acque di origine meteorica a basso contenuto di ^{18}O . Tale fenomeno è evidenziato generalmente da valori di frazionamento Qz-K-feldspato e Qz-Biot., troppo elevati a causa della maggiore resistenza del quarzo allo scambio isotopico.

Nel nostro caso, per i campioni studiati, i frazionamenti medi misurati sono compresi fra 0,8 e 1,1‰ per la coppia Qz-K-feldspato e fra 3,8 e 4,1‰ per la coppia Qz-Biot. e rientrano perfettamente nel range di valori attribuiti a minerali che hanno mantenuto l'equilibrio isotopico raggiunto in ambiente magmatico (TAYLOR e EPSTEIN, 1962).

Tutto ciò sembra deporre a favore di un'origine magmatica e non metasomatica per i megacristalli di K-feldspato. Il constatare inoltre che la loro composizione isotopica è simile a quella del K-feldspato della massa fondamentale e in

TABELLA 1
Risultati analitici

Campioni		$\delta^{18}\text{O}$ Qz	$\delta^{18}\text{O}$ K-feld	$\delta^{18}\text{O}$ Biot	T °C Qz-Bi	T °C Qz-Kf
(1) Mt. Capanne	massa (f) fond.	12.42	11.46	8.70	649	738
"	est. (e)	12.76	11.54	8.42	596	624
"	med. (m)	12.08	11.27	8.69	682	828
"	int. (i)	12.23	11.43	8.54	652	835
(2) Mt. Capanne	massa (f) fond.	12.36	11.63	8.23	612	886
"	est. (e)	12.71	11.40	8.15	578	592
"	int. (i)	12.53	11.65	8.29	603	783
(3) Mt. Cristo	massa (f) fond.	12.30	11.55	8.18	614	871
"	est. (e)	12.21	11.56	8.24	627	956
"	int. (i)	12.45	11.29	8.39	618	647
(4) Pegmatite Mt. Capanne		13.07	11.10			432

equilibrio non solo con il quarzo e la biotite inclusi ma anche con il quarzo e la biotite della massa fondamentale, depone ulteriormente a favore di un'origine magmatica. A questo proposito, assai indicativo è anche il confronto con i valori di composizione isotopica del quarzo e del K-feldspato appartenenti al filone pegmatitico per il quale si misura un frazionamento Qz-Kf più elevato.

Tenuto conto della freschezza dei campioni analizzati abbiamo ritenuto opportuno utilizzare i frazionamenti isotopici relativi alle coppie Qz-Biot. e Qz-Kf. per stimare le temperature di equilibrio isotopico fra questi minerali. Nella fig. 2 (a e b) sono riportate per ogni frazione analizzata le composizioni isotopiche del K-feldspato (fig. 2 a) e della biotite (fig. 2 b) rispetto a quelle del quarzo; le isoterme che compaiono nel diagramma sono state calcolate dalle relazioni frazionamento isotopico/temperatura all'equilibrio per le coppie di minerali considerate. Nel valutare i valori di temperatura risultanti dai diagrammi di fig. 2 a e 2 b occorre tener presente quanto segue:

a) Le temperature riflettono quelle di chiusura del sistema dal punto di vista

dello scambio isotopico e sono quindi caratteristiche di ogni singola coppia di minerali. Ad esempio, come notato da O'NEIL et al. (1977) le temperature stimate a partire dal frazionamento isotopico Qz-Biot. in rocce di tipo intrusivo

danno valori più bassi di circa 100-200° C rispetto a quelli corrispondenti alla completa solidificazione del magma.

b) Le temperature calcolate sulla base del frazionamento relativo alla coppia Qz-Kf. sono affette da un elevato errore a causa del piccolo frazionamento fra questi due minerali a temperature magmatiche.

Ad esempio, ad una differenza di composizione isotopica dello 0,2‰, paragonabile alla somma degli errori di misura, corrispondono variazioni di temperatura di ben 100° C.

Ciò premesso, se si esclude il campione pegmatitico, per il quale si calcola una temperatura di poco superiore ai 400° C, le composizioni isotopiche misurate sui minerali delle rocce intrusive danno temperature comprese tra 600 e 900° C per la coppia Quarzo - K-feldspato (con temperatura media tra 750 e 800° C) e temperature comprese tra 580 e 680° C (con temperatura media di 630° C) per la coppia Qz-Biot.

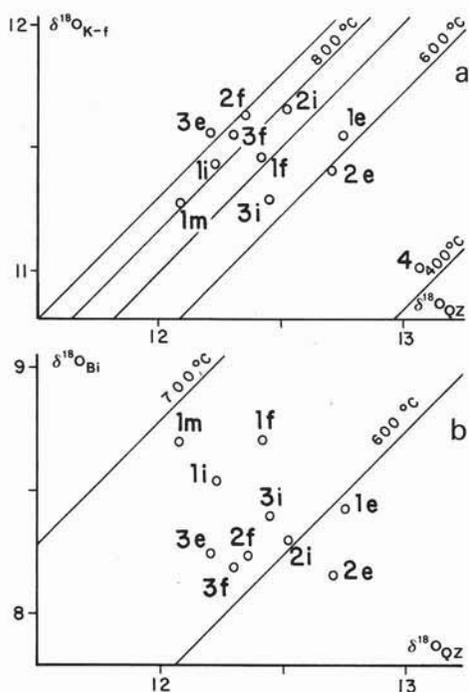


Fig. 2. — Rapporti fra le composizioni isotopiche del Quarzo e K-feldspato, fig. 2 a, e Quarzo e Biotite, fig. 2 b; con le corrispondenti « temperature isotopiche ».

I valori di temperatura calcolati per la coppia Qz-Biot. sono tra i più elevati che si riscontrano in letteratura per rocce granitiche.

Tenuto conto della tendenza di questa coppia a sottostimare le temperature di circa 100-200° C rispetto a quelle di solidificazione dei magmi granitici e della indicazione termometrica media fornita dalla coppia Qz-Kf. se ne deve concludere che le rocce intrusive toscane con i loro megacristalli dovrebbero avere cristallizzato a temperature mediamente elevate (> 700° C).

Conclusioni

In relazione alle informazioni ed alle conoscenze che da questo studio si volevano acquisire, i dati relativi alla composizione isotopica dell'ossigeno raccolti sui megacristalli di K-feldspato e sulle rocce che li contengono hanno permesso di stabilire i seguenti punti:

- a) La composizione isotopica dell'ossigeno non presenta variazioni significative all'interno dei megacristalli di K-feldspato, nè si notano differenze significative tra K-feldspato, quarzo e biotite dei megacristalli e gli stessi minerali nella massa fondamentale.
- b) I frazionamenti isotopici tra le coppie Qz-Kf. e Qz-Biot. misurati sui megacristalli sono simili a quelli che si hanno in condizioni di cristallizzazione magmatica ed indicano mediamente temperature di equilibrio piuttosto elevate ($> 700^{\circ}\text{C}$).
- c) La cristallizzazione dei megacristalli di K-feldspato presenti nelle rocce granitiche toscane deve considerarsi avvenuta in fase magmatica.

I punti *b* e *c* sono in accordo con quanto già suggerito, su basi mineralogiche, petrografiche e chimiche, da FRANZINI et al. (1974) circa la genesi dei megacristalli della granodiorite del M. Capanne.

B B L I O G R A F I A

- BARBERI F., INNOCENTI F., RICCI C. A. (1971) - *Il magmatismo nell'Appennino centro-settentrionale*. Rend. Soc. It. Min. Petrol., Fascicolo Speciale, Vol. XXVII, pp. 46.
- BOTTINGA P., JAVOY M. (1973) - *Comments on oxygen isotope geothermometry*. Earth Planet. Sc. Letters, 20, 250-265.
- CLAYTON R. N., MAYEDA T. K. (1963) - *The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analyses*. Geochim. Cosmochim. Acta, 27, 43-52.
- COMPSTON W., EPSTEIN S. (1958) - *A method for the preparation of carbon dioxide from water vapor for oxygen isotope analysis*. Trans. Am. Geophys. Union, 39, 511-512.
- CRAIG H. (1961) - *Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters*. Science, 133, 1833-1834.
- FERNANDEZ A., SABOURDY G. (1969) - *Contribution à l'étude géochimique de feldspath dans les granites porphyroïdes*. C. R. Acad. Science, Paris, Ser. D, 269, 2066-2069.
- FRANZINI M., LEONI L., ORLANDI P. (1974) - *Mineralogical and geochemical study of k-feldspar megacrysts from the Elba (Italy) granodiorite*. Atti Soc. Tosc. Nat. Mem., Ser. A, 81, 356-378.
- GARLICK G. D., EPSTEIN S. (1967) - *Oxygen isotope ratios in coexisting minerals of regionally metamorphosed rocks*. Geochim. Cosmochim. Acta, 31, 181-214.
- HIBBARD M. J. (1965) - *Origin of some alkali feldspar phenocrysts and their bearing on petrogenesis*. Amer. J. Sci., 263, 245-261.
- HOEFS J. (1973) - *Stable Isotope Geochemistry*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, pp. 140.
- HYNDMAN D. W. (1968) - *Petrology on structure of Nakusp map-area British Columbia*. Geol. Surv. Canada Bull., 161, 95 p.
- KAWACHI Y., SATO T. (1978) - *Orthoclase megacrysts in the Yakushima granite, southern Kyushu, Japan*. N. Jb. Miner. Abh., 132, 136-152.
- KERRICK D. M. (1969) - *K-feldspar megacrysts from a porphyritic quartz monzonite, Central Sierra Nevada, California*. Am. Miner., 54, 839-849.
- LEONE G., LONGINELLI A. (1977) - *Composizione isotopica di alcune rocce « granitiche » della Toscana*. Rend. Soc. It. Mineral. Petrol., 33, 765-772.
- O'NEIL J. R., SHAW S. E., FLOOD R. H. (1972) - *Oxygen and Hydrogen isotope composition as indicators of granite genesis in the New England batholith, Australia*. Contr. Mineral. Petrol., 62, 313-328.

- PIRANI R., SIMBOLI G. (1963) - *La genesi del granito sardo dell'altipiano di Budduso. Note di geochimica e di struttura dei principali costituenti mineralogici. I - Il feldespato potassico.* Min. Petrogr. Acta, 9, 179-218.
- TAYLOR H. P. (1968) - *The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks.* Contr. Mineral. Petrol., 19, 1-79.
- TAYLOR H. P. (1971) - *Oxygen isotope evidence for large-scale interaction between meteoric ground waters and Tertiary granodiorite intrusions Western Cascade Range, Oregon.* J. Geophys. Res., 76, 7855-7874.
- TAYLOR H. P., EPSTEIN S. (1962) - *Relation between O^{18}/O^{16} ratios in coexisting minerals of igneous and metamorphic rocks. II - Application to petrologic problems.* Bull. Geol. Soc. Am., 73, 675-694.
- TAYLOR H. P., TURV B. (1976) - *High O^{18} igneous rocks from the Tuscan magmatic province, Italy.* Contr. Mineral. Petrol., 55, 33-54.
- WALKER F., MATHIAS H. (1946) - *The petrology of two granite-slate contacts at Cape Town, South Africa.* J. Geol. Soc. Lond., 102, 449-521.
- WHITNEY J. A. (1975) - *The effects of pressure, temperature and X_{H_2O} on phase assemblage in four synthetic rock composition.* J. Geol., 83, 1-34.