

P. FULIGNATI (*), P. MARIANELLI, A. SBRANA

ESSOLUZIONE DI UNA FASE FLUIDA IPERSALINA DALLE PORZIONI PERIFERICHE DELLA CAMERA MAGMATICA DELL'ERUZIONE VESUVIANA DEL 472 AD. EVIDENZE DALLO STUDIO DELLE INCLUSIONI FLUIDE

Riassunto - Questo lavoro riporta i risultati dello studio microtermometrico di inclusioni fluide multifase (vapore-liquido-minerali figli) primarie in cristalli di K-feldspato in xenoliti di sieniti a feldspatoidi espulsi durante l'eruzione Vesuviana del 472AD. Queste rocce sono considerate rappresentative della cristallizzazione alla parete della camera magmatica. La loro paragenesi mineralogica è costituita da: leucite, nefelina, K-feldspato, clinopirosseno, anfibolo K-ferripargasitico, granato melanitico, biotite, titanite e fluorapatite.

La salinità delle inclusioni fluide studiate oscilla tra 61 e 72 NaCl_{equiv.}% in peso con una moda a 66 NaCl_{equiv.}% in peso, mentre la temperatura di omogenizzazione della bolla avviene sempre in fase liquida a temperature comprese tra 690° e 810°C con una moda a 730°C. La presenza di queste inclusioni fluide primarie, ipersaline, che omogenizzano a temperature elevate fa ritenere che esse abbiano intrappolato fluidi essolti nelle porzioni periferiche e più cristallizzate della camera magmatica. L'assenza di inclusioni fluide a vapore dominante coesistenti con queste inclusioni ipersaline sembra escludere che queste ultime siano state prodotte per immiscibilità da una fase acquosa originaria a salinità moderata. Questo indica che dal fuso silicatico è stata essolta direttamente una brine ipersalina. Il fatto che il primo fluido essolto dal magma sia rappresentato da una brine ipersalina, suggerisce pressioni di intrappolamento superiori ai 130 MPa.

Parole chiave - Vesuvio, eruzione del 472AD «Pollena», camera magmatica, inclusioni fluide ipersaline.

Abstract - *Exsolution of a hypersaline fluid phase from the margins of the 472 AD Vesuvius magma chamber. Evidences from a fluid inclusion study.* This paper is devoted to the microthermometric investigation of primary multiphase fluid inclusions (vapor-liquid-daughter minerals) found in K-feldspar crystals in foid-bearing syenite xenoliths ejected during the 472AD eruption of Vesuvius. These rocks are considered as representative of the crystallization at the walls of the magma chamber. Leucite, nepheline, K-feldspar, clinopyroxene, K-iron-pargasitic amphibole, melanitic garnet, biotite, sphene and fluor-apatite form their mineralogical paragenesis.

The salinity of these fluid inclusions ranges between 61 and 72 NaCl_{equiv.} wt.% with a modal value of 66 NaCl_{equiv.} wt.%. The temperature of homogenization of the vapor bubble always occurs in the liquid phase at temperature between 690 and 810°C with a modal value at 730°C. The presence of these primary and hypersaline fluid inclusions, which homogenize at very high temperature allows to retain that they trapped fluid exsolved from the peripheral and more crystallized portions of the 472AD Vesuvius magma chamber. The possibility that these salt-rich fluid inclusions represent a later immiscible product generated from a precursor fluid of mode-

rate salinity is unlikely because vapor-rich inclusions coexisting with the hypersaline inclusions are absent. This indicates that the residual silicate melt in the later stages of crystallization directly exsolved an hypersaline brine. As the first exsolved fluid from magma is represented by a hypersaline brine, on the basis of experimental data, we may hypothesize entrapment pressure higher than 130MPa.

Key words - Vesuvius, 472AD «Pollena» eruption, magma chamber, hypersaline fluid inclusions.

INTRODUZIONE

In un magma, il raggiungimento del livello di saturazione dei volatili disciolti in esso e la conseguente essoluzione di una fase fluida è determinato principalmente dalla decompressione («first boiling» di Burnham, 1979) e/o dalla cristallizzazione del magma stesso («second boiling» di Burnham, 1979). In particolare durante gli stadi finali di cristallizzazione la concentrazione dei volatili può aumentare nel fuso residuale fino ad arrivare all'essoluzione di una fase fluida nella quale si ripartiscono preferenzialmente H₂O, CO₂, alogeni, SO₂ e H₂S (Shinohara & Kazahaya, 1995 e riferimenti citati). D'altra parte, anche recenti studi sperimentali hanno dimostrato che una fase fluida acquosa smescolata (liquido-vapore) può coesistere in equilibrio con un fuso silicatico (Shinohara *et al.*, 1989; Metrich & Rutherford, 1992; Shinohara, 1994). Le evidenze del conseguimento di processi di essoluzione vengono documentate dal ritrovamento di inclusioni fluide multifase (fuso silicatico, fuso idrosalino, fluido acquoso, CO₂ in proporzioni variabili) che sono state interpretate come delle aliquote di fasi immiscibili originate dal magma (Roedder, 1992 e riferimenti citati in questo lavoro). Questi fenomeni di immiscibilità risultano di particolare interesse sia per lo studio dei meccanismi minerogenetici, soprattutto per i sistemi tipo «porphyry copper», sia nel caratterizzare i processi che avvengono durante la differenziazione magmatica particolarmente in sistemi superficiali (Roedder, 1992; Frezzotti, 1992; Cline & Bodnar, 1994; De Vivo & Frezzotti, 1994; Lowenstern, 1994; De Vivo *et al.*, 1995; Belkin *et al.*, 1996; Fulignati *et al.*, 1998; Gilg *et al.*, 1999; Kamenetsky *et al.*, 1999).

È possibile ricercare indizi di essoluzione di una fase fluida dal magma in sistemi vulcanici, mediante lo studio delle inclusioni fluide nei cristalli della frazione

(*) Dipartimento di Scienze della Terra, via S. Maria 53, 56126 Pisa.

juvenile e degli ejecta comagmatici presenti nei depositi delle eruzioni. In questo lavoro viene presa in considerazione una eruzione subpliniana del Vesuvio, l'eruzione di «Pollena» (472 AD). La frazione juvenile presente nei depositi dell'eruzione è costituita da scorie che presentano una variazione composizionale piuttosto regolare da fonoliti a leucite a tefriti fonolitiche a leucite emesse nelle fasi finali dell'eruzione (Rosi & Santacroce, 1983; Marianelli, 1995). Nella frazione litica, tra i vari litotipi, si distinguono sieniti a feldspatoidi, nelle quali sono presenti inclusioni fluide ipersaline, che rappresentano l'oggetto di questo lavoro. Rocce analoghe sono state studiate in letteratura, sia in altre eruzioni vesuviane, sia in altri sistemi vulcanici e sono state interpretate come rappresentative di cristallizzazione alla parete delle camere magmatiche (Tait, 1988; De Vivo *et al.*, 1995; Belkin *et al.*, 1996; Fulignati *et al.*, 1998).

TECNICHE ANALITICHE

La microanalisi SEM-EDS su minerali e inclusioni silicatiche è stata effettuata utilizzando la strumentazione Philips XL30 equipaggiata con un sistema microanalitico EDAX DX4 presso il Dipartimento di Scienze della Terra di Pisa. Le condizioni analitiche impiegate sono: 20 kV di tensione di accelerazione, 10^{-10} A di corrente di fascio, diametro dello spot 200-500 nm e tempi di conteggio effettivo di 100 secondi. Prima di ogni sessione analitica sono stati analizzati standard naturali di minerali di riferimento (Marianelli & Sbrana, 1998) per controllare la qualità delle analisi.

Le analisi microtermometriche sulle inclusioni fluide sono state svolte con un tavolino riscaldante Linkam TS1500 calibrato mediante l'uso di sostanze a punto di fusione noto con una accuratezza di $\pm 2^\circ\text{C}$ a 398°C .

RISULTATI

I campioni studiati sono frammenti di sieniti a feldspatoidi. Queste rocce sono olocristalline a grana media, i cristalli presentano generalmente abito subedrale con abbondanti inclusioni. La paragenesi di queste rocce è costituita da leucite, nefelina, K-feldspato, clinopirosseno, anfibolo K-ferripargasitico, granato melanitico, biotite, titanite e fluorapatite. Il K-feldspato presenta forti zonature in Ba con i nuclei che raggiungono contenuti in BaO del 5% in peso e bordi in cui questo ossido non supera l'1% in peso (Tab. 1). Il clinopirosseno ha una composizione Fe-salitica poco variabile ($\text{Wo}_{51-52}\text{Fs}_{27-32}$, Tab. 1). Rari cristalli includono al nucleo porzioni caratterizzate da diversa composizione ($\text{Wo}_{53}\text{Fs}_{13-18}$, Tab. 1) che corrisponde a quella mostrata dai pirosseni di skarn vesuviani (Fulignati *et al.*, 2000).

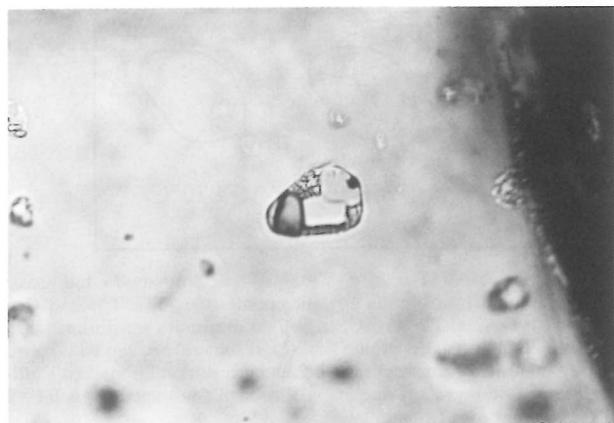
Petrografia delle inclusioni fluide

Numerose inclusioni fluide multifase di dimensioni fino a $30\mu\text{m}$ sono presenti principalmente all'interno del K-feldspato. Esse si ritrovano isolate oppure in piccoli gruppi senza ordinarsi seguendo allineamenti particolari. Per questo motivo possono essere considerate inclusioni primarie in accordo con la definizione di Roedder (1984). Queste inclusioni sono composte da una bolla di vapore, da diversi cristalli figli trasparenti ed in alcuni casi da uno o due minerali opachi (Fig. 1). La fase liquida non è generalmente visibile perché il volume delle inclusioni è apparentemente riempito dai minerali figli e dalla bolla di vapore. I minerali figli (Fig. 1) di dimensioni maggiori sono cristalli cubici di cloruri (halite e silvite); inoltre sono presenti dei minerali birifrangenti che potrebbero essere o carbonati o solfati, comunemente

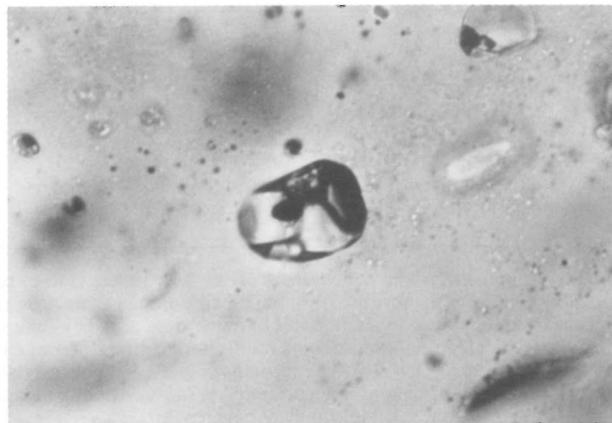
Tab. 1 - Analisi SEM-EDS rappresentative delle fasi minerali.

	K-feldspato		Clinopirosseno			
	nucleo	bordo	nucleo	bordo	nucleo	bordo
SiO ₂	59.79	63.89	49.04	45.53	44.38	44.48
TiO ₂			0.57	1.21	1.29	1.22
Al ₂ O ₃	21.74	19.87	5.99	6.16	6.91	7.17
FeO _{tot}	0.19	0.20	8.06	16.54	17.58	17.61
MnO			0.21	0.80	0.61	0.62
MgO			11.31	5.97	5.40	5.42
CaO	0.56	0.19	24.48	23.09	23.09	22.61
Na ₂ O	1.67	1.80	0.33	0.70	0.73	0.88
K ₂ O	11.09	13.55				
P ₂ O ₅						
BaO	4.97	0.50				
An	3.01	0.96				
Ab	16.24	16.48				
Or	80.75	82.56				
Cs	12.10	1.12				
Wo			52.63	52.11	52.09	51.51
En			33.84	18.75	16.95	17.18
Fs			13.53	29.14	30.96	31.31

K-feldspato: analisi ricalcolate su 8 ossigeni; Cs = Ba/(Ba+K). Clinopirosseno: analisi ricalcolate su 6 ossigeni.



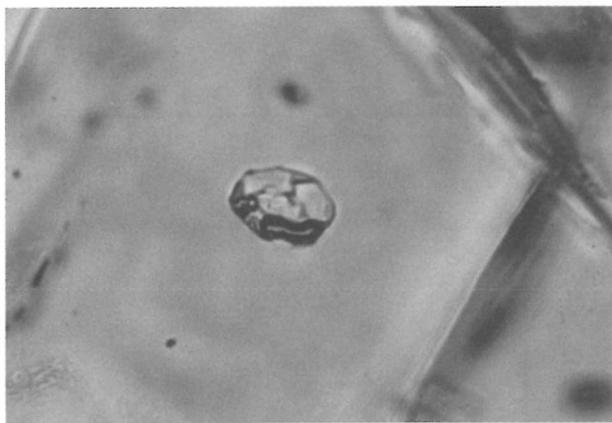
A



B



C



D

Fig. 1 - Microfotografie rappresentative di inclusioni fluide multifase a temperatura ambiente. Nelle inclusioni è possibile osservare la bolla di vapore ed i minerali figli; la fase liquida non è visibile. I minerali figli con dimensioni maggiori e abito cubico sono halite e silvite. Spesso sono presenti minerali opachi (a, b, c). Notare la bolla di vapore deformata al contatto con i minerali figli (a, d). Ingrandimento 1000X.

rinvenuti in inclusioni fluide multifase (Roedder, 1984; Shepherd *et al.*, 1985).

Microtermometria ottica

Oltre 80 inclusioni fluide ospitate nel K-feldspato sono state sottoposte ad esperimenti di microtermometria ottica. Durante il riscaldamento sono stati osservati cambiamenti di fase a varie temperature all'interno delle inclusioni. Intorno ai 100°C è stata osservata un inizio di fusione dei cristalli figli. Altri sensibili cambiamenti sono stati osservati a circa 250°C e tra 330 e 420°C. Al di sopra di queste temperature rimane soltanto un cristallo cubico trasparente (halite) e in diversi casi altri due piccoli solidi (Fig. 2). Il cristallo di halite omogenizza a temperature variabili tra 510° e 589°C ed una moda a 545°C. Queste temperature hanno permesso di calcolare la salinità di queste inclusioni espressa come $\text{NaCl}_{\text{equiv.}}\%$ in peso usando l'equazione proposta da Sterner *et al.* (1988). Le salinità otte-

nute oscillano tra 61 e 72 $\text{NaCl}_{\text{equiv.}}\%$ in peso con una moda a 64-66 $\text{NaCl}_{\text{equiv.}}\%$ in peso (Fig. 3a). L'omogenizzazione della bolla di vapore avviene sempre in fase liquida dopo l'omogenizzazione del cristallo di halite, a temperature comprese tra 690° e 810°C con una moda a 725-735°C (Fig. 3b). Spesso, dopo l'omogenizzazione della bolla di vapore, rimane un piccolo solido trasparente che tende a scomparire tra 785 ed 810°C e che potrebbe essere calcite. La distribuzione delle temperature nell'istogramma di Figura 3b mostra asimmetria positiva. In alcune inclusioni, nonostante si sia osservata una diminuzione delle dimensioni della bolla di vapore durante il riscaldamento, non viene raggiunta l'omogenizzazione. In questi casi, a temperature superiori a circa 850°C, la bolla di vapore tende a riallargarsi indicando una deformazione della cavità. Questo comportamento, e l'asimmetria osservabile nell'istogramma di Figura 3b, possono essere messi in relazione al comportamento del minerale ospite (K-feldspato) durante il riscaldamento. Infatti esperimenti condotti su sanidini del Laacher See hanno

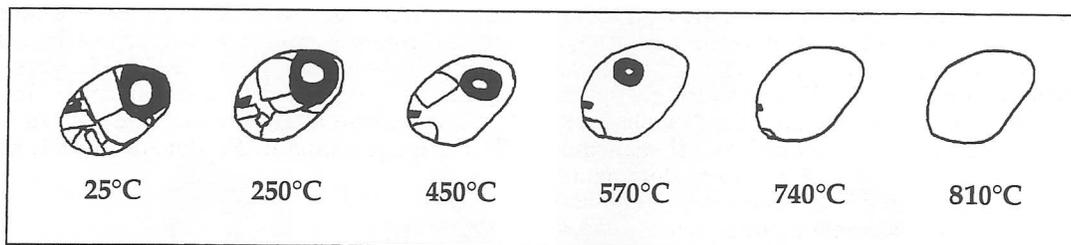


Fig. 2 - Rappresentazione delle transizioni di fase; vedere il testo per ulteriori spiegazioni. T = 25°C: l'inclusione è formata da due grossi cristalli (cloruri) e da altri piccoli minerali figli tra cui è presente anche un opaco, la fase liquida è praticamente invisibile. T = 250°C: i minerali figli cominciano a diminuire di dimensioni ed è possibile vedere la fase liquida. T = 450°C: la bolla è diminuita sensibilmente di dimensioni, la maggior parte dei minerali figli sono omogenizzati e rimane soltanto un cristallo cubico (halite), il minerale opaco ed un altro cristallo trasparente. T = 570°C: il cristallo di halite è omogenizzato, la bolla continua a rimpicciolirsi ed anche il minerale opaco e l'ultimo cristallo diminuiscono di dimensioni. T = 740°C: la bolla è omogenizzata in fase liquida, i due cristalli rimasti sono appena visibili. T = 810°C: l'inclusione è completamente omogenea.

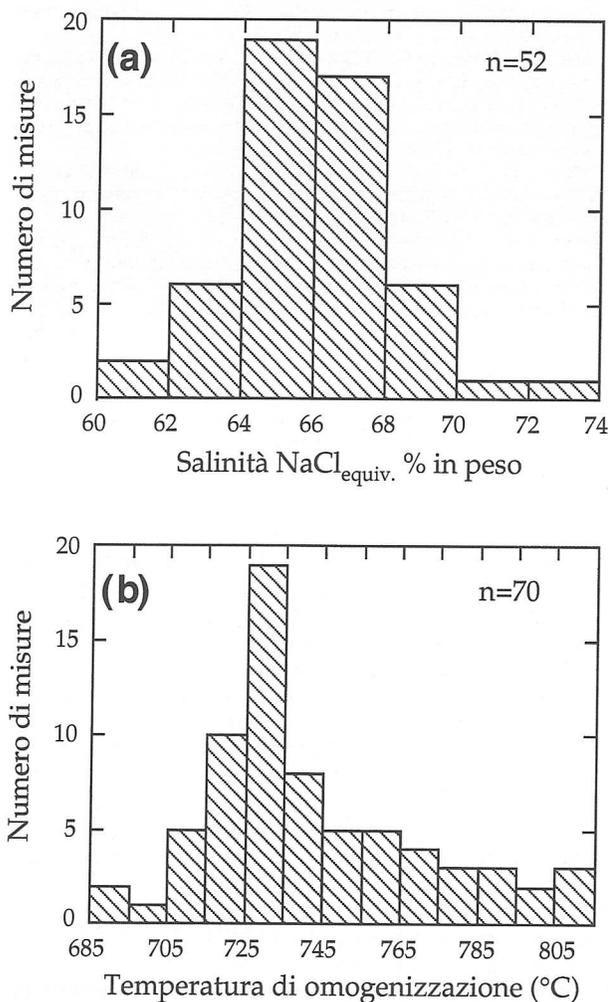


Fig. 3 - a) Istogramma delle salinità (espressa come NaCl_{equiv.} % in peso) delle inclusioni fluide esaminate; b) Istogramma delle temperature di omogenizzazione della bolla nelle inclusioni fluide esaminate. n = numero totale di misure effettuate.

mostrato una relazione tra struttura cristallina e temperatura, con una deformazione del reticolo a 800°C (Ohashi & Finger, 1975).

In generale è possibile osservare una relazione inversa tra temperatura di omogenizzazione e salinità (Fig. 4).

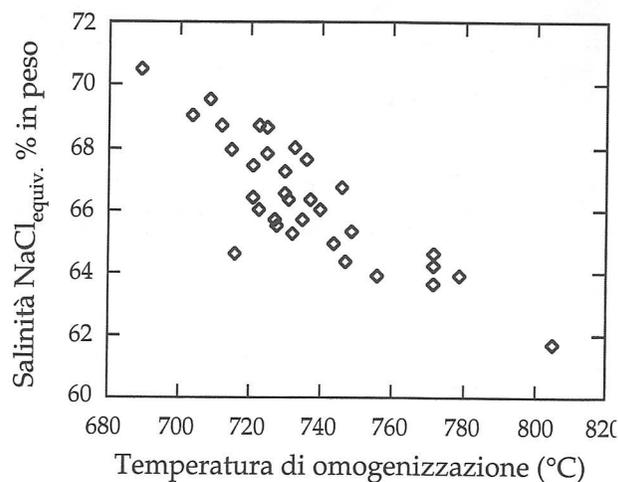


Fig. 4 - Diagramma salinità-temperatura di omogenizzazione della bolla.

DISCUSSIONE

Le caratteristiche petrografiche degli xenoliti studiati e la loro composizione mineralogica del tutto analoga a quella della frazione giovanile (Marianelli, 1995) suggerisce che questi rappresentano porzioni di magma in cristallizzazione alla parete della camera magmatica presente prima dell'eruzione del 472 AD del Vesuvio. La presenza, nei cristalli di K-feldspato, di inclusioni fluide primarie ipersaline che omogenizzano a tempe-

rature elevate fa ritenere che in queste inclusioni siano stati intrappolati fluidi essolti nelle porzioni periferiche e più cristallizzate della camera magmatica. L'unimodalità evidenziata dagli istogrammi di Figura 3 associata alle evidenze petrografiche indica che esse rappresentano una singola popolazione. Il mancato ritrovamento di inclusioni fluide a vapore dominante coesistenti con le inclusioni ipersaline sembra escludere che queste ultime siano state prodotte per immiscibilità da una fase acquosa originaria a salinità moderata (Sourirajan & Kennedy, 1962). Questo indica che dal fuso silicatico è stata essolta direttamente una brine ipersalina analogamente a quanto rilevato in altri lavori (Roedder & Coombs, 1967; Frezzotti, 1992; Cline & Bodnar, 1994). In accordo con i modelli di Candela (1989) e Cline & Bodnar (1991) che prevedono che la prima fase fluida ad essolvere da un fuso silicatico dovrebbe essere la più salina per pressioni maggiori di ~130MPa, possiamo ritenere che la pressione di intrappolamento di queste inclusioni sia stata di questo ordine di grandezza.

L'evidente relazione inversa tra temperatura e salinità (Fig. 4) può riflettere una debole evoluzione di questi fluidi essolti: con i più «caldi» (che sono presumibilmente i primi ad essere essolti) che hanno salinità leggermente minore rispetto a quelli più «freddi». Questo comportamento potrebbe essere causato da un leggero incremento di pressione durante il processo di essoluzione della fase acquosa dal magma. La causa può essere ricercata proprio nell'inizio del processo di essoluzione che, considerando un sistema litostatico confinato, induce una sovrappressione nel sistema stesso (Fournier, 1999 e riferimenti citati).

Le temperature di omogenizzazione misurate rappresentano temperature minime di intrappolamento poiché tali valori necessitano di una correzione che tenga conto dell'effetto della pressione. Non esistono però dati sperimentali per quantificare precisamente la correzione di pressione per fluidi a salinità così elevata (> 60 NaCl_{equiv.}% in peso). Ciononostante sulla base dei dati esistenti (Bodnar & Vityk, 1994) è possibile prevedere un incremento di temperatura superiore a 50-60°C considerando pressioni di intrappolamento dell'ordine dei 150MPa in accordo con quanto esposto in precedenza. Pressioni analoghe per la camera magmatica del 472 A.D. sono state suggerite anche da Belkin & De Vivo (1993) per noduli cumulitici e da Marianelli (1995) in clinopirosseni della frazione juvenile.

CONCLUSIONI

Lo studio effettuato evidenzia che nella camera magmatica del 472 in condizioni preruttive erano presenti porzioni in cristallizzazione in presenza di fasi fluide essolte testimoniate dalla presenza di inclusioni fluide in cristalli di K-feldspato. Inclusioni fluide sono presenti esclusivamente in xenoliti rappresentativi di condizioni di cristallizzazione alla parete mentre sono rare nei fenocristalli della frazione iuvenile analogamente ai prodotti di altre eruzioni vesuviane. Questa è probabilmente una evidenza che nelle porzioni margi-

nali ed in cristallizzazione della camera magmatica viene raggiunto il livello di saturazione in volatili ed avviene l'essoluzione di una fase fluida ipersalina dal magma. La «brine» essolta è dominata da cloruri ed è stata intrappolata a temperature sicuramente superiori a 780°C e a pressioni dell'ordine dei 150MPa.

RINGRAZIAMENTI

Gli Autori ringraziano il Prof. Innocenti per la revisione del manoscritto. La ricerca è stata svolta con il contributo finanziario del CNR-GNV a A. Sbrana.

BIBLIOGRAFIA

- Belkin, H.E., De Vivo, B., 1993. Fluid inclusion studies of ejected nodules from plinian eruptions of Mt Somma-Vesuvius. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 58: 89-100.
- Belkin, H.E., De Vivo, B., Lima, A., Torok, K., 1996: Magmatic (silicates/saline/sulfur-rich/CO₂) immiscibility and zirconium and rare-earth element enrichment from alkaline magma chamber margins: evidence from Ponza Island, Pontine Archipelago, Italy. *Eur. J. Mineral.*, 8: 1401-1420.
- Bodnar, R.J., Vityk, M.O., 1994: Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions. In: Fluid inclusions in minerals: method and applications (B. De Vivo & M.L. Frezzotti eds.) Short Course, Virginia Polytechnic Institute and State University: 117-130.
- Burnham, C.W., 1979. Magmas and hydrothermal fluids. In: *Geochemistry of hydrothermal ore deposits 2nd edition.* (H.L. Barnes ed.) New York, J. Wiley, pp.71-136.
- Candela, P.A., 1989. Magmatic ore-forming fluids: Thermodynamic and mass transfer calculations of metal concentrations. In: *Ore Deposition Associated with Magmas* (J.A. Whitney and Aj Naldrett eds.). *Rev. Econ. Geol.*, 4: 203-221.
- Cline, J.S., Bodnar, R.J., 1991. Can economic porphyry copper mineralization be generated by a typical calc-alkaline melt? *J. Geophys. Res.*, 96: 8113-8126.
- Cline, J.S., Bodnar, R.J., 1994. Direct evolution of brine from a crystallizing silicic melt at the Questa, New Mexico, molybdenum deposit. *Econ. Geol.*, 89: 1780-1802.
- De Vivo, B., Torok, K., Ayuso, R.A., Lima, A., Lirer, L., 1995: Fluid inclusion evidence for magmatic silicate/saline/CO₂ immiscibility and geochemistry of alkaline xenoliths from Ventotene Island, Italy. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59: 2941-2953.
- De Vivo, B., Frezzotti, M.L., 1994. Evidence for magmatic immiscibility in Italian subvolcanic systems. In: *Fluid inclusions in minerals: method and applications* (B. De Vivo & M.L. Frezzotti eds.) Short Course, Virginia Polytechnic Institute and State University: 345-362.
- Fournier, R.O., 1999. Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-epithermal environment. *Econ. Geol.*, 94: 1193-1212.
- Frezzotti, M.L., 1992. Magmatic immiscibility and fluid phase evolution in the Mount Genis granite (southeastern Sardinia, Italy). *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56: 21-33.
- Fulginiti, P., Gioncada, A., Sbrana, A., 1998. The 79 AD Vesuvius magma chamber: a SEM-EDS study of daughter minerals in hypersaline fluid inclusions from cognate syenites. *N. Jb. Miner. Mh.*, 1998(9): 403-416.
- Fulginiti, P., Marianelli, P., Santacroce, R., Sbrana, A., 2000. The skarn shell of the 1944 Vesuvius magma chamber. Genesis and P-T-X conditions from melt and fluid inclusion data. *Eur. J. Miner.*, 12:1025-1039.
- Gilg, H.A., Lima, A., Somma, R., Ayuso, R.A., Belkin, H.E., De Vivo, B., 1999. A fluid inclusion and isotopic study of calc-silicate ejecta from Mt. Somma-Vesuvius: Evidence for interaction of high-temperature hypersaline fluids with sedimentary basement. *Terra Nostra*, 99/6: 118-120.

- Kamenetsky, V.S., Wolfe, R.C., Eggins, S.M., Mernagh, T.P., Bastrakov, E., 1999. Volatile exsolution at the Dinkidi Cu-Au porphyry deposit, Philippines: a melt-inclusion record of the initial ore-forming process. *Geology*, 27: 691-694
- Lowenstern, J.B., 1994. Chlorine, fluid immiscibility, and degassing in peralkaline magmas from Pantelleria, Italy. *Am Mineral.*, 79: 353-369.
- Marianelli, P., 1995. La camera magmatica del Vesuvio: processi petrogenetici e dinamica eruttiva. Tesi di Dottorato, Università di Pisa. pp. 206.
- Marianelli, P., Sbrana, A., 1998. Risultati di misure di standard di minerali e di vetri naturali in microanalisi a dispersione di energia. *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Serie A*, 105: 57-63.
- Metrich, N., Rutherford, M.J., 1992. Experimental study of chlorine behavior in hydrous silicate melts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56: 607-616.
- Ohashi, Y., Finger, L.W., 1975. An effect of temperature on the feldspar structure: crystal structure of sanidine at 800°C. *Carn. Inst. Wash. Year.*, 74: 569-572.
- Roedder, E., 1984. Fluid inclusions. *Rev. Mineral.*, 12: 644 pp.
- Roedder, E., 1992. Fluid inclusion evidence for immiscibility in magmatic differentiation. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56: 5-20.
- Roedder, E. and Coombs, D.S., 1967. Immiscibility in granitic melts, indicated by fluid inclusions in ejected granitic blocks from Ascension Island. *J. Petrol.*, 8: 417-451.
- Rosi, M., Santacroce, R., 1983. The A.D. 472 «Pollena» eruption: volcanological and petrological data for this poorly known plinian-type event at Vesuvius. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 17: 249-271.
- Shepherd, T., Rankin, A.H., Alderton, D.H.M., 1985. A practical guide to fluid inclusion studies. Glasgow, Blackie, 239 pp.
- Shinohara, H., 1994. Exsolution of immiscible vapor and liquid phases from a crystallizing silicate melt: implications for chlorine and metal transport. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58: 5215-5221.
- Shinohara, H., Iiyama, J.T., Matsuo, S., 1989. Partition of chlorine compounds between silicate melts and hydrothermal solutions: I. Partition of NaCl-KCl. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53: 2617-2630.
- Shinohara, H., Kazahaya, K., 1995. Degassing processes related to magma-chamber crystallization. In: *Magma Fluids and Ore Deposits* (J.F.H. Thompson ed.). Mineralogical Association of Canada Short Course, 23: 47-70.
- Sourirajan, S., Kennedy, G.C., 1962. The system H₂O-NaCl at elevated temperatures and pressures. *Am. J. Sci.*, 260: 115-141.
- Sterner, S.M., Hall, D.L., Bodnar, R.J., 1988. Synthetic fluid inclusions. V. Solubility relations in the system NaCl-KCl-H₂O under vapor-saturated conditions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52: 989-1006.
- Tait, S.R., 1988. Samples from the crystallizing boundary layer of a zoned magma chamber. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 100: 470-483.

(ms. pres. il 29 maggio 2000; ult. bozze il 19 dicembre 2000)