

P. FULIGNATI, P. MARIANELLI, A. SBRANA

ROCCE FERGUSITICHE DAL MARGINE IN CRISTALLIZZAZIONE DELLA CAMERA MAGMATICA SUPERFICIALE DEL VESUVIO, ERUZIONE DEL 1944

Riassunto - L'eruzione del Vesuvio del 1944 è stata caratterizzata da flussi lavici, seguiti da fontane di lava ed infine da una fase finale vulcaniana. Nei depositi della attività di fontana di lava e vulcaniana si rinvennero comunemente blocchi di rocce ipocristalline costituite principalmente da minerali sialici. Questo lavoro presenta dati mineralogici e composizionali di queste rocce, classificate in questo lavoro come fergusiti, con l'intento di migliorare la conoscenza dell'interfaccia parte superiore della camera magmatica del 1944 e roccia incassante.

Questi ejecta sono caratterizzati da fenocristalli da eudrali a scheletrici coesistenti con una massa di fondo vetrosa. Fenocristalli di leucite e plagioclasio rappresentano i costituenti principali di queste rocce. Altre fasi minerali sono rappresentate da: clinopirosseno, olivina, ossidi, apatite, ialofane e haüyna. Inclusioni vetrose sono presenti in tutte le fasi minerali ed in particolare nell'apatite e negli ossidi. La matrice è sempre rappresentata da vetro marrone, raramente vescicolato contenente scarsi microliti. È possibile osservare una relativa eterogeneità modale e del rapporto vetro/fenocristalli.

La chimica dei minerali evidenzia variazioni composizionali regolari per clinopirosseno, olivina e plagioclasio. Gli andamenti descritti da questi minerali si sovrappongono parzialmente a quelli descritti dalle composizioni mineralogiche nelle scorie della frazione juvenile, raggiungendo valori più elevati in ferro nell'olivina e nel clinopirosseno ed in sodio nel plagioclasio. I bordi delle apatiti mostrano un incremento in fluoro ed un impoverimento in cloro, indicativa della essoluzione di Cl dal magma in una fase volatile, mentre il fluoro a causa del basso coefficiente di ripartizione fuso silicatico/fase volatile tende a concentrarsi sempre di più nel magma.

Le evidenze mostrate da queste rocce escludono l'ipotesi che esse si siano formate per semplice accumulo di fenocristalli al margine della camera magmatica. Riteniamo che esse si siano formate principalmente per cristallizzazione di fusi silicatici differenziati dai fusi tefrifonolitici residenti nella camera magmatica superficiale che ha alimentato l'eruzione del 1944. Considerando anche il fatto che queste rocce vengono ritrovate talvolta associate a skarn, è possibile proporre che esse corrispondano alla porzione più esterna della camera magmatica a contatto con le rocce incassanti carbonatiche metasomatizzate.

Parole chiave - Fergusiti, interfaccia camera magmatica-incassante, Vesuvio, eruzione del 1944.

Abstract - *Fergusites rocks from the crystallizing margins of the shallow magma chamber of Vesuvius, the 1944 eruption.* The 1944 eruption of Vesuvius was characterized by lava flows, followed by violent fire fountains and a clos-

ing vulcanian phase. Pyroclastic deposits of 1944 eruption are characterized by the occurrence of various kinds of ejecta. Cumulates, skarns, hornfels, and hypocrySTALLINE rocks were found in the deposits of the fire fountaining and final phases of the eruption. Cumulates and skarns were described in previous works. This work presents mineralogical and compositional data of hypocrySTALLINE rocks, mainly formed by felsic minerals, with the aim to improve the knowledge of the magma chamber-wall rock transition. Studied samples were collected at various levels of the deposits of the fire fountains and vulcanian phases. It occurs as ejecta coated by juvenile magma. Sometimes they occurs in transition to skarn rocks.

The term fergusite is recommended by the IUGS nomenclature to describe plutonic rocks having mineralogical characteristics similar to the rock studied in this work. The presence of interstitial glass would not allow to use the term fergusite. Nevertheless, due to the mineralogical assemblage very close to that reported for fergusites, we prefer to use this term to classify these rocks coming from the margins of the 1944 magma chamber of Vesuvius.

Mineral chemistry of these rocks evidences regular compositional variations for clinopyroxene, olivine and plagioclase. The defined trends partially overlap the juvenile compositions, but are characterized by more Fe-rich terms for olivine and clinopyroxene and Na-rich term for plagioclase. Apatite phenocrysts are zoned in respect to their F and Cl content. Most of the crystal rims show a marked increase of F and a decrease of Cl content. The apatite composition can be used to have insight on the Cl and F behaviour during the crystallization of magma in the outer portions of the 1944 magma chamber. The inverse chlorine zoning of apatite may be explained with Cl exsolution in vapor phase during the crystallization. On the contrary, the fluorine direct zoning of apatite may reflect the concentration of this element in the silicate melt during the crystallization. This different behaviour between Cl and F is due to the noticeably lower fluorine partition coefficient silicate melt/volatile phase with respect to the chlorine partition coefficient silicate melt/volatile phase.

The features of these rocks rules out an origin simply resulting from the cumulation of magmatic phenocrysts at the margin of magma chamber. These rocks, in our view, are mainly originated by crystallization of silicate melts that differentiate from the K-tephrifonolitic melt resident in the 1944 shallow magma chamber.

We suppose that these rocks correspond to the outer shell of the magma chamber that is in contact with the metasomatized carbonatic wall-rock.

Key words - Fergusites, magma chamber/wall-rock interface, Vesuvius, 1944 eruption.

INTRODUZIONE

L'attività eruttiva del Vesuvio perdurata per oltre 300 anni in condizioni di attività semipersistente si è interrotta nel 1944 a seguito di un evento eruttivo composito. L'eruzione è stata caratterizzata da una prima fase nella quale sono stati prodotti flussi lavici, seguita da una fase di violente fontane di lava e da una fase terminale vulcaniana (Parascandola, 1945; Imbò, 1949). I depositi di questa eruzione sono caratteristici per la presenza di vari tipi di ejecta, cumuliti, skarn, cornubianiti e blocchi subvulcanici. Rocce cumulitiche e skarn sono stati descritte da Hermes e Cornell (1981) Belkin *et al.* (1985) Cortini *et al.* (1985) Fulignati *et al.* (1998). Nei depositi della attività di fontana di lava e vulcaniana si rinvencono comunemente blocchi di rocce ipocristalline costituite principalmente da minerali sialici. Questi sono stati descritti da Scherillo (1953) e classificati come leucotefriti doleritiche. Questo lavoro presenta una descrizione di queste rocce e propone una ipotesi sulla genesi delle stesse. Lo studio di queste rocce fornisce elementi per la conoscenza della camera magmatica superficiale che ha alimentato la attività recente del Vesuvio.

METODI ANALITICI

La composizione chimica dei minerali e dei vetri è stata determinata mediante microanalisi SEM-EDS 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 di 100 secondi. I vetri sono stati analizzati utilizzando un'area di scansione di circa $100 \mu\text{m}^2$ per eliminare la diffusione degli elementi leggeri. Inoltre sono stati utilizzati standard internazionali delle principali fasi minerali e standard di vetri naturali (CFA47, ALV981R23, KE12) come standard di rife-

rimento. La determinazione del contenuto in fluoro delle apatiti ha richiesto la standardizzazione dello strumento utilizzando la apatite di Durango come standard internazionale di riferimento.

PRESENTAZIONE DATI

Sono stati studiati dieci campioni raccolti nei livelli di lapilli emessi nella fase di fontane di lava e nei depositi cineritici e di breccia della fase finale vulcaniana (Fig. 1). Questo tipo di ejecta, presente in vari livelli stratigrafici nei depositi della fase esplosiva dell'eruzione, è presente come blocchi di forma angolare o subangolare di dimensioni variabili da metriche a centimetriche. Questi blocchi sono spesso rivestiti dal materiale iuvenile scoriaceo ricco in clinopirosseni che caratterizza la fase parossistica e finale della eruzione.

Petrografia

I campioni studiati presentano disomogeneità alla scala del singolo campione sia relativamente all'abbondanza modale dei fenocristalli sia per la quantità di massa di fondo vetrosa presente (Tav. I).

Queste rocce mostrano una tessitura porfirica in genere isotropa a grana medio-fine con dimensione dei fenocristalli variabile da campione a campione (tra 0.5 e 4 mm). La massa di fondo è sempre rappresentata da vetro marrone, variabile tra il 10 ed il 30% in volume. Il vetro appare talvolta vescicolato in bolle sferiche e contiene scarsi microliti di leucite. I fenocristalli più abbondanti sono rappresentati da leucite e plagioclasio che conferiscono una parvenza di stratificazione ad alcuni campioni. A questi sono associati in quantità subordinata clinopirosseno, olivina, titanio-magnetite e apatite. In un campione (VS98a-7) è presente ialofane in microfenocristalli mentre haüyna interstiziale è presente nel campione VS97-112a.

I fenocristalli contengono spesso inclusioni vetrose primarie talvolta di grandi dimensioni ($> 100 \mu\text{m}$)

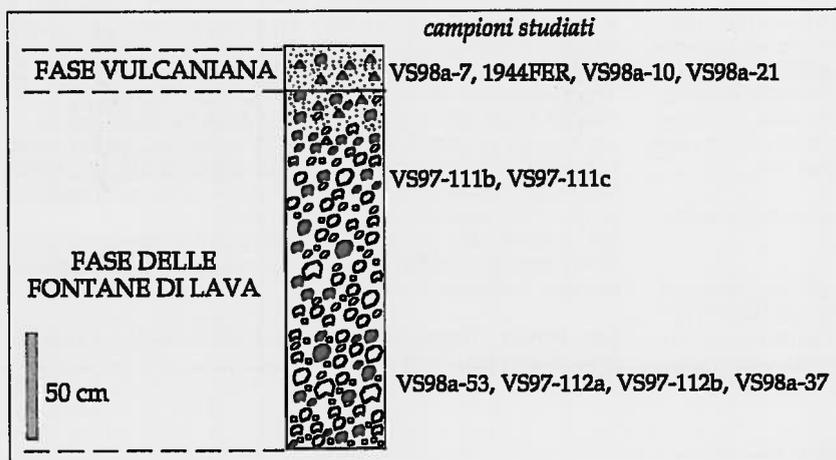
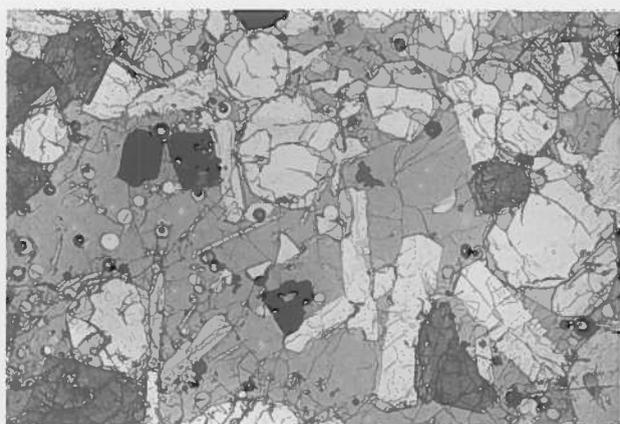
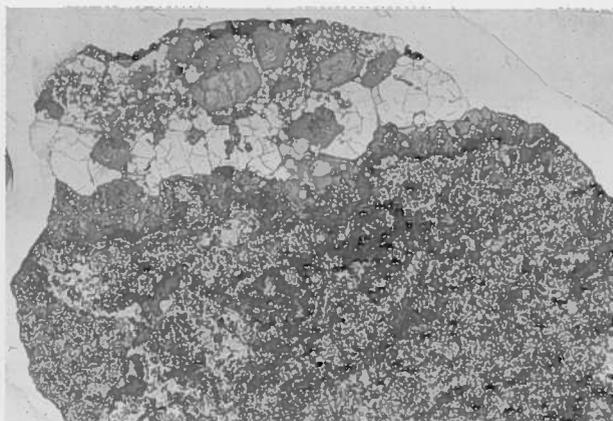


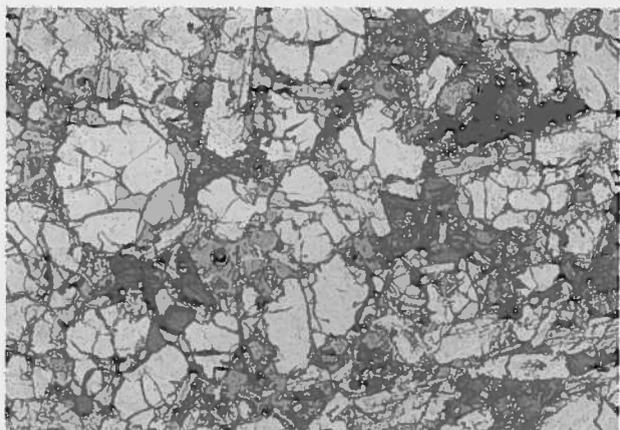
Fig. 1 - Posizione dei campioni studiati nella sequenza piroclastica della eruzione del 1944.



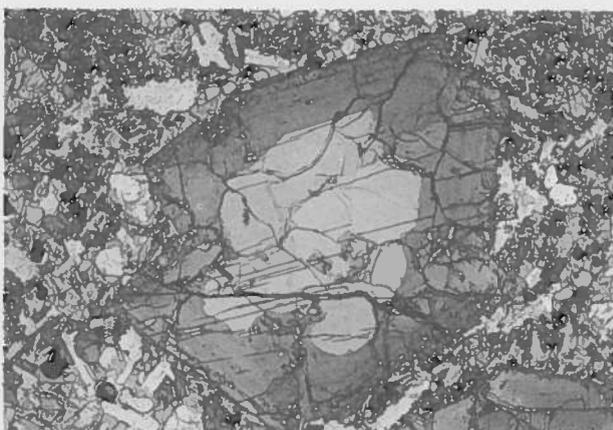
a



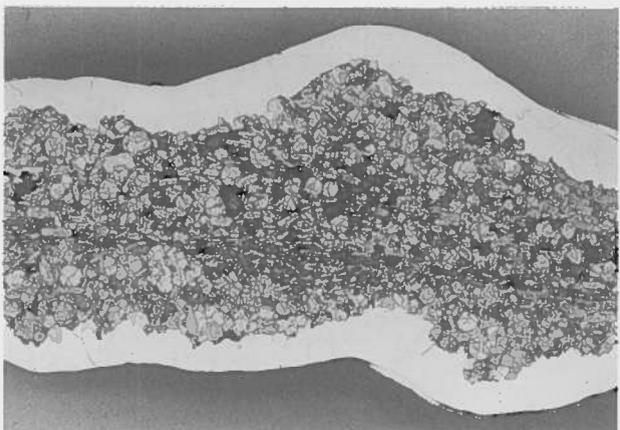
d



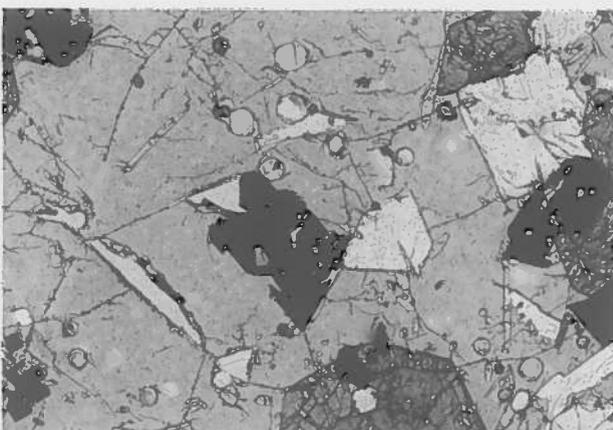
b



e



c



f

Tav. I - Microfotografie al microscopio polarizzante a nicol paralleli.

a) Fergusonite porfirica a leucite, plagioclasio, clinopirosseno, ossidi ed apatite avente basso rapporto fenocristalli/vetro (la larghezza della foto corrisponde a 2 cm); b) Fergusonite porfirica a leucite, plagioclasio, clinopirosseno, ossidi ed apatite avente elevato rapporto fenocristalli/vetro (la larghezza della foto corrisponde a 2 cm); c) Fergusonite caratterizzata da eterogeneità tessiturale dovuta alla concentrazione preferenziale di plagioclasio in una banda centrale (la larghezza della foto corrisponde a 8.5 cm); d) contatto tra fergusonite e skarn (la larghezza della foto corrisponde a 8.5 cm). La fergusonite occupa la parte alta della microfotografia, la parte inferiore è rappresentata da skarn; una fascia di clinopirosseno si sviluppa al contatto. Da notare infine il sottile orlo scuro all'esterno della fergusonite costituito da scoria juvenille che rivestiva l'ejecta; e) Clinopirosseno zonato con bordo salitico e nucleo diopsidico (la larghezza della foto corrisponde a 1 cm); f) al centro della microfotografia cristallo scheletrico di ossido, da notare i rari microliti di leucite subsferici ed apatite in sottili prismi allungati (la larghezza della foto corrisponde a 1 cm).

rappresentative del fuso silicatico da cui questi minerali si sono formati (Roedder, 1979). Rocce aventi paragenesi mineralogica e struttura del tutto simile a quelli studiati in questo lavoro sono state rinvenute anche intimamente associate a rocce di skarn (Tav. I).

Mineralogia

Leucite. Questo minerale è molto diffuso sia come fenocristallo che come microlite nella massa di fondo vetrosa. La microanalisi ha rivelato una composizione praticamente stechiometrica (Tab. 1). In un campione (VS98A-7) la leucite è interessata da una corona di trasformazione in analcime.

Plagioclasio. Il plagioclasio presenta una composizione variabile da bytonite a labradorite (Tab. 1). Le composizioni più ricche in anortite (An_{88-90}) sono presenti nel campione VS97-111c e corrispondono alle composizioni dei fenocristalli di plagioclasio rinvenuto nelle scorie della frazione juvenile (Marianelli *et al.*, 1999). I termini più evoluti (An_{73-59}) sono stati trovati nel campione 1944FER. La composizione del plagioclasio dei rimanenti campioni ricopre l'intervallo tra i due estremi sopra menzionati. Relativamente alla composizione del plagioclasio delle scorie della frazione juvenile riportato in Fig. 2 si osserva che queste rocce ampliano l'intervallo composizionale di questa fase verso termini più albitici.

Clinopirosseno. Questo minerale è presente in tutti i campioni studiati. La sua composizione è prevalentemente salitica (Tab. 2) con zonature composizionali molto limitate. Fanno eccezione fenocristalli,

presenti in alcuni campioni, aventi nuclei diopsidici con una morfologia irregolare, circondati da spessi bordi salitici (Tav. I). Le analisi di questi pirosseni, se riportati su un diagramma Wo-En-Fs, si sovrappongono all'intervallo composizionale descritto dai pirosseni presenti nelle scorie della frazione juvenile, raggiungendo però contenuti in ferrosilite più elevati (Fig. 3). Alcune analisi svolte sul campione VS97-112a sono caratterizzate da un più basso contenuto in wollastonite rispetto a cristalli aventi lo stesso valore di $Mg^{\#}$, delineando un andamento composizionale che si differenzia dagli altri dati finora raccolti (Fig. 3). **Olivina.** Le olivine analizzate presentano un intervallo composizionale che va da Fo_{68} a Fo_{61} (Tab. 2; Fig. 4). Questo minerale raggiunge composizioni maggiormente fayalitiche rispetto a quelle osservate nelle olivine delle scorie della frazione juvenile (Fig. 4). In alcuni campioni (VS98a-10 and 1944FER) sono state analizzate olivine con contenuti molto alti in ferro (Fe_{59-61}) che suggeriscono la cristallizzazione da fusi evoluti. Le olivine analizzate mostrano inoltre un contenuto in CaO relativamente alto che raggiunge i più alti tenori nelle olivine più ricche in ferro (Tab. 2).

Apatite. L'apatite è presente in tutti i campioni sia in fenocristalli che in microliti nella massa di fondo vetrosa; raggiunge i 500 μm di grandezza e presenta un abito generalmente euedrale. L'apatite viene spesso ritrovata inclusa in fenocristalli di plagioclasio e clinopirosseno (Tav. II). Queste apatiti, per il loro elevato contenuto in fluoro (1.7-4.5% in peso; Tab. 3), possono essere classificate come fluoroapatiti. In generale i dati microanalitici rivelano un progressivo aumento di fluoro verso il bordo dei cristalli, mentre

Tab. 1 - Analisi rappresentative di leucite, plagioclasio, halitina, ialofane.

	Leucite		Plagioclasio					Halitina		Ialofane	
			nucleo	bordo	bordo	bordo	nucleo				
SiO ₂	56.13	55.81	45.51	46.02	53.65	51.25	46.66	35.37	36.13	55.79	55.50
Al ₂ O ₃	23.77	23.57	34.71	34.40	29.93	31.21	33.97	30.21	30.60	22.85	22.95
FeO _{totale}	0.29	0.23	0.53	0.61	0.70	nd	0.68	0.58	0.46	0.28	0.38
CaO			17.67	17.24	11.11	13.59	16.57	14.33	15.01	1.10	1.13
Na ₂ O	0.84	0.81	1.28	1.39	3.61	3.29	1.65	12.10	10.82	3.58	3.39
K ₂ O	18.97	19.59	0.09	0.16	1.01	0.66	0.28	2.49	1.76	6.44	6.20
MgO			0.22	0.18	ld	ld	0.18				
BaO										9.96	10.44
S								4.87	5.22		
Cl								0.04	ld		
Na	3.93	3.76									
Ks	65.09	66.61									
Q	30.97	29.63									
An			87.94	86.43	58.94	66.85	83.31			5.82	6.12
Ab			11.53	12.61	34.71	29.29	15.01			34.30	33.22
Or			0.53	0.96	6.35	3.87	1.68			59.88	60.66
Cs										32.21	34.09

ld = valore inferiore al limite di detezione; nd = non determinato. Le analisi di leucite sono state ricalcolate sulla base di 6 ossigeni, le analisi di plagioclasio e ialofane sono state ricalcolate sulla base di 8 ossigeni. Cs = Ba/(Ba + K),

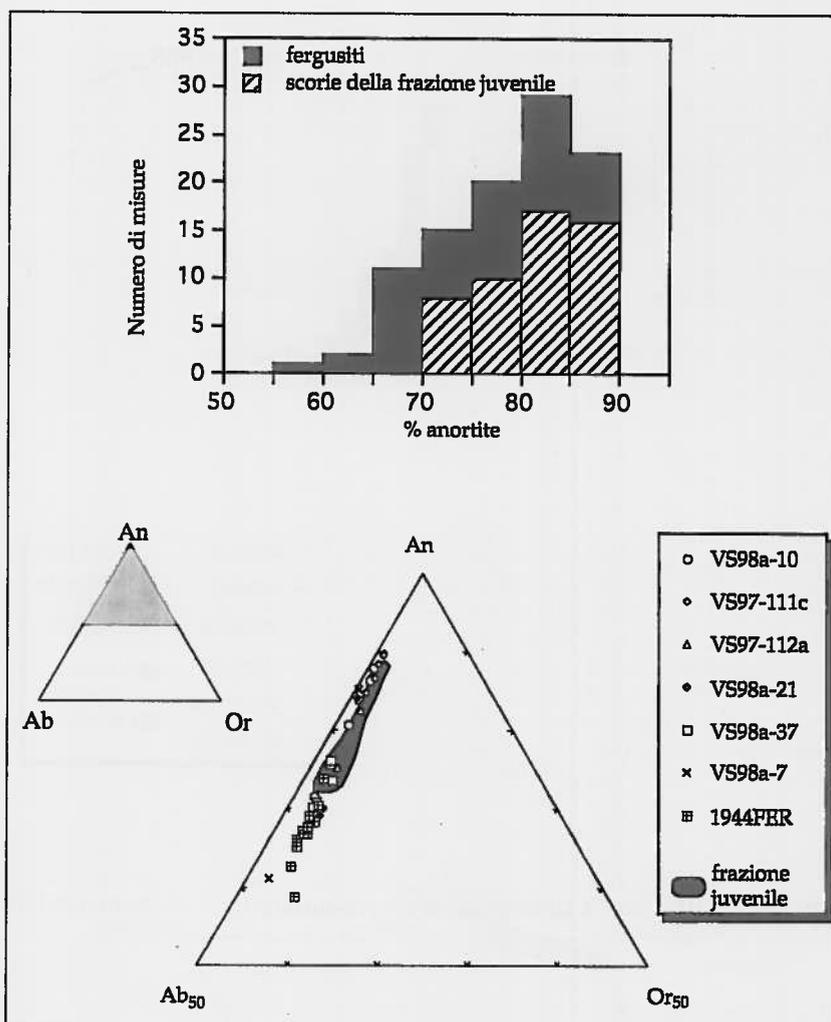


Fig. 2 - Composizione del plagioclasio. Nella parte superiore è riportato l'istogramma di frequenza del contenuto in anortite dei plagioclasii analizzati. Nella parte inferiore sono riportati i dati relativi ai vari campioni nel diagramma Anortite-Albite-Ortose. Per confronto è riportato il campo di variazione dei plagioclasii della frazione iuvenile (dati da Marianelli *et al.*, 1999).

Tab. 2 - Analisi rappresentative di clinopirosseno e olivina.

	Clinopirosseno					Olivina				
SiO ₂	47.05	47.81	48.57	48.96	52.53	34.92	36.00	39.03	38.15	38.85
TiO ₂	1.61	1.11	1.16	1.00	0.43					
Al ₂ O ₃	6.23	6.22	5.64	5.77	1.99					
FeO _{totale}	10.30	8.04	9.00	5.92	3.31	38.75	34.47	29.00	24.42	19.65
MnO	0.32	0.19	0.15	0.11	ld	1.07	0.87	0.73	0.64	1.16
MgO	11.03	12.94	12.14	14.12	16.76	24.37	28.00	30.54	36.32	39.65
CaO	22.90	23.11	22.87	23.96	24.31	0.67	0.67	0.69	0.46	0.69
Na ₂ O	0.57	0.58	0.37	0.15	0.43					
NiO						0.22	nd	nd	nd	nd
Cr ₂ O ₃	ld	ld	0.11	nd	0.23					
Wo	49.47	48.76	48.88	49.68	48.41					
En	33.16	38.00	36.11	40.74	46.44					
Fs	17.37	13.24	15.01	9.58	5.14					
Fo						52.86	59.15	65.25	72.62	78.25

nd = non determinato; ld = valore inferiore al limite di deteazione. Le analisi di clinopirosseno sono state ricalcolate sulla base di 6 ossigeni, le analisi di olivina sono state ricalcolate sulla base di 4 ossigeni.

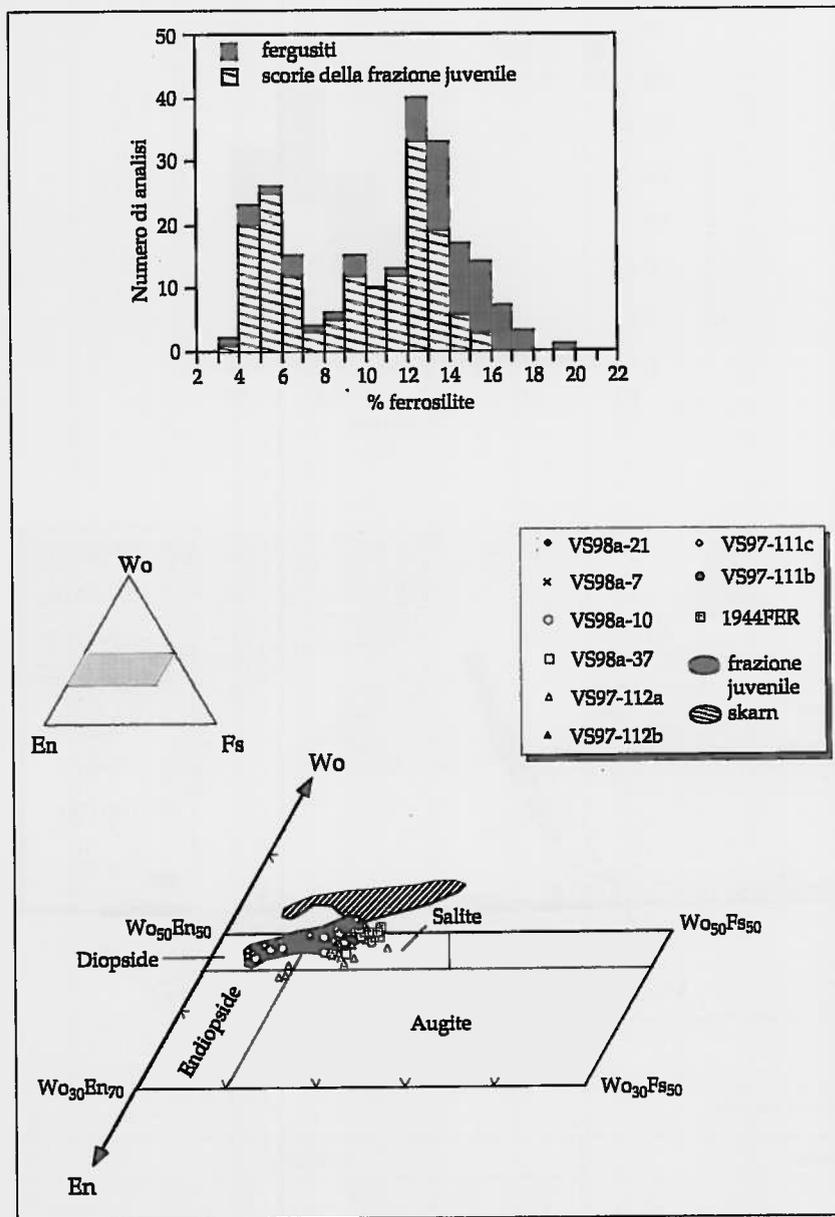


Fig. 3 - Composizione del clinopirosseno. Nella parte superiore è riportato l'istogramma di frequenza del contenuto in ferrosilite dei clinopirosseni analizzati. Nella parte inferiore sono riportati i dati relativi ai vari campioni nel diagramma Wollastonite-Enstatite-Ferrosilite. Per confronto è riportato il campo di variazione dei clinopirosseni della frazione juvenile (dati da Marianelli *et al.*, 1999) e degli skarn (dati da Fulignati *et al.*, 1998).

il cloro tende generalmente a diminuire anche se le variazioni sono di scarsa entità (Fig. 5). I cristalli di apatite spesso ospitano inclusioni vetrose anche di grosse dimensioni in rapporto alle dimensioni del cristallo ospite (Tav. II).

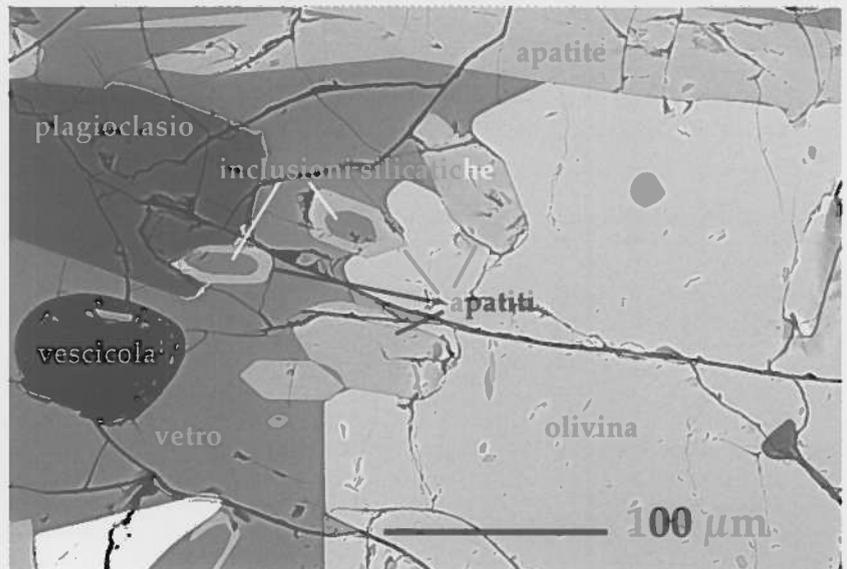
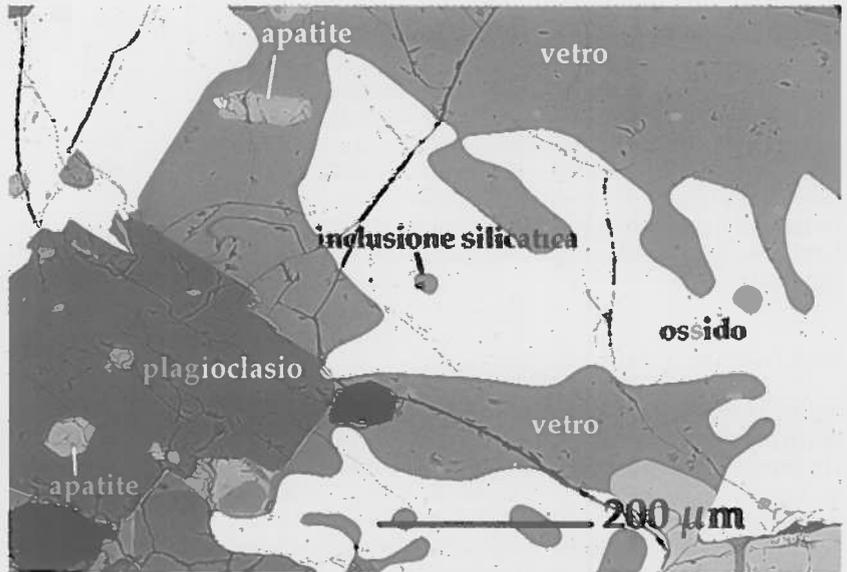
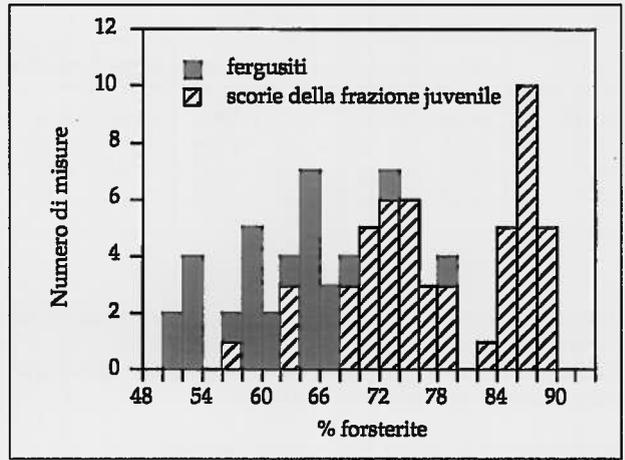
Ossidi di ferro. Generalmente molto abbondanti in fenocristalli da euedrali a subedrali, talvolta assumono abiti scheletrici (Tav. I e II) e contengono molto spesso inclusioni vetrose. Gli ossidi cristallizzano direttamente nella massa vetrosa e contengono inclusioni di leucite; considerando le relazioni tessiturali con le altre fasi minerali è possibile ritenere che gli ossidi siano l'ultima fase a cristallizzare. Questi ossidi sono caratterizzati da contenuti elevati in fer-

ro ed in titanio e tenori significativi in alluminio e magnesio. I tenori in Ti ed in Fe (Tab. 4; Fig. 6) sono direttamente correlati e se riportati su un diagramma $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ vs. $2Ti/(2Ti + Al + Cr)$ tendono ad approssimarsi al polo magnetite-ulvospinello (Fig. 6). I rari microliti presenti nelle scorie della frazione juvenile hanno composizioni analoghe.

Ialofane. Questo minerale è stato rinvenuto nel campione VS98a-7 come microfenocristalli euedrali talvolta contenenti microcristalli di plagioclasio di composizione labradoritica (An_{60}). La microanalisi ha messo in evidenza elevati contenuti della molecola di celsiana variabili tra Cs_{29} e Cs_{34} (Tab. 1).

Hawyna. Questo minerale è stato trovato in un solo

Fig. 4 - Composizione dell'olivina rappresentata nell'istogramma di frequenza del contenuto in forsterite. Per confronto sono riportate le composizioni delle olivine della frazione iuvenile; la moda corrispondente a FO_{86-88} è relativa ad una paragenesi di cristallizzazione profonda (dati da Marianelli *et al.*, 1999). La composizione delle olivine nelle fergusiti risulta parzialmente sovrapposta alla moda corrispondente alle olivine che cristallizzano nella camera magmatica superficiale (< 3 km) che ha alimentato l'eruzione.



Tav. II - Immagini SEM da elettroni retro-diffusi a) si osserva la tessitura scheletrica dell'ossido e l'incipiente formazione di inclusioni silicatiche; b) si osserva la generale abbondanza della apatite; nella parte alta della microfotografia è presente un fenocristallo. Nella apatite sono presenti inclusioni vetrose di dimensioni comparabili ai cristalli stessi.

Tab. 3 - Analisi rappresentative di apatite.

	nucleo1	bordo1	nucleo2	bordo2	nucleo3	bordo3
CaO	54.63	52.87	54.42	55.05	55.02	54.31
P ₂ O ₅	42.01	42.52	41.68	40.96	41.17	41.38
Cl	0.59	0.56	0.57	0.42	0.64	0.53
F	2.77	4.05	3.33	3.58	3.17	3.78

campione come fase interstiziale. La microanalisi ha rivelato contenuti minori in cloro (Tab. 1). *Calcopirite*. Questo minerale è stato ritrovato raramente come incluso nell'apatite.

Vetri interstiziali ed inclusioni vetrose

I vetri (Tab. 5) riportati nel diagramma classificativo TAS (Le Bas *et al.*, 1986) in Fig. 7, mostrano un intervallo compositivo continuo che va da fonotefriti a tefrifonoliti con una composizione estrema che raggiunge il campo delle fonoliti. I vetri residuali mostrano un arricchimento in alcali che parte da composizioni analoghe a quelle dei vetri delle scorie della frazione juvenile raggiungendo termini tefrifonolitici e fonolitici (Fig. 7). Le inclusioni vetrose nei fenocristalli di leucite, clinopirosseno, olivina, ossidi ed apatite hanno composizioni che delineano lo stesso andamento ma aventi maggiore dispersione dei vetri.

DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

Nella letteratura scientifica sono presenti numerosi lavori su ejecta di tipo cumulitico ed in facies di skarn rinvenuti nei depositi di eruzioni vesuviane (Barberi & Leoni, 1980; Hermes & Cornell, 1981; Belkin *et al.*, 1985; Cortini *et al.*, 1985; Fulignati *et al.*, 1998). Le rocce prese in esame in questo lavoro non sono mai state oggetto di ricerche approfondite, fatta eccezione per il lavoro descrittivo di Scherillo (1953). In questo lavoro vengono utilizzati dati analitici relativi alla composizione chimica dei minerali e dei vetri interstiziali di queste rocce con l'obiettivo di fornire una prima interpretazione sulla loro genesi

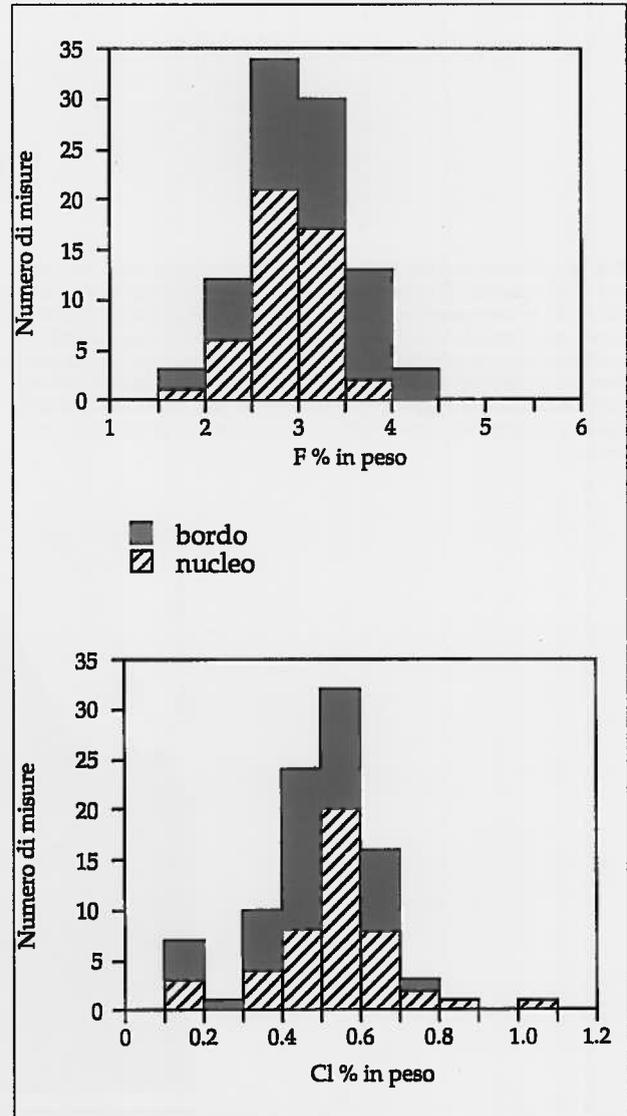


Fig. 5 - Istogramma di frequenza del contenuto in fluoro e cloro nella apatite. Gli istogrammi evidenziano l'incremento del tenore in fluoro al bordo dei cristalli e la contemporanea diminuzione del tenore in cloro.

Tab. 4 - Analisi rappresentative degli ossidi nei campioni studiati.

TiO ₂	18.62	14.76	16.85	12.22	7.86
Al ₂ O ₃	5.73	6.70	5.60	9.22	8.97
FeO _{totale}	71.48	73.52	74.16	73.68	76.60
MgO	3.36	4.23	2.75	4.29	5.34
Cr ₂ O ₃	0.22	0.24	0.15	0.28	0.12
MnO	0.59	0.55	0.49	0.31	1.11
Fe ²⁺ /Fe ³⁺	1.65	1.20	1.46	1.08	0.72
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Mg)	0.88	0.84	0.90	0.83	0.77
2Ti/(2Ti+Al+Cr)	0.89	0.85	0.88	0.77	0.69

Fe³⁺ calcolato su base stechiometrica (Stormer, 1983).

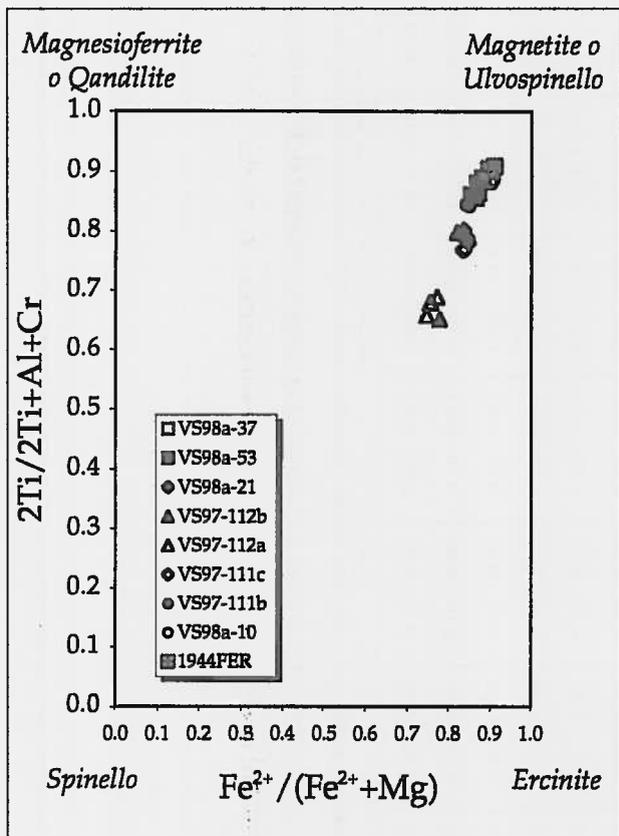


Fig. 6 - Diagramma classificativo degli ossidi (modificato da Haggerty, 1991).

nell'ambito del sistema di alimentazione superficiale vesuviano.

Una caratteristica di queste rocce è la coesistenza di fenocristalli (anche plurimillimetrici) e di percentuali significative di vetro interstiziale (Tav. I e II). I fenocristalli sono comunemente idiomorfi mentre le fasi di cristallizzazione finale ed in particolare gli ossidi presentano abiti scheletrici indicativi di crescita rapida in un fuso silicatico (Tav. I e II). Inclusioni vetrose caratterizzano tutte le fasi minerali presenti anche se sono particolarmente abbondanti e di dimensioni notevoli negli ossidi e nell'apatite. In quest'ultimo minerale, il volume dell'inclusione è talvolta paragonabile a quello del minerale stesso (Tav. II) probabilmente a causa della sua elevata velocità di crescita. L'abito scheletrico mostrato dagli ossidi può essere spiegato con un apporto disomogeneo di elementi necessari alla crescita del cristallo oppure a fenomeni di sottoraffreddamento (Kirkpatrick, 1975). Questa modalità di accrescimento dei cristalli favorisce inoltre l'intrappolamento di inclusioni vetrose (Lowenstern, 1995).

La presenza costante di una massa fondamentale prevalentemente oloialina, le morfologie di crescita rapida dei cristalli dal fuso silicatico e la presenza di inclusioni vetrose indicano che al momento dell'eruzione queste rocce erano in cristallizzazione ed il

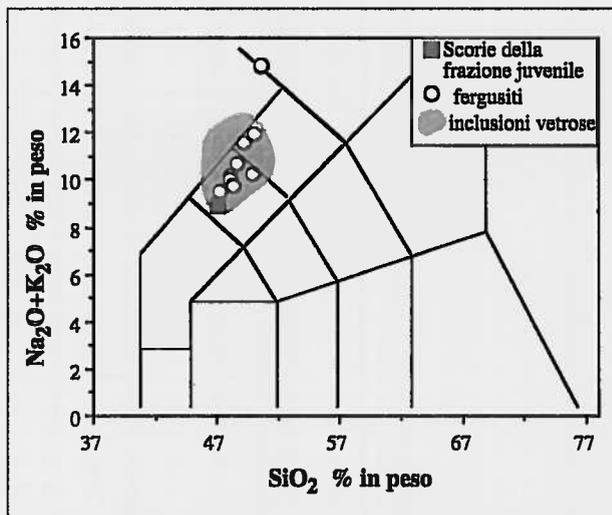


Fig. 7 - Diagramma classificativo alcali totali vs. silice relativo alla composizione dei vetri delle fergusiti e della frazione juvene e delle inclusioni vetrose nei fenocristalli.

brusco raffreddamento sineruttivo ha impedito una diffusa nucleazione di microliti. Il rapporto cristalli/fase vetrosa sempre maggiore di 0.7 suggerisce che i blocchi rappresentino la crosta rigida («rigid crust» secondo la definizione di Marsh, 1989) della camera magmatica superficiale che ha alimentato l'eruzione.

Rocce aventi una paragenesi mineralogica molto simile ma prive di vetro interstiziale secondo la nomenclatura della IUGS sono le fergusiti. Queste sono descritte come rocce plutoniche appartenenti a serie alcaline nelle quali i foidi superano il 60% ed i femici sono compresi tra il 30 ed il 50% ed il potassio supera il sodio. Le caratteristiche delle rocce descritte in questo lavoro (non strettamente plutoniche) non permetterebbero quindi di utilizzare questa nomenclatura; ciononostante dal punto di vista mineralogico il termine fergusite è perfettamente aderente alle rocce studiate. Per questo motivo proponiamo di usare comunque il termine fergusite per indicare questi ejecta, che si rinvengono numerosi nei depositi dell'ultima eruzione del vulcano. La precedente nomenclatura utilizzata da Scherillo (1953): «leucotefriti doleritiche» non è in linea con la nuova nomenclatura IUGS, mentre l'aggettivo doleritico non descrive correttamente l'aspetto macroscopico e tessiturale della roccia.

La composizione delle fasi minerali fornisce alcuni spunti genetici interessanti se visti in relazione alla composizione mineralogica delle rocce piroclastiche e laviche che rappresentano la frazione juvene dell'eruzione. Il clinopiroseno, l'olivina ed il plagioclasio hanno variazioni composizionali molto regolari che partendo dai valori dei cristalli presenti nelle scorie della frazione juvene raggiungono composizioni più ricche in ferro per olivina e clinopiroseno ed in sodio per il plagioclasio. Questi dati consentono di escludere che le fergusiti derivino dal

Tab. 5 - Analisi medie dei vetri della massa di fondo.

Campione	VS98a-7	VS98a-53a	VS98a-37	VS98a-21	VS97-112b	VS97-112a	VS97-111c	VS97-111b	VS98a-10	1944FER	juvenile
SiO ₂	50.75 0.18	48.60 0.21	48.09 0.31	48.34 0.08	47.28 0.07	48.10 0.44	48.60 0.22	49.88 0.06	50.01 0.36	49.20 0.25	47.45
TiO ₂	0.56 0.06	1.44 0.08	1.49 0.08	1.42 0.08	1.59 0.08	1.74 0.03	1.29 0.13	1.48 0.01	1.03 0.08	1.35 0.10	1.17
Al ₂ O ₃	20.53 0.19	18.22 0.24	17.38 0.23	18.09 0.09	17.30 0.07	17.16 0.28	18.41 0.19	17.79 0.10	18.75 0.17	18.02 0.24	17.69
FeO ^{totale}	7.80 0.18	10.28 0.23	11.18 0.25	11.01 0.08	11.15 0.06	9.07 0.02	9.93 0.01	9.95 0.15	9.74 0.09	10.34 0.17	10.14
MnO	0.33 0.05	0.36 0.04	0.31 0.11	0.31 0.12	0.22 0.01	0.57 0.08	0.23 0.17	0.15 0.04	0.24 0.08	0.32 0.11	0.18
MgO	0.54 0.09	2.30 0.21	2.52 0.15	2.64 0.09	3.15 0.23	3.25 0.10	2.47 0.12	2.39 0.07	1.48 0.09	1.75 0.13	3.73
CaO	3.43 0.06	7.07 0.22	7.77 0.15	7.48 0.11	8.58 0.03	8.83 0.33	7.16 0.16	7.01 0.05	5.67 0.13	6.29 0.10	9.34
Na ₂ O	9.56 0.15	5.40 0.11	5.07 0.09	4.32 0.16	4.63 0.04	4.45 0.30	4.70 0.27	5.02 0.00	6.42 0.10	6.11 0.14	3.81
K ₂ O	5.34 0.06	5.31 0.16	5.10 0.10	5.40 0.14	4.87 0.11	5.54 0.96	5.96 0.29	5.27 0.16	5.54 0.15	5.47 0.10	4.86
P ₂ O ₅	nd	0.28 0.08	0.45 0.08	0.44 0.05	0.63 0.14	0.80 0.16	0.45 0.11	0.37 0.02	0.24 0.13	0.27 0.09	1.14
S	0.10 0.00	0.06 0.03	0.04 0.01	0.02 0.01	0.05 0.01	0.29 0.01	0.04 0.01	0.10 0.01	0.03 0.01	0.13 0.06	0.02
Cl	1.10 0.06	0.69 0.03	0.63 0.02	0.55 0.03	0.57 0.06	0.12 0.03	0.72 0.02	0.62 0.03	0.92 0.04	0.78 0.03	0.47

Per ogni campione è riportata la media di 10 analisi; in corsivo la deviazione standard dal valore medio. nd = non determinato. juvenile = analisi WDS normalizzata a 100, dati da Marianelli *et al.* (1999).

semplice accumulo di minerali cristallizzati in camera magmatica. Queste rocce sembrano essere, almeno in parte, il risultato di processi di cristallizzazione di fusi silicatici differenziati dal magma tefrifonolitico che stazionava nella camera magmatica stessa. Alla stessa conclusione si giunge considerando le variazioni composizionali dei vetri residuali che sono più evoluti del fuso iuvenile ed individuano un andamento che raggiunge termini fonolitici. L'insieme delle osservazioni riportate ed il ritrovamento di fergusoniti associate a skarn suggerisce che queste si siano formate nella porzione più esterna della camera magmatica a diretto contatto con le rocce metasomatiche che rappresentano l'interfaccia camera magmatica-incassante carbonatico.

Variazioni nel contenuto in alogeni dell'apatite

Alcune interessanti considerazioni possono essere tratte dal contenuto in alogeni della apatite. La composizione di questo minerale è fortemente condizionata dalla concentrazione degli alogeni nel fuso dal quale cristallizza (Candela, 1986). La composizione della apatite può essere utilizzata quindi per valutare le variazioni di Cl e F nel corso della cristallizzazione delle porzioni più esterne della camera magmatica del 1944. In generale è stato osservato un aumento in fluoro ed una diminuzione in cloro nei bordi delle apatiti (Fig. 5). La diminuzione progressiva in Cl può essere spiegata con la perdita di cloro in fase vapore durante la cristallizzazione. È da notare che la ripartizione del cloro in fase vapore ed il suo degassamento si osserva già nel fuso silicatico che occupa la parte alta della camera magmatica del 1944 (Marianelli *et al.*, 1999). La zonatura in F mostra che questo elemento tende a concentrarsi sempre di più nel fuso silicatico a causa del suo coefficiente di ripartizione fuso/fluido sensibilmente più basso rispetto al cloro (Webster e Holloway, 1990). Anche le variazioni del tenore in alogeni delle apatiti corroborano l'interpretazione proposta che queste rocce rappresentino la cristallizzazione alla parete della camera magmatica di fusi relativamente più differenziati rispetto alla composizione media del vetro residuale delle scorie della frazione iuvenile.

RINGRAZIAMENTI

Gli autori ringraziano un anonimo revisore per la lettura del manoscritto ed il Sig. Franco Colarieti per la preparazione dei campioni per la microanalisi. La ricerca è stata svolta con il contributo finanziario del CNR-GNV.

BIBLIOGRAFIA

- Barberi, F. and Leoni, L., 1980. Metamorphic carbonate ejecta from Vesuvius Plinian eruptions: evidence of the occurrence of shallow magma chambers. *Bull. Volcanol.*, 43: 107-120.
- Belkin, H.E., De Vivo, B., Roedder, E. and Cortini, M., 1985. Fluid inclusion geobarometry from ejected Mt. Somma-Vesuvius nodules. *Am Mineral.*, 70: 288-303.
- Candela, P.A., 1986. Toward a thermodynamic model for the halogens in the magmatic systems: an application to melt-vapor-apatite equilibria. *Chem. Geol.*, 57: 289-301.
- Cioni, R., Civetta, L., Marianelli, P., Metrich, N., Santacrose, R. and Sbrana, A., 1995. Compositional layering and syn-eruptive mixing of a periodically refilled shallow magma chamber: the AD 79 plinian eruption of Vesuvius. *J. Petrol.*, 36: 739-776.
- Cortini, M., Lima, A.M. and De Vivo, B., 1985. Trapping temperatures of melt inclusions from ejected Vesuvian mafic xenoliths. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 26: 167-172.
- Fulignati, P., Marianelli, P. and Sbrana, A., 1998. New insights on the thermometamorphic-metasomatic magma chamber shell of the 1944 eruption of Vesuvius. *Acta Vulcanol.*, 10 (1): 47-54.
- Haggerty, S.E., 1991. Oxide mineralogy of the upper mantle. In «Oxide minerals: petrologic and magnetic significance.» D.H. Lindsley editor. *Rev. Mineral.*, 25: 355-416.
- Hermes, O.D. and Cornell, W.C., 1981. Quenched crystal mush and associated magma compositions as indicated by intercumulus glasses from Mt. Vesuvius, Italy. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 9: 133-149.
- Imbò, G., 1949. L'attività eruttiva vesuviana e le relative osservazioni nel corso dell'intervallo eruttivo 1906-1944 ed in particolare del parossismo del 1° Marzo 1944. *Ann. Oss. Vesuviano*, V serie: 185-380.
- Kirkpatrick, R.J., 1975. Crystal growth from the melt: a review. *Am. Mineral.*, 60: 798-814.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. and Zanettin, R., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on a Total Alkali-silica diagram. *J. Petrol.*, 27: 745-750.
- Lowenstern, J.B., 1995. Applications of silicate-melt inclusions to the study of magmatic volatiles. In «Magmas, Fluids, and Ore Deposits» J.F.H. Thompson editor. *Mineralogical Association of Canada Short Course*, 23: 71-99.
- Marianelli, P., Metrich, N. and Sbrana, A., 1999. Shallow and deep reservoirs involved in the magma supply of the 1944 eruption of Vesuvius. *Bull. Volcanol.*, 61, in stampa.
- Marsh, B.D., 1989. Magma chambers. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 17: 439-474.
- Parascandola, A., 1945. L'eruzione vesuviana del Marzo 1944. 1.- I prodotti piroclastici. *Rend. Acc. Sci. Fis. Mat. Napoli*. 13: 285-305.
- Roedder, E., 1979. Origin and significance of magmatic inclusions. *Bull. Mineral.*, 102: 487-510.
- Scherillo, A., 1953. Nuovo contributo allo studio dei prodotti dell'eruzione vesuviana del 1944. *Bull. Volcanol.*, 13: 129-144.
- Stormer, J.Cr.Jr., 1983. The effect of recalculation on estimates of temperature and oxygen fugacity from analyses of multicomponent iron-titanium oxides. *American Mineral.*, 68: 586-594.
- Webster, J.D. and Holloway, J.R., 1990. Partitioning of F and Cl between magmatic hydrothermal fluids and highly evolved granitic magmas. In «Ore-bearing granitic systems; petrogenesis and mineralizing processes» H.J. Stein e J.L. Hannah editors. *Geol. Soc. Am. Special Paper*, 246: 21-34.

