

**INDICAZIONI TERMODINAMICHE E PETROLOGICO-SPERIMENTALI SULL'ORIGINE  
ED EVOLUZIONE DEI MAGMI POTASSICI DELL'ITALIA CENTRALE(\*\*\*)**

## INDICE

RIASSUNTO	pag. 357
ABSTRACT	" 357
INTRODUZIONE	" 358
CLASSIFICAZIONE SU BASE CHIMICA	" 359
INDICAZIONI DALLE XENOLITI ULTRA-FEMICHE	" 359
IL RUOLO DELLA COMPONENTE VOLATILE	" 361
CONCLUSIONI	" 364
APPENDICE	" 365
BIBLIOGRAFIA	" 365

## RIASSUNTO

L'origine ed evoluzione dei magmi alcalino-potassici è stata parametrizzata, tramite esperimenti di fusione e calcoli termodinamici, sulla base di un modello che prevede una sorgente nel mantello e un magma primario di appropriata composizione che possa giustificare il complesso quadro dei litotipi affioranti.

Sulla base dei dati chimici ed isotopici finora raccolti e delle relazioni di fase a  $P = 1$  atm e a  $P = 400$  MPa in diverse condizioni di concentrazione e composizione della fase volatile, è risultato che i termini più primitivi presentano composizione da k-olivina-basaltica a k-tefritica in accordo con l'ipotesi di una loro segregazione da un mantello variamente metasomatizzato. La composizione del mantello metasomatizzato, come risulta anche dal ritrovamento di xenoliti ultrafemiche, va da Cr-wehrilitica a Cr-pirosenitica a flogopite. Una stima delle pressioni e temperature alle quali questi fusi si possono generare è stata ottenuta: 1) da calcoli di termodinamica eseguiti costruendo le curve di isoattività dei componenti costituenti le fasi fondamentali dei litotipi in equilibrio con gli stessi componenti nelle fasi relative alle paragenesi del mantello metasomatizzato e delle xenoliti sopracitate; 2) dalle relazioni di fase delle xenoliti e dei litotipi primitivi in equilibrio con i liquidi k-basaltici ottenuti sperimentalmente. Entrambi gli approcci hanno fornito temperature comprese fra 1200 e 1300° C e pressioni comprese fra 1 e 1.5 GPa, corrispondenti a profondità dell'ordine di 30-50 km. Dai risultati ottenuti da esperimenti di fusione effettuati sui litotipi rappresentativi dei magmi alcalino-potassici del margine peritirrenico per pressioni fino a 400 MPa, emerge il seguente quadro complessivo: a partire dalle composizioni primitive sopracitate l'andamento principale della differenziazione (serie HKS) è controllato dal frazionamento progressivo

(\*) Dipartimento di Scienze della Terra - Università "La Sapienza" di Roma.

(\*\*) C.N.R.-G.N.V. c/o Dipartimento di Scienze della Terra - Università "La Sapienza" di Roma.

(\*\*\*) Lavoro eseguito con il contributo del Centro di Studio per la Mineralogia e Petrologia delle Formazioni Ignee del C.N.R. e del C.N.R.-G.N.V. Linea di Magmatologia.

vo di olivina + clinopirosseno, clinopirosseno, clinopirosseno + plagioclasio, clinopirosseno + plagioclasio + leucite associati a Ti-magnetite per valori progressivamente crescenti di  $P(H_2O)$ . In condizioni di saturazione di  $H_2O$   $P(H_2O) = P_{tot}$  la paragenesi stabile *subliquidus* è data da clinopirosseno + mica + Ti - magnetite e a seconda della composizione del fuso lungo il *trend* principale di differenziazione si possono generare fusi shoshonitici, latitici e trachitici. Se il magma frazionante cristallizza sotto il controllo di  $P(CO_2)$  le fasi *subliquidus* sono leucite + clinopirosseno o sanidino + clinopirosseno e si formano liquidi leucititici o basanitici.

## ABSTRACT

The origin and evolution of potassic magmas has been modelled through melting experiments and thermodynamic calculations considering the source in the mantle and the primary magma of the appropriate composition able to give the complex suites of outcropping rock-types.

On the basis of the already published chemical and isotopic data and phase relations at  $P = 1$  atm and  $P = 400$  MPa under different conditions of composition and concentration of volatile phase it can be inferred primitive liquids are k-ol-basaltic to k-tephritic in composition in agreement with the hypothesis of their segregation from a metasomatized mantle. The composition of this mantle, also according to the finding of ultramafic xenoliths ranges from Cr-wehrilitic to Cr-phlogopite bearing pirossenite. An estimate of  $P$ 's and  $T$ 's of magmas generation has been obtained: 1) from thermodynamic calculations performed using the isoactivity curves of the main components of the fundamental mineral phases in equilibrium with the same components in the mantle and xenoliths phases; 2) from the phase relations of xenoliths and of primitive magma compositions in equilibrium with basaltic liquids obtained experimentally. Both ways give pressure values in the range 1-1.5 GPa (corresponding to 30-50 km depths) and temperature in the range 1200-1300° C. The results, from melting experiments at pressures up to 0.4 GPa, can be summarized as follow: i) a principal fractionation trend (HKS series) is controlled by the progressive crystallization of olivine + clinopyroxene, clinopyroxene, clinopyroxene + plagioclase, clinopyroxene + plagioclase + leucite in association with Ti-magnetite under increasing  $P(H_2O)$  values; ii) under  $H_2O$  saturated conditions the stable *subliquidus* assemblage is given by clinopyroxene + mica + Ti-magnetite according to the liquid composition along the principal fractionation trend. Therefore shoshonitic, latitic and trachytic melts can be generated; iii) if the fractionating melt crystallizes under  $CO_2$  control, the *subliquidus* phases are leucite + clinopyroxene or sanidine + clinopyroxene and leucititic or basanitic melts are generated.

**PAROLE CHIAVE:** Magmatismo alcalino-potassico, origine, evoluzione, petrologia sperimentale.

**KEY WORDS:** Potassic Magmatism, Origin, Evolution, Experimental Petrology.

## INTRODUZIONE

I vulcani potassici del margine tirrenico sono ben conosciuti nel mondo per la grande varietà di magmi differenziati emessi nell'ultimo milione di anni. Le rispettive vulcaniti si estendono per una lunghezza di circa 300 Km dalla Toscana meridionale alla Penisola Sorrentina dando luogo a diversi distretti vulcanici, a loro volta raggruppabili su base petrochimica (DOLFI *et alii*, 1976) a formare le Province Petrografiche Romana e Campana. La struttura e la morfologia dei rispettivi complessi vulcanici sono oltremodo variabili in relazione alle modalità di trasporto del magma attraverso una crosta complessa e di struttura e litologia molto varie. Si vengono, pertanto, a costruire sia vulcani centrali che areali caratterizzati da regimi ad attività mista e/o da eruzioni chimicamente eterogenee. Per spiegare le variazioni, spesso correlate nei caratteri mineralogici, petrografici e geochemici dei litotipi corrispondenti, sono state avanzate in tempi recenti più ipotesi alternative sulla loro genesi, quali ad esempio: eterogeneità chimica della roccia sorgente, fusione parziale polibarica e politermica

(BARBERI *et alii*, 1971), ibridismo magmatico (THOMPSON, 1977), contaminazione crostale (BECCALUVA *et alii*, 1987; PECCERILLO & MANETTI, 1985), mentre la loro evoluzione veniva spiegata fundamentalmente con processi di frazionamento facendo anche ricorso al *magma mixing* (BARTON *et alii*, 1982) all'assimilazione (RITTMAN, 1933) o al frazionamento in sistema aperto (TRIGILA, 1990, 1991).

Storicamente i litotipi mutuamente relazionabili tramite differenziazione per cristallizzazione frazionata ed aventi rapporti isotopici simili (ad es.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ) sono stati raggruppati per formare serie magmatiche differenti (potassica-KS, alta in potassio-HKS, leucititica, kamafugitica ecc.) che sono state riferite a magmi capostipiti geochemicamente distinti (APPLETON, 1972; ROGERS *et alii*, 1985; PECCERILLO *et alii*, 1988; SERRI, 1991). Tuttavia le osservazioni che rapporti isotopici ed elementi traccia possano presentare forti variazioni all'interno di una stessa serie e che termini di serie diverse possano venire emessi pressoché simultaneamente ed alternativamente dallo stesso vulcano, rendono alcune delle ipotesi genetiche sopranunciate, difficilmente accettabili.

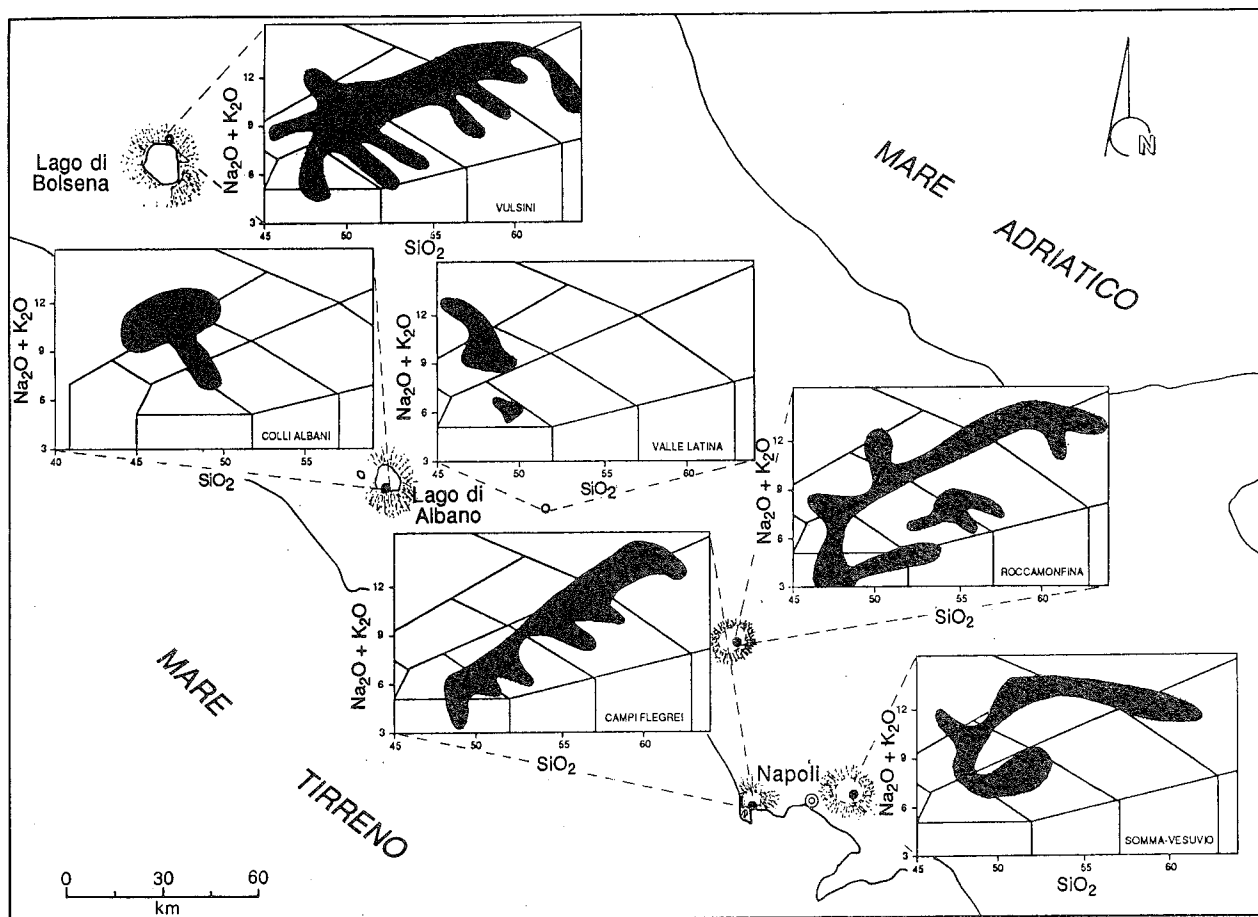


Fig. 1 - Diagramma TAS dei chimismi, pubblicati nell'ultimo trentennio, dei litotipi appartenenti ad alcuni dei distretti vulcanici del margine tirrenico (da TRIGILA, non pubblicato). Le analisi chimiche utilizzate per la proiezione di  $\text{SiO}_2$  ed  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  sono state tratte da: a) Monti Vulsini: BARTON *et alii*, 1982; BRAI *et alii*, 1979; CIVETTA *et alii*, 1984; HOLM *et alii*, 1982; ROGERS *et alii*, 1985; b) Colli Albani: FORNASERI *et alii*, 1963; c) Valle Latina: ANGELUCCI *et alii*, 1974; CIVETTA *et alii*, 1979; CIVETTA *et alii*, 1981; DOLFI, 1981; d) Roccamonfina: AREVALO *et alii*, 1962; APPLETON, 1972; COX *et alii*, 1976; GHIARA *et alii*, 1977; GIANNETTI, 1980; e) Campi Flegrei: ARMIENTI *et alii*, 1983; DI GIROLAMO *et alii*, 1984 f) Somma-Vesuvio: DI GIROLAMO, 1978; SANTACROCE, 1983; SAVELLI, 1967.

CLASSIFICAZIONE SU BASE CHIMICA. SERIE MAGMATICHE E LITOTIPI PRIMITIVI IN ALCUNI DISTRETTI VULCANICI DEL MARGINE TIRRENICO

Sono stati proiettati sul piano alcali-silice i chimismi, pubblicati negli ultimi trenta anni, dei litotipi appartenenti ad alcuni dei distretti vulcanici del margine tirrenico (Fig. 1 da TRIGILA, non pubblicato). La loro classificazione, sulla base della griglia proposta da LE BAS *et alii* (1986), mette in evidenza l'estrema dispersione delle composizioni analizzate. Tuttavia in quattro dei sei distretti vulcanici rappresentati in Fig. 1, e precisamente in Vulsini, Roccamonfina, Campi Flegrei, Somma-Vesuvio si può osservare un andamento principale di variazione che da termini k-basaltici o trachibasaltici attraverso litotipi k-tefritici (o al limite shoshonitici), fonotefritici, tefrifonolitici perviene a termini fonotrachitici. Da questo andamento principale si distaccano altri segmenti di variazione che, in funzione della composizione del fuso coinvolto nel processo di differenziazione, a partire da tipi k-tefritici, fonotefritici, fonolitici danno rispettivamente luogo a litotipi shoshonitici, latitici e trachitici. Negli altri due distretti dei Colli Albani e della Valle Latina ed in misura subordinata nei Vulsini, Roccamonfina e Somma-Vesuvio è presente un altro andamento di variazione che da composizioni trachibasaltico-tefritiche conduce verso litotipi leucitici o leucititico-fonolitici. Questa rappresentazione schematica mette tuttavia in evidenza i seguenti aspetti fondamentali: 1) nei distretti vulcanici dove compaiono sia la serie HKS che la serie KS, nella zona limite dei campi del trachibasalto e della tefrite, vi è continuità di variazione chimica fra i litotipi delle due serie. Tuttavia questa situazione non si verifica nel Distretto Vulcanico della Valle Latina per il quale, come risulta dai dati gravimetrici e da sondaggi (DOLFI, com. pers.), la parte maggiore delle vulcaniti è sepolta al di sotto della coltre alluvionale; 2) nel Distretto Vulcanico dei Colli Albani e in quello della Valle Latina i litotipi analizzati hanno contenuti in  $\text{SiO}_2$  che mediamente non superano il 50% e non mostrano i tipici andamenti differenziativi della serie HKS e della KS. Tale particolarità non implica, tuttavia, che gli stessi litotipi debbano essere considerati magmi primitivi. Il loro grado di differenziazione, infatti, viene messo bene in evidenza qualora si rappresenti su un asse normale al piano TAS una variabile sensibile al frazionamento di paragenesi femiche quale ad esempio il  $\text{MgO}$  (Fig. 2), frazionamento che, a livello dei campi relativi ai litotipi sottosaturi, non produce variazioni apprezzabili in  $\text{SiO}_2$  e molto scarse in alcali. L'utilizzazione di questo segmento iniziale del processo di differenziazione ci consente di eliminare alcuni dei candidati a suo tempo proposti per rappresentare, in associazione o alternativamente, le composizioni primarie dei magmi alcalino-potassici romani e campani. Infatti i termini leucititici e leucititico-tefritici che a pressione atmosferica hanno temperature di *liquidus* elevatissime (spesso maggiori di  $1300^\circ\text{C}$ ) legate alla cristallizzazione iniziale della leucite, presentano temperature di *liquidus* nettamente più basse di quelle caratteristiche dei termini k-olivin-basaltici e trachi-olivin-basaltici già a  $P > 400$  MPa.

Poiché non tutti i distretti vulcanici considerati presentano lo stesso litotipo come termine rappresentativo del magma più primitivo si può ipotizzare che: 1)

i magmi primitivi, pur presentando una affinità "k-basaltica" comune, possono avere arricchimenti di  $\text{K}_2\text{O}$  sostanzialmente diversi a seconda dei diversi distretti vulcanici; 2) le modalità di risalita non consentono sempre ai liquidi primari di raggiungere la superficie.

Questa doppia ipotesi ci porta ad affrontare il problema della natura chimica e mineralogica della roccia sorgente, delle condizioni termobariche che controllano il processo di fusione parziale e dell'ambiente chimico-fisico (importante la composizione e concentrazione dei volatili) nel quale si trova il magma nel corso della sua ascesa.

LA NATURA DELLA ROCCIA SORGENTE ED IL PROCESSO DI FUSIONE PARZIALE: LE INDICAZIONI FORNITE DALLE XENOLITI ULTRAFEMICHE

L'aver appurato che i fusi più primitivi dei distretti vulcanici studiati siano a composizione k-olivin-basaltica non implica, dunque, che gli stessi siano primari ovvero che rappresentino il prodotto della fusione parziale della roccia sorgente. Se questo fosse vero la roccia sorgente avrebbe la composizione di una lherzolite tipica ( $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 1$ ). Pertanto il carattere potassico ( $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$ ) verrebbe acquisito accidentalmente dal magma per differenziazione durante la risalita. Questa situazione, che sarebbe favorevole ad una coesistenza del magmatismo sodico e potassico nello stesso distretto vulcanico (come avviene nelle zone continentali di crosta assottigliata, ad esempio con il vulcanismo quaternario dell'Eifel-Lacher See, ed a volte nei grandi *rift* continentali), non si verifica però per i distretti vulcanici del margine tirrenico. Si può dedurre quindi che il magma primario sia già potassico, come testimoniato anche dal ritrovamento di xenoliti ultrafemiche a flogopite (e non ad anfibolo). Il loro studio conferma ulteriormente l'ipotesi già precedentemente avanzata (DOLFI *et alii*, 1976) di una segregazione del magma da un mantello pirossenitico a flogopite formatosi attraverso il metasomatismo esercitato da fluidi crostali provenienti da una placca in subduzione non più attiva (MORRIS *et alii*, 1991). A questo riguardo le indicazioni fornite dalle xenoliti ultrafemiche a

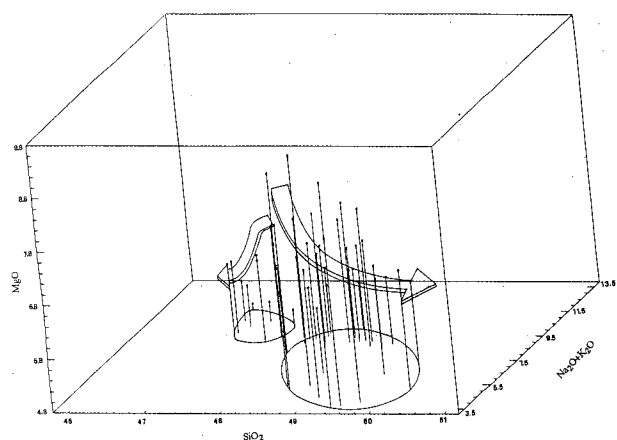


Fig. 2 - Chimismi dei litotipi dei distretti vulcanici dei Colli Albani e della Valle Latina riportati sul diagramma  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{MgO}$ .

flogopite (e non ad anfibolo). Il loro studio conferma ulteriormente l'ipotesi già precedentemente avanzata (DOLFI *et alii*, 1976) di una segregazione del magma da un mantello pirossenitico a flogopite formatosi attraverso il metasomatismo esercitato da fluidi crostali provenienti da una placca in subduzione non più attiva (MORRIS *et alii*, 1991). A questo riguardo le indicazioni fornite dalle xenoliti ultrafemiche a flogopite di provenienza subcrostale risultano di importanza determinante. Già a suo tempo studiate nelle *suites* ad affinità lamproitica e kamafugitica di altre parti del mondo (gruppo I e II, FOLEY *et alii*, 1987) quelle rinvenute nei complessi vulcanici del margine tirrenico sono state finora attribuite a processi di cristallizzazione di fusi magmatici in camere magmatiche superficiali (GIANNETTI, 1982; CUNDARI, 1982; BELKIN *et alii*, 1985; GIANNETTI & LUHR, 1990). Recentemente, però, (GAETA *et alii*, 1989) sono state studiate delle xenoliti ultrafemiche le cui caratteristiche chimiche, mineralogiche e tessiture ne permettono la puntuale collocazione nell'ambito di un modello di roccia sorgente a composizione pirossenitica a flogopite. Cr-wehrliti e Cr-clinopirosseniti a flogopite con tali caratteristiche sono state riconosciute in molti distretti vulcanici quaternari peritirrenici: nei Vulsini (Montefiascone e Latera), nel Somma-Vesuvio e a Roccamonfina. Dal punto di vista strutturale queste xenoliti associano caratteri considerati tipici della cristallizzazione in condizioni di alta pressione (giunzioni triple, *kink bands* e tessitura equigranulare xenomorfa) con strutture decisamente di reazione (forti disomogeneità della grana e della composizione sia modale che chimica a scala microscopica, presenza di sottilissime vene che tagliano i grani più grandi, struttura pecillica della mica e del clinopirosseno) ascrivibili ad un incipiente processo di metasomatizzazione. La frequente associazione di caratteri strutturali diversi in una stessa xenolite permette di attribuire a questi termini un significato petrogenetico chiave. Infatti esse sono ugualmente rappresentative del termine di passaggio tra un precursore lherzolitico ed una pirossenite a flogopite (ritenuta al momento la roccia sorgente, più probabile per i fusi potassici) o anche di un cumulo di alta pressione formatosi in una zona molto prossima (o addirittura coincidente) a quella della fusione parziale. Questa seconda collocazione è petrogeneticamente plausibile se si considera che la sorgente dei magmi potassici deve contenere una discreta quantità di flogopite che impone al sistema un meccanismo di fusione in un punto peritettico (LUTH, 1967; FOLEY *et alii*, 1986; VENTURELLI *et alii*, 1988). Entrambe le collocazioni petrogenetiche possono giustificare gli xenocristalli di olivina (Fo(90) con inclusioni di Cr-spinello ( $\text{Cr}_2\text{O}_3 > 50\%$ ) rinvenuti in molte aree vulcaniche ultrapotassiche a basso grado di differenziazione tra cui San Venanzo (PECCERILLO *et alii*, 1988), Montefiascone (DOLFI, com. pers.), Roccamonfina (GIANNETTI, 1982; COLTORTI *et alii*, 1991), Jumilla-Spagna (VENTURELLI *et alii*, 1988) e Leucite Hills-U.S.A. (CARMICHAEL, 1967). La caratteristica mineralogica fondamentale delle Cr-wehrliti e delle Cr-clinopirosseniti a flogopite è la presenza di un clinopirosseno diopsidico altamente cromifero ( $\text{Cr}_2\text{O}_3 > 1\%$ ) che permette la netta distinzione (Fig. 3) tra queste xenoliti e le clinopirosseniti di ambiente supracrostale. Tale presenza, inoltre, colloca decisamente queste rocce in un ambiente di mantello ed impone al sistema magmatico da cui si sono originate dei vincoli barici.

Infatti il Cr può entrare nel diopside o come  $\text{NaCrSi}_2\text{O}_6$  (Urayite) o come  $\text{CaCrAlSiO}_6$  (CrCaTs molecola sicuramente più compatibile della precedente per le *suites* alcalino-potassiche a riprova del basso contenuto di  $\text{Na}_2\text{O}$  nel pirosseno). Se si assume valido, per la molecola CrCaTs, lo stesso comportamento che per quella CaTs (WOOD, 1976) il netto stacco composizionale, in termini di contenuto di  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , tra i clinopirosseni delle Cr-wehrliti e delle Cr-clinopirosseniti a flogopite con quelli delle comuni clinopirosseniti supracrostali, trova un riscontro con il diverso regime barico di formazione. Calcoli termodinamici, misure di densità di  $\text{CO}_2$  in inclusioni fluide (GAETA *et alii*, 1990) e risultati relativi ad esperimenti di fusione parziale effettuati su queste xenoliti danno questa indicazione (GAETA in preparazione). Infatti dati preliminari relativi ad esperimenti effettuati su queste xenoliti a temperature *subliquidus* e a pressione compresa tra 0.5 e 3 GPa mostrano che il rapporto Cr/Cr + Al nel clinopirosseno e nello spinello presenta una correlazione negativa (aumento nel clinopirosseno, diminuzione nello spinello) all'aumentare della pressione. Questo dato confermerebbe quanto già osservato sperimentalmente per lo spinello da ROEDER & REYNOLDS (1991) e spiegherebbe il più alto valore del rapporto Cr/Cr + Al misurato negli spinelli idiomorfi non inclusi nell'olivina (Fig. 4) e nei bordi di quelli inclusi in quest'ultima. Il rapporto Cr/Cr + Al misurato nei clinopirosseni e negli spinelli delle Cr-wehrliti a flogopite inserito nella curva costruita sperimentalmente, indicherebbe una pressione di formazione compresa tra 1.2 e 1.5 GPa confermando sia i valori ottenuti dai calcoli termodinamici sia quelli delle misure effettuate sulle inclusioni fluide. Il diverso significato petrogenetico che hanno queste xenoliti rispetto alle clinopirosseniti di origine supracrostale, può essere valutato confrontando gli andamenti di alcuni elementi tracce e maggiori riscontrati in queste ultime con quelli che si hanno nei componenti principali (lave a diverso grado di differenziazione, COLTORTI *et alii*, 1991, vetri inclusi nelle olivine delle Cr-wehrliti) di una delle *suite* petrografiche in cui queste xenoliti sono state campionate (Montefiascone-Vulcani Vulsini).

Ad esempio è da segnalare il comportamento di Cr e di Ni sulla base del quale le varie componenti della *suite* (Cr-wehrliti a flogopite, clinopirosseniti, k-basalti e k-tefriti) risultano formare tre gruppi chimici distinti fra loro correlati linearmente. Dai dati riportati in Fig. 5 emerge il diverso ruolo petrogenetico dei due tipi di xenoliti: il carattere primitivo delle Cr-wehrliti a flogopite rispetto a quello più evoluto delle clinopirosseniti ed inoltre la relazione di ulteriore evoluzione fra k-basalti e k-tefriti. Una delle possibili interpretazioni degli andamenti sopradescritti è quella secondo cui i k-basalti potrebbero rappresentare i prodotti della fusione parziale delle Cr-wehrliti mentre le k-tefriti i prodotti del frazionamento supracrostale dei k-basalti. Le clinopirosseniti sarebbero pertanto espressione del solido frazionato che collega le k-tefriti con questi ultimi. Il suddetto schema evolutivo viene confermato dagli andamenti di alcuni elementi maggiori, ad es. CaO e MgO riportati in Fig. 6, da cui risultano evidenti le relazioni genetiche che legano clinopirosseniti, k-basalti e k-tefriti. Tale modello trova un'ulteriore giustificazione nelle composizioni chimiche delle inclusioni vetrose contenute nelle olivine delle Cr-wehrliti a flogopite. Infatti questi termini rappresen-

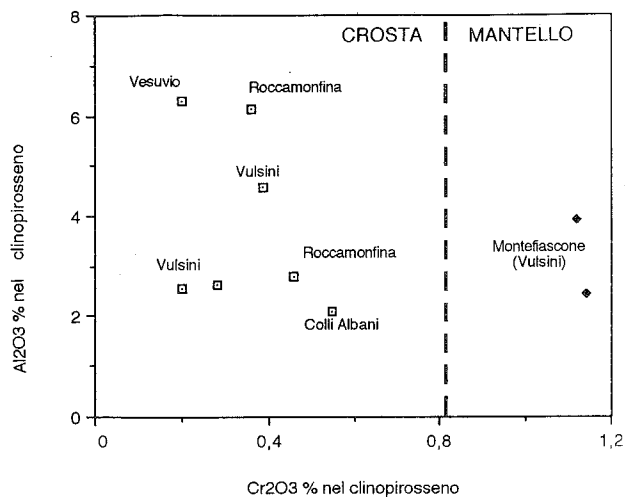


Fig. 3 - Concentrazione di  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$  nel clinopirosseno delle Cr-wehrliti di geni subcrostale e delle clinopirosseniti cristallizzate a vari livelli della crosta rinvenute nelle vulcaniti di alcuni distretti vulcanici dell'Italia centro-meridionale.

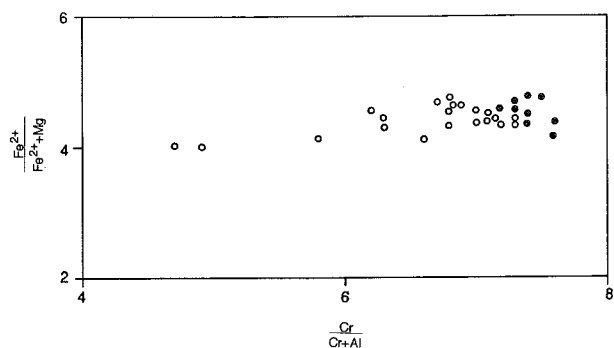


Fig. 4 - Diagramma della variazione di  $\text{Cr}/\text{Cr} + \text{Al}$  contro  $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}$  in spinelli idiomorfi (●) e in spinelli inclusi in olivine (○).

tativi dei liquidi piú primitivi, a meno di uno smescolamento carbonatico, si inseriscono perfettamente sulla linea evolutiva che lega queste xenoliti con i k-basalti.

#### IL RUOLO DELLA COMPONENTE VOLATILE SULLA EVOLUZIONE DEI MAGMI NELLA CROSTA SUPERIORE: EVIDENZE PETROLOGICO-SPERIMENTALI

La grande complessità del quadro differenziativo generale che emerge dall'analisi dei litotipi affioranti, trova elementi di sicura semplificazione nelle indicazioni fornite dalla petrologia sperimentale. Sono stati condotti esperimenti su litotipi a diverso grado di evoluzione magmatica trattati a temperature *subliquidus* e pressioni fino a 400 MPa in condizioni anidre (o fortemente sottosature in volatili), sature in  $\text{H}_2\text{O}$  e sature in  $\text{CO}_2$ . Le variazioni nelle composizioni dei liquidi ottenuti sperimentalmente seguono traiettorie molto diverse nei tre casi considerati. In Fig. 7 si riportano sul diagramma TAS le composizioni dei liquidi ottenuti partendo da litotipi k-olivini-basaltici, k-tefritici e shoshonitici a pressione atmosferica e per temperature progressivamente decrescenti, in condizioni che si ritengono rappresentative dei processi di cristallizza-

zione intracrostale in ambiente anidro o di forte sottosaturazione in  $\text{H}_2\text{O}$ . Le traiettorie seguite interessano la fascia di litotipi a cavallo dei campi relativi a trachibasalti, fonoliti tefritiche, latiti e fonoliti mettendo in evidenza il forte arricchimento in  $\text{SiO}_2$  ed alcali al diminuire della temperatura. Ciò viene confermato dallo studio delle paragenesi cristalline in equilibrio con il fuso che, a partire dalla temperatura del *liquidus* sono date da clinopirosseno e successivamente da clinopirosseno e flogopite. Il forte arricchimento in  $\text{SiO}_2$  nel fuso che interviene a piú basse temperature è legato in parte alla variazione di chimismo del clinopirosseno che passa da diopsidico a salitico. E', tuttavia, determinante l'incipiente cristallizzazione di Ti-magnetite che in seguito al progressivo innalzamento della  $f\text{O}_2$  da valori iniziali prossimi a quelli del tampone QFM nei k-basalti, passa a quelli del tampone NNO per i fusi piú differenziati. Nel loro insieme le variazioni di composizione di questi ultimi possono rientrare in quello a suo tempo definito come andamento di differenziazione principale dei litotipi alcalino-potassici (Fig. 1).

Il controllo della  $\text{P}(\text{H}_2\text{O})$  sulla variazione di composizione dei liquidi è messa in evidenza dal diagramma TAS di Fig. 8 dove sono proiettate le composizioni dei liquidi ottenuti a  $\text{P}(\text{H}_2\text{O}) = 200$  MPa a partire da

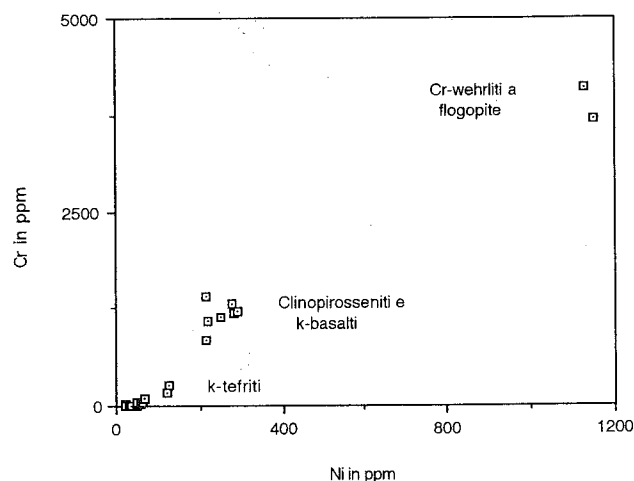


Fig. 5 - Variazione del contenuto di Cr e Ni nei diversi litotipi della suite petrografica di Montefiascone (Distretto Vulcanico Vulsino).

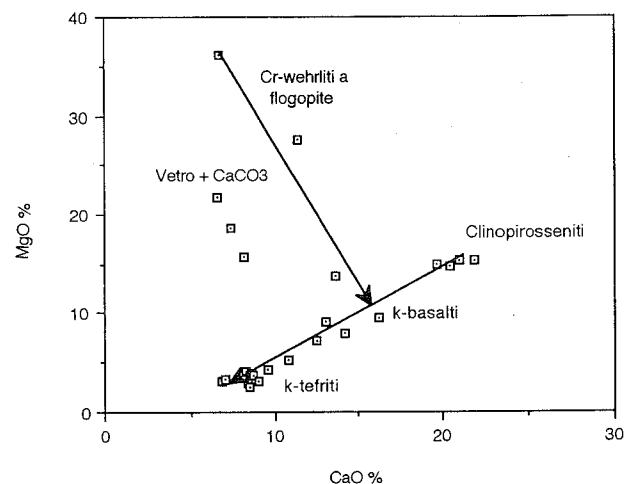


Fig. 6 - Variazione del contenuto di CaO e MgO nei diversi litotipi della suite petrografica di Montefiascone (Distretto Vulcanico Vulsino).

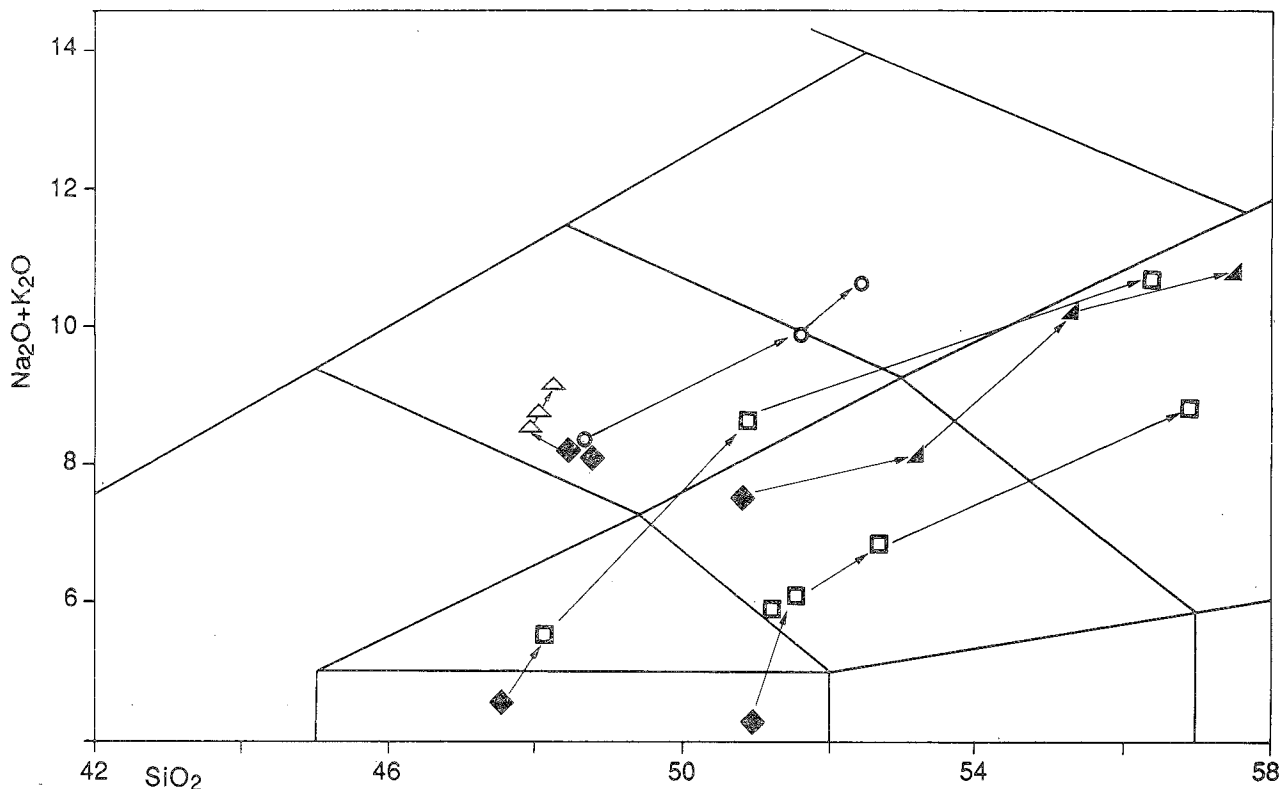


Fig. 7 - Diagramma TAS delle composizioni dei liquidi sperimentali ottenuti da campioni di k-ol-basalto (□ RC-1, □ RC-4), shoshonite (▲ VU1) e tefrite fonolitica (△ CO3, ○ V36) trattati a pressione atmosferica in condizioni anidre e temperature subliquidus. Il simbolo (◆) indica la composizione del litotipo utilizzato per gli esperimenti.

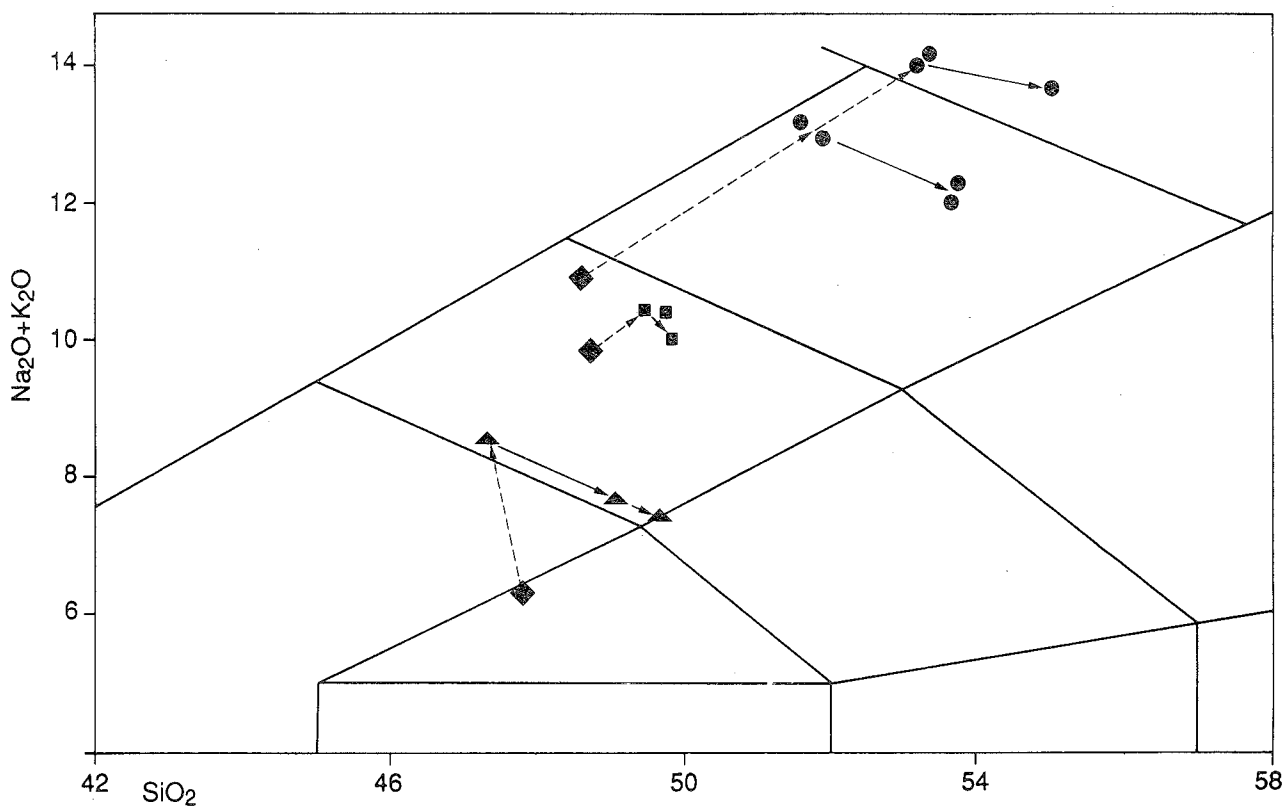


Fig. 8 - Diagramma TAS delle composizioni dei liquidi sperimentali ottenuti da campioni di trachibasalto (▲ 2491) e tefrite fonolitica (■ 22, ● V1) trattati a P = 200 MPa per valori di H<sub>2</sub>O crescenti. Le curve continue si riferiscono a liquidi ottenuti da esperimenti in saturazione di H<sub>2</sub>O. Il simbolo (◆) indica la composizione del litotipo utilizzato per gli esperimenti.

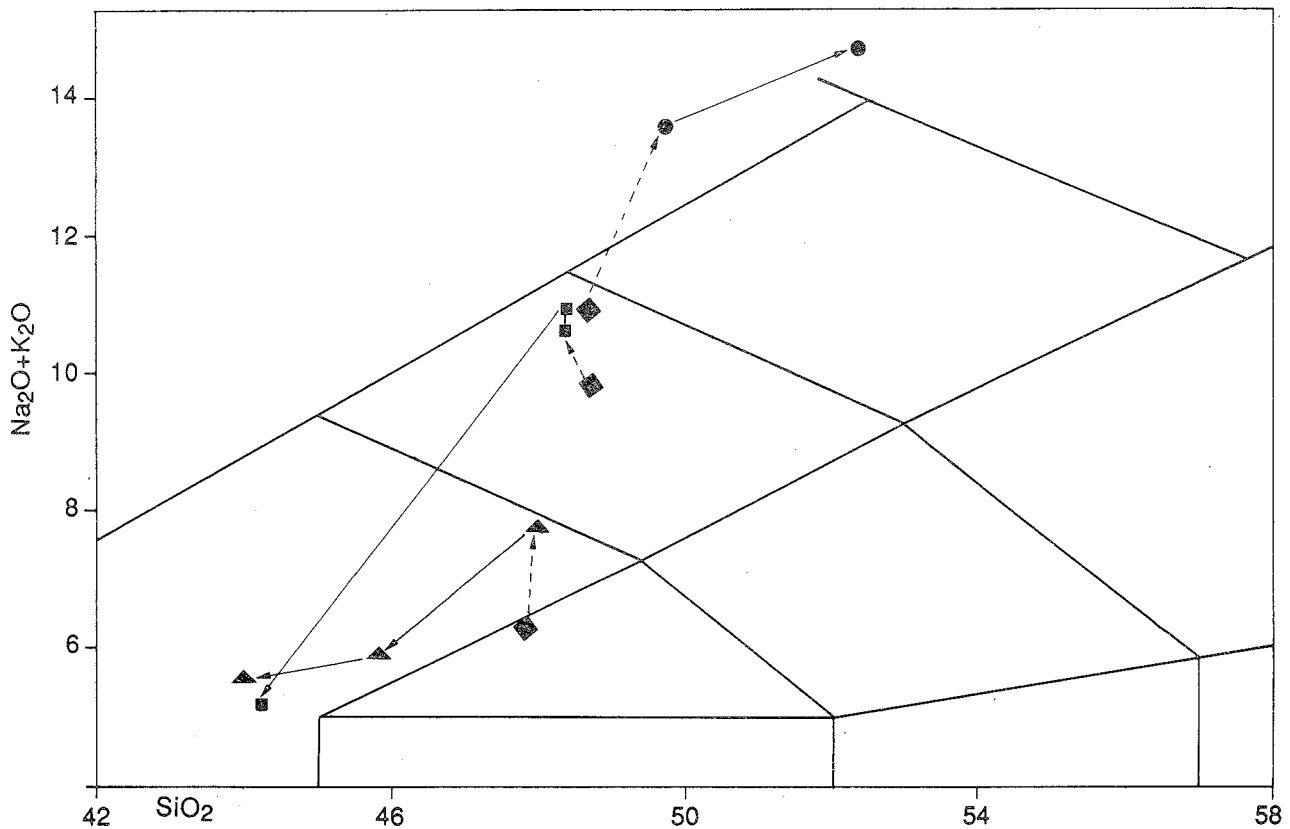


Fig. 9 - Diagramma TAS delle composizioni dei liquidi sperimentali ottenuti da campioni di trachibasalto ( $\blacktriangle$  2491) e tefrite fonolitica ( $\blacksquare$  22,  $\bullet$  V1) trattati a  $P = 400$  MPa in saturazione di  $\text{CO}_2$ . Il simbolo ( $\blacklozenge$ ) indica la composizione del litotipo utilizzato per gli esperimenti.

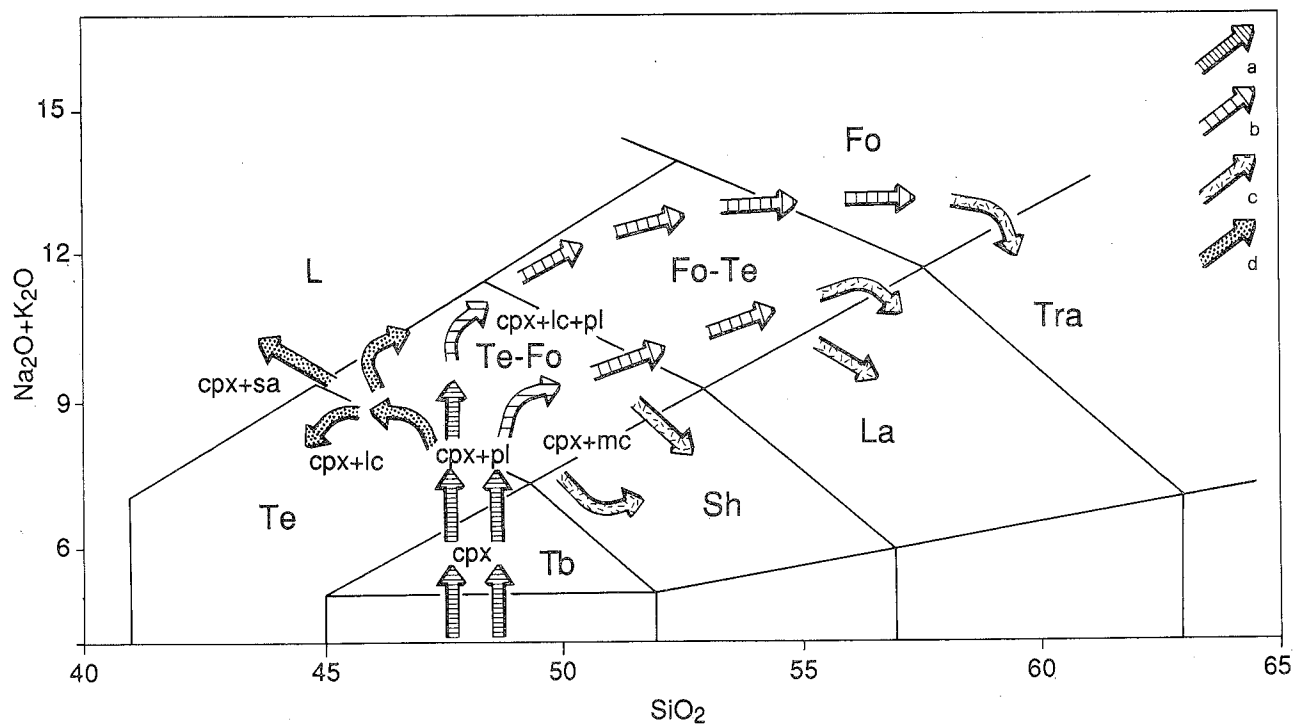


Fig. 10 - Schema complessivo degli andamenti di evoluzione magmatica rappresentati sul diagramma TAS. Le frecce a) e b) indicano le traiettorie di variazione composizionale dei liquidi differenziati per  $\text{PH}_2\text{O}$  ed  $f\text{O}_2$  crescenti. L'andamento dai k-ol-basalti alle fonoliti è stato definito "andamento di variazione principale". Le traiettorie indicate dalle frecce d) che si originano in vari punti dell'andamento principale, sono state ottenute sperimentalmente in condizioni di saturazione di  $\text{H}_2\text{O}$  (vedi fig. 8). Le traiettorie indicate dalle frecce c) sono rappresentative della evoluzione magmatica in condizioni di saturazione di  $\text{CO}_2$ .

litotipi trachibasaltici e fonotefritici. Gli andamenti riportati in Fig. 8 constano di due segmenti: il primo, contrassegnato da una linea tratteggiata, è relativo alla variazione di composizione del fuso sotto il controllo combinato di temperatura e acqua; il secondo, contrassegnato da una linea continua, è relativo alla variazione di composizione del fuso a temperatura costante e cioè sotto l'azione esclusiva della  $\text{PH}_2\text{O}$ . Ad esempio la linea tratteggiata relativa alla fonotefrite leucitica V1 dell'eruzione del Vesuvio del 1944 si riferisce alla variazione di composizione del fuso fino alla  $T = 1002^\circ\text{C}$  per una  $X(\text{H}_2\text{O}^{\text{liq}})$  che cresce progressivamente fino alla saturazione. Le linee continue sono invece indicative della variazione di composizione del liquido a temperatura costante da condizioni di sottosaturazione ( $P(\text{H}_2\text{O}) < P_{\text{tot}}$ ) a condizioni di saturazione. Comportamento analogo presentano gli altri litotipi riportati sul diagramma. Per gli andamenti riportati a tratteggio valgono le considerazioni formulate per la Fig. 7, mentre per quelli a tratto continuo la variazione di composizione del liquido è in relazione alla cristallizzazione in equilibrio con il fuso della paragenesi biotite + clinopirosseno + (Ti)-magnetite.

In Fig. 9 sono proiettati sul diagramma TAS gli andamenti di variazione del liquido a  $P = 400$  MPa in condizioni di saturazione di  $\text{CO}_2$ . Le traiettorie ottenute dalla cristallizzazione di litotipi di trachibasilto e di fonotefrite leucitica mettono in evidenza andamenti diversificati e di complessa interpretazione, probabilmente dovuti alla scarsissima solubilità ( $< 1\%$ ) della  $\text{CO}_2$  nei fusi silicatici per i valori di pressione sperimentali. Tuttavia in condizioni *subliquidus* i tre campioni analizzati mostrano lo stesso comportamento e cioè un significativo innalzamento nel contenuto in alcali, mentre la silice non mostra apprezzabili variazioni. A temperature più basse tuttavia il trachibasilto (2491) e la fonotefrite leucitica (22) mostrano un deciso impoverimento in  $\text{SiO}_2$  ed alcali mentre la fonotefrite leucitica (V1) del Vesuvio presenta un ulteriore arricchimento in alcali associato ad uno più modesto in silice. Il primo dei due opposti andamenti viene spiegato con la cristallizzazione *subliquidus* di clinopirosseno e leucite e cioè da una paragenesi il cui frazionamento comporta tenori in  $\text{SiO}_2$  ed alcali nel solido frazionato maggiori di quelli del liquido anche assumendo valori del rapporto leucite/clinopirosseno di poco superiori all'unità. Il secondo registra la cristallizzazione precoce di clinopirosseno + plagioclasio + leucite in un rapporto che non modifica inizialmente il tenore in  $\text{SiO}_2$  del liquido mentre quello degli alcali subisce un progressivo aumento.

Il quadro complessivo che emerge dai dati sperimentali riportato in Fig. 10 sia pure ancora per molti versi approssimativo ed incompleto trova motivi di riscontro negli andamenti di variazione chimica dei litotipi nei distretti vulcanici riportati in Fig. 1. Bisogna, infatti, considerare che i comportamenti sperimentali sono stati ottenuti in condizioni limite di pressione, temperatura e composizione dei volatili, proprio per discriminare in modo specifico il controllo dei singoli parametri, mentre in natura sono proprio i processi che avvengono in condizioni intermedie ad essere favoriti. Questo schema, tuttavia, non risolve i problemi di bilancio geochimico riguardante termini di serie petrografiche diverse (ad es. KS e HKS) ed i valori di alcuni rapporti isotopici. Per di più, anche i tentativi di bilancio di massa effettuati sulla base degli elementi mag-

giori (ma non considerando le variazioni in concentrazioni di elementi volatili) non danno risultati soddisfacenti. Sono riportati, tuttavia, almeno due esempi per i quali la mancata chiusura del bilancio di massa, fra composizioni a diverso grado di differenziazione, viene attribuita ad una mancanza di chiusura del sistema magmatico. Il primo (DOLFI, 1981) riguarda le relazioni di differenziazione fra la composizione delle lave k-tefritiche e i vetri interstiziali in alcuni proietti ultrafemici nelle vulcaniti della Valle Latina; il secondo (CASTELLET Y BALARA *et alii*, 1982) il passaggio fra termini leucitico-tefritici e trachitici di Vulcanello (Isola di Vulcano, Eolie). Nel primo caso l'ambientazione tipicamente ipoabissale suggerisce che la perdita in alcali osservata non sia legata a degassamento eruttivo. Pertanto, se l'origine dei magmi alcalino-potassici viene a tutt'oggi spiegata con la fusione parziale di un mantello metasomatizzato, è concepibile che anche in serbatoi profondi a livello della Moho ed al passaggio fra crosta inferiore e superiore, si registrino forti squilibri nei valori dei potenziali chimici delle specie disciolte nella fase fluida rispetto ai valori dei potenziali chimici relativi alle stesse specie nei fusi magmatici. Sarebbero proprio questi squilibri a provocare, in relazione alla natura delle rocce incassanti, vigorose correnti di diffusione di queste specie da o verso il magma. Non vi sono attualmente dati sperimentali per una quantificazione del processo su casi specifici che coinvolgono composizioni alcalino-potassiche. Riteniamo, tuttavia, che la determinazione del coefficiente di ripartizione in fase fluida di alcuni elementi, in particolare di quelli alcalini che possono venir scambiati fra il fuso e le rocce incassanti, possa rappresentare un elemento risolutivo del problema. Riportiamo, pertanto, in Fig. 11 a titolo indicativo le solubilità di componenti fluidi ( $\text{H}_2\text{O}$  e  $\text{CO}_2$ ) in fusi e la solubilità di fusi in fluidi. Da questa risulta che i fluidi acquosi sono sensibilmente più solubili nei fusi che non quelli costituiti da  $\text{CO}_2$ . La solubilità dell' $\text{H}_2\text{O}$  raggiunge i valori massimi in fusi peralcalini (vedi curva n. 3). Ma anche più interessanti sono i dati che si riferiscono alla concentrazione di saturazione di silicati puri in ambiente fluido. Fra questi, di nuovo, i valori massimi di solubilità (pari al 40% a 10 Kbar) sono relativi ad una composizione alcalina ( $\text{NaAlSiO}_4$ ) disciolta in un fluido acquoso (curva n. 8) (EGGLER, 1987).

## CONCLUSIONI

I risultati sperimentali sulle relazioni di fase dei litotipi alcalino-potassici, sulla composizione dei magmi primari e sulle loro variazioni durante i processi di frazionamento aprono nuove prospettive metodologiche per la parametrizzazione dei processi di controllo sull'origine ed evoluzione dei magmi alcalino-potassici dei distretti peritirrenici dell'Italia centrale. Anche se il quadro delle conoscenze attuali è ben lungi dal fornire un modello di generazione ed evoluzione magmatica sufficientemente dettagliato e preciso, dal contesto dei risultati ottenuti, possono essere enucleate le seguenti conclusioni generali:

- 1) lo studio delle xenoliti ultrafemiche recentemente rinvenute nelle vulcaniti alcalino-potassiche dei vulcani peritirrenici conferma il modello di generazione magmatica basato sulla fusione parziale di un mantello metasomatizzato (pirossenitico a flogopite) da fluidi crostali in risalita da una placca subdotta non più attiva;



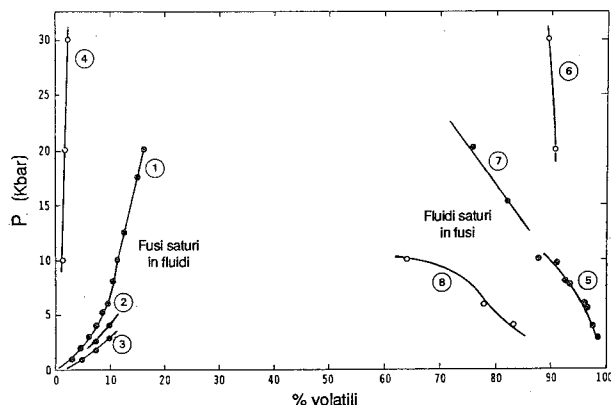


Fig. 11 - Solubilità di componenti ( $H_2O$  e  $CO_2$ ) fluidi in fusi silicatici e di fusi in fluidi (da EGGLEER, 1987 modificato). Le diverse curve si riferiscono: 1) solubilità di  $H_2O$  in fusi tholeiitici a  $P < 8$  Kbar; 2) solubilità di  $H_2O$  in fusi tefritici sintetici (FAVALE & TRIGILA, 1981 inedito); 3) solubilità di  $H_2O$  in fusi K-trachitici (DE RITA *et alii*, 1977); 4) solubilità di  $CO_2$  in fusi albitici; 5) solubilità di un fuso granitico in  $H_2O$ ; 6) solubilità di un fuso diopsitico in  $H_2O$ ; 7) solubilità di un fuso andesitico in  $H_2O$ ; 8) solubilità di un fuso nefelinico in  $H_2O$ .

2) indicazioni sulla profondità di generazione dei magmi primari ottenuti tramite calcoli di termodinamica ed esperimenti di fusione sulle xenoliti con caratteristiche geochemico-mineralogico-petrografiche chiaramente subcrostali consentono di fissare la pressione di formazione dei magmi primari a valori compresi fra 1 e 1.5 GPa;

3) la composizione dei magmi primari, in relazione all'incidenza della flogopite nel mantello, è variabile a seconda dei diversi distretti vulcanici da k-olivin-basaltica a k-tefritica. Questa indicazione si ottiene estrapolando ad elevata pressione le relazioni di fase nei litotipi alcalino-potassici a minimo grado di evoluzione magmatica ed individuando il liquido la cui composizione è in grado di generare le altre per discesa termica e barica;

4) i litotipi primitivi portano le tracce di una cristallizzazione intratellurica a più stadi. Calcoli di termodinamica basati sulla equilibratura dell'attività chimica dei componenti principali (Fa, Di, Ab, An) delle fasi fondamentali costituenti i fenocristalli con le composizioni dei liquidi primitivi hanno messo in evidenza valori di pressione compresi fra 0.5 e 1 GPa per 4 vulcani della Provincia Campana. In tutti i distretti è inoltre presente uno stadio di cristallizzazione intracrostale fra 200 e 400 MPa;

5) è verosimile che ai suddetti fenomeni abbia contribuito una pausa nella risalita magmatica con concomitante attivazione del processo di differenziazione per cristallizzazione frazionata e conseguente abbandono di fasi femiche cumulate (xenoliti crostali) e concentrazione della componente volatile. In seguito a questi fenomeni, fino all'80-90% della massa iniziale può essere frazionata per passare dai magmi primari (k-basalti) a quelli più differenziati (k-trachiti);

6) il quadro differenziativo generale viene spiegato tramite esperimenti di fusione condotti fino a 400 MPa su alcuni litotipi alcalino-potassici. I risultati mettono in luce che le variazioni di composizione del liquido differenziato sono fortemente influenzate dalla composi-

zione e concentrazione dei volatili presenti. L'andamento differenziativo principale dai k-basalti alle fonotrachiti avviene per valori crescenti della  $P(H_2O)$  e  $fO_2$  passando da ambientazioni pressochè anidre ad ambientazioni pressochè saturate in  $H_2O$ . I differenziati della serie KS come trachiti, latiti o anche shoshoniti si generano invece in condizioni saturate o sovrasature in  $H_2O$ . La saturazione in  $CO_2$  porta invece a liquidi desilicizzati poveri o ricchi in alcali;

7) lo schema emergente dai dati di petrologia sperimentale non è sempre confermato dai bilanci di massa eseguiti fra termini primitivi e differenziati, dalle abbondanze di alcuni elementi tracce e dai valori di alcuni rapporti isotopici;

8) riteniamo a riguardo che le conclusioni basate su questi approcci siano pienamente valide ed affidabili per sistemi magmatici nei quali l'analisi delle modalità di risalita possano fare ipotizzare l'assenza di interazioni con l'ambiente esterno.

In mancanza di ciò possiamo escludere per motivi energetici i processi assimilativi liquido-solido su larga scala che comunque non possono influire in modo determinante sulla traiettoria composizionale del liquido che si differenzia (BOWEN, 1928), ma fondamentalmente solo sulla composizione e concentrazione del solido frazionato. Per superare questa difficoltà si è trovato, in alternativa, un meccanismo legato alla diffusione delle specie che nutrono maggiori preferenze per la fase volatile o maggiori incompatibilità per la fase fusa, meccanismo che, in linea di principio, risolve simultaneamente i problemi di natura geochemica legati all'apertura del sistema magmatico e quelli di natura petrologica che hanno come obiettivo la giustificazione di tutti i litotipi affioranti.

Solo un programma di ricerca sperimentale che sia in grado di quantificare l'entità delle variazioni di concentrazione di queste specie nel tempo potrà dire se il modello formulato è in grado di risolvere il problema.

## APPENDICE

Le modalità di esecuzione degli esperimenti e le tecniche impiegate sono descritte in DOLFI *et alii*, 1976.

### Localizzazione dei campioni

Di seguito vengono riportate le localizzazioni dei campioni utilizzati per i diversi esperimenti:

(2491) M. Vulsini, località Orto Piatto; (VU1) M. Vulsini, località M.no Valentano; (CO3) M. Vulsini, località Commenda; (22) Colli Albani, Lago di Nemi; (RC-1) Roccamonfina, località Fortinelli; (RC-4a) Roccamonfina, località S.Martino; (V1) Vesuvio eruzione del 1944; (V36) Vesuvio eruzione del 1760.

## BIBLIOGRAFIA

ANGELUCCI A., BROTTU P., CIVITELLI G., MORBIDELLI L. & TRAVERSA G. (1974) - *Il vulcanismo pleistocenico della media Valle Latina (Lazio). Caratteristiche petrografiche e geologiche dei principali affioramenti lavici*. Geol. Romana, 13, 83-123.

AREVALO P., BURRI C. & WEIBEL M. (1962) - *Zur petrochemie des Roccamonfina vulkans (Prov. Caserta, Italien)*. Schw. Min. Petr. Mitt., 42, 237-268.

ARMENTI P., BARBERI F., BIZOUARD H., CLOCCHIATTI R., INNOCENTI F., METRICH N., ROSI M. & SBRANA A. (1983) - *Phlegrean Fields: magma evolution within a shallow chamber*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 17, 289-311.

- APPLETON J.D. (1972) - *Petrogenesis of potassium-rich lavas of the Roccamonfina Volcano, Roman Region, Italy*. J. Petrol., **13**, 425-456.
- BARBERI F., INNOCENTI F. & RICCI C.A. (1971) - *La Toscana meridionale: il magmatismo*. Rend. Soc. It. Mineral. Petrol., **27**, fasc. spec., 169-210.
- BARTON M., VAREKAMP J.C. & VAN BERGER M.J. (1982) - *Complex zoning of clinopyroxenes in the lavas of Vulcini, Latium, Italy: evidence for magma mixing*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **14**, 361-388.
- BELKIN H.E., DE VIVO B., ROEDDER E. & CORTINI M. (1985) - *Fluid inclusion geobarometry from ejected Mt. Somma-Vesuvius nodules*. Am. Mineral., **70**, 288-303.
- BECCALUVA L., BROTTU P., MACCIOTTA C., MORBIDELLI L., SERRI G. & TRAVERSA G. (1987) - *Cainozoic tectono-magmatic evolution and inferred mantle sources in the Sardo-Tyrrhenian area*. Acc. Naz. dei Lincei, eds.
- BORIANI A., BONAFEDE M., PICCARDO G.B. & VAI G.B., *The lithosphere in Italy advances in earth science research*, Roma, 167-199.
- BOWEN N.L. (1928) - *The evolution of igneous rocks*. Princeton University Press.
- BRAI A., PIRO M. & TRIGILA R. (1979) - *Studio geopetrografico del Complesso Vulcanico di Latera (Vulcani Vulcini) III: i termini lavici dell'attività intracalderica finale*. Per. Mineral., **548**, 205-254.
- CASTELLET Y BALLARÀ G., CRESCENZI R., POMPILI A. & TRIGILA R. (1982) - *A petrological model on magma evolution of Vulcano Eruptive Complex (Aeolian Island - Italy)*. In CORADINI A. AND FULCHIGNONI M. (eds), *The Comparative Study of the Planets*, 459-476, NATO Advanced Study Institute Series.
- CAPALDI G., CORTINI M. & PECE R. (1982) - *Th isotopes at Vesuvius: evidence for open-system behaviour on magma-forming processes*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **14**, 247-260.
- CARMICHAEL I.S.E. (1967) - *The mineralogy and petrology of the volcanic rocks from the Leucite Hills, Wyoming*. Contrib. Mineral. Petrol., **15**, 24-66.
- CIVETTA L., INNOCENTI F., LIRER L., MANETTI P., MUNNO R., PECCERILLO A., POLI G. & SERRI G. (1979) - *Serie potassica ed alta in potassio dei Monti Ernici (Lazio Meridionale): considerazioni petrologiche e geochimiche*. Rend. S.I.M.P., **35**, 227-249.
- CIVETTA L., INNOCENTI F., MANETTI P., PECCERILLO A. & POLI G. (1981) - *Geochemical characteristics of potassic volcanics from Mt. Ernici (Southern Latium, Italy)*. Contrib. Mineral. Petrol., **78**, 37-47.
- CIVETTA L., DEL CARMINE P., MANETTI P., PECCERILLO A. & POLI G. (1984) - *Petrology, geochemistry and Sr isotope characteristic of lavas from the area of Commenda (Mts. Vulcini, Italy)*. Bull. Volcanol., **47**, 583-595.
- COLTORTI M., DI BATTISTINI G., NAPPI G., RENZULLI A. & ZEDA O. (1991) - *Structural settings and magmatic evolution of Montefiascone Volcanic Complex, Vulcini District, Central Italy*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **46**, 99-124.
- COX K.G., HAWKESWORTH C.J., O'NIONS R.K. & APPLETON J.D. (1976) - *Isotopic evidence for the derivation of some Roman Region volcanics from anomalously enriched mantle*. Contrib. Mineral. Petrol., **56**, 173-180.
- CUNDARI A. (1982) - *Petrology of clinopyroxenite ejecta from Somma-Vesuvius and their genetic implications*. Tschermsk Mineral. Petrogr. Mitt., **30**, 17-35.
- DE RITA D., DOLFI D., TERSIGNI C. & TRIGILA R. (1977) - *Alcuni risultati sperimentali sulla solubilità dell'H<sub>2</sub>O nella "Ignimbrite Campana" a PH<sub>2</sub>O fra 10000 e 30000 p.s.i.* Rend. SIMP, **33**, 73-80.
- DI GIROLAMO P. (1978) - *Geotectonic setting of Miocene-Quaternary volcanism in and around the eastern Tyrrhenian seaborder (Italy) as deduced from major element geochemistry*. Bull. Volcanol., **41**, 229-250.
- DI GIROLAMO P., GHIARA M.R., LIRER L., ROLANDI G. & STANZIO-NE D. (1984) - *Vulcanologia e petrologia dei Campi Flegrei* Bull. Serv. geol. it., **103**, 349-413.
- DOLFI D., FARINATO R., TRIGILA R. & HAMILTON D.L. (1976) - *Some experimental and thermodynamic evidence bearing on the origin of potassic volcanics from Central Italy*. Proc. Int. Congr. on thermal waters, geothermal energy and volcanism of Mediterranean area, Athens.
- DOLFI D. (1981) - *Considerazioni petrologiche su alcuni eietti a clinopirosseno e flogopite nelle vulcaniti della media Valle Latina*. Per. Mineral., **50**, 199-214.
- EGGLER D.H. (1987) - *Solubility of major and trace elements in mantle metasomatic fluids: experimental constraints*. In Menzies M.A. and Hawkesworth C.J. (eds). Mantle Metasomatism, Academic Press' Geology Series, London, 21-41.
- FOLEY S.F., TAYLOR W.R. & GREEN D.H. (1986) - *The effect of fluorine on phase relationships in the system AlSiO<sub>4</sub>-Mg<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>-SiO<sub>2</sub> at 28 Kbar and desolution mechanism of fluorine in silicate melts*. Contr. Mineral. Petrol., **93**, 46-55.
- FOLEY S.F., VENTURELLI G., GREEN D.H. & TOSCANI L. (1987) - *The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models*. Earth Sci. Rev., **24**, 81-134.
- FORNASERI M., SCHERILLO A. & VENTRIGLIA U. (1963) - *La Regione vulcanica dei Colli Albani*. C.N.R. Roma.
- GAETA M., SALVIOLI MARIANI E. & TRIGILA R. (1989) - *Xenoliti ultrafemiche nelle vulcaniti vulsine*. Boll. GNV, **2**, 877-887.
- GAETA M., SALVIOLI MARIANI E. & TRIGILA R. (1990) - *Ultramafic xenoliths from Vulcini Volcanoes bearing on the origin of central Italy potassic magmatism*. Abs. IAVCEI Int. Volcanol. Congr., Mainz.
- GHIARA M.R. & LIRER L. (1977) - *Mineralogy and geochemistry of the "low potassium" serie of the Roccamonfina volcanic suite (Campania, South Italy)*. Bull. Volcanol., **40**, 39-56.
- GIANNETTI B. (1980) - *Studio geologico-petrografico della caldera del vulcano di Roccamonfina (Italia centro-meridionale)*. Boll. Serv. Geol. It., **100**, 311-374.
- GIANNETTI B. (1982) - *Cumulate inclusions from the K-rich magmas, Roccamonfina Volcano, Italy*. Earth Planet. Sci. Lett., **57**, 313-335.
- GIANNETTI B. & LUHR J.F. (1990) - *Phlogopite-clinopyroxenite nodules from high-K magmas, Roccamonfina Volcano, Italy: evidence for a low-pressure metasomatic origin*. Earth Planet. Sci. Lett., **101**, 404-424.
- HOLM P., LOU S. & NIELSEN A. (1982) - *The geochemistry and petrogenesis of the lavas of the Vulsinian District, Roman Province, Central Italy*. Contrib. Mineral. Petrol., **80**, 367-378.
- LE BAS M.J., LE MAITRE R.W., STRECKEISEN A. & ZANETTIN B. (1986) - *A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram*. J. Petrol., **27**, 745-750.
- LUTH W.C. (1967) - *Studies in the system KAlSiO<sub>4</sub>-Mg<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O: I, inferred phase relations and petrological application*. J. Petrol., **8**, 372-416.
- MORRIS J., RYAN J., DE VIVO B. & TRIGILA R. (1991) - *Be isotope B systematics of Historical Vesuvian lavas. No evidence of a slab contribution*. Abs., Int. Conf. on Active Volcanoes and Risk Mitigation, Napoli.
- PECCERILLO A. & MANETTI P. (1985) - *The potassium alkaline volcanism of central southern Italy: a review of the data relevant to petrogenesis and geodynamic significance*. Trans. Geol. Soc. S. Afr., **88**, 379-394.
- PECCERILLO A., POLI G. & SERRI G. (1988) - *Petrogenesis of orenditic and kamafugitic rocks from central Italy*. Can. Mineral., **26**, 45-65.

- RITTMAN A. (1933) - *Die geologisch bedingte evolution und differenziation des Somma-Vesuv magma*. Zeitschr. f. Vulk., **15**, 8-94.
- ROEDER P.L. & REYNOLDS I. (1991) - *Crystallization of chromite and chromium solubility in basaltic melts*. J. Petrol., **32**, 909-934.
- ROGERS N.W., HAWKESWORTH C.J., PARKER R.J. & MARSH J.S. (1985) - *The geochemistry of potassic lavas from Vulsini, Central Italy, and implication for mantle enrichment processes beneath the Roman Region*. Contrib. Mineral. Petrol., **16**, 328-353.
- SANTACROCE R. (1983) - *A general model for the behaviour of the Somma-Vesuvius volcanic complex*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **17**, 237-248.
- SAVELLI C. (1967) - *The problem of rock assimilation by Somma-Vesuvius magma. I: composition of Somma and Vesuvius lavas*. Contrib. Mineral. Petrol., **16**, 328-353.
- SERRI G., INNOCENTI F., MANETTI P. & TONARINI S. (1991) - *Mantle and crustal components in the genesis of the Neogene-Quaternary magmatism of the northern Appennine as a marker of the lithosphere/asthenosphere structure under Central Italy*. Abs. Workshop CROP 11, Roma, 102.
- THOMPSON R.N. (1977) - *Primary basalts and magma genesis. III: Alban Hills, Roman Comagmatic Province, Central Italy*. Contrib. Mineral. Petrol., **60**, 91-108.
- TRIGILA R. (1990) - *Water and carbon dioxide control on magma evolution: the case of Roman Province (Central Italy)*. Abs. IAV-CEI, Int. Volcanol. Congr., Mainz.
- TRIGILA R. (1991) - *Volatiles control on magma evolution of central Italy volcanoes: experimental results consistent with an open system fractionation process*. Abs. Plinius, **4**, 95-96.
- VENTURELLI G., SALVIOLI MARIANI E., FOLEY S.F., CAPEDE S. & CRAWFORD A.J. (1988) - *Petrogenesis and conditions of crystallization of spanish lamproitic rocks*. Can. Mineral., **26**, 67-79.
- WOOD B.J. (1976) - *Mixing properties of tschermakitic clinopyroxenes*. Am. Mineral., **61**, 599-602.

