

LUCIA CIVETTA *, FABRIZIO INNOCENTI **, LUCIO LIRER ***,
PIERO MANETTI ****, ROSALBA MUNNO ***, ANGELO PECCERILLO ****,
GIAMPIERO POLI *****, GIANCARLO SERRI **

SERIE POTASSICA ED ALTA IN POTASSIO DEI MONTI ERNICI (LAZIO MERIDIONALE): CONSIDERAZIONI PETROLOGICHE E GEOCHIMICHE

RIASSUNTO. — Vengono riportati i dati relativi agli elementi maggiori, agli isotopi dello Sr ed al contenuto in Terre Rare (REE) in rocce vulcaniche alcalino-potassiche provenienti dai vulcani dei Monti Ernici (Lazio Meridionale). La distribuzione degli elementi maggiori determinati su 34 campioni mostra l'esistenza di due principali serie arricchite in K_2O , una a più basso contenuto in K_2O (KS) ed una a più alto contenuto in K_2O (HKS), caratterizzate da alti Mg, basso D.I. e costante sottosaturazione di variabile entità. Le rocce della HKS presentano caratteri chimici e petrografici omogenei, tranne per un campione (M1, Mt. Castellone, leucite fonolitica) che presenta un elevato grado di frazionamento. Le rocce della KS, della HKS e di Mt. Castellone sono caratterizzate da rapporti $^{87}Sr/^{86}Sr$, abbondanza assoluta e grado di frazionamento delle terre rare nettamente distinti. Tali differenze escludono la possibilità che le rocce delle tre serie possano essere legate da processi di cristallizzazione frazionata a partire da un unico magma iniziale. I dati raccolti indicano che le tre serie di rocce rappresentano tre diversi tipi di magmi formati per fusione parziale di sorgenti geochimicamente distinte. Tali dati sono in accordo con un'ipotesi petrogenetica che prevede la generazione dei magmi alcalino-potassici per bassi gradi di fusione parziale di un mantello anormale, arricchito in maniera disomogenea in elementi a largo raggio ionico.

Sulla base della distribuzione degli elementi in tracce e dei rapporti $^{87}Sr/^{86}Sr$ viene altresì escluso che fenomeni di assimilazione di materiale crustale da parte di magmi subcrustali o di mescolamento fra questi ultimi e liquidi di origine crustale, abbiano avuto un ruolo determinante nella petrogenesi delle vulcaniti studiate. Tuttavia la presenza costante di tipi diversi di clinopirosseno che mostrano differenze composizionali non riconducibili a variazioni chimico-fisiche interne al magma e la presenza di significative anomalie negative di Eu nei campioni della HKS e di Mt. Castellone possono essere interpretate come evidenze di processi di mescolamento fra magmi consanguinei diversamente evoluti. I dati attualmente disponibili sembrano indicare che tale processo ha avuto un ruolo secondario nella petrogenesi dei magmi alcalino potassici dei Monti Ernici.

ABSTRACT. — Major elements, $^{87}Sr/^{86}Sr$ and REE contents are reported for potassic-alkaline volcanic rocks coming from Mt. Ernici volcanic area (South Latium). Major elements determined on a large number of samples show that all the volcanics cropping out in the Mt. Ernici area belong to two main series, a potassium series (KS) and a high potassium series (HKS), characterized by a distinctively different degree of enrichment in K_2O .

The rocks belonging to both the series show primitive chemical characters (high Mg, low D.I.) and variable degree of undersaturation with normative nepheline ranging between 3-9

* Istituto di Geologia e Geofisica, Largo S. Marcellino 5, Napoli. ** Istituto di Mineralogia e Petrografia, via S. Maria 53, Pisa. *** Istituto di Mineralogia, via Mezzocannone 8, Napoli. **** Istituto di Mineralogia, Petrografia e Geochimica, via Lamarmora 4, Firenze.

for the KS and normative nefeline+normative leucite ranging from 27-50 for the rocks of the HKS. Within the HKS a sample (M1, Mt. Castellone) having the highest degree of fractionation has been distinguished.

The obtained data have evidenced that the rocks of the KS, HKS and M1 are characterized by high but distinctively different $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio, REE element absolute abundance and degree of fractionation. This rules out the possibility that the three rock groups are related by processes of fractional crystallization and strongly suggests that they represent three distinct magma types derived by melting of geochemically different source zones. Both REE data and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of the analyzed rocks can be accounted for by a genetic process which hypothesizes the provenance of the K-alkaline magma by low degrees of partial melting of mantle material heterogeneously enriched in LILE.

Sr isotopic data and trace element distribution seem to exclude the possibility that processes of contamination and assimilation of crustal material by the subcrustal liquids and/or of mixing between subcrustal and granitic magmas have played an important role in determining the geochemical characteristics found in the K-rich rocks of Mt. Ernici.

However, the occurrence of several types of clinopyroxenes in many of the analyzed samples and the occurrence of a significative negative Eu anomaly in the rocks of the HKS can be interpreted as evidence for mixing between comagmatic liquid being at different stage of evolution.

Introduzione

Nell'area compresa tra il vulcano di Roccamonfina ed i colli Albani è presente tra i Monti Ernici e quelli Lepini una serie di piccoli centri vulcanici quaternari (età compresa tra 0,7 e 0,11 milioni di anni) (BASILONE e CIVETTA, 1975; CIVETTA, *com. pers.*) noti in letteratura come vulcani dei Monti Ernici o della media valle Latina (ANGELUCCI, 1967; ANGELUCCI et al., 1974). Si tratta in generale di apparati centrali di modeste dimensioni, frequentemente monogenici e con una rilevante prevalenza di materiali piroclastici su quelli effusivi.

L'area di maggiore concentrazione dei centri vulcanici si trova immediatamente a sud di Frosinone tra Pofi, Ceccano e Giuliano di Roma (ACCORDI et al., 1967; DE GENNARO e FRANCO, 1971; BERGOMI e NAPPI, 1971; PASQUARÈ e VEZZOLI, *com. pers.*).

I lineamenti vulcanologici essenziali dell'area sono caratterizzati da:

- apparati centrali misti per lo più di piccole dimensioni con generale prevalenza di materiali esplosivi, i più tipici dei quali si sono impostati lungo una direttrice NW-SE alle pendici nord orientali del Monte Sissone. Il più esteso apparato è rappresentato dal vulcano misto di Pofi;
- apparati centrali monogenici. I più frequenti sono piccoli con di ceneri e di scorie più o meno intaccati dall'erosione. Sono anche presenti camini vulcanici di dimensioni molto ridotte riempiti da materiale lavico brecciato immerso in una matrice tufacea che hanno generato modeste eruzioni piroclastiche. Tali camini sono ben visibili a nord di Villa S. Stefano;
- depositi piroclastici più o meno rimaneggiati non direttamente ricollegabili ai centri da cui sono stati emessi. Sono associati a brecce ed a agglomerati vulcanici; affiorano principalmente nel bacino di Ceccano; antico bacino lacustre poco profondo parzialmente riempito dai prodotti vulcanici.

Fra i prodotti esplosivi vanno segnalati non solo depositi tufacei di caduta, ma anche depositi di flusso di ceneri generalmente poco saldati che localmente possono contenere abbondanti inclusi magmatici o sedimenti. Alcuni di questi depositi hanno contenuto di materiale sedimentario relativamente alto (oltre il 50 %) e sono il risultato di eventi esplosivi di perforazione del basamento carbonatico da parte di magmi molto ricchi in volatili (es. Patrica).

In sostanza l'area degli Ernici è caratterizzata da una rete di centri vulcanici essenzialmente monogenici, che suggeriscono l'assenza di rilevanti camere magmatiche superficiali. Ciò rende ragione di un dato petrografico importante, cioè la scarsità di prodotti evoluti tra i materiali emessi.

Inoltre l'esame chimico e petrografico ha messo in luce l'esistenza agli Ernici come in altre zone della provincia romana (APPLETON, 1972; GHIARA e LIRER, 1977) di due serie, una alta e una più bassa in K_2O .

Lo scopo di questa nota è di fornire alcuni dati petrografici, mineralogici, geochimici ed isotopici preliminari sulle due serie per focalizzare i problemi relativi ai loro rapporti ed alle loro genesi.

Il carattere relativamente primitivo delle vulcaniti dei Monti Ernici consente un'indagine petrogenetica su questi magmi che può essere in qualche modo estesa e generalizzata al più vasto problema della genesi delle rocce potassiche della « provincia romana ».

Chimismo e petrografia

Sono state effettuate 34 nuove analisi chimiche per gli elementi maggiori che saranno utilizzate nei diagrammi successivamente discussi. Nella tab. 1 sono riportate le analisi chimiche di 8 campioni rappresentativi dei prodotti emessi; nella tab. 2 sono riportati terre rare, Rb, Sr e rapporti $^{87}Sr/^{86}Sr$ per gli stessi campioni.

Elementi maggiori

Tutte le rocce analizzate dei Monti Ernici sono ad affinità alcalina, tuttavia i rapporti K_2O/Na_2O fra le varie vulcaniti sono notevolmente variabili. È infatti possibile distinguere un gruppo di rocce mediamente alcalino con rapporti K_2O/Na_2O intorno ad 1 (intervallo 0,9-1,1) e tenore complessivo di alcali compreso fra 5 e 6 % ed un secondo gruppo marcatamente più alcalino con abbondanza in alcali fra 9 e 11 %, rapporti K_2O/Na_2O intorno a 3 (valori limite 2,6-3,8) e più elevato contenuto in P_2O_5 . Le due associazioni, che per altro mostrano contenuti in SiO_2 (46-50 %), Al_2O_3 (17-18,5 %) e TiO_2 (0,7-1 %) simili (tab. 1), sono facilmente discriminabili nel diagramma Na_2O Vs. K_2O di fig. 1 dove sono riportate le linee di separazione proposte da MIDDLEMOST (1975) tra la serie alcalina sodica, potassica e molto ricca in potassio. Si ricava dal diagramma come i campioni esaminati cadono in due distinti campi, potassici ed alti in potassio. Da qui in poi chiameremo per brevità le due associazioni rispettivamente KS e HKS. Nel diagramma sono riportati per completezza alcuni campioni che mostrano contenuti

TABELLA 1

Analisi chimiche rappresentative e norme C.I.P.W. delle vulcaniti dei Monti Ernici

	SERIE POTASSICA (KS)				SERIE ALTA IN POTASSIO (HKS)			
	ERN-14	S-8	ERN-3	S-4	ERN-5	ERN-13	M-2	M-1
SiO ₂	46.41	48.00	48.18	49.71	47.27	46.75	46.86	46.13
TiO ₂	0.98	0.92	0.77	0.72	0.76	0.83	0.79	1.00
Al ₂ O ₃	17.13	18.42	16.41	18.07	17.91	17.53	18.14	16.92
Fe ₂ O ₃	1.21	3.24	2.60	1.66	2.34	3.71	3.35	4.28
FeO	7.55	4.79	4.86	4.93	4.67	3.25	2.91	2.64
MnO	0.17	0.16	0.15	0.15	0.14	0.15	0.14	0.14
MgO	8.15	5.90	8.68	6.49	5.40	5.63	5.10	4.80
CaO	12.87	10.22	11.98	10.90	10.29	10.99	10.51	9.67
Na ₂ O	1.62	3.03	2.82	3.14	2.42	2.52	2.46	2.60
K ₂ O	1.83	3.32	2.63	3.12	7.32	7.00	8.06	8.85
P ₂ O ₅	0.24	0.33	0.27	0.28	0.58	0.50	0.54	1.14
P.C.	1.84	1.68	0.66	0.83	0.92	1.14	1.14	1.83
Mg _v	65.9	61.1	71.2	67.4	62.0	63.3	63.8	60.2
Norme C.I.P.W.								
or	10.8	19.6	15.5	18.4	7.1	5.1	0.3	4.2
ab	8.1	11.6	7.8	12.2	-	-	-	-
an	34.1	26.9	24.4	26.0	16.4	15.9	14.7	8.4
ne	3.0	7.6	8.7	7.8	11.1	11.6	11.3	11.9
lc	-	-	-	-	28.4	28.4	37.1	37.7
dwo	11.8	9.1	13.9	11.0	12.9	14.8	14.2	13.4
den	7.1	6.2	10.0	7.2	6.4	11.6	11.2	11.6
dfs	4.0	2.1	2.7	3.0	3.5	1.5	1.4	-
fo	9.2	5.9	8.1	6.3	3.5	1.7	1.0	0.2
fa	5.8	2.2	2.4	2.9	1.6	0.2	0.1	-
mt	1.8	4.7	3.8	2.4	3.4	5.4	4.9	6.1
hm	-	-	-	-	-	-	-	-
il	1.9	1.8	1.5	1.4	1.4	1.6	1.5	1.9
ap	0.6	0.8	0.6	0.7	1.4	1.2	1.3	2.7
DI	21.9	38.8	30.6	38.4	46.6	45.1	48.7	53.8

ERN-14: alcalibasalto a leucite (camino vulcanico lungo la strada Giuliano di Roma-Villa S. Stefano); S-8: trachibasalto a leucite (in prossimità della ferrovia Ceccano-Castro dei Volsci all'altezza di Colle Spinazzetta); ERN-3: alcalibasalto a leucite (Colle Spinazzetta); S-4: trachibasalto a leucite (Colle del Vescovo); ERN-5 leucite tefritica (Fosso Meringo all'altezza di Casa Costantini); ERN-13: leucitite tefritica (Giuliano di Roma, 1 km a SSE del paese); M-2: leucitite tefritica (Colle Celletta); M-1: leucitite fonolitica (Colle Castellone).

Gli elementi maggiori sono stati determinati (tranne MgO in assorbimento atomico, FeO per titolazione) in fluorescenza X (FRANZINI et al., 1975). *Analisti*: per XRF: M. SARTTA, Istituto di Mineralogia e Petrografia, Pisa; per AAS: L. TODARO, Centro di studio per la Mineralogia e la Geo-chimica dei Sedimenti, Firenze. $Mg_v = Mg/Mg + Fe^{++}$. Rapporto atomico calcolato assumendo un rapporto di ossidazione $Fe_2O_3/FeO = 0,15$.

in K_2O molto bassi generalmente minori dell'1 %, Na_2O variabili ma generalmente alti e rapporti $K_2O/Na_2O < 0,4$.

L'esame petrografico indica che questi campioni appartengono alla KS, ma hanno subito vistosi processi di analcimizzazione della massa fondamentale. Ciò ha ovviamente modificato il chimismo originario delle rocce ed in particolare i contenuti ed il rapporto tra gli alcali. Per questa ragione tali campioni non saranno inclusi nella discussione che presenteremo in seguito.

Le relazioni tra le due associazioni sono ben visibili nei diagrammi di fig. 2 e fig. 3 che mettono in relazione K_2O-SiO_2 e $Alk-Mg_v$ (rapporto atomico $Mg/Mg+Fe^{2+}$). Ambedue i diagrammi sottolineano la marcata distinzione tra le due popolazioni di campioni.

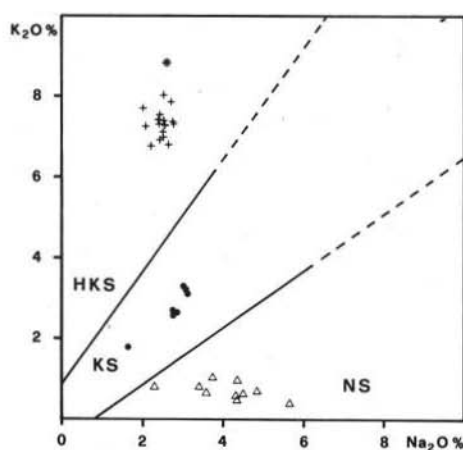


Fig. 1. — Diagramma K_2O-Na_2O per le rocce ad affinità alcalina: NS = serie sodica, KS = serie potassica, HKS = serie alta in potassio. Le loro linee di separazione sono riprese da MIDDLEMOST (1975); *: campione M1 (Castellone); +: rocce della serie alta in potassio; •: rocce della serie potassica; Δ : rocce analcimizzate della KS.

(60,2) e che quindi appare come il campione più frazionato. Le relazioni mostrate dal diagramma di fig. 3 indicano che i rapporti tra le due serie non sono regolati da semplici processi di frazionamento che riguardino minerali femici tipo pirosseni e/o olivina. Analogamente all'interno di ogni associazione i vari termini presenti non sembrano legati a processi di semplice cristallizzazione frazionata.

Normativamente le rocce delle due associazioni sono sottosature. Nella KS il grado di sottosaturazione è relativamente basso variando la Ne normativa tra 3 e 9. L'indice di differenziazione (D.I.) di questi campioni è costantemente basso, sempre inferiore a 40. Accettando un valore di D.I. = 35 come limite superiore per i basalti (STEWART e THORNTON, 1975), le rocce a D.I. inferiore a tale valore sono definite alcali basalti potassici o leucitici, considerata la costante presenza di piccole quantità

Nella KS si osserva una discreta correlazione fra K_2O-SiO_2 per tutti i campioni tranne uno (camp. S8), nella HKS si può notare una maggiore dispersione di valori con una generale tendenza ad un aumento di K_2O con SiO_2 pressoché costante. Il diagramma Alk vs. Mg_v mostra come tutti i campioni analizzati siano caratterizzati da valori del Mg_v alto, sempre superiore a 60. In ambedue le associazioni si riscontra comunque che a variazioni relativamente ampie di Mg_v fa riscontro una variazione del contenuto in alcali molto piccola, compresa in generale tra circa 5 e 6 % per la KS e tra 9 e 10 nella HKS. In quest'ultima associazione nettamente diversificato appare il camp. M1 che mostra i più alti contenuti in alcali e P_2O_5 (11,45 % e 1,14 % rispettivamente) ed i più bassi valori Mg_v

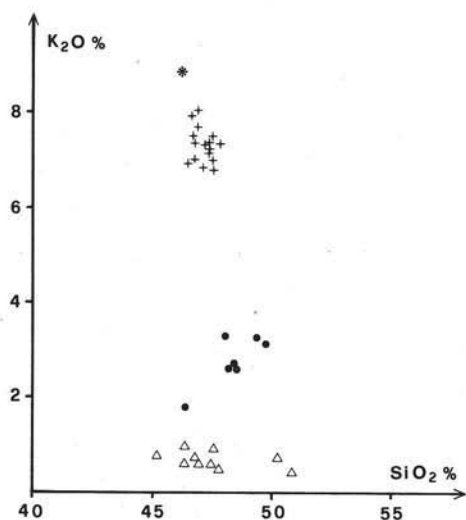


Fig. 2. — Diagramma $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$. Simboli come in fig. 1.

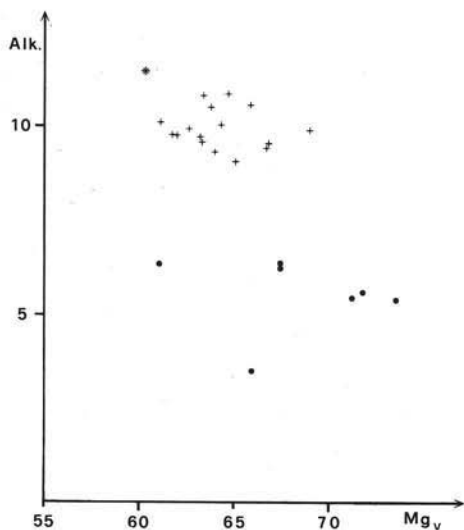


Fig. 3. — Diagramma $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{-Mg}_v$. $\text{Mg}_v = \text{Mg}/\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}$ in rapporti atomici calcolato, assumendo $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} = 0,15$ (GREEN et al., 1974). Simboli come in fig. 1.

25-40) e magnetite a cui si uniscono leucite in quantità molto scarsa e un feldspato alcalino ($\text{Ab} \approx 60$) con carattere interstiziale.

del feldspatoide nella pasta di fondo, mentre i campioni a $\text{D.I.} > 35$ sono classificati come trachibasalti a leucite.

Le rocce della HKS mostrano valori di D.I. compresi fra 45 e 49. Il grado di sottosaturazione è variabile essendo la somma $(\text{Lc} + \text{Ne})_n$ compresa fra 27 e 50 (fig. 4). Considerando anche il carattere primitivo del Mg_v , queste rocce possono essere definite come leucititi tefritiche. Il campione con caratteristiche più evolute di questo gruppo è certamente M1 (Monte Castellone), che presenta Mg_v di 60,2, $\text{D.I.} > 50$ e che è classificato come una leucite fonolitica.

Petrografia

Le rocce della KS hanno caratteristiche petrografiche relativamente omogenee; sono generalmente porfiriche, anche se non mancano campioni praticamente afirici (es. S8 trachibasalto). I fenocristalli sono rappresentati da clinopirosseno ed olivina ($\text{Fa} \approx 10\text{-}15$) (¹) nettamente subordinata ($< 10\%$ dei fenocristalli). A queste fasi si aggiunge talvolta il plagioclasio, sempre però in microfenocristalli. Il clinopirosseno mostra costantemente zonatura molto marcata (verso termini salitici) talvolta con variazioni di colore (da incolore a verde chiaro) e con rari nuclei corrosi pleocroici nei toni del verde chiaro. Nelle masse di fondo, generalmente intergranulari, si ha una associazione caratteristica di plagioclasio fortemente zonato ($\text{An } 82\text{-}35$), salite zonata sia concentricamente che a settori, leggermente pleocroica sui toni verdino-brunicio, olivina relativamente ferriera (Fa

(¹) I dati riportati in parentesi si riferiscono ad analisi effettuate in microsonda sui campioni ERN3 - (KS); M7a - ERN5 - ERN13a - (HKS).

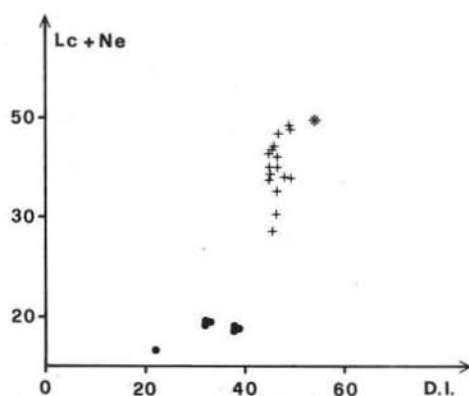


Fig. 4. — Diagramma Leucite + Nefelina normative vs. indice di differenziazione. Simboli come in fig. 1.

segni di corrosione, bordati da un pirosseno diopsidico nel quale si osserva una zonatura fino a termini salitici, altri presentano nuclei diopsidici più o meno ricchi in cromo con deboli segni di corrosione sui quali cresce un pirosseno zonato in modo analo-

Sporadicamente presente la nefelina (determinata nel camp. ERN3) ed una mica pleocroica sui toni del marrone.

Le rocce della HKS sono costantemente porfiriche. I fenocristalli sono rappresentati da minerali femici dominati da clinopirosseno, che può essere l'unica fase presente con olivina non zonata ($Fa \approx 10$) e spesso con chiari caratteri di instabilità costituiti da anse di corrosione o bordi di diopside.

Si sono osservati due tipi di fenocristalli di clinopirosseno: alcuni mostrano nuclei pleocroici sui toni del verde (ferrosaliti e saliti), talvolta con evidenti

TABELLA 2
Terre rare, Rb, Sr (ppm) e Sr^{87}/Sr^{86} delle vulcaniti dei Monti Ernici

	SERIE POTASSICA				SERIE ALTA IN POTASSIO				REE nelle condriti
	ERN-14	S-8	ERN-3	S-4	ERN-5	ERN-13a [†]	M-2	M-1	
La	29	35	36	42	83	93	94	257	0.300
Ce	61	82	65	81	178	180	204	398	0.840
Nd	32	39	26	34	62	84	80	166	0.580
Sm	6.6	7.4	5.8	8.8	14.8	15.5	16.2	35	0.210
Lu	1.83	1.91	1.42	1.62	2.9	3.0	3.2	5.3	0.074
Tb	0.8	0.9	0.8	0.8	1.7	1.3	1.8	2.5	0.049
Yb	2.2	2.3	1.9	2.0	2.5	2.3	2.4	2.2	0.200
Lu	0.30	0.36	0.23	0.38	0.35	0.45	0.32	0.41	0.031
Σ REE	154	194	152	194	388	423	451	953	
La_n/Sm_n	3.0	3.3	3.6	3.3	3.9	4.2	4.1	5.1	
Tb_n/Yb_n	1.4	1.6	1.7	1.7	2.8	2.2	3.0	4.6	
Eu/Eu	1.01	0.94	0.83	0.72	0.69	0.76	0.71	0.60	
Rb	67	131	112	153	356	—	341	451	
Sr	856	981	841	1019	1538	—	1932	1815	
Sr^{87}/Sr^{86}	0.70622 (± 7)	0.70637 (± 6)	0.70654 (± 5)	0.70697 (± 13)	0.70967 (± 7)	0.70962 (± 4)	0.70985 (± 5)	0.71121 (± 3)	

Le terre rare sono state determinate in attivazione neutronica strumentale (POLI et al., 1977), Rb e Sr in fluorescenza-X (LEONI e SAITTA, 1976); Sr^{87}/Sr^{86} è stato misurato con uno spettrometro di massa V-G Micromass 30 al Department of Geology and Mineralogy Oxford (UK). La metodologia di analisi è riportata in O'NIONS e PANKHURST (1973). Le composizioni isotopiche sono state normalizzate ad un valore di 0,70800 per lo standard $SrCO_3$ EIMER e AMEND.

[†] ERN-13a alcalibasalto a leucite (Giuliano di Roma, lungo la superstrada Frosinone - Latina).

go a quello precedentemente descritto. Sono inoltre presenti alcuni fenocristalli di dimensioni medie maggiori che mostrano evidenze di instabilità come fenomeni di riassorbimento e talvolta anche esili smescolamenti di ortopirosseno. Le zonature sia dei microfenocristalli che dei fenocristalli sono spesso oscillanti.

Nella massa fondamentale dominante è la leucite, talora presente anche in microfenocristalli, a cui si associa una salite pleocroica sui toni del verde bruno, zonata spesso a settori, di composizione analoga a quella dei margini esterni dei fenocristalli, e minerali opachi. In alcuni campioni è stata osservata anche un'olivina ferriera; spesso è presente, se pure in quantità scarsa un plagioclasio zonato, bi-

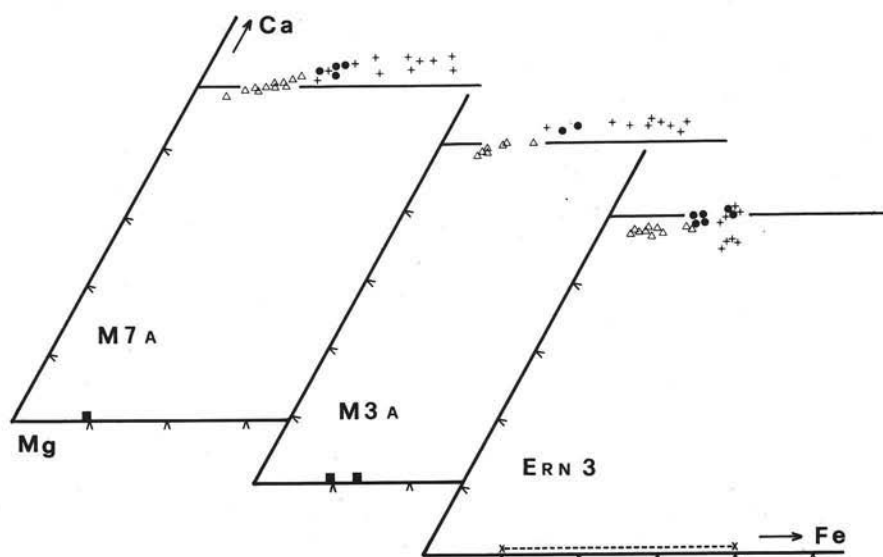


Fig. 5. — Diagramma Ca-Mg-Fe ($Fe_{tot.}$ come Fe^{2+}). Sono proiettati olvine e clinopirosseni. + nuclei parzialmente corrosi e pleocroici sui toni del verde; Δ : fenocristalli e microfenocristalli; $\bullet$: bordi esterni di fenocristalli e pasta di fondo; $\blacksquare$: fenocristalli instabili di olivina. Linea tratteggiata: campo di variazione dell'olivina (fenocristalli - massa di fondo).

townitico-andesinico (da Ab_{80} a Ab_{40}). Sono quasi costantemente presenti, con caratteri interstiziali, un feldspato potassico a variabile rapporto Or/Ab (es. camp. ERN5 Or 55-74) e la nefelina. Sono inoltre presenti quantità variabili di anfibolo barkevichitico e una mica pleocroica sui toni del marrone. Nella leucite fonolitica

ERN-3: Alcalibasalto a leucite, lava del Colle Spinazzeta - 1) fenocristallo (parte centrale); 2) microfenocristallo (bordo); 3) fenocristallo (parte centrale); 4) microfenocristallo (bordo colorato); 5) fenocristallo (parte centrale parzialmente riassorbita e pleocroica). M-7a: Leucite tefritica, lava del Colle Celleta - 1) fenocristallo corroso con bordo diopsidico; 2) fenocristallo (parte centrale); 3) cristallo della pasta di fondo (bordo pleocroico); 4) fenocristallo (nucleo pleocroico parzialmente riassorbito); 5) fenocristallo (nucleo pleocroico). M-3a: Leucite tefritica, lava del Colle Celleta - 1) fenocristallo con bordo diopsidico; 2) fenocristallo (parte mediana); 3) microfenocristallo (bordo colorato); 4) fenocristallo (nucleo pleocroico).

Determinazioni eseguite con Microsonda elettronica automatica (M9 della Cambridge Instrument) al Department of Geology and Mineralogy, Oxford (UK). Condizioni strumentali: potenziale accelerazione 20 kV, corrente e diametro pennello elettronico rispettivamente 0,04 μA e 1-2 μ .

TABELLA 3
*Analisi in microsonda delle olivine (ol) e dei clinopiroseni (cpx)
 dei campioni della serie potassica (ERN-3) e alta in potassio (M7a e M-3a)*

	ERN-3					M-7a					M-3a				
	OLIVINA		CLINOPIROSENSO			OLIVINA		CLINOPIROSENSO			OLIVINA		CLINOPIROSENSO		
	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	1	2	3	4	
SiO ₂	41.13	36.81	52.54	47.93	46.47	41.21	51.80	43.35	41.02	43.60	40.51	50.95	44.52	41.15	
Al ₂ O ₃			2.54	6.61	7.49		3.42	10.10	10.83	10.68		3.49	8.31	10.36	
Ti ₂ O ₃			0.28	1.17	0.92		0.51	1.89	1.40	1.29		0.59	1.37	1.82	
Cr ₂ O ₃			0.77	0.05	0.00		0.05	0.02	0.02	0.02		0.02	0.02	0.02	
FeO	10.40	32.50	3.36	6.89	9.55	9.02	3.89	8.84	15.57	10.50	12.58	3.83	8.88	15.81	
MnO	0.19	1.12	0.07	0.14	0.20	0.18	0.10	0.12	0.38	0.15	0.23	0.08	0.14	0.48	
MgO	48.20	29.88	16.44	12.95	11.28	49.69	15.59	10.41	6.22	9.25	46.90	15.77	12.12	6.03	
CaO	0.24	0.37	23.56	23.24	22.93	0.40	23.98	23.73	22.66	23.90	0.39	24.02	24.26	22.53	
Na ₂ O			0.19	0.28	0.34		0.14	0.22	0.63	0.24		0.13	0.17	0.68	
Totale	100.16	100.68	99.75	99.26	99.18	100.50	99.48	98.68	98.73	99.03	100.61	98.87	98.79	98.89	

Numero dei cationi sulla base di 6 (cpx) e 4 (ol) ossigeni

Si	1.008	1.004	1.926	1.801	1.771	1.001	1.908	1.666	1.532	1.682	1.000	1.892	1.711	1.637
Al ^{IV}			0.074	0.199	0.229		0.092	0.334	0.368	0.318		0.108	0.289	0.363
Al ^{VI}			0.036	0.094	0.108		0.056	0.124	0.140	0.140		0.045	0.088	0.123
Ti			0.008	0.033	0.026		0.014	0.055	0.042	0.037		0.016	0.040	0.055
Cr			0.022	0.001	0.000		0.001	0.000	0.000	0.000		0.000	0.000	0.000
Fe ⁺⁺ tot	0.213	0.741	0.103	0.216	0.304	0.183	0.120	0.284	0.518	0.339	0.260	0.119	0.285	0.526
Mn	0.004	0.026	0.002	0.004	0.007	0.004	0.003	0.004	0.013	0.005	0.005	0.002	0.004	0.016
Mg	1.761	1.215	0.898	0.725	0.641	1.801	0.856	0.597	0.369	0.532	1.726	0.873	0.637	0.358
Ca	0.006	0.011	0.925	0.935	0.936	0.010	0.947	0.978	0.966	0.988	0.010	0.955	0.999	0.960
Na			0.013	0.020	0.025		0.010	0.016	0.048	0.018		0.009	0.012	0.053
Totale	2.992	2.997	4.007	4.029	4.047	2.999	4.007	4.058	4.096	4.059	3.001	4.019	4.065	4.091

M1 è presente fra i fenocristalli anche la leucite ($\approx 15\%$ della roccia) associata a più scarso clinopiroseno ($\approx 3\%$). Da segnalare in questa roccia la presenza di aggregati di minerali opachi, pirosseno e probabilmente leucite, che potrebbero risultare dalla trasformazione di minerali ossidrilati.

Analisi chimiche di pirosseni e olivine di tre campioni (ERN3 della KS e M7a, M3a della HKS) effettuate in microsonda elettronica sono riportate in tab. 3.

Le olivine presenti in fenocristalli mostrano composizione simile nelle due serie.

Mentre però nella HKS non si verificano importanti variazioni di composizione, nella KS si osserva un notevole arricchimento in Fe sia nei bordi dei fenocristalli che nella olivina della pasta di fondo.

In quest'ultima si verifica anche un sensibile aumento del Mn, associato ad un leggero incremento del Ca.

Per quanto riguarda i pirosseni si osserva come i diopsidi mostrino contenuti di SiO_2 , MgO , Cr_2O_3 maggiori e Al_2O_3 , TiO_2 , FeO , MnO e Na_2O minori rispetto sia ai nuclei salitici e ferrosalitici che alle saliti della pasta di fondo. In generale le saliti della pasta di fondo presentano contenuti in SiO_2 e MgO maggiori e in Al_2O_3 , FeO , MnO minori rispetto ai nuclei di salite-ferrosalite corrosi. I tenori di Na_2O sono nelle prime minori o pressochè simili rispetto alle seconde, mentre TiO_2 e CaO non mostrano variazioni sistematiche fra questi due gruppi. Alcune delle differenze appena menzionate si evidenziano nella distribuzione dei punti rappresentativi dei tre tipi di pirosseni nel diagramma Ca-Mg-Fe (fig. 5). Nell'insieme i vari tipi di pirosseno caratterizzano un trend apparente analogo a quello riscontrato nelle rocce fortemente alcaline (CARMICHAEL et al., 1974) ma con una convergenza di composizione verso termini salitici di pasta di fondo, che occupano una posizione intermedia tra i nuclei corrosi ed i fenocristalli zonati. Nelle rocce della KS si verifica una minore estensione di questo apparente trend. Inoltre i contenuti in Wo dei pirosseni di questa serie sono mediamente più bassi di quelli riscontrati nella HKS a parità di Mg/Fe in accordo con le differenze di alcalinità dei due tipi di magmi. Infine vi è da rilevare come alcuni nuclei corrosi di salite del campione ERN-3 si discostano dal trend definito dalle altre composizioni.

Le variazioni riscontrate in queste rocce sono qualitativamente simili a quelle descritte per vari tipi di vulcaniti della provincia romana (BROTZU et al., 1973, 1974; CUNDARI, 1975; THOMPSON, 1977). L'interpretazione di queste variazioni rimane ancora un problema aperto. Due sono le ipotesi più significative proposte. Da un lato alcuni autori sostengono che tali variazioni sono il prodotto di modificazioni chimico-fisiche subite dal magma nella sua storia pre-eruttiva. Questa ipotesi è sostenuta anche da alcuni dati sperimentali su clinopirosseni di leucititi tefritiche del Vesuvio che suggeriscono come una variazione di $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$ in condizioni di sottosaturazione in H_2O possa produrre un incremento sensibile di Fe associato ad una diminuzione di Mg nel clinopirosseno segregato dal magma (DOLFI et TRIGILA, 1978 a e b).

Un'altra ipotesi è stata avanzata da THOMPSON (1977) il quale ritiene che i due tipi di pirosseno (ferrosalite e diopside) testimoniassero un processo di mescolamento tra due magmi a diverso grado di evoluzione e consanguinei. I dati da noi raccolti non sembrano in contrasto con quest'ultima ipotesi, in quanto le differenze di composizione ritrovate nei fenocristalli sembrano troppo grandi per essere interpretate come espressioni di variazioni P, T e $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$ all'interno di uno stesso magma.

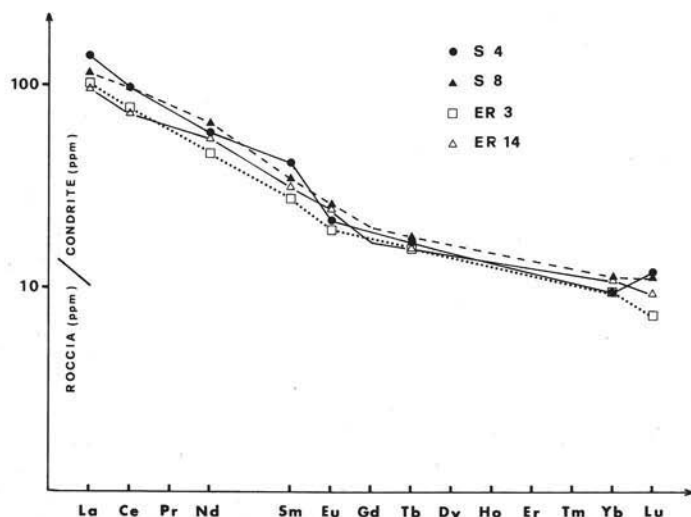


Fig. 6. — Patterns delle REE normalizzate rispetto alle condriti per le rocce della KS.

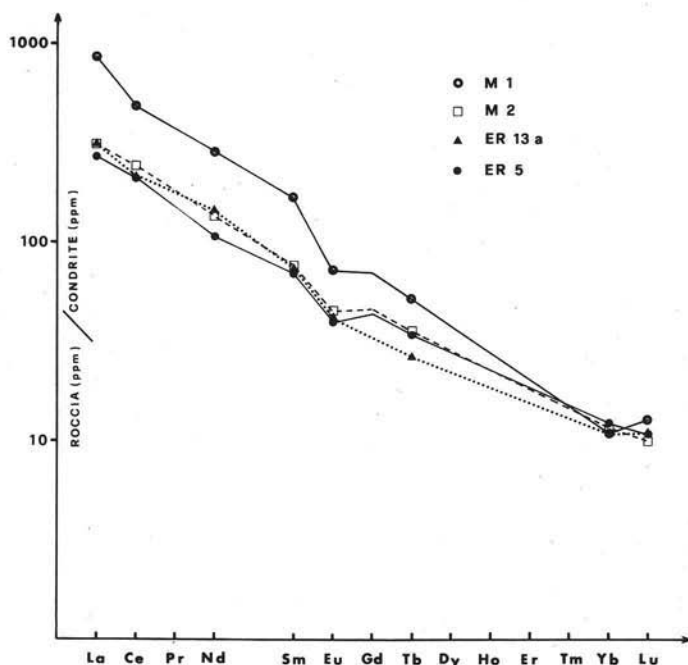


Fig. 7. — Patterns delle REE normalizzate rispetto alle condriti per le rocce della HKS.

Terre rare

I dati relativi all'abbondanza delle terre rare (REE) dei campioni analizzati sono riportati in tab. 2. Nelle figg. 6 e 7 sono riportati i patterns di distribuzione

delle REE normalizzate rispetto alle condriti per i campioni delle KS e della HKS. I valori di ΣREE rappresentano le somme in ppm delle abbondanze delle REE determinate sperimentalmente più quelle degli altri elementi del gruppo il cui contenuto è stato stimato per interpolazione dai patterns. L'esame della tab. 2 e delle figg. 6-7 mette in evidenza come esista una marcata differenza nell'abbondanza delle Terre Rare leggere (LREE) fra KS e la HKS. Nell'ambito di quest'ultima si caratterizza nettamente il campione M1 che risulta fortemente arricchito in LREE anche rispetto al campione della HKS. Per contro i contenuti di Yb sono praticamente costanti nel complesso dei campioni analizzati con valori di Yb normalizzati rispetto alle condriti (Yb_n) fra 10 e 12. Tutti i patterns presentano un grado di frazionamento sia per le LREE che per le HREE relativamente alto che aumenta al passaggio dalla KS alla HKS. Infatti il valore medio del rapporto fra Lantanio e Samario normalizzati (La_n/Sm_n) passa da 3,3 per la KS a 4,0 per HKS. La leucite fonolitica M1 presenta un valore di $La_n/Sm_n = 5,1$. Parimenti il rapporto Tb_n/Yb_n varia da 1,6 nella KS, a 2,9 nella HKS a 4,6 nel camp. M1. All'interno dei campioni della KS non si osservano variazioni significative per ciò che riguarda i patterns. Solo in un campione (S4, trachibasalto) è presente un'anomalia negativa di Eu che può essere considerata significativa ($Eu/Eu^* = 0,8$). ΣREE assume il valore minimo in corrispondenza del camp. ERN3 (153 ppm, basalto alcalino potassico) e massimo nei trachibasalti S4 e S8 (ca. 200 ppm). Complessivamente le variazioni relativamente piccole di distribuzione ed abbondanza delle REE riscontrate internamente alla KS non permettono di stabilire se esse siano conseguenza di processi di frazionamento di piccola entità o se riflettano invece variazioni primarie.

Nella HKS si osserva ancora una notevole omogeneità nella distribuzione e nell'abbondanza delle REE eccettuato il campione M1. In tutti i patterns delle rocce della HKS è presente una leggera ma significativa anomalia negativa di Eu, con valore del rapporto Eu/Eu^* compreso fra 0,60 e 0,76. La distribuzione delle REE permette comunque di valutare eventuali relazioni tra le associazioni riconosciute, imponendo due condizioni fondamentali che devono essere soddisfatte da qualunque modello di differenziazione:

- a) grado di arricchimento in LREE che passa da 100 a circa 300 volte condritico per La dalla KS alla HKS, e da circa 300 a 860 volte condritico, dalla HKS alla Leucite fonolitica M1;
- b) costanza del contenuto in Yb in tutti i campioni esaminati. Ciò impone che il coefficiente di ripartizione di Yb del solido totale che si fraziona $D_s^{Yb} \approx 1$.

Alla luce di queste considerazioni passiamo a discutere eventuali modelli di cristallizzazione frazionata sia in condizioni superficiali che profonde. Ricordiamo che ambedue queste ipotesi sono state già avanzate, la prima (BROTZU et al., 1973; ANGELUCCI et al., 1974) proprio per suggerire un legame diretto fra tutti i prodotti della Media Valle Latina; la seconda più in generale per spiegare i prodotti della

HKS a partire da magmi di tipo basaltico della KS mediante un frazionamento di tipo eclogitico (APPLETON, 1972).

Consideriamo dapprima il frazionamento superficiale. Sulla base del punto *b*) precedentemente posto, è facile dedurre che nessuna associazione di fasi segregate in ambiente di *P* bassa o intermedia da un magma alcali basaltico potassico è in grado di avere un $D_s^{yb} = 1$ in quanto praticamente tutti i minerali segregabili dal magma (ed in particolare quelli effettivamente esistenti sul liquidus nella KS) hanno D^{yb} inferiore all'unità e generalmente molto inferiore ad 1 (ARTH, 1976; IRVING, 1978). Anche le variazioni del La ribadiscono la stessa conclusione. Infatti ponendo una condizione limite $D_s^{La} = 0$, sarebbe necessaria una separazione del 65 % di solido per passare dall'abbondanza di La della KS a quella della HKS in condizione di cristallizzazione frazionata. Frazionamenti di questa entità richiederebbero variazioni degli elementi maggiori molto superiori a quelli riscontrati. In particolare si dovrebbe verificare una drastica diminuzione del Mg_v e del Ca; ambedue questi parametri però rimangono pressoché inalterati nelle due serie o almeno subiscono solo delle lievi diminuzioni. Sulla base di queste considerazioni si può pertanto concludere che le due serie KS e HKS non possono essere legate da un processo di frazionamento che comprenda le fasi effettivamente presenti sul liquidus. Le considerazioni fin qui svolte si applicano in modo del tutto analogo alle relazioni fra le rocce della HKS ed il campione di leucitite fonolitica M1. Anche in questo caso, infatti, avremmo bisogno di separare il 65 % di un solido con $D_s^{La} = 0$ e $D_s^{yb} = 1$.

Consideriamo la possibilità che la HKS sia derivata dalla KS per cristallizzazione frazionata ad alta *P*.

Poiché il D^{yb} per il granato è maggiore di 1, mentre D^{yb} per il clinopirosseno è minore di 1, è possibile trovare una eclogite di composizione opportuna e tale da rispettare la condizione $D_s^{yb} = 1$. Poiché $D_{Gr}^{yb} \approx 11$, $D_{Cpx}^{yb} \approx 0,6$ (MYSEN, 1978; ARTH, 1976) il solido da separare deve avere una composizione fortemente spostata verso Cpx, con $Gr < 5\%$.

Un frazionamento eclogitico di un solido avente la composizione precedentemente determinata non può tuttavia produrre patterns analoghi a quelli osservati in quanto genera frazionamento per LREE significativamente superiori a quello per le rocce della HKS (fig. 8). Si può pertanto concludere che anche un modello di frazionamento eclogitico a partire dalla KS non rende conto della distribuzione delle REE nella HKS. Va tuttavia notato che è possibile, usando clinopirosseno, olivina e granato, modellare un solido con $D_s^{yb} \approx 1$ che produca una variazione del rapporto La_n/Sm_n compatibili con quelle osservate. Un esempio di frazionamento di un tale solido (Cpx = 65 %; Ol = 30 %; Gr = 5 %) è riportato in fig. 8. Una pirossenite di questo tipo dovrebbe però essere separata in quantità comprese tra il 70 e l'80 %. Frazionamenti di questa entità sono tuttavia da escludersi, come già detto, sulla base degli elementi maggiori.

In definitiva l'abbondanza e la distribuzione delle REE permette di riconoscere tre gruppi di rocce petrogeneticamente distinti: uno corrispondente alla KS e due alla HKS. I tre gruppi mostrano caratteristiche geochemiche distintive primarie, tali cioè da escludere un qualunque legame per frazionamento profondo o superficiale.

Rb, Sr, composizione isotopica di Sr

Sono state misurate le composizioni isotopiche dello Sr e le concentrazioni di Rb e Sr in campioni appartenenti alla KS ed alla HKS. I dati isotopici disponibili (tab. 2 e CIVETTA, in prep.) sono riportati nell'istogramma di fig. 9. I rapporti isotopici dello Sr per le due serie sono nettamente distinti. La KS è caratterizzata da valori compresi fra 0,70622 e 0,70707 con una dispersione relativamente ampia. Nella HKS si osserva una maggiore omogeneità di rapporti isotopici, compresi fra 0,70922 e 0,70989. Si discosta nettamente il dato relativo al campione M1 che mostra il più alto contenuto in Sr radiogenico (0,71121).

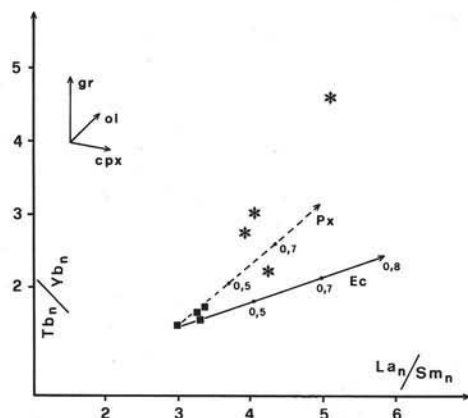


Fig. 8. — Diagramma Tb_n/Yb_n vs. La_n/Sm_n . La linea continua rappresenta la variazione dei due parametri calcolata per frazionamento clinopirossenitico ($Cpx = 97\%$; $Gr = 3\%$) a partire da un liquido a composizione ERN - 14. La linea tratteggiata rappresenta le variazioni conseguenti al frazionamento di una olivin-pirossenite ($Cpx = 65\%$; $Ol = 30\%$; $Gr = 5\%$). I vettori in alto a sinistra indicano la direzione di variazione dei rapporti in seguito alla separazione dei minerali puri. I numeri lungo la linea di evoluzione calcolata, indicano la frazione di solido separato. L'equazione usata per il calcolo è: $C_L = C_0 / F(D-1)$; i coefficienti di ripartizione sono stati ripresi da ARTH (1976). Simboli come in fig. 1.

La maggiore variabilità nella composizione isotopica si riscontra nei campioni della KS, dove si osserva una leggera correlazione positiva fra $^{87}Sr/^{86}Sr$ con K_2O (fig. 10), Rb e Sr (fig. 11) e SiO_2 . Queste piccole variazioni nella composizione isotopica

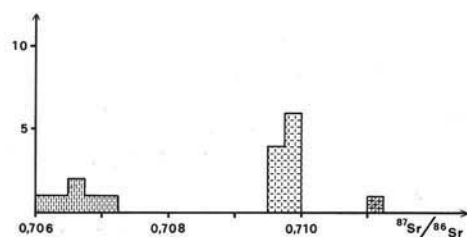


Fig. 9. — Iistogramma di frequenza relativo alla composizione isotopica dello Sr per le vulcaniti degli Ernici (Tab. 2 e CIVETTA, in prep.). KS: area con tratteggio verticale; HKS: area con tratteggio orizzontale; M1: area con tratteggio a croce.

L'intervallo di variazione di composizione isotopica riscontrato nelle vulcaniti degli Ernici analizzate è il più ampio finora osservato in complessi vulcanici della «provincia romana». In particolare queste variazioni sono di entità superiore a quella riportata per il vulcano di Roccamonfina (Cox et al., 1976; CARTER et al., 1978), dove si osserva una relativa continuità tra i valori delle due serie. All'interno delle due associazioni, la mag-

giore variabilità nella composizione isotopica si riscontra nei campioni della KS, dove si osserva una leggera correlazione positiva fra $^{87}Sr/^{86}Sr$ con K_2O (fig. 10), Rb e Sr (fig. 11) e SiO_2 . Queste piccole variazioni nella composizione isotopica

dello Sr possono riflettere variazioni primarie od alternativamente risultare da processi di contaminazione ad opera di un contaminante più radiogenico ed arricchito in LILE.

La composizione isotopica dei campioni della HKS risulta relativamente omogenea anche se le variazioni osservate sono al di fuori degli errori analitici. Vi è

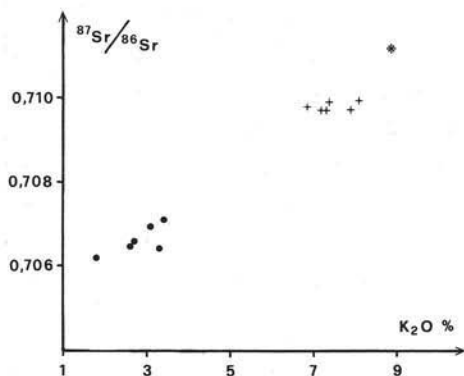


Fig. 10. — Diagramma $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - K_2O . Simboli come in fig. 1.

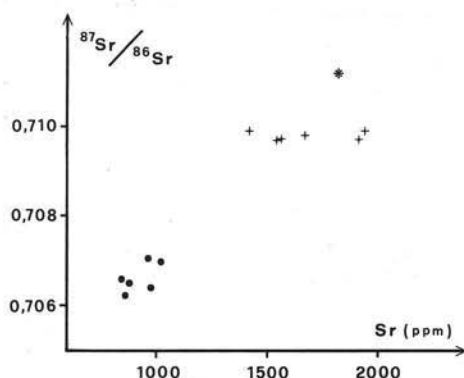


Fig. 11. — Diagramma $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - Sr. Simboli come in fig. 1.

da notare inoltre che le variazioni delle concentrazioni in Sr, K_2O ed elementi associati, non sono accompagnate da variazioni della composizione isotopica dello Sr. Ciò esclude possibili effetti di contaminazione e suggerisce una derivazione da sorgenti isotopicamente simili.

Discussione

Prima di discutere i possibili modelli petrogenetici applicabili alle rocce studiate ricordiamo i principali risultati ottenuti dei quali deve essere tenuto conto nel formulare un qualunque modello genetico. In sintesi essi sono:

- 1) la distribuzione degli elementi maggiori e in tracce ha messo in evidenza la presenza di due distinte associazioni: una potassica ed una alta in potassio. Tali associazioni sono petrogeneticamente indipendenti, in quanto è possibile escludere qualunque legame genetico diretto attraverso un processo di cristallizzazione frazionata sia ad alta che a bassa P.

All'interno della HKS è stato identificato un campione (M1) con chimismo più frazionato rispetto alle vulcaniti dell'intera associazione, che risulta anch'esso petrogeneticamente indipendente dagli altri prodotti;

- 2) le varie associazioni presentano rapporti $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ significativamente differenti. In generale si osserva che i prodotti più arricchiti in LILE sono anche i più radiogenici;

3) petrograficamente le rocce delle due associazioni hanno fenocristalli dominati da clinopirosseno con subordinata olivina; quest'ultima fase risulta instabile nella HKS. La leucite compare nei fenocristalli solo nel campione M1.

I fenocristalli di clinopirosseno di entrambe le serie mostrano la presenza di quantità variabili, ma generalmente più abbondanti nella HKS, di nuclei instabili ferrosalitici e/o salitici « verdi » con bordo diopsidico-salitico variamente zonato; in entrambe le serie sono presenti fenocristalli di diopside ricchi in cromo che mostrano segni di instabilità. La coesistenza di fenocristalli di diopside cromifero e di ferrosalite suggerisce l'esistenza di processi di mescolamento fra magmi « consanguinei ».

I più recenti dati di petrologia sperimentale (THOMPSON, 1977; DOLFI et al., 1976) e geochimici (TURI e TAYLOR, 1976; VOLLMER, 1977; COX et al., 1976; CARTER et al., 1978) riducono le possibili ipotesi genetiche relative al magmatismo potassico italiano fondamentalmente a:

- interazione fra magmi generati nel mantello con prodotti crustali;
- origine diretta nel mantello da sorgenti aventi caratteristiche geochimiche variabili.

Interazione con la crosta

L'abbondanza degli elementi maggiori ed in tracce ed i valori della composizione isotopica dello Sr consentono di escludere, come fattore petrogenetico fondamentale, eventuali processi di interazione con materiali crustali che possono verificarsi o sotto forma di assimilazione o sotto forma di contaminazione (interazione selettiva).

Processi di sintesi carbonatica nella formazione delle rocce della HKS possono essere facilmente esclusi sulla base dei contenuti in Sr, dei rapporti isotopici dello Sr, e della ΣREE delle rocce carbonatiche (FAURE e POWELL, 1972; CAPALDI et al., 1972) notevolmente inferiori a quelle delle rocce della HKS analizzate. I processi di interazione con materiali non carbonatici sono stati avanzati da alcuni Autori (TURI e TAYLOR, 1976; VOLLMER, 1977) per spiegare le variazioni osservate nella composizione isotopica dell'O, Sr e Pb nelle rocce potassiche italiane attraverso il processo di mescolamento fra due termini: uno di provenienza crustale e l'altro subcrustale. Il termine crustale sarebbe rappresentato da un magma analogo a quello che ha prodotto le rocce della provincia petrografica toscana.

I dati sugli elementi in tracce e sulla composizione isotopica dello Sr nelle vulcaniti degli Ernici non consentono di riconoscere alcun trend tipico di mescolamento, cioè ad andamento iperbolico, su diagrammi che mettano in relazione rapporti-rapporti o rapporti-elementi (LANGMUIR et al., 1978). Inoltre la presenza di una generale correlazione positiva fra $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e tenori in Sr è contraria ad un processo di mescolamento con materiale crustale in quanto una fusione parziale di crosta dovrebbe lasciare un residuo arricchito in plagioclasio fornendo liquidi poveri in Sr (WYLLIE, 1977).

Se tuttavia è possibile rigettare l'ipotesi di una contaminazione crosta-mantello per spiegare una derivazione della HKS dalla KS o della roccia M1 dalla HKS, non altrettanto si può dire per eventuali processi di interazione che si siano realizzati all'interno delle singole serie. Se infatti tali processi hanno coinvolto quantità relativamente basse di contaminante ($< 10\%$), non sarebbe possibile valutare sulla base dell'abbondanza delle REE o della composizione isotopica dello Sr la loro partecipazione. In particolare gli elevati contenuti in Sr della HKS sarebbero in grado di tamponare la variazione di $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se il contaminante fosse rappresentato da materiale fortemente radiogenico, ma con bassi contenuti in Sr.

Un processo di contaminazione di piccola entità potrebbe anche rendere conto

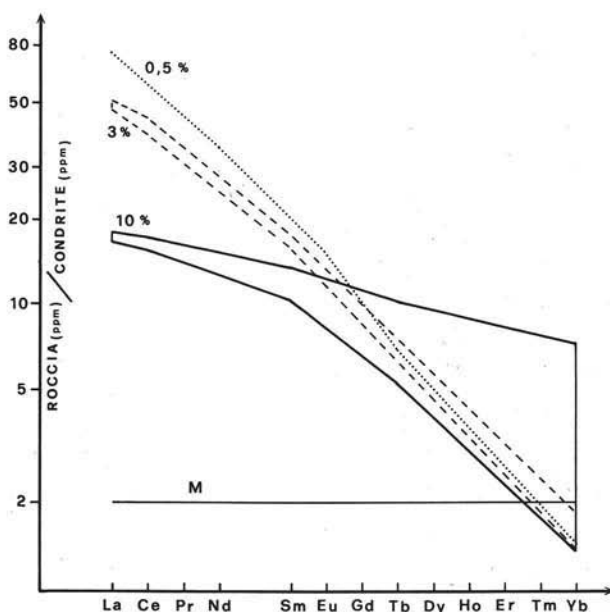


Fig. 12. — Campi di variazione di patterns teorici in REE di liquidi derivanti da diversi gradi di fusione parziale (0,5 %, 3 %, 10 %) non modale, all'equilibrio di una peridotite a granato (Ol = 60 %; Opx = 20 %; Cpx = 10 %; Gr = 10 %), calcolati facendo partecipare alla fusione le fasi mineralogiche della peridotite in tutte le possibili proporzioni. La linea continua indicata con M rappresenta la composizione in terre rare della peridotite iniziale. Notare come l'abbondanza delle terre rare leggere sia essenzialmente dipendente dal grado di fusione, mentre le terre rare pesanti risentono del tipo di minerali che partecipano al fuso solo per gradi di fusione relativamente elevati. I calcoli sono stati eseguiti usando l'equazione n. 15 di SHAW (1970) ed i coefficienti di distribuzione solido/liquido di ARTH (1976).

della lieve ma costante anomalia negativa di Eu nella HKS, non attribuibile a frazionamento di plagioclasio che non è presente tra i fenocristalli delle rocce della HKS esaminati. Infatti i magmi granitici sono spesso caratterizzati da grosse anomalie negative di Eu (HERMANN, 1969; HASKIN et al., 1968).

L'osservata anomalia negativa di Eu potrebbe essere ugualmente spiegata mediante un processo di mescolamento fra due magmi consanguinei, come suggerito dalla composizione chimica dei clinopirosseni coesistenti nelle varie rocce, dei quali il più evoluto sarebbe caratterizzato da una vistosa anomalia di Eu.

Pertanto sulla base di queste considerazioni si può concludere che una derivazione dei prodotti alti in K a partire da magmi subcrustali meno radiogenici per interazione con magmi crustali non è accettabile.

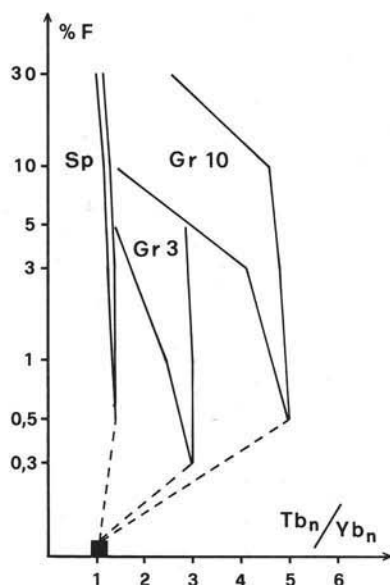


Fig. 13. — Campi di variazione del rapporto Tb_n/Yb_n in liquidi formati da diversi gradi di fusione parziale (F) non modale e all'equilibrio di una peridotite a spinello (Sp) (Ol=57%; Opx=25%; Cpx=15%; Sp=3%, di una peridotite contenente il 3% di granato (Gr 3) (Ol=57%; Opx=25%; Cpx=15%; Gr=3%) e di una peridotite contenente il 10% di granato (Gr 10) (Ol=60%; Opx=20%; Cpx=10%; Gr=10%). I rapporti Tb_n/Yb_n sono stati calcolati facendo partecipare al fuso le fasi della peridotite in tutte le possibili proporzioni e assumendo un valore di Tb_n/Yb_n della peridotite iniziale uguale all'unità.

sentono di ottenere arricchimenti per LREE comparabili con quelli delle due serie in esame. Inoltre deboli gradi di fusione parziale, lasciando sempre importanti quantità di granato residuo, producono impoverimenti in HREE rispetto alla sorgente.

Queste limitazioni permangono anche se assumiamo un mantello più arricchito in tutte le REE, per esempio 5 volte condritico, valore che può essere considerato un limite superiore di arricchimento per un mantello normale. In questo caso le LREE sono modellabili per la KS; rimane tuttavia impossibile realizzare arricchimenti in HREE del tipo di quelli osservati.

Caratterizzazione geochimica della sorgente

Le caratteristiche geochimiche della sorgente/i originarie delle serie esaminate possono essere discusse sulla base soprattutto del contenuto degli elementi incompatibili attraverso modelli quantitativi di fusione parziale.

I patterns delle REE osservati (figg. 6-7) mostrano gradi di frazionamento delle HREE da elevati a relativamente elevati. Infatti i rapporti Tb_n/Yb_n sono costantemente superiori ad 1,5. Ciò suggerisce che i liquidi originari sono stati in equilibrio con granato.

Si devono pertanto esaminare sorgenti contenenti granato. La più semplice sorgente ipotizzabile è rappresentata da un mantello peridotitico normale contenente granato con composizione di partenza standard e cioè Ol=60%, Opx=20%, Cpx e Gr=10% (RINGWOOD, 1974). I modelli di fusione sono stati calcolati assumendo un processo di fusione parziale in condizioni di equilibrio ed utilizzando l'equazione n. 15 di SHAW (1970). Per ogni percentuale di fuso prescelto si è calcolata la distribuzione delle REE per tutte le possibili composizioni del residuo, mediante un apposito programma di calcolo. Nella fig. 12 sono riportati gli intervalli di variazione dei patterns delle REE per percentuali di fuso $P = 0,5, 3$ e 10%. I dati ottenuti mostrano che F anche molto bassi, dell'ordine dello 0,5% non consentono di ottenere arricchimenti per LREE comparabili con quelli delle due serie in esame.

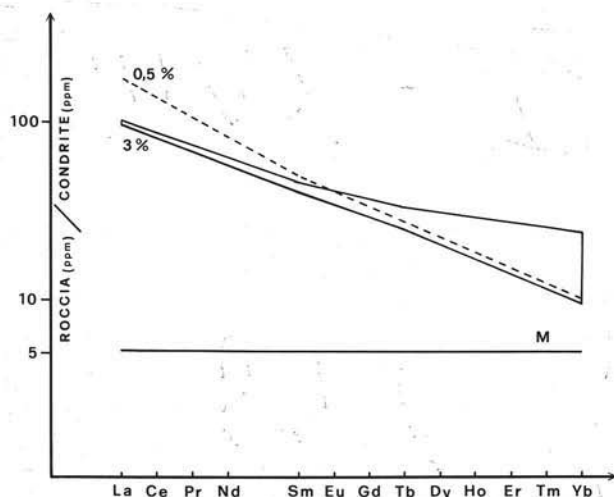


Fig. 14. — Campi di variazioni di patterns di REE in liquidi formati da fusione parziale dello 0,5 % e 3 % di una peridotite contenente il 3 % di granato (Ol = 57 %; Opx = 25 %; Cpx = 15 %; Gr = 3 %) calcolati assumendo una fusione non modale e all'equilibrio e facendo partecipare al fuso le varie fasi in tutte le possibili proporzioni. La linea continua indicata con M rappresenta la composizione iniziale in REE della peridotite.

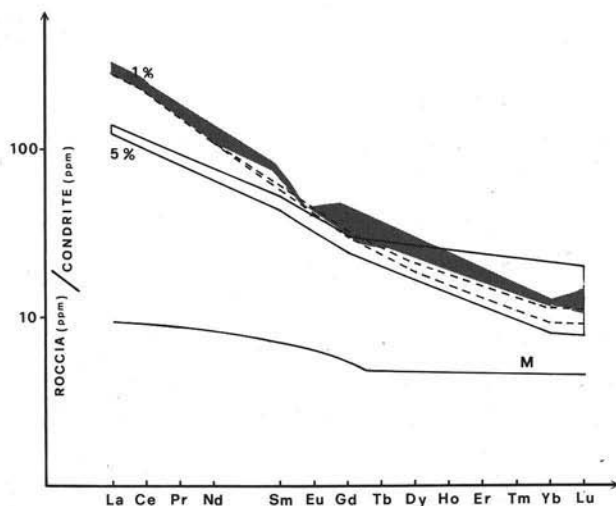


Fig. 15. — Patterns calcolati delle REE di liquidi formati per fusione parziale non modale e all'equilibrio di una peridotite a granato (Ol = 57 %; Opx = 27 %; Cpx = 15 %; Gr = 3 %). In grisé sono riportati i patterns delle rocce della HKS. La linea continua M rappresenta la composizione iniziale della peridotite caratterizzata dall'arricchimento e frazionamento delle terre rare leggere.

Da questi modelli si può trarre una prima conclusione: la quantità di granato originariamente nella sorgente doveva essere bassa ($\ll 10\%$) in modo da non produrre effetti sensibili di impoverimento in HREE.

Nella fig. 13 è riportata la variazione del rapporto Tb_n/Yb_n nel fuso al variare di F per diversi contenuti di granato nella peridotite di partenza. Dall'esame della fig. 13 si deduce che i valori di Tb_n/Yb_n osservati nelle due serie (1,5-1,7 nella KS e 2,2-3 nella HKS) sono ottenibili, per bassi gradi di fusione parziale, solo con contenuti originari in granato intorno al 3%. Contenuti più alti in granato forniscono valori del Tb_n/Yb_n fra 2 e 3 solo per gradi di fusione parziali superiori al 10%.

La distribuzione delle REE a partire da una sorgente 5 volte condritica e con 3% di granato è riportata in fig. 14. I risultati indicano che una precisa modellazione delle HREE rispetto ai patterns mostrati dalle rocce della KS è impossibile, poichè si hanno o eccessivi frazionamenti delle HREE, quando gran parte del granato resta nel residuo, o frazionamenti del tipo di quelli osservati ma con arricchimenti con HREE circa il doppio di quelli osservati.

La conclusione di queste prove di modellizzazione è che siamo necessariamente forzati ad assumere una sorgente arricchita in LREE cioè con pattern frazionato.

Circa il grado di arricchimento di LREE è possibile utilizzare le informazioni fornite dal rapporto $^{143}Nd/^{144}Nd$ riportato da CARTER et al. (1978) per le vulcaniti di Roccamonfina che suggeriscono una sorgente arricchita circa 10 volte rispetto alle condriti per le LREE.

I modelli di fusione parziale di una sorgente così frazionata ed arricchita sono riportati in fig. 15. Dall'esame di detta figura si ricava che i patterns della HKS sono ottenibili per bassi gradi di fusione parziale (circa 1%). La KS non è invece modellabile con questo tipo di sorgente in quanto più alti gradi di fusione parziale producono ancora o troppo elevati frazionamenti o troppo elevati contenuti in HREE.

Lo studio di questi modelli teorici mette in evidenza la difficoltà di ottenere dalla stessa sorgente patterns di distribuzione delle REE analoghi a quelli sia della KS che della HKS. Ciò suggerisce che le sorgenti da cui sono derivati i due tipi di vulcaniti siano state geochimicamente diverse anche se mineralogicamente comparabili a causa della presenza in entrambi del granato.

Considerazioni conclusive

I dati petrografici geochimici ed isotopici ottenuti sulle vulcaniti dei monti Ernici, hanno permesso di formulare una serie di indicazioni sulla loro genesi:

- 1) la notevole diversità nell'abbondanza in LREE e la marcata differenza in Sr radio-genico riscontrate per le rocce della HKS e M1 ha fornito una chiara evidenza che le diverse associazioni sono fra loro petrogeneticamente indipendenti. Infatti nessun processo di cristallizzazione frazionata, nè in condizioni superficiali nè in condizioni profonde può rendere conto delle variazioni osservate;
- 2) le variazioni geochimiche osservate non sono compatibili con processi di mescolamento tra magmi subcrustali e crustali o di assimilazione di materiale crustale da parte di un magma subcrustale. Questi processi infatti non sono in grado di

produrre la correlazione positiva fra Sr e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ come invece si è osservato all'interno della KS e fra questa ultima e la HKS e M1. Tuttavia piccoli gradi di contaminazione ($< 10\%$) all'interno delle singole serie non possono essere esclusi;

- 3) l'insieme dei dati geochimici ottenuti sono inquadrabili in un processo genetico che consideri come sostanzialmente primari i magmi rappresentati dalle rocce studiate. Tali magmi possono derivare per bassi gradi di fusione parziale in condizione di equilibrio da una sorgente contenente granato in piccola quantità e caratterizzata da un arricchimento, rispetto ad un mantello normale, in Sr radiogenico e LILE. Il rapporto isotopico dello Sr e la distribuzione delle REE indicano che le zone sorgenti delle due serie avevano caratteri geochimici distinti. Ciò può essere interpretato come una testimonianza di una eterogeneità geochimica all'interno del mantello. Va tuttavia ricordato che un'origine per una fusione parziale di mantello eterogeneo ed anormale sarebbe soddisfacente in linea generale, ma non è in grado da sola di spiegare alcune caratteristiche mineralogiche e geochimiche riscontrate. In particolare la presenza costante di due tipi di clinopirosseno fra i fenocristalli, a composizione chimica fortemente diversificata (diopside spesso cromifero e ferrosalite) sembra difficilmente riconducibile a variazioni chimico-fisiche interne al magma. Esse piuttosto suggeriscono un processo di mescolamento fra magmi diversamente evoluti aventi però la stessa affinità petrogenetica. Inoltre la presenza di una significativa anomalia di Eu nella HKS non spiegabile mediante processi di frazionamento, potrebbe contenere un ulteriore indizio di un mescolamento con piccole quantità di un magma evoluto caratterizzato da un basso valore di Eu/Eu^* .

Ringraziamenti. — Lavoro eseguito con il contributo finanziario del C.N.R. (Centro di Studio per la Mineralogia e Geochimica dei Sedimenti - Firenze; Centro di Studio per la Geologia Strutturale e la Dinamica dell'Appennino - Pisa) e dell'I.N.F.N. (Istituto di Fisica « A. Garbasso » - Firenze). Le ricerche di campagna si sono svolte nel quadro del Piano finalizzato Geodinamico sotto Progetto 3, linee di ricerca « Carte Tematiche » (Responsabile G. PASQUARÈ). Due degli Autori (L. C. e G. S.) ringraziano vivamente i Proff. E. A. VINCENT e S. MOORBATH, il Dr. R. C. O. GILL e Mr. R. GOODWIN per le facilitazioni concesse nell'utilizzazione dei laboratori di spettrometria di massa e microsonda del Department of Geology and Mineralogy, University of Oxford.

BIBLIOGRAFIA

- ACCORDI B., ANGELUCCI A., SIRNA G. (1967) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Fogli 159 (Frosinone) e 160 (Cassino)*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- ANGELUCCI A. (1967) - *Rapporti tra tettonica pleistocenica e vulcanismo minore intrappenninico nel Lazio centro-meridionale*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, Serie 6, 18, 73-84.
- ANGELUCCI A., BROZZU P., CIVITELLI G., MORBIDELLI L., TRAVERSA G. (1974) - *Il vulcanismo pleistocenico della media Valle Latina (Lazio) - Caratteristiche petrografiche e geologiche dei principali afforamenti lavici*. Geologica Romana, 13, 83-123.

- APPLETON J.D. (1972) - *Petrogenesis of potassium-rich lavas from the Roccamonfina volcano, Roman Region, Italy*. J. Petrol., 13, 425-456.
- ARTH J.G. (1976) - *Behaviour of trace elements during magmatic process - Summary of theoretical models and their applications*. Jour. Research U.S. Geol. Survey, 4, 41-47.
- BASILONE P., CIVETTA L. (1975) - *Datazione K/Ar dell'attività vulcanica dei Monti Ernici (Latina)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., 31, 175-179.
- BERGOMI G., NAPPI C. (1971) - *Su alcune vulcaniti dell'alta e media Valle del F. Sacco (Lazio Meridionale) - Nota preliminare*. Boll. Serv. Geol. It., 92, 47-72.
- BROTZU P., MORBIDELLI L., TRAVERSA G. (1974) - *Significato petrologico delle variazioni com-natura dei clinopirosseni di I generazione presenti nelle lave alcalino potassiche della media Valle Latina (Frosinone)*. Boll. Serv. Geol. It., 94, 405-424.
- BROTZU P., MORBIDELLI L., TRAVERSA G. (1974) - *Significato petrologico delle variazioni com-posizionali caratterizzanti i fenocristalli clinopirossenici delle lave alcalino potassiche del settore di Monterado (Vulsini orientali)*. Mem. Ist. Geol. e Mineral. Univ. Padova, 31, 1-18.
- CAPALDI G., GASPARINI P., MOAURO D., SALVIA E., TRAVAGLIONE O. (1972) - *Rare earth abundances in the alkaline volcanic rocks from Campania, South Italy*. Earth Planet. Sci. Letters, 17, 247-257.
- CARMICHAEL I. S. E., TURNER F. J., VERHOOGEN J. (1974) - *Igneous petrology*. Mc Graw Hill Inc., New York, 1-739 pp..
- CARTER S.R., EVENSEN N.M., HAMILTON P.J., O'NIONS R.K. (1978) - *Continental volcanics derived from enriched and depleted source region: Nd- and Sr-Isotope evidence*. Earth Planet. Sci. Letters, 37, 401-408.
- 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. (1975) - *Mineral chemistry and petrogenetic aspects of the Vico lavas, Roma: volcanic region, Italy*. Contrib. Mineral. Petrol., 53, 129-144.
- DE GENNARO M., FRANCO E. (1971) - *Studio preliminare sulle vulcaniti dei Monti Ernici e della media Valle Latina*. Rend. Ac. Sc. Fis. Mat. Soc. Naz. Sc. Lett. Arti Napoli, 38, 215-242.
- DOLFI D., FARINATO R., TRIGILA R.C., HAMILTON D.L. (1976) - *Some experimental and thermodynamic evidences bearing on the origin of potassic volcanics from Central Italy*. Proceeding Intern. Congr. on Thermal Waters, Geothermal Energy and Volcanism of the Mediterranean area. Athens, october 5th-10th 1976.
- DOLFI D., TRIGILA R.C. (1978 a) - *The role of water in the 1944 Vesuvius eruption*. Contrib. Mineral. Petrol., 67, 297-304.
- DOLFI D., TRIGILA R.C. (1978 b) - *Clinopyroxenes from potassic lavas of Central Italy Quaternary volcanism*. Progress in Experimental Petrology, Fourth Report, 18-22.
- FAURE G., POWELL J.L. (1972) - *Strontium Isotope Geology*. Springer-Verlag, Berlin, 1-188 pp..
- FRANZINI M., LEONI L., SAITTA M. (1975) - *Revisione di una metodologia analitica per fluorescenza-X basata sulla correzione completa degli effetti di matrice*. Rend. Soc. It. Min. Petr., 31, 365-378.
- GHIARA M.R., LIRER L. (1977) - *Mineralogy and geochemistry of the « Low potassium » series of the Roccamonfina volcanic suite (Campania, South Italy)*. Bull. Volcanol., 41, 1-18.
- GREEN D.H., EDGAR A.D., BEASLEY P., KISS E., WARE N.G. (1974) - *Upper mantle source for some hawaiites, mugearites and benmoreites*. Contrib. Mineral. Petrol., 48, 33-43.
- HASKIN L.A., HASKIN M.A., FREY F.A., WILDMAN T.R. (1968) - *Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths*. In: AHRENS L.H. (ed.) - *Origin and distribution of the elements*. Pergamon Press, 7, 889-912 pp..
- HERRMANN A.G. (1969) - *Yttrium and Lanthanides*. In: WIDEPHOL K.H. (exec. ed.) - *Handbook of Geochemistry*. V. II-5, 39, 57-71, E 12-15.
- IRVING A.J. (1978) - *A review of experimental studies of crystal/liquid trace element partitioning*. Geoch. Cosmoch. Acta, 42, 6a, 743-770.
- LANGMUIR C.H., VOCKE R.D., HANSON G.N., HART S.R. (1978) - *A general mixing equation with applications to Icelandic basalts*. Earth Planet. Sci. Letters, 37, 380-392.

- LEONI L., SAITTA M. (1976) - *X-ray fluorescence analysis of 29 trace elements in rocks and mineral standards*. Rend. Soc. It. Min. Petr., 32, 497-510.
- MIDDLEMOST E. A. K. (1975) - *The Basalt Clan*. Earth Planet. Sci. Letters, 11, 337-364.
- MYSEN B. O. (1978) - *Experimental determination of rare earth element partitioning between hydrous silicate melt, amphibole and garnet peridotite minerals at upper mantle pressure and temperature*. Geoch. Cosmoch. Acta, 42, 1253-1263.
- O'NIONS R. K., PANKHURST R. J. (1973) - *Secular variations on the Sr-isotope composition of Icelandic volcanic rocks*. Earth Planet. Sci. Letters, 21, 13-21.
- POLI G., MANETTI P., PECCERILLO A., CECCHI A. (1977) - *Determinazione di alcuni elementi del gruppo delle terre rare in rocce silicatiche per attivazione neutronica*. Rend. Soc. It. Min. Petr., 33, 755-763.
- RINGWOOD A. E. W. (1974) - *Composition and Petrology of the Earth's mantle*. Mc Graw Hill Inc., New York, 1-618 pp..
- SHAW D. M. (1970) - *Trace element fractionation during anatexis*. Geoch. Cosmoch. Acta, 34, 237-243.
- STEWART D. C., THORNTON C. P. (1975) - *Andesite in oceanic region*. Geology, 3, 565-568.
- THOMPSON R. N. (1977) - *Primary basalts and magma genesis: III - Alban Hills, Roman magmatic Province, Central Italy*. Contrib. Mineral. Petrol., 60, 91-108.
- TURI B., TAYLOR H. P. JR. (1976) - *Oxygen isotope studies of potassic volcanic rocks of the Roman Province, Central Italy*. Contrib. Mineral. Petrol., 55, 1-31.
- VOLLMER R. (1977) - *Isotopic evidence for genetic relations between acid and alkaline rocks in Italy*. Contrib. Mineral. Petrol., 60, 109-118.
- WYLLIE P. J. (1977) - *Crustal anatexis: an experimental review*. Tectonophysics, 43, 41-71.