

INTERPRETAZIONE PETROGENETICA DI VARIAZIONI COMPOSIZIONALI IN FENOCRISTALLI FEMICI DI LAVE ETNEE

RENATO CRISTOFOLINI, VITTORIO SCRIBANO, ANNUNZIATA TRANCHINA
Istituto di Scienze della Terra dell'Università, Corso Italia 55, Catania

RIASSUNTO. — Nel quadro dello studio sui caratteri strutturali e composizionali dei fenocristalli di vulcaniti di serie alcalina dell'Etna, si sono eseguite analisi alla microsonda su fenocristalli femici (prevalentemente augite) di alcune lave di tipo hawaiano l.s. del versante nord-orientale del vulcano.

I fenocristalli di *augite*, benchè rientrino tutti nel campo delle saliti diopsidiche, mostrano per alcuni dettagli composizionali delle variazioni sensibili e significative. In una delle rocce esaminate è presente anche della *kaersutite*, con bordi opacitici in cui sono state individuate diverse fasi silicatiche di neo-formazione (olivina, plagioclasio, clinopirosseno povero in Ca, anfibolo). Sono stati inoltre analizzati fenocristalli di *olivina* e di *Ti-magnetite*.

Le variazioni composizionali dell'*augite* sono state messe in rapporto con diverse condizioni chimico-fisiche dell'ambiente di cristallizzazione: complessivamente i nuclei appaiono cristallizzati a pressioni più elevate degli involucri più esterni, fino a circa 5 kb. Non si sono infine notate chiare correlazioni tra la composizione dei nuclei dei fenocristalli e quella delle lave ove essi si trovano.

L'insieme dei dati è in accordo con evidenze strutturali che indicano come le porzioni nucleari potessero far parte di « feltri » cumulitici cristallizzati a profondità fino a circa 15 km, da fusi diversi da quelli rappresentati dall'attuale pasta di fondo.

ABSTRACT. — Mafic minerals (chiefly augite) in isolated grains and aggregates of hawaiite l.s. lavas (table 1) from the north-eastern flank of Mt. Etna (fig. 1) have been analyzed with the microprobe.

The *augite* phenocrysts, though being all grouped in the field of the diopside salites (fig. 2), show some significant changes in their chemical compositions (tables 2 to 4; figs. 3 to 8). *Kaersutite* (table 5; fig. 9) has also been found in the oldest of the analyzed lavas; this mineral shows a microcrystalline reaction rim where low-pressure silicate minerals have been recognized (table 5, ans. 1 b to 1 e) among which a Ti-rich gedrite (?). *Olivine* and *Ti-magnetite* phenocrysts have been analyzed too (tables 6 and 7).

The *augite* compositional variation can be referred to different physico-chemical conditions controlling

its crystallization: core compositions suggest pressures up to nearly 5 kb, higher than those shown by outer rims (MUÑOZ & SAGREDO, 1974). But the pattern of the compositional change of different crystals in the same rock can be different (fig. 4), indicating that each of them followed its own growth path. Furthermore no clear evidence for correlation between the core and the host lava compositions has been found (fig. 10).

The present data agree with textural evidence showing that the mafic mineral cores could have been part of a cumulate mush, crystallized at depth (down to about 15 km) from magmas differing from those represented by the groundmass of the analyzed lavas.

Premessa

Nel quadro delle ricerche petrologiche sulle vulcaniti dell'Etna si è evidenziata la grande importanza che riveste il significato delle diverse fasi in fenocristalli, caratteristiche della maggior parte delle lave di questo vulcano, per l'interpretazione dei meccanismi evolutivi che le hanno originate.

In quest'ottica, sono state recentemente effettuate dettagliate osservazioni strutturali e composizionali su fenocristalli di lave del basso versante nord-orientale etneo (CRISTOFOLINI e TRANCHINA, 1980), dalle quali è emerso, tra l'altro, che i fenocristalli plagioclasici sono caratterizzati da particolarità strutturali e composizionali indicative di storie di cristallizzazione complesse in ambienti diversi, e che non esistono evidenti correlazioni tra le composizioni dei nuclei di questi cristalli ed il chimismo delle rocce in cui si trovano. Dal punto di vista strutturale, i fenocristalli delle fasi femiche, sovente costituenti degli aggregati mono- o polifasici, potrebbero provenire dallo smembramento

di masse cumulitiche originate in profondità.

Per integrare, sia pure in modo preliminare, il quadro interpretativo già suggerito,

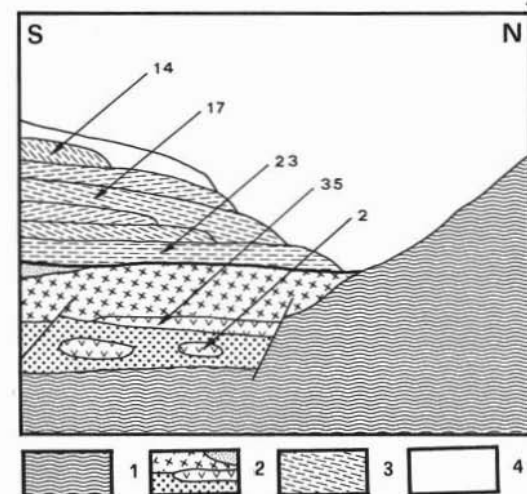
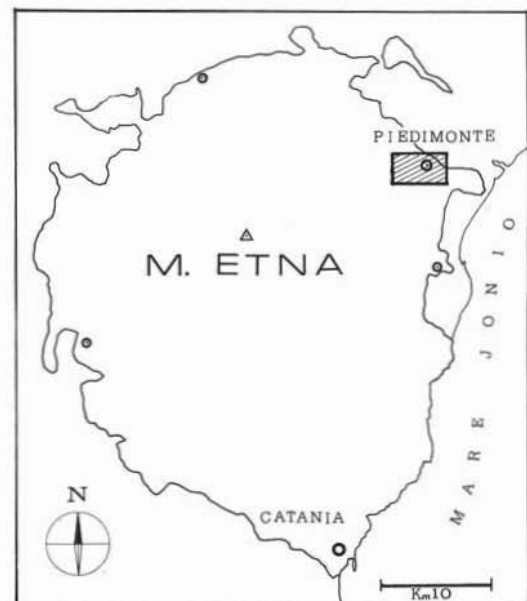


Fig. 1. — Ubicazione e schema della successione lavica in esame. - Spiegazione della legenda: 1 = rocce del basamento sedimentario (prev. argille e arenarie). 2 = « Vulcaniti antiche »: alla base livelli tufacei (punteggiato) con intercalazioni di lave ad anfibolo (vvv), lave con più rari relitti di anfibolo (vvv), altre lave (xxx) e depositi epiclastici (punteggiato fine). 3 = livelli di lave del « Mongibello antico ». 4 = lave recenti ed attuali del Mongibello costituenti la copertura della successione considerata. - Le frecce indicano, approssimativamente, la posizione nella successione dei campioni studiati.

nel presente lavoro si espongono i primi risultati e le interpretazioni ricavate da analisi alla microsonda su fenocristalli femici, precedentemente trascurati per l'impossibilità di ottenere dati composizionali sufficientemente accurati su queste fasi mediante metodi ottici: i minerali considerati sono in prevalenza *augite*, oltre a *kaersutite*, *olivina* e *magnetite* di cinque lave della zona di Piedimonte Etneo già prese in considerazione nel lavoro precedente.

Inquadramento geologico e petrografico

Le vulcaniti studiate appartengono a cinque diversi livelli di una successione di colate laviche affiorante sul basso versante nord-orientale etneo, nei dintorni di Piedimonte (fig. 1), della quale sono già ampiamente noti i caratteri geologici, petrografici e chimici (AA.VV., 1979; CRISTOFOLINI et al., 1977; CRISTOFOLINI e SPADEA, 1975; CRISTOFOLINI e TRANCHINA, 1980; PUGLISI e TRANCHINA, 1977). La parte basale di questa successione, che qui giace direttamente sul substrato sedimentario dell'edificio etneo, è data dalle « vulcaniti antiche », correlabili con prodotti provenienti dall'asse eruttivo del Trifoglietto II e con manifestazioni più antiche (basalti alcalini - tefriti): i prodotti qui analizzati provengono da intercalazioni di lave ad anfibolo in una successione tufacea (Pd2) e da colate di lava, immediatamente sovrapposte al substrato sedimentario (Pd35). Sopra le vulcaniti antiche si hanno dei prodotti riferibili probabilmente all'asse eruttivo del Mongibello antico, costituiti in assoluta prevalenza da lave: da questa seconda parte della successione provengono le altre tre lave analizzate (Pd17, Pd23, Pd14; quest'ultima proveniente dal tetto della successione considerata).

Dai risultati analitici, riportati in Tab. 1, si rileva che queste vulcaniti, già classificate su base normativa (sec. STRECKEISEN, 1967) come *latitandesiti* (Pd35, Pd23, Pd17), *latitbasalti* (Pd14) e *tefriti fonolitiche* (Pd2), per la loro affinità a prodotti della serie alcalina sodica sono definibili come *hawaiiiti l.s.* (cfr. MACDONALD e KATSURA, 1964), sia pure con le più volte indicate perplessità a causa del relativamente basso tenore in TiO_2 ed il contenuto piuttosto alto in Al_2O_3 , rispetto alle analoghe rocce di ambiente oceanico (CRISTO-

TABELLA 1

Analisi chimiche e modali dei campioni di lave esaminati

(cfr. rif. bibliografici nel testo)

Camp.	Analisi chimiche				
	Pd2	Pd35	Pd23	Pd17	Pd14
SiO ₂	51.18	49.25	51.64	50.73	51.52
Al ₂ O ₃	17.72	17.48	18.19	18.88	14.12
Fe ₂ O ₃	5.66	3.32	3.97	2.49	2.14
FeO	4.13	6.02	5.46	6.70	6.25
MnO	.14	.16	.13	.19	.17
MgO	3.50	5.16	4.05	3.46	8.02
CaO	8.76	9.17	7.50	9.58	10.42
Na ₂ O	4.18	4.50	4.93	4.20	3.74
K ₂ O	1.72	1.70	1.50	1.14	1.63
TiO ₂	1.59	1.45	1.59	1.79	1.39
P ₂ O ₅	.50	.78	.49	.31	.33
H ₂ O ⁻	.37	.31	.18	.35	.16
H ₂ O ⁺	.59	.46	.45	.67	.30
Tot.	100.04	99.48	100.08	100.53	100.08

Pl fx	Dati modali				
	8	51	14	22	tr.
Pl p.f.	51	16	57	44	47
Cpx	7	2	3	tr.	14
Ol	-	4	2	1	8
Fem. p.f.	24	17	15	30	20
Op	4	10	9	2	10
Anf	6	-	-	-	-
I.P.	21	57	20	23	22
I.C.	41	33	28	34	53
Struttura	Msp	Lp	Lp	Plp	Map

FOLINI e LO GIUDICE, 1968; CRISTOFOLINI, 1970, 1973).

Dal punto di vista della composizione modale e dei caratteri strutturali le lave considerate si possono definire *mesotipo-porfiriche* (Pd2, Pd14), *leucofiriche* (Pd35, Pd23) e *plagioclasiofiriche* (Pd17), secondo l'uso adottato per le lave etnee (cfr. SPADEA, 1972; CRISTOFOLINI e SPADEA, 1975).

Per quanto riguarda i caratteri petrografici essenziali delle rocce in esame si riassumono qui alcune notizie tratte dai lavori citati all'inizio del paragrafo. Queste lave hanno una struttura marcatamente porfirica (22 < I.P. < 57), con fenocristalli di plagioclasio, clinopirosseno, olivina, minerali opachi e, nel campione Pd2, anche anfibolo bruno ed apatite, immersi in una massa di fondo microcristallina, talora oligoialina, costituita da microliti delle stesse fasi in fenocristalli (escluso l'anfibolo), con tessitura generalmente a tendenza intersertale e localmente più o meno marcatamente fluidale, in particolare attorno ai fenocristalli di maggiori dimensioni.

Il *plagioclasio* in fenocristalli ha una composizione mediamente andesinica, con estese zonature (An₈₄₋₁₇), ed è caratterizzato da strutture (p.e.: nuclei riassorbiti, inclusioni pecilittiche in zone concentriche, frequenti aggregati per sinneusi, zonature oscillatorie, etc.) indicative di una crescita in condizioni chimico-fisiche ampiamente variabili, per intervalli di tempo probabilmente lunghi. I fenocristalli di *augite* sono debolmente colorati su toni bruni, raramente tendenti al verde pallido ed hanno 2V_γ = 51-55° e c^γ = 35-54°. Gli individui augitici costituiscono spesso aggregati di tipo cumulitico, sia monomineralici, sia con olivina e polifasici di tipo « gabbrico ». L'*olivina* dei fenocristalli presenta un 2V_α = 80-88° riferibile a composizioni crisolitiche (Fo₈₀₋₈₅) e mostra spesso bordi arrotondati e fratture periferiche curvilinee, subparallele ai bordi, analoghe a quelle descritte da MOORE e EVANS (1967). I fenocristalli di *anfibolo* sono generalmente caratterizzati da un vistoso bordo opacitico, costituito da una fitta compagine di finissime granulazioni opache in un continuo assai torbido, non risolvibile otticamente; la porzione relitta presenta 2V_α = 78°, c^γ = 6° ed un marcato pleocroismo con schema γ ≅ β ≫ α (α = giallo paglierino; β ≅ γ = bruno rossastro) ed è riferibile quindi ad un termine kaersutitico. Non di rado l'anfibolo è concresciuto con individui pirossenici e presenta inclusioni pecilofittiche di plagioclasio e più raramente di granuli arrotondati di olivina e magnetite.

Gli ossidi opachi di cristallizzazione intratellurica costituiscono nelle lave esaminate dei microfenocristalli da euedrali a più spesso anedrali, sia isolati, sia facenti parte di aggregati polifasici; assai frequentemente poi questi minerali appaiono inclusi in fenocristalli femici.

Risultati analitici e discussione dei dati

Nella Tab. 2 viene data una selezione di analisi alla microsonda su fenocristalli di clinopirosseno: trattandosi di analisi per punti, per ogni cristallo esaminato sono state eseguite diverse analisi, generalmente al nucleo (n) ed in involucri più esterni (p), trascurando gli orli periferici estremi. A parte viene riportato l'intervallo di variazione di tutte le analisi eseguite e, per confronto,

quello di pirosseni etnei precedentemente analizzati (ATZORI e LO GIUDICE, 1976) (1). Nella stessa Tab. 2 vengono date le formule unitarie (calcolate per $0 = 6$), l'indice di frazionamento ($Mg/(Mg + Fe)$) e le proporzioni dei termini estremi, calcolate sulla base dei rapporti atomici di Ca, Mg e Fe. Le stesse proporzioni dei termini estremi (Wo, En, Fs) per tutte le analisi eseguite sono riportate nel diagramma di fig. 2 insieme al campo composizionale dei pirosseni etnei delle rocce di serie alcalina, precedentemente analizzati.

In tale diagramma tutti i punti rappresentativi dei pirosseni in esame si proiettano in un'area piuttosto ristretta, nel campo delle saliti diopsidiche, dove si possono individuare, nonostante l'elevata concentrazione di punti — anche per individui diversi nella stessa lava — due allineamenti tendenzialmente contrastanti: l'uno con limitate variazioni del rapporto Mg/Fe (compatibile con tendenze piuttosto comuni ai pirosseni di rocce di serie alcalina; cfr. p. es. MURRAY, 1954; DEER et al., 1963; GIBB, 1973); l'altro caratterizzato da variazioni nel tenore in calcio (analogo a quello riscontrato da DUNCAN & PRESTON, 1980, in pirosseni di altre lave alcaline etnee). Questo fatto comporta che il rapporto $Mg/(Mg + Fe^+)$ varia irregolarmente, talora diminuendo o altre volte aumentando dal nucleo alla periferia dei diversi individui clinopirossenici.

Il calcolo della formula unitaria, eseguito secondo il metodo di PAPIKE et al. (1974), che dà la possibilità di valutare sommariamente la ripartizione di Fe nei due stati di ossidazione (per alcune obiezioni al metodo cfr. CAWTHORN & COLLERSON (1974)), consente di riconoscere l'andamento della distribuzione dell'alluminio, riconoscibile nel

(1) Analisi eseguite con microsonda Microscan 5 munita di EDS della Cambridge Instruments; potenziale di accelerazione 20 kV; elemento di riferimento (per tutti gli elementi analizzati): Co; programmi di correzione di MASON et al. (1975).

Il lavoro analitico è stato svolto presso il Dept. of Geology dell'University College London, durante un soggiorno di studio di uno degli Autori (V.S.), finanziato con un contributo C.N.R.: si ringraziano in particolare per la cordiale collaborazione prestata il Dr. M.K. WELLS, il Dr. R.M.F. PRESTON ed il personale tecnico dell'U.C.L., nonché il Dr. J.F.W. BOWLES dell'U.K. Geol. Inst. Geoch. Div., ed il Dr. A.M. DUNCAN del Luton College.

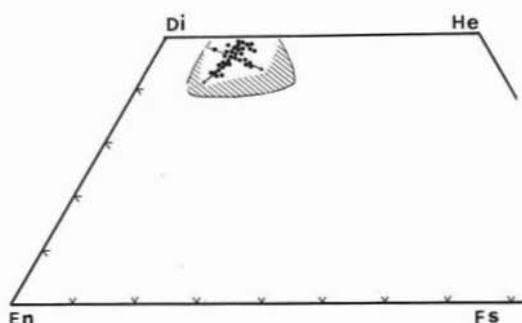


Fig. 2. — Proporzioni dei termini estremi Wo/En/Fs calcolate sulla base dei rapporti cationici tra gli elementi maggiori (Ca, Fe, Mg). I punti proiettati nel diagramma corrispondono a tutte le analisi effettuate. L'area tratteggiata copre il campo dei pirosseni etnei (cfr. indicazioni bibl. nel testo).

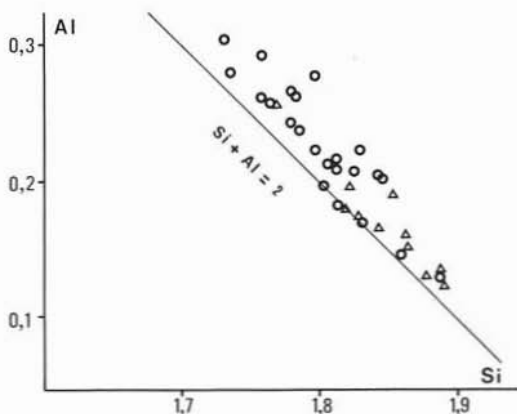
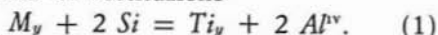


Fig. 3. — Relazioni cationiche Al/Si (per $0 = 6$) nell'augite; si nota una dispersione piuttosto ampia dei valori e il frequente eccesso di Al rispetto a $(Si + Al) = 2$.

diagramma di fig. 3. Qui sono rappresentati i rapporti Si/Al nella formula unitaria, caratterizzati in generale da un modesto eccesso di Al rispetto alla differenza $(2 - Si)$, fatto che comporta la presenza di Al^{VI} nelle formule strutturali (Tab. 2). Ciò si traduce nel calcolo di CaTSC (secondo KUSHIRO, 1962) o di Jd (secondo CAWTHORN & COLLERSON, 1974) fra i termini estremi dei pirosseni analizzati. Dall'esame dei dati analitici (Tabb. 2 e 4; figg. 3 e 4) si nota in particolare che il tenore in Al^{VI} è più elevato al nucleo di alcuni fenocristalli che non nella generalità dei casi. Per quanto riguarda Al^{IV} si può notare che questo mostra un intervallo di variazione piuttosto ampio, ma con una meno marcata tendenza a dipendere dallo

stadio di crescita: infatti mentre per alcuni individui si nota una parallela diminuzione dei tenori in Al^{VI} e Al^{IV} dal nucleo alla periferia, in altri granuli, anche della stessa lava, l'alluminio tetracoordinato rimane praticamente costante al diminuire di quello ottaedrico.

Dai dati esposti in Tab. 2 si osserva che il Ti mostra una variazione da 0,02 a 0,07 cationi per formula unitaria, con una correlazione significativa rispetto ad Al^{IV} ($r = 0,80$); quest'ultimo tuttavia cresce più rapidamente di quanto sarebbe richiesto dalla reazione di sostituzione



Ciò sembra essere un carattere tipico di pirosseni delle serie alcaline (KUSHIRO, 1960) e dovrebbe essere legato a complessi fattori di controllo della reazione (1), tra cui l'attività di Al e Si (cristallizzazione del plagioclasio) e quella di Fe^{3+} (cristallizzazione di magnetite titanifera) (GIBB, 1973).

I diagrammi della fig. 6 mostrano una significativa correlazione negativa tra l'indice di frazionamento ($Mg/(Mg + Fe^t)$) di questi pirosseni ed i tenori di Ti e Al^{IV} ($r = -0,79$ e $-0,63$ rispettivamente), benchè a causa della non regolare distribuzione di Fe/Mg tra nucleo e periferia non si noti nessuna dipendenza del rapporto tra i parametri considerati dalla posizione del punto analizzato all'interno dei diversi cristalli.

Mentre si ha una certa correlazione positiva tra Na e Fe^{3+} ($r = 0,72$), con costante eccesso di quest'ultimo rispetto a Na, Ti e Fe^{3+} , tra loro vicarianti, appaiono scarsamente dipendenti tra di loro, in funzione

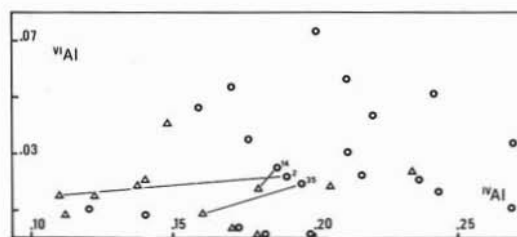


Fig. 4. — Relazioni cationiche Al^{IV}/Al^{VI} ; vengono distinti i nuclei (cerchi vuoti) dagli involucri esterni (triangoli); vengono anche evidenziate a scopo esemplificativo alcuni andamenti evolutivi mediante linee congiungenti; si nota che nel dettaglio le tendenze evolutive sono diverse, anche per individui nella stessa lava.

dell'assai irregolare andamento del rapporto di ossidazione del ferro rispetto a Fe^t (ed a mg); pertanto non risulta evidente una dipendenza immediata dall'attività di Fe^{3+} dell'ingresso di Ti nel reticolo pirossenico (CARMICHAEL et al., 1974; GIBB, 1973).

Per quanto riguarda le condizioni di cristallizzazione delle augiti etnee qui considerate, appare particolarmente significativo l'esame della distribuzione dell'alluminio: come è noto il tenore di questo elemento nei pirosseni e la sua distribuzione nelle diverse posizioni strutturali dipendono dalle condizioni chimico-fisiche dell'ambiente di cristallizzazione. In particolare l'ingresso di Al in posizione ottaedrica è favorito dalla pressione, mentre quello in posizione tetraedrica è favorito dalle alte temperature e più in generale dai fattori che inibiscono l'attività di Si, quali la pressione di vapor d'acqua, la cristallizzazione di plagioclasio, ecc. (DOLFI e TRIGILA, 1978; LE BAS, 1962; KUSHIRO, 1962; THOMPSON, 1974). Nel caso specifico i tenori in Al^{VI} e conseguentemente il tenore in CaTSC (Tab. 4, fig. 4) suggeriscono in complesso, e particolarmente per i nuclei, condizioni di cristallizzazione ampiamente variabili a pressioni da medie a basse (sec. GIBB, 1973; MUÑOZ e SAGREDO, 1973); in particolare i tenori in Al^{VI} (0,0-0,07) sono simili a quelli riscontrati da BAXTER (1978) in clinopirosseni di inclusioni gabbriiche ritrovate in lave hawaïitiche dell'Isola di Mauritius, per i quali sono state indicate pressioni di cristallizzazione fino a 5 kb.

Ulteriori precisazioni sulle condizioni di pressione nell'ambiente di formazione delle augiti analizzate si possono dare sulla base delle percentuali molecolari dei termini estremi (calcolate sec. KUSHIRO, 1962), delle quali sono riportati alcuni esempi in Tab. 4. I tenori del componente $CaTiAl_2O_6$ (media = 3,6 % mol.; intervallo: 1,8-6,4 % mol.) indicherebbero infatti pressioni certamente inferiori a 10 kb (YAGI e ONUMA, 1967), in accordo anche con le percentuali molecolari di $CaAl_2SiO_6$ (media = 3,5 % mol.; intervallo: 0,0-7,2 % mol.) che indicano $P \leq 5$ kb (MUÑOZ e SAGREDO, 1974), riferibili a profondità di cristallizzazione uguali o inferiori a 15 km.

La variabilità composizionale dei pirosseni analizzati, che testimonia delle complesse si-

TABELLA 2

Selezione di analisi alla microsonda su fenocristalli clinopirossenici delle rocce considerate

Camp. Anal. Zona	Pd2								Pd35							
	17 n	47 p	11 n	21 p	31 n	9 p	34 n-----p	40 n	24 n	4 n	14 n-----p	15 n	16 p	20 n	5 n	17 n
SiO ₂	47.94	50.62	46.21	49.96	51.13	48.51	49.38	51.00	47.87	48.42	48.91	49.60	48.93	50.66	47.38	46.11
TiO ₂	1.46	.89	2.11	1.20	.71	1.36	1.23	.85	1.74	1.85	1.44	1.42	1.67	1.25	2.23	2.40
Al ₂ O ₃	6.02	3.16	6.93	4.38	3.08	5.12	4.90	2.86	6.03	6.12	4.93	3.80	4.67	3.01	6.23	6.30
FeO ^t	7.30	6.98	8.88	7.60	7.51	8.05	6.74	7.59	8.72	8.72	8.05	8.81	9.33	8.15	8.33	9.32
MnO	.17	.20	.15	.31	.21	.18	.15	.27	.23	.12	.21	.22	.23	.23	.12	.15
MgO	13.21	14.48	12.36	13.85	14.45	13.15	14.01	14.72	12.85	12.75	13.85	13.57	13.12	14.28	12.13	12.27
CaO	22.74	22.47	22.08	21.86	22.58	22.90	22.93	21.94	22.43	22.23	22.12	21.31	21.36	21.66	21.45	21.53
Na ₂ O	.64	.58	.72	.66	.73	.79	.91	.46	1.08	.56	.70	1.00	.61	.67	.55	.97
K ₂ O	-	-	.03	-	-	-	-	.04	-	.05	.02	-	-	.05	-	.05
Tot.	99.48	99.38	99.47	99.82	100.40	100.06	100.25	99.73	100.95	100.82	100.23	99.73	99.92	99.96	98.42	99.10

numero cationi per 6 ossigeni (sec. PAPIKE et al., 1974):

Si	1.781	1.878	1.728	1.851	1.878	1.795	1.811	1.890	1.756	1.788	1.805	1.842	1.844	1.877	1.795	1.732
Al IV	.219	.122	.272	.149	.122	.205	.189	.110	.244	.212	.195	.158	.156	.123	.205	.268
Al VI	.044	.016	.033	.042	.011	.018	.023	.015	.017	.054	.019	.009	.047	.009	.073	.011
Fe ³⁺	.139	.097	.173	.088	.123	.168	.163	.080	.208	.095	.147	.142	.060	.093	.046	.192
Fe ²⁺	.088	.119	.105	.147	.107	.081	.044	.155	.059	.174	.102	.132	.228	.160	.218	.100
Mg	.731	.801	.689	.765	.791	.725	.766	.813	.702	.702	.762	.751	.722	.789	.685	.687
Mn	.005	.006	.005	.010	.007	.006	.005	.008	.007	.004	.007	.007	.007	.007	.004	.005
Ti	.041	.025	.059	.033	.020	.038	.034	.024	.048	.051	.040	.040	.046	.035	.064	.068
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca	.905	.893	.884	.868	.889	.908	.901	.871	.882	.880	.874	.848	.845	.860	.871	.866
Na	.046	.042	.052	.047	.052	.057	.065	.033	.077	.040	.050	.072	.044	.048	.040	.071
Mg*	.76	.78	.71	.76	.76	.74	.79	.77	.72	.72	.75	.73	.71	.75	.70	.70
Fe ^{3+/mg}	.61	.44	.62	.37	.53	.67	.78	.34	.77	.35	.59	.51	.20	.36	.17	.65
En	39.16	41.78	37.15	40.73	41.28	38.41	40.78	42.18	37.78	37.90	40.27	39.97	38.77	41.32	37.56	37.12
Fs	12.42	11.62	15.18	13.06	12.36	13.50	11.25	12.64	14.78	14.58	13.48	14.92	15.86	13.61	14.67	16.07
Wo	48.42	46.60	47.68	46.21	46.36	48.09	47.97	45.18	47.43	47.50	46.24	45.15	45.37	45.07	47.76	46.81

* mg = (Mg/Mg + Fe^t)

(continua)

tuazioni ambientali che ne hanno condizionato la crescita, si può desumere anche dal diagramma SiO₂-Al₂O₃ (fig. 7) dove i punti rappresentativi, benché si riferiscano tutti a cristalli di lave di serie alcalina, cadono in parte sia nel campo dei pirosseni di rocce peralcaline, sia in quello di rocce subalcaline (sec. KUSHIRO, 1962), con una tendenza dei nuclei ad essere più ricchi in Al₂O₃ e più poveri in SiO₂ delle rispettive periferie; non mancano però esempi di evoluzione con correlazione positiva tra allumina e silice, e di nuclei più spostati verso il campo dei pirosseni di rocce non alcaline rispetto alle porzioni periferiche.

Anche le variazioni di Na e Mg rispetto a Ca sono relativamente ampie, dato che i punti rappresentativi si disperdono fino nei campi dei pirosseni di lave mugearitiche e benmoreitiche dell'Etna, definiti da DUNCAN e PRESTON (1980), pur essendo tutte le rocce qui considerate riferibili a termini hawaïitici. I dati disponibili non consentono di riconoscere distinte tendenze evolutive della distri-

buzione di questi elementi, essendo i campi di variazione delle composizioni dei nuclei ampiamente sovrapposti a quelli delle periferie (fig. 8).

Infine dal diagramma di fig. 10 si può notare come al relativamente ampio intervallo di variazione del parametro *mg* delle lave considerate (0,40-0,63) faccia riscontro una molto più modesta variazione dell'indice di frazionamento (*mg*) dei pirosseni, che mostrano per questo rapporto valori medi molto prossimi e non correlati con quello delle rocce.

Anfibolo

Come già si è detto l'anfibolo è presente in uno soltanto dei campioni studiati (Pd2), dove costituisce fenocristalli sempre più o meno estesamente riassorbiti; le analisi alla microsonda riguardano sia le zone al nucleo, non trasformate, sia le aureole opacitiche. Nella Tab. 5 sono riportati i risultati di alcune di queste analisi e le rispettive formule unitarie calcolate sulla base della for-

Segue Tab. 2

Camp. Anal. Zona	Pd23								Pd17					Pd14			
	10 n	7 p	1 n	2 p	14 n	13 p	7 n	15 n	1 n	2 p	5 n	3 p	8 n	6 n-----p	5 n	11 n	9 n
SiO ₂	49.55	47.63	49.76	48.92	50.64	49.99	48.48	48.74	49.22	50.35	48.32	49.28	49.94	48.43	48.72	47.47	47.67
TiO ₂	1.12	1.86	1.12	1.74	.82	.81	1.40	1.66	1.44	1.29	2.02	1.50	1.38	1.89	1.69	2.34	1.94
Al ₂ O ₃	4.24	5.87	5.17	4.07	3.42	3.50	5.48	4.72	4.58	3.69	5.58	4.15	4.01	4.87	4.47	6.72	5.90
FeO ⁺	7.98	8.53	5.94	9.39	7.59	7.17	7.85	7.95	7.70	7.27	7.83	7.53	7.17	8.66	7.92	8.22	7.59
MnO	.32	.18	-	.30	.27	.20	.19	.27	.04	.18	.22	.20	.16	.32	.10	.13	.18
MgO	14.44	13.32	14.53	13.73	15.00	14.44	13.87	13.15	14.12	14.38	13.17	14.20	14.22	12.62	13.21	12.47	13.23
CaO	22.04	22.13	22.28	21.13	22.16	22.23	23.18	22.06	22.79	22.63	22.11	22.32	22.72	21.76	22.07	22.52	22.40
Na ₂ O	.99	.52	.83	.97	.52	.54	.79	.62	.86	.34	.85	.85	.94	.88	.87	.62	.93
K ₂ O	-	-	-	.02	-	-	.01	.04	.03	.02	-	-	-	-	.01	-	.03
Cr ₂ O ₃	.06	.01	.12	-	.02	.15	.03	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Tot.	100.74	100.05	99.75	100.27	100.44	99.03	100.28	99.20	100.78	100.15	100.10	100.04	100.54	99.43	99.06	100.49	99.87

numero cationi per 6 ossigeni (sec. PAPIKE et al., 1974):

Si	1.813	1.767	1.826	1.828	1.858	1.859	1.783	1.824	1.802	1.861	1.788	1.818	1.829	1.812	1.821	1.757	1.764
Al IV	.183	.233	.171	.172	.141	.136	.216	.176	.198	.139	.212	.180	.171	.188	.179	.243	.236
Al VI	-	.024	.053	.004	.007	.018	.022	.033	-	.021	.031	-	.003	.026	.018	.051	.021
Fe ³⁺	.192	.142	.114	.141	.126	.112	.173	.095	.179	.071	.130	.158	.159	.120	.128	.106	.174
Fe ²⁺	.053	.122	.068	.147	.107	.112	.069	.154	.056	.154	.112	.074	.061	.151	.120	.148	.061
Mg	.788	.737	.796	.751	.821	.802	.761	.734	.770	.792	.726	.781	.776	.704	.736	.688	.730
Mn	.010	.006	-	.009	.008	.006	.006	.009	.001	.006	.007	.006	.005	.010	.003	.004	.006
Ti	.031	.052	.031	.048	.023	.023	.039	.047	.040	.036	.056	.042	.038	.053	.048	.065	.054
Cr	-	-	.003	-	.001	.005	.001	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca	.864	.880	.878	.831	.872	.888	.875	.885	.894	.896	.876	.882	.892	.872	.884	.893	.888
Na	.070	.037	.059	.069	.037	.039	.056	.045	.061	.024	.061	.061	.067	.064	.063	.045	.067
mg*	.76	.73	.81	.72	.77	.78	.76	.74	.76	.77	.75	.77	.77	.72	.74	.72	.75
Fe ³⁺ /mg	.78	.53	.40	.48	.54	.50	.71	.38	.76	.31	.53	.68	.72	.44	.52	.42	.72
En	41.32	39.04	42.89	39.95	42.39	41.79	40.41	39.30	40.56	41.42	39.21	41.06	41.11	37.89	39.98	37.39	39.38
Fs	13.33	14.34	9.84	15.83	12.50	11.96	13.15	13.32	12.40	11.75	13.46	12.55	11.65	15.14	13.43	14.06	12.66
Wo	45.35	46.72	47.28	44.22	45.11	46.25	46.44	47.37	47.04	46.82	47.33	46.39	47.23	46.97	48.03	48.54	47.95

* mg = (Mg/Mg + Fe²⁺)

mula A₀₋₁X₂Y₅Z₈O₂₂(OH)₂, secondo quanto suggerito da Ross et al. (1969): in particolare l'eccesso di (Al^{vi} + Fe + Mg + Mn + Ti) rispetto a 5 è stato considerato come Fe (e Mg) in X (M₄), dove si trovano anche Ca, Na e K; l'eccesso di (Ca + Na + K + Fe) rispetto a 2 ha definito il numero di cationi in A, mentre Na(M₄) è stato calcolato come 2 - (Ca + Fe(M₄)), considerando tutto K in A.

Sulla base delle formule unitarie è stato possibile inquadrare l'anfibolo esaminato rispetto ai termini estremi teorici, Tschermakite, Pargasite, Edenite, Tremolite; proiettando i punti rappresentativi nel diagramma Al^{iv}/ΣA (fig. 9) si osserva che essi cadono in prossimità del termine pargasitico, un po' oltre la congiungente con la tschermakite, a causa di tenori in Al^{iv} in eccesso rispetto a due cationi per formula unitaria: questo carattere e l'elevato contenuto di Ti (0,50-0,56 cationi per formula unitaria) permettono di definire questo anfibolo come *kaersutite* (sec. DEER et al., 1963; WILKINSON, 1961). I dati presentati sono perfettamente

TABELLA 3

Intervallo compositivo dei pirosseni etnei e dei pirosseni studiati, esteso anche alle analisi non riportate in Tab. 2

	Intervallo compositivo Etna (*)	Intervallo compositivo Piedimonte
SiO ₂	47.40 - 51.87	46.21 - 51.13
TiO ₂	.44 - 2.38	.70 - 2.34
Al ₂ O ₃	1.91 - 6.58	2.21 - 6.93
FeO*	3.71 - 10.39	5.92 - 9.38
MnO	.00 - .48	.00 - .37
MgO	12.83 - 16.84	12.36 - 15.05
CaO	20.62 - 22.78	20.92 - 22.93
Na ₂ O	.31 - 1.52	.54 - 1.12
K ₂ O	.00 - .16	.00 - .37

(*) da: ATZORI e LO GIUDICE (1976) * FeO totale

comparabili con quelli di altre kaersutiti dell'Etna (KLERKX, 1964; CRISTOFOLINI e LO GIUDICE, 1969), che si distinguono da quelle del presente lavoro per tenori di Ti e Fe leggermente più bassi (0,35-0,44 e

TABELLA 4

Selezione esemplificativa delle percentuali molecolari dei termini estremi di augiti analizzate, calcolate secondo KUSHIRO (1962)

Camp.	n		p		n		p		n		intervallo di variazione*
	Pd2	Pd2	Pd35	Pd35	Pd23	Pd23	Pd17	Pd17	Pd14	Pd14	
Anal.	17	40	14	5	1	13	5	3	11	6	
NaFe ³⁺ Si ₂ O ₆	4.6	3.3	5.0	4.0	5.9	3.9	6.1	6.1	4.5	6.4	3.0 - 8.0
NaAlSi ₂ O ₆	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	- -
CaCrAlSiO ₆	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.2	0.2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0 - 0.2
CaTiAl ₂ O ₆	4.1	2.4	4.0	6.4	3.1	2.3	5.6	4.2	6.5	5.3	1.8 - 6.4
CaFe ³⁺ AlSiO ₆	9.3	4.7	9.6	0.4	5.5	7.2	6.9	9.6	6.2	5.6	0 - 10
CaAlAlSiO ₆	4.4	1.5	1.9	7.3	5.3	1.8	3.1	-	5.1	2.6	0 - 7.3
CaFe ³⁺ Fe ³⁺ SiO ₆	-	-	-	0.1	-	-	-	-	-	-	0 - 0.1
CaSiO ₃	36.4	39.3	40.7	36.4	36.8	38.8	36.0	37.1	35.7	36.9	36 - 41
MgSiO ₃	36.8	41.1	35.9	34.5	39.8	40.4	36.7	39.3	34.6	35.7	34 - 41
FeSiO ₃	4.4	7.7	5.1	10.9	3.4	5.6	5.6	3.7	7.4	7.5	2 - 11

* esteso anche alle analisi riportate in tab. 2

TABELLA 5

Analisi della kaersutite e dei prodotti di trasformazione (1b, 1c, 1d e 1e) dei bordi opacitici

Anfibolo		Bordo opacitico							
Camp.	Pd2								
Anal.	1	5	6	48	54	1b	1c(Px)	1d(O1)	1e(Mt)
SiO ₂	40.05	40.63	40.45	40.51	40.26	41.58	44.44	40.98	.41
TiO ₂	5.04	4.66	4.89	4.54	4.96	2.52	3.85	.15	13.14
Al ₂ O ₃	12.68	13.25	12.35	12.79	12.80	14.89	8.66	.16	4.07
FeO	11.15	11.37	10.79	11.49	11.08	8.26	15.71	7.10	76.23
MnO	.21	.10	.24	.18	.12	.43	.63	.07	.54
MgO	13.26	13.45	13.66	13.28	13.39	21.15	21.94	50.51	3.76
CaO	12.02	11.63	11.77	11.86	11.94	4.85	2.81	.14	.01
Na ₂ O	2.71	2.86	2.61	2.64	2.95	2.05	1.71	.64	.02
K ₂ O	.80	.73	.81	.92	.78	.22	.10	-	-
Tot.	97.92	98.68	97.57	98.21	98.28	95.95	99.85	100.39	98.18
numero cationi per 23 ossigeni:						(O=6):	(O=4):		
Si	5.929	5.950	5.990	5.977	5.933	6.000	1.655	.933	
Al IV	2.071	2.050	2.010	2.023	2.067	2.000	.335		
Al VI	.141	.236	.145	.201	.156	.533	.045		
Ti	.562	.513	.544	.504	.549	.273	.108	.002	
Fe	1.380	1.392	1.336	1.418	1.365	.996	6.403	.489	.143
Mn	.027	.013	.030	.023	.015	.052	.020	.014	
Mg	2.925	2.937	3.016	2.920	2.941	4.594	1.218	1.824	
Ca	1.906	1.824	1.867	1.876	1.886	.750	.112	.003	
Na	.778	.811	.749	.754	.842	2.827	.574	1.365	.123
K	.151	.144	.154	.174	.144	.041	.005	-	
Na(M4)	.059	.085	.062	.058	.088				
Fe(M4)	.035	.091	.071	.066	.026				
ΣA	.870	.870	.841	.840	.898	.768			
Mg	.68	.68	.69	.67	.68	.82	.71	.92	
Mg + Fe									

1,22-1,30 cationi per formula unitaria rispettivamente).

Dai dati sperimentali su orneblende mag-

matiche (ERNST, 1976, HELZ, 1973) risulta che i tenori in Al^{IV} e Ti (Al-Tschermakite e Ti-Tschermakite) sono positivamente corre-

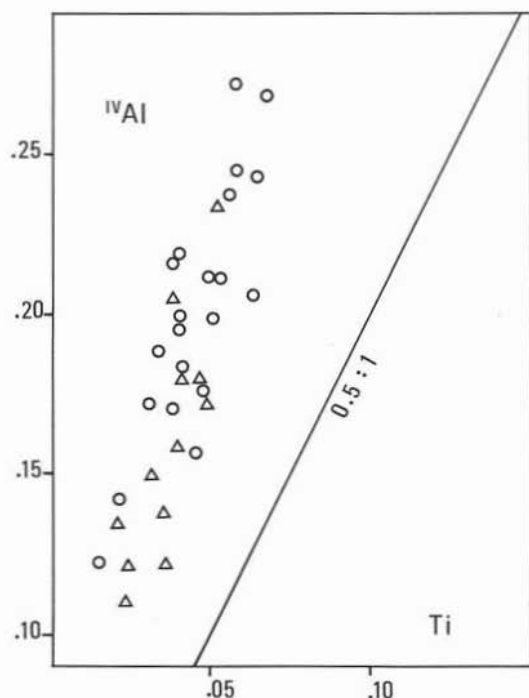


Fig. 5. — Rapporti cationici Al^{IV}/Ti . Per i simboli si rimanda alla Fig. 4.

lati con le temperature, mentre per $Na(M_4)$ ed Al^{IV} (glaucofane) si verifica l'inverso; questi ultimi presentano invece una correlazione positiva con la pressione. Nel caso specifico, basandosi su risultati sperimentali (HALLOWAY e BURNHAM, 1972); HELZ, 1973), i tenori di $Na(M_4)$ ed Al^{IV} (compresi fra 0,06-0,09 e 0,14-0,20 rispettivamente) sono compatibili con condizioni di pressione medie, con $P(H_2O) \leq P(tot) \leq 5$ kb. Tenendo presente che la kaersutite è concresciuta con augite, e che per i nuclei augitici si è suggerita una $P(tot)$ di cristallizzazione fino a 5 kb, assumendo $P(H_2O) = P(tot)$, si possono ricavare indicativamente temperature di formazione tra 950 e 1050° C (HELZ, 1973). Anche i rapporti strutturali offrono indicazioni coerenti con quelle sopra accennate: per temperature tra 970° e 1000° C ($P(H_2O) = 5$ kb) augite ed anfibolo presentano concrescimenti (HELZ, 1973) del tipo di quelli che si possono osservare nella roccia considerata, mentre a temperature inferiori le stesse fasi si segregano in individui separati. Il concrescimento di kaersutite e plagioclasio di tipo pecilofitico, osservato nel-

la lava Pd2, indicherebbe secondo dati sperimentali (BAXTER, 1978; YODER e TILLEY, 1962) una cristallizzazione da magmi ricchi in acqua ed ossidati, a pressioni comprese fra 1,5 e 3 kb.

Nell'aureola opacitica, dell'anfibolo si sono riconosciute tra le fasi presenti, oltre a relitti di kaersutite non trasformata, un pirosseno povero in Ca (Tab. 4, an. 1c), un'olivina magnesifera (Fo_{93} ; Tab. 4, an. 1d), una magnetite titanifera (Tab. 4, an. 1e), del plagioclasio (An_{75}); un'analisi (Tab. 4, an. 1b) si può riferire ad un anfibolo a composizione nettamente diversa da quella della kaersutite relitta; questo per la sua tendenza subcalcica, con una non trascurabile presenza di cationi in A, approssimerebbe la composizione delle gedriti, rispetto a cui mostra tuttavia un forte eccesso in Ti (DEER et al., 1963; ROSS et al., 1969).

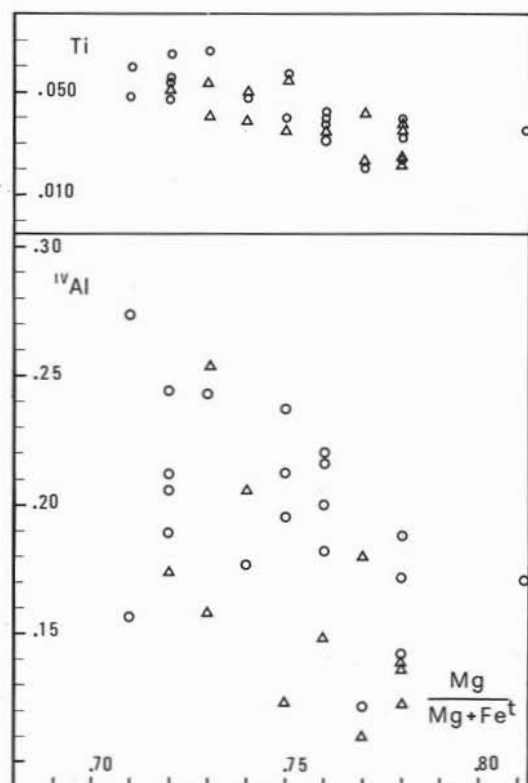


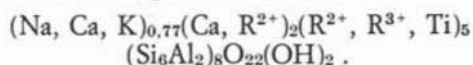
Fig. 6. — Relazioni tra Ti ed Al^{IV} (per 0 = 6) e l'indice di frazionamento nel clinopirosseno ($Mg/(Mg + Fe^t)$). Nel diagramma vengono distinti i nuclei (cerchi vuoti) dagli involucri più esterni (triangoli).

TABELLA 6
Analisi di olivina

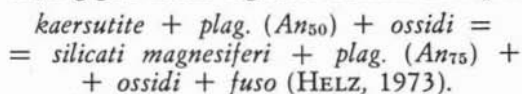
Camp. Anal.	Pd35 30	Pd2 2	Pd14 21	Pd23 5	Pd17 16
SiO ₂	38.20	38.58	35.18	36.20	37.23
TiO ₂	.10	.12	.24	.14	.08
Al ₂ O ₃	.28	.12	-	-	.05
FeO*	23.32	22.41	35.48	26.17	27.59
MnO	.48	.42	1.09	.73	.73
MgO	38.32	39.38	27.01	33.59	34.90
CaO	.37	.27	.50	.26	.23
Na ₂ O	.83	.92	.37	-	.16
K ₂ O	.04	-	.06	.04	-
Tot.	101.94	102.22	99.93	97.15	101.07
numero cationi per 4 ossigeni:					
Ti	.983	.985	.989	.995	.987
Si	.001	.002	.005	.003	.002
Al	.008	.003	-	-	.002
Fe	.502	.47	.834	.602	.612
Mn	.010	.009	.025	.017	.017
Mg	1.471	1.500	1.132	1.376	1.379
Ca	.010	.007	.015	.008	.007
Na	.041	.045	.020	-	.008
K	-	-	.002	-	-
$\frac{Mg}{Mg+Fe}$.74	.76	.57	.69	.69

* FeO totale

In base ai rapporti cationici la formula di quest'anfibolo potrebbe essere:



Rispetto alla kaersutite esso presenta contenuti in Ti e Ca relativamente bassi (rispettivamente 0,27 e 0,75 cationi per formula unitaria) ed in Al^{VI} e Mg sensibilmente più elevati. La diminuzione in Ti può essere collegata alla elevata pressione di ossigeno che è uno dei fattori da cui dipende la miscibilità della Ti-Tschermakite (CZAMANSKE e WONES, 1972) e che favorisce la cristallizzazione di magnetite: la disidratazione dell'anfibolo a bassa pressione può produrre a temperature elevate sensibili locali aumenti di P(O₂) e favorire la parziale riorganizzazione reticolare (CRISTOFOLINI e LO GIUDICE, 1969; BAXTER, 1978). La variazione dei rapporti Ca/Mg può essere legata a reazioni del tipo:



Olivina e ossidi di ferro e titanio

I risultati delle analisi su nuclei di fenocristalli di olivina e su un microlite sono ri-

TABELLA 7
Analisi di fenocristalli di magnetite

Camp. Anal.	Pd2 52	Pd17 11	Pd2 8	Pd17 4	Pd14 3
SiO ₂	1.80	.39	.32	.45	.35
TiO ₂	34.24	21.05	3.14	14.45	18.44
Al ₂ O ₃	4.16	3.25	6.49	5.33	4.93
FeO*	50.78	69.61	80.26	70.77	68.25
MnO	.65	.68	.67	.31	.45
MgO	6.35	2.34	4.96	4.93	4.85
CaO	.16	.03	.10	.45	.04
Na ₂ O	.67	.19	.77	.53	.16
K ₂ O	.06	.07	.04	-	.03
Tot.	98.87	97.61	96.75	97.22	97.50

* FeO totale

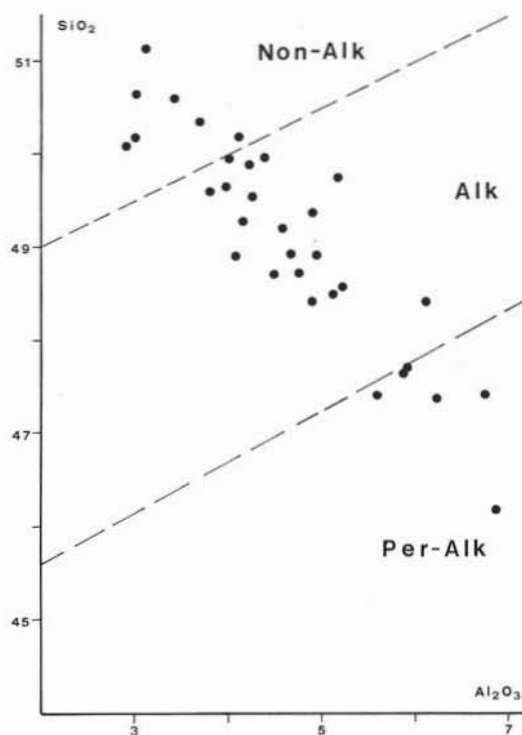


Fig. 7. — Campi composizionali dei clinopirosseni in lave peralcaline, alcaline e subalcaline sulla base dei rapporti SiO₂/Al₂O₃, secondo KUSHIRO (1962). Il campo dei punti rappresentativi dei pirosseni analizzati si estende ampiamente da composizioni tipiche di lave peralcaline a quelle di lave subalcaline.

portati in Tab. 6: si tratta di termini criolitici (FO_{77-70}), in accordo con le determinazioni ottiche, cui si è fatto cenno nel capitolo sull'« Inquadramento geologico e petrografico », ad eccezione del microlite che risulta nettamente più arricchito in Fe, con una composizione ialosideritica (FO_{58}).

Infine nella Tab. 7 si trovano dati analitici su granuli di minerali opachi, che possono essere riferiti a *magnetite titanifera*, relativamente ricca in MgO (fino a 6%) ed Al_2O_3 (fino a 6%), che è un carattere tipico di lave di serie alcalina (CARMICHAEL et al., 1974), già riscontrato anche in altre manifestazioni etnee (DUNCAN, 1978; TANGUY, 1967).

Considerazioni conclusive

L'insieme dei dati esposti, tenendo presenti anche i risultati di un precedente lavoro basato sull'analisi di dati tessuturali e delle variazioni composizionali del plagioclasio (CRISTOFOLINI e TRANCHINA, 1980),

consente di dare un'interpretazione sulle condizioni di cristallizzazione delle fasi analizzate.

Per quanto riguarda l'augite, benchè questa presenti una notevole omogeneità relativamente agli elementi essenziali, per alcuni caratteri di dettaglio (variazioni del rapporto Si/Al e dei tenori di Al^{VI} , Al^{IV} e Ti; distribuzione zonale delle varie molecole dei termini estremi teorici (TSC, CaTiTSC, ecc.)) indicano che il minerale è cresciuto in un intervallo di condizioni chimico-fisiche piuttosto ampio: in particolare i tenori di Al^{VI} che raggiungono valori estremi più elevati ai nuclei rispetto alle periferie sono compatibili con una crescita di quelli a più elevate pressioni che, sulla base della distribuzione di Ca-TSC nei confronti degli altri termini estremi (sec. MUÑOZ e SAGREDO, 1973), possono essere indicate vicine a 5 kb, corrispondenti a profondità di 15 km. Anche per Al^{IV} si nota in generale una tendenza alla diminuzione dai nuclei agli involucri più esterni,

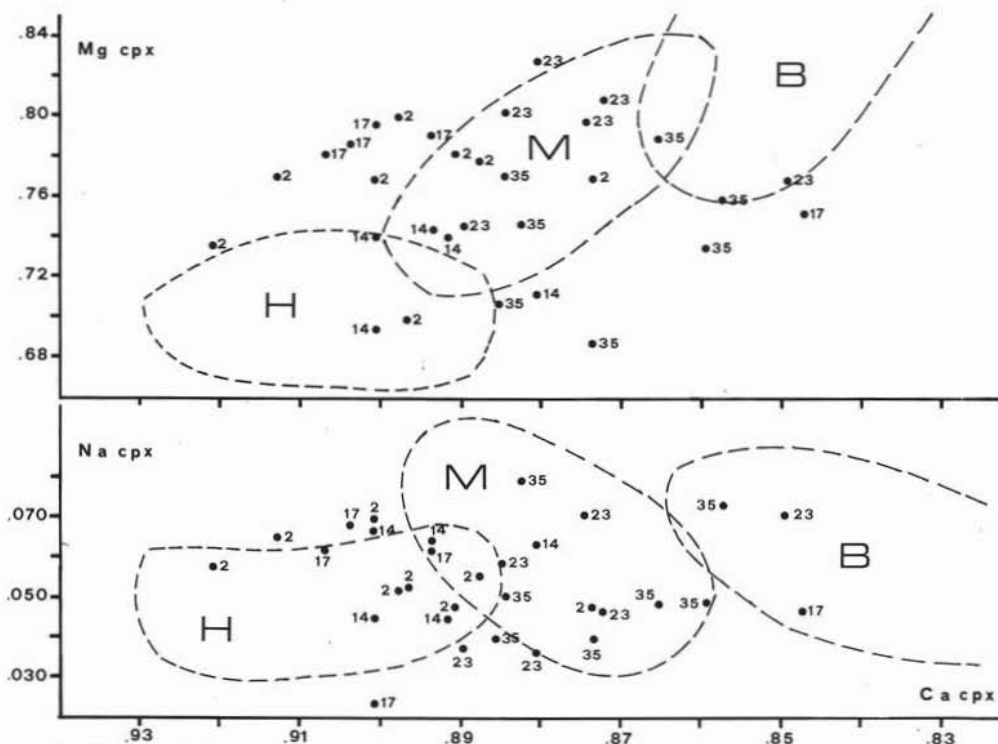


Fig. 8. — Relazioni cationiche Ca/Na e Ca/Mg (per 0 = 6); nel diagramma vengono riportati i campi di pirosseni caratteristici di lave hawaïitiche (H), mugearitiche (M) e benmoreitiche (B) dell'Etna sec. DUNCAN e PRESTON (1980); i punti proiettati corrispondono alle analisi qui effettuate (i numeri affiancati a ciascun punto si riferiscono alla sigla del campione di appartenenza).

che è da mettere in relazione con una parallela tendenza all'aumento dell'attività della silice (a causa dell'aumento della concentrazione, della diminuzione di temperatura e della pressione di vapor d'acqua).

La dispersione delle composizioni dei nuclei e le varie, talora contrastanti, tendenze evolutive dei cristalli anche di una stessa lava (cfr. Tab. 2; figg. 3, 4, 5, 6, 7, 8) suggeriscono che essi possano essere cristallizzati da magmi e/o in ambienti diversi, caratterizzati da una diversa evoluzione dei parametri ambientali, e che siano poi stati inglobati in uno stadio relativamente tardivo nei fusi da cui si sono originate le lave considerate: tale interpretazione concorda con quella già avanzata (CRISTOFOLINI e TRANCHINA, 1980) e la integra, fornendo ulteriori dati in appoggio all'ipotesi della presenza in profondità di zone di ristagno del magma, ove si possono instaurare a diversi livelli processi di differenziazione gravitativa, con formazione di masse cumulitiche, talora turbate da risalite di magma più profondo.

Dalla variabilità delle condizioni ambientali è testimonianza anche l'anfibolo, che caratterizza solamente una delle lave conside-

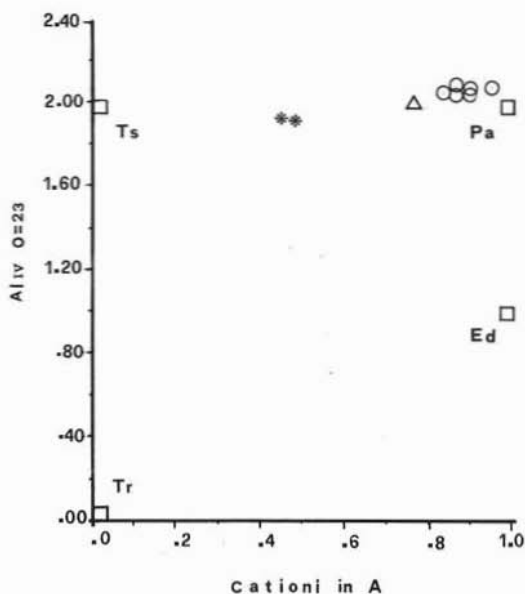


Fig. 9. — Inquadramento composizionale dell'anfibolo analizzato rispetto ai termini tschermakite (Ts), pargasite (Pa), edenite (Ed) e tremolite (Tr), sulla base del rapporto tra cationi in A e Al^{IV} (per O = 23). - Simboli: ○ = kaersutite qui analizzata; △ = fasi di trasformazione della suddetta; * = altre kaersutiti etnee precedentemente analizzate (CRISTOFOLINI e LO GIUDICE, 1969).

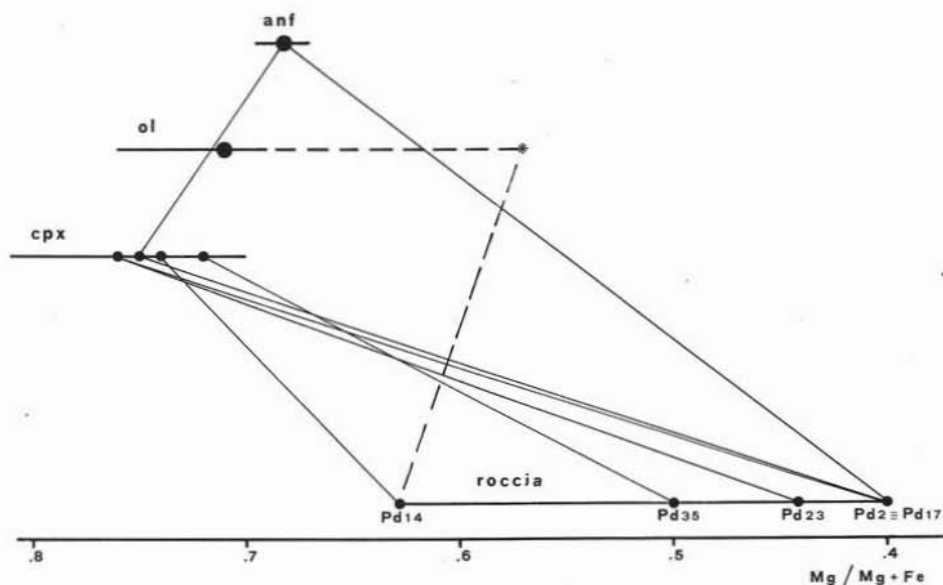


Fig. 10. — Indici di frazionamento espressi dai rapporti $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ delle rocce studiate confrontati con quelli dei rispettivi fenocristalli femici (cpx, ol, anf). Per ciascuna di queste fasi si riportano l'intervallo di variazione del suddetto indice relativo a tutte le rocce studiate e la media aritmetica per ciascun campione; per l'olivina le medie coincidono per tutti i campioni e l'asterisco si riferisce ad un microcristallo di ultima generazione (camp. Pd14).

rate, ed evidenzia l'importanza della $P(H_2O)$ tra i fattori che condizionano la segregazione delle fasi in profondità: in particolare esso indica che nel periodo precedente all'emissione delle « vulcaniti antiche », in cui si trova inglobato, i bacini alimentatori del sistema vulcanico sono rimasti isolati rispetto all'esterno, così da favorire l'instaurarsi di pressioni di vapore d'acqua relativamente elevate. Nei tempi successivi invece una diversa situazione strutturale avrebbe reso più difficile l'accumulo di vapore, impedendo la separazione di fasi idrate.

L'indice di frazionamento ($mg = Mg / (Mg + Fe^{2+})$) ed il tenore in Ca non sono significativamente influenzati nel pirosseno dalla presenza di anfibolo, se si esclude un' appena accennata tendenza del contenuto in Ca a cadere in media ($Ca_{medio} = 0,90$), per i nuclei pirossenici della lava ad anfibolo, verso l'estremo più elevato dell'intervallo di variazione complessivo ($Ca: 0,91-0,86$).

Inoltre mg delle fasi femiche non mostra alcuna evidente correlazione con vari indici dello « stadio evolutivo » delle rocce in toto ($mg = 0,63-0,40$; S.I. = 37-18; $SiO_2 = 49-52\%$), dato che per tutti i pirosseni analizzati oscilla tra 0,81 e 0,71 e per le olivine tra 0,76 e 0,79. Al contrario si nota

una forte dipendenza di mg della roccia dal contenuto in fenocristalli femichi, dato che la lava Pd14, con il 22 % vol. di questi, mostra il più elevato valore di tale parametro ($mg = 0,63$), mentre il microlite olivino della stessa roccia con I.F. = 0,57 mostra di essere cristallizzato da un fuso nettamente più evoluto (fig. 10).

L'insieme dei dati composizionali sulle fasi femiche, confrontato anche con i risultati dello studio petrografico (CRISTOFOLINI e TRANCHINA, 1980) indica che esse si sono accresciute in livelli a profondità via via minore, formando probabilmente masse cumulitiche, in strutture dove il magma aveva la possibilità di ristagnare, a profondità fino a circa 5 kb (corrispondenti a circa 15 km di profondità), con locali e temporanei incrementi della pressione di vapore d'acqua. Tali fasi sono state poi trasportate alla superficie più o meno rapidamente ad opera di fusi, diversi rispetto a quelli da cui esse erano cristallizzate, che nella loro risalita hanno smembrato « feltri » cumulitici eventualmente incontrati.

Lavoro eseguito con il contributo del C.N.R. (Contrib. n. 79.00038.05) e del Min. P.I. (Art. 286, Mod. A/4, Es. 79).

BIBLIOGRAFIA

- ATZORI P. e LO GIUDICE A. (1978) - *I pirosseni dell'Etna: caratteri cristallografici e implicazioni petrologiche*. Rend. S.I.M.P., 32, 467-477.
- BAXTER A.N. (1978) - *Ultramafic and mafic nodule suites in shield-forming lavas from Mauritius*. J. of Geol. Soc., 135, 565-581.
- CARMICHAEL I.S.E., TURNER F.J. e VORHOOGEN J. (1974) - *Igneous Petrology*. McGraw-Hill, New York, 739 pp.
- CAWTHORN R.C. e COLLERSON K.D. (1974) - *The recalculation of Pyroxene end member parameters and the estimation of ferrous and ferric iron content from electron microprobe analyses*. Am. Miner., 59, 1203-1208.
- CRISTOFOLINI R. (1973) - *Recent trends in the study of Etna*. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A274, 17-35.
- CRISTOFOLINI R. e LO GIUDICE A. (1968) - *Le latitandesiti di un complesso intermedio tra il Mongibello ed il Trifoglietto, affiorante tra la Valle del Bove e Adrano-Biancavilla*. Rend. S.I.M.P., 25, 227-261.
- CRISTOFOLINI R. e LO GIUDICE A. (1969) - *Ricerche su due kaersutiti etnee*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, 20, 181-183.
- CRISTOFOLINI R., PRESTON R.M.F. e WELLS M.K. (1975) - *Microprobe analysis of minerals from basal lavas of the Adrano area*. In: U.K. Research on Mt. Etna 1974, London, Roy Soc.
- CRISTOFOLINI R., PATANÈ G., PUGLISI D., RASÀ R. e TRANCHINA A. (1977) - *Il basso versante nord-orientale dell'Etna nei dintorni di Piedimonte Etneo: studio geologico e morfo-strutturale*. Boll. Soc. Geol. It., 96, 695-712.
- CRISTOFOLINI R. e SPADEA P. (1975) - *Le lave latitandesitiche antiche della zona di Piedimonte Etneo (versante nord-orientale dell'Etna)*. Rend. S.I.M.P., 31, 309-336.
- CRISTOFOLINI R. e TRANCHINA A. (1980) - *Aspetti petrologici delle vulcaniti etnee: caratteri dei fenocristalli isolati ed in aggregati*. Rend. S.I.M.P., 36, 751-773.
- CZAMANSKE C.K. e WONES D.R. (1972) - *Intra-granular variation in hornblende composition*,

- Finnarka Complex, Norway*. Trans. Am. Geoph. Union, 53, 550.
- DEER W.A., HOWIE R.A. e ZUSSMAN J. (1963) - *Rock-forming minerals*. Vol. 2, *Chain silicates*. Longmans, London, 379 pp.
- DOLFI D. e TRIGILA R. (1978) - *Clinopyroxenes from potassic lavas of central Italy quaternary volcanism*. In: Progress in experimental petrology, MackKenzie Edit., N.E.R.C. Publ., Ser. D, 11, 95-101.
- DUNCAN A.M. e PRESTON R.M.P. (1980) - *Chemical variation of clinopyroxene phenocrysts from the trachybasaltic lavas of Mount Etna, Sicily*. Miner. Mag., 43, 765-70.
- ERNST W.G. (1968) - *Amphiboles*. Springer-Verlag, New York.
- GIBB F.G.E. (1973) - *The zoned clinopyroxenes of the Shiant Isles Sill, Scotland*. J. Petrol., 14, 765-70.
- HALLOWAY J.R. e BURNHAM C.W. (1972) - *Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure*. J. Petrol., 13, 1-29.
- HELZ R.T. (1973) - *Phase relationship of basalts in their melting range at $P_{H_2O} = 5$ Kb as a function of oxygen fugacity*. J. Petrol., 14, 249-302.
- KUSHIRO I. (1960) - *Si-Al relations in clinopyroxenes from igneous rocks*. Am. J. Sci., 258, 548-54.
- KUSHIRO I. (1962) - *Clinopyroxene solid solutions. Part I. The $CaAl_2SiO_6$ component*. « Jap. Journ. Geol. Geogr. Trans. », 33, 213-220.
- LE BAS M.J. (1962) - *The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage*. Am. J. Sci., 260, 213-220.
- MACDONALD G.A. e KATSURA T. (1964) - *Chemical composition of Hawaiian lavas*. J. Petrol., 5, 82-133.
- MUÑOZ M. e SAGREDO J. (1974) - *Clinopyroxenes as geobarometric indicators in mafic and ultra-mafic rocks from Canary Islands*. Contr. Miner. and Petr., 44, 139-147.
- MURRAY R.J. (1954) - *The clinopyroxenes of the Garb Eilan Sill, Shiant Isles*. Geol. Mag., 91, 17-31.
- PAPIKE J.J., CAMERON K. e BALDWIN K. (1974) - *Amphiboles and pyroxenes: characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data*. Geol. Soc. America, Abstr. 6, 1053-1054.
- POUCLLET A. (1980) - *Contribution à la systématique des laves alcalines, les laves du rift de l'Afrique Centrale (Zaire, Uganda)*. Bull. Volcan., 43, 527-540.
- PUGLISI D. e TRANCHINA A. (1977) - *Variazioni petrografiche e petrochimiche entro due successioni laviche affioranti sul versante nord-orientale dell'Etna (Zona di Piedimonte Etneo)*. Miner. Petr., Acta, 21, 65-91.
- ROSS M., PAPIKE J.J. e SHAW K.W. (1969) - *Exsolution textures in amphiboles as indicators of subsolidus thermal histories*. Spec. Paper Miner. Soc. of Am., 2, 275-299.
- SPADEA P. (1972) - *Alcali basalti tra le lave antiche dell'Etna nell'area di Piedimonte Etneo (Etna nord-est)*. Rend. S.I.M.P., 28, 297-338.
- STRECKEISEN A.L. (1967) - *Classification and nomenclature of igneous rocks*. Neues Jb. Miner. Abh., 107, 144-240.
- THOMPSON R.N. (1974) - *Some high pressure pyroxenes*. Miner. Mag., 39, 768-787.
- WILKINSON J.F.C. (1961) - *Some aspects of the calciferous amphiboles, oxyhornblende, kaersutite and barkevikite*. Am. Miner., 46, 340-54.
- YAGI K. e ONUMA K. (1967) - *The join $CaMgSi_2O_6$ and its bearing on the titanaugites*. J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., 4, 463-83.
- YODER H.S. e TILLEY C.E. (1962) - *Origin of basaltic magmas: an experimental study of natural and syntetic rocks systems*. J. Petrol., 3, 342-532.