

ALCALIBASALTI TRA LE LAVE ANTICHE DELL'ETNA
 NELL'AREA DI PIEDIMONTE ETNEO (ETNA, NE) (*)

RIASSUNTO. — Nell'area di Piedimonte Etneo, lungo il versante nord-orientale dell'Etna, nella zona periferica del vulcano, sono presenti lave alcalibasaltiche riconosciute in due affioramenti, a S. Venera e al M. Nardello. A S. Venera l'alcalibasalto poggia direttamente sulle argille marnose del Siciliano. Stratigraficamente le lave vengono inquadrare nel più antico complesso di vulcaniti dell'Etna presente nella zona, ma non si esclude per l'alcalibasalto di S. Venera anche un'età ancora più antica.

Le caratteristiche strutturali e mineralogiche più salienti delle rocce sono l'elevato indice di porfiricità, l'elevato tenore di olivina e la presenza di plagioclasio porfirico di composizione fino a bitownitica. L'alcalibasalto di S. Venera contiene inoltre un pirosseno porfirico fortemente zonato, con nucleo di augite diopsidica cromifera molto povera di Fe e Ti e bordo di augite salitica, e forme relitte di cristalli anfibolici riferibili a kaersutite. Lo studio dei minerali permette di riconoscere un più forte frazionamento dei cristalli nell'alcalibasalto di S. Venera in confronto a quello di M. Nardello ed una generale corrispondenza tra chimismo e composizione dei fenocristalli, dalla quale si deducono relazioni di equilibrio, in condizioni fisiche differenti nelle due rocce, tra i cristalli di prima formazione ed il fuso. L'augite diopsidica cromifera e l'anfibolo relitto nell'alcalibasalto di S. Venera vengono considerati come testimoni di condizioni di alta pressione nel corso della cristallizzazione intratellurica. Il chimismo degli alcalibasalti, eccezionale per lave appartenenti all'edificio vulcanico dell'Etna, trova riscontro solo in alcune vulcaniti « preetnee » ad affinità alcalina presenti nelle zone limitrofe del vulcano. Da esse tuttavia gli alcalibasalti si differenziano per alcuni caratteri strutturali. Nella serie di vulcaniti dell'Etna gli alcalibasalti di Piedimonte si inquadrano come i termini più prossimi al presunto magma apostipite alcalibasaltico da cui deriverebbero per differenziazione in senso sialico le andesiti, le tefriti e tefriti fonolitiche e le latitandesiti, queste ultime largamente rappresentate nei complessi più antichi di lave dell'Etna.

ABSTRACT. — Alkali basalts or basanitoids have been recognized at Mt. Etna, occurring as lava flows at two outcrops near S. Venera and at Mt. Nardello in the Piedimonte Etneo area, in the peripheral north-eastern zone of Mt. Etna. These rocks are referred to the older complex of volcanic rocks occurring in the zone; a still older age, however, could be supposed for the lava near S. Venera.

(*) Lavoro eseguito con il contributo del C.N.R.

The alkali basalts are strongly porphyritic massive rocks with intergranular groundmass. The lava from S. Venera contains phenocrysts of crisolite Fe_{85} at cores, of augite with range $Ca_{45} Mg_{17} Fe_8$ to $Ca_{44} Mg_{12} Fe_{14}$ and of plagioclase An_{90-22} , and rare relics of amphibole referred to kaersutite; the phenocrysts in the lava from Mt. Nardello are composed of crisolite, Fe_{80} at cores, of augite averaging $Ca_{45} Mg_{14} Fe_{12}$ and of plagioclase An_{76-10} . A stronger crystal fractionation is recognized in the former rocks with respect to the latter; generally equilibrium relationships between early formed crystals and the melt under different physical conditions are inferred from chemical data on the rocks and the phenocrysts, the Cr-bearing diopsidic augite occurring at core of phenocrysts and the relict amphibole in the lava from S. Venera possibly testifying high pressure conditions during the early crystallization stage.

The alkali basalts from the Piedimonte Etnea area are rather similar in chemical composition to some « pre-etnean » volcanic rocks with alkaline affinity occurring in the Etna region, but differ from them in their textural features. By comparison of petrochemical features the alkali basalts from Piedimonte Etneo area are interpreted as almost undifferentiated members of the series of alkaline volcanic rocks of Etna (andesites, tephrites and latit-andesites) in which intermediate members (latitandesites) largely prevail, mostly within the complexes of older age.

Premessa.

La presente nota è un primo contributo alla conoscenza petrografica delle vulcaniti della tavoletta Piedimonte Etneo (Foglio 262 III NE dell'I.G.M.), appartenente al settore nord-orientale del vulcano, uno dei meno conosciuti geologicamente.

Tra le rocce più interessanti presenti fra le vulcaniti antiche esposte nell'area di Piedimonte Etneo sono degli alcalibasalti rinvenuti in due affioramenti, il primo ubicato presso S. Venera, il secondo al M. Nardello, entrambi di modesta estensione o a causa di una avanzata erosione (affioramento presso S. Venera) o per la sovrapposizione di lava recente (affioramento di M. Nardello).

Non sono conosciuti alcalibasalti nelle successioni sia recenti che antiche riferite ai maggiori apparati centrali attivi in tempi successivi nell'area dell'Etna, distinte dal basso verso l'alto in: complesso di Calanna, complesso del Trifoglietto (Klerkx, 1968), complesso di Vavalaci (Cristofolini e Lo Giudice, 1969 a; Lo Giudice, 1970) e complesso del Mongibello (Tanguy, 1966). Si pone pertanto il problema della posizione stratigrafica delle rocce in studio, al quale i dati di campagna sono di poco aiuto, e delle possibili correlazioni con altre successioni conosciute nella regione etnea (vulcaniti « pre-etnee » in senso lato: Atzori, 1966; Tanguy, 1967; Klerkx, 1968; Sturiale, 1968 a).

Inquadramento geologico.

Lo studio delle vulcaniti della tavoletta Piedimonte Etneo è basato su un rilievo inedito di V. Ferrara, che ha in preparazione il relativo studio geologico. Le notizie reperibili nella letteratura e pertinenti all'argomento qui trattato si limitano ad una breve illustrazione dell'assetto tettonico e geomorfologico della zona da parte di Carapezza (1962 b) e Ogniben (1966).

La successione stratigrafica dell'area di Piedimonte Etneo che viene qui delineata sommariamente comprende, dal basso verso l'alto, le rocce sedimentarie del basamento dell'Etna, affioranti in massima parte a NE di Piedimonte, e le vulcaniti etnee, distinte in due maggiori complessi, che coprono gran parte dell'area della tavoletta (Fig. 1).

La successione sedimentaria del basamento del vulcano è costituita, dal basso verso l'alto dal Flysch di M. Soro, di età titonico-infracretacea, dalle Argille Scagliose e dalla Formazione di Piedimonte di età eocenica (Ferrara, 1971) e termina con depositi marini del Quaternario rappresentati da argille marnose azzurre riferite al Siciliano. Lembi di queste argille marnose e localmente di Argille Scagliose (Ogniben, 1966), sempre di modesta estensione, affiorano al di sotto delle vulcaniti nel settore nord-orientale della tavoletta, con massima frequenza nella zona compresa tra i paesi di Presa e S. Venera. Tali lembi, già conosciuti da De Lorenzo (1907), raggiungono la quota massima di 800 m s.l.m. a Vena Superiore, mettendo così in evidenza una fascia con minimo spessore di vulcaniti corrispondente, come è schematicamente indicato nella carta planimetrica del basamento sedimentario dell'Etna in Ogniben (1966), ad una dorsale di questo allungata all'incirca E-W. Le rocce vulcaniche sovrapposte ai lembi sedimentari sono alquanto varie sia petrograficamente che per posizione stratigrafica. Si tratta di latitandesiti afiriche ed oligofiriche piuttosto chiare e di latitandesiti oligofiriche ad anfibolo nel complesso correlabili con le vulcaniti antiche affioranti nella parte meridionale della tavoletta, del tufo latitandesitico di C. Ragaglia e dell'alcalibasalto di S. Venera studiati nel presente lavoro, nonchè di lave connesse con il centro del Mongibello. La locale morfologia del basamento sedimentario e la giustapposizione di rocce vulcaniche di età differente sembrano essere circostanze tra loro dipendenti e collegate con l'esistenza di

faglie delle quali si ha un indizio nelle frequenti modeste scarpate a direzione NNE-SSW ed E-W.

Più in generale sono stati riconosciuti da Ferrara (1971) nell'ambito delle vulcaniti presenti nell'area della tavoletta Piedimonte Etneo due maggiori complessi, distinti per posizione stratigrafica e per caratteri petrografici. Il complesso stratigraficamente più alto comprende le lave di colate storiche e di colate strutturalmente ancora delimitabili che affiorano in massima parte nel settore occidentale della tavoletta, in corrispondenza alle quote più alte. Sono distinguibili dalle lave del complesso più antico essenzialmente per la struttura costantemente porfirica e per un tenore di minerali colorati, soprattutto in fenocristalli, mediamente più elevato. La lava del 1928 presso Nunziata della quale esiste una analisi recente di Carapezza (1966) e la lava di una colata presso Vena non datata storicamente, ma riferita al complesso più recente, analizzata dalla scrivente, sono definibili in base al chimismo rispettivamente come andesite olivinica e latitandesite (lievemente sottosatura) entrambe con indice di colore relativamente alto (rispettivamente 34 e 29 quali valori normativi).

Il complesso più antico, che forse potrebbe comprendere più successioni, è ben individuabile solo in una ristretta zona che si estende lungo il lato meridionale della tavoletta tra Nunziata, Puntalazzo, C. Magazzeni e C. Pomazzo, ed è limitata a nord dalla lunga e sottile lingua lavica del 1928 fuoriuscita dai crateri della Ripa della Naca. In questa area sono state riconosciute alcune successioni locali, spesso difficili da correlare tra loro, che comprendono lave afiriche o oligofiriche e meno frequentemente lave che all'opposto hanno una vistosa struttura porfirica (per lo più plagioclasio-porfirica). La maggior parte delle rocce analizzate cadono nel campo delle latitandesiti e si hanno anche composizioni di tefriti fonolitiche. Si osservano livelli piroclastici intercalati tra le lave, e due principali e potenti orizzonti tufacei limitano verso il basso e verso l'alto la serie di vulcaniti antiche: essi affiorano rispettivamente a sud-est di Nunziata alla quota media di 140 m s.m. ed a nord di Piano dei Tartari alla quota di circa 1100 m s.m.

Si è detto in precedenza della presenza di lave latitandesitiche riferibili al complesso antico tra S. Venera e Presa, fino alle pendici orientali del M. Stornello. Più a nord ed a NW di questa area sono stati ancora riconosciuti livelli piroclastici correlabili tra loro e con i tufi superiori presenti più a sud; nelle lave in posizione stratigrafica

più bassa è frequente una composizione latitandesitica ed un basso indice di colore che ne permettono la correlazione con analoghi prodotti del complesso più antico riconosciuto più a sud.

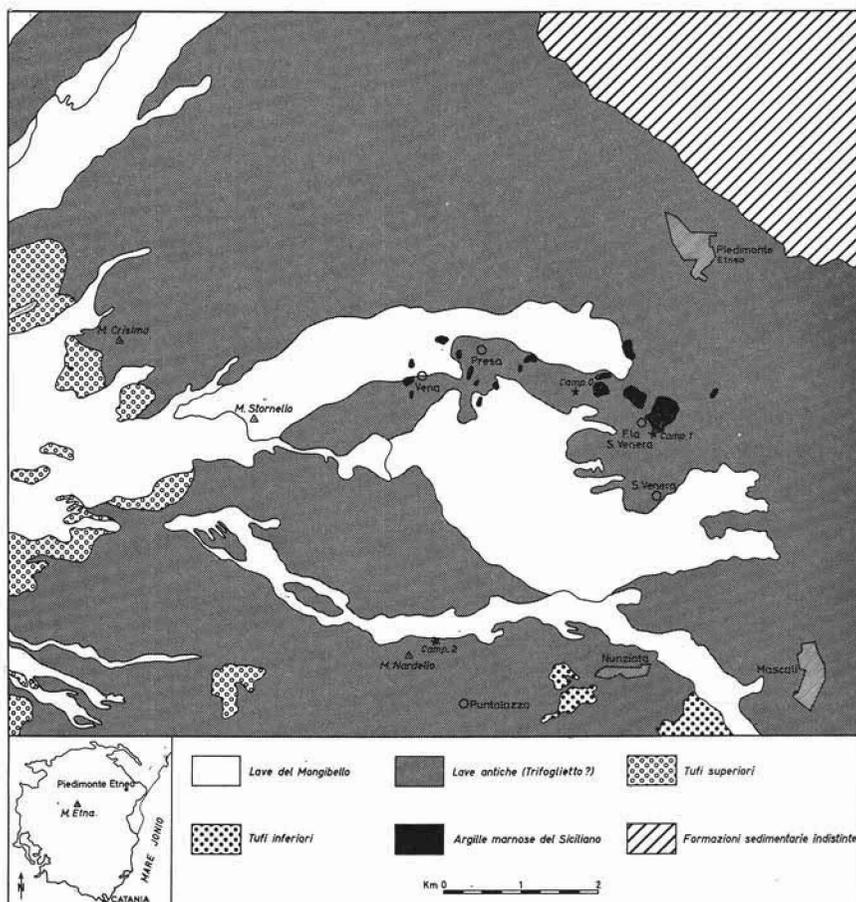


Fig. 1. — Schizzo geologico della tavoletta Piedimonte Etneo (da Ferrara, in preparazione) ed ubicazione dei campioni studiati.

Gli alcalibasalti studiati nel presente lavoro appartengono allo stesso complesso antico in prevalenza latitandesitico, oppure sono ancora più antichi.

Descrizione degli affioramenti.

AFFIORAMENTO DI S. VENERA.

L'affioramento di alcalibasalto presso S. Venera è stato messo in evidenza nel 1967 dai lavori di scavo della sede stradale della congiungente la carrozzabile da Nunziata a Piedimonte, 1,2 km a nord di S. Venera, con la frazione Fermata S. Venera. Circa 30 m dal bivio verso F. S. Venera alla quota di 230 m s.m. venne messa allo scoperto una successione come segue, dal basso verso l'alto:

1) il substrato su cui poggia direttamente l'alcalibasalto in studio è costituito da argille marnose grigio-azzurre quaternarie contenenti, all'immediato contatto con la vulcanite, ciottoli da 15 cm a 1-2 cm di diametro di rocce sedimentarie (quarzareniti arrossate e marne) ed alcuni elementi di lava vacuolare.

2) L'affioramento di alcalibasalto era visibile, durante la costruzione della strada, per un'ampiezza di alcuni metri con spessore valutabile a 1-1,5 m. Esso era uniformemente costituito da roccia molto compatta, di colore d'insieme grigio piuttosto chiaro data la totale assenza di vetro, a vistosa struttura porfirica. I fenocristalli colorati, di olivina e pirosseno, sono infatti molto abbondanti e di dimensioni fino a 1 cm (in media 0,5 cm); i fenocristalli di plagioclasio sono invece più piccoli e scarsi. Attualmente sono ancora visibili nello spiazzo erboso con debole pendio situato tra la carrozzabile Nunziata-Piedimonte e quella per F. S. Venera, verosimilmente impostato sulle argilliti, alcuni blocchi in posto della roccia sopra descritta, e all'ingiro si rinvengono con molta frequenza ciottoli di rocce sedimentarie e di lava vacuolare residuali per dilavamento delle argille.

3) A tetto dello alcalibasalto è parzialmente esposta per breve tratto sul lato orientale della strada per F. S. Venera, una colata costituita da lava oligofirica molto simile alle latitandesiti chiare (con indice di colore generalmente inferiore a 25) oligofiriche appartenenti al complesso delle vulcaniti antiche.

Non si è potuto osservare un contatto immediato tra la lava oligofirica e la roccia alcalibasaltica. Viene pertanto a mancare un importante elemento per l'inquadramento stratigrafico di quest'ultima, cioè la presenza o meno di una superficie di erosione tra le due unità.

Relazioni stratigrafiche.

In base ai dati sopra riferiti si può ritenere che l'alcalibasalto di S. Venera appartenga ad una antica colata lavica espansa su un substrato sedimentario emerso (cfr. lo stato di ossidazione dei ciottoli di rocce sedimentarie) e soggetta a profonda erosione che ne ha raggiunto la parte centrale, olocristallina e strutturalmente omogenea.

E' pertanto da escludere, per la posizione e la struttura dell'affioramento, che la lava appartenga alla serie del Mongibello. Rimane la possibilità che la lava sia coeva di taluna di quelle emesse dai maggiori apparati centrali antichi riconosciuti nella Valle del Bove; sembra tuttavia da escludere la provenienza della colata stessa della Valle del Bove, data l'ubicazione dell'affioramento a quota molto bassa e marginale nell'edificio etneo.

L'ultima possibilità è che la lava appartenga ad un apparato più antico ed indipendente rispetto ai centri della Valle del Bove, ad esempio un piccolo vulcano quale quello di Moio. L'unico indizio di resti di eventuali centri di attività vulcanica è stato offerto da un tufo rinvenuto in Contrada Ragaglia, messo allo scoperto dai lavori di terrazzamento di un pendio.

L'affioramento, ubicato a quota 420 m s.m., 300 m a SW della carrareccia tra S. Venera e Presa, a circa 2 km da Presa, è costituito da una successione ben stratificata a struttura gradata ricorrente, esposta per una potenza di 5-6 m, di materiale vulcanoclastico sciolto formato da lapilli e bombe vulcaniche, di dimensioni fino a 20 cm, da proietti di rocce sedimentarie, in prevalenza siltiti arenacee giallastre riferibili ai tipi pelitici della Formazione di Piedimonte, e da una matrice di sabbia e cenere vulcanica. Appare indubbia la natura piroclastica del deposito e pertanto l'esistenza nella zona di un centro di attività a carattere esplosivo. L'abbondanza di proietti di rocce sedimentarie, mentre da una parte fa escludere alcun rimaneggiamento del materiale, dato che si tratta di rocce tenere, è indizio di svuotamento di un condotto apertosi attraverso rocce sedimentarie. Peraltro anche nelle bombe sono presenti con grande frequenza xenoliti di dimensioni 0,2-1 cm di arenaria quarzosa e di siltite, parzialmente trasformati. L'analisi chimica di una bomba (campione O) costituita da lava a struttura porfirica ipocristallina contenente circa il 20% di fenoicristalli di plagioclasio, pirosseno ed olivina, di dimensioni da 1 a 4 mm, ha rilevato una composizione latitandesitica (Tab. 1).

TABELLA 1

Analisi chimica e norma molecolare di latitandesite alcalina; bomba vulcanica nel tufo di Contrada Ragaglia (camp. 0).

SiO ₂	49,35	Norma molecolare	
TiO ₂	1,66	Or	9,10
Al ₂ O ₃	16,70	Ab	29,30
Fe ₂ O ₃	3,47	An	23,47
FeO	5,80	Ne	3,16
MnO	0,16	Di	15,95
MgO	7,11	Fo	8,84
CaO	9,47	Fa	3,16
Na ₂ O	3,75	Ilm	2,30
K ₂ O	1,55	Mt	3,61
P ₂ O ₅	0,56	Ap	1,11
H ₂ O ⁺	0,45	Somma	100,00
H ₂ O ⁻	0,12	I.C.	34,97
Somma	100,15	% An (An/Ab + An) =	44,48

Il motivo petrografico più interessante offerto dal tufo di C. Ragaglia è la presenza al nucleo dei fenocristalli pirossenici delle bombe di un termine identico otticamente al pirosseno più caratteristico dell'alcalibasalto di S. Venera, che è un'augite diopsidica debolmente cromifera (PN1 di Tab. 5). Questo pirosseno non è mai stato rinvenuto in altre vulcaniti nell'area di Piedimonte Etneo studiate dalla scrivente, nè è segnalato in rocce etnee, e può essere pertanto considerato come minerale guida della successione di vulcaniti antiche presso S. Venera.

AFFIORAMENTO DI M. NARDELLO.

Sul secondo affioramento di alcalibasalto presente nella tavoletta Piedimonte Etneo ben poche osservazioni significative hanno potuto essere fatte sul terreno. L'affioramento è ubicato sulle pendici nord-occidentali del M. Nardello, alla quota di 620 m s.l.m. sul lato orientale della carrozzabile da Puntalazzo a Vena a pochi metri di distanza dal margine meridionale della colata del 1928 (colata di Nunziata-Mascali). Si tratta di uno spuntone di roccia esposta per un'altezza di

circa 2 metri e per un'ampiezza di alcuni metri lungo il taglio stradale. Alla superficie vi è una fitta copertura di arbusti, in modo che non è possibile delimitare l'estensione dell'affioramento. Le caratteristiche macroscopiche della roccia sono simili a quelle dell'alcalibasalto di S. Venera: la massa di fondo è di colore leggermente più scuro, mentre la struttura porfirica è altrettanto vistosa.

Petrografia

METODOLOGIA.

Le analisi chimiche di rocce e di minerali sono state eseguite utilizzando metodi rapidi secondo Weibel (1961 a, 1961 b), e Shapiro e Brannock (1962). La SiO_2 dei pirosseni e le acque sono state determinate per via ponderale. Il Cr_2O_3 è stato dosato per via colorimetrica con il metodo del difenilcarbazide (Voinovitch, Debras - Guedon e Louvrier, 1962).

Lo studio dei minerali è stato limitato ai soli fenocristalli di pirosseno, olivina e plagioclasio. Olivina e pirosseno sono stati separati mediante separatore magnetico e con liquidi da frazioni ottenute per setacciamento comprese tra 65 mesh e 100 mesh. L'olivina è stata successivamente separata per cernita a mano. Il pirosseno è stato purificato con procedimento diverso nei due campioni analizzati. Nel campione 1 in cui il pirosseno è fortemente zonato, è risultato facilmente distinguibile al microscopio binoculare il pirosseno del nucleo, di colore verde smeraldo o verde giada in lamine sottili di sfaldatura, dal pirosseno costituente il bordo dei fenocristalli, o microfenocristalli, di colore bruno-verde, o bruno giallastro fino a nero nei frammenti. Una quantità sufficiente per l'analisi chimica del pirosseno verde pressochè puro è stata ottenuta per cernita a mano. L'analisi dello stesso pirosseno è stata replicata, con risultati eguali, su un secondo campione ottenuto mediante sola separazione magnetica da un concentrato del pirosseno totale e dall'olivina: il pirosseno verde possiede infatti suscettività magnetica nettamente inferiore rispetto a quello bruno ed all'olivina. Del pirosseno bruno è stata analizzata una sola frazione di densità superiore a 3,35, separata con liquido di Clerici, previa eliminazione dell'olivina e della magnetite associate mediante trattamento a caldo con HCl dil. e successivamente con carbonato sodico in solu-

zione al 10%. Nel campione 2 nel quale il pirosseno presenta normali zonature continue e manca il termine di colore verde, non si è ritenuto opportuno analizzare frazioni di diversa composizione. Anche in questo caso il pirosseno è stato separato sia manualmente al microscopio, sia eliminando con attacco acido e basico l'olivina, e sono stati analizzati separatamente i due campioni così ottenuti.

Valori indicativi della composizione del plagioclasio sono stati ottenuti mediante misura dell'indice di rifrazione del vetro (Schairer e altri, 1956). Le composizioni determinate si riferiscono solo alle porzioni centrali dei fenocristalli (nucleo o zone mediane) prive di inclusioni.

Per lo studio ai raggi X dei minerali è stato usato il diffrattometro Siemens tipo F ed una camera Debye del diametro di 9 cm. La radiazione usata per tutte le misure è quella del rame filtrata con nichel.

Il calcolo delle costanti reticolari dei pirosseni è stato fatto seguendo il metodo elaborato da Lo Giudice (1971a).

DATI PETROGRAFICI E CHIMICI.

Nelle tabelle 2 e 3 sono riportate le analisi modali e chimiche relative all'alcalibasalto di S. Venera (campione 1) e di M. Nardello (campione 2). Per completare i dati delle tabelle vengono di seguito riassunte le osservazioni compiute nello studio in sezione sottile delle rocce.

Struttura.

Il grado di cristallinità e l'indice di porfirità elevati sono i caratteri più salienti di entrambe le rocce. Da questo consegue che la struttura porfirica è tendenzialmente gradata, e ciò è particolarmente evidente per il plagioclasio. La massa di fondo possiede tessitura massiccia e struttura intergranulare.

Natura e dimensioni dei fenocristalli.

I fenocristalli di olivina hanno dimensioni massime di 10 fino 20 mm nel campione 1, nel qual caso hanno forma irregolare. Quelli di pirosseno raggiungono la dimensione massima di 10 mm \times 6 mm ed hanno abito perfettamente idiomorfo. I fenocristalli di olivina e pirosseno hanno dimensioni prevalenti di 3-4 mm e massime di 10 mm

TABELLA 2

Analisi modali degli alcalibasalti di S. Venera (camp. 1) e di M. Nardello (camp. 2).

Campione		1	2
Plag.	F	10,8	9,3
	MF	44,5	38,9
Anf.	F	tr.	—
Aug.	F	16,9	19,1
	MF	11,5	11,6
Oliv.	F	6,4	10,4
	MF	6,5	5,6
Magn.	F	tr.	2,0
	MF	3,4	3,1
Apat.	MF	tr.	tr.
Somma		100,0	100,0
I.C.		44,7	51,8
I.P.		34,1	40,8

F = fenocristalli; MF = massa fondamentale; I.C. = indice di colore; I.P. = indice di porfiricità.

TABELLA 3

Analisi chimiche e norme molecolari degli alcalibasalti di S. Venera (camp. 1) e di M. Nardello (camp. 2).

Campione	1	2	Campione	1	2
SiO ₂	47,84	46,12	Or	3,48	4,14
TiO ₂	1,48	2,08	Ab	21,33	18,30
Al ₂ O ₃	16,46	15,05	An	29,83	25,73
Fe ₂ O ₃	2,39	4,40	Ne	3,18	4,97
FeO	7,07	7,57	Di	24,17	27,18
MnO	0,16	0,18	Fo	7,36	6,71
MgO	7,94	8,16	Fa	5,60	4,53
CaO	12,41	12,60	Ilm	2,06	2,90
Na ₂ O	2,97	2,96	Mt	2,50	4,60
K ₂ O	0,59	0,70	Ap	0,49	0,94
P ₂ O ₅	0,25	0,48	Somma	100,00	100,00
H ₂ O ⁺	0,50	0,26	I.C.	42,18	46,86
H ₂ O ⁻	0,06	0,07	% An *	54,59	53,41
Somma	100,12	100,63			

* An/Or + Ab + An.

(pirosseno) fino a 20 mm (olivina), abito perfettamente idiomorfo, ad eccezione degli individui più sviluppati di olivina, particolarmente frequenti nel campione 1. Tutti i fenoeristalli sono costituiti da singoli individui cristallini; quelli pirossenici sono raramente geminati. Mancano in tutti gli individui di olivina tracce di deformazioni e sono al contrario discretamente sviluppate le sfaldature secondo (010) e (001).

Le dimensioni dei fenoeristalli di plagioclasio sono piuttosto variabili e non superano generalmente $1,5 \text{ mm} \times 0,5 \text{ mm}$. I cristalli sono costantemente geminati secondo la legge albite-Karlsbad, con frequenti lamelle periclino, e spesso pecilitici per inclusioni di materiale microcristallino (pirosseno ed ossidi di ferro per lo più scheletrici e scarso plagioclasio). Le inclusioni sono disposte regolarmente in una zona mediana dei fenoeristalli più grandi ed al nucleo di quelli minori; non mancano tuttavia individui del tutto esenti da inclusioni.

I fenoeristalli di ossidi di ferro (probabilmente magnetite) sono rarissimi nel campione 1 in individui di dimensioni di $0,3 - 0,2 \text{ mm}$; nel campione 2 sono più abbondanti e raggiungono $0,5 \text{ mm}$ di diametro. Hanno spesso un bordo regolarmente dentellato, verosimilmente formato per accrescimento di granuli di seconda generazione.

Zonature dei fenoeristalli.

Le più forti zonature nei fenoeristalli di olivina e di pirosseno sono state riscontrate nel campione 1. L'olivina di prima segregazione costituente il nucleo dei fenoeristalli maggiori ha composizione crisolitica al 15% circa Fa, determinata chimicamente e con metodo roentgenografico (vedasi: Dati mineralogici); valori dell'angolo degli assi ottici tra 83° ed 81° ($2V\alpha$) misurati alla periferia dei fenoeristalli ed in microfenoeristalli indicano composizioni fino al 33% Fa. Nei fenoeristalli di pirosseno della stessa roccia sono molto evidenti al microscopio due zone principali. Il nucleo è uniformemente costituito da augite diopsidica ($\text{Ca}_{45,1} \text{Mg}_{46,7} \text{Fe}_{8,2}$ determinata con analisi chimica) del tutto incolore con $2V\gamma = 56^\circ - 54^\circ$ e $c/\gamma = 39^\circ - 40^\circ$; la parte rimanente dei cristalli ha una debole colorazione giallo-bruno, ed una fitta zonatura ritmica; il $2V\gamma$ differisce di poco rispetto al nucleo essendo compreso tra 55° e 53° , mentre è più forte la dispersione ($3^\circ - 4^\circ \varrho > v$) e più grande il valore $c/\gamma = 46^\circ - 47^\circ$. La composizione determinata mediante analisi chimica è augitica salitica ($\text{Ca}_{44,1} \text{Mg}_{42,1} \text{Fe}_{13,8}$).

Nel campione 2 i fenocristalli di olivina e di pirosseno mostrano più moderate variazioni zonali rilevabili otticamente ed in generale composizione leggermente più ferrifera al nucleo, come è risultato dall'analisi chimica di frazioni ad esso corrispondenti (olivina: $Mg_{80} Fe_{20}$; augite salitica: $Ca_{44,8} Mg_{43,5} Fe_{11,7}$).

Le zonature nei plagioclasii sono alquanto complesse in entrambe le rocce analizzate. In generale la composizione varia zonalmente con continuità da bitownitica ad andesinica, fino ad oligoclasica, tuttavia non tutte le miscele intermedie sono rappresentate da zone egualmente estese e sono abbastanza frequenti zonature invertite, soprattutto nel campione 1. Si possono pertanto distinguere tre principali porzioni a composizione differente. Una estesa zona centrale dei fenocristalli più grandi ed il nucleo di quelli meno sviluppati hanno composizione media bitownitica, determinata in base a misura dell'indice di rifrazione del vetro, all'80-81% An nel campione 1 ed al 76% An nel campione 2 e sono poco zonati. La porzione a struttura pecilitica è più fortemente zonata e di composizione prevalente, determinata come quelle che seguono mediante misure di $2V$ e con il metodo delle zone, labradoritica al 65% An circa ($2V\gamma = 80^\circ - 81^\circ$; $n\alpha'/(010) \perp [100] = 36^\circ - 37^\circ$). In tutti i fenocristalli è presente una zona periferica di modesta estensione con tenore dal 55% al 40% An ($n\alpha'/(010) \perp [100] = 33^\circ - 28^\circ$), mentre l'estrema periferia, che si rinviene come sottile bordo otticamente uniforme in pochi cristalli, raggiunge la composizione di oligoclasio al 22-23% An ($2V\alpha = 85^\circ$; $n\alpha'/(010) \perp [100] = 15^\circ - 16^\circ$). Nel campione 2 si osserva sporadicamente una ulteriore zona al margine estremo di fenocristalli di composizione ancora più sodica, al 10-15% An circa ($n\alpha'/(010) \perp [100] = 3^\circ - 5^\circ$ circa).

Relitti di anfibolo.

Nel campione 1 sono state rinvenute sporadiche plaghette a sezione ovoidale o a lente schiacciata, con dimensioni massime tra 1 mm e 4 mm, costituite da un aggregato di piccoli prismi di augite, rhönite ed olivina e da scarso plagioclasio. Il bordo è spesso sottolineato da un fine aggregato granulare di minerali opachi, che rende riconoscibili le plaghe anche ad occhio nudo. Il pirosseno all'interno si presenta in prismi tozzi, variamente orientati. La rhönite, identificabile otticamente in base al pleocroismo ($\alpha =$ bruno verdastro chiaro; $\beta =$ marrone; $\gamma =$ bruno rossastro semiopaco; assorbimento $\alpha \ll \beta < \gamma$), alla

birifrangenza bassa ed alla forte dispersione, presenta caratteristico abito prismatico molto allungato, spesso aciculare; anche l'olivina, molto scarsa, presenta abito prismatico allungato. I cristalli di entrambi i minerali sono orientati parallelamente tra loro o, più raramente, intrecciati. Alcune plaghe simili per forma a quelle sopra descritte sono invece costituite da un aggregato granulare di pirosseno ed ossidi di ferro, distribuiti uniformemente in proporzioni all'incirca eguali, insieme con scarso plagioclasio interstiziale. Sia queste che le più frequenti plaghe contenenti rhönite sono interpretabili come prodotti di trasformazione (riassorbimento) di originario anfibolo. Infatti in lave latitandesitiche appartenenti al complesso vulcanico antico dell'area di Piedimonte Etneo, rinvenute presso Puntalazzo, sono stati rinvenuti dalla scrivente relitti di anfibolo al centro di plaghe strutturalmente e mineralogicamente analoghe; l'anfibolo in tal caso era definibile per confronto con i caratteri ottici di due anfiboli dell'Etna analizzati da Cristofolini e Lo Giudice (1969 b) come kaersutite. Anche Klerkx (1964, 1968) descrive per anfiboli dell'Etna di analoga composizione (una sintagmatite ridefinita da Cristofolini e Lo Giudice, 1969 b, come kaersutite, ed un'ossiorneblenda) strutture di riassorbimento che hanno qualche analogia con quelle illustrate sopra. Si può pertanto affermare l'esistenza di anfibolo (kaersutite od ossiorneblenda) fra i minerali primari dell'alcalibasalto di S. Venera; questo minerale è conosciuto in stato di riassorbimento e non riassorbito in basalti sottosaturi e basaniti (Huckenholz, 1965 b; Tröger, 1967, pp. 465-468 e Fig. 162).

Classificazione su base modale e normativa.

Nella tabella sotto riportata (Tab. 4) sono messe a confronto la composizione mineralogica reale e quella normativa dei due campioni analizzati (1 e 2) ricavate dai dati riportati nelle Tab. 2 e 3. La corrispondenza tra il modo e la composizione normativa è buona, soprattutto per il campione 1.

Entrambe le rocce analizzate sono definibili su base modale come basalti olivini. Più rigorosamente, sulla base della composizione normativa ed in accordo con il carattere dei pirosseni (sottosaturi con Ne normativa, benchè debolmente titaniferi, come risulta dai dati di Tab. 5) risulta una definizione come alcalibasalto sia secondo la classificazione di Yoder e Tilley (1962, p. 261), sia nella più generale clas-

sificazione di Streckeisen (1967, p. 184). Il campione 2 nel quale figura una proporzione relativamente alta di nefelina normativa è definibile come alcalibasalto a tendenza basanitica. La definizione di basanitoide nel senso di Macdonald e Katsura (1964, pag. 89), che risulta dai caratteri mineralogici e petrochimici di entrambe le rocce analizzate, può essere usata in alternativa.

TABELLA 4

Composizioni modale e normativa degli alcalibasalti di S. Venera (camp. 1) e di M. Nardello (camp. 2).

	Campione 1		Campione 2	
	modale	normativa	modale	normativa
Plag.	55,3	57,82 *	48,2	53,14 *
Piros.	28,4	24,17	30,7	27,18
Oliv.	12,9	12,96	16,0	11,24
Acc.	3,4	5,05	5,1	8,44
Somma	100,0	100,00	100,0	100,00
I.C.	44,7	42,18	51,8	46,86

* Somma Or + Ab + An + Ne.

DATI MINERALOGICI

Pirosseno.

a) Dati chimici.

Sono state analizzate due distinte frazioni pirosseniche separate dall'alcalibasalto di S. Venera (campione 1), l'una (analisi PN1) costituente il nucleo, incolore in sezione sottile, verde smeraldo in frammenti, dei fenocristalli più sviluppati; l'altra (analisi PM1) corrispondente alle zone marginali degli stessi fenocristalli (vedasi: Metodologia). Le analisi relative sono riportate in Tab. 5. Il terzo pirosseno analizzato (analisi PP2; Tab. 5) è quello porfirico e moderatamente zonato dell'alcalibasalto di M. Nardello (campione 2); la frazione analizzata corrisponde approssimativamente alla parte centrale dei fenocristalli più sviluppati, esclusa l'estrema periferia.

La forte zonatura del pirosseno porfirico nel campione 1 rilevata otticamente è confermata dalle rilevanti differenze di composizione tra le due frazioni analizzate, in particolare del tenore di Fe, Mg e silice. E' da notare la presenza di Cr in quantità apprezzabile benchè modesta nel pirosseno PN1, che ha contenuto molto scarso di Fe e Ti.

TABELLA 5

*Dati chimici sui pirosseni degli alcalibasalti di S. Venera (camp. 1)
e di M. Nardello (camp. 2).*

Analisi chimiche				Formula sulla base di $(WXY)_2Z_2O_6$; $Z = 2,000$				
	PN1	PM1	PP2		PN1	PM1	PP2	
SiO ₂	51,81	48,21	48,55					
TiO ₂	0,44	1,34	1,28					
Al ₂ O ₃	3,96	6,58	5,65	Z	Si	1,882	1,780	1,788
Fe ₂ O ₃	1,30	3,81	3,52		Al	0,118	0,220	0,212
Cr ₂ O ₃	0,09	—	—		Al	0,052	0,066	0,033
FeO	3,10	3,68	3,28	Y	Ti	0,012	0,037	0,035
MnO	0,08	0,16	0,11		Fe'''	0,036	0,106	0,098
MgO	16,84	14,46	15,46		Cr	0,003	—	—
CaO	22,43	21,24	21,90	X	Fe''	0,094	0,114	0,101
Na ₂ O	0,54	0,63	0,62		Mn	0,002	0,005	0,004
K ₂ O	—	0,05	—		Mg	0,911	0,795	0,848
H ₂ O ⁺	0,16	0,28	0,18	W	Ca	0,873	0,840	0,864
Somma	100,75	100,44	100,55		Na	0,038	0,045	0,044
					K	—	0,002	—
					Z	2,000	2,000	2,000
					Y+X+W	2,021	2,010	2,027
					Σe *	-0,041	-0,021	-0,055
					Ca	45,1	44,1	44,8
						(45,6)	(45,2)	(45,1)
					Mg	46,7	42,1	43,5
						(47,5)	(42,7)	(44,3)
					ΣFe	8,2	13,8	11,7
						(6,9)	(12,1)	(10,6)
					Ac	3,8	4,7	4,4
					Mg-Tsch	8,9	11,3	9,2
					Ca-Tsch	1,7	7,1	8,6
					Ti-A	1,2	3,7	3,5
					Hd	9,6	11,9	10,5
					Di	74,8	61,3	63,8
					Somma	100,0	100,0	100,0

* Bilancio delle cariche.

- PN1 - Augite diopsidica; pirosseno verde smeraldo del nucleo dei fenocristalli nell'alcalibasalto di S. Venera (campione 1).
 PM1 - Augite salitica; pirosseno bruno del margine dei fenocristalli nell'alcalibasalto di S. Venera (campione 1).
 PP2 - Augite salitica; pirosseno bruno porfirico nell'alcalibasalto di M. Nardello (campione 2).

Le analisi chimiche sono state ricalcolate nella formula standard pirosseni $(WXY)_2Z_2O_6$ (Hess, 1949) ponendo $Z = 2$. Per controllo è stato calcolato il bilancio delle cariche (Σe) con il metodo di Oosterom (1963: in Huckenholz, 1965 a). Il bilancio delle cariche risulta negativo per tutte e tre le analisi, indicando così, a parte errori analitici, un eccesso di cariche, analogamente a quanto si può rilevare quasi costantemente nelle analisi di pirosseni affini a quelli in esame (cfr.: Deer e altri, 1961, pp. 114-119; Huckenholz, 1965 a; 1965 b; 1966). Dalle proporzioni cationiche dei pirosseni analizzati riportate nella Tab. 5 è stata calcolata la corrispondente composizione in termini dei tre componenti convenzionalmente considerati. Per il calcolo è stato seguito il metodo di Oosterom (1963: in Huckenholz, 1965 a) in cui $Ca = Ca + Na + K$; $Mg = Mg + 1/2 (Al^{VI} + Ti + Cr)$; $Fe = Fe'' + Fe''' + Mn + 1/2 (Al^{VI} + Ti + Cr)$. Le percentuali così ottenute (Tab. 5) si scostano considerevolmente, soprattutto per i pirosseni PM1 e PP2, da quelle calcolate sulla base delle proporzioni dei soli cationi Mg, Ca e $Fe'' + Fe''' + Mn$, che sono riportate a fianco, tra parentesi. L'adozione di questo metodo di calcolo trova giustificazione nell'elevato tenore in molecola di Tschermak dei pirosseni e risulta fornire una più adeguata base di confronto. In base alle proporzioni dei tre componenti definiti sopra vengono classificati secondo la nomenclatura di Tröger (1959) augite diopsidica il pirosseno PN1, augite salitica gli altri due analizzati; i relativi punti rappresentativi sono riportati nel diagramma di Fig. 2.

La formula dei pirosseni è stata rielaborata secondo il metodo di Yoder e Tilley (1962, p. 366) in percentuali dei termini pirossenici puri egirina (Ac), molecola di Tschermak (Ca-Tsch e Mg-Tsch), molecola titanogitica (Ti-A) hedenbergite (Hd) e diopside (Di) riportate in Tab. 5. Il contenuto in molecola di Tschermak è elevato a variabile; esso si traduce in un rilevante contenuto normativo in anortite, dall'8% al 15% circa (vedasi Tab. 5), che può render conto di alcune differenze tra composizione modale e normativa delle rocce. Normativamente il pirosseno delle frazioni analizzate contribuisce anche in olivina ed ossidi di Fe-Ti, ma in misura minore del plagioclasio; tuttavia, data la modalità di differenziazione del pirosseno nel campione 1 è presumibile che il contributo normativo in questi ultimi componenti sia crescente nel pirosseno della massa fondamentale.

In base ai dati esposti sopra si può concludere che i pirosseni analizzati sono augiti calciche (Brown, 1967) relativamente ricche in alluminio; questi caratteri chimici sono in accordo con la loro appartenenza a basalti alcalini (Wilkinson, 1956; Le Bas, 1962; Yoder e Tilley, 1962; Brown, 1967).

b) Dati ottici e roentgenografici.

Sono riuniti nella Tab. 6 i dati ottici essenziali relativi ai tre pirosseni analizzati (PN1, PM1 e PP2) ed i valori delle costanti reticolari calcolati in base ai dati ottenuti mediante analisi diffrattometrica con camera Debye. I dati, anche se utili a fini descrittivi e per eventuali confronti non offrono indicazioni di composizione in base a vari

TABELLA 6

Proprietà ottiche e costanti reticolari dei pirosseni analizzati PN1, PM1 e PP2.

	PN1	PM1	PP2
$2V\gamma^{\circ}$	56°-54°	55°-53°	55°-54°
Disp.	$\varrho > \nu$	$\varrho > \nu 4^{\circ}$	$\varrho > \nu$
c/γ	39°-40°	46°-47°	42°-46°
$n\beta$	1,689	1,709-1,711	1,707-1,709
a_0	9,733	9,744	9,749
b_0	8,892	8,898	8,894
c_0	5,223	5,261	5,263
β	106°19'	105°48'	106°00'
$a_0 \text{ sen}\beta$	9,338	9,372	9,371

diagrammi per la determinazione indiretta del pirosseno (ad es. diagramma $2V\gamma$ ed $n\beta$ /composizione di Hess, 1949 e Muir, 1951; diagramma $a \text{ sen}\beta$ e b /composizione di Brown, 1960) che siano in accordo con le composizioni ottenute mediante analisi chimica. Infatti nel diagramma Di — Hd — En — Fs le coppie di valori $2V\gamma$ ed $n\beta$ relativi ai pirosseni in esame si proiettano in base alle curve riportate da Tröger (1959, p. 62) in corrispondenza a termini sensibilmente più ferriferi di quanto risulti chimicamente, mentre si ha una buona corrispondenza del tenore di Ca. Al contrario in base ai parametri determinati con raggi X risulta dai valori $a \text{ sen}\beta$ e b in base alle linee determinative di

Brown (1960) una composizione molto meno ferrifera in confronto a quella ottenuta per via chimica per tutti e tre i pirosseni analizzati, e per due di essi (PM1 e PP2) sensibilmente più calcica. Le cause di tali discrepanze sembrano principalmente da attribuire da una parte all'elevata proporzione di Fe^{3+} (e possibilmente Ti) dal quale può dipendere il valore relativamente alto di $n\beta$, dall'altra alla presenza di Al in coordinazione ottaedrica che, secondo Brown (1960; 1967) è capace di ridurre il parametro b .

c) Confronti.

Come termini pirossenici di confronto vengono innanzitutto considerati i pirosseni appartenenti a rocce di serie alcalina dell'Hocheifel analizzati in frazioni distinte e dettagliatamente studiati da Huckenholz (1965 a; 1965 b; 1966). La proiezione delle analisi riportate nei lavori di Huckenholz nel diagramma Ca-Mg — ΣFe è riportata in Fig. 2 insieme alle composizioni di pirosseni monoclini di lave tholeiitiche analizzati in frazioni distinte da Muir e Tilley (1963). Nello stesso diagramma separatamente riprodotto in Fig. 3 sono riportate le composizioni di pirosseni dell'Etna per i quali sono disponibili diciotto analisi recenti nei lavori di Tanguy (1966: un'analisi del pirosseno della colata lavica del 1950 presso Milo), Klerkx (1968: 12 analisi di pirosseni in rocce delle serie di Val Calanna e del Trifoglietto di composizione latitandesitica, alcaliandesitica e tefritica; 2 analisi di pirosseno rispettivamente nella latitandesite del M. Calvario a Biancavilla, ed in cristalli sciolti nei tufi dei M. Rossi, presso Nicolosi, dell'eruzione del 1669) e Lo Giudice (1970: 2 analisi di pirosseni in latitandesiti e 1 analisi del pirosseno di un'alcaliandesite, tutte appartenenti al complesso post-Trifoglietto di Vavalaci).

La composizione dei pirosseni PM1 e PP2 rientra nel campo di variazione delle composizioni di frazioni corrispondenti dei pirosseni di rocce alcalibasaltiche e basanitiche analizzati da Huckenholz (vedasi Fig. 2), mentre nel pirosseno PN1 rispetto a tutti i termini presi a confronto risulta nettamente più elevato il tenore in Mg a scapito del ferro totale. Le peculiare composizione del pirosseno PN1 è ulteriormente messa in evidenza dalla sua proiezione nel diagramma Ca — Mg — ΣFe al di fuori del campo schematicamente indicato da Muir e Tilley (1963, fig. 3) per i pirosseni delle rocce di serie alcalina

delle Hawaii. Nel diagramma riportato da Muir e Tilley il pirosseno in questione si localizza nel campo di composizione dei pirosseni monoclini di duniti e di inclusi ricchi di olivina in basalti. Il confronto con i dati di Gramse (1970), proiettati nella stessa Fig. 2, relativi a clinopirosseni in alcalibasalti porta ad analoghe conclusioni. La modalità di differenziazione del pirosseno porfirico del campione 1 (PN1 — PM1) è

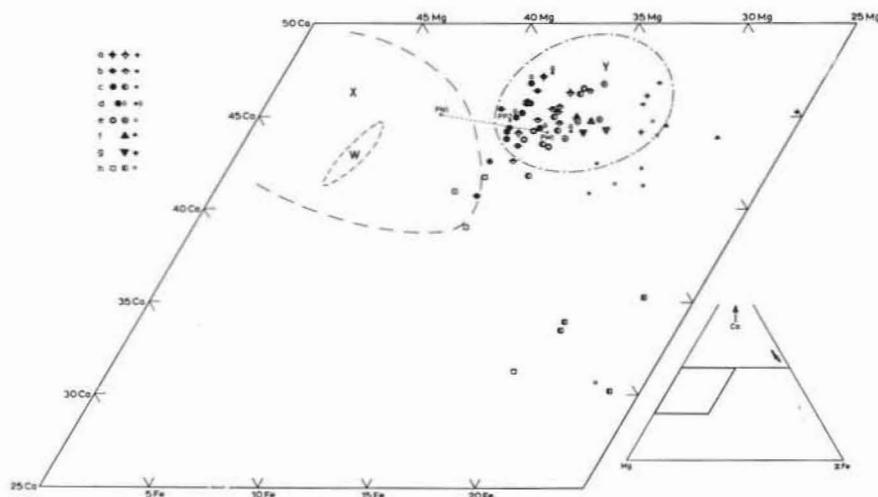


Fig. 2. — Proiezione nel diagramma Ca-Mg- Σ Fe dei pirosseni PN1, PM1 e PP2 di Tab. 5 e di termini pirossenici di confronto studiati da Huckenholz (1965a, 1965b, 1966: simboli a, b, c, e, f, g) da Gramse (1970: simbolo d) e da Muir e Tilley (1963: simbolo h).

a: 3 frazioni pirosseniche (nucleo dei fenocristalli - periferia e microfenocristalli - massa di fondo) di basalti pieritici; b: idem, di basanitoidi; c: idem, di alcalibasalti; d: 2 frazioni pirosseniche (fenocristalli - massa di fondo) di alcalibasalti (Gramse, 1970); e: come a, di hawaiiiti; f: 2 frazioni pirosseniche (microfenocristalli - massa di fondo) di mugeariti; g: come f, di trachiti; h: come a, di basalti tholeiitici.

X = campo di composizione di clinopirosseni di duniti e di inclusi ricchi di olivina in basalti (limitato con linea a tratti lunghi);

Y = campo di composizione di clinopirosseni delle rocce di serie alcalina delle Hawaii (limitato con linea a tratti e punti). I campi X e Y sono riprodotti da Muir e Tilley (1963, Fig. 3).

W = campo di composizione di clinopirosseni di inclusi di peridotiti lherzolitiche in alcalibasalti (Gramse, 1970).

Nei diagrammi di Figg. 4 e 5 costruiti secondo Aoki e Kushiro (1968, Fig. 2) sono messe in evidenza per i pirosseni in studio e per quelli di confronto sopra elencati le variazioni del tenore in Al totale ($Al^{IV} + Al^{VI}$) e la sua ripartizione teorica in coordinazione 4 e 6 che risulta dal calcolo nella formula standard dei pirosseni ponendo

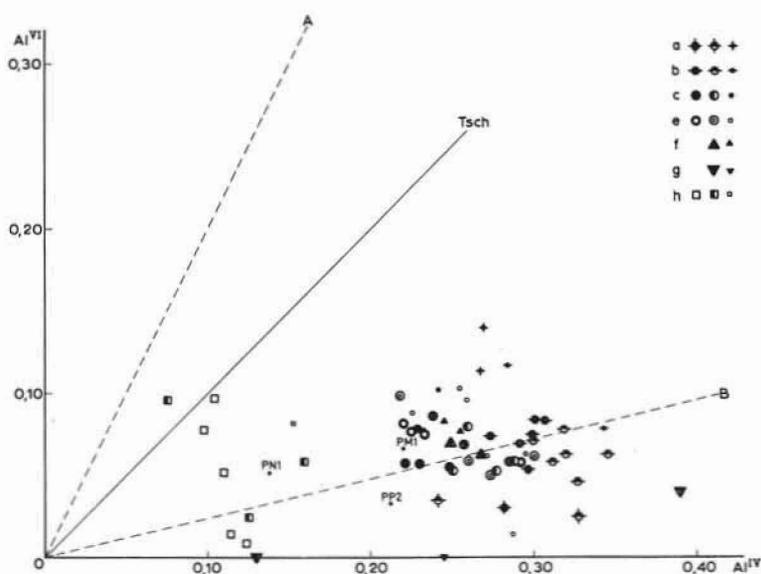


Fig. 4. — Proiezione nel diagramma $Al^{IV} - Al^{VI}$ secondo Aoki e Kushiro (1968) dei pirosseni PN1, PM1 e PP2 di Tab. 5 e dei termini pirosseniei di confronto studiati da Huckenholz (1965a, 1965b, 1966: simboli a, b, c, e, f, g) e da Muir e Tilley (1963: simbolo h).
a, b, c, e, f, g, h, come in Fig. 2.

$Z = 2$. I pirosseni analizzati nel presente lavoro risultano mediamente meno alluminiferi rispetto a quelli di alcalibasalti e basaniti analizzati da Huckenholz presi a confronto (soprattutto PN1), mentre mostrano una analoga distribuzione di Al nelle due coordinazioni.

Viene confermata anche dal contenuto e dalla distribuzione dell'alluminio la diversità di composizione dei pirosseni in studio rispetto a quelli di lave latitandesitiche ed alcaliandesitiche dell'Etna (Fig. 5), che risultano mediamente meno ricchi di alluminio soprattutto in coor-

dinazione 6, con l'eccezione dei pirosseni analizzati da Lo Giudice (1970) i quali sono caratterizzati da un elevato rapporto Al^{VI}/Al^{IV} . Una certa analogia si ha invece con i pirosseni di lave tefritiche studiati da Klerkx (1968). E' da notare che la maggior parte dei pirosseni di rocce dell'Etna presi a confronto si localizzano nel campo indicato da Aoki

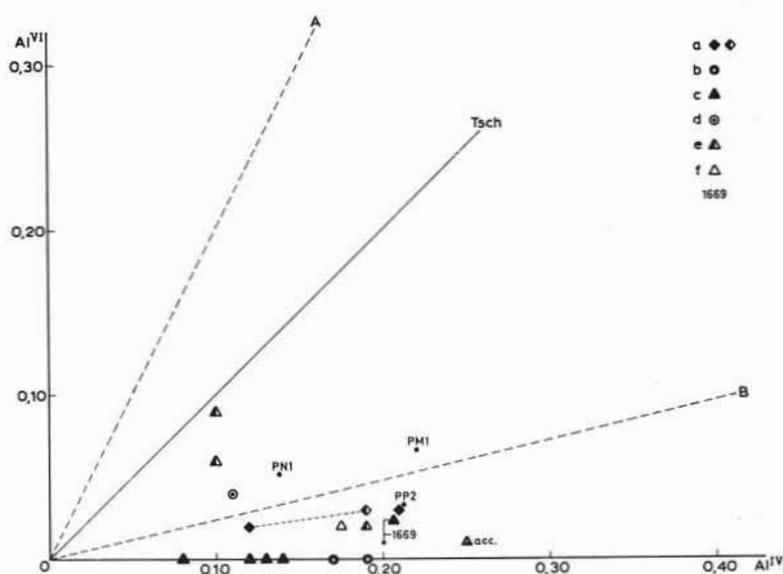


Fig. 5. — Proiezione nel diagramma Al^{IV} - Al^{VI} secondo Aoki e Kushiro (1968) dei pirosseni PN1, PM1 e PP2 di Tab. 5 e di pirosseni dell'Etna studiati da Klerkx (1968), Lo Giudice (1970) e da Tanguy (1966). Per la spiegazione dei simboli vedasi la didascalia di Fig. 3.

e Kushiro (1968) come caratteristico dei pirosseni di rocce eruttive (sotto la linea OB del diagramma di Fig. 5) che dovrebbe indicare alla luce delle considerazioni esposte da Thompson (1947) e da Aoki e Kushiro (1968) cristallizzazione ad alta temperatura (elevata proporzione di Al^{IV}) e pressione relativamente bassa (bassa proporzione di Al^{VI}). Se si vogliono trarre conclusioni sulle condizioni chimico-fisiche della cristallizzazione dei pirosseni si devono tuttavia anche tenere presenti come fattori determinanti del tenore in Al nel pirosseno il contenuto in silice del magma, al crescere del quale aumenta la proporzione

dell'alluminio nel plagioclasio (come anortite) invece che nel pirosseno (come molecola di Tschermak; Brown, 1967) ed il suo stadio di frazionamento. Si può pertanto ritenere che le differenze messe in evidenza dal diagramma di Fig. 5 tra i pirosseni degli alcalibasalti in studio e la maggior parte dei pirosseni di lave dell'Etna riflettono da una parte il diverso grado di sottosaturazione dei magmi da cui sono segregati (ed in questa prospettiva viene giustificata la posizione dei pirosseni studiati da Lo Giudice, 1970, che appartengono a lave spiccatamente differenziate, secondo Cristofolini e Lo Giudice, 1969 a, e Lo Giudice, 1970, in senso sialico), ma anche, con ogni probabilità condizioni di più alta pressione durante la cristallizzazione. Il confronto con i pirosseni di lave di serie alcalina dell'Hocheifel studiati da Huckenholz suggerisce anche l'ipotesi, che necessita tuttavia di ulteriori conferme, che la composizione dei pirosseni dell'Etna rifletta in generale soprattutto condizioni di pressione sensibilmente inferiore nel corso della cristallizzazione. La conseguenza dovrebbe essere un tenore relativamente elevato di anortite nel plagioclasio associato, e questo è stato accertato nelle rocce in studio come pure in altre rocce dell'Etna studiate dalla scrivente (vedasi più oltre).

Olivina.

E' stata eseguita l'analisi chimica parziale di una sola frazione olivina di entrambe le rocce analizzate (ON1: campione 1; ON2: campione 2), corrispondente al nucleo dei fenocristalli più sviluppati. I dati chimici relativi sono riportati in Tab. 7 insieme al valore del $2V$ ed al valore (in $^{\circ}2\theta$) della differenza $2\theta_{062}$ olivina - $2\theta_{220}$ LiF secondo Jackson (1960) e Hotz e Jackson (1963) ottenuto mediante analisi diffrattometrica delle stesse olivine analizzate con radiazione $CuK\alpha_1$. Nella stessa tabella sono riportate le composizioni (in % molecolari) dedotte per via chimica e roentgenografica.

La composizione in base ai dati diffrattometrici è stata dedotta mediante la curva determinativa proposta da Murata, Bastron e Brannock (1965) per le olivine in fenocristalli ed inclusi peridotitici delle Hawaii appartenenti all'intervallo FO_{76} - FO_{88} e corrisponde perfettamente a quella calcolata dall'analisi chimica. Il contenuto in CaO nelle olivine in studio è dell'ordine di grandezza (alcuni decimi per cento) del tenore indicato da Murata, Bastron e Brannock (1965) come ca-

ratteristico delle olivine hawaiiane e considerato dagli stessi autori come il principale fattore della differente posizione del picco (062) delle olivine da loro analizzate rispetto a quelle plutoniche analizzate da Hotz e Jackson (1963) che hanno tenori in CaO dell'ordine di centesimi per cento.

TABELLA 7

Analisi chimiche parziali e proprietà di olivine degli alcalibasalti di S. Venera e di M. Nardello.

	ON1	ON2		ON1	ON2
Fe ₂ O ₃	1,99	2,24			
FeO	12,37	15,81	2 θ_{002} (olivina) - 2 θ_{220} (LiF)	3,062°	2,974°
MnO	0,19	0,24	Fo* (Mgx100/ Σ cationi in coor. 6)	84,5	80,2
MgO	45,90	41,87	(Murata e altri, 1965;		
CaO	0,83	0,97	curva A di Figura 1)		
(SiO ₂ cale.)	40,60	39,30			
Somma	(101,88)	(100,43)			
			* % atomiche.		
Σ Fe*	14,95	19,46			
Mg*	85,05	80,54			
2V γ °	88°-85°	86°-83°			

ON1 - Crisolito; parte centrale dei fenocristalli olivini in nell'alcalibasalto di S. Venera (campione 1).

ON2 - Crisolito; parte centrale dei fenocristalli olivini in nell'alcalibasalto di M. Nardello (campione 2).

Le relazioni di composizione tra pirosseno ed olivina nelle due rocce in studio sono messe in evidenza nel diagramma Ca-Mg- Σ Fe di Fig. 6: assumendo, in prima approssimazione, come fasi « coesistenti » con le due olivine analizzate i pirosseni PN1 PP2 risulta pressochè parallelo l'andamento delle linee congiungenti le coppie dei punti rappresentativi delle due fasi in ciascuna roccia. In altri termini si riscontrano valori prossimi del coefficiente di distribuzione di Fe'' tra olivina e pirosseno « coesistenti » ($K = \frac{Fe''/Mg_{ol}}{Fe''/Mg_{pir}}$ in proporzioni ponderali) che risultano rispettivamente 1,50 e 1,36 per i campioni 1 e 2.

Per il campione 2 l'andamento delle linee coniugate nel diagramma di Fig. 6 ed il valore del coefficiente di distribuzione di Fe²⁺ coincidono con quelli indicati da Huchenholtz (1965 a; 1965 b) per le coppie olivina/pirosseno porfirici di rocce di tipo alcalibasaltico e basanitico dell'Hocheifel (K rispettivamente $1,45 \pm 0,15$ e $1,41 \pm 0,20$ nei due gruppi di rocce).

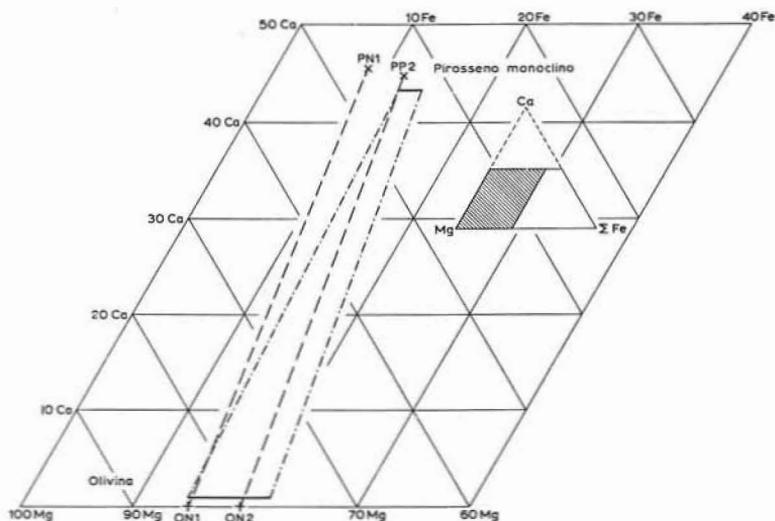


Fig. 6. — Proiezione nel diagramma Ca-Mg- Σ Fe di pirosseni ed olivine « coesistenti » negli alcalibasalti di S. Venera (PN1-ON1) e di M. Nardello (PP2-ON2) e di corrispondenti fasi in alcalibasalti analizzate da Huchenholtz (1965a). Segmenti continui orizzontali a tratto grosso: intervallo di variazione relativo a Σ Fe di pirosseni ed olivine coesistenti in alcalibasalti (Huchenholtz, 1965a); punti e tratti: linee coniugate estreme relative.

Plagioclasio.

La composizione fortemente calcica (bitownitica) dei plagioclasii porfirici è una caratteristica peculiare degli alcalibasalti in studio; la presenza di plagioclasio labradoritico-bitownitico in fenocristalli costituisce peraltro un motivo mineralogico comune con molte delle lave più acide, da latitandesiti a tefriti fonolitiche del complesso più antico nell'area della tavoletta Piedimonte Etneo (Spadea, in preparazione).

La composizione è stata dedotta per via ottica dai valori dell'indice di rifrazione del vetro plagioclasico ed è riportata in Tab. 8.

TABELLA 8

Proprietà dei plagioclasti porfirici (parte centrale dei fenocristalli) negli alcalibasalti di S. Venera (camp. 1) e di M. Nardello (camp. 2).

	Camp. 1	Camp. 2
$2V\gamma$	93°-92°	90°-88°
$n\alpha'/(010) \perp [100]$	43°-40°	41°
n_D vetro	1,5577 *	1,5526 *
% mol. An	81,0 **	75,5 **
$I' \text{ } ^{\circ}2\theta$ (1)	1,31	1,25
B $\text{ } ^{\circ}2\theta$ (2)	0,76	0,77

* $\pm 0,0005$.

** Composizione dedotta da n_D secondo Schairer e altri, 1956, $\pm 0,5\%$ An.

(1) $I' = {}^{\circ}2\theta_{131} + {}^{\circ}2\theta_{220} - {}^{\circ}4\theta_{1\bar{3}1}$; rad. CuK α

(2) B = ${}^{\circ}2\theta_{1\bar{1}1} - {}^{\circ}2\theta_{201}$; rad. CuK α

Lo stato strutturale è stato determinato mediante misura diffrattometrica dei parametri $I' = {}^{\circ}2\theta_{131} + {}^{\circ}2\theta_{220} - {}^{\circ}4\theta_{1\bar{3}1}$ e B = ${}^{\circ}2\theta_{1\bar{1}1} - {}^{\circ}2\theta_{201}$ (radiazione CuK α) secondo Smith e Gay (1958) e dal valore dell'angolo degli assi ottici. Le relazioni tra composizione ed i parametri determinati ai raggi X sembrano indicare uno stato strutturale di alta temperatura (disordinato) per confronto con i dati riportati da Smith e Gay (1958) e da Desborough e Cameron (1968) (Spadea, in preparazione). Ciò è confermato dai dati ottici di 2V.

Inquadramento degli alcalibasalti di Piedimonte Etneo tra le vulcaniti della regione etnea.

CONFRONTO SU BASE PETROCHIMICA.

Vengono prese in considerazione per un confronto petrochimico oltre alle vulcaniti propriamente etnee, tra le quali come si è detto in precedenza non figurano tipi francamente alcalibasaltici, anche le rocce presenti in aree marginali all'edificio dell'Etnea, distinte per giacitura

e presumibilmente per l'età più antica rispetto alle rocce connesse con i maggiori apparati di tipo centrale del vulcano. Di questi prodotti marginali sono reperibili nella letteratura le analisi di:

a) basalti a tendenza tholeiitica preetnei fra Adrano e Biancavilla (3 analisi in Atzori, 1966);

b) basalti-andesiti a carattere tholeiitico di una colata presso S. Maria di Licodia e del neck di Motta S. Anastasia (Tanguy, 1967) e di un diceo presso la stazione di Vizzini (Klerkx, 1968);

c) basalti ed olivinbasalti tendenti ad andesiti delle formazioni eruttive a Nord di Catania (5 analisi in Sturiale, 1968 a);

d) alcalibasalto del neck di Paternò (1 analisi di Tanguy in Klerkx, 1968).

Per quanto riguarda le rocce vulcaniche propriamente etnee sono state scelte nella letteratura più recente le analisi sia di lave antiche appartenenti agli apparati della Valle del Bove e di aree vicine e di posizione stratigrafica nota, sia quelle storiche o preistoriche attribuite al Mongibello.

Sul primo gruppo di lave si hanno numerosi dati chimici frutto di ricerche sistematiche da parte di Klerkx (1968) e di Cristofolini e Lo Giudice (1969 a) e Lo Giudice (1970); i dati di Klerkx qui utilizzati sono quelli riportati in Cristofolini e Lo Giudice (1969 a).

Questo gruppo comprende:

e) latitandesiti (latitandesiti s. s., latitandesiti alcaline e leucolatitandesiti: 12 analisi di Klerkx in Cristofolini e Lo Giudice, 1969 a) ed andesiti (andesiti s. s. e alcaliandesiti: 3 analisi di Klerkx in Cristofolini e Lo Giudice, 1969 a) degli antichi apparati della Valle del Bove (Calanna e Trifoglietto) e la latitandesite del Calvario-Biancavilla (Sturiale, 1967 b), riferita al complesso del Trifoglietto. Fra le lave antiche analizzate da Klerkx (1968) figurano anche tefriti ed andesiti di cui non sono riportate le analisi in Cristofolini e Lo Giudice (1969 a). Le rocce del complesso di lave antiche presenti nell'area di Piedimonte Etneo, correlabili in via provvisoria con i prodotti del Trifoglietto (Trifoglietto II di Klerkx, 1968), sono in prevalenza latitandesiti (per lo più alcaline) subordinatamente tefriti fonolitiche delle quali vengono prese in considerazione 9 analisi della scrivente;

f) latitandesiti (latitandesiti s. s., latitandesiti alcaline e leucolatitandesiti: 17 analisi complessive in Cristofolini e Lo Giudice, 1969 a

e Lo Giudice, 1970) ed alcaliandesiti (2 analisi in Cristofolini e Lo Giudice, 1969 a e Lo Giudice, 1970) del complesso di Vavalaci (post-Trifoglietto secondo Klerkx, 1968) rinvenute nella Valle del Bove ed in zone periferiche del vulcano presso Adrano (Cristofolini e Lo Giudice, 1969 a) e nel sottosuolo presso Bronte (Sturiale, 1967 a).

I dati più recenti, tralasciando le vecchie analisi riportate in Carapezza (1962 a), riguardo alle lave connesse con il centro del Mongibello consistono in un numero limitato di analisi, tutte in colate recentissime, costituite dai seguenti tipi petrografici:

g) basalto olivinico (= andesite olivinica secondo Streekeisen, 1967) della colata del 1928 presso Nunziata (Carapezza, 1966), trachibasalti tefritici (= tefriti fonolitiche e latitandesite alcalina) di colate degli anni 1950-1963 (4 analisi in Tanguy, 1966) latitandesite-hawaiiite (= latitandesite alcalina) di una colata del 1964 (Sturiale, 1968 b). E' stata inoltre presa in considerazione un'analisi della scrivente di latitandesite alcalina costituente una colata non datata storicamente presso Vena, nell'area di Piedimonte Etneo.

L'elenco di rocce sopra nominate offre un quadro generale, sebbene lacunoso per le lave del complesso del Mongibello, della petrografia delle vulcaniti presenti all'Etna ed ai suoi margini. Rocce affatto o poco differenziate, sia ad affinità tholeiitica (gruppi a e b), sia di tipo alcalino (d) o di tipo intermedio (gruppo e: Sturiale, 1968 a) caratterizzano il vulcanesimo delle aree marginali dell'edificio dell'Etna e presumibilmente le fasi iniziali dell'attività vulcanica nella zona. Le lave che costituiscono l'edificio dell'Etna, o meglio i vari apparati giustapposti con centri ubicati tra la Valle del Bove ed il cratere centrale attuale, sono rappresentate in generale da prodotti sensibilmente differenziati in varia misura, in senso sialico ed alcalino. Ciò si verifica sia per le lave dei vulcani di Calanna e del Trifoglietto (Klerkx, 1968) che per quelle di Vavalaci; in quest'ultimo complesso Cristofolini e Lo Giudice (1969 a) e Lo Giudice (1970) hanno riconosciuto il massimo grado di differenziazione in senso sialico tra le vulcaniti etnee. Viene concordemente riconosciuto dagli autori sopra nominati il carattere spiccatamente più basico e soprattutto più alcalino e sottosaturo delle lave storiche del Mongibello in confronto con le lave dei complessi etnei più antichi.

Si pone ora il problema di vedere come gli alcalibasalti del presente studio si inquadrino tra i diversi complessi, basaltico-andesitici

da una parte, latitandesitico-andesitici dall'altra, presenti nella zona etnea. Per composizione chimica essi si discostano considerevolmente dai termini più basici (andesiti e tefriti) dei complessi centrali etnei e mostrano anche alcune rilevanti differenze rispetto alle rocce basaltico-andesitiche marginali, considerate preetnee. Queste relazioni sono sinteticamente indicate, con riferimenti alle variabili maggiori, nei dia-

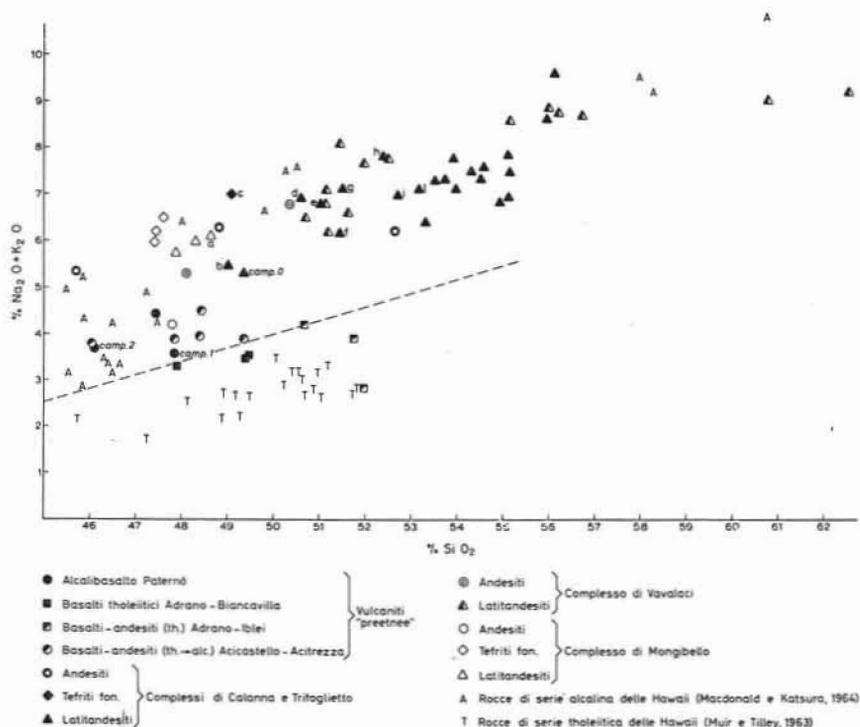


Fig. 7. — Proiezione nel diagramma SiO_2 -aleali degli alcalibasalti del presente studio (campioni 1 e 2) in confronto a vulcaniti, distinte in base alla composizione ed alla posizione stratigrafica, della regione dell'Etna. Nel diagramma sono proiettate anche le analisi della bomba vulcanica nel tufo di C. Ragaglia (campione 0) e di lave dell'area di Piedimonte Etneo (analisi inedite della scrivente contrassegnate con le lettere da a ad l). Nel diagramma è riportata la linea di separazione (tratteggiata) tra il campo delle rocce di serie alcalina e di serie tholeiitica delle Hawaii secondo Macdonald e Katsura (1964) delle quali sono proiettate le analisi riportate rispettivamente da Macdonald e Katsura (1964) e da Muir e Tilley (1963).

grammi convenzionali silice-alkali (Figg. 7 e 8) AFM e Ca-Na-K (Fig. 9). In tutti i diagrammi è stata proiettata anche l'analisi della bomba vulcanica nel tufo di Contrada Ragaglia (camp. 0 di Tab. 1) e nel diagramma silice/alkali sono proiettate alcune analisi di rocce di serie alcalina (Macdonald e Katsura, 1964) e di serie tholeiitica (Muir e Tilley, 1963) delle Hawaii. Il carattere alcalino dei basalti in studio è confermato dalla loro proiezione nel diagramma silice/alkali (Fig. 7) nel campo delle rocce alcaline, benchè in prossimità del limite con il

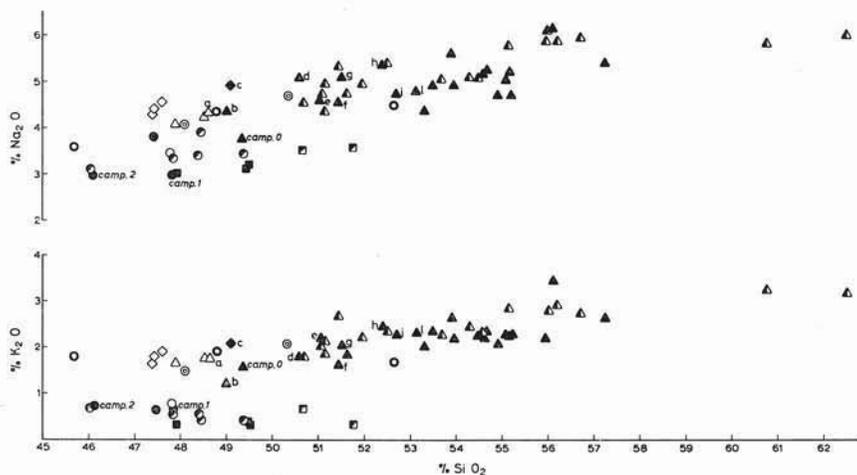


Fig. 8. — Diagramma di variazione di Na_2O e K_2O in funzione di SiO_2 relativo alle rocce del presente studio ed alle rocce vulcaniche della regione etnea prese a confronto. Per la simboleggiatura vedasi la Fig. 7.

campo delle rocce di serie tholeiitica secondo la linea di divisione indicata da Macdonald e Katsura (1964). Chiaramente distinta appare la proiezione delle rocce preetnee a carattere tholeiitico, soprattutto dei tipi più ricchi di silice, mentre le rocce eruttive a nord di Catania (fra Acicastrello ed Acitrezza: Sturiale, 1968 a) risultano tendenzialmente tholeiitiche. Analoghe relazioni si possono desumere dalle proiezioni di Na_2O e di K_2O (Fig. 8); rispetto ai tenori di K_2O appare ancora più accentuata la differenza tra le rocce etnee e preetnee in generale, con una maggiore linearità di variazione nelle prime di questo componente rispetto al sodio. I punti rappresentativi delle vulcaniti etnee

cadono molto al di sopra dei punti relativi agli alcalibasalti in studio, come ovvia conseguenza del carattere nettamente più basico di queste ultime rocce, che non è messo in evidenza nei diagrammi in questione. E' da rilevare come tra le vulcaniti etnee i termini meno discosti rispetto agli alcalibasalti nelle proiezioni di Figg. 7 e 8 siano alcune lave andesitiche del Trifoglietto ed alcune latitandesiti della zona di Piedimonte (campioni O e b).

Un quadro più completo delle relazioni esistenti tra i diversi gruppi di rocce considerate viene offerto dai diagrammi AFM e Ca-Na-K di Fig. 9. Da essi risultano nettamente separate le rocce preetnee, basalti e basalti-andesiti ad affinità tholeiitica e rocce basiche più o meno alcaline, che occupano rispettivamente campi abbastanza distinti pur con ampia sovrapposizione nel diagramma AFM, rispetto alle rocce andesitiche e tefritiche dei complessi etnei e naturalmente alle latitandesiti etnee. Poco significativa, a parte ovvie considerazioni, appare la proiezione degli alcalibasalti in studio nel diagramma AFM, mentre la proiezione nel diagramma Ca-Na-K mette in evidenza quale carattere distintivo degli alcalibasalti rispetto a tutte le rocce preetnee un tenore relativo in calcio nettamente più elevato. E' interessante rilevare come nello stesso diagramma le rocce etnee si distribuiscono lungo una retta che si raccorda con i punti rappresentativi degli alcalibasalti. E' ancora degna di nota la posizione occupata nei diagrammi AFM e Ca-Na-K dalle andesiti di tutti i complessi etnei e dalle lave del Mongibello che si caratterizzano come termini relativamente meno differenziati della serie dell'Etna.

Per indagare più dettagliatamente sulle relazioni tra gli alcalibasalti e le rocce basaltico-andesitiche pre-etnee si è fatto ricorso al diagramma C'FM (Fig. 10) analogo a quello proposto da Muir e Tilley (1963), nel quale per il calcolo di C' è stata considerata la differenza tra CaO totale e quello teoricamente combinato nella molecola anortica del plagioclasio (sempre in % ponderali), cioè essenzialmente la proporzione di calcio nei minerali femici. Gli alcalibasalti in studio sono caratterizzati in confronto ai termini basaltici e basaltico-andesitici preetnei con analogo contenuto di olivina normativa (10-15%, contrassegnati con asterisco nel diagramma ⁽¹⁾), da un rapporto deci-

⁽¹⁾ A rigore questo dato non sarebbe direttamente confrontabile data la sua dipendenza dallo stato di ossidazione del ferro.

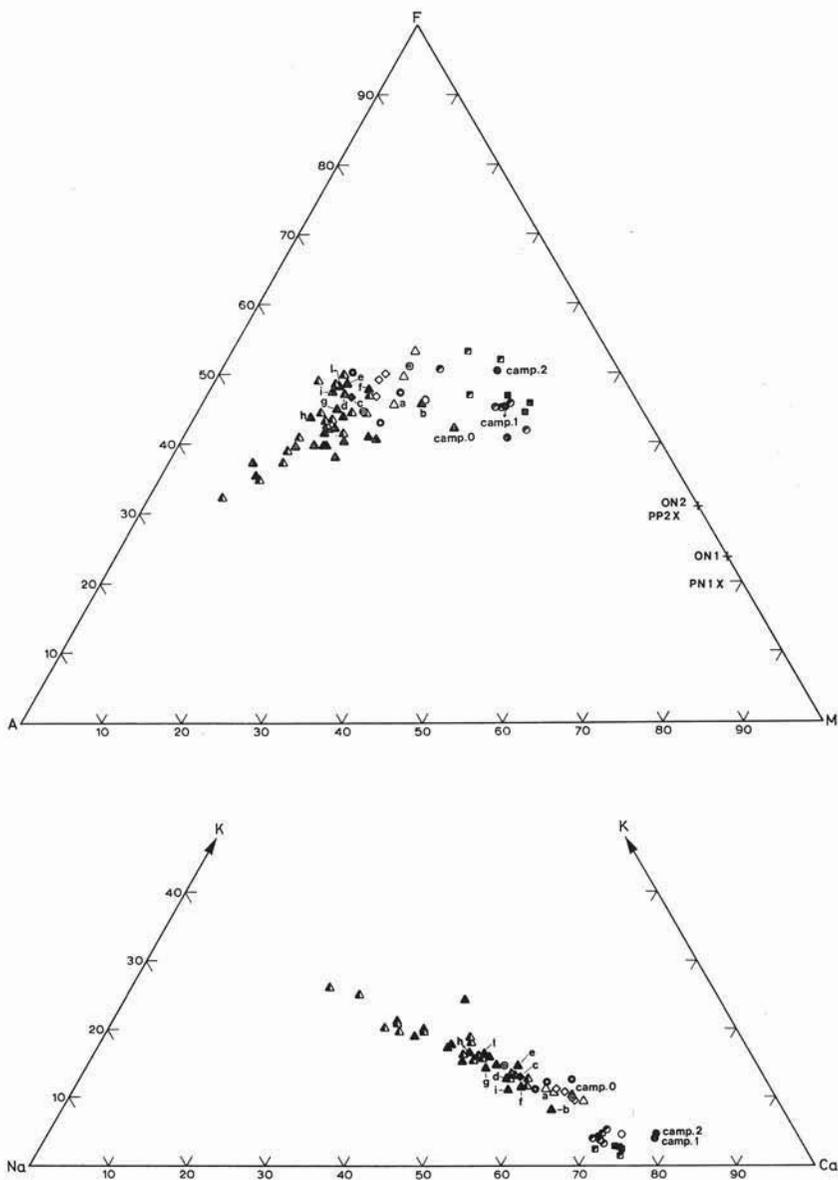


Fig. 9. — Diagrammi di variazione AFM e Ca-Na-K relativi alle rocce del presente studio ed alle rocce vulcaniche della regione etnea prese a confronto. Per i simboli si rimanda alla Fig. 7.

samente più elevato C'/M a parità di F che traduce la natura fortemente calcica del pirosseno in essi contenuto. Solo nelle rocce tholeiiti-

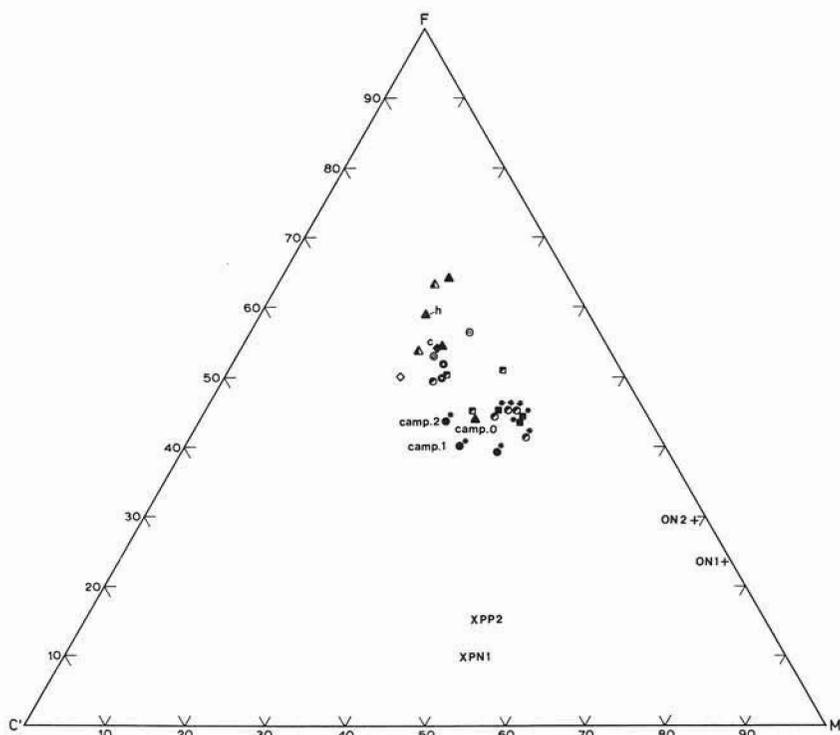


Fig. 10. — Proiezione nel diagramma $C'FM$ ($C' = \text{CaO totale} - \text{CaO combinato nella molecola anortitica del plagioclasio normativo}$; $F = \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$; $M = \text{MgO}$; $C' + F + M = 100$; % peso) analogo a quello di Muir e Tilley (1963) delle rocce del presente studio, delle rocce basaltico-andesitiche preetnee e di alcuni tipi rappresentativi fra le vulcaniti etnee. I simboli contrassegnati con asterisco si riferiscono alle rocce con analogo contenuto di olivina normativa. Nel diagramma sono inoltre proiettate in termini di $C'FM$ le analisi dei pirosseni e delle olivine di prima segregazione negli alcalibasalti del presente studio. Per la simbologgiatura si veda la Fig. 7.

tiche studiate da Tanguy (1967) la differente composizione del pirosseno si rivela modalmente con la presenza di augite subcalcica e di pigeonite. Analogamente a quanto mostrato dal diagramma Ca-Na-K si riconosce la localizzazione degli alcalibasalti non discosta da una

« direttrice etnea » messa in evidenza dalla proiezione delle andesiti e delle tefriti e di alcune latitandesiti rappresentative dei termini composizionali estremi delle rocce di questo tipo. Questa direttrice sembra comportare in generale una differenziazione per sottrazione principalmente di pirosseno e di plagioclasio, già indicata per il complesso di Vavalaci da Cristofolini e Lo Giudice (1969 a) e Lo Giudice (1970).

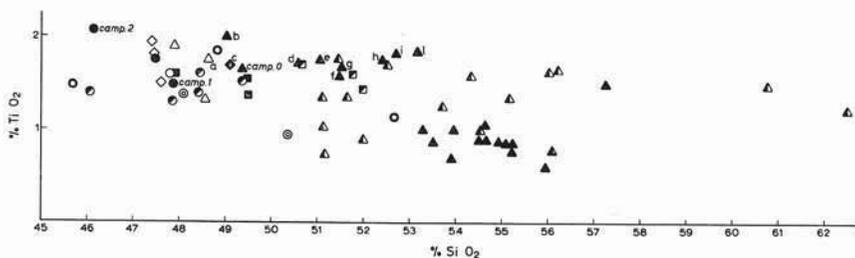


Fig. 11. — Diagramma di variazione $\text{SiO}_2\text{-TiO}_2$ relativo alle rocce del presente studio ed alle vulcaniti della regione etnea prese a confronto. Per la simbologgiatura vedasi la Fig. 7.

Per un confronto petrochimico in base ad elementi minori viene considerato solamente il titanio i cui valori proiettati in funzione della silice nel diagramma di Fig. 11 mostrano relativamente moderate variazioni, già sottolineate da Cristofolini e Lo Giudice (1969 a), in tutti i gruppi di rocce presi in esame, compresi gli alcalibasalti in studio. Si individuano in base a questo parametro diversi andamenti nei complessi etnei per le rocce più ricche di silice, ma queste differenze sembrano non sussistere per quanto concerne i parametri usati nelle rimanenti rocce più basiche.

MOTIVI PETROGRAFICI DI CONFRONTO.

I caratteri strutturali sembrano costituire un motivo di non secondaria importanza per un confronto con le vulcaniti della regione etnea. Dalle descrizioni petrografiche delle rocce prese in esame nel precedente paragrafo si può rilevare che una caratteristica comune alle lave etnee più basiche (andesiti e tefriti) e a molte latitandesiti per lo più con indice di colore relativamente alto è la struttura porfirica che comporta costantemente la presenza in fenocristalli di plagioclasio.

clasio e pirosseno \pm olivina ed anfibolo bruno. Inoltre nella massa fondamentale delle rocce l'olivina è pressochè ubiquitaria. Analoghe caratteristiche presentano alcune latitandesiti e la tefrite fonolitica dell'area di Piedimonte Etneo analizzate dalla scrivente. Questi caratteri coincidono con quelli degli alcalibasalti del presente studio; le maggiori analogie strutturali si hanno con le lave delle colate recenti (Tanguy, 1966). Al contrario nelle vulcaniti preetnee Atzori (1966), Tanguy (1967), Klerkx (1968) e Sturiale (1968 a) descrivono in prevalenza strutture afiriche ed oligofiriche caratterizzate da scarso sviluppo dei fenocristalli.

Anche l'alcalibasalto di Paternò (Klerkx, 1968), che è la roccia più vicina per composizione a quelle in studio, è caratterizzato da un moderato sviluppo della struttura porfirica e dalla prevalenza tra i fenocristalli di olivina (8,4% contro 2,7% di augite e 3,5% di plagioclasio) con una netta differenza rispetto agli alcalibasalti di Tab. 2. Il significato di queste relazioni appare alquanto problematico anche perchè sono rari i dati di confronto sui minerali che partecipano alle differenti strutture. Per ora va sottolineato solo un aspetto del problema in relazione alle rocce in studio, e cioè il fatto che i caratteri strutturali e mineralogici non escludono la possibilità che la composizione di queste rocce rispecchi quella dei magmi da cui sono derivate, senza richiedere un accumulo gravitativo di minerali colorati nel corso della cristallizzazione. Si riconosce infatti una significativa corrispondenza tra la composizione globale delle rocce analizzate e la composizione del pirosseno e dell'olivina presenti come fasi cristallizzate precocemente come è mostrato nei diagrammi AFM e C'FM di Figg. 9 e 10. Questo dovrebbe comportare relazioni di equilibrio tra i fenocristalli ed il liquido da cui sono segregati, nonchè uno stadio di differenziazione più avanzato per il campione 2 rispetto al campione 1, sulla cui modalità è tuttavia difficile investigare date le modeste variazioni di composizione. Elementi al riguardo potrebbero essere forniti dallo studio dei minerali opachi e dal riconoscimento del reale significato dello stato di ossidazione del ferro in entrambe le rocce. Le relazioni di equilibrio sopra accennate sono da intendere in condizioni presumibilmente differenti di pressione e temperatura che, nei limiti di validità della composizione del pirosseno come indicatrice dai dati disponibili discussi in precedenza (p. 320) dovrebbero essere più elevate per il campione 1.

Da questo punto di vista assume notevole significato la presenza in questa roccia di strutture relitte di anfibolo ricordate a p. 13 ed attribuite ad originaria kaersutite. Per ragioni strutturali si presume che l'anfibolo costituisse veri e propri, benchè rari, fenocristalli, e d'altra parte il suo totale riassorbimento indica drastiche variazioni delle condizioni soprattutto di pressione nelle quali si è completata la cristallizzazione della roccia. Alla concomitante presenza di anfibolo e del pirosseno di peculiare composizione presente al nucleo dei fenocristalli (PN1: Tab. 5) si può attribuire un significato non casuale, ma conseguente a condizioni di pressione particolarmente elevata. Infatti reperti anfibolici riferiti a kaersutite di altra natura, xenocristalli, megacristalli ed inclusi in lave per lo più basanitiche, nefelinitiche ed alcalibasaltiche e relativi tufi, di cui sono numerose le segnalazioni (Mason, 1968; Binns, 1969; Binns e altri, 1970; Best, 1970; Aoki, 1970) hanno portato gli autori a ritenere che il campo di stabilità di questo anfibolo si estenda fino alle estreme pressioni del mantello superiore.

La presumibile presenza di kaersutite costituisce un ulteriore motivo di analogia con le lave etnee dei complessi antichi. Con varie denominazioni (vedasi discussione in Cristofolini e Lo Giudice, 1969 b) essa viene segnalata da Klerkx (1964, 1968) come minerale comune e caratteristico, in fenocristalli e proietti di natura accumulitica, dei complessi di Calanna e del Trifoglietto, da Cristofolini e Lo Giudice (1969 b) e Lo Giudice (1970) come minerale porfirico di latitandesiti del complesso di Vavalaci, ed era stato in precedenza riconosciuta da Di Franco (1911, 1930) nelle varie situazioni indicate dagli autori sopra nominati come pure in megacristalli (Di Franco, 1942, p. 109). Da chi scrive tale anfibolo è stato rinvenuto come minerale non raro in fenocristalli di latitandesiti del complesso di lave antiche nell'area della tavoletta Piedimonte Etneo; in inclusi entro ad una latitandesite anfibolica formati da una paragenesi primaria di plagioclasio ed anfibolo quest'ultimo si trova totalmente riassorbito in modo che non è possibile accertare se si tratti di kaersutite.

La presenza di kaersutite nell'alcalibasalto di S. Venera, se confermata da altri reperti che possano far escludere con sicurezza che si tratti di inclusioni accidentali, apre una nuova prospettiva nella interpretazione dei vari reperti anfibolici nelle lave dell'Etna alla luce del significato che nella letteratura degli ultimi anni viene attribuito alla kaersutite come possibile fase presente ad alte fino ad estremamente

alte pressioni corrispondenti a quelle prevalenti in parti profonde della crosta fino al mantello superiore (Oxburgh, 1964; Mason, 1968; Aoki, 1970). In questa prospettiva, ammesso che la kaersutite abbia un ruolo importante nella evoluzione magmatica dell'Etna, questo potrebbe essere in alternativa l'opposto di quello finora indicato (Sturiale, 1967 a, 1968 a), cioè il ruolo di fase capace di influenzare l'evoluzione magmatica per addizione (in seguito a rifusione o riassorbimento) piuttosto che per sottrazione (per gravità come supposto da Sturiale, 1967 a, 1968 a). Il primo meccanismo è teoricamente possibile in base alle considerazioni recentemente esposte da Lo Giudice (1971 b).

Conclusione.

La conclusione che si può trarre dai dati mineralogici e petrochimici sugli alcalibasalti rinvenuti nell'area nella tavoletta Piedimonte Etneo e dal loro confronto con le vulcaniti etnee e preetnee è che essi costituiscano i prodotti con minimo grado di differenziazione della successione vulcanica dell'Etna, rappresentanti del magma capostipite o di termini poco differenziati da questo. Questa conclusione, piuttosto ovvia perchè implicita nella natura petrografica delle rocce in questione, lascia tuttavia aperti da una parte problemi di ordine stratigrafico, dall'altra più generali problemi petrologici che sorgono principalmente dalla constatazione della rarità di queste rocce nell'Etna. Infatti esse vengono qui segnalate per la prima volta nell'area del vulcano come termini francamente basaltici alcalini, mentre termini intermedi sono di gran lunga preponderanti nei complessi antichi dell'Etna (Cristofolini e Lo Giudice, 1969 a) per i quali peraltro si hanno le migliori conoscenze petrografiche, in particolare per quanto riguarda l'abbondanza relativa dei diversi tipi di rocce.

L'età relativa rispetto ai complessi di differente posizione stratigrafica dell'Etna resta indeterminata; si esclude però una possibile correlazione con i prodotti del Mongibello; non è neppure certo che le lave dei due affioramenti studiati siano confrontabili per età, come pure per modalità di fuoriuscita alla superficie. Quest'ultimo problema sorge dalla constatazione di alcune differenze petrografiche nelle rocce (presenza o meno di fasi idrate relitte, grado di frazionamento dei cristalli), ma può essere solo proposto per una verifica in eventuali altri affioramenti che offrano migliori condizioni di esposizione.

E' opportuno porre l'accento su alcuni motivi petrografici che sembrano avere particolare importanza sia per chiarire il significato di queste rocce, sia per impostare il problema delle relazioni comagmatiche con altre rocce etnee.

Si tratta innanzitutto dei motivi mineralogici e strutturali relativi ai fenocristalli dai quali emergono indicazioni su parte della storia del raffreddamento del magma. La paragenesi dedotta per gli stadi iniziali di cristallizzazione risulta essere differente nelle rocce dei due affioramenti studiati. Nell'alcalibasilto di S. Venera essa comprende olivina e pirosseno fortemente magnesiferi e presumibilmente anfibolo, seguiti da plagioclasio. La composizione del pirosseno offre indicazioni di alta temperatura e pressione nel primo stadio di cristallizzazione. Nell'altra roccia la successione paragenetica è di olivina e pirosseno entrambi più ferriferi che nell'alcalibasilto di S. Venera, seguiti da plagioclasio e da magnetite.

E' da notare la composizione fortemente calcica (bitownitica) del plagioclasio porfirico che non ha comunemente riscontro in rocce di composizione simile.

Le differenze mineralogiche riscontrate possono essere ricondotte a differenze ed a variazioni di alcuni fattori che hanno presieduto alla cristallizzazione in condizioni intrusive, cioè profondità, pressione parziale di H₂O e di O₂ (da cui dipenderebbero rispettivamente la comparsa di anfibolo e la cristallizzazione precoce di magnetite), velocità di raffreddamento ed infine il tempo per il quale i cristalli di prima segregazione restarono a contatto con il liquido. Tutti o parte i fattori citati, tra loro largamente dipendenti, potrebbero altresì essere causa della composizione lievemente differenziata in senso basico ed alcalino dell'alcalibasilto di M. Nardello rispetto a quello di S. Venera.

Ringrazio il Prof. Claudio D'Amico per la lettura critica del manoscritto.

Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università di Catania.

LAVORI CITATI

- AOKI K. (1970) - *Petrology of the kaersutite-bearing ultramafic and mafic inclusions in Iki Island, Japan.* Contr. Mineral. and Petrol., 25, 270-283.
- AOKI K. e KUSHIRO I. (1968) - *Some clinopyroxenes from ultramafic inclusions in Dreisen Weiher, Eifel.* Contr. Mineral. and Petrol., 18, 326-337.
- ATZORI P. (1966) - *La parete lavica fra Adrano e Biancavilla.* Atti Acc. Gioenia Sc. Nat., s. 6^a, 18, 50-70, Catania.

- BEST M. G. (1970) - *Kaersutite-peridotite inclusions and kindred megacrysts in basanitic lavas, Grand Canyon, Arizona*. Contr. Mineral. and Petrol., 27, 25-44.
- BINNS R. A. (1969) - *High-pressure megacrysts in basanitic lavas near Armidale, New South Wales*. Am. Jour. Sci., 267-A, Schairer Volume, 33-49.
- BINNS R. A., DUGGAN M. B. e WILKINSON J. F. G. (1970) - *High-pressure megacrysts in alkaline lavas from northeastern New South Wales*. Am. Jour. Sci., 269, 132-168.
- BROWN G. M. (1960) - *The effect of ion substitution on the unit cell dimensions of the common clinopyroxenes*. Am. Mineral., 45, 15-38.
- BROWN G. M. (1967) - *Mineralogy of basaltic rocks*. in: Basalts, Hess e Poldervaart ed., Vol. 1, 103-162, Wiley & Sons, New York.
- CARAPEZZA M. (1962a) - *Caratteri petrochimici e litologici delle lave dell'Etna*. Acta Geol. Alpina, 8, 181-248, Bologna.
- CARAPEZZA M. (1962b) - *Un esempio di eruzione laetrale da faglia nell'apparato eruttivo etneo*. Acta Geol. Alpina, 8, 249-276, Bologna.
- CARAPEZZA M. (1966) - *Influenza della fugacità d'ossigeno sulla temperatura di fusione delle lave*. Nota I. *La lava etnea del 1928*. Rend. Acc. Naz. Lincei, s. 8^a, 40, 970-978.
- CRISTOPOLINI R. e LO GIUDICE A. (1969a) - *Le latitandesiti di un complesso intermedio tra il Trifoglietto ed il Mongibello, affiorante tra la Valle del Bove e Adrano-Biancavilla (Etna)*. Rend. Soc. Ital. Miner. e Petrol., 25, 227-261.
- CRISTOPOLINI R. e LO GIUDICE A. (1969b) - *Ricerche su due kaersutiti etnee*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat., s. 6^a, 20, Suppl. Sc. Geol., 181-195, Catania.
- DEER W. A., HOWIE R. A. e ZUSSMAN J. (1963) - *Rock-forming minerals*, Vol. 2, 379 pp., Longmans, London.
- DE LORENZO (1907) - *L'Etna*. 154 pp., Arti Grafiche, Bergamo.
- DESBOROUGH G. A. e CAMERON E. N. (1968) - *Compositon and structural state of plagioclases from the lower part of the Eastern Bushveld Complex, South Africa*. Am. Mineral., 53, 116-122.
- DI FRANCO S. (1911) - *Le lave ad orneblenda dell'Etna*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat., s. 5^a, 4, mem. 3, 12 pp., Catania.
- DI FRANCO S. (1930) - *Ricerche petrografiche sulle lave dell'Etna*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat., s. 5^a, 17, mem. 2, 120 pp., Catania.
- DI FRANCO S. (1942) - *Mineralogia Etna*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat., s. 6^a, 5, mem. 9, 175 pp., Catania.
- FERRARA V. (1971) - *La sezione stratigrafica di Piedimonte Etneo*. (in corso di stampa).
- FERRARA V. - *Geologia e idrogeologia della tavoletta Piedimonte Etneo*. (in preparazione).
- GRAMSE M. (1970) - *Quantitative Untersuchungen mit der Elektrone-Mikrosonde an Pyroxenen aus Basalten und Peridotit-Einschlüssen*. Contr. Miner. and Petrol., 29, 43-73.
- HESS H. H. (1949) - *Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes*. Part I. Am. Mineral., 34, 621-666.

- HOTZ P. E. e JACKSON E. D. (1963) - *X-ray determinative curve for olivines of composition Fo₃₀₋₆₅ from stratiform and alpine-type peridotites*. U. S. Geol. Survey Prof. Paper 450-E, E101-E102.
- HUCKENHOLZ H. G. (1965a) - *Der petrogenetische Werdegang der Klinopyroxene in den tertiären Vulkaniten der Hoheifel. I. Die Klinopyroxene der Alkaliolivinbasalt-Trachyt Assoziation*. Beitr. Miner. und Petrogr., 11, 138-195.
- HUCKENHOLZ H. G. (1965b) - *Der petrogenetische Werdegang der Klinopyroxene in den tertiären Vulkaniten der Hoheifel. II. Die Klinopyroxene der Basanitoiden*. Beitr. Miner. und Petrogr., 11, 415-448.
- HUCKENHOLZ H. G. (1966) - *Der petrogenetische Werdegang der Klinopyroxene in den tertiären Vulkaniten der Hoheifel. III. Die Klinopyroxene der Pikritbasalte (Ankaramite)*. Beitr. Miner. und Petrogr., 12, 73-95.
- JACKSON E. D. (1960) - *X-ray determinative curve for natural olivine of composition Fo₃₀₋₂₀*. U. S. Geol. Survey Prof. Paper 400-B, B432-B434.
- KLERKX J. (1964) - *Sur la présence de Syntagmatite à l'Étna*. Ann. Soc. Géol. de Belgique, 87, B147-157.
- KLERKX J. (1968) - *Étude géologique et pétrologique de la Valle del Bove (Étna)*. Tesi inedita - Università di Liège.
- LE BAS M. J. (1962) - *The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage*. Am. Jour. Sci., 260, 267-288.
- LO GIUDICE A. (1970) - *Caratteri petrografici e petrochimici delle lave del Complesso di Serra Valalaci (Étna)*. Rend. Soc. Ital. Miner. e Petrol., 26, 687-731.
- LO GIUDICE A. (1971a) - *Un metodo di calcolo e di affinamento delle costanti reticolari dei cristalli monoclini*. Rend. Soc. Ital. Miner. e Petrol., 27, 205-210.
- LO GIUDICE A. (1971b) - *La differenziazione magmatica nelle lave del Complesso di Valalaci (Étna)*. Per. Miner., 40, 241-259.
- MACDONALD G. A. e KATSURA T. (1964) - *Chemical composition of hawaiian lavas*. Jour. Petrol., 5, 82-123.
- MASON B. (1968) - *Kaersutite from San Carlos, Arizona, with comments on the paragenesis of this mineral*. Miner. Mag., 36, 997-1002.
- MUIR I. D. (1951) - *The clinopyroxenes of the Skaergaard intrusion, Eastern Greenland*. Miner. Mag., 29, 690-714.
- MUIR I. D. e TILLEY C. E. (1963) - *Contribution to the petrology of hawaiian basalts: II. The tholeiitic basalts of Mauna Loa and Kilauea*. Am. Jour. Sci., 261, 111-128.
- MURATA K. J., BASTRON H. e BRANNOCK W. W. (1965) - *X-ray determinative curve for hawaiian olivines of composition Fo₇₆₋₈₈*. U. S. Geol. Survey Prof. Paper 525-C, C35-C37.
- OGNIBEN L. (1966) - *Lineamenti idrogeologici dell'Étna*. Riv. Mineraria Siciliana, 17, n. 100-102, 24 pp., Palermo.
- OXBURGH E. R. (1964) - *Petrological evidence for the presence of amphibole in the Upper Mantle and its petrological and geophysical implications*. Geol. Mag., 101, 1-19.
- SCHAIRER J. F., SMITH J. R. e CHAYES F. (1956) - *Refractive indices of plagioclase glasses*. Carnegie Inst. Washington Year Book 55, 195-197.

- SHAPIRO L. e BRANNOCK W. C. (1962) - *Rapid analysis of silicate, carbonate and phosphate rocks*. Geol. Survey Bull. 1144 A, 1-56.
- SMITH J. R. e GAY P. (1958) - *The powder pattern and lattice parameters of plagioclase feldspars*. II. Miner. Mag., 31, 744-762.
- SPADEA P. - *Studio diffrattometrico e determinazione con metodo della fusione di plagioclasti dell'Etna di composizione An₂₁₋₂₈*. (in preparazione).
- STRECKEISEN A. L. (1967) - *Classification and nomenclature of igneous rocks*. N. Jb. Miner. Abh., 107, 144-214.
- STURIALE C. (1967a) - *Le vulcaniti rinvenute in un pozzo trivellato presso Bronte (Etna)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat., s. 6^a, 19, 93-109, Catania.
- STURIALE C. (1967b) - *Su alcune piroclastiti del basso versante meridionale dell'Etna*. Rend. Soc. Miner. Ital., 23, 427-452.
- STURIALE C. (1968a) - *Le formazioni eruttive submarine a Nord di Catania*. Rend. Soc. Ital. Miner. e Petrol., 24, 313-346.
- STURIALE C. (1968b) - *A subterminal radial fissure eruption on Mt. Etna*. Geol. Rund., 57, 766-773.
- TANGUY J. C. (1966) - *Les laves récentes de l'Etna*. Bull. Soc. Géol. France, s. 7^{ème}, 8, 201-217.
- TANGUY J. C. (1967) - *Présence de basaltes à caractère tholeiitique dans la zone de l'Etna (Sicile)*. C. R. Acc. Sc. Paris, 264, D21-24.
- THOMPSON J. B. (1947) - *Role of aluminum in rock forming silicates*. Bull. Geol. Soc. America, 58, 1232.
- TRÖGER W. E. (1959) - *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale*. Teil 1. 147 pp., Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- TRÖGER W. E. (1967) - *Optische Bestimmung dre gesteinsbildenden Minerale*. Teil 2. 822 pp., Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- VOINOVITC I. A., DEBRAS GUEDON J. e LOUVRIER J. (1962) - *L'analyse des silicates*. 510 pp., Hermann, Paris.
- WEIBEL M. (1961a) - *Die schnellmethoden der Gesteinsanalyse*. Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt., 41, 285-294.
- WEIBEL M. (1961b) - *Die Aluminiumbestimmung in der chemischen Silicatanalyse*. Zeit. für anal. Chem., 184, 322-327.
- WILKINSON J. F. G. (1956) - *Clinopyroxenes of alkali olivine-basalt magma*. Am. Miner., 41, 724-743.
- YODER H. S. e TILLEY C. E. (1962) - *Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems*. Jour. Petrol., 3, 342-532.