

R. ROMANO, L. VILLARI (*)

CARATTERI PETROLOGICI E MAGMATOLOGICI DEL VULCANISMO IBLEO

RIASSUNTO. — Un'indagine sui caratteri petrologici e magmatologici delle vulcaniti del complesso eruttivo ibleo è stata effettuata nel tentativo di delineare la genesi e l'evoluzione di questo importante episodio del vulcanismo, legato alla tettonica distensiva del bacino del Mediterraneo.

La giacitura delle vulcaniti in studio e la mancanza di grandi edifici centrali fanno supporre che la loro messa in posto sia dovuta prevalentemente ad un'attività a carattere fissurale. Inoltre il riconoscimento di alcune fessure eruttive dato dall'allineamento di piccoli centri permettono di ascrivere il sistema di fratture che hanno alimentato questo vulcanismo ad una tettonica distensiva con faglie NE-SW e loro coniugate.

Una più vasta campionatura ed un maggior numero di dati analitici, hanno consentito di confermare la presenza in questa regione di vulcaniti sia di tipo alcalino che tholeiitico, mentre non è stato possibile osservare alcun passaggio graduale tra i prodotti delle due diverse associazioni.

Le lave di affinità alcalina, in maggiore quantità, si alternano a quelle tholeiitiche nel corso dell'attività vulcanica che si manifesta dal Cretaceo al Pleistocene. Queste ultime sembrano a volte rappresentare importanti episodi a carattere regionale, forse legati a fasi parossistiche della tettonica di distensione.

I prodotti di affinità tholeiitica costituiscono un gruppo omogeneo con caratteri chimico-mineralogici molto simili, mentre tra le vulcaniti alcaline è stato possibile riconoscere due principali trends evolutivi: l'uno tendente verso termini hawaiiiti, l'altro costituito da prodotti fortemente sottosaturi, caratterizzati da nefelina modale.

Il confronto tra le vulcaniti iblee e quelle di tipo alcalino dei vulcani vicini (Etna, Ustica, Linosa e Pantelleria), ha messo bene in evidenza che, malgrado il carattere fissurale del vulcanismo ibleo si contrapponga a quello centrale dei vulcani sopramenzionati, le tendenze evolutive presentano solo lievi differenze dovute alle differenti condizioni fisico-chimiche presenti nel magma.

(*) C.N.R. - Istituto Internazionale di Vulcanologia. Viale R. Margherita, 6 - 95123 Catania.

ABSTRACT. — The petrological study of the Ibleian volcanics (Eastern Sicily) was undertaken with the aim of better understanding the genesis and the evolution of this important episod of volcanic activity, which is strictly related to a tensional tectonic setting in the Mediterranean area.

The geological features shown by the volcanic products and the lack of relevant central volcanoes indicate a prevalent fissure activity in this region. The location of some eruptive fissures, deduced from the trending of small volcanic centers lying on them, permitted to refer to the NE-SW striking tectonic lineaments and their conjugates the feeding systems of the Ibleian linear eruptions.

A more detailed sampling of the area and a number of new chemical analyses confirmed the coexistence of both alkalic and tholeiitic rock suites, stressing the absolute lack of transitional products.

The outcropping volcanic material, including rocks from Cretaceous to Pleistocene age, mainly consists of alkalic lavas and hyaloclastites. Tholeiitic basalts, which are interbedded within the thick alkalic sequence, seem to represent well defined stages of the volcanic activity, probably related to more pronounced phases of tensional tectonics.

The products of tholeiitic affinity are characterized by a marked chemical and mineralogical homogeneity, while within the alkalic suite two different evolutive trends can be distinguished. One of those rock associations shows a gradual evolution from strongly undersaturated lavas (basanitoides) to hawaiites, whereas a second trend with peculiar chemical characters is formed by nefeline-bearing rocks.

The comparison of the Ibleian alkalic volcanics with the products of the basaltic central volcanoes in the surrounding area (Etna, Ustica, Linosa and Pantelleria), shows that the evolutive tendencies are only slightly affected by the different eruptive structures, which may play a role in very shallow differentiation processes.

Lineamenti geologici.

La Sicilia orientale è stata sede, dal Trias ad oggi, di importanti manifestazioni vulcaniche che hanno dato luogo a copiose emissioni di magmi subcrustali. L'area interessata dal vulcanismo è costituita essenzialmente dalla piattaforma carbonatica dell'Altipiano Ibleo e si estende verso Nord fino al margine della fascia di corrugamento (Monti Peloritani), dove l'Etna costituisce la manifestazione più settentrionale.

La grande maggioranza delle vulcaniti del complesso eruttivo ibleo affiora nella parte settentrionale dell'Altipiano ed è separata dall'Etna da una stretta pianura alluvionale.

Intercalazioni di prodotti vulcanici sono inoltre da segnalare più a Sud, nella serie carbonatica mesozoica. Queste ultime sono state per-

lopiù riscontrate nel corso di sondaggi profondi eseguiti in prossimità della città di Ragusa (Kafka & Kirkbride, 1959; Cristofolini, 1966a e 1966b; Campione, 1961) ed, in qualche raro caso, in limitati affioramenti (Capo Passero, Monti Climiti, Cozzo Telegrafo) (Ponte, 1916; Allison, 1953; Di Grande, 1972).

Le vulcaniti della parte settentrionale dell'Altipiano Ibleo ricoprono approssimativamente un'area di circa 350-400 Km² ed il loro spessore medio è di circa 500-600 m, con valori massimi che raggiungono gli 870 m. La serie vulcanica giace normalmente su di un substrato sedimentario costituito da termini calcarei e calcareo-marnosi di età eo-miocenica, (Di Grande, 1969a) che affiorano più a Sud su di una vasta area approssimativamente compresa tra Vizzini e la costa meridionale della Sicilia. Lungo il margine occidentale dell'area vulcanica il substrato affiorante è costituito da sedimenti della serie evaporitica tardo-miocenica, facenti parte del vasto bacino evaporitico di Caltanissetta, nonché da una formazione di marne a Globigerine (Trubi), normalmente riferita al Pliocene inferiore (Di Grande, 1967; 1969a e 1969b).

Il complesso vulcanico è caratterizzato da una notevole diffusione di ialoclastiti e lave a pillows, ed in particolare va rimarcato che tutti i prodotti vulcanici pre- ed infra-miocenici sono invariabilmente il risultato di un'attività subacquea. La più precoce attività subaerea si è manifestata in un'area ben localizzata, nella parte centro meridionale del complesso vulcanico, mentre lungo una fascia marginale posta ad occidente e settentrione di questo settore ormai emerso, l'attività vulcanica proseguiva in ambiente submarino (fig. 1). Le lave subaeree sostituiscono stratigraficamente i sedimenti del Miocene superiore-Pliocene inferiore, laddove lungo la fascia marginale i prodotti vulcanici submarini si intercalano ai sedimenti evaporitici della serie tardo-miocenica ed ai Trubi.

Viene a questo punto spontaneo chiedersi se la locale emersione di questa serie carbonatica, sulla quale il vulcanismo continua a riversare i suoi prodotti, non sia occasionata da un più generale abbassamento del livello marino che, nell'area del Mediterraneo, è ben individuato dalla crisi di salinità del Messiniano, o si tratti piuttosto del reale sollevamento isostatico della piattaforma carbonatica. Due sono gli argomenti che indicano come più probabile questa seconda alternativa. Il primo riguarda la constatazione che una fase particolarmente importante di tettonica a carattere disgiuntivo, come è del resto

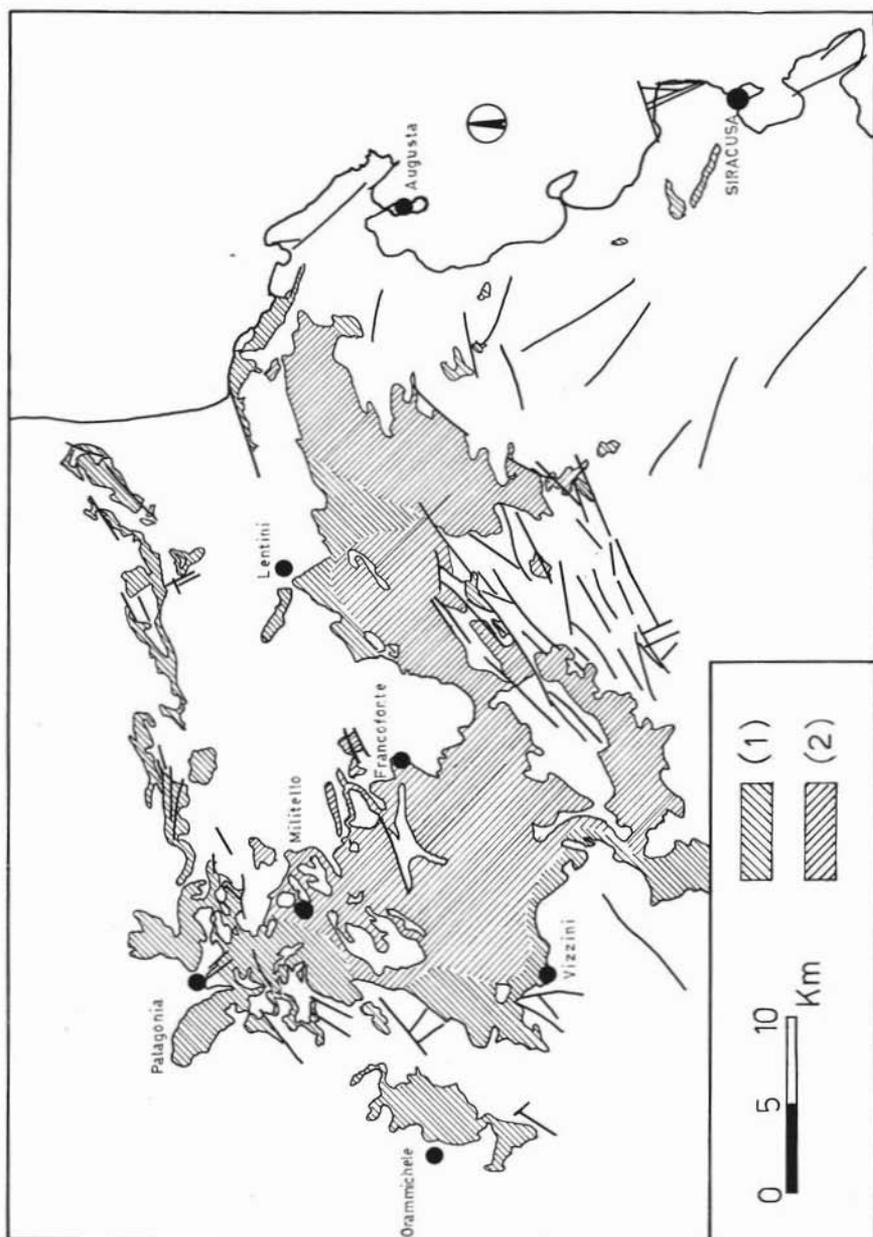


Fig. 1. — Carta geologica schematica del distretto eruttivo ibleo. Si osservi la distribuzione del vulcanismo prevalentemente subaereo (1) rispetto a quello prevalentemente subaereo (2).

tutta la tettonica che caratterizza questa parte della Sicilia orientale, si sia verificata alla fine del Miocene, interessando i sedimenti della serie iblea, fino all'Elveziano incluso. Il secondo argomento è costituito dall'osservazione che i sedimenti marnosi del Pliocene inferiore e le vulcaniti submarine associate posseggono una distribuzione areale che non eccede di molto quella della sottostante serie evaporitica. Segno questo che l'area emersa su cui si sono verificati gli episodi eruttivi al limite Miocene-Pliocene, è rimasta essenzialmente al disopra del livello marino anche al ristabilirsi della normalità, dopo la crisi di salinità tardo-miocenica. Un sollevamento reale si è quindi verificato e non piuttosto una variazione relativa del livello marino.

Durante tutto il Pliocene l'attività vulcanica proseguiva essenzialmente con gli stessi caratteri. Le lave continuavano ad appiarsi in una potente serie subaerea nella parte centro-meridionale del complesso vulcanico, mentre le eruzioni continuavano a verificarsi in condizioni submarine lungo la fascia marginale. La profondità piuttosto limitata del fondo marino faceva sì che l'accumulo dei prodotti eruttivi determinasse la locale emersione ed il proseguimento dell'attività vulcanica in condizioni subaeree. Un tale fenomeno contribuiva quindi ad ampliare il dominio del vulcanismo subaereo. Una siffatta emersione per accumulo non era però la sola a giocare attivamente alla fine del Pliocene. La profonda erosione che in talune aree segna le vulcaniti submarine al disotto della copertura dei sedimenti calcarenitici pleistocenici, fa pensare alla prosecuzione del sollevamento isostatico dell'area, segnalando una temporanea emersione di prodotti submarini prima delle trasgressioni pleistoceniche.

La situazione paleogeografica veniva infatti ulteriormente modificata dalle trasgressioni marine pleistoceniche che, riducendo temporaneamente le superfici emerse, determinavano, per il proseguimento dell'attività vulcanica in tutta l'area, la locale sovrapposizione di prodotti vulcanici submarini a quelli subaerei. Ciò avveniva naturalmente nelle immediate prossimità della fascia marginale, giocando a favore di un maggiore sviluppo delle serie vulcaniche submarine. Il vulcanismo a carattere submarino proseguiva quindi nel Pleistocene, come dimostrano le ricorrenti intercalazioni di calcareniti, appunto pleistoceniche, nella parte superiore della successione ialoclastitica.

I prodotti vulcanici submarini nelle loro facies più tipiche (ialoclastiti e pillows), oltre a costituire, come già ricordato, la totalità delle vulcaniti pre- ed infra-mioceniche, affiorano quindi lungo la

fascia marginale in una serie pressochè continua dal Pliocene inferiore al Quaternario. In tale sequenza predominano decisamente le breccie ialoclastitiche che contengono in quantità più o meno rilevanti pillows e frammenti di pillows (Rittmann, 1958). Ialoclastiti di origine esplosiva (Tazieff, 1958 e 1968), legate a fenomeni che si verificavano in un mare poco profondo, sono inoltre riconoscibili, spesso associate a piccoli edifici a carattere centrale allineati lungo fratture. Sono infine da segnalare limitati affioramenti di ialoclastiti stratificate in depositi secondari (prevalentemente di tipo turbiditico).

La mancanza di grandi edifici centrali che caratterizza il vulcanismo ibleo nonchè la giacitura dei prodotti vulcanici, sia in facies submarina che subaerea, lasciano ritenere che l'attività responsabile della loro messa in posto sia stata prevalentemente a carattere fissurale. Tale considerazione, unitamente al riconoscimento di talune fessure eruttive per l'allineamento di piccoli centri vulcanici, permettono di ascrivere alla tettonica distensiva con faglie NE-SW e loro coniugate, il sistema di fratture che hanno alimentato il vulcanismo ibleo. Ambedue le direttrici di alimentazione sono daltronde le direttrici secondo cui si manifesta in prevalenza l'attività vulcanica dell'Etna (Imbó, 1928).

Benchè non esistano, allo stato attuale delle conoscenze, elementi sufficienti per giudicare dell'età delle fasi tettoniche più importanti, le notevoli dislocazioni subite dalle calcareniti pleistoceniche sembrano indicare il perdurare fino a periodi recenti di una tettonica attiva secondo i menzionati sistemi.

Il carattere disgiuntivo della tettonica di frattura che interessa l'Altipiano Ibleo (Kafka & Kirkbride, 1959; Rigo & Barbieri, 1958; Rigo & Cortesini, 1959) è ben riconoscibile tanto nel sistema principale di faglie orientato NE-SW (la « linea Comiso-Messina » di alcuni Geologi locali) (Ogniben, 1969) che nel sistema coniugato. La prevalenza della direttrice NE-SW è meno accentuata lungo il margine ionico dell'Altipiano Ibleo, dove prevale invece la direttrice NNW-SSE che marca la gradinata in subsidenza verso la fossa ionica (piana abissale di Messina). Nessuna traccia di trascorrenza è osservabile lungo gli allineamenti tettonici in argomento. Non si è obiettivamente in grado di concordare pertanto sulla supposta natura trascorrente della direttrice NE-SW (Ogniben, 1969 e 1972), considerando tra l'altro che la risalita di magmi provenienti dal Mantello lungo frat-

ture cristalline sottoposte a sforzi di taglio risulterebbe comunque problematica.

Altrettanto improbabile sarebbe la risalita di magmi lungo faglie sul margine di una fossa in subsidenza, quali quelle che limitano il margine ionico della Sicilia. A questo proposito va rimarcato che l'attività vulcanica pliocenica e quindi pleistocenica si è spostata, negli Iblei, sempre più verso l'entroterra, mentre non mancano lungo la fascia costiera i prodotti del vulcanismo submarino infra-miocenico.

Considerazioni petrologiche.

Le vulcaniti del distretto eruttivo ibleo possono essere suddivise in due gruppi principali, l'uno di affinità tholeiitica e l'altro di affinità alcalina (fig. 2), sia sulla base del loro chimismo che per i loro caratteri mineralogici.

Le vulcaniti di affinità tholeiitica, che corrisponderebbero presumibilmente a quanto da alcuni Autori descritto con il termine di « basalti pigeonitici » (Carapezza & Morandi, 1966; Cristofolini, 1967), sono presenti in quantità nettamente subordinata rispetto alle vulcaniti alcaline. La loro distribuzione sembra essere limitata ad importanti episodi eruttivi a carattere regionale, alcuni dei quali sono riferibili ad una precisa posizione stratigrafica. Uno di tali episodi si colloca nel Pliocene superiore (2,5-3,0 m.y.) (Barberi ed al., in corso di redazione) ed un secondo alla fine del Pleistocene inferiore.

Malgrado non esistano, allo stato attuale delle conoscenze, prove definitive sull'argomento, sembra sia legittimo ritenere in base a dati geologici che tali episodi tholeiitici abbiano avuto luogo in concomitanza con importanti fasi della tettonica regionale a carattere distensivo. E' comunque da escludere che i termini tholeiitici costituiscano i prodotti delle manifestazioni più antiche del vulcanismo ibleo, mentre appare evidente la loro intercalazione ad una serie eruttiva costituita prevalentemente da prodotti con carattere spiccatamente alcalino.

L'associazione mineralogica delle lave tholeiitiche è caratterizzata dalla presenza di due pirosseni.

Il pirosseno monoclinico ($2V\gamma$ 18°-42°; $c\wedge\gamma$ 38°-42°) di tipo subcalcico è il più abbondante tra i fenocristalli dei minerali femici ed, a differenza del pirosseno ortorombico, è presente anche nella massa di fondo. L'ampia variabilità del suo angolo degli assi ottici è ancora

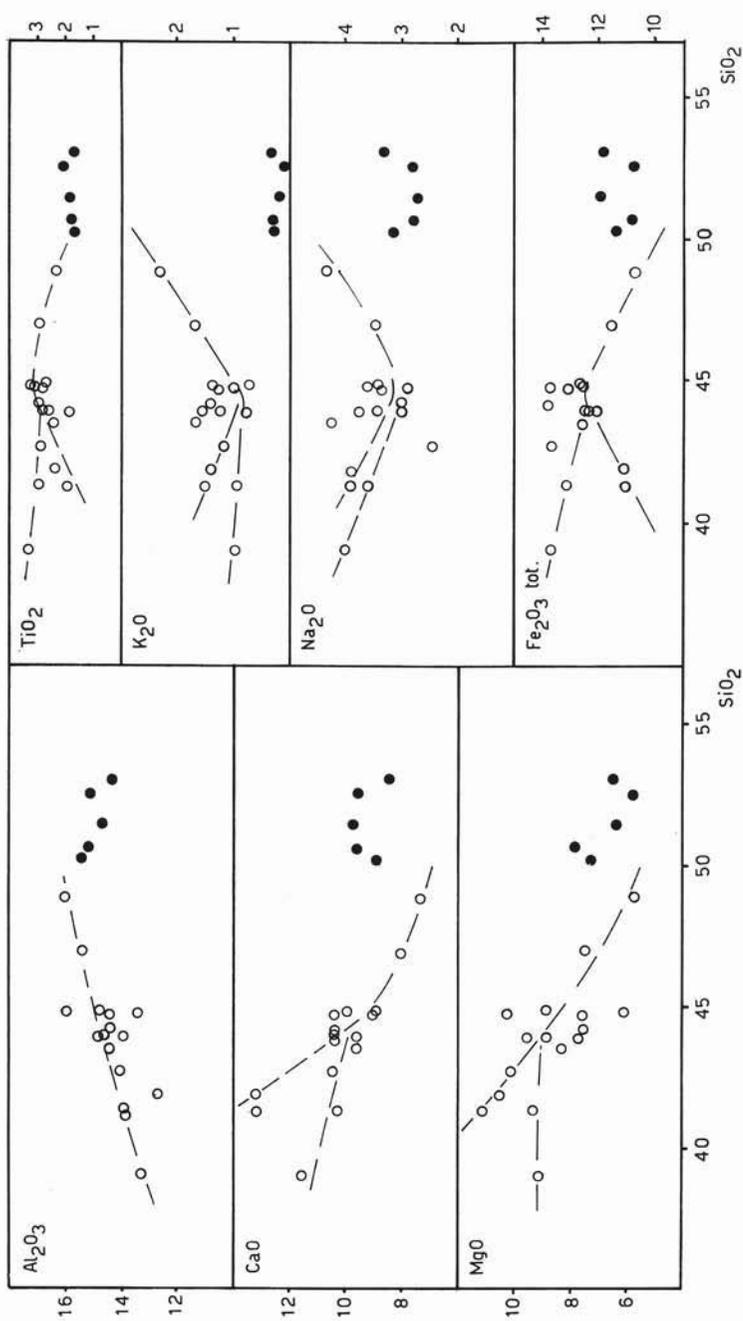


Fig. 3. — Diagramma di variazione degli ossidi maggiori in funzione di SiO_2 , nelle lave iblee. (Simbol. vedi fig. 2).

L'olivina è occasionalmente presente sotto forma di rari individui sempre profondamente riassorbiti e quasi interamente trasformati in prodotti di tipo iddingsitico.

Il plagioclasio, sempre molto abbondante, è la fase prevalente tra i fenoecristalli e la sua composizione varia sempre entro limiti molto ristretti ($An_{65}-An_{75}$). E' dato spesso di osservare individui di plagioclasio inglobati in cristalli di pirosseno monoclinico.

La tessitura di queste lave è generalmente porfirica e la massa di fondo, presente sempre in percentuale piuttosto limitata, è da vetrosa (lave submarine) a microcristallina (lave subaeree).

Il gruppo delle vulcaniti tholeiitiche non presenta, né dal punto di vista mineralogico né da quello chimico, un ampio intervallo evolutivo dei termini che lo rappresentano.

Dai diagrammi di variazione degli ossidi maggiori, rappresentati in fig. 3, non è possibile trarre altra considerazione se non quella che le lave tholeiitiche analizzate costituiscono un raggruppamento perfettamente autonomo rispetto ai trends evolutivi che legano visibilmente i prodotti dell'associazione alcalina.

Il basso contenuto in alcali, ed in particolar modo tenori di K_2O inferiori a 0,5%, costituiscono la caratteristica di più immediata percezione che tipizza tali prodotti tholeiitici.

La distribuzione di alcuni elementi in traccia (fig. 4), oltre a mettere ancor meglio in evidenza la netta indipendenza dei termini tholeiitici rispetto a quelli alcalini, permette una più rigorosa caratterizzazione dei primi. Le basse concentrazioni di Rb, Sr, La e Ce, con punte minime al disotto dei limiti di sensibilità strumentale, sono appunto tipiche, specie per quanto riguarda le due Terre Rare determinate, di magmi tholeiitici (Schilling & Winchester, 1966 e 1969; Schilling, 1971 e Schilling, in stampa). Il tenore di Ni, anche se decisamente elevato rispetto ai valori medi riportati per i basalti tholeiitici, è, come di consueto, simile a quello riscontrato nel gruppo delle lave alcaline (Prinz, 1967) della stessa regione, lasciando ritenere che l'inconsueta alta concentrazione di questo elemento rifletta una anomalia regionale. Il Cr, in concentrazioni del tutto normali, presenta anch'esso tenori perfettamente confrontabili con quelli dei termini meno evoluti del gruppo di affinità alcalina (Prinz, 1967). Lo Zn, tipico elemento di transizione, oltre a presentare variazioni poco sensibili nel breve intervallo evolutivo dei termini tholeiitici, mostra delle con-

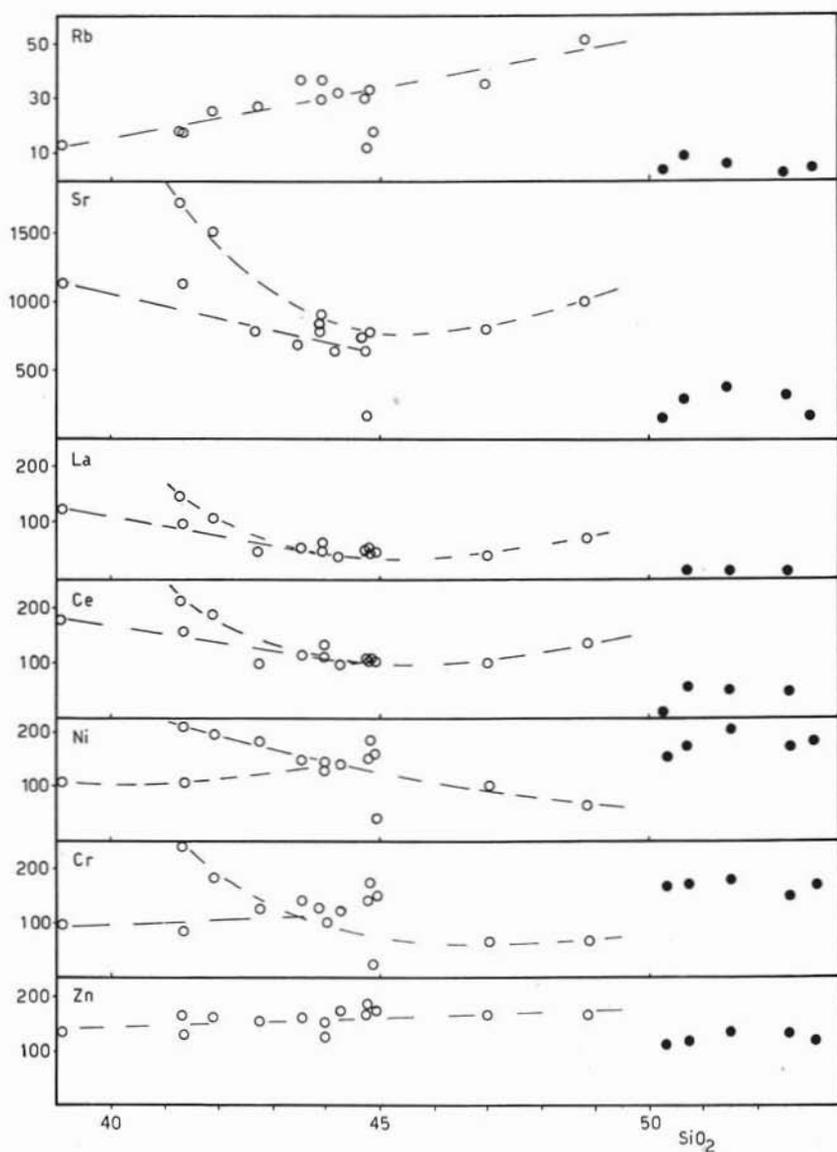


Fig. 4. — Diagramma di variazione degli elementi in traccia (p.p.m.) in funzione di SiO₂, nelle lave iblee. (Simbol. vedi fig. 2).

centrazioni visibilmente più basse che non nelle lave del gruppo alcalino.

Le *vulcaniti di affinità alcalina*, rappresentano, come si è già avuto modo di rimarcare, la grande maggioranza dei prodotti del vulcanismo ibleo.

La vasta distribuzione di questi prodotti nonchè l'arco di tempo ricoperto sono tali per cui il numero dei campioni analizzati risulta del tutto insufficiente per stabilire dei precisi trends evolutivi che siano legati a ben distinte fasi del vulcanismo nella regione.

Si è comunque cercato di prendere in esame una campionatura che si riferisse a termini posti in diversa posizione stratigrafica (dal Cretaceo al Pleistocene) in modo da ottenere una serie di informazioni che delineassero l'andamento generale del vulcanismo nell'area. Gli studi fino ad oggi eseguiti sulle vulcaniti della regione iblea si riferiscono infatti ad aree troppo limitate per poter da essi trarre delle considerazioni di carattere generale.

La serie di campioni studiati, pur provenendo da aree diverse e da unità stratigrafiche differenti, presenta una discreta uniformità nella composizione mineralogica.

La grande maggioranza delle lave è afanitica, con pochi fenocristalli visibili ad occhio nudo. La loro tessitura è generalmente porfirica; il grado di cristallizzazione, estremamente variabile (da olocristallino a tachilitico) specie nei prodotti dell'attività submarina, riflette la storia del loro raffreddamento.

L'olivina, di tipo erisolitico, è sempre presente in fenocristalli e spesso anche nella massa di fondo. I cristalli sono, non di rado, parzialmente o interamente trasformati in prodotti di alterazione di tipo iddingsitico, ma essa non appare in nessun caso riassorbita. In alcune delle lave alcaline la percentuale di fenocristalli di olivina è talmente elevata da farle apparire molto vicine a varietà picrotiche.

Il pirosseno, sempre di tipo monoclinico, è generalmente un'augite titanifera ($2V \gamma 18^\circ-54^\circ$; $c \wedge \gamma 39^\circ-46^\circ$), ben riconoscibile per il suo pleocroismo e soprattutto per la forte dispersione di uno degli assi ottici. Esso è presente sia nella massa di fondo che in fenocristalli. Questi ultimi sono abitualmente poco zonati e la loro composizione è piuttosto uniforme nei diversi termini che costituiscono le serie evolutive di affinità alcalina. L'angolo degli assi ottici, genericamente piccolo, lascerebbe talvolta supporre che possa trattarsi di varietà subcaliche, specie per quanto riguarda i microliti della massa di fondo, ma la

ricorrenza dei caratteri diagnostici sopra menzionati fa piuttosto ritenere che si tratti di termini titaniferi (Muir & Tilley, 1961).

In alcuni campioni è stata riconosciuta, talvolta in coesistenza con l'augite titanifera, una ferroaugite la cui presenza si ritiene possa essere spiegata solo da condizioni di cristallizzazione dominate da bassa pressione parziale di O_2 e di H_2O (Barberi ed al., 1971). Tale ipotesi è sostenuta dal fatto che questi particolari campioni mostrano un arricchimento in ferro del tutto anomalo per differenziati di tipo alcalino quali essi sono (Osborn, 1959), dando luogo ad una tendenza evolutiva che presenta, sotto tale punto di vista, caratteristiche di tipo tholeiitico. In queste lave l'augite titanifera, quando presente, lo è esclusivamente in forma di fenocristalli, mentre la ferroaugite è distribuita anche nella massa di fondo. Si è pertanto indotti a spiegare una tale paragenesi ammettendo o che l'iniziale cristallizzazione del pirosseno si sia rapidamente evoluta verso condizioni cotetticali pirosseno-plagioclasio o che la cristallizzazione del plagioclasio sia stata precoce rispetto a quella del pirosseno, per la bassa pressione di H_2O . La prima delle due ipotesi si realizzerebbe nei casi in cui è stata osservata la coesistenza titanogaugite-ferroaugite e sarebbe condizionata da una sostanziale diminuzione della pressione totale. La precipitazione del plagioclasio avrebbe in ambedue i casi fortemente impoverito il liquido in molecole Ca-Tschermak riducendo sostanzialmente la quantità di alluminio disponibile per la cristallizzazione del pirosseno. Sarebbe a questo punto iniziata la cristallizzazione di un pirosseno relativamente povero in Al e conseguentemente non titanifero.

Il plagioclasio della serie alcalina è normalmente di tipo labradoritico ($An_{55}-An_{75}$) ed è quasi sempre presente in percentuale subordinata rispetto alle fasi femiche. Nei termini più ricchi in silice la sua composizione si evolve verso tipi andesinici ($An_{40}-An_{47}$), conferendo a queste lave carattere hawaiano.

Il feldspato alcalino è abbastanza frequente nella massa di fondo delle lave alcaline, dove forma generalmente riempimenti interstiziali o plaghe anedrali. In qualche raro caso sono stati osservati accrescimenti omoassiali su individui di plagioclasio, attorno a cui l'alcalifeldspato forma orli di limitata estensione.

Particolare menzione merita la presenza delle lave a nefelina, già segnalate nella regione, ma la cui diffusione sembra essere notevolmente più estesa di quanto fino ad oggi supposto. In questi termini,

fortemente sottosaturi, la nefelina è abitualmente presente nella massa di fondo in forma di riempimento interstiziale e solo raramente appare in forma euedrale. La percentuale di nefelina modale è in queste lave sempre notevolmente elevata e, nella maggioranza dei casi essa si aggira intorno a 7-8%.

In alcune delle lave alcaline sono stati riconosciuti inclusi di tipo peridotitico, costituiti essenzialmente da olivina, pirosseno ortorombico e pirosseno monoclinico. L'olivina delle peridotiti è di tipo forsteritico (Fa_{6-9}), l'ortopirosseno rivela una composizione al limite tra enstatite e bronzite ed il clinopirosseno è un'augite comune.

La distribuzione degli elementi maggiori (fig. 3) permette di distinguere tra le vulcaniti di affinità alcalina almeno due definiti raggruppamenti. In particolare le concentrazioni di CaO , MgO , Fe_2O_3 ed alcali in funzione della silice mostrano un riconoscibile legame evolutivo tra la grande maggioranza dei termini dell'associazione alcalina. Le lave a nefelina costituiscono un trend con caratteri propri, le cui relazioni genetiche con il resto delle vulcaniti alcaline si prestano ad ipotesi diverse.

Il principale trend di differenziazione è caratterizzato dalla continua diminuzione di CaO ed MgO , mentre il ferro totale (come Fe_2O_3) aumenta nell'intervallo SiO_2 41-45% per poi tornare a decrescere nei termini più ricchi in silice. Na_2O e K_2O dopo un lieve, iniziale impoverimento, si arricchiscono visibilmente nei termini a carattere hawaiitico.

Il trend nefelinico lascia registrare un leggero incremento di CaO , Na_2O ed $Fe_2O_{3\text{tot}}$ per valori decrescenti di silice, laddove nello stesso intervallo MgO e K_2O rimangono praticamente costanti, o leggermente in diminuzione (MgO).

Malgrado che le concentrazioni di TiO_2 varino entro un intervallo troppo limitato per consentire una precisa distinzione tra i due raggruppamenti alcalini, si può genericamente osservare che l'andamento delle variazioni concorda con quello del ferro totale.

Una qualsiasi distinzione non è invece possibile nella distribuzione dell' Al_2O_3 , la cui dispersione permette di riconoscere un vago e generale incremento per valori crescenti di silice.

Analoghe considerazioni valgono per gli elementi in traccia determinati (fig. 4), la distribuzione della maggior parte dei quali, è tale da consentire la distinzione dei due citati raggruppamenti tra le vulcaniti di affinità alcalina. Fanno eccezione Rb e Zn . Il primo mostra

TAVOLA I.

	Ib 045	Ib 024	Ib 021	Ib V13	Ib 033	Ib 036	Ib 039	Ib 018	Ib 019	Ib V9	Ib 3a
SiO ₂	39.05	41.30	41.35	41.90	42.75	43.55	43.95	43.97	43.98	44.25	44.75
Al ₂ O ₃	13.25	13.88	13.89	12.65	14.02	15.36	14.85	13.89	14.66	14.41	14.41
Fe ₂ O ₃	10.15	4.96	3.53	8.22	11.75	1.34	11.73	5.35	8.79	9.50	7.03
FeO	3.16	5.45	8.60	2.58	1.72	10.05	0.29	6.32	3.16	3.87	5.45
MnO	0.18	0.17	0.18	0.21	0.19	0.18	0.15	0.18	0.18	0.19	0.19
MgO	9.07	11.08	9.27	10.48	10.08	8.27	7.66	9.47	8.77	7.46	7.46
CaO	11.50	13.17	10.23	13.18	10.37	9.53	10.37	10.37	9.53	10.37	10.37
Na ₂ O	4.00	3.58	3.88	3.88	2.44	4.34	3.74	3.00	3.38	3.00	3.34
K ₂ O	0.98	0.92	1.48	1.38	1.16	1.66	0.76	1.20	1.54	1.38	1.28
TiO ₂	3.25	1.90	2.88	2.35	2.85	2.33	1.80	2.55	2.65	2.92	2.78
P ₂ O ₅	1.53	1.41	1.33	1.45	0.66	0.79	0.73	0.98	0.86	0.79	0.85
H ₂ O	0.69	0.49	0.52	0.68	0.47	0.28	0.97	1.11	0.30	0.49	0.53
P.C.	2.86	1.79	2.47	0.91	1.38	1.77	2.67	1.81	1.95	1.28	1.33
Tot.	99.67	100.10	99.61	99.87	99.84	99.45	99.67	100.20	99.75	99.91	99.77

Ib 045 — Basanite. Lava subaerea di Contrada Castelluccio.

Ib 024 — Basanitoide. Lava a pillows di Contrada Castellana.

Ib 021 — Basanite. Lava da una colata submarina presso Masseria Principessa.

Ib V13 — Basanitoide. Lava da una colata submarina in Contrada Pietre Bianche.

Ib 033 — Olivin-basalto alcalino. Lava da una colata submarina in Contrada Poggio Cannizzo.

Ib 036 — Basanitoide. Lava subaerea in Torrente Cava di Stomaco.

Ib 039 — Olivin-basalto alcalino. Lava da una colata submarina presso Vallone di Creta.

Ib 018 — Olivin-basalto alcalino. Lava da una colata submarina presso Ponte Noeiforo.

Ib 019 — Olivin-basalto alcalino. Lava subaerea presso Contrada Viagrande.

Ib V9 — Olivin-basalto alcalino. Lava subaerea presso Ponte Pilo.

Ib 3a — Olivin-basalto alcalino. Lava subaerea presso Poggio Impiso.

NORMA RITTMANN (Vol. %)

	Ib 045	Ib 024	Ib 021	Ib V13	Ib 033	Ib 036	Ib 039	Ib 018	Ib 019	Ib V9	Ib 3a
Qz	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
San	4.97	4.07	9.14	8.37	5.77	10.12	1.05	6.11	9.27	7.77	6.58
Plg	22.50	22.99	27.95	13.90	42.78	32.25	48.80	43.43	41.35	44.64	45.18
Ne	17.88	16.03	14.63	17.47	4.82	15.20	8.28	5.37	7.82	5.10	5.94
Cpx	32.15	34.90	25.01	41.77	22.12	22.68	23.68	22.78	20.03	23.23	23.91
Ol	14.92	15.96	16.12	13.05	18.66	14.10	13.10	16.23	15.49	13.08	12.36
Mt	2.01	1.60	1.96	1.67	1.64	2.04	1.81	1.62	1.72	1.81	1.78
Il	1.90	1.16	2.08	0.39	2.65	1.79	1.56	2.19	2.35	2.53	2.30
Ap	3.63	3.24	3.06	3.34	1.52	1.77	1.68	2.23	1.94	1.79	1.92

NORMA C.I.P.W.

Q	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
or	5.79	5.44	8.74	8.15	6.85	9.81	4.49	7.09	9.10	8.15	7.56		
ab	8.51	3.60	8.68	3.89	19.75	8.61	26.47	19.46	20.35	22.39	23.44		
an	15.31	19.09	16.12	13.03	23.88	17.53	21.49	20.89	20.29	21.78	20.55		
ne	13.72	14.45	13.08	15.67	0.48	15.22	2.80	3.21	4.46	1.62	2.60		
di	{	wo	13.25	15.46	10.83	17.90	8.64	10.26	8.61	10.08	8.92	10.23	10.58
		en	11.46	12.31	7.32	15.47	7.48	5.87	7.44	7.87	7.71	8.84	9.14
		fs	—	1.38	2.68	—	—	3.94	—	1.11	—	—	—
hy	{	en	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
		fs	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
ol	{	fo	7.80	10.70	11.04	7.44	12.34	10.32	8.15	11.01	9.90	6.82	6.61
		fa	—	1.32	4.46	—	—	7.64	—	1.70	—	—	—
mt	1.35	7.19	3.12	2.19	—	1.94	—	7.76	3.09	4.63	10.13		
il	6.17	3.61	5.47	4.46	4.04	4.42	0.93	4.84	5.03	5.55	5.28		
ap	3.63	3.34	3.15	3.44	1.56	1.87	1.73	2.32	2.04	1.87	2.02		
hm	9.22	—	—	6.71	11.75	—	11.73	—	6.66	6.31	0.04		

TAVOLA Ia

	Ib 047	CP 2	Ib 044	Ib 016	Ib 049	Ib 042	Ib 097	Ib 026	Ib 027	Ib 2b
SiO ₂	44.80	44.85	44.88	47.00	48.87	50.28	50.70	51.50	52.58	53.10
Al ₂ O ₃	13.38	15.92	14.72	15.38	15.99	15.42	15.17	14.65	15.10	14.29
Fe ₂ O ₃	6.80	9.40	6.25	6.12	9.22	5.62	4.66	2.32	0.38	4.86
FeO	6.17	2.87	5.74	4.88	1.29	5.17	5.53	8.60	9.32	6.24
MnO	0.16	0.15	0.15	0.16	0.14	0.14	0.14	0.13	0.11	0.14
MgO	10.18	6.04	8.77	7.45	5.64	7.26	7.76	6.35	5.75	6.45
CaO	8.97	9.95	8.83	7.99	7.29	8.83	9.53	9.67	9.53	8.41
Na ₂ O	2.88	3.60	3.42	3.46	4.34	3.14	2.76	2.70	2.80	3.28
K ₂ O	0.98	1.36	0.70	1.68	2.28	0.26	0.28	0.18	0.06	0.28
TiO ₂	3.00	3.12	2.65	2.85	2.25	1.63	1.73	1.75	2.03	1.62
P ₂ O ₅	0.59	0.72	0.68	0.86	0.95	0.15	0.25	0.22	0.23	0.16
H ₂ O	0.60	0.72	0.78	0.74	0.72	0.62	0.14	0.42	0.29	0.40
P.C.	2.03	1.70	2.17	1.94	1.13	0.92	0.78	1.17	1.44	1.19
Tot.	100.54	100.40	99.74	100.51	100.11	99.44	99.43	99.66	99.62	100.42

Ib 047 — Olivin-basalto alcalino. Lava di una colata submarina presso San Cusmano.

CP 2 — Olivin-basalto alcalino. Dicoe presso Capo Passero.

Ib 044 — Olivin-basalto alcalino. Lava di una colata a pillows presso Fondo di Mare.

Ib 016 — Hawaite. Lava subaerea presso Torrente Passanetello.

Ib 049 — Hawaite. Lava subaerea presso Torrente Gelso.

Ib 042 — Basalto tholeitico. Lava da una colata submarina presso Orto del Monaco.

Ib 097 — Basalto tholeitico. Lava tachilitica in una breccia esplosiva presso Poggio della Croce.

Ib 026 — Basalto tholeitico. Lava da una colata subaerea presso Torrente Mallo.

Ib 027 — Basalto tholeitico. Lava da una colata subaerea presso Torrente Favorito.

Ib 2b — Basalto tholeitico. Lava subaerea presso l'abitato di Francofonte (Bivio Passanetello).

NORMA RITTMANN (Vol. %)

	Ib 047	CP 2	Ib 044	Ib 016	Ib 049	Ib 042	Ib 097	Ib 026	Ib 027	Ib 2b
Qz	—	—	—	—	—	—	1.48	4.97	7.83	4.80
San	3.71	6.54	—	10.61	17.58	—	—	—	—	—
Plg	51.03	50.41	59.17	56.41	51.06	61.84	58.86	56.90	58.00	58.48
Ne	1.35	6.63	2.40	0.70	3.73	—	—	—	—	—
Cpx	19.03	20.01	15.65	11.55	11.30	34.72	36.13	34.56	30.48	33.31
Ol	19.07	10.21	16.93	14.36	10.43	0.01	—	—	—	—
Mt	1.68	1.68	1.65	1.58	1.69	1.43	1.25	1.37	1.17	1.51
Il	2.76	2.87	2.63	2.87	2.13	1.64	1.71	1.69	2.00	1.53
Ap	1.34	1.61	1.54	1.88	2.04	0.32	0.54	0.48	0.49	0.34

NORMA C.I.P.W.

Q	—	—	—	—	—	3.99	4.40	4.60	5.26	7.22		
or	5.79	8.04	4.14	9.92	13.47	1.54	1.65	1.06	0.35	1.65		
ab	24.36	24.44	28.93	29.26	36.43	26.56	23.34	22.84	23.68	27.74		
an	20.69	23.27	22.75	21.48	17.42	27.22	28.18	27.33	28.46	23.45		
ne	—	3.26	—	—	0.15	—	—	—	—	—		
di	} wo	8.33	8.93	6.93	5.23	4.28	6.51	7.29	8.02	7.23	7.19	
		} en	6.98	7.72	5.74	4.52	3.70	5.11	5.50	4.50	3.62	5.02
			fs	0.29	—	0.34	—	—	0.68	1.05	3.19	3.45
hy	} en	3.53	—	0.94	5.26	—	12.97	13.82	11.31	10.70	11.04	
		fs	0.15	—	0.05	—	—	1.74	2.65	8.03	10.20	3.46
ol	} fo	10.40	5.13	10.62	6.14	7.25	—	—	—	—	—	
		fa	0.48	—	0.69	—	—	—	—	—	—	—
mt	9.86	0.70	9.06	7.99	—	8.15	6.76	3.36	0.55	7.05		
il	5.70	5.93	5.03	5.41	3.02	3.10	3.29	3.32	3.86	3.08		
ap	1.40	1.71	1.61	2.04	2.25	0.36	0.59	0.52	0.55	0.38		
hm	—	8.92	—	0.90	9.22	—	—	—	—	—		

TAVOLA II.

	Rb	Sr	La	Ce	Ni	Cr	Zn	Z/Rb	Rb/Sr
Ib 045	12.5	1108	120	177	107	98	134	648	0.011
Ib 024	17.9	1612	144	210	208	242	164	424	0.011
Ib 021	17.5	1128	93	154	105	77	128	702	0.015
Ib V13	25.0	1500	106	185	196	183	162	456	0.016
Ib 033	25.7	804	43	97	178	122	156	373	0.031
Ib 036	36.8	704	51	113	148	138	162	375	0.052
Ib 018	29.2	936	61	131	146	130	156	342	0.031
Ib 019	36.6	804	42	108	128	99	126	349	0.045
Ib V9	31.9	672	37	97	142	121	176	357	0.047
Ib 3a	29.9	778	43	105	150	140	167	354	0.038
Iz 047	11.9	654	48	101	178	172	188	680	0.018
CP 2	33.2	188	44	104	39	23	—	340	0.176
Ib 044	17.5	804	47	103	156	150	174	331	0.021
Ib 016	35.2	816	36	99	99	65	166	394	0.043
Ib 049	51.5	1021	73	139	66	64	164	366	0.050
Ib 042	3.2	176	n.d.	6	150	162	112	687	0.018
Ib 097	8.8	308	13	51	171	167	118	261	0.028
Ib 026	5.3	388	7	48	202	174	136	283	0.013
Ib 027	2.7	328	7	44	169	145	132	185	0.008
Ib 2b	4.0	174	n.d.	n.d.	181	165	119	575	0.022

Concentrazione in p.p.m.

un sensibile ed uniforme incremento per tutto l'intervallo di silice rappresentato, mentre il secondo rimane praticamente costante.

Il più importante tra i due trends evolutivi presenta una iniziale diminuzione di Sr, La e Ce. Tale tendenza diviene via via meno sensibile fino a che, per valori di SiO₂ intorno al 45%, il suo andamento si inverte facendo registrare un leggero incremento finale. Il decremento di Ni e Cr caratterizza, per contro, l'intero intervallo evolutivo di questo gruppo di rocce. La variazione è praticamente uniforme per il Ni, mentre per il Cr è molto più accentuata nel tratto iniziale del trend.

Le lave a nefelina mostrano un leggero aumento nelle concentrazioni di Sr, La e Ce per valori di SiO₂ decrescenti. Nello stesso intervallo Ni e Cr non fanno registrare variazioni sensibili ma presentano una leggera tendenza a decrescere.

Le variazioni che riguardano sia elementi maggiori che elementi in traccia nelle lave a nefelina, sono state descritte nel presupposto che la loro evoluzione abbia origine da un magma genericamente rappresentato dai termini con tenori di SiO₂ intorno a 45%. Tale criterio descrittivo, che sembrerebbe implicare una scelta tra le possibili ipotesi genetiche, è piuttosto dettato dalla necessità di adottare un qualsivoglia metodo che servisse alla descrizione dei caratteri chimici di questo gruppo di rocce.

La terminologia adottata per definire i campioni di cui alle tavole I, Ia e II e che sarà qui di seguito utilizzata è quella proposta da Macdonald & Katsura (1964) (fig. 2). Per comodità di confronto è stata inoltre rappresentata in fig. 5 la posizione dei campioni analizzati nel doppio triangolo secondo Strekeisen (1967), in base ai parametri desunti dalla norma di Rittmann (1973).

E' comunque da rimarcare che una corretta denominazione non è sempre agevole tra le vulcaniti dell'area iblea, per la notevole diffusione di prodotti in facies submarina. Questi infatti sono molto spesso totalmente vetrosi o quasi, di fatto che l'applicazione di qualsiasi criterio mineralogico che contribuisca al riconoscimento dei campioni studiati, risulta impossibile. Ci si basa quindi, in casi di tal genere, esclusivamente sulla composizione chimica, fidando nel buono stato di freschezza del campione. Ma le lave submarine sono il più delle volte, più o meno profondamente alterate, specie se vetrose. Il vetro è generalmente sottoposto a fenomeni di scambio ionico che favoriscono es-

senzialmente l'allontanamento degli alcali, dando luogo alla « tholeiitizzazione » di prodotti di affinità alcalina. Processi di questo tipo sono particolarmente ben osservabili nei pillows, dove spesso una completa gradazione tra orlo tachilitico e nucleo permette di riconoscere la na-

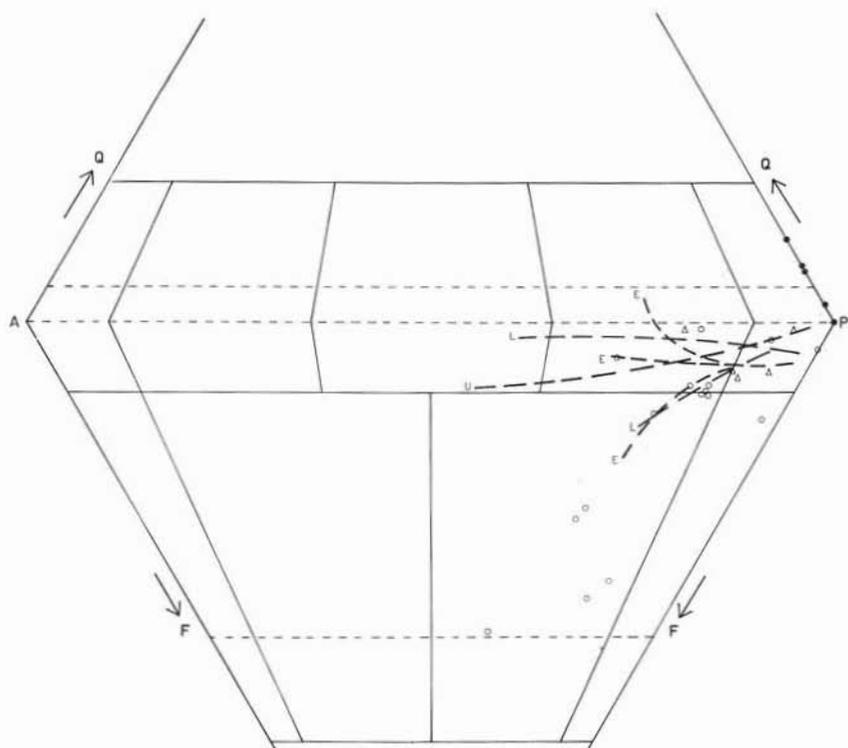


Fig. 5. — Rappresentazione delle vulcaniti iblee nel doppio triangolo secondo Strekeisen (1967). (Simbol. vedi fig. 2). A scopo di confronto sono riprodotte le tendenze evolutive dominanti in altri vulcani siciliani quali: Etna (E), Ustica (U), Linosa (L) nonchè poche analisi relative alle vulcaniti basiche di Pantelleria (Δ).

tura alcalina di prodotti che, laddove cristallizzati, presentano i caratteri chimici e la tipica mineralogia dell'associazione alcalibasaltica, ma il cui orlo vetroso possiede una composizione di tipo tholeiitico.

Ne risulta pertanto che, qualora si preferisca prendere in considerazione campioni vetrosi avendo fiducia nel loro apparente stato di minor alterazione, si rischia di attribuire a prodotti alcalini una natura tholeiitica, esagerando in tal modo la diffusione di questi ultimi. Ciò avviene più di frequente tra le vulcaniti di origine submarina, sia per la natura prevalentemente vetrosa di questi prodotti che per il tipo di alterazione che caratterizza l'ambiente.

Per quanto sopra osservato e nell'intento di dare una caratterizzazione magmatologica del vulcanismo ibleo, si è curato di prendere in considerazione, per la redazione della presente nota, solo campioni la cui natura non desse adito a controverse interpretazioni.

Considerazioni conclusive.

Le ricerche condotte sui prodotti del vulcanismo ibleo hanno consentito di confermare attraverso una più vasta campionatura e sulla base di un maggior numero di dati analitici, la già segnalata coesistenza in questa regione (Carapezza & Morandi, 1966; Cristofolini, 1967; Vuagnat, 1959; Kuno, 1965) di vulcaniti di affinità alcalina e tholeiitica.

Non è stata osservata alcuna gradazione tra i prodotti delle due diverse associazioni magmatologiche, né, d'altro canto, le relazioni stratigrafiche tra basalti alcalini e tholeiiti suggeriscono la proposta esistenza (Carapezza & Morandi, 1966) di un unico ciclo eruttivo, iniziato con l'emissione di tholeiiti ed evolutosi verso prodotti di tipo alcalino.

Le lave alcaline, in larga maggioranza, si alternano a quelle tholeiitiche nel corso dell'attività vulcanica del distretto eruttivo ibleo che ha avuto luogo tra il Cretaceo ed il Pleistocene. Queste ultime sembrano talvolta costituire degli importanti episodi di diffusione regionale, verosimilmente legati a fasi parossistiche della tettonica di distensione che caratterizza quest'area.

Alla tettonica regionale è comunque legato il vulcanismo ibleo, le cui direttrici di alimentazione corrispondono inequivocabilmente alle direzioni marcate dai maggiori lineamenti tettonici dell'area. Il carattere prevalentemente lineare del vulcanismo non sempre consente il riconoscimento delle fessure di alimentazione, ma il frequente stabilirsi

lungo di esse di piccoli edifici che segnano la fase finale di ciascun episodio eruttivo, ne permette l'individuazione.

I prodotti dell'attività vulcanica degli Iblei, siano essi di affinità tholeiitica che alcalina, non presentano in genere un ampio intervallo di evoluzione. In particolar modo i basalti tholeiitici costituiscono un gruppo omogeneo di rocce, dai caratteri mineralogici e chimici estremamente simili, malgrado che la loro diversa posizione stratigrafica indichi che un ampio intervallo di tempo è talvolta trascorso tra la messa in posto delle diverse unità.

La mancanza di differenziati suggerisce che la venuta a giorno di questi magmi tholeiitici sia stata, di volta in volta, talmente rapida da impedirne una sensibile evoluzione.

Tra le vulcaniti alcaline sono riconoscibili due principali trends evolutivi, l'uno tendente verso termini hawaiiitici e l'altro costituito da prodotti fortemente sottosaturi, caratterizzati da nefelina modale.

Il trend « hawaiiitico », comprendente termini a basso grado di evoluzione, rappresenta la differenziazione di un magma inizialmente sottosaturo per fenomeni di cristallizzazione frazionata. Nell'ambito di questo trend si manifestano due tendenze evolutive leggermente diverse, la cui origine può essere attribuita a condizioni di cristallizzazione sotto diversa pressione parziale di O_2 ed H_2O (Barberi ed al., 1971). La prima di tali tendenze, che raggiunge appunto nella sua evoluzione, termini di tipo hawaiiitico, presenta un arricchimento in ferro moderato ed una paragenesi caratterizzata da olivina, pirosseno titanifero e plagioclasio (labradrite-andesina). Essa è spiegata dal frazionamento di una fase solida costituita essenzialmente da olivina e pirosseno, e subordinatamente da opachi. L'altra tendenza evolutiva è ragionevolmente condizionata da una più bassa pressione parziale di O_2 ed H_2O nel corso della cristallizzazione (fig. 6). L'arricchimento in ferro estremamente pronunciato, atipico per le associazioni alcaline, nonchè la paragenesi caratterizzata dalla presenza di una ferroaugite, talvolta coesistente con pochi fenocristalli di pirosseno titanifero, lasciano ritenere che una tale tendenza si sia prodotta, per la precoce cristallizzazione del plagioclasio rispetto al pirosseno, a causa della bassa pressione parziale di H_2O (Nesbitt & Hamilton, 1970) e della bassa fugacità di ossigeno (Hamilton & Anderson, 1967).

Poichè condizioni di questo genere si realizzano normalmente in situazioni di cristallizzazione poco profonda, si può dedurre che il fra-

zionamento di questi magmi alcalini si sia in parte prodotto durante la loro ascesa per la temporanea permanenza in zone piuttosto superficiali della Crosta, e quindi più ricche in H_2O .

Si ritiene cioè che le tholeiiti, pur rappresentando un magma di origine poco profonda (Gast, 1968) siano caratterizzate da una venuta a giorno talmente improvvisa da non consentirne la differenzia-

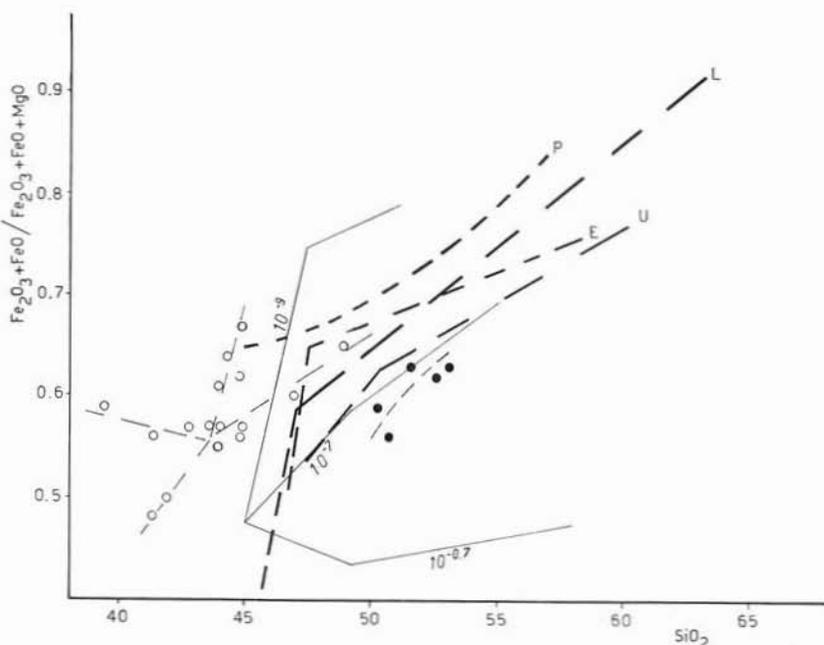


Fig. 6. — L'andamento del rapporto $Fe/Fe + Mg$ in funzione di SiO_2 nelle vulcani iblee è messo a confronto con i trends sperimentali ottenuti da Hamilton & Anderson (1967) in condizioni di fO_2 10^{-9} , 10^{-7} , 10^{-5} . Sono riportate pure le curve ottenute per Etna, Ustica, Linosa e Pantelleria. (Simbol. vedi fig. 2).

zione (fasi tettoniche parossistiche). Le lave alcaline per contro, sarebbero giunte in superficie attraverso le vie di alimentazione create dall'attività tettonica regionale profonda, le cui manifestazioni non hanno normalmente carattere di « crisi ». Le fratture di alimentazione

si sarebbero create dal basso verso l'alto, per fasi successive che avrebbero consentito la temporanea sosta del magma nella Crosta, permettendo la sua differenziazione.

Separata menzione merita il trend « nefelinico », le cui relazioni genetiche con il resto delle lave alcaline sono alquanto problematiche ed ancora una volta oggetto di interpretazioni diverse. Lo studio delle vulcaniti iblee non ha apportato nuove argomentazioni alla soluzione del controverso problema dell'origine delle lave a nefelina. Vengono pertanto proposte due diverse alternative che potrebbero spiegarne la formazione:

a) Natura nefelinica del magma capostipite, la cui evoluzione, per cristallizzazione frazionata in condizioni di alta pressione totale, avrebbe dato luogo ad un trend convergente con quello « hawaiano ». Tale convergenza, come si desume dai diagrammi di variazione degli ossidi maggiori e degli elementi in traccia (figg. 3 e 4), si sarebbe realizzata in corrispondenza dei prodotti con SiO_2 pari al 45%.

b) Differenziazione per trasporto gassoso, a partire da un magma già evoluto e rappresentato dai termini con SiO_2 45%. Un tale meccanismo avrebbe essenzialmente prodotto l'arricchimento per apporto in fase gassosa di Fe_2O_3 , TiO_2 ed alcali, nonché di Sr, La e Ce.

Quest'ultima ipotesi genetica, malgrado sia a volte proponibile per spiegare variazioni che si verificano in limitate porzioni di un magma in condizioni di attività persistente (Rittmann, Romano & Sturiale, 1971; Romano & Sturiale, 1973), non risulta di facile applicazione al caso in argomento sia per la natura lineare del vulcanismo (che esclude attività di tipo persistente), sia per la notevole diffusione dei prodotti a nefelina.

Nell'accettare quindi la prima delle ipotesi formulate, bisogna ammettere l'esistenza « ab initio » di due magmi capostipiti che si sarebbero probabilmente formati nel Mantello sotto diverse condizioni di pressione e temperatura.

Il vulcanismo degli Iblei, per i suoi caratteri magmatologici e strutturali è da includere tra le manifestazioni che hanno dato luogo alla effusione di magmi subcrustali nella Sicilia orientale, Canale di Sicilia (Linosa, Pantelleria ed adiacenti eruzioni submarine) e sull'isola di Ustica. Unico elemento che lo distingue dai citati complessi vulcanici è la presenza di prodotti di tipo tholeiitico, peraltro assenti o quasi

negli altri vulcani siciliani. La sospettata natura tholeiitica di alcune lave tra i prodotti più antichi dell'Etna è stata recentemente segnalata (Atzori, 1966; Tanguy, 1967; Cristofolini, 1972 e 1973; Arculus, 1973), ma i caratteri che definiscono questi termini sono generalmente poco pronunciati e desunti esclusivamente da argomentazioni di natura chimica. Si tratta in ogni caso di prodotti profondamente diversi dalle lave tholeiitiche iblee e forse meglio definibili come basalti di transizione.

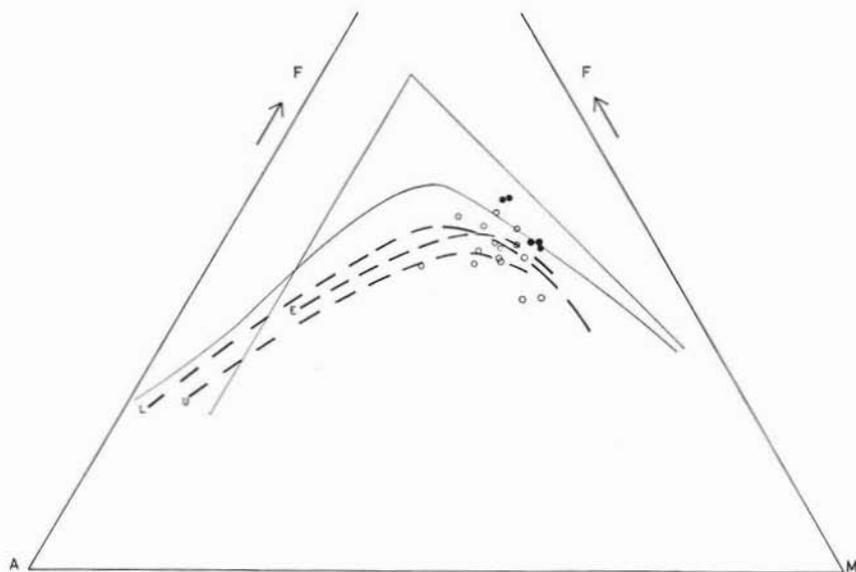


Fig. 7. — Nel diagramma triangolare AMF è visibile l'arricchimento in ferro delle lave alcaline iblee, sensibilmente più pronunciato rispetto a quello mostrato dai trends evolutivi di Etna (E), Ustica (U) e Linosa (L). (Simboli vedi fig. 2).

Per quanto riguarda le associazioni alcaline, il confronto tra le vulcaniti iblee e quelle dell'Etna, Ustica, Linosa e Pantelleria (figg. 5, 6 e 7) mette bene in evidenza che malgrado il carattere fissurale del vulcanismo in questa regione si contrapponga a quello centrale del resto dei vulcani siciliani, le tendenze evolutive che ne risultano non presentano sostanziali differenze. E' possibile soltanto sottolineare il

maggiore sviluppo del trend « nefelinico », la cui diffusione può essere spiegata, se si accetta l'ipotesi di un diverso magma capostipite, ammettendo condizioni di formazione e differenziazione dominate da alta pressione totale e conseguentemente da alta pressione parziale di ossigeno (fig. 6). Il vulcanismo a carattere centrale darebbe invece luogo preferenzialmente ad evoluzioni di tipo « hawaiiitico », condizionate spesso dal frazionamento all'interno dello stesso edificio vulcanico e quindi a più bassa pressione parziale di O_2 ed H_2O .

Tra i vulcani sopra menzionati quello che più è vicino al distretto eruttivo ibleo è senza dubbio l'Etna, non solo per la sua posizione geografica ma soprattutto perchè le direttrici di alimentazione di questo grande vulcano attivo sono le stesse che hanno dato luogo al vulcanismo plio-pleistocenico degli Iblei. Va rimarcato inoltre che la coincidenza delle direttrici di alimentazione è resa ancora più significativa se si considera che il vulcanismo etneo, succedutosi a quello ibleo, non presenta con quest'ultimo alcuna soluzione di continuità temporale. Non si concorda pertanto nel considerare l'Etna un vulcano isolato (Tazieff, 1973), poichè sarebbe piuttosto inverosimile distinguere come indipendenti due atti del vulcanismo legati non solo da chiare relazioni di spazio e di tempo, ma anche dalla natura dei magmi emessi.

Le strette relazioni strutturali e magmatologiche tra Etna ed Iblei forniscono preziose indicazioni sul perdurare, in questa parte della Sicilia strutturalmente attribuibile al margine settentrionale della placca africana, di una situazione di distensione probabilmente determinata dalla traslazione verso nord del Continente africano. Una tale ipotesi viene attualmente controllata sulla base di nuovi dati paleomagnetici e geocronologici sui prodotti del vulcanismo ibleo (Barberi ed al., in corso di redazione).

BIBLIOGRAFIA

- (1) ALLISON A. (1953) - *La geologia della struttura della zona di Priolo*. In « Guida alle escursioni della 57a riunione della Società Geologica Italiana », Roma.
- (2) ALOISIO P. (1962a) - *Le vulcaniti sottomarine di Monte Tauro* (distretto eruttivo ibleo-Sicilia). Boll. Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, vol. VII, pp. 17-23.
- (3) ALOISIO P. (1962b) - *Relazione preliminare sul rilevamento geologico della zona di Augusta* (Sicilia Sud-orientale). Boll. Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, vol. VII, pp. 1-16.

- (4) ARCULUS R. J. (1973) - *Recent submarine pillow lavas in the Catania area, eastern Sicily*. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A. 274, pp. 153-162.
- (5) ATZORI P. (1966) - *La parete lavica fra Adrano e Biancavilla (M. Etna)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, vol. XVIII, pp. 50-70.
- (6) BARBERI F., BORSI S., FERRARA G. & INNOCENTI F. (1969) - *Strontium isotopic composition of some recent basic volcanites of the Southern Tyrrhenian Sea and Sicily Channel*. Contr. Mineral. and Petrol., vol. 23, pp. 157-172.
- (7) BARBERI F., BIZOUARD H. & VARET J. (1971) - *Nature of the clinopyroxene and iron enrichment in alkalie and transitional basaltic magmas*. Contr. Mineral. and Petrol., vol. 33, pp. 93-107.
- (8) BARBERI F., CIVETTA L., GASPARINI P., INNOCENTI F., SCANDONE R. & VILLARI L. - *Northward drift and volcanic activity of Sicily during tertiary*. (In corso di redazione).
- (9) BENNETT F. D. (1972) - *Shallow submarine volcanism*. Journ. of Geophys. Res., vol. 77, pp. 5755-5759.
- (10) BROWN G. M. (1967) - *Mineralogy of basaltic rocks*. In: Basalts (H. H. Hess and A. Poldervaart, ed.), vol. 1, pp. 103-162.
- (11) BRYAN W. B. (1972) - *Morphology of Quench Crystals in Submarine Basalts*. Journ. Geophys. Res., vol. 77, pp. 5812-5819.
- (12) CAMPIONE A. (1961) - *Materiali vulcanici nel sottosuolo di Ragusa (Sicilia)*. Boll. Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, vol. VI.
- (13) CARAPEZZA M. (1962) - *Caratteri petrochimici e litologici delle lave dell'Etna*. Acta Geol. Alpina, n. 8, pp. 181-248.
- (14) CARAPEZZA M. & MORANDI N. (1966a) - *Studio petrografico delle vulcaniti della Val di Noto affioranti a Nord di Vizzini (Sicilia)*. Miner. Petrogr. Acta, vol. 12, pp. 125-162.
- (15) CARAPEZZA M. & MORANDI N. (1966b) - *Sulla genesi delle alterazioni montmorillonitiche nelle ialoclastiti della Val di Noto (Sicilia)*. Miner. Petrogr. Acta, vol. 12, pp. 125-162.
- (16) CASSINIS R., COSENTINO P., PONZINI G. S. & RIUSCETTI M. (1970) - *Contributo alla esplorazione geofisica lungo la costa etnea*. Atti del «Convegno internazionale sulle acque sotterranee», Palermo 6-8 dicembre 1970.
- (17) CITA M. B. (1959) - *Stratigrafia micropaleontologica del Miocene siracusano*. Boll. Soc. Geol. It., vol. LXXVII, pp. 71-165.
- (18) COATS R. R. (1968) - *Basaltic Andesites*. Basalts (H. H. Hess and A. Poldervaart, ed.), vol. 2, pp. 689-736.
- (19) CRISTOFOLINI R. (1966a) - *Studio petrografico del più profondo livello vulcanico nel sottosuolo (dolomia triassica) di Ragusa*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, vol. XVIII, pp. 29-49.
- (20) CRISTOFOLINI R. (1966b) - *Le manifestazioni eruttive basiche del trias superiore nel sottosuolo di Ragusa (Sicilia sud-orientale)*. Periodico di Mineralogia, A. XXXV, pp. 1-28.
- (21) CRISTOFOLINI R. (1967) - *Le vulcaniti plio-pleistoceniche al margine settentrionale dell'Attopiano Ibleo*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, vol. XVIII, pp. 265-270.

- (22) CRISTOFOLINI R. (1972) - *I basalti a tendenza tholeiitica dell'Etna*. Periodico di Mineralogia, A. XLI, pp. 167-200.
- (23) CRISTOFOLINI R. (1973) - *Recent trends in the study of Etna*. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A. 274, pp. 17-35.
- (24) CRISTOFOLINI R. & LO GIUDICE A. (1969) - *Le latitandesiti di un complesso intermedio tra Trifoglietto e Mongibello affiorante tra la Valle del Bove e Adrano-Biancavilla (Etna)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., vol. XXV, pp. 227-261.
- (25) CUCUZZA SILVESTRI S. (1961) - *Notizie su alcuni lembi eruttivi iblei*. I) Vizini. Boll. Acc. Gioenia Sc. Nat., vol. VI, pp. 265-282.
- (26) CUCUZZA SILVESTRI S. (1962) - *Contributo alla classificazione del materiale vulcanico « ialoclastitico » della Sicilia*. Boll. Acc. Gioenia Sc. Nat., vol. VII, pp. 151-165.
- (27) CUCUZZA SILVESTRI S. (1963a) - *Proposal for a genetic classification of hyaloclastites*. Bull. Volc., vol. 25, pp. 315-321.
- (28) CUCUZZA SILVESTRI S. (1963b) - *Lava-dikes in hyaloclastites at Capo Passero (Sicily)*. Bull. Volc., pp. 271-275.
- (29) DI GRANDE A. (1967) - *I sedimenti pleistocenici del margine settentrionale dell'Altipiano Ibleo*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, vol. XVIII, pp. 247-263.
- (30) DI GRANDE A. (1969a) - *Sezione stratigrafica nel Pliocene di Licodia Eubea (Catania)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, vol. I, pp. 61-90.
- (31) DI GRANDE A. (1969b) - *L'alternanza neogenico-quadernaria di vulcaniti e di sedimenti al margine nord-occidentale dell'Altipiano Ibleo*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, vol. I, pp. 91-125.
- (32) DI GRANDE A. (1972) - *Geologia dell'area a Nord di Augusta-Francofonte (Sicilia SE)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, vol. IV, pp. 1-32.
- (33) DI PAOLA G. M., *The Island of Linosa*. Bull. Vole. (in stampa).
- (34) FAZZINO P. (1947) - *La formazione eruttiva submarina di S. Panagia*. Boll. Soc. Geol. It., vol. LXVI.
- (35) FRANCAVIGLIA A. (1962) - *L'imbasamento sedimentario dell'Etna e il golfo pre-etneo*. Boll. del Servizio Geol. d'Italia, vol. LXXXI, pp. 593-684.
- (36) GAST P. W. (1968) - *Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types*. Geoch. and Cosm. Acta, vol. 32, pp. 1057-1086.
- (37) GEMMELLARO C. (1829-1833) - *Sopra i vulcani estinti del Val di Noto*. Mem. I e II. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, vol. III e X.
- (38) GRINDLEY G. W. (1973) - *Structural control of volcanism at Mount Etna*. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A. 274, pp. 165-175.
- (39) HAMILTON D. C. & ANDERSON G. M. (1967) - *Effects of water and oxygen pressures on the crystallization of basaltic magmas*. In: Basalts (H. H. Hess and A. Paldervart, ed.), vol. 1, pp. 445-482.
- (40) HONNOREZ J. (1962) - *Observations sur les coulées et les centres éruptifs subaériens constituant une partie des formations volcaniques des Monts Hybléens (S-E de la Sicile)*. Bull. Soc. Belge Géol. Pal. Hydrog., vol. LXXI, pp. 297-316.

- (41) IMBÒ G. (1928) - *Sistemi eruttivi etnei*. Bull. Vole., vol. 15-18, pp. 89-119.
- (42) KAFKA F. T. & KIRKBRIDE R. K. (1959) - *The Ragusa Oil Field, Sicily*. Fifth World Petroleum Congress, Section I, Paper 12.
- (43) KLERKX J. (1968) - *Etude géologique et pétrologique de la Valle del Bove (Etna)*. Thèse présentée pour l'obtention du grade de docteur in sciences géologiques et minéralogiques. Université de Liège.
- (44) KUNO H. (1965) - *Fractionation trends of basalt magmas in lava flows*. Journ. of Petr., vol. 6, pp. 302-321.
- (45) KUNO H. (1968) - *Differentiation of Basalt Magmas*. Basalts (H. H. Hess and A. Poldervaart, ed.), vol. 2, pp. 623-688.
- (46) LO GIUDICE A. (1970) - *Caratteri petrografici e petrochimici delle lave del Complesso di Vavalaci (Etna)*. Rend. Soc. It. di Min. e Petrol., vol. XXVI, pp. 687-731.
- (47) MACDONALD G. A. & KATSURA T. (1964) - *Chemical composition of Hawaiian Lavas*. Journ. Petrology, vol. 5, pp. 82-133.
- (48) MANSON V. (1967) - *Geochemistry of Basaltic Rocks: Major Elements*. Basalts (H. H. Hess and A. Poldervaart, ed.), vol. 1, pp. 215-269.
- (49) MARISCALCO S. (1914) - *I basalti del gruppo di Monte Lauro*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, vol. VII.
- (50) MUIR I. D. & TILLEY C. E. (1961) - *Mugearites and their place in alkali igneous rock series*. J. Geol., vol. 69, pp. 186-203.
- (51) OGNIBEN L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del confine Calabro-Lucano*. Mem. Soc. Geol. It., vol. VIII, pp. 453-763.
- (52) OGNIBEN L. (1972) - *Gli elementi strutturali della regione appenninica*. Mem. Istituti di Geol. e Min. Univ. Padova, vol. XXIX, pp. 29.
- (53) OSBORN E. F. (1959) - *Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma*. Am. J. Sci., vol. 257, pp. 609-647.
- (54) PONTE G. (1908) - *Su uno speciale tipo di basalte*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, vol. I.
- (55) PONTE G. (1910) - *I basalti globulari ed i tufi palagonitici in Val di Noto*. Atti Accad. Gioenia Sc. Nat. Catania, vol. III.
- (56) PONTE G. (1916) - *La formazione vulcanica sottomarina di Capo Passero*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, vol. IX.
- (57) PRINZ M. (1967) - *Geochemistry of Basaltic Rocks: Trace Elements*. Basalts (H. H. Hess and A. Poldervaart, ed.), vol. 1, pp. 271-323.
- (58) RIGO M. & BARBIERI F. (1958) - *Stratigrafia pratica applicata in Sicilia*. Boll. Serv. Geol. d'It., vol. 80, pp. 349-369.
- (59) RIGO M. & CORTESINI (1959) - *Contributo alla conoscenza strutturale della Sicilia sud-orientale*. Boll. Serv. Geol. d'It., vol. 81, pp. 349-369.
- (60) RITTMANN A. (1958) - *Il meccanismo di formazione delle lave a pillows e dei cosiddetti tufi palagonitici*. Boll. Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, vol. IV, pp. 311-318.
- (61) RITTMANN A. (1973) - *Structure and evolution of Mount Etna*. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A. 274, pp. 5-16.

- (62) RITTMANN A. (1973) - *Stable mineral assemblages of igneous rocks*. Springer-Verlag ed., pp. 250.
- (63) RITTMANN A., ROMANO R. & STURIALE C. (1971) - *L'eruzione etnea nell'aprile-giugno 1971*. Atti Acc. Gioenia Se. Nat. Catania, vol. III, pp. 1-29.
- (64) ROMANO R. (1968) - *New petrochemical data of volcanites from the Island of Pantelleria (Channel of Sicily)*. Geol. Rund., vol. 57, pp. 773-783.
- (65) ROMANO R. (1970) - *Tectonic control on magmatic differentiation: an example*. Bull. Volc., vol. 34, pp. 823-832.
- (66) ROMANO R. & STURIALE C. (1971) - *L'Isola di Ustica - Studio geovulcanologico e magmatologico*. Riv. Min. Sic., A. XXII, pp. 21-79.
- (67) ROMANO R. & STURIALE C. (1973) - *Some considerations on the magma of the 1971 eruption*. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A. 274, pp. 37-43.
- (68) ROSATI A. (1901) - *Studio microscopico e chimico delle rocce vulcaniche dei dintorni di Vizzini (Val di Noto)*. Atti R. Acc. Lincei, Rend. Cl. Sc., vol. X.
- (69) SARTORIUS VON WALTERSHAUSEN W. (1846) - *Ueber die submarinen vulkanischen Ausbrüche in der Tertiär-Formation des Val di Noto*.
- (70) SARTORIUS VON WALTERSHAUSEN W. (1853) - *Ueber die vulkanischen Gesteine in Sicilien und Island und ihre submarine umbildung*.
- (71) SCHILLING J. G. (1969) - *Red sea floor origin: Rare earth evidence*. Science, vol. 165, pp. 1357-1360.
- (72) SCHILLING J. G. (1971) - *Sea-floor evolution: rare-earth evidence*. Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., A. 268, pp. 663-706.
- (73) SCHILLING J. G. - *Rare earths in basalts*. Encyclopedia of Earth Sciences, Geochemistry and Mineralogy, vol. IV (in press).
- (74) SCHILLING J. G. & WINCHESTER J. M. (1966) - *Rare earth in Hawaiian basalts*. Science, vol. 153, pp. 867-869.
- (75) SCHILLING J. G. & WINCHESTER J. W. (1969) - *Rare earth contribution to the origin of Hawaiian lavas*. Contr. Mineral. and Petrol., vol. 23, pp. 27-37.
- (76) STRECKEISEN A. L. (1967) - *Classification and nomenclature of igneous rocks*. N. Jb. Miner. Abh., vol. 107, pp. 144-240.
- (77) STURIALE C. (1967a) - *Su alcune piroclastiti del basso versante meridionale dell'Etna*. Rend. Soc. Miner. It., A. XXIII, pp. 427-452.
- (78) STURIALE C. (1967b) - *Le vulcaniti rinvenute in un pozzo trivellato presso Bronte (Etna)*. Atti Acc. Gioenia Se. Nat. Catania, vol. XIX, pp. 93-109.
- (79) STURIALE C. (1968) - *Le formazioni eruttive submarine a Nord di Catania*. Rend. Soc. It. Miner. e Petrol., vol. XXIV, pp. 313-346.
- (80) STURIALE C. (1970) - *La singolare eruzione dell'Etna del 1763 («La Montagnola»)*. Rend. Soc. It. Miner. e Petrol., vol. XXVI, pp. 313-351.
- (81) TAYLOR S. R. (1965) - *The application of trace element data to problems in petrology*. Physics and Chemistry of the Earth, vol. 6, pp. 133-213.
- (82) TANGUY J. C. (1966) - *Contribution à la pétrographie de l'Etna*. Thèse 3^e cycle. Lab. Pétr. Fac. Sc. Paris.

- (83) TANGUY J. C. (1967) - *Présence de basaltes à caractère tholeiitique dans la zone de l'Etna (Sicile)*. C. R. Acad. Sc. Paris, vol. 264, pp. 21-24.
- (84) TAZIEFF H. (1958) - *L'éruption 1957-1958 et la tectonique de Faial (Açores)*. Bull. Soc. Belge Géologie, vol. LXVII.
- (85) TAZIEFF H. (1968) - *Sur le mécanisme des éruptions basaltiques sous-marines à faibles profondeurs et la genèse d'hyaloclastites associées*. Geol. Rund., vol. 57, pp. 955-966.
- (86) TAZIEFF H. (1973) - *Structural implications of the 1971 Mount Etna eruption*. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A. 274, pp. 79-82.
- (87) TAZIEFF H. & LE GUERN F. (1971) - *Signification tectonique et mécanisme de l'éruption d'avril-mai-juin 1971 de l'Etna*. C. R. Acad. Sc. Paris, vol. 272, pp. 3252-3255.
- (88) TRAVAGLIS A. (1880) - *La sezione di Licodia Eubea e la serie dei terreni nella regione Sud-Est della Sicilia*. Boll. R. Comitato Geol. d'It., vol. XI.
- (89) VILLARI L. (1971) - *Ibleian Mountains-Volcanological excursion*. Meeting on « Peralkaline Acid Volcanic Rocks », pp. 17.
- (90) VUAGNAT M. (1959) - *Les basaltes en coussins d'Aci Castello et du Val di Noto*. Rend. Soc. Miner., vol. 15, pp. 311-321.
- (91) WASHINGTON H. S., AUROUSSEAU M. & KEYES M. (1926) - *The lavas of Etna*. Am. Jour. of Sc., vol. XII, pp. 371-408.
- (92) YODER H. S. Jr. & TILLEY C. E. (1962) - *Origin of basalt magma: an experimental study of natural and synthetic rock systems*. J. Petrol., vol. 3, pp. 342-532.