

**Zeitschrift:** Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie  
**Band:** 28 (1948)  
**Heft:** 2  
  
**Artikel:** Origine e Differenziazione del Magma Ischitano  
**Autor:** Rittmann, A.  
**DOI:** <https://doi.org/10.5169/seals-23064>

### **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

### **Conditions d'utilisation**

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

### **Terms of use**

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

**Download PDF:** 13.01.2026

**ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>**

# Origine e Differenziazione del Magma Ischitano

di A. Rittmann, Napoli

## I. Introduzione

Nel 1930, in base ai risultati di ricerche eseguite in campagna ed in laboratorio dal 1927 al 1929, pubblicai una monografia sulla geologia dell'Isola d'Ischia [19], della quale darò in seguito un breve riassunto.

Da quell'epoca in poi sia per gli ulteriori miei studi di magmatologia e petrogenesi, sia per gli ulteriori fatti accertati da P. e G. BUCHNER [4, 5], e da me stesso, in vari sopralluoghi eseguiti ad Ischia dal 1931 al 1945, sono stato costretto a modificare alquanto, senza per altro mutare le linee generali dell'evoluzione geologica dell'isola, la successione cronologica dei fenomeni e sono altresì in grado di andare più oltre delle conclusioni magmatiche allora date. Inoltre un notevole ritocco sono stato costretto a dare alle mie conclusioni sulla natura del „tufo verde“ dell'Epomeo che nel 1930 interpretai — specie sulla scorta delle conclusioni dei precedenti studiosi d'Ischia — come un deposito piroclastico sottomarino e che oggi, all'incontro, mi pare, dopo una più precisa indagine, tipicamente subaereo.

Dei ritocchi che concernono la cronologia delle eruzioni storiche e preistoriche — la quale può essere dettagliata sulla scorta di ritrovamenti di artefatti tra i tufi — dirò, assieme al BUCHNER, in una memoria di prossima pubblicazione.

Nelle pagine seguenti, invece, mi soffermerò sulla origine e sulla differenziazione dei magmi ischitani, riprendendo, ampliando ed alquanto modificando, alla luce delle idee, in me maturatesi in questi ultimi anni [21, 22, 23, 24, 25, 26], i miei ragionamenti del 1930.

Devo infine dare un altro chiarimento: nel 1930, usai per la descrizione delle magmatiti, la vecchia nomenclatura del ROSENBUSCH, indicando inoltre la posizione sistematica delle rocce nel sistema

quantitativo del JOHANNSEN ed in quello chimico-normativo C. I. P. W. All'incontro qui mi servirò della classifica mineralogica quantitativa proposta dal NIGGLI [14, 15], con le lievi modifiche apportatevi dal TRÖGER [28, 29], che è di gran lunga superiore alle altre ai fini descrittivi della petrografia. Per facilitare peraltro il lettore, ho aggiunto una tabella di confronto con i vecchi nomi (vedi pag. 650).

Nel chiudere questi brevi cenni introduttivi compio il grato dovere di ringraziare i miei collaboratori Dr. C. E. BURCKHARDT, che ha cortesemente eseguito taluni calcoli magmatici e le figure, ed il Prof. Ing. Felice IPPOLITO che, sulla base di miei appunti, ha curato la stesura definitiva della presente memoria.

## II. Cenni sulla geologia d'Ischia

L'apparizione del vulcanismo nella Campania è intimamente legata all'abbassamento della Tirrenide che ebbe inizio nel Miocene e che perdura ancora oggi. Questo fenomeno raggiunse la massima intensità nel Pliocene Superiore e causò nell'Italia Meridionale la formazione di due sistemi di faglie profonde, incrociate: il sistema tirrenico diretto SW—NE fino a WSW—ENE e quello appenninico diretto NW—SE fino a NNW—SSE. In seguito a questo abbassamento si formò man mano l'ampio Golfo Campano nel quale il mare raggiunse profondità di oltre 3000 m. Nel Quaternario esso venne parzialmente colmato dai prodotti dei vulcani flegrei e del Monte Somma e ridotto all'attuale Golfo di Napoli.

Probabilmente verso la fine del Miocene ed all'inizio del Pliocene il magma profondo venne per la prima volta in superficie lungo le fratture della zona centrale del Golfo Campano, nel luogo ove attualmente è l'Isola d'Ischia. Gradualmente si formò sul fondo marino una coltre potente di colate laviche, cupole e tufi trachitici fino a basaltitici. Non è escluso che gli edifici vulcanici così formati crescessero fino al di sopra del livello del mare formando una o più isole nel centro del golfo.

Intanto il lento abbassamento del sottosuolo, frantumato in zolle, continuava in modo più o meno irregolare: in genere le singole zolle venivano inclinate verso il centro del golfo, come si può oggi constatare a Capri, nella penisola Sorrentina, al Monte Massico e così via. Nella parte centrale, cioè sotto l'attuale isola d'Ischia, ove l'abbassamento era più forte, singole zolle scesero più velocemente di quelle vicine, mentre il magma saliva sulle fratture che la circondavano o

almeno su una di esse. Le condizioni stratigrafiche e tettoniche furono quindi tali da favorire la formazione del bacino laccolitico ischitano <sup>1)</sup>).

Il magma che aveva una composizione trachitica fino a latitica, veniva così in un ambiente freddo e cominciava a solidificarsi al contatto col tetto. In seguito alla cristallizzazione la tensione dei gas cresceva nella massa fusa restante e raggiungeva un valore tale da superare la resistenza del tetto, perforandolo in località dell'attuale Montagna Nuova tra Casamicciola e Forio. Qui avveniva la tremenda

---

<sup>1)</sup> Per spiegare il comportamento sismico dell'Isola d'Ischia dobbiamo ammettere l'esistenza di un bacino magmatico locale che giace a piccola profondità. Così si spiega senz'altro l'estrema localizzazione degli effetti del terremoto del 1883 che interessò soltanto il tetto sottile del bacino magmatico, senza che le scosse venissero propagate con una energia relativa fino alla crosta solida sottostante il bacino laccolitico locale.

Per comprovare la sua esistenza dobbiamo aggiungere altre considerazioni. Tra i blocchi rigettati, inclusi nei tufi dell'Epomeo, abbondano trachiti, latiti e sieniti accompagnate da qualche altra vulcanite e plutonite.

Mancano invece quasi completamente blocchi rigettati di sedimenti e rocce metamorfiche. La presenza di plutoniti, comagmatiche delle vulcaniti, dimostra che le eruzioni esplosive venivano dal bacino magmatico stesso trascinando in superficie campioni di tutte le rocce che formano il tetto del bacino. La mancanza di sedimenti dimostra perciò che il bacino locale deve essere situato al di sopra di essi. D'altro canto il sollevamento del „horst“ dell'Epomeo è così localizzato, che si può spiegare soltanto come sollevamento magmatico dovuto all'intrusione del magma tra i sedimenti e la coltre di magmatiti sovrastanti. La forma del bacino deve essere quella di un laccolite interformazionale, più o meno regolare. Quanto allo spessore del tetto del bacino esso non può essere molto grande. Difatti possiamo stimare la potenza del tufo verde a parecchie centinaia di metri e del medesimo ordine di grandezza sarà quella dei prodotti vulcanici anteriori a questo tufo, cosicchè risulterebbe uno spessore del tetto al massimo di duemila metri nel momento dell'intrusione del magma nel bacino locale. Allo stesso ordine di grandezza si arriva stimando lo spessore del tetto in base alla regola di GREEN che dice che la distanza media tra le fratture principali (o fra i centri eruttivi legati ad esse) è approssimativamente eguale allo spessore della crosta solida che copre la zona magmatica. Attualmente lo spessore del tetto del bacino laccolitico è naturalmente maggiore perchè la parte superiore del magma si è intanto raffreddata e consolidata al contatto con le rocce del tetto.

Tenendo conto di tutti i fatti stratigrafici, tettonici, sismici e petrografici possiamo costruire una sezione attraverso l'isola di Ischia che è rappresentata nella fig. 40 di [19] e riprodotta in [21 e 25]. Pur essendo naturalmente ipotetica per le parti profonde, essa deve corrispondere, almeno qualitativamente, alla realtà. Lo stato attuale di consolidamento e di differenziazione del magma nel focolaio è indicato dallo spessore dello strato di plutoniti (croccette) che forma la base del tetto e colla fittezza della tratteggiatura del bacino.



eruzione esplosiva subaerea che produceva le enormi quantità di ceneri e pomici che costituiscono il tufo verde dell'Epomeo<sup>2)</sup>).

L'emissione di parecchie decine di chilometri cubici di materiale piroclastico deve aver svuotato fino ad una notevole profondità il bacino magmatico.

Per conseguenza il tetto perdette il suo sostegno e crollò, dopo l'eruzione, frantumandosi in zolle lungo faglie, per lo più radiali rispetto al condotto del vulcano di tufo verde, che possiamo chiamare Epomeo Primordiale, sezionandolo in settori. Questo cedimento non avvenne di colpo, ma fu un processo lento ed irregolare, con movimenti individuali delle singole zolle che parzialmente si frantumarono ulteriormente, finchè non fu raggiunto l'assestamento finale. Il magma restante trachitico era fortemente esaurito dopo la degassazione subita nell'eruzione di tufo verde e non produsse notevoli eruzioni durante il cedimento del tetto. In seguito all'abbassamento del tetto tutto l'edificio vulcanico fu immerso nel mare. Intanto il cedi-

---

<sup>2)</sup> Nel 1930 ho ritenuto — con gli altri studiosi di Ischia —, che il tufo verde fosse un deposito piroclastico sottomarino, il che mi sembra oggi affatto improbabile. Difatti la natura stessa di questo è quella di un tufo subaereo. Se esso si fosse depositato nel mare, si sarebbe dovuta verificare una separazione gravitativa dei suoi componenti che sono pomici, ceneri, lapilli pesanti di diverse magmatiti, cristalli isolati di sanidino e magnetite, ecc. Di una tale separazione gravitativa, in realtà, non si ha nessun indizio: tutti i componenti pesanti e leggeri, grandi o piccolissimi, sono ovunque, nel tufo, intimamente mescolati.

Contro questo argomento in favore della natura subaerea del tufo, si potrebbe obiettare che l'eruzione sottomarina, eccessivamente esplosiva, avrebbe prodotto una tale agitazione del mare da far sì che le correnti turbolente dell'acqua tenessero in sospensione tutti i prodotti piroclastici pesanti e leggeri. Se ciò fosse stato il caso — il che del resto sarebbe possibile soltanto nell'immediata vicinanza della bocca eruttiva — la sedimentazione sarebbe stata impedita durante il parossismo, ma sarebbe dovuta avvenire appena la forza esplosiva fosse diminuita e le correnti d'acqua si fossero smorzate; allora la separazione gravitativa si sarebbe certamente verificata in grande stile. Un'altra obiezione si potrebbe basare sull'ammissione di frane e slittamenti sottomarini, avvenuti in serie durante l'eruzione, che avrebbero rimescolato i prodotti separati gravitativamente in un primo tempo. Ora i depositi dovuti a tali spostamenti di masse — del resto molto diffusi ad Ischia — hanno una tessitura del tutto diversa di quella del tufo verde e racchiudono sempre lenti o ammassi irregolari di lapilli o anche di pomici e sono sempre coperti di uno strato cineritico formato di materiale finissimo rimasto sospeso in acqua durante lo slittamento, e che si depositò posteriormente separando la massa franata da quella più recente al suo tetto. Di tutto ciò non si trova alcuna traccia nel tufo dell'Epomeo.

mento del sottosuolo sedimentario e cristallino del Golfo Campano continuava e riattivava, fra l'altro, anche la grande faglia tirrenica che attraversa Ischia. Il magma profondo vi saliva nuovamente e riempiva il bacino laccolitico locale producendo un lento sollevamento magmatico del tetto, che spinse finalmente la zolla formata dal settore sud-orientale dell'Epomeo Primordiale fino a circa mille metri sopra il livello del mare. L'orlo nord-occidentale di questa zolla forma l'attuale cima del Monte Epomeo che, pur essendo una parte del vulcano a tufo verde, è di origine tettonica, costituendo la parte più alta del „horst“ vulcano-tettonico di Ischia.

Durante il lento e irregolare sollevamento dell'isola dalle onde del mare si formarono i depositi delle tufiti fossilifere, gli slittamenti sottomarini dei prodotti di disfacimento del tufo verde e le diverse terrazze costiere che indicano altrettante soste nel movimento ascendente. La fauna, della quale si trovano i resti nelle tufiti, dimostra che questo sollevamento si verificò durante il Pliocene Inferiore.

Più tardi, dopo che il magma nel bacino laccolitico aveva già subito una differenziazione notevole, si verificarono nuove eruzioni, le quali iniziarono il lungo periodo di attività sporadica, l'ultimo parossismo del quale fu l'eruzione dell'Arso avvenuta nel 1301, e che si manifesta tuttora nelle numerose fumarole e terme che fanno di Ischia un luogo di cura di fama mondiale.

Da quanto è lecito dedurre dalla natura e dal materiale dei singoli edifici vulcanici nati durante questo periodo, il magma capace di eruzione ha subito una evoluzione. In un primo tempo infatti avvennero eruzioni esplosive che terminavano con la lenta emissione di lave sodalitfonolitiche accumulate sulle bocche a formare delle cupole di ristagno (es. Monte Vico e S. Angelo).

Poi entrò in azione il vulcano a strato della Secca d'Ischia, con una serie di eruzioni miste che fornirono lave e tufi sodalittrachitici fonolitoidi. Sembra che l'attività del vulcano della Secca d'Ischia sia stata indipendente da quella del vulcano dell'Isola d'Ischia stessa. Ciò si spiegherebbe, eventualmente, colla esistenza di un bacino magmatico individuale o almeno apofitico rispetto al bacino ischitano principale e quindi relativamente indipendente da esso. Ma le nostre conoscenze dell'edificio vulcanico della Secca d'Ischia, per la massima parte immerso nel mare, è troppo rudimentale per poter risolvere questo problema. Le eruzioni che ad Ischia stessa seguirono quelle del Monte Vico e di S. Angelo ne differiscono poco. Anch'esse erano in una prima fase esplosive e costruivano poi delle cupole di ristagno come quelle del Castello d'Ischia, della Punta della Pisciazza, della

Punta di S. Pancrazio, del Monte Vezzi, della Guardiola, del Capo Grosso (tutte nella parte sud-orientale d'Ischia) e quella della Punta del Chiarito e della Punta della Cima (sulla costa sud-occidentale). Il carattere petrografico delle loro lave è però mutato: queste ultime non sono più fonoliti, ma alcalitrachiti sodalitiche molto affini però alle sodalitfonoliti.

Dopo la formazione delle cupole di ristagno alcalitrachitiche l'attività vulcanica e il carattere petrografico delle lave emesse divennero più varie. Sull'orlo orientale della zolla dell'Epomeo si aprirono, in seguito a movimenti d'assestamento delle zolle vicine, delle fratture sulle quali si verificarono fortissime eruzioni esplosive che lanciarono gran copia di ceneri. Verso la fine delle eruzioni il magma degassato, e perciò molto viscoso, veniva in superficie formando i dorsi di ristagno della Costa Sparaina e del Monte Trippodi. Le lave sono trachitiche, più basiche di tutte le precedenti.

All'incirca alla stessa epoca devonsi ascrivere i tufi trachitici di Cetara-Serrara, che coprono una vasta zona della parte occidentale e centrale dell'isola con una coltre potente; il vulcano che li ha prodotti è ancora sconosciuto.

Probabilmente nella stessa epoca avvenne l'eruzione del dicco della Grotta di Terra, ad oriente, che forniva scorie ed una lava latitica. Vicino a questo centro eruttivo si trovano piccoli dicchi, anche essi latitici. Sembra che anche essi arrivassero in superficie, ma in un'epoca più recente del dicco della Grotta di Terra.

Le eruzioni del magma fonolitico ed alcalitrachitico erano, fino allora, caratterizzate da esplosioni fortissime, che fornivano grande quantità di materiale piroclastico, ed in ultimo dalla formazione di cupole o dorsi di ristagno. Nel ciclo successivo il carattere delle eruzioni cambiava considerevolmente ed in modo tale da indicare una viscosità minore del magma alcalitrachitico. Infatti, sulla costa meridionale dell'isola attuale, si verificavano le eruzioni dei vulcani dello Scarrupo e della Scarrupata che, anch'esse, sono caratterizzate dall'emissione di grande quantità di materiale piroclastico, seguita da una fase effusiva; ma i tufi si accumulavano vicino al centro eruttivo costruendo un cono, nel cratere del quale si formavano poi, a più riprese, dei laghi di lava molto fluida dai quali venivano lanciati brandelli che coprivano i dintorni con strati potenti di piperno. Un cambiamento analogo delle eruzioni si può constatare nella parte settentrionale ed orientale dell'Isola, ove si formavano i vulcani a strato di S. Michele, del M. Rotaro I e del Porto d'Ischia.

Nei tempi storici, il carattere delle eruzioni varia secondo la

natura dei magmi erompenti. Quelli alcalitrachitici erano in genere i più viscosi e costruivano vulcani a tufo pomicioso, con efflussi intercraterici di lava molto porosa (Campotese) o, dopo una fase esplosiva, cupole di ristagno il cui tetto crollava (Montagnone - M. Maschiatta) o che si squarciavano lateralmente, formando grandi colate viscose (R. Zara). I magmi trachitici e latitici invece erano più fluidi e formavano piccoli vulcani a recinto scoriaceo (Vateliero), talvolta con efflussi intercraterici (Molare, Cava Nocelle) e, nel medioevo, con grandi efflussi di lava (colata dell'Arso).

Nel presente l'attività vulcanica è ridotta a quella fumarolica e idrotermale. Durante tutta la storia dell'isola i movimenti bradisismici locali erano sempre in atto e lo sono ancora oggi. Essi sono la causa di numerosi terremoti tettonici con ipocentri molto superficiali.

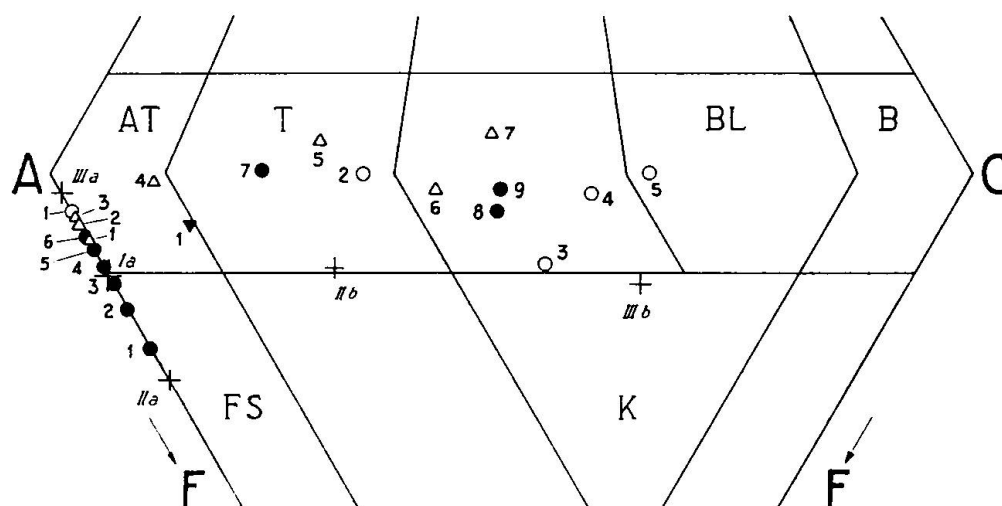


Fig. 1. Posizione nel diagramma classificatore di NIGGLI delle rocce studiate. AT = alcalitrachiti; T = trachiti; L = latiti; BL = basalatiti; B = basalti; FS = fonoliti sodalitiche; K = culaiti

Le rocce sono segnate con contrassegni distinti, corrispondenti ai 4 cicli della tabella n. 1 nel modo seguente:

○	ciclo pliocenico	= I
●	ciclo preistorico	= II
△	ciclo storico antico	= III
▼	ciclo medioevale	= IV

I numeri arabi sono corrispondenti a quelli della tabella 1. Le crocette con i numeri romani ed arabi sono corrispondenti alle rocce pneumatolizzate, anch'esse riportate nella tabella 1

### III. Variabilità del magma

Già da quanto fu detto nel capitolo precedente risulta che ad Ischia la variabilità del magma capace di eruzione è abbastanza grande e va dalle fonoliti sodalitiche (II. 1, 2, 3, 4) <sup>3)</sup> ed alcalitrachiti (II. 5, 6; III. 1, 2, 3, 4) fino alle latiti (I. 3, 4; II. 8, 9; III. 6, 7) e basaltiti (I. 5). Fra le plutoniti (blocchi rigettati) si trovano, oltre quelli corrispondenti alle vulcaniti, cioè oltre a sieniti sodalitiche, alcalisieniti (I. 1; III. a), sieniti (I. 2) e monzoniti, anche rocce più basiche come pirossenoliti (I. b), gabbri, ecc. seppure molto raramente. Inoltre si rinvencono magmatiti, più o meno profondamente alterate in seguito alla autopneumatolisi; così per es. la fonolite ad analcime (I. a) che si trova nel condotto dell'Epomeo Primordiale alla Montagna Nuova, la microsienite analcimifera (II. b) che forma dicchi nella Scarrupata e diversi tipi di blocchi rigettati. Inoltre abbiamo trovato, fra questi, una foyaite a sodalite ricca di biotite (II. a) ed una specie di kulaite (III. b) che forma inclusi e „schlieren“ nella alcalitrachite dello Zara (III. 2): ambedue queste sono rocce fuori del normale ad Ischia e ne discuteremo la genesi più oltre.

La figura 1 rappresenta la posizione di tutte le rocce analizzate nel doppio triangolo classificatore del NIGGLI [14, 15] in base alla composizione mineralogica quantitativa (modus) determinata col tavolo integratore e completata, se necessario, in base alle analisi chimiche. Le tabelle 1 e 2 danno la composizione chimica, la nomenclatura e la provenienza delle rocce analizzate.

Tabella 1. *Nomi nuovi e vecchi delle rocce; località*

I. Ciclo pliocenico		III. Ciclo storico antico	
II. Ciclo preistorico		IV. Ciclo medioevale	
No.	Nome nuovo	Località	Nome dato nel 1930 e numero
I. 1.	alcalisienite a biotite	M. Vezzi	Natronsanidinitischer Biotit-Sodalithsyenit 23
I. 2.	sienite a biotite	Cava Pedrone	Biotit-Plagioklassyenit 24
I. 3.	latite foidifera	Cava Fontana	Trachybasalt 19
I. 4.	latite	Scarrupata	Trachybasalt 20
I. 5.	basaltite	P. Spinazzola	Trachybasalt 21
I. 6.	pirossenolite	Scarrupata	Pyroxenolith 27
I. a.	fonolite analcimica (trachitoide)	M. Nuovo	Analcimtrachyt 6

<sup>3)</sup> I numeri si riferiscono alle tabelle 1 e 2.

No.	Nome nuovo	Località	Nome dato nel 1930 e numero
II. 1.	fonolite sodalitica	Campagnano	Phonolithoider Sodalith-trachyt 5
II. 2.	fonolite sodalitica	M. Vico	Sodalithphonolith 1
II. 3.	fonolite sodalitica	S. Angelo	Sodalithphonolith 2
II. 4.	fonolite sodalitica (trachitoide)	Scarrupo	Trachytoider Sodalith-trachyt 8
II. 5.	alcalitrachite sodalitifera	S. Pancrazio	Phonolithoider Sodalith-trachyt 4
II. 6.	alcalitrachite sodalitifera	S. Angelo	Sodalithphonolith 3
II. 7.	trachite	Costa Sparaina	Plagioklastrachyt 12
II. 8.	latite	Porticello	Trachyandesit 16
II. 9.	latite	Grotta di Terra	Trachybasalt 18
II. a.	foyaite biotitica a sodalite	R. Cratica	Lamprosyenitischer Biotit-Sodalithsyenit 26
II. b.	microsienite porfirica analcimifera	Scarrupata	Analcim-Gauteitporphyr 25
III. 1.	alcalitrachite sodalitifera	M. Rotaro	Trachytoider Sodalithtrachyt 7
III. 2.	alcalitrachite (sodalitifera)	M. Marecocco	Trachytoider Sodalithtrachyt 9
III. 3.	alcalitrachite vitrofirica (sodalitifera)	M. Rotaro	Trachytvitrophyr 10
III. 4.	alcalitrachite (plagioclasifera)	M. Caccaviello	Plagioklastrachyt 11
III. 5.	trachite	Dicco, Cafieri	Plagioklastrachyt 13
III. 6.	latite	Molara	Trachyandesit 15
III. 7.	latite	Cava Nocelle	Trachybasalt 17
III. a.	alcalisienite (in facies sanidinica)	R. Zara	Alkalisyenit 28
III. b.	kulaite	R. Zara	Tephritischer Trachybasalt 22
IV. 1.	trachite (passaggio ad alcalitrachite)	Arso	Vulsinit 14
IV. 2.	trachite (lava del 1301)	S. Antuono	(analista: Sersale 1946)
IV. 3.	trachite plagiofonolitica a sodalite)	Arso	(analista: Sersale 1946)

Nella figura 2 sono riportati i valori molecolari di tutte queste rocce, contraddistinte, come nella fig. 1, con diversi segni secondo la loro età (pliocenico, preistorico, storico antico, storico medioevale — Arso). Le rocce autopneumatolizzate o di genesi anormale sono rappresentate con crocette. Tralasciando per ora queste ultime, vediamo che anche le magmatiti normali mostrano una dispersione delle loro proiezioni, e specialmente per il valore „alk“ delle rocce acide, che non permette di tracciare un diagramma di differenziazione media che abbia un significato genetico, cioè che rappresenti l'andamento della differenziazione veramente realizzata in natura. Un tale dia-

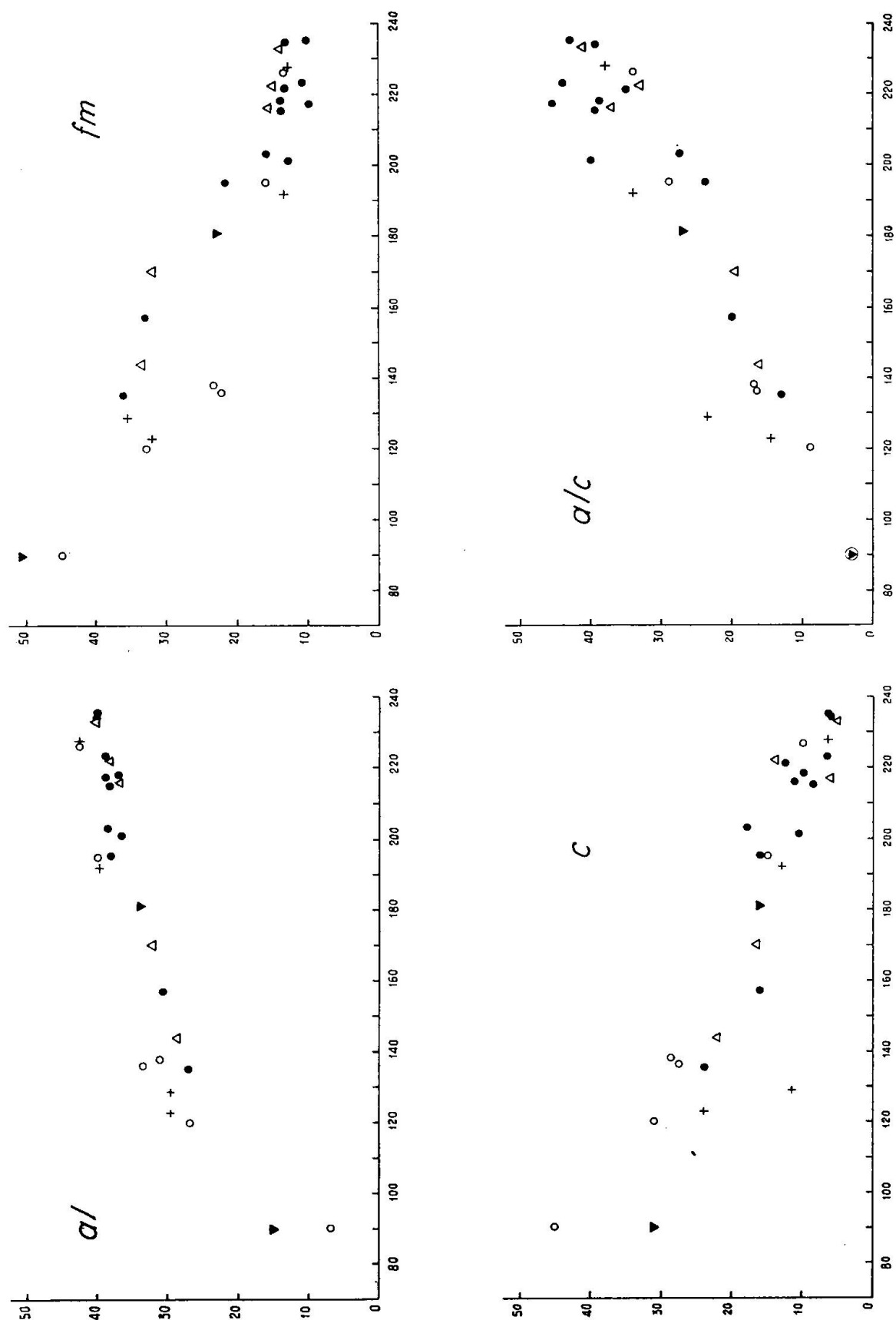


Fig. 2. Diagrammi di variazione dei valori molecolari di  $NiO_{0.1}$ . I contrassegni hanno lo stesso significato di quelli di fig. 1

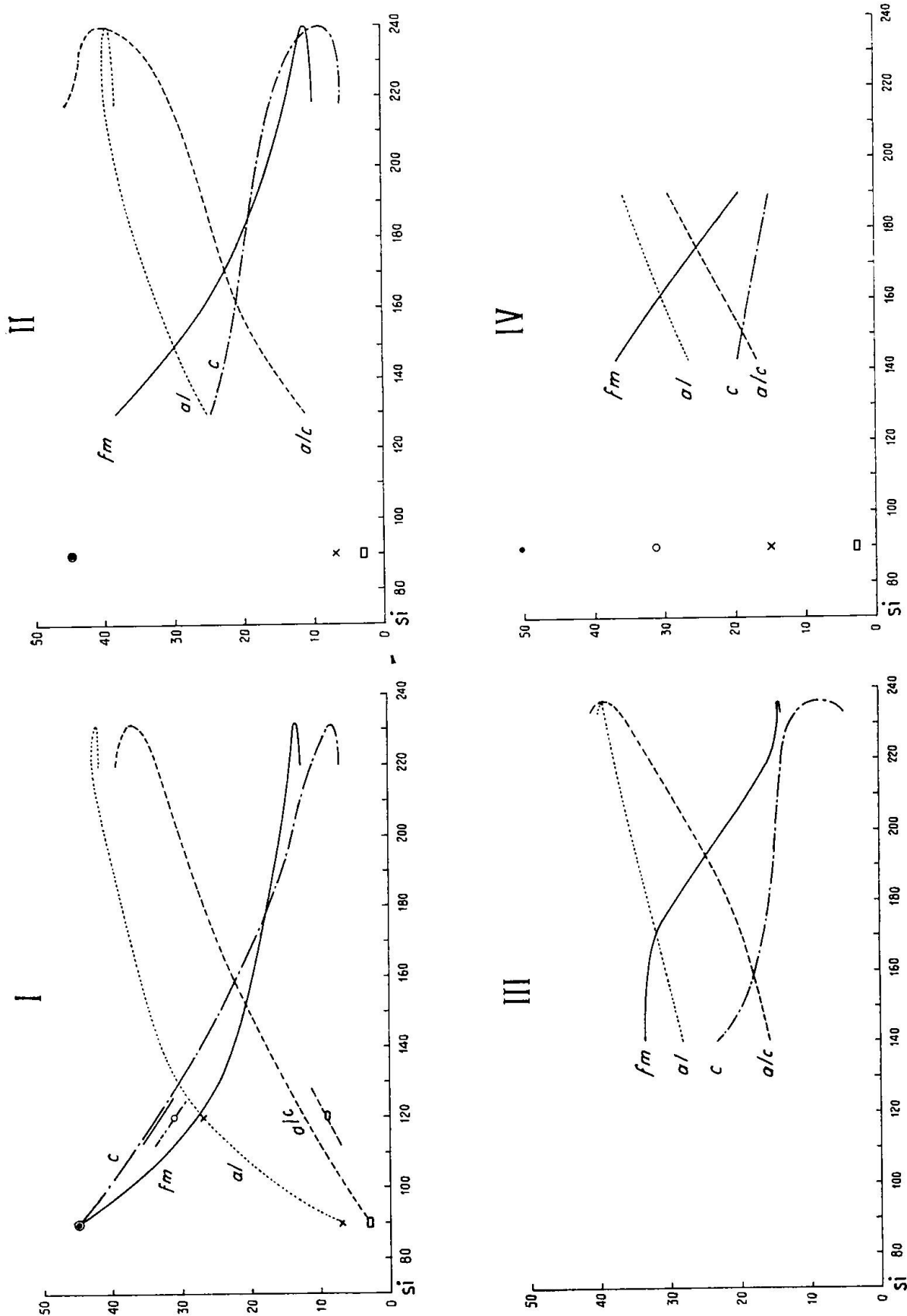


Fig. 3. Diagrammi di differenziazione dei cicli pliocenico (I), preistorico (II), storico antico (III) e medioevale (IV)



Tabella 2. Valori molecolari secondo NIGGLI

Numero	si	al	fm	c	alk	k	mg	qz	ti	p	cl <sub>2</sub>
I. 1.	226	42 <sup>1/2</sup>	14	10	33 <sup>1/2</sup>	0,41	0,43	-10	1,5	0,4	0,2
I. 2.	196	40 <sup>1/2</sup>	16	15	28 <sup>1/2</sup>	0,46	0,33	-18	1,6	0,2	0,2
I. 3.	143	31	23 <sup>1/2</sup>	28 <sup>1/2</sup>	17	0,48	0,35	-25	2,1	0,3	0,3
I. 4.	147	33 <sup>1/2</sup>	22 <sup>1/2</sup>	27 <sup>1/2</sup>	16 <sup>1/2</sup>	0,44	0,46	-19	2,0	1,2	—
I. 5.	121	26 <sup>1/2</sup>	33	31 <sup>1/2</sup>	9	0,60	0,46	-16	2,8	0,6	—
I. 6.	91	7	45	45	3	0,48	0,72	-21	1,3	0,1	—
I. a.	224	42 <sup>1/2</sup>	13	6 <sup>1/2</sup>	38	0,41	0,20	-28	1,5	—	—
II. 1.	201	36 <sup>1/2</sup>	13	10 <sup>1/2</sup>	40	0,33	0,32	-49	2,0	0,2	1,0
II. 2.	217	38 <sup>1/2</sup>	10 <sup>1/2</sup>	5 <sup>1/2</sup>	45 <sup>1/2</sup>	0,38	0,02	-44	1,7	0,2	1,1
II. 3.	223	38 <sup>1/2</sup>	10 <sup>1/2</sup>	6 <sup>1/2</sup>	44 <sup>1/2</sup>	0,38	0,04	-36	1,8	0,2	0,9
II. 4.	215	38 <sup>1/2</sup>	14	8 <sup>1/2</sup>	39	0,37	0,18	-39	1,5	—	1,7
II. 5.	218	37	14	10	39	0,36	0,05	-38	1,7	0,2	1,1
II. 6.	235	40	11	6 <sup>1/2</sup>	42 <sup>1/2</sup>	0,44	0,02	-29	1,6	0,9	0,9
II. 7.	202	38 <sup>1/2</sup>	16	18	27 <sup>1/2</sup>	0,45	0,37	-8	1,6	0,4	0,2
II. 8.	157	31	33	16	20	0,37	0,49	-22	2,8	0,9	0,3
II. 9.	134	27	35 <sup>1/2</sup>	24	13 <sup>1/2</sup>	0,48	0,39	-20	2,7	0,8	0,2
II. a.	129	29 <sup>1/2</sup>	36	11 <sup>1/2</sup>	23	0,49	0,36	-64	1,7	1,1	0,5
II. b.	193	40	13	12 <sup>1/2</sup>	34 <sup>1/2</sup>	0,32	0,19	-44	1,4	0,4	0,2
III. 1.	216	37	15 <sup>1/2</sup>	10 <sup>1/2</sup>	37	0,44	0,14	-32	1,9	0,9	1,1
III. 2.	232	40	14	5	41	0,39	0,24	-29	2,0	—	0,9
III. 3.	235	40 <sup>1/2</sup>	14	6	39 <sup>1/2</sup>	0,47	0,23	-24	2,5	0,2	0,5
III. 4.	222	38 <sup>1/2</sup>	15	13 <sup>1/2</sup>	33	0,42	0,19	-9	1,7	0,2	—
III. 5.	195	38	22	16	24	0,49	0,34	-1	1,8	—	—
III. 6.	175	32	30 <sup>1/2</sup>	16 <sup>1/2</sup>	20 <sup>1/2</sup>	0,38	0,56	-6	2,0	0,4	0,5
III. 7.	144	28 <sup>1/2</sup>	33	22	16 <sup>1/2</sup>	0,41	0,41	-21	2,1	0,8	0,2
III. a.	220	39	13 <sup>1/2</sup>	12 <sup>1/2</sup>	35	0,41	0,16	-20	1,3	0,9	—
III. b.	124	29 <sup>1/2</sup>	31 <sup>1/2</sup>	24 <sup>1/2</sup>	14 <sup>1/2</sup>	0,33	0,60	-34	2,7	0,1	—
IV. 1.	181	34	23	16	27	0,44	0,42	-27	3,0	0,4	0,4
IV. 2.	180	34	22 <sup>1/2</sup>	14 <sup>1/2</sup>	29	0,43	0,32	-35	2,1	—	0,5
IV. 3.	161	31	26	18 <sup>1/2</sup>	24 <sup>1/2</sup>	0,42	0,45	-37	2,3	0,1	0,3

gramma non sarebbe altro che una media statistica delle analisi, casualmente eseguite, senza riferimento nè all'età nè all'importanza quantitativa delle singole magmatiti<sup>4)</sup>.

Tenendo conto invece dell'età delle magmatiti, vediamo che le proiezioni dei valori molecolari delle rocce appartenenti ad una data epoca disperdono molto meno, tranne per quelle che hanno valori di „si“ superiori a 200. Ciò significa evidentemente che l'andamento della differenziazione ha mutato nel tempo o, in altri termini, che oltre alla differenziazione esiste anche un'evoluzione del magma medio nel tempo.

<sup>4)</sup> Purtroppo di quasi tutte le province magmatiche sono stati pubblicati soltanto diagrammi di differenziazione di questo tipo ed il confronto delle province magmatiche è finora basato esclusivamente su questi diagrammi che hanno un valore solo indicativo.

Quanto alla dispersione di „alk“, che è molto forte anche per una medesima epoca, una spiegazione è fornita immediatamente dalla giacitura e dalla sequenza eruttiva delle lave. Durante l'eruzione dello Zara venivano eruttate, all'inizio, lave alcalitrachitiche sodalitifere e solo più tardi alcalitrachiti, senza sodalite ma con un crescente tenore di plagioclasio.

Lo stesso fenomeno si può constatare in altri vulcani di Ischia. Ma anche guardando il fenomeno nell'insieme si ha la stessa sequenza: le lave più antiche sono fonoliti sodalitiche, poi alcalitrachiti e finalmente trachiti più ricche in plagioclasio, fino a latiti. Ora è logico ammettere che le lave più antiche provenivano dalle parti più alte del bacino, quelle più recenti invece da profondità maggiori. Il magma deve perciò essere stato differenziato, prima delle eruzioni più antiche, in un magma sodalitfonolitico in alto, il quale passava gradatamente, verso il basso, in un magma alcalitrachitico e poi in uno trachitico, e così via. Volendo costruire un diagramma di differenziazione, che corrisponda alla differenziazione effettivamente avvenuta in natura, dobbiamo quindi riunire i valori molecolari delle magmatiti non graficamente in diagramma secondo i valori crescenti di „si“<sup>5)</sup>, ma tenendo conto del livello del bacino da cui proviene il magma.

Poichè le fonoliti hanno più piccoli valori „si“ e più grandi valori „alk“ delle alcalitrachiti, ne risulta che la curva di „alk“ deve ripiegare per i differenziati più leggeri verso „si“ minori. Lo stesso avviene naturalmente anche per gli altri valori „al“, „c“ e „fm“.

Tenendo conto di questo fatto abbiamo costruito i quattro diagrammi rappresentati nella fig. 3, i quali si riferiscono alla differenziazione di diverse epoche, già distinte nelle figure precedenti.

Prima di studiare il meccanismo delle differenziazioni ischitane, dobbiamo ancora esporre brevemente la successione temporale e la distribuzione spaziale delle vulcaniti formatesi dopo l'eruzione del tufo verde. Abbiamo già visto nel riassunto della geologia che, in linea generale, si può constatare che le prime eruzioni producevano fonoliti sodalitiche alle quali seguirono alcalitrachiti più o meno sodalitifere, poi trachiti e finalmente latiti.

Questa successione temporale non è però una regola senza eccezione. Già durante l'epoca caratterizzata, in genere, dall'efflusso

---

<sup>5)</sup> Procedendo nell'usuale modo, cioè riunendo con una curva media i punti di proiezione per valori crescenti di „si“ si fa implicitamente l'ipotesi che i differenziati leggeri verso l'alto, siano sempre più ricchi in silice.

di trachiti, venivano in superficie dei magmi latitici nelle eruzioni della Grotta di Terra e nella formazione dei piccoli dicchi eruttivi del Porticello, anch'esso situato sulla costa sud-orientale di Ischia. Nei tempi preistorici e storici tali eccezioni sono più numerose come risulta dallo specchio seguente:

Tabella 3. *Variazione temporale delle lave dei cicli preistorici e storici*

Eruzione	epoca	vulcanite	si
del Campotese	neolitica	alcalitrachite sodalitifera	ca. 210
dello Zara (1 <sup>a</sup> fase)	ca. 400 a. C.	alcalitrachite (sodalitifera)	232
dello Zara (2 <sup>a</sup> fase)	ca. 400 a. C.	alcalitrachite (plagioclasifera)	222
della Cava Nocelle	} V-III sec. a. C.	latite	144
della Molara		latite	175
del Rotaro (4 <sup>a</sup> fase)	} II-III sec. d. C.	alcalitrachite	216
del Vateliero		latite (basica)	ca. 140
del Montagnone		alcalitrachite	ca. 200
dell' Arso	1301 d. C.	alcalitrachite fino a trachite	181
		plagiofonolitica (arsoite)	161

Ne risulta che la successione temporale, che va anche qui in linea generale da magmi acidi verso magmi più basici, viene interrotta dalle lave dello Zara, della Cava Nocelle e dell'Arso. Al contrario, la distribuzione spaziale si dimostra molto regolare, se si prende come linea di riferimento la grande faglia tirrenica, poichè le lave storiche sono tanto più acide quanto più i loro centri eruttivi distano da questa linea tettonica, come dimostra lo specchio seguente:

Tabella 4: *Variazione spaziale delle lave dei cicli preistorici e storici*

Eruzione	distanza della faglia tirrenica	si
Della Cava Nocelle	0 Km	144
Del Vateliero	0 „	ca. 150
Della Molara	0 „	175
dell' Arso	1,2 „	181
del Montagnone-Maschiatta	2,2 „	ca. 200
del Campotese	2,8 „	ca. 210
del Rotaro 4 <sup>a</sup> fase	3,4 „	216
dello Zara	8,0 „	222 a 232

} media ca. 155

Nella figura 4 questi dati sono riportati graficamente.

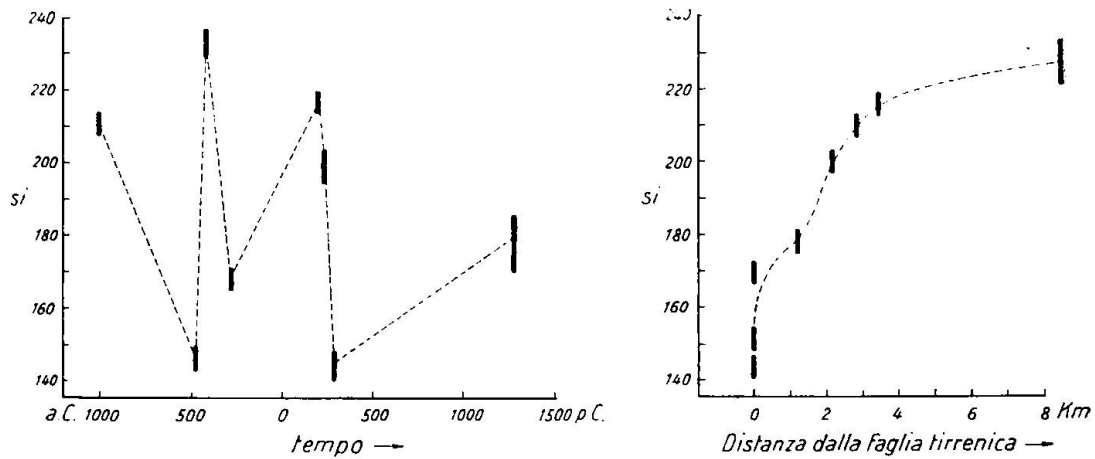


Fig. 4. Variazione temporale e spaziale del valore „si“ delle lave storiche

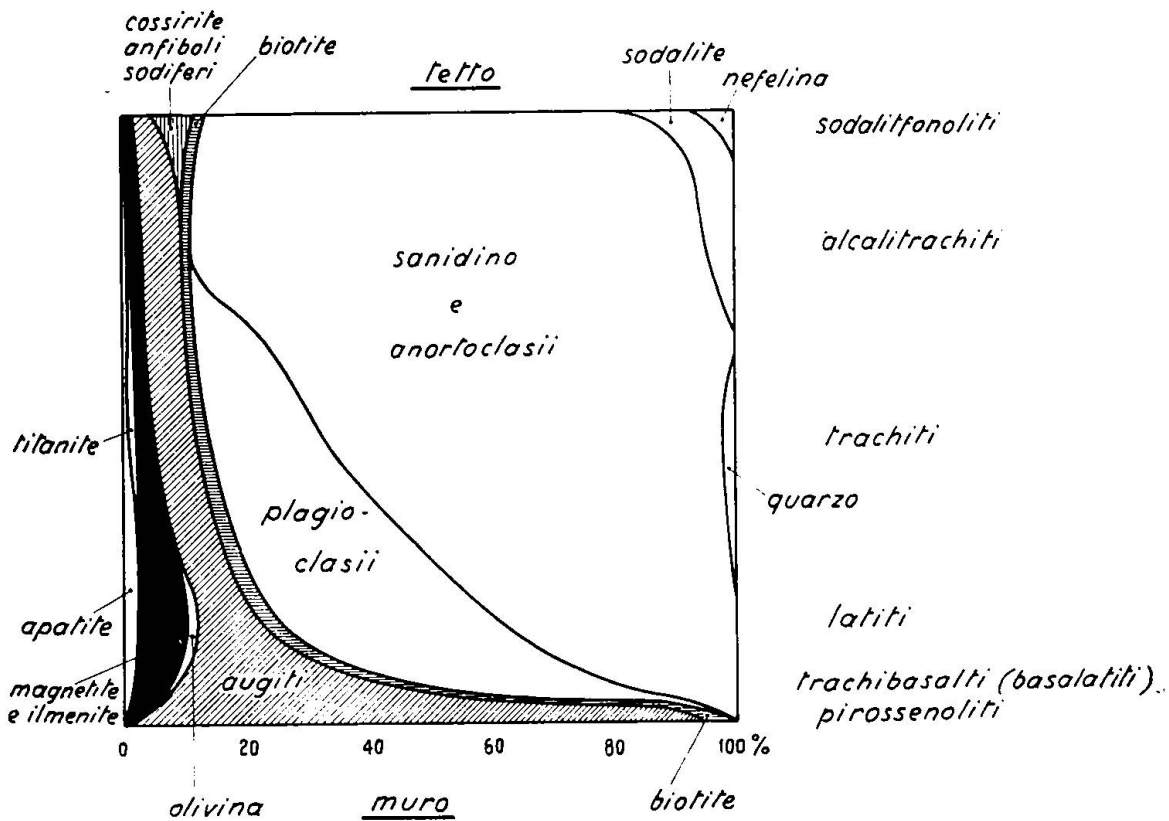


Fig. 5. Variazione della composizione del magma in funzione della profondità nel bacino, espressa con i minerali che risulterebbero dalla sua cristallizzazione

La spiegazione di questi fatti è semplicissima. Difatti osservando la sezione attraverso l'„horst“ ischitano <sup>6)</sup> si vede che la faglia tirrenica corrisponde alla zona più bassa del tetto del bacino laccolitico, cioè all'orlo sud-orientale della zolla inclinata dell'Epomeo.

Partendo da questa linea, verso NNW il tetto del bacino si innalza sempre più entro l'ambito dell'attuale isola. Il magma che forniva le diverse eruzioni proveniva dunque da livelli tanto più alti del bacino, quanto più distavano i centri eruttivi dalla faglia tirrenica. Data la suddetta variazione spaziale delle lave dobbiamo quindi concludere che il magma era, già prima delle eruzioni, differenziato; cosicché i magmi più acidi e più alcalini formavano le parti più alte del bacino e che verso il basso si avevano magmi più pesanti, sempre più poveri in silice ed in alcali.

Basandoci sulla natura e quantità delle lave e tufi eruttati, sulla posizione dei centri eruttivi rispetto alla tettonica locale, sulla natura dei blocchi rigettati e degli inclusi nelle lave, sui dati sismici, ecc. possiamo approssimativamente stimare la quantità dei principali differenziati del magma ischitano preistorico e la loro distribuzione nel bacino laccolitico. Il risultato di questo procedimento è rappresentato nella figura 5, che dimostra la variazione della composizione mineralogica in funzione della profondità.

Si è stimato che le fonoliti sodalitiche rappresentano circa il 5 %, le alcalitrachiti più o meno sodalitifere il 30 %; le trachiti il 35 % e le latiti il 30 % del magma capace di eruzione.

I rari blocchi rigettati di pirossenoliti e di gabbri di tipo speciale, dimostrano che in profondità si sono accumulati i fenocristalli di diopsidaugite e di bytownite assieme con piccole quantità di olivina.

E' da ricordare qui che i plagioclasti basici delle trachiti e latiti tendono spesso a raggrupparsi, talvolta anche assieme con qualche cristallo di diopsidaugite e olivina, formando piccoli noduli olocristallini a struttura granulare, che raggiungono diametri di oltre i due centimetri (tessitura glomerofirica).

Integrando le curve della fig. 5 si trova la probabile composizione media del magma preistorico capace d'eruzione, il quale però non può essere considerato come magma capostipite della serie differenziata, perchè non si sono messi in conto i fenocristalli, ed i noduli da essi formati, i quali per la differenziazione gravitativa venivano sottratti al magma capostipite. Il magma capace di eruzione è quindi a sua volta un differenziato leggero del magma capostipite,

---

<sup>6)</sup> Vedi tavola II in „Vulcani, attività e genesi“.

la composizione del quale deve essere intermedia tra quella del magma capace d'eruzione e quella dei pirossenoliti e gabbri, cioè intermedio ai valori seguenti:

Composizione media del magma capace d'eruzione		pirossenolite	gabbro
si	183	90	90
al	34	7	15
fm	25	45	51
c	15	45	31
alc	26	3	3
k	0,4	0,5	0,3
mg	0,3	0,7	0,8

Non sapendo nulla sulla quantità dei fenocristalli sottratti al magma, nè su quella di un magma più pesante, sottostante eventualmente a quello latitico e basaltitico, non possiamo per ora precisare ulteriormente la composizione del magma capostipite.

#### IV. La cristallizzazione dei magmi ischitani

Prima di discutere dettagliatamente la differenziazione del magma ischitano, dobbiamo renderci conto della cristallizzazione dei diversi magmi riscontrati ad Ischia, stabilendo possibilmente la successione dei minerali che si formano durante il raffreddamento. Riassumiamo perciò brevemente i fatti osservati e già descritti nel 1930.

I feldspati, tra cui predominano i feldspati alcalini, sono di gran lunga i minerali più importanti delle vulcaniti ischitane, ove i microliti feldspatici sono esclusivamente formati da sanidino più o meno fortemente sodico. Il medesimo minerale s'incontra spesso anche come fenocristalli autonomi o formante le zone esterne dei fenocristalli di plagioclasti fortemente zonati. Questi ultimi cristalli complessi sono della massima importanza per stabilire la successione dei feldspati: infatti, nelle trachiti si trovano fenocristalli fortemente zonati, con nuclei di bytownite circondati successivamente da zone di labradorite, andesina, oligoclasio, anortoclasio, sanidino sodico fino a sanidino meno sodico come zona esterna. E' importante qui il fatto che la transizione dalle zone plagioclastiche a quelle alcalifeldspatiche è completamente continua. In altre trachiti e nelle latiti si trovano gli stessi nuclei bytownitici circondati da zone plagioclastiche più acide, ma le zone di oligoclasio mancano e si ha un passaggio brusco, dall'andesina all'anortoclasio o anche al sanidino sodico,

dovuto ad una lacuna di miscibilità. In tal caso si può talvolta osservare che la zona più esterna del sanidino è più ricca di soda di quelle più interne, il che è in pieno contrasto con ciò che si osserva ogni tanto nei cristalli a zonatura continua<sup>7)</sup>.

La *sodalite* forma normalmente l'ultima mesostasi xenomorfa. Soltanto in qualche alcalitrachite (per es. di Case Fundera) essa si presenta in bei cristalli rombododecaedrici perfettamente idiomorfi, ma questi non fanno parte della vulcanite propriamente detta essendo impiantati nei vacuoli della roccia e quindi di formazione posteriore dovuta a processi pneumatolitici.

La *nefelina* si trova soltanto nelle fonoliti sodalitiche in piccoli fenocristalli, sempre circondati da corone di ornblenda cataforitica e di cossirite in minuti cristalli.

Ciò dimostra che la nefelina — pur presentandosi in fenocristalli ben formati — è di formazione posteriore a quella dei microliti femici i quali venivano spostati e respinti ma non inglobati dai cristalli di nefelina in lenta formazione.

Il *quarzo* in forma cristallina è estremamente raro ad Ischia. Esso si trova ogni tanto come prodotto secondario, idrotermale, nelle trachiti autometamorficamente silicizzate ed è in tal caso probabilmente dovuto alla ricristallizzazione di silice amorfa, la quale si trova in forma di opale, assieme con un pò di calcedonio, nelle medesime condizioni di giacitura. E' di grande importanza però, che le latiti e trachiti contengono fino al 4 % di quarzo normativo occulto nella mesostasi vetrosa, come per es. la trachite del dicco dei Cafieri tra Porto d'Ischia e Casamicciola<sup>8)</sup>.

L'*olivina* si trova in piccoli fenocristalli in qualche trachite e

<sup>7)</sup> La spiegazione di questo strano comportamento sta nel fatto che la quantità di sostanze volatili presenti nel magma, e la pressione, influiscono fortemente sulla temperatura di fusione dei minerali e con ciò anche sull'ampiezza della lacuna di miscibilità dei feldspati e sull'andamento delle vie di cristallizzazione.

<sup>8)</sup> A titolo di curiosità citiamo ancora un ciottolo angoloso di quarzo grigio azzurrognolo chiaro che abbiamo trovato nella Cava Fontana presso Bagni (Casamicciola) e che contiene parecchia pirite aurifera. Essendo escluso che qualcheduno abbia portato questo campione in quel posto solitario, dobbiamo concludere che esso proviene dal materiale dilavato dei tufi franati sovrastanti. Senza voler far nascere vane speranze accenniamo a due fatti:

1° Giacimenti di oro vulcanici legati a latiti sono conosciuti nelle „bonanzas“ del Montana e del Cripple Creek in Colorado.

2° Esistono documenti storici che parlano, seppure in modo poco chiaro, di uno sfruttamento nel medioevo di giacimenti di oro ad Ischia.

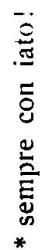


Fig. 6. Diagrammi che mostrano la successione nella formazione dei minerali nel tempo. E' mostrata la variazione di composizione di minerali di serie isomorfe (inclinazione dei tratti) e la quantità di essi che si forma nella unità di tempo (spessore dei tratti)



nelle latiti. Essa è sempre corrosa in seguito alla reazione con la massa fusa dovuta alla fusione incongruente del pirosseno. La sua composizione media è di circa 80 % forsterite e 20 % faialite. Ogni tanto si può constatare una leggera zonatura con nuclei di circa 15 % di faialite e zone esterne fino a 25 % di faialite. La quantità di questi fenocristalli non supera mai il 6 %. La medesima olivina si trova arricchita al 15 % in peso nei gabbri bytownitici. E' da notare il fatto che in una roccia lamprofirica l'olivina forma fenocristalli idiomorfi che rappresentano il 5 % della roccia.

I pirosseni sono di natura varia secondo la roccia e dimostrano spesso una zonatura marcata. Nelle fonoliti sodalitiche s'incontrano microfenocristalli di egirinaugite, fortemente zonata, con nuclei formati da una diopsidaugite leggermente egirinica e fortemente hedenbergitica. Le zone esterne sono sempre più egiriniche e l'estrema zona è qualche volta formata da una egirina quasi pura. I fenocristalli pirossenici delle trachiti sono diopsidaugiti con orli leggermente egirinici, in complesso meno ricchi di ferro. Ancora più diopsidici sono i fenocristalli nelle latiti.

Gli anfiboli sono assai rari nelle vulcaniti ischitane. Soltanto nelle fonoliti ed alcalitrachiti sodalitifere s'incontrano microfenocristalli di anfiboli cataforitici e arfvedsonitici e di cossirite e rhoenite. Essi sono troppo piccoli per poter servire da veicoli della differenziazione gravitativa.

Fenocristalli di biotite si possono trovare in tutte le specie di vulcaniti ischitane. Essi sono piccoli e rari nelle fonoliti e passano al lepidomelano, più diffusi nelle rocce più basiche ove raggiungono anche dimensioni maggiori e sono meno ricchi in ferro (biotite s. str.). Ma in nessun caso essi superano il 6% della vulcanite. Notiamo ancora che nel lamprofiro, già citato per i suoi fenocristalli idiomorfici di olivina, la biotite si trova per lo più tra le microliti, ma anche fra i fenocristalli, essendo allora visibilmente corrosa. In tutto la biotite forma il 13 % (vol) del lamprofiro.

Esistono inoltre rocce formate quasi esclusivamente di biotite pneumatolitica (vedi pag. 679).

L'ilmenite è stata accertata fra i microfenocristalli di qualche latite; in genere essa sembra però più diffusa fra i microliti presentandosi in minute scaglie talvolta esagonali. La magnetite predomina fra i minerali opachi in tutte le rocce. Essa si presenta in piccoli fenocristalli o granelli, ma più spesso in forma di polvere nella pasta fondamentale o inclusa in tutti gli altri minerali tranne nell'olivina e l'apatite.

L'ematite in piccole lamelle, esagonali o irregolari, trasparenti, di color rosso cupo, s'incontra soltanto nelle fonoliti sodalitiche, ove è però abbastanza diffusa, e in qualche trachite autopneumatolizzata.

L'apatite si trova in tutte le rocce in piccole quantità.

La titanite è diffusa in molte trachiti e alcalitrachiti e si presenta in granelli ellittici o anche in piccoli fenocristalli idiomorfici.

Nelle alcalitrachiti dello Zara si trovano piccole quantità di minerali rari come la lavenite e la woehlerite.

Nei vacuoli delle trachiti ed alcalitrachiti si trovano spesso impiantati piccoli cristalli di origine pneumatolitica fino a idrotermale. Fra essi citiamo i seguenti: sanidino, sodalite, hauyna, biotite, ematite, magnetite, titanite, apatite, augite gialla non ancora ben definita e, raramente, anche zircone, woehlerite, lavenite, fluorite e marialite. Nella trachite del Monte Nuovo è comune la calcite in cristalli (01 $\bar{1}$ 2) lenticolari.

Tenendo conto delle zonature tanto diffuse nei feldspati e nelle augiti, e degli inclusi molto frequenti, possiamo stabilire per i diversi tipi delle vulcaniti ischitane le successioni di cristallizzazione rappresentate graficamente nella figura 6. In questi diagrammi è tenuto conto del cambiamento della composizione che si verifica durante la cristallizzazione di serie isomorfiche.

Notiamo che la serie dei feldspati nelle trachiti è continua, ma può anche presentare un iato tra la formazione dell'andesina e quella dell'anortoclasio, lo stesso si verifica nelle latiti, ove però sembra predominare la serie discontinua.

Già da questi diagrammi puramente empirici, possiamo dedurre con certezza che le fonoliti sodalitiche e le alcalitrachiti sodalitifere non possono essere il prodotto di masse fuse restanti del consolidamento delle latiti o trachiti, perchè in queste l'ultimo resto ancora fuso contiene potenzialmente quarzo libero. Ammettendo solamente una differenziazione gravitativa dei cristalli, risulterebbero magmi quarz-alcalitrachitici o alcaliriolitici (liparitici), cioè magmi soprassaturi in silice mentre ad Ischia i magmi più leggeri sono tutti non saturi in silice. Inoltre essi si solidificano formando sodalite, del tutto o quasi completamente assente nelle rocce più basiche, le quali contengono al massimo tracce di cloro appena sufficienti per formare la cloro-apatite col  $P_2O_5$  presente.

Teoricamente, ammettendo che l'apatite formata non contenga Cl ma soltanto F o OH, tali tracce di cloro potrebbero essere sufficienti per garantire la formazione di una piccolissima quantità di so-

dalite durante la cristallizzazione dell'ultimo resto della massa fusa, e per avere un tale risultato bisognerebbe ammettere inoltre che la silice libera in eccesso sia stata consumata completamente nella reazione di trasformazione della olivina in pirosseno. Si potrebbe obiettare che le ultime tracce di liquido possono essere migrate verso l'alto formando ivi un magma fonolitico. Supponendo ciò, si deve però ammettere che il magma latitico si sia consolidato per almeno il 90, se non il 99 %, in profondità, producendo quindi una minima quantità di magma fonolitico emigrato. Questa supposizione è in contrasto con i fatti. Anzitutto la configurazione geologica del bacino magmatico esclude senz'altro la possibilità di un consolidamento tanto avanzato di ingenti masse di magma latitico, il quale tutt'ora è capace di eruzione e contiene pochi cristalli intratellurici. D'altro canto non possiamo concepire un qualsiasi meccanismo che abbia potuto causare la migrazione di una così piccola quantità di liquido, racchiusa negli interstizi dei cristalli già formati.

Difatti, se i cristalli fossero sferici e di uguale grandezza e tutti in contatto reciproco e disposti in maniera tale da lasciare uno spazio interstiziale minimo, questo rappresenterebbe sempre ancora più di un quarto dello spazio totale. Ora, i cristalli non sono nè sferici nè di uguale grandezza e lo spazio interstiziale è quindi considerevolmente ridotto, ma rappresenterebbe ancora almeno il 5 o 10 % dello spazio totale. Nemmeno la pressione potrebbe in tal caso spremere liquido fuori, pure schiacciando i cristalli e riducendoli in polvere. Possiamo perciò concludere già ora che il meccanismo della differenziazione del magma ischitano non può essere soltanto quello della differenziazione gravitativa dei cristalli.

#### V. Il meccanismo della differenziazione del magma ischitano

Nel capitolo precedente abbiamo riassunto i fatti che ci inducono ad ammettere che la differenziazione del magma ischitano sia avvenuta parzialmente già prima delle eruzioni più antiche, ed è tutt'ora in atto, nel bacino magmatico locale.

Difatti, non può esservi alcun dubbio che la composizione del magma varia col tempo e nello spazio in maniera continua e che tale cambiamento è dovuto ad un processo fisico-chimico ben definito, seppure alquanto complesso. Ricordando la definizione „dicesi differenziazione qualsiasi processo che da un magma separa un magma parziale di chimismo diverso“: è chiaro che ad

Ischia siamo in presenza di un tale fenomeno; si stratta ora di rendersi conto del suo meccanismo. Per chiarire bene le idee dobbiamo intenderci sul significato del concetto „magma“ definendolo così: „dicesi magma una massa silicatica naturale completamente fusa o in via di cristallizzazione, contenente in soluzione sostanze facilmente volatili, che forma unità geologiche, sotto o dentro la crosta terrestre“. Da ciò discende che in un magma in via di cristallizzazione, che consiste in una sospensione di cristalli già segregati in una massa fusa restante, quest'ultima — pur avendo una composizione alquanto diversa dal magma iniziale — non è un differenziato, ma soltanto una parte di esso, spazialmente non separata. Perchè essa diventi un magma differenziato bisogna che avvenga una separazione di essa dai cristalli già formati, o almeno di una parte di questi, di modo che risulti un magma parziale — completamente fuso o formante a sua volta una sospensione di cristalli in una massa fusa — con una composizione chimica globale diversa dal primo magma e che essa occupi, completamente ed uniformemente, uno spazio geologicamente considerevole, cioè almeno maggiore di qualche metro cubo. Quantità minori non possono formare „unità geologiche“, ma soltanto „schlieren“ entro il magma principale.

Ciò posto, è chiaro che il processo della differenziazione consiste principalmente in due gruppi di fenomeni e cioè:

1<sup>o</sup> nella segregazione di fasi chimicamente diverse del magma primitivo;

2<sup>o</sup> nella separazione spaziale di esse dal magma.

I fenomeni più efficaci del primo gruppo sono la formazione di cristalli e quella di bollicine di gas, ambedue certamente molto diffusi ad Ischia. La separazione spaziale poi è dovuta all'azione della gravità. Essa è integrale per le bolle di gas, le quali salgono nel magma trascinando con sè anche sostanze in se stesse meno volatili, come per es. i cloruri degli alcali e del ferro, mentre è selettiva per i cristalli secondo il loro peso specifico che può essere maggiore, uguale o minore di quello della massa fusa restante. La separazione dei cristalli è detta „differenziazione gravitativa“, mentre la separazione delle bollicine di gas dicesi „differenziazione pneumatolitica“<sup>9)</sup>.

---

<sup>9)</sup> A quest'ultima aggiungiamo anche le migrazioni di sostanze volatili per via di diffusione. Ma non è possibile per ora stabilire le importanze relative della diffusione e dell'ascesa di bollicine nella differenziazione pneumatolitica.

Da questi processi complicati non risulta naturalmente soltanto il magma differenziato dovuto all'impoverimento in cristalli e in gas, ma anche differenziati diversi nei quali certi cristalli o i gas ed il materiale trasportato da questi si arricchiscono. Ne risulta una serie continua di differenziati, che va dall'accumulo di cristalli pesanti con poco magma interstiziale al fondo del bacino magmatico, fino alla massa più leggera e ricchissima in sostanze volatili (o adatte al trasporto gassoso) al tetto del bacino e nelle apofisi o condotti vulcanici che si diramano da esso. Possiamo escludere a Ischia una assimilazione di materiale estraneo al magma e proveniente dalle rocce incassanti il bacino perchè — come risulta dal mio lavoro su Ischia — questo bacino giace al di sopra dei sedimenti dimodochè il magma viene in contatto soltanto con i suoi propri prodotti di cristallizzazione. I vari magmi differenziati debbono essere perciò prodotti magmatici puri, cioè non inquinati con materiale estraneo al magma: ad Ischia siamo quindi in presenza di un caso favorevolissimo per lo studio di una differenziazione pura.

La via ideale per tale studio sarebbe quella di stabilire l'eccesso o il difetto delle diverse specie di fenocristalli e di sostanze migrate con i gas in ogni singolo differenziato, rispetto al magma capostipite.

Purtroppo non si conosce con precisione la composizione del magma capostipite e questa via ideale ci è dunque preclusa.

Ma v'è di più: nessuno dei differenziati intermedi corrisponde al magma capostipite, come taluni credono, così che nemmeno per tentativi possiamo raggiungere il nostro scopo, scegliendo successivamente diversi differenziati intermedi quali rappresentanti del magma capostipite. Dobbiamo quindi seguire un'altra via nelle nostre ricerche, e precisamente, quella che tenterò ora di esporre.

Ogni differenziato differisce da qualsiasi altro della stessa serie, per un eccesso o un difetto in fenocristalli e sostanze trasportate dai gas. La natura stessa di queste fasi ci indica se esse sono immigrate o emigrate dall'alto verso il basso o viceversa. Possiamo perciò stabilire il connesso meccanico tra un differenziato e quello più leggero o più pesante di esso e con ciò, trattando consecutivamente tutti i differenziati nello stesso modo, dedurre il meccanismo della differenziazione. Applicando tale ragionamento ai differenziati principali del magma ischitano, confrontiamo ora i magmi latitici, trachitici, alcali-trachitici e sodalite-fonolitici del ciclo preistorico, riportando per maggiore comodità la loro composizione chimica media e quella modale delle vulcaniti rispettive negli specchi seguenti:

Tabella 5

*Composizione chimica media delle lave preistoriche e storiche antiche*

magma	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cl <sub>2</sub>
sod. fonolitico	60,59	18,05	3,27	0,24	1,90	7,64	7,13	0,66	0,23	0,29
alc. trachitico	61,03	18,01	3,94	0,39	2,07	6,72	6,71	0,70	0,08	0,35
trachitico	59,33	19,42	4,41	1,35	4,70	4,22	5,63	0,71	0,18	0,05
latitico	53,20	17,94	8,44	3,72	6,91	3,61	4,01	1,33	0,74	0,10

Tabella 6. *Composizione mineralogica media delle lave preistoriche e storiche antiche*

	Modi (% vol.)										
Vulcaniti olocristalline	Q	AF	Plg	Ne	Sod	Ol	Aug	Anf	Bi	Il +Mt	Tit Ap
sod. fonoliti	—	76	—	3	8	—	5	4	2	1 1/2	— 1/2
alc. trachiti	—	84	—	—	5	—	7	—	1	2	1/2 1/2
trachiti	2	67	17	—	—	—	7	—	2	3	1 1
latiti	—	40	35	—	—	1 1/2	10	—	3	8	— 2 1/2

Confrontando il magma trachitico con quello latitico, constatiamo nel primo un arricchimento di silice, alluminio ed alcali ed un impoverimento in tutte le altre sostanze, compreso il cloro. Modalmente ciò si esprime in un aumento del contenuto in feldspati alcalini (sanidino sodico ed anortoclasio), in un eccesso di silice (Q) ed in una diminuzione dei contenuti in minerali femici ed in plagioclasti, nella trachite.

La differenziazione gravitativa dei cristalli spiega questi fatti, almeno in linea generale, soddisfacentemente, così non vi può essere dubbio che i fenocristalli di plagioclasio basico, olivina, augite, biotite, titanomagnetite (o ilmenite) e di apatite — tutti più pesanti della massa fusa — sono discesi dal magma trachitico in quello latitico sottostante ed eventualmente anche oltre in profondità maggiori dalle quali provengono i campioni rigettati di pirossenoliti, gabbri, ecc. (= accumuli di cristalli pesanti).

L'arricchimento in sanidino nel magma trachitico può essere una conseguenza della sottrazione degli altri elementi e quindi di natura passiva.

Non è però da escludere che i fenocristalli sanidinici siano un poco più leggeri del magma e perciò migrati verso l'alto. In ogni modo possiamo spiegare la formazione del magma trachitico con una differenziazione gravitativa dei cristalli dal magma latitico come dimostra per es. il calcolo seguente.



Il magma latitico L si differenzia in un magma trachitico T in seguito alla sottrazione di una certa quantità  $x$  di cristalli C più pesanti del magma. La relazione:  $x C = L - (1-x) T$  vale naturalmente non solo per i magmi e segregati globali, ma anche per ogni singola componente chimica, e si ha per es.

$$x (\text{SiO}_2)_C = (\text{SiO}_2)_L - (1-x) (\text{SiO}_2)_T$$

Le soluzioni possibili del problema sono infinite, ma comprese fra il valore  $x=0$  e un valore massimo di  $x$  per il quale una delle componenti chimiche di C diventa zero. Fra queste infinite soluzioni la maggioranza è senz'altro da escludere perchè, o esse corrispondono a composizioni medie dei cristalli C incompatibili con la natura dei fenocristalli effettivamente osservati nelle latiti, o esse richiederebbero una tale quantità di cristalli da sottrarre, da far cadere in contraddizione evidente con i fatti geologici osservati.

Nel caso nostro possiamo subito vedere, che le soluzioni possibili si debbano trovare intorno a  $(\text{SiO}_2)_C = 40\%$ . Per questo valore si ha  $x = (59,33 - 53,20) : (59,33 - 40,00) = 0,316$ . Cioè la quantità  $x$  di cristalli è 31,6 % del magma latitico e quella  $(1-x)$  del magma trachitico risulta 68,4 %.

Calcolando la composizione media dei cristalli da sottrarre per il valore  $\text{SiO}_2 = 40\%$  troviamo il seguente risultato.

Quantità dei cristalli in

% del magma latitico	$\text{SiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	FeO	MgO	CaO	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{TiO}_2$	$\text{P}_2\text{O}_5$	$\text{Cl}_2$
31,64	12,62	4,66	5,43	2,80	3,71	0,72	0,16	0,85	0,62	0,07

Conoscendo la composizione chimica dei singoli minerali, che possono formarsi e separarsi dal magma latitico, possiamo calcolare la composizione mineralogica del miscuglio sottratto. Non avendo a disposizione analisi eseguite su tali minerali, dobbiamo ricorrere a quelle di minerali analoghi trovati in vulcaniti simili, valendoci anche di tutti i dati ottici determinati con la massima cura. L'augite che forma il 90 % della pirossenolite analizzata, accanto a un pò di magnetite, ilmenite, apatite, natronsanidino e biotite, permette di calcolare approssimativamente la sua composizione chimica. Quanto ai feldspati, conviene calcolare separatamente il contenuto in molecole albitiche, anortitiche e ortoclasiche teoriche; anche per l'apatite, l'ilmenite e la magnetite si possono utilizzare le composizioni stechiometriche delle sostanze pure teoriche.

Benchè questi dati siano soltanto approssimativi essi permet-

tono senz'altro di stabilire la composizione mineralogica cercata con una esattezza largamente sufficiente per i nostri scopi. Lo specchio seguente riunisce le composizioni dei minerali che sono state adoperate per i calcoli:

Minerale	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cl <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O
ortoclasio Or	64,74	18,35	—	—	—	—	16,91	—	—	—	—
albite Ab	68,70	19,47	—	—	—	11,83	—	—	—	—	—
anortite An	43,17	36,69	—	—	20,14	—	—	—	—	—	—
Diopsidaugite	49,8	5,3	8,8	13,1	21,8	1,0	0,2	—	—	—	—
Olivina	40,7	—	12,2	46,5	—	—	—	—	—	—	—
Biotite	40,4	13,4	18,8	12,3	1,1	1,5	6,2	1,9	—	—	(4,4)
Magnetite	—	—	100,0	—	—	—	—	—	—	—	—
Ilmenite	—	—	47,4	—	—	—	—	52,6	—	—	—
Apatite	—	—	—	—	53,0	—	—	—	40,3	6,7	—

La composizione mineralogica della miscela risulta in base ai dati suddetti come segue:

*% in peso del magma latitico*

apatite	1,5	
Magnetite	2,9	} 4,4
ilmenite	1,5	
titanomagnetite		
diopsidaugite	6,0	
olivina	3,9	
biotite	1,9	
plagioclasio (Or <sub>2</sub> Ab <sub>39</sub> An <sub>59</sub> )	13,9	
	31,6	

Questo calcolo naturalmente ha un solo scopo informativo e rappresenta una delle innumerevoli possibilità (simili però tra di loro) per spiegare quantitativamente il meccanismo della differenziazione gravitativa. Il risultato di esso non è in contraddizione con le quantità di fenocristalli che sono a disposizione nel magma latitico. Soltanto per l'olivina la cifra di 3,9 % può sembrare troppo alta, perchè normalmente le latiti contengono in media soltanto 1½ % di olivina. Teoricamente si potrebbe però argomentare che la quantità di olivina che cristallizza dal magma latitico sia maggiore, ma che — in un secondo tempo — una parte dei cristalli viene corrosa e ridisciolta per causa della fusione incongruente delle augiti. La sottrazione di questi cristalli prima della reazione con la massa fusa restante spie-



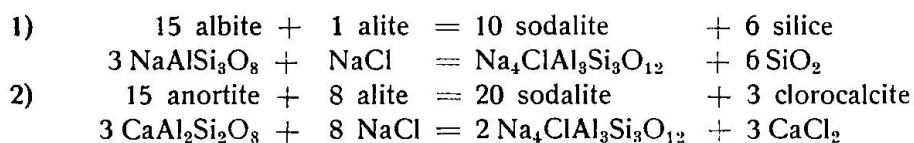
gherebbe allora l'eccesso di silice che si constata nel magma trachitico.

Vedremo però subito un altro fenomeno che può essere la causa di questo eccesso di silice.

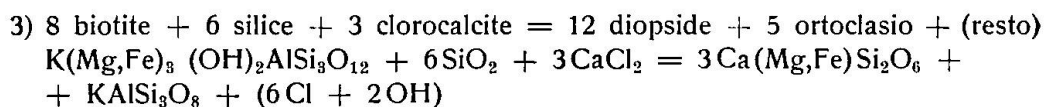
Confrontando il magma trachitico con quello alcalitrachitico, fino a fonolitico, vediamo che anche qui si ha un'ulteriore arricchimento di sanidino nell'alcalitrachite, la scomparsa completa di plagioclasio ed una diminuzione di biotite, ilmenite, magnetite, titanite e apatite mentre il contenuto in augite rimane praticamente costante. D'altro canto appare qui la sodalite in considerevoli quantità (5 % a 8 %). La scomparsa della silice in eccesso e l'apparizione della sodalite sono fatti che non si possono spiegare con la sola differenziazione gravitativa di fenocristalli perchè ambedue i minerali sono di ultima cristallizzazione e quindi non ancora formati quando la differenziazione è in atto. Ma anche un arricchimento passivo della sodalite nella massa fusa restante, in seguito alla sottrazione di altri fenocristalli, è escluso perchè nei magmi latitici e trachitici il cloro presente entra completamente nelle molecole apatitiche, che vengono segregate fra i primi fenocristalli.

L'unica spiegazione possibile è offerta dalla differenziazione pneumatolitica, cioè dal trasporto gassoso di sostanze volatili alle temperature magmatiche, come per es. i cloruri degli alcali, del ferro, ecc. ed i fluoruri di silicio e titanio per citare i più importanti.

L'apporto di NaCl — e questo è, come abbiamo visto al Vesuvio, il cloruro più facilmente trasportabile sotto le condizioni regnanti nel magma — ha per conseguenza una relativa desilicizzazione e la formazione di sodalite a spese dei plagioclasii, come risulta dalle relazioni teoriche seguenti<sup>10)</sup>:



La silice e la clorocalcite ipotetiche reagiscono inoltre secondo la 3)

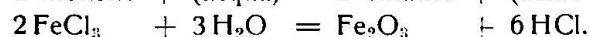


<sup>10)</sup> Per le relazioni riportate si è usato il metodo di NIGGLI delle molecole base. Vedi [16] e [6].

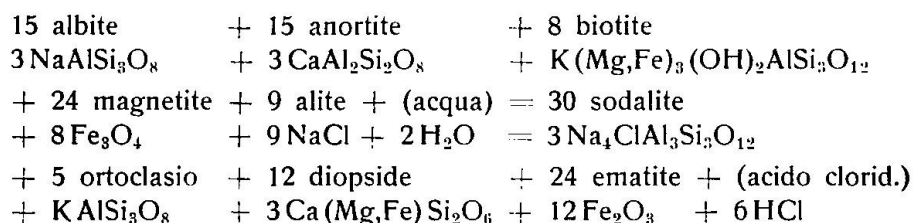
4) 24 magnetite + (resto) = 22 ematite + 2 molisite + (acqua)



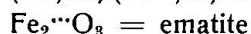
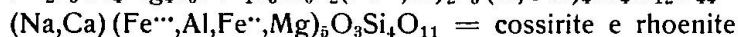
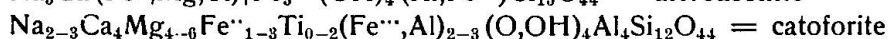
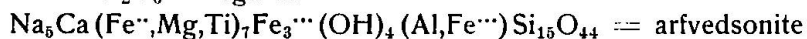
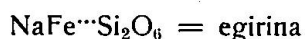
5) 2 molisite + (acqua) = 2 ematite + (acido cloridrico)



Per evitare malintesi, diciamo subito che non tutte queste equazioni rappresentano singoli processi che si verificano sui minerali già formati, ma in parte soltanto processi teorici che possiamo immaginare siano avvenuti nel magma prima della cristallizzazione. Così la formazione di  $\text{CaCl}_2$  o di cloro libero o di quarzo non avviene di certo. Sommando tutte le cinque equazioni risulta però una relazione che ci rivela chiaramente l'azione del NaCl sul magma trachitico.



Si vede che in seguito all'apporto di  $\text{H}_2\text{O}$  e NaCl al magma trachitico (T), il quale contiene potenzialmente fra gli altri minerali come il sanidino, anche plagioclasio, biotite e magnetite — risulta un magma fonolitico — sodalitico (F) che contiene invece potenzialmente, accanto allo stesso sanidino, sodalite, diopside ed ematite ed è arricchito inoltre di molecole ortoclasiche che aumentano il contenuto in potassio del sanidino mentre l'acido cloridrico liberato viene esalato durante le eruzioni. Ciò spiega l'andamento antitetico dei contenuti in plagioclasio e sodalite constatato nelle vulcaniti ischitane, come anche il fatto che il magma fonolitico non è (o molto meno) riducente quanto quello trachitico; il che risulta fra l'altro dalla presenza di ferro trivalente o anche di ossigeno in eccesso nei pirosseni egirini, negli anfiboli cataforitici, arfvedsonitici, cossiritici e rhönitici e spesso anche dalla presenza di piccole lamelle di ematite; contenenti quindi molecole del tipo:



Recentemente (1945) ho studiato nuovi campioni della alcali-trachite della regione Zara raccolti nella cava del Monte Marecocco,

lunga la strada che conduce da Lacco Ameno a Forio. In sezione sottile si vedono grandi fenocristalli di plagioclasio zonato, da labradorite fino a oligoclasio, con un mantello di anortoclasio e natron-sanidino. In essi si trovano nelle parti centrali piccole masse irregolari di sodalite, che compenetrano il plagioclasio in forme mirmechitiche, e che evidentemente sono il prodotto di una metasomatosi. Ciò dimostra che l'equazione avanti riportata, con la quale volevo esprimere una delle reazioni tra i materiali del trasporto gassoso e il magma sovrastante, è anche applicabile all'azione dei gas sulla vulcanite o almeno sui fenocristalli già formati.

Tale metasomatosi spiega anche il fatto che nella medesima massa lavica dello Zara si trovano alcalitrachiti plagioclasifere fino a alcalitrachiti sodalitifere, se non fonoliti sodalitiche, con tutti i termini di passaggio tra di loro e con un comportamento nettamente antitetico del plagioclasio e della sodalite.

Il campione di cui sopra è una alcalitrachite plagioclasifera autopneumatolizzata ed è strettamente analoga alle alcalitrachiti sodalitifere, dovute alla differenziazione pneumatolitica.

La differenza genetica sta nel fatto che la prima è il prodotto dell'azione dei gas sulla vulcanite già formata (o almeno sui suoi fenocristalli già formati), mentre le seconde sono il prodotto dei medesimi gas entrati in reazione col magma ancora fuso.

In genere la sodalite di origine pneumatolitica è abbastanza diffusa a Ischia. Essa si presenta in nitidi cristalli rombododecaedrici, impiantati sulle pareti delle fessure e dei vacuoli delle alcalitrachiti, come per esempio nella cupola di ristagno del Castello, ove fu scambiata dal von RATH per un granato incolore.

L'ho riscontrata in condizioni analoghe nelle vulcaniti lungo la costa sud-orientale, al M. Vezzi, alla Punta del Chiarito, nella colata del M. Rotaro IV e in quella dello stesso Zara, dal quale proveniva l'alcalitrachite autopneumatolizzata di cui sopra.

Un esempio eccezionale per la sua ricchezza in sodalite ci fornisce la colata presso le Case Fùndera tra Casamicciola e Lacco Ameno. Questa vulcanite deve essere classificata, secondo la sua composizione mineralogica quantitativa, fra le fonoliti sodalitiche. Non vi può essere dubbio però che la sodalite è un prodotto pneumatolitico. Difatti essa si presenta in cristalli completamente idiomorfici, del diametro da uno a due millimetri, che giacciono in una massa fondamentale assai porosa a tessitura trachitica formata per il 95 % da sanidino di dimensioni microlitiche.

Rompendo la roccia col martello, i cristalli di sodalite si stac-

cano facilmente rilasciando un vuoto rotondeggiante e non un'impronta della forma cristallina.

Evidentemente questi cristalli si sono formati in un magma bollente e schiumeggiante, ricchissimo di sostanze volatili. In un certo qual modo, si può dire che siamo in presenza di un caso limite di un prodotto della differenziazione pneumatolitica e dell'autopneumatolisi. E' da notare inoltre una distribuzione abbastanza irregolare dei cristalli di sodalite, che si trovano spesso arricchiti in certe schlieren; segno che il magma era già in via di consolidamento e molto viscoso quando si formarono questi cristalli.

Quanto alla desilicizzazione relativa, prodotta dal processo ora descritto, è da notare che la quantità di  $\text{SiO}_2$  nel magma non viene alterata, ma che quella degli alcali aumenta, il che fa naturalmente diminuire il valore molecolare di „si“ e aumentare il valore negativo di „qz“, cioè il difetto di silice necessaria per la saturazione delle basi presenti. L'acido silicico prende il posto di quello cloridrico il quale viene esalato a suo tempo. Possiamo quindi parlare con più proprietà di una deacidificazione piuttosto che di una desilizzazione.

L'effetto è in ogni modo quello di far ripiegare verso valori più bassi di „si“ le curve delle basi del diagramma di differenziazione, costruito in base ai valori molecolari di NIGGLI. Nel medesimo tempo aumenta „alk“, in senso antitetico di „si“, cioè in senso opposto di quanto succede nella differenziazione gravitativa dei cristalli. Perciò troviamo una dispersione enorme dei valori „alk“ tra  $\text{si} = 220$  e  $\text{si} = 240$ . La spiegazione dell'origine del magma alcalitrachitico e di quello fonolitico-sodalitico, mediante la differenziazione pneumatolitica, ci fa capire inoltre la coesistenza di magma trachitico con quello fonotitico nel medesimo bacino magmatico, il che non sarebbe possibile spiegare col meccanismo della sola differenziazione gravitativa dei cristalli.

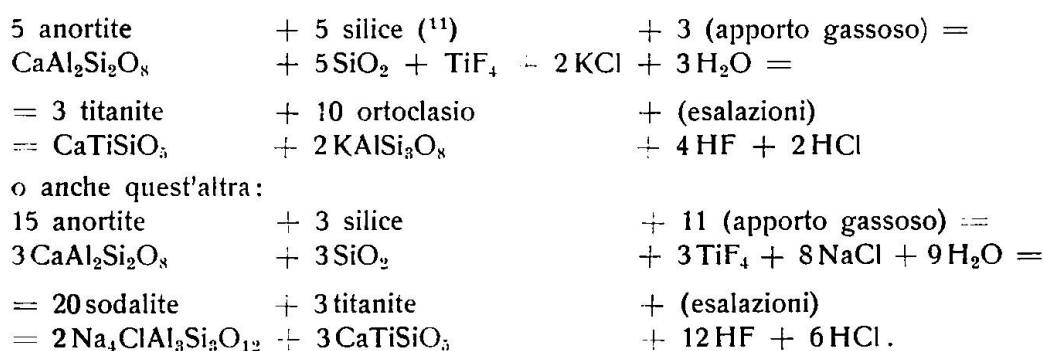
Come abbiamo visto l'immigrazione di  $\text{NaCl}$  equivale ad una desilicizzazione; per conseguenza l'emigrazione di esso deve avere un effetto opposto, cioè deve liberare  $\text{SiO}_2$ . Crediamo perciò che l'eccesso di silice nel magma trachitico, e la desilicizzazione sempre crescente nei differenziati alcalitrachitici e fonolitici sovrastanti, siano dovuti al trasporto gassoso di  $\text{NaCl}$  (e in minor quantità di  $\text{KCl}$  e  $\text{FeCl}_3$ ) dal basso verso l'alto.

Altro fatto, che non si può spiegare con la sola differenziazione gravitativa dei cristalli, è la presenza di quantità maggiori di titanite e di apatite nei differenziati più leggeri. Anche qui la diffe-

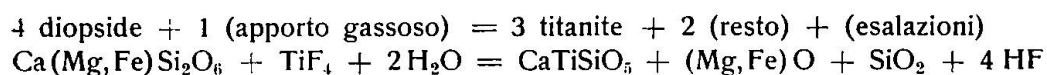
renziamento pneumatolitico ci fornisce la chiave del problema. Vediamo prima il caso della titanite che manca nelle latiti, mentre si trova spesso però nelle trachiti ed alcalitrachiti. Evidentemente si tratta di un minerale di prima formazione con un peso specifico molto superiore a quello del magma. E' da escludersi perciò che la titanite sia venuta a galla dopo la sua formazione nel magma latitico. In quest'ultimo la titanite non si forma affatto e tutto il titanio entra o nell'ilmenite o nella titanomagnetite e in minor quantità nelle molecole pirosseniche e nella biotite. Ora il titanio forma più composti facilmente volatili come per es. il  $\text{TiF}_4$  ed il  $\text{TiCl}_4$ , ambedue molto adatti al trasporto gassoso ed ambedue accessibili all'idrolisi nei livelli più alti e più ricchi di vapor di acqua.

Il  $\text{TiO}_2$  così formato si riunisce con  $\text{CaO}$  e  $\text{SiO}_2$ , per formare la titanite  $\text{CaTiSiO}_5$ . La fissazione di  $\text{CaO}$  e  $\text{SiO}_2$  nella titanite, diminuisce naturalmente la quantità potenziale delle molecole anortitiche o diopsidiche, di modo che si può anche dire che la titanite si forma a spese dei plagioclasii o dei pirosseni. Nel primo caso vengono messi a disposizione  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{SiO}_2$  che si uniscono per es. con  $\text{KCl}$  o  $\text{NaCl}$  (apportati egualmente per trasporto gassoso) per formare feldspati alcalini o foidi.

Processi di questo genere possiamo formulare per es. con relazioni come le seguenti:



Come per esempio per il secondo caso (cioè formazione della titanite a spese dei pirosseni) citiamo la relazione seguente:

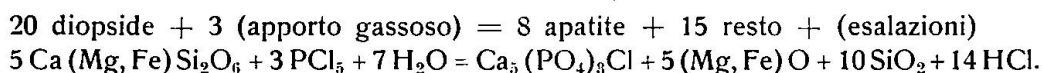



---

<sup>11)</sup> Probabilmente una parte del silicio che entra in queste reazioni proviene anche dalla profondità mediante trasporto gassoso in forma di  $\text{SiF}_4$  o  $\text{SiCl}_4$  ambedue volatili.

Il resto, formato da  $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$  e  $\text{SiO}_2$ , entra nelle molecole anfiboliche nelle quali  $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$  predomina sempre sul  $\text{CaO}$ <sup>12)</sup>. Anche in tutti questi esempi non si tratta naturalmente di reazioni tra minerali, già formati, con gli agenti gassosi, bensì di processi molecolari che si verificano nel magma ancora fuso, cioè nello stato di un sistema molecolare disperso.

Quanto alla formazione dell'apatite nei differenziati leggeri, essa si può facilmente spiegare in maniera del tutto analoga a quella precedente. Anche il fosforo forma facilmente composti volatili come per es.  $\text{PH}_3$ ,  $\text{PCl}_3$ ,  $\text{PCl}_5$ , ecc. che si decompongono in seguito all'idrolisi dando  $\text{P}_2\text{O}_5$  che si riunisce con  $\text{CaO}$  e  $\text{Cl}$  per formare l'apatite di origine autopneumatolitica magmatica. Anche la formazione della apatite va a spese dei plagioclasti o dei pirosseni diopsidici come si vede per es. dalla seguente relazione:



Riassumendo possiamo stabilire che la differenziazione gravitativa dei cristalli è certamente il meccanismo predominante nelle parti profonde del bacino magmatico, e spiega in maniera soddisfacente la formazione dei magmi differenziati latitici e trachitici come anche la formazione delle rocce pirossenolitiche e gabbriche trovate tra i blocchi rigettati. Per spiegare la genesi dei magmi più leggeri, alcalitrachitici e sodalite-fonolitici, bisogna però fare intervenire anche la differenziazione pneumatolitica, la quale diventa poi predominante nella formazione del magma fonolitico. L'importanza del trasporto gassoso è evidente nella formazione della sodalite, titanite, apatite, degli anfiboli sodici con  $\text{Fe}^{+++}$  e ossigeno in eccesso, dell'ematite, ecc. e spiega inoltre il meccanismo delle esalazioni. La differenziazione gravitativa da sola non può assolutamente spiegare la variabilità manifesta dei magmi ischitani.

<sup>12)</sup> Questi e simili processi spiegano anche l'abbondanza di esalazioni fluoridriche, tanto caratteristiche nella regione trachitica campana che fu detta appunto „zona fluorifera“ da A. SCACCHI [27]. I blocchi rigettati di calcari e dolomie che si trovano nei tufi grigi trachitici della Campania — come per es. a Fiano presso Nocera o nel sottosuolo pompeiano — dimostrano che l'acido fluoridrico venne fissato formando la fluorite, la nocerina  $(\text{Ca}, \text{Mg})_3\text{OF}_4$  e altri minerali fluoriferi. Anche tra i prodotti di sublimazione dell'attuale Vesuvio non mancano i fluoruri come per es. la malladrite  $\text{Na}_2\text{SiF}_6$ , l'avogadrite  $(\text{K}, \text{Cs})\text{BF}_4$ , la criptoalite  $(\text{NH}_4)_2\text{SiF}_6$  ed altri. Il fluoro è inoltre diffuso in molti minerali di contatto del Somma, specialmente nelle miche, nelle humiti, nella Vesuvianite, ecc.

Per rendersi quantitativamente conto, almeno in linea generale, degli spostamenti di sostanze, possiamo eseguire un calcolo approssimativo.

Sottraendo i valori delle alcalitrachiti da quelli delle trachiti — cioè supponendo che la perdita e l'acquisto da parte del magma alcalitrachitico di sostanze analizzate, siano uguali — troviamo le differenze seguenti.

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cl <sub>2</sub>
- 1,69	+ 1,40	+ 0,48	+ 0,96	+ 2,63	- 2,50	- 1,08	0	+ 0,10	- 0,3

Questa differenza si può spiegare quantitativamente con le migrazioni seguenti:

fenocristalli sottratti (discesi)	fenocristalli aggiunti (saliti)	sostanze aggiunte per trasporto gassoso	
10,5% plagioclasio		5,0% SiF <sub>4</sub>	} corrispon- denti a: 2,9% F <sub>2</sub> e 4,3% Cl <sub>2</sub>
7,5% augiti	10% sanidino	5,1% NaCl	
0,5% titano-magnetite		1,6% FeCl <sub>3</sub>	
0,3% apatite		0,4% KCl	
		0,2% TiF <sub>4</sub>	
18,8%	10%	12,2% + H <sub>2</sub> O, HCl, H <sub>2</sub> S, CO <sub>2</sub> ecc.	

Il 0,3 % di cloro viene fissato nella sodalite, mentre il resto di 4,0 % si libera, assieme ai 2,9 % di fluoro, i formando HCl e HF in seguito all'idrolisi che richiede il 4 % di H<sub>2</sub>O. Questi numeri sono in pieno accordo con i dati modali osservati direttamente.

Volendo invece supporre una parte più importante della differenziazione gravitativa dei cristalli, si urta presto con la mancanza di fenocristalli disponibili (augiti = 8 %; plagioclasio = 18 %). Possiamo perciò concludere che il trasporto gassoso è altrettanto importante come il trasporto di fenocristalli; anzi il totale della migrazione di sostanze volatili (compreso H<sub>2</sub>O, HCl, ecc.), deve superare di gran lunga quella dei cristalli (calcolando in peso). Quanto al passaggio del magma alcalitrachitico a quello fonolitico un calcolo analogo dà i seguenti risultati:

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O
A-F = + 0,50	- 0,02	+ 0,67	+ 0,15	+ 0,17	- 0,91
K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cl <sub>2</sub>		
- 0,42	+ 0,04	- 0,15	+ 0,06		

A questi valori corrisponde una migrazione minima di cristalli del 1,3 % e precisamente di 1,2 % augiti e 0,1 % di titanite. I cristalli aggiunti per gravità sono 0,3 % di nefelina e le sostanze ag-



giunte per trasporto gassoso sono: 1,5 % NaCl, 0,6 % KCl e 0,4 %  $\text{PCl}_5$ . A ciò si debbono aggiungere una piccola quantità di  $\text{FeCl}_3$  e  $\text{TiF}_4$  immigrata. Inoltre è evidente il fatto che fra le sostanze esalate durante le eruzioni si trovano — oltre ai gas  $\text{H}_2\text{O}$ , HCl, HF,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{CO}_2$ , ecc. — anche sostanze come NaCl, KCl,  $\text{FeCl}_3$ ,  $\text{SiF}_4$ ,  $\text{Ti}_4$ , ecc. che formano sublimati come tali (NaCl, KCl) o dopo idrolisi ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ; questi ultimi nei silicati sublimati). Si vede che la genesi del magma sodalite-fonolitico è dovuta in grande predominanza alla differenziazione pneumatolitica.

Dopo aver stabilito così in linea di massima l'andamento generale della differenziazione principale del magma ischitano preistorico, dobbiamo ora trattare brevemente la genesi di qualche tipo di magmatite venuta a nostra conoscenza come blocco rigettato.

Il „gabbro olivinico“ trovato incluso nella lava dell'Arso è senza dubbio un accumulo di cristalli pesanti discesi nel magma e rinsaldati da una infima quantità di massa interstiziale. Esso è formato da 41,0 % (vol.) di diopsidaugite, 41,8 % di bytownite, 12,5 % di olivina in granelli corrosi e da 4,6 % di titanomagnetite; tutti minerali che si trovano anche come fenocristalli nella lava dell'Arso.

Anche la *pirossenolite* che si è trovata quale blocco rigettato nel tufo superiore della Scarrupata rappresenta un accumulo di cristalli pesanti calati nel magma. Circa il 90 % della roccia è formato da cristalli di diopsidaugite hedenbergitica. Il resto consiste in una massa fondamentale che ha la composizione seguente: micro-liti idiomorfici di diopsidaugite, biotite, ilmenite e apatite e mesostasi allotriomorfa di feldspati alcalini e plagioclasti basici.

Questa massa fondamentale rappresenta il prodotto di cristallizzazione di un magma interstiziale latitico, arricchito di Fe e Mg e forse anche di Al e K provenienti dalla rifusione di cristalli sedimentati di augite e biotite.

Questo fenomeno di rifusione è più evidente nel lamprofiro *alcalino* che si è trovato in forma di un piccolo dicco in un blocco di microsienite analcimica (alcalitrachite analcimizzata in facies ipoabissale). La composizione mineralogica è approssimativamente la seguente:

% vol.	piccoli fenocristalli	massa fondamentale
Feldspati alcalini	0	30 (incl. un pò
plagioclasio intermedio	14	0 di vetro)
diopsidaugite	13	22
olivina	5	0
biotite	4	9
magnetite e ilmenite	0	3



La composizione chimica è „caianitica“, all'incirca con i valori molecolari seguenti:

si	al	fm	c	alk	k	mg	qz
105	15	52	24	9	0,45	0,6	— 31 lamprofiro

L'olivina si presenta in cristalli idiomorfici non corrosi, i fenocristalli di augite, plagioclasio e più ancora quelli di biotite sono invece corrosi. I microliti di biotite e di augite sono spesso scheletriformi e formano un vero feltro con compenetrazioni. La magnetite è arricchita intorno ai fenocristalli di biotite. Tutti questi fatti indicano una parziale rifusione dei fenocristalli, tranne di quelli della olivina.

Ora ciò è proprio il contrario di quello che si dovrebbe aspettare secondo le leggi fisico-chimiche del consolidamento di un magma del tipo in questione. Non si può qui trattare di un magma che ebbe dall'inizio la suddetta composizione, bensì di un magma latitico (o eventualmente trachitico) nel quale immigrarono cristalli di biotite, di plagioclasio e di augite discesi dai magmi sovrastanti. Questi fenocristalli vennero poi parzialmente rifusi aumentando i contenuti in Fe, Mg, Ca, Al, K.

Così si spiega anche la presenza di piccoli cristalli idiomorfici di olivina, che non sono immigrati come tali (se ciò fosse il caso essi sarebbero corrosi come quelli delle latiti o trachiti), ma cristallizzati in situ dal magma stesso dopo la rifusione della biotite la quale contiene potenzialmente l'olivina.

Il trasporto gassoso di sostanze in se stesse poco volatili, viene comprovato dai numerosi minerali pneumatolici che si trovano quasi in tutte le lave di Ischia. Essi tapezzano le pareti delle spaccature, delle bolle e dei vuoti miarolitici delle diverse rocce trachitiche e delle sanidiniti. Specialmente in queste ultime si trovano talvolta magnifici piccoli cristalli di magnetite, ematite, titanite, sodalite, sanidino e specialmente di una biotite marrone-rossastra, più di rado si trovano augite gialla (ancora poco conosciuta), lavenite, wöhlerite, apatite, fayalite, zircone e fluorite. Non è il caso di entrare qui in dettagli; vorrei però dire qualche parola sulla biotite, perchè la sua formazione pneumatolitica ci spiega la natura di certi blocchi rigettati che si presentano come autentiche magmatiti cristallizzate dal magma fuso. La biotite pneumatolitica è caratterizzata dalla sua biassicità ottica con un angolo 2V da 25 a 50°, con fortissima dispersione, e dal pleocroismo sensibile osservato in direzione della bisettrice acuta, cioè sulle lamine di sfaldatura.

In questo comportamento ottico essa corrisponde perfettamente alla cosiddetta calciobiotite dello ZAMBONINI [31], che si trova nei blocchi calcarei metamorfosati di Fiano e Nocera associata alla nocerina, alla fluorite ed altri minerali tutti di origine pneumatolitica.

E' degno di nota il fatto che nelle trachiti a biotite si possono osservare, talvolta nella medesima sezione sottile, fenocristalli di biotite marrone scura, otticamente uniassiche, che sono ogni tanto circondati da corone granulose di magnetite (ilmenite) e olivina dovute al riassorbimento magmatico e dei cristalli di biotite marrone-rossastra, biassica con forte dispersione di 2V, completamente inalterati e idiomorfiche, che si trovano nelle parti più porose della roccia e che sono di origine pneumatolitica. Ora ho trovato tra le scorie dell'Arso un blocco rigettato di forma irregolare rotondeggiante delle dimensioni di  $6 \times 11$  cm, formato in stragrande predominanza da biotite marrone-rossastra e da piccole quantità di plagioclasio basico. Secondo la composizione mineralogica si potrebbe denominare questa roccia una biotite a plagioclasico, che si potrebbe pensare dovuto all'accumulo di cristalli di biotite nella profondità del bacino magmatico in seguito alla differenziazione gravitativa. A questo modo di vedere si oppongono però la struttura porosa della roccia, la assoluta mancanza di una massa interstiziale vetrosa o microcristallina e, principalmente, la natura della biotite che è tipicamente quella di una biotite pneumatolitica. Credo perciò dover concludere che questo blocco rigettato proviene da un riempimento pneumatolitico di una fessura nel tetto del bacino magmatico.

Anche il blocco rigettato di una melafoyaite sodalitica a biotite, che ho già descritto nel 1930 sotto il nome „lamproitischer Sodalithsyenit“, si è ora rivelato come un prodotto pneumatolitico analogo alla „biotitite“ di cui sopra.

Anche qui la biotite ha le proprietà tipiche della biotite pneumatolitica.

Queste due rocce hanno una posizione alquanto singolare nella sistematica delle magmatiti e si potrebbe finanche discutere se esse sono „vere rocce“, che formano delle unità geologiche e che meritano di essere inquadrare fra le magmatiti. Siamo qui in presenza di un caso analogo a quello della famosa „vesbite“ del WASHINGTON, la quale si conosce anche soltanto in forma di un piccolo blocco rigettato dal Somma e che è una roccia endomorfa e autopneumatolizzata [20], abbiamo cioè da fare con piccoli campioni di una paragenesi che, con ogni probabilità, è un prodotto di condizioni molto singolari e assai localizzate, ma non possiamo dire con sicurezza

che la loro diffusione è così ristretta che non si ha il diritto di parlare di una roccia. In ogni modo sono dell'avviso che una tale roccia non merita un nome speciale (come la vesbite) e preferisco di usare una denominazione generale aggiungendo un aggettivo che esprime la formazione speciale di essa; nei casi presenti direi „biotitite pneumatolitica“ e „melafoyaite sodalitica a biotite di origine pneumatolitica“.

Fra i minerali pneumatolitici il sanidino è abbastanza diffuso e forma talvolta masse fortemente miarolitiche che riempiono i vuoti preesistenti della roccia madre trachitica.

Questi piccoli ammassi di sanidino rassomigliano in tutto a un tipo di sanidinite assai diffuso tra i blocchi rigettati o inclusi nelle lave, tranne in quanto riguarda le dimensioni dei singoli cristalli, che possono raggiungere nelle sanidinitite fino a 15 cm di lunghezza e 9 cm di larghezza con uno spessore di oltre 2 cm. Le dimensioni medie sono però anche qui un decimo se non un ventesimo di quelle massime citate. Nelle cavità miarolitiche si trovano spesso piccoli cristalli pneumatolitici o dello stesso sanidino o anche di magnetite, titanite, sodalite, ecc. Tenendo conto anche della giacitura di questo tipo di sanidinite (inclusi angolari nelle lave alcalitrachitiche dello Zara e della colata di S. Alessandro) vengo alla conclusione che queste sanidinitite sono interamente di origine pneumatolitica. La loro formazione si spiegherebbe come segue: sopra la bocca del vulcano si forma in un primo tempo una cupola di ristagno che si circonda da una crosta più o meno potente di trachite compatta. L'afflusso di magma viscoso nell'interno fa sì che tale crosta si squarcia qua è là e specialmente nel tetto della cupola. I gas sfuggono attraverso le spaccature così formate e depositano il materiale silicatico trasportato con loro a pressioni e temperature più elevate. Nascono così dicchi per lo più irregolari e tozzi di sanidinite che sono una specie di pegmatite formata a bassa pressione.

Coll'accrescimento della cupola la pressione idrostatica sui fianchi vince finalmente la resistenza delle pareti, la cupola si squarcia lateralmente, lasciando uscire una colata lavica laterale; il tetto si frantuma e crolla ed i suoi detriti (fra i quali anche i pezzi dei dicchi sanidinitici) vengono inglobati nella lava effluente e trascinati dalla colata. Difatti, nella poderosa colata dello Zara si riconoscono facilmente blocchi di tutte le dimensioni di una trachite, visibilmente alterata dall'autopneumatolisi, i quali provengono evidentemente dal tetto crollato di una cupola di ristagno formatasi anteriormente e della quale esistono ancora i ruderi nella parte sud-orientale dello Zara.

Le sanidiniti miarolitiche di origine pneumatolitica, di cui sopra, rappresentano il tipo più diffuso ad Ischia. Fra i blocchi rigettati si trovano talvolta altri tipi di sanidiniti. Così per es. rocce compatte formate da sanidino (80 a 90 %) ornblenda alcalina, biotite e accessori (titanite e magnetite) con tessitura ipidiomorfa a grana media. Queste sanidiniti non sono altro che alcalisieniti, cioè plutoniti normali equivalenti alle alcalitrachiti, strappate dal sottosuolo dalle eruzioni esplosive, mentre la loro temperatura era ancora abbastanza elevata per mantenere il natronortoclasio in istato di natron-sanidino, cioè omogeneo, in cristalli limpidi e con ottica sanidinica. Il raffreddamento di questi blocchi eiettati avveniva così bruscamente che il sanidino non aveva il tempo di adattarsi alla temperatura bassa, trasformandosi in ortoclasio criptopertitico. Non mi sembra il caso di parlare qui di „sanidiniti“ ma di „alcalisieniti“ in facies sanidinica. Lo stesso fenomeno si può constatare in altri blocchi rigettati, nei quale esiste, accanto al sanidino, un plagioclasio piuttosto basico; in essi i minerali femici sono più abbondanti e formati spesso di augite diopsidica, ornblenda comune e biotite. Trattasi evidentemente di sieniti, monzoniti e monzogabbri in facies sanidinica, cioè di equivalenti plutonitici delle trachiti latiti e basalatiti, strappati ancora caldi dal sottosuolo<sup>13</sup>).

Abbiamo visto finora che le varie rocce riscontrate ad Ischia sono prodotte dalla differenziazione gravitativa dei cristalli, unita alla differenziazione pneumatolitica o direttamente dalla pneumatolisi.

Nel caso del piccolo dicco lamprofirico della Scarrupata, ho dimostrato l'importanza della rifusione magmatica della biotite. Ora debbo ancora attirare l'attenzione su un fenomeno che fa nascere piccole quantità di rocce eccezionali, che escono del tutto dal quadro della differenziazione ischitana. Tale fenomeno è la rifusione pneumatolitica, già accertata dal LACROIX al Vesuvio [12]. La rifusione pneumatolitica si può constatare in qualche campione rilevato nello Zara ad Ischia. In qualche blocco di sanidinite pneumatolitica si trovano incrostazioni vetrose, spesso mammellonari, che sono pro-

---

<sup>13</sup>) E' da notare che si conoscono „sanidiniti“ di origine metamorfica dovute alla pirometamorfosi di gneiss, ecc. descritti dal BRAUNS e molto diffuse nell'Eifel. Sanidiniti di origine metamorfica si trovano anche fra i blocchi del M. Somma. Qui si tratta però di sedimenti argillosi completamente metamorfosati al contatto col magma. In base alle sanidiniti dell'Eifel l'ESKOLA ha creato il termine „Sanidinitfazies“ per indicare una „facies mineralogica“ delle alte temperature e basse pressioni.

dotte dalla rifusione del sanidino e degli altri minerali pneumatolitici che casualmente si trovano nelle miarole. Per spiegare tale rifusione dobbiamo ricorrere alle reazioni esotermiche che si producono quando i gas vulcanici vengono in contatto coll'aria, come per es. l'ossidazione di  $H_2$ ,  $H_2S$  eventualmente  $CO$  o  $CH_4$  e simili. Solo così si può spiegare l'azione, simile a quella di un cannello, esercitata da qualche fumarola. Perchè si verifichi localmente un così grande aumento della temperatura occorrono condizioni eccezionalmente favorevoli: forma del condotto, natura dei gas, azione di soffieria, ecc. Ma il ritrovamento di vetro di rifusione, (sulla natura del quale non può esservi dubbio), prova che tali condizioni si verificano ogni tanto.

Ora, ciò che ci interessa maggiormente è il fatto che la rifusione pneumatolitica è selettiva e perciò il vetro che ne risulta non ha la composizione chimica della sanidinite o trachite rifusa, bensì quella di una roccia assai più basica (nel caso studiato di una kulaite) e desilicizzato. Ciò si spiega col fatto che i minerali femici, e specialmente la biotite, vengono rifusi più facilmente del sanidino.

In un primo momento ciò sembra un paradosso, dati i punti di fusione, ma non bisogna dimenticare che l'azione dei gas ardenti non è soltanto calorica, ma anche chimica. Il processo non è una semplice rifusione, ma nel medesimo tempo anche una disgregazione chimica ed una dissoluzione dei prodotti della massa fusa. In questa maniera si può formare localmente una discreta quantità di una massa fusa silicatica ricca in gas, cioè di un magma, che non ha alcuna parentela col magma ischitano o coi suoi differenziati.

Tale magma secondario può riempire delle spaccature nelle vulcaniti o formare delle „schlieren“ nel magma normale che erompeva in un secondo tempo lungo una frattura.

E' proprio ciò che succedeva allo Zara dando origine alle piccola quantità di rocce tefritiche (kulaiti) già descritte ed analizzate nel 1930.

## VI. Considerazioni sull'origine del magma trachitico della Campania

Nell'esposizione precedente abbiamo visto dunque che ad Ischia le trachiti rappresentano un differenziato leggero passante verso il basso del bacino gradualmente in differenziati sempre più pesanti: latitici (fino a basaltitici olivinici a Procida). Abbiamo altresì visto [20] che anche al Somma Primitivo vi fu una differenziazione del magma, prima della nascita del vulcano, e quindi anche qui la trachite

rappresenta un differenziato leggero ed acido di un magma più pesante e più basico. Il problema che ora si pone è dunque quello di individuare qual'è questo magma capostipite.

Secondo le mie vedute, esposte ampiamente altrove [21, 25], il magma originario terrestre è un basalto olivinicco con tendenza di differenziazione atlantica. Altri petrografi ammettono all'incontro una tendenza di differenziazione pacifica per il magma originario. Recentemente però, in varie pubblicazioni, anche altri autori hanno aderito all'idea che il magma originario sia un magma olivin-basaltico-alcalino, cioè con tendenza di differenziazione atlantica [2].

Le differenziazioni di questo magma, non influenzato da assimilazione, sono studiabili nelle vulcaniti delle isole Hawai e di altre isole dell'Oceano Pacifico centrale. Ivi si rinvencono anzitutto due tendenze di differenziazione, legate tra di loro da tutti i termini di passaggio, rappresentate dalle vulcaniti seguenti:

Serie I	Serie II
Basalto olivinicco (oceanite)	Basalto olivinicco (oceanite)
basalto	basalto (alcalino)
trachite	tefrite nefelinica
alcalitrachite	fonolite

Secondo la mia opinione la prima serie (trachitica) è dovuta quasi esclusivamente ad una differenziazione gravitativa dei cristalli, la seconda (fonolitica) è dovuta all'azione combinata della differenziazione gravitativa e di quella pneumatolitica. Il che è confermato dal fatto che la seconda serie si trova soltanto laddove la differenziazione si effettua in un condotto vulcanico, adatto, come abbiamo visto, all'azione del trasporto gassoso. In tutte le varie differenziazioni delle isole Hawai non si formano mai rioliti<sup>14)</sup>.

Ciò posto è logico ammettere, anche per la trachite della Campania, una genesi analoga a quella normale delle trachiti dell'Oceano Pacifico, cioè vedere in essa un prodotto leggero e acido di una differenziazione gravitativa del magma primordiale olivin basaltico. Confrontando però la differenziazione del magma dell'Oceano Paci-

<sup>14)</sup> Vi sono basalti olivinici nei quali si è formato nella massa fondamentale anche un pò di quarzo libero, almeno normativo, dovuto all'avvenuta reazione dell'olivina formatasi in un primo tempo e circondata da un involucro di pigeonite, che la proteggeva (relitti corazzati di ESKOLA) dalla massa fusa, o separati dalla massa fusa restante per differenziazione gravitativa prima della reazione di silicizzazione. Ma non sono noti casi nei quali l'ultimo residuo soprasaturo di silice, sia migrato per formare poi una vulcanite che rassomigli più o meno ad una riolite.

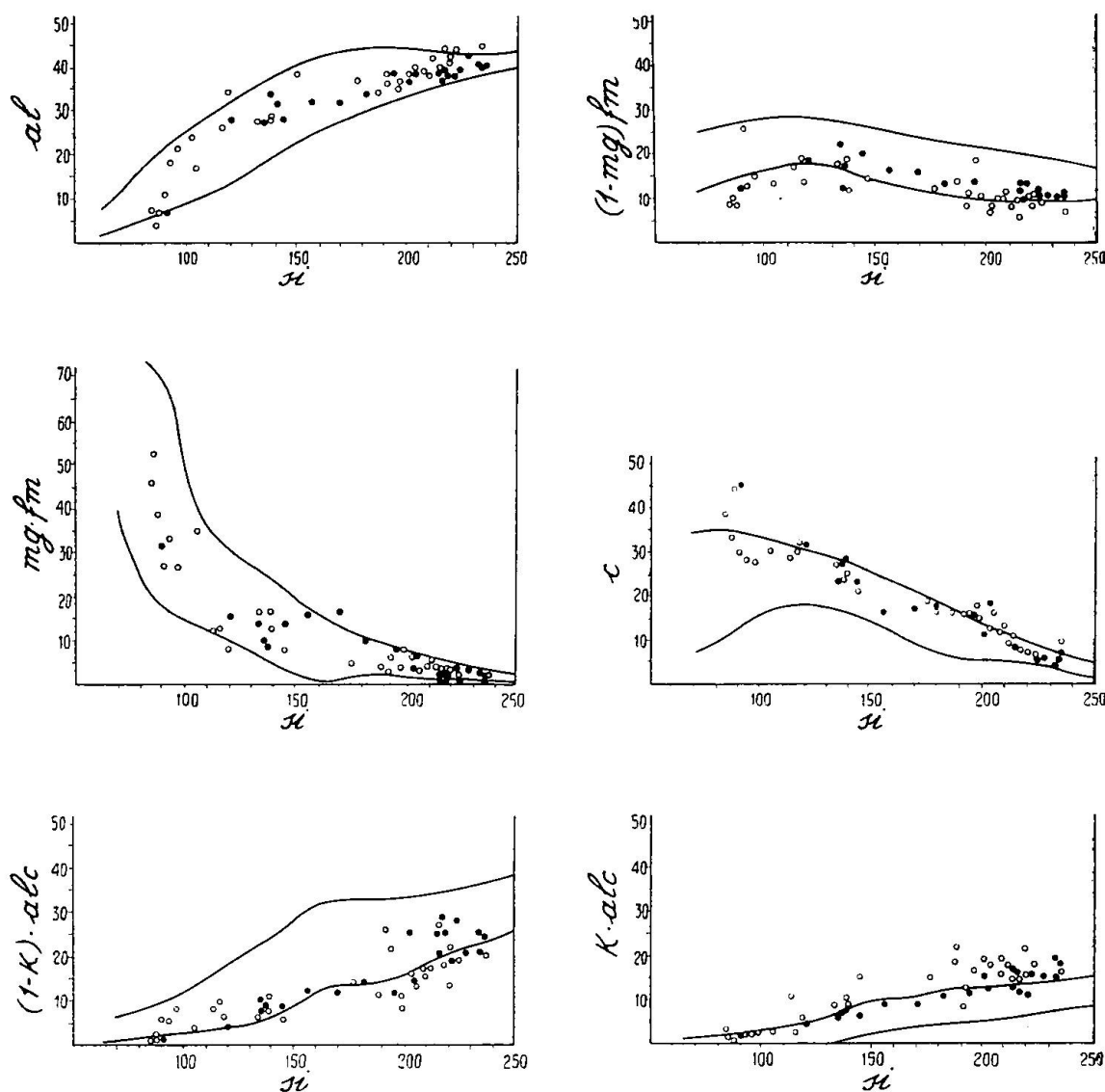


Fig. 7. Variazione dei valori di NUGOLI delle vulcaniti di Ischia (•), Procida e Campi Flegrei (◦), paragonata alla corrispondente variazione delle vulcaniti delle isole dell'oceano Pacifico, rappresentata nei campi racchiusi tra le curve a tratto pieno

fico con quella della Campania, si incontrano varie discrepanze che richiedono un esame più accurato della questione.

Dalla fig. 7 vediamo che i magmi intermedi di ambedue le serie sono molto simili, tanto che in ambedue esistono singole vulcaniti, di acidità intermedia, perfettamente simili per quanto riguarda la loro composizione chimica.

Confrontando invece di singole vulcaniti tutto l'assieme di esse, constatiamo che in media i valori di:



- al del magma ischitano sono simili a quelli dei magmi oceanici  
 fe del magma ischitano sono più bassi di quelli del magma oceanico  
 mg del magma ischitano sono simili a quelli dei magmi oceanici  
 c del magma ischitano sono più alti dei magmi oceanici  
 na del magma ischitano sono più bassi dei magmi oceanici  
 k del magma ischitano sono più alti dei magmi oceanici.

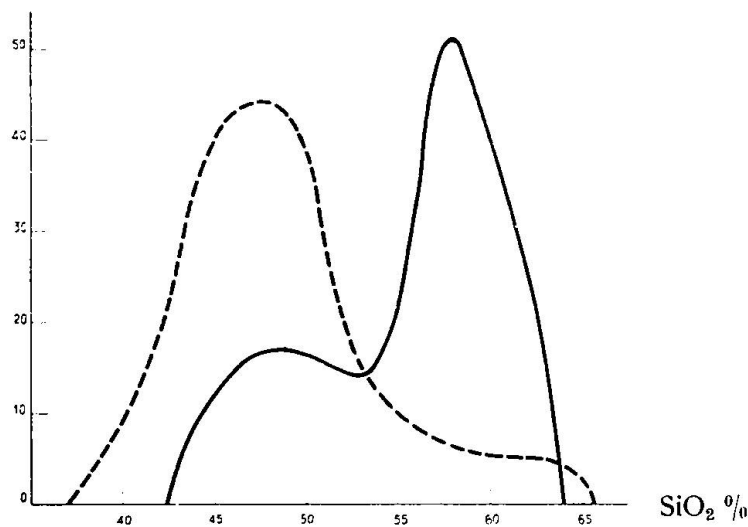


Fig. 8. Frequenza del valore percentuale di silice riscontrata nelle lave dei Campi ed Isole Flegree (tratto pieno) e delle lave delle isole del Pacifico (curva tratteggiata)

Riassumendo possiamo dire che, fra tutte le vulcaniti della Campania, non vi è nessuna che corrisponde chimicamente al magma originario oceanitico fino a basaltico (cf. fig. 7), mentre per i differenziati medi ed acidi si trovano tipi comuni ad ambedue le serie.

E' necessario confrontare le due serie ancora una volta da un altro punto di vista, riguardante la frequenza relativa delle varie vulcaniti. Come è noto le lave di tutti i numerosi vulcani dell'Oceano Pacifico sono quasi esclusivamente basalti, più o meno ricchi in olivina, mentre quelle delle Isole e Campi Flegrei sono in stragrande maggioranza trachiti.

Nella fig. 8 abbiamo rappresentato la frequenza relativa rispetto al contenuto in silice. Naturalmente i dati ivi riportati non hanno un significato quantitativo perchè ogni analisi a nostra disposizione è riportata quale unità, senza mettere in conto la massa della lava in



questione. Così per es. l'analisi della latite, che forma un piccolissimo dicco al Ponticello a Ischia, ha lo stesso peso di quella della enorme massa alcalitrachitica di Zara a Ischia.

Dobbiamo quindi porci in mente che le „spalite“ tra 49 e 57 %  $\text{SiO}_2$  della curva delle frequenze delle lave oceaniche, sono ambedue esageratamente grandi. Volendo rappresentare la frequenza quantitativamente, queste due sporgenze sarebbero appena visibili nella scala della figura.

La curva della frequenza delle vulcaniti di Hawai mostra una particolarità stranissima e cioè la mancanza quasi completa di vulcaniti tra  $\text{SiO}_2 = 53\%$  e  $58\%$ . Questo fatto non è stato finora spiegato<sup>15)</sup>.

Dal punto di vista petrochimico e petrogenetico, non è possibile trovare una spiegazione perchè, essendo sicuro che le vulcaniti saliche (trachiti e fonoliti) sono dei differenziati del magma basaltico, non si può concepire l'assenza di termini intermedi che per forza debbono esistere in natura.

Ci sembra che la soluzione di questo problema paradossale deve cercarsi in un altro campo, e precisamente in quello vulcanologico, cioè nel meccanismo delle eruzioni che fornivano le vulcaniti acide.

Come abbiamo già detto questi parossismi hanno il carattere di eruzioni pliniane, cioè di eruzioni iniziali precedute da una forte differenziazione<sup>16)</sup>.

Certamente questa differenziazione portava a un magma trachitico e fonolitico (secondo la minore o maggiore azione del trasporto gassoso) nelle parti più alte del condotto. Verso il basso, questo magma differenziato passava, altrettanto sicuramente, in una serie di magmi sempre più pesanti, più basici e meno ricchi in gas da latitici a basalatitici fino a basaltici e olivinbasaltici. Quando la tensione dei gas, accumulatisi in cima al condotto, riuscì a frantumare ed eiettare il tappo, già precedentemente indebolito per l'azione corrosiva dei medesimi gas compressi, avvenne un'eruzione pliniana che dovette per forza avere un andamento un pò diverso secondo la quantità e tensione dei gas presenti. Tentiamo di riassumere in poche parole la successione dei fenomeni in questi due casi.

---

<sup>15)</sup> BARTH [2] (pag. 65) dice: „E' difficile a capire come questo fatto sia da spiegare“. Cf. figura 43, pag. 66 (ivi.)

<sup>16)</sup> Vedi la sistematica delle eruzioni da me proposta in *Vulcani* [21, 25], pag. 71 e segg.

## I. In presenza di molto gas ad alta pressione

1. Eiezione del tappo brecciato, accompagnata da forti esplosioni;
2. eiezione di ceneri;
3. eiezioni di scorie e brandelli trachitici;
4. efflusso di lava trachitica; poi, in seguito all'abbassamento della pressione idrostatica;
5. forte degassazione (+ scorie e ceneri);
6. continua degassazione fino ad esaurimento.

Quando incomincia questa sesta fase tutto o quasi tutto il magma salico e ricco in gas è espulso ed il condotto svuotato fino a una profondità così grande che i gas erompenti non possono più trascinare seco il magma fino all'esterno.

I differenziati intermedi e basici rimangono perciò nel condotto.

La degassazione continua e causa pertanto delle correnti di convezione così forti, da rimescolare completamente i magmi differenziati, annullando così l'effetto della differenziazione e ricostituendo un magma più o meno simile a quello originario non differenziato. Se il vulcano dovesse poi riprendere la sua attività a condotto aperto, esso fornirebbe quindi basalti, essendo stati distrutti i differenziati latitici o basalatitici intermedi.

## II. In presenza di meno gas a pressione minore

In tal caso il tappo cede soltanto dopo essere stato fortemente indebolito in seguito alla corrosione e rifusione. La successione dei fenomeni sarebbe allora la seguente:

1. Eiezione dei resti del tappo brecciato;
2. esplosioni deboli con lancio di scorie;
3. formazione di una cupola di ristagno accompagnata da esplosioni sporadiche (nubi ardenti);
4. degassazione prolungata fumarolica.

Tutti i differenziati più pesanti rimangono nel condotto. Probabilmente anche in questo caso si stabiliscono correnti di convezione sufficienti a rimescolare il magma. In ogni modo i differenziati medi non vengono in superficie. Se questa spiegazione è corretta — e ci sembra finora l'unica possibile — c'è da aspettarsi di trovare eventualmente qualche traccia dei prodotti intermedi di differenziazione

o fra le ultime ceneri emesse da una forte eruzione pliniana o fra le plutoniti ipoabissali formatesi in un condotto otturato e messi a nudo dall'erosione. La probabilità di un tale affioramento è però piccola, perchè le rocce incassanti sono colate di lave basaltiche, che resistono altrettanto bene all'erosione quanto la plutonite che riempie il vecchio condotto. Inoltre l'erosione è in genere debole e gli affioramenti di plutoniti sono perciò assai rari, tanto più perchè essi vengono spesso sepolti sotto lave basaltiche più recenti uscite da altre bocche.

In favore della ipotesi or ora emessa, ricordiamo che anche nella Campania si incontrano fatti analoghi. Nei Campi Flegrei si trovano in superficie soltanto lave e tufi trachitici; i rappresentanti dei magmi più basici sono conosciuti soltanto in forma di blocchi rigettati assai rari. Anche a Procida tutte le lave sono trachitiche, ma esistono inoltre grandi quantità di tufi basaltitici e di ceneri latitiche e numerosissimi blocchi rigettati di vari tipi basaltici. Ciò dimostra che il magma era fortemente differenziato e che soltanto i derivati più acidi venivano alla luce in forma di efflussi lavici. Qui però — e in contrasto a ciò che si verifica nelle Hawaii — anche i magmi intermedi e basici erano ricchi in gas e producevano fortissime eruzioni esplosive, che emettevano grandi quantità di ceneri, lapilli e blocchi provenienti dai magmi più profondi. Ad Ischia finalmente si ebbero condizioni locali del tutto speciali — come vedremo più oltre — che permisero l'emissione anche di lave latitiche e basaltitiche a fianco di quelle trachitiche, alcalitrachitiche e sodalitefonolitiche.

Quanto poi al Somma Primitivo, abbiamo constatato<sup>17)</sup>, che anche il suo magma dev'essere stato differenziato, ma che soltanto il magma trachitico veniva alla luce in forma di colate e di ceneri, mentre i magmi più basici, rimanevano in profondità, evolvendo più tardi, a causa dell'assimilazione, ad una ulteriore differenziazione verso il magma capace di eruzione del Somma Antico, orvietitico.

Concludiamo perciò che le differenze tra le vulcaniti oceaniche e quelle emesse nella Campania, sono dovute in parte al diverso meccanismo eruttivo delle due regioni, essendo questo quasi esclusivamente effusivo a Hawaii (indice di esplosività  $E = 2 \div 5 \%$ ) e esplosivo nella Campania ( $E = 95 \%$ ), astrazione fatta del Somma più recente e del Vesuvio, che fornivano e forniscono magmi leucitolitici, alterati per assimilazione e differenziazione.

---

<sup>17)</sup> Il Vesuvio e il suo magma (lavoro in corso). Vedi anche [20bis].

Il meccanismo eruttivo, a sua volta, dipende dalla temperatura, dalla viscosità e dal contenuto in gas del magma, dalla forma e lunghezza del condotto.

Dai dati fornitici dalla geofisica — e specialmente dalla sismologia e dalla vulcanologia — sappiamo che le isole Hawai sono formate dalle parti più alte di enormi vulcani basaltici a forma di scudo, che s'innalzano dal fondo marino da una profondità di oltre 4000 metri ad un'altitudine di oltre 4000 metri al di sopra del livello del mare. Sappiamo inoltre che la crosta terrestre, sotto l'Oceano Pacifico centrale, è formata esclusivamente dal Sima, anch'esso basaltico come il magma originario subcrostale. La fonte diretta della attività vulcanica delle Isole Hawai è questa zona magmatica stessa, che ivi si trova ad una profondità di appena 40 km [26]. Per arrivare in superficie, il magma attraversa la crosta e gli edifici vulcanici lungo fratture abissali e condotti, formando eventualmente anche bacini magmatici locali, che però sembrano rari e di poca importanza, perchè mancano le discontinuità stratigrafiche di prim'ordine, come si presentano invece sotto ai continenti tra il Sial cristallino e metamorfico ed i sedimenti non ancora metamorfosati, che giacciono al tetto del Sial.

Durante l'ascesa e una eventuale sosta subvulcanica o intercrostale, il magma hawaiano viene quindi in contatto soltanto con i suoi stessi prodotti solidificati, ma chimicamente identici (per quanto riguarda la parte silicatica degassata) al magma stesso, il quale perciò non può subire un cambiamento della sua composizione chimica dovuta all'assimilazione di materiale estraneo. La variabilità dei magmi hawaiani è perciò dovuta unicamente ai processi di differenziazione del magma originario oceanitico-basaltico. Le varie tendenze di differenziazione constatate nelle Isole del Pacifico, sono quindi inerenti al magma originario stesso e dipendono soltanto dalle condizioni di temperatura e di pressione alle quali il magma è sottoposto e dalla forma dei bacini o condotti riempiti di magma.

Come abbiamo già accennato, la differenziazione che porta ad un ultimo derivato fonolitico (in genere molto sodifero) si effettua anzitutto nei condotti dei vulcani ove l'azione della differenziazione pneumatolitica è considerevole, mentre nei corpi magmatici più ampi (bacini, spaccature larghe), o quando il trasporto gassoso è piccolo, predomina quasi totalmente la differenziazione gravitativa che conduce ad un residuo trachitico (in genere più ricco in potassa delle fonoliti).

Quanto alle condizioni termiche, ci sembra di grande importanza

che i vulcani dell'Oceano Pacifico sono molto longevi — l'attività vulcanica persiste nella regione almeno dai tempi mesozoici — mentre i condotti profondi, cioè le fratture abissali, esistono probabilmente da lunghi tempi geologici. Ne segue che le rocce incassanti, lungo il condotto, debbono raggiungere temperature alte, tali che il gradiente termico laterale è piccolissimo.

A ciò si aggiunge il fatto che il gradino geotermico nella crosta suboceanica è soltanto circa la metà di quello nella crosta subcontinentale [26].

Il magma cede perciò soltanto poco calore all'ambiente crostale e non si raffredda che lentamente. Per conseguenza la cristallizzazione è lentissima e la differenziazione quasi nulla. Soltanto nelle parti superficiali dei dicchi, laccoliti o condotti il raffreddamento è più veloce in seguito alla perdita di calore per conduzione e, anzitutto, per l'espansione dei gas; esso causa in tal caso la cristallizzazione e le differenziazioni di cui sopra. In tale fatto vediamo appunto la ragione per la quale le lave dei vulcani delle isole oceaniche rappresentano con una maggioranza schiacciante il magma appena differenziato olivinbasaltico.

Soltanto quando un condotto vulcanico è otturato per lungo tempo, si può manifestare una differenziazione completa nel magma ivi rinchiuso a piccole profondità. I differenziati salici vengono poi eiettati da una eruzione iniziale di tipo meno esplosivo di quelle del Vesuvio.

Confrontiamo adesso questi fatti con le condizioni alle quali fu ed è sottoposto il magma nei focolai della Campania. Qui la crosta terrestre è costituita nella sua parte inferiore da Sima, sopra il quale giace però una potente serie di rocce granitiche e gneissiche formate durante l'orogenesi erciniana e probabilmente anche durante quella calcedonica.

Al tetto di questo complesso sialico, giace una potente pila di sedimenti mesozoici e terziari non metamorfosati.

La crosta terrestre è qui molto più spessa di quanto lo è ad Hawaii ed inoltre, specialmente nel „Sial“ e nella coltre sedimentaria, il gradino geotermico raggiunge circa il valore doppio della crosta suboceanica.

Dalla stratigrafica e tettonica dell'Italia centro-meridionale risulta che la Campania fu immersa nel mare nel Trias e rimase fondo marino durante tutto il Mesozoico ed anche durante l'Eocene. Nel Miocene s'iniziò il crollo della Tirrenide, diventata retroterra della orogene migrante. Tale sprofondamento creava fratture abissali, nelle

quali si intruse il magma profondo, facendosi strada fino in superficie e causando così il vulcanismo della odierna Isola Capraia, del M. Amiata e di Ponza. Col sollevamento dell'Appennino attuale, cioè col progredire dell'asse orogenico verso NE, la regione del Lazio e della Campania divenne retroterra e fu spezzata da fratture abissali che servirono poi, nel Quaternario, da vie d'ascesa del magma profondo, del quale i prodotti vennero in superficie prima nella parte settentrionale della detta zona e poi in quella meridionale della Campania, che qui ci interessa.

Da questo breve cenno risulta che il magma subcrostale s'intrudeva nella crosta terrestre, sotto la Campania, soltanto verso la fine del Terziario. Le condizioni fisico-chimiche alle quali fu sottoposto erano e sono, quindi, fundamentalmente diverse da quelle che regnano nelle Isole Oceaniche. Più il magma saliva verso l'alto e più l'ambiente era freddo. Ciò causò naturalmente un raffreddamento accelerato del magma e quindi la formazione dei cristalli e — almeno nelle parti alte delle masse magmatiche — la differenziazione gravitativa in grande stile, la quale si verificò già prima che il magma si aprisse la via in superficie. Così possiamo concludere che la parte più alta di ciascuna massa magmatica era, all'inizio del vulcanismo superficiale, formata da un differenziato trachitico o almeno latitico, il quale sovrastava i differenziati più pesanti basaltitici, mentre in profondità più grande giaceva il magma originario non differenziato. Si spiega perciò perchè tutti i vulcani della Campania iniziarono la loro attività con eruzione di trachiti e di tufi trachitici.

Ciò posto, non abbiamo però ancora spiegato le cause dirette delle differenze esistenti tra il meccanismo eruttivo e tra la differenziazione del magma oceanico e quella del magma della Campania, che si manifesta ad Ischia e Procida.

Esse debbono dipendere dal modo stesso dell'ascesa e della sosta del magma nella crosta terrestre. Ritorniamo perciò su questo argomento. Come abbiamo già detto, la crosta terrestre sotto la Campania è formata da Sima, Sial e una coltre di sedimenti che ha uno spessore fino ad 8 km, se non è parzialmente asportato dall'erosione.

Ora il contatto tra i sedimenti non metamorfosati (probabilmente argille del Trias Inferiore) e le sottostanti rocce cristalline del Sial rappresenta una superficie di discontinuità molto accentuata. Come è noto una tale superficie — e specialmente quando il tetto è costituito da rocce argillose — forma facilmente un piano di distacco e di scorrimento sotto l'azione di forze tettoniche con componente orizzontale.



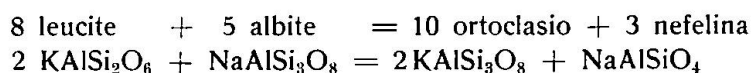
Ma anche il magma si inietta facilmente lungo questa superficie tra rocce eterogene, cioè tra la crosta cristallina e la coltre sedimentaria. A ciò si aggiunga il fatto che una frattura abissale, che si apre dal basso verso l'alto — e secondo le nostre vedute ciò è il caso nella Campania — forma nelle rocce cristalline del Sima e Sial un'unica spaccatura beante, che si riempie immediatamente con magma, ma arrivata alle argille essa si ramifica in numerosissime piccole fratture, brecciando il materiale sedimentario. Il magma si infiltra in questa zona frantumata, spostando i singoli blocchi e formando così un bacino magmatico di forma laccolitica.

Se la trazione tettonica continua, si formano altre fratture nel tetto del bacino ed il magma si spinge più in alto finchè esso si apre con la propria forza esplosiva la via di uscita in superficie.

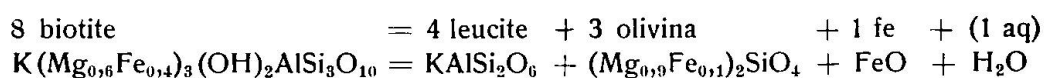
Ora, nel nostro caso, questi bacini ipoabissali venivano formati da un magma già differenziato di composizione trachitica fino a latitica. Questo differenziato del magma originario, racchiuso in bacini localizzati, diventò a sua volta il magma capostipite di un ciclo di differenziazione locale che fu diverso da quello del magma originario, perchè le condizioni fisico-chimiche furono diverse. Anzi tutto la pressione fu minore e la velocità del raffreddamento maggiore di quelle che furono in profondità nella frattura abissale. Inoltre il contenuto in gas crebbe, perchè l'acqua contenuta nelle rocce argillose venne assorbita assieme a un pò di  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  e  $\text{MgO}$ .

D'altro canto il magma metamorfosò le rocce incassanti al tetto e ai lati, cedendo anzitutto  $\text{Na}_2\text{O}$  e forse anche  $\text{FeO}$  e  $\text{SiO}_2$ . Se anche questo scambio di sostanze tra magma e rocce incassanti non fu grande rispetto alla massa intera del magma del bacino, esso però ebbe un'influsso sull'andamento della differenziazione. Man mano il magma capostipite diveniva più ricco in  $\text{K}_2\text{O}$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$  s'impoverì in  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{FeO}$  ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ). Contemporaneamente esso segregava fenocristalli, che scendevano abbastanza rapidamente nel liquido non troppo viscoso a causa della pressione non eccessiva e del forte contenuto in gas. Ora — anche prescindendo dall'influsso dell'assimilazione sotto le condizioni regnanti — il magma dovette differenziarsi in ben altra direzione di un magma analogo nelle fratture abissali. E' noto che i limiti dei campi d'esistenza dei minerali, si spostano al variare della pressione e del contenuto in gas. Nel caso nostro sembra — secondo lo studio delle sezioni sottili — che il campo di esistenza dell'olivina si restringe col diminuire della pressione e con l'aumento dei gas, mentre il campo dei plagioclasti si

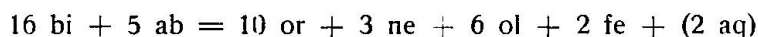
allarga. Sicuro è che la leucite si può formare soltanto sotto pressione relativamente bassa e la biotite soltanto quando il contenuto in gas è forte. A pressioni più alte la combinazione leucite + plagioclasio viene perciò sostituita da quella di sanidino + nefelina secondo la relazione seguente:



Con un contenuto minore di gas, invece della biotite si forma a bassa pressione la combinazione leucite + olivina + magnetite secondo la relazione seguente:

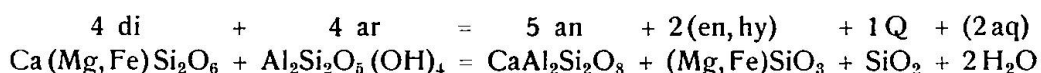


Per alta pressione e basso contenuto in gas, risulta invece la equazione seguente che è la combinazione delle due relazioni precedenti:



Tenendo conto anche dell'effetto dell'assimilazione di argille, constatiamo che l'apporto di  $\text{Al}_2\text{O}_3$  dovette favorire la formazione di anortite e di biotite, dato inoltre l'aumento del contenuto in acqua e potassa.

Per compensazione la formazione di augite alcalina titanifera diminuì, mentre quella di olivina o quella della componente  $(\text{Mg} \cdot \text{Fe})\text{SiO}_3$  nei pirosseni aumentava. Questi e simili processi si possono esprimere in relazioni come la seguente, per es.:

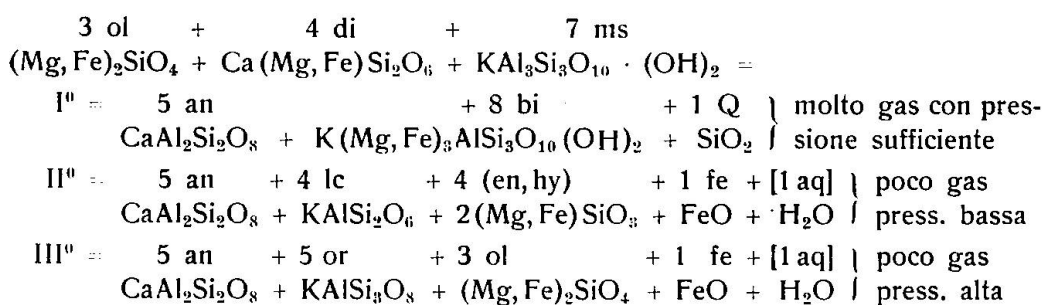


nella quale di = componente diopsidica nei pirosseni e ar quella caolinica nelle argille.

Notiamo inoltre che gli scisti argillosi del Trias Inferiore sono spesso ricchi di sericite e che nei blocchi rigettati e metamorfosati la muscovite diventa spesso il minerale di gran lunga predominante. Dobbiamo perciò stabilire l'influsso che ha l'assimilazione della sericite e muscovite sulla natura dei minerali che poi cristallizzano dal magma il quale per conto suo contiene già potenzialmente olivina e augite diopsidica.

Questo processo — confermato dallo studio dei blocchi rigettati — si può riassumere nelle relazioni seguenti:





Dopo aver accennato ai principali processi che conducono a varie facies mineralogiche di un dato magma secondo la pressione ed il contenuto in gas (specialmente  $\text{H}_2\text{O}$ ) e l'influsso che l'assimilazione di sostanze argillose e la metamorfosi di queste esercita sul cambiamento del chimismo del magma, possiamo ora giudicare sulle cause della differenza che corre tra la differenziazione del magma oceanico e quella del magma campano e sull'origine del magma trachitico campano. Secondo le nostre vedute il magma capostipite dei magmi differenziati nei bacini locali della Campania, è quindi a sua volta un magma derivato da quello originario in seguito ad una differenziazione avvenuta prima della formazione dei focolai locali che alimentano i diversi centri vulcanici della Campania. In quanto all'attività eruttiva ed alla differenziazione, ognuno di questi focolai è indipendente dagli altri, anche se tutti venivano formati dallo stesso magma profondo e spesso attraverso la medesima frattura abissale. Così i bacini di Ischia, di Procida e dei Campi Flegrei, furono tutti formati lungo la grande frattura tirrenica che continua verso ENE fino nell'Appennino e che alimentò probabilmente anche altri centri eruttivi, donde provengono le ceneri costituenti ora una parte del tufo grigio campano. Malgrado questa origine comune ognuno di questi bacini ha poi seguito la sua storia magmatica e eruttiva propria ed indipendente dagli altri<sup>18)</sup>.

Ciò si spiega senz'altro col fatto che la differenziazione locale, e più ancora le eruzioni, non vanno con i loro effetti in grande profondità, talchè il magma originario, o i suoi derivati, comuni a tutta la regione e trovantisi ancora nelle fratture abissali, non vengono afflitti dai fenomeni che si verificano nei bacini apofitici.

<sup>18)</sup> Questo fenomeno dell'indipendenza eruttiva e differenziativa dei focolai vicini, certamente di origine comune, è realizzata in modo molto più impressionante nella catena vulcanica dei Puys nell'Alvernia, composta da oltre settanta singoli vulcani con un centinaio di centri eruttivi disposti lungo una zona di fratture lunga 28 km e larga da 1 a 4 km (RITTMANN A.: Die Vulkanen der Auvergne; Natur und Volk 67, 261, 1937).

Ora non è nemmeno detto che il magma capostipite sia in tutti i focolai della Campania, sempre lo stesso derivato del magma originario. Anzi vi sono indizi che, dall'inizio del vulcanismo campano, i magmi intrusi nella crosta superiore, e formanti così i bacini locali, erano leggermente differenziati tra di loro.

Così il magma capostipite di Ischia sembra sia più povero in potassio ed alluminio di quello del Somma Primitivo. D'altro canto, anche le diverse condizioni imposte dall'ambiente debbono influenzare fortemente l'andamento della differenziazione locale. Perciò non si è in grado di decidere quante delle caratteristiche magmatiche di un dato focolaio siano dovute alla natura chimica del magma capostipite locale e quante siano causate dall'andamento della differenziazione locale; questa può essere fortemente influenzata da processi di assimilazione come al Somma-Vesuvio, o anche da una differenziazione complessa pura come ad Ischia (vedi capitolo precedente).

## VII. Conclusioni

Lo studio finora eseguito, sulle evoluzioni e sulla differenziazione del magma nei focolai vulcanici della Campania, mi ha condotto alle conclusioni seguenti.

Ribadendo il mio punto di vista sulla natura del magma originario subcrostale, esposto già in altri luoghi, vengo alla conclusione che i magmi trachitici o latitici, che possono considerarsi magmi capostipiti locali, sono a loro volta differenziati salici del magma originario oceanico basaltico, introdottosi nelle spaccature abissali formatesi durante l'abbassamento della Tirrenide. Le differenze di essi dai differenziati salici conosciuti delle isole del Pacifico, si spiegano in primo luogo in base alla modalità dell'intrusione, che porta a diverse condizioni di pressione e di temperatura e specialmente di raffreddamento. Vi è in secondo luogo da tenere conto dell'effetto dell'assimilazione di sostanze sedimentarie, che in Campania causa mutamenti più o meno considerevoli nelle tendenze di differenziazione secondo la natura del sedimento, secondo la natura del magma e secondo le altre caratteristiche geologiche del fenomeno (forma del bacino, sua posizione stratigrafica, varietà di intrusione, ecc.). Quanto al contenuto in potassio, relativamente forte, dei magmi capostipiti della Campania, esso si spiega parzialmente per l'andamento della differenziazione gravitativa stessa (ascesa dei cristalli di sanidino, ad esempio) ed altresì per l'assimilazione di rocce argillose e

per l'arricchimento passivo in potassio a seguito della migrazione pneumatolitica del sodio. La formazione di cristalli di biotite che discendono nel magma e vengono poi in profondità rifusi, formando così magmi differenziati basici fortemente potassici, non si manifesta che localmente e in piccole quantità; nè mi sembra verosimile che tale processo abbia un influsso importante nella formazione dei magmi tipicamente mediterranei.

Quanto al meccanismo della differenziazione del magma ischitano, che ha prodotto basaltiti, latiti, trachiti, alcalitrachiti e fonoliti sodalitiche, si è dimostrato che esso è quello della differenziazione gravitativa, in combinazione con quella pneumatolitica.

Quest'ultima diviene di gran lunga predominante nella formazione dei magmi fonolitici nelle zone più alte del bacino magmatico locale, mentre la prima spiega, praticamente da sola, la formazione dei magmi trachitici, latitici e basaltitici ed è direttamente dimostrata dai blocchi rigettati di pirossenolite (diopsidite), di gabbro olivinic a bytownite, dovuto ad accumuli di cristalli „sedimentati“ dai magmi latitici.

La differenziazione pneumatolitica spiega la formazione di sodalite, nefelina, titanite, ematite, egirina, cossirite, rhönite e apatite nei magmi più salici (fonolitici), che sono completamente diversi dall'ultima massa fusa restante, soprasatura in silice, del magma latitico-trachitico.

Il trasporto gassoso produce un'autopneumatolisi del magma stesso, consistente anzitutto in un apporto di alcali (specialmente sodio e, in minor quantità, di ferro, cloro, fluoro, silice, titanio, fosforo, ecc.) il che equivale globalmente ad una desilicizzazione ed ossidazione del magma trachitico, che passa così in un magma fonolitico.

Occorre notare che il medesimo trasporto gassoso agisce non solo sul magma giacente più in alto, ma altresì sulle magmatiti già consolidate, causando localmente una autopneumatolisi molto pronunciata (per esempio formazione di foyaiti sodalitiche e biotitiche).

Oltre agli effetti metasomatici si verifica (nei vuoti, vacuoli, spaccature, piani di laminazione, ecc.) la nuova formazione pneumatolitica di molti minerali tra i quali i più diffusi sono: sanidino, sodalite ( $\pm$  hauyna) biotite, titanite, apatite, magnetite e ematite. Talvolta le fratture vengono quasi completamente riempite da taluni di questi minerali, che costituiscono in tal caso rocce miarolitiche dicchiformi, come alcune sanidiniti, biotititi, ecc.

Vi sono molti indizi che fanno presumere che, occasionalmente,

taluni di questi ammassi di minerali pneumatolitici vengano rifusi dando origine a magmi locali tipicamente lamprofirici. La scissione del concetto „differenziazione complessa di cristalli“ (NIGGLI) in una „differenziazione gravitativa di cristalli“ — discesa o ascesa di fenocristalli nel magma e spostamenti compensatori nella massa fusa restante, eventualmente rifusione totale o parziale dei cristalli discesi — ed una „differenziazione pneumatolitica“ — diffusione di sostanze volatili, ascesa di bolle gassose, trasporto gassoso e autopneumatolisi del magma e delle magmatiti — permette di valutare approssimativamente l'importanza di ognuno di questi processi.

Nel caso del magma ischitano si è trovato che la differenziazione pneumatolitica è della massima importanza, tanto da superare di gran lunga, nelle parti alte del bacino, quella della differenziazione gravitativa di cristalli.

### Bibliografia

1. BARTH T. F. W., Mineralogical Petrography of Pacific Lavas. Amer. J. Sc. (5) **21** (1931) 377; 491.
2. BARTH T. F. W., CORRENS C. W., ESKOLA P., Die Entstehung der Gesteine. Berlin, 1939.
3. BOWEN N. L., Evolution of Igneous Rocks. Princetown, 1928.
4. BUCHNER P. e G., Die Datierung der vorgeschichtlichen und geschichtlichen Ausbrüche auf der Insel Ischia. Natur.v. **28** (1940) 553.
5. BUCHNER P., Formazione e sviluppo dell'isola di Ischia. Natura **34** (1943) 39.
6. BURRI C. und NIGGLI P., Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens, 1. Teil. Zürich, 1945.
7. DALY A. R., Igneous Rocks and the Depth of the Earth. New York and London, 1933.
8. DE LORENZO G., Studi di Geologia nell'Appennino Meridionale. Atti R. Accad. Sc. fis. e mat. Napoli (2) **8** (1896) 7.
9. — History of Volcanic Action in the Phlegraean Fields. Quart. J. Geol. Soc. London **60** (1904) 296.
10. ERBA L. DELL', Studio e considerazioni petrografiche sulla lava dell'Arso nell'Isola d'Ischia. Rend. Accad. Sc. Napoli **34** (3) **1** (1895) 181.
11. FENNER C. N., A View of Magmatic Differentiation. J. Geol. 1937.
12. LACROIX A., Etude minéralogique des produits silicatés de l'éruption du Vésuve (avril 1907). Nouv. Arch. Muséum (4) **9** (1907).
13. NARICI E., Contributo alla Petrografia chimica della Provincia magmatica Campana e del Monte Vulture. Z. Vulk. **14** (1932) 210.
14. NIGGLI P., Die quantitative mineralogische Klassifikation der Eruptivgesteine. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. **11** (1931) 296.
15. — Zur mineralogischen Klassifikation der Eruptivgesteine. Ibidem **15** (1935) 295.
16. — Über Molekularnormen zur Gesteinsberechnung. Ibidem **16** (1936) 295.

17. — Die Magmentypen. Ibidem **16** (1936) 335.
18. — Die komplexe gravitative Kristallisationsdifferentiation. Ibidem **18** (1938) 610.
19. RITTMANN A., Geologie des Insel Ischia. Z. Vulk. Erg. B. **6** (1930).
20. — Die geologisch bedingte Evolution und Differentiation des Somma-Vesuv-Magmas. Ibidem **15** (1933) 8.
- 20bis — e IPPOLITO F. Sulla stratigrafia del Somma-Vesuvio. Atti Fondazione Politecnica del Mezzogiorno d'Italia; vol. III, Napoli, 1947.
21. — Vulkane und ihre Tätigkeit. Stuttgart 1936.
22. — Die Vulkane der Auvergne. Natur und Volk **67** (1937) 261.
23. — The primary alkalibasaltic Magma and the origin of „Sial“. Union Géod. Géophys. Intern. Assoc. Volc., Progr. 7ème Ass. Washington (1939) 2.
24. — Zur Thermodynamik der Orogenese. Geol. Rundschau **33** (1942) 485.
25. — Vulcani, attività e genesi. Napoli, 1944.
26. — Le temperature nella crosta terrestre e l'orogenesi. Rend. Accad. Sc. Fs. e Mat. Npol (4) **13** (1945).
27. SCACCHI A., La regione fluorifera della Campania. Mem. Com. Geol. d'Italia **4** (1890).
28. TRÖGER W. E., Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Berlin, 1935.
29. — Idem; 1. Nachtrag. Fortschr. Mineral etc. **23** (1938) 39.
30. WASHINGTON H. S., The Roman Comagmatic Region. Carnegie Inst. Publ. n. 57, Washington, 1906.
31. ZAMBONINI F., Il tufo pipernoide della Campania e i suoi minerali. Mem. descr. carta geol. d'Italia **7** (1919) 65.

NB. Una bibliografia più completa è elencata nel n. 19 di cui sopra.

Napoli, Centro Studi Silani del C. N. R.  
Istituto di Geologia Applicata dell'Università.

Ricevuto, il 5 maggio 1947.