

A T T I
DELLA
SOCIETÀ TOSCANA
DI
SCIENZE NATURALI
RESIDENTE IN PISA

MEMORIE - SERIE A
VOL. LXXVIII - ANNO 1971

PROCESSI VERBALI 1971

I N D I C E

MEMORIE

GRAZZINI M. - Identificazione di minerali di serpentino nelle breccie di Vincigliata (Firenze)	Pag. 1
GRAZZINI M. - Applicazione del microscopio elettronico a scansione su superfici di minerali	» 19
BALDACCI F., CERRINA FERONI A. - Sul significato delle ofioliti metamorfiche nelle formazioni detritiche triassiche (Verrucano) in rapporto all'evoluzione embrionale della geosinclinale appenninica. (Nota preliminare)	» 25
RIDOLFI G. - La carta delle acclività del bacino dell'Arno	» 42
RAPETTI F. - Le acclività del bacino dell'Arno in rapporto con i caratteri geolitologici	» 62
PLESI G. - Segnalazione di arenarie vulcaniche rimaneggiate negli olistostromi del «macigno» di M. Antessio (Appennino settentrionale) . .	» 105
GRASSELLINI TROYSI M., PENNACCHIONI M. E. - Cristallografia - cristallografia dei dietilditio carbammati di uranile. - V. $\text{NaUO}_2[\text{S}_2\text{CN}(\text{C}_2\text{H}_5)_2]_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ cubico	» 110
FANCELLI GALLETTI M. L. - Ricerche sulla pianura pisana - I ^o Analisi polliniche di sedimenti quaternari lacustri della zona di Pontedera (Pisa)	» 118
CAPEDRI S., LOSCHI GHITTONI A. G. - Sulle rocce della formazione basica Ivrea-Verbanò. 3. Petrografia e evoluzione metamorfica delle rocce filoniane affioranti nella Val Mastallone (Vercelli)	» 135
GIACOMELLI G. P., LARDICCI L. - On the maximum rotation of (S)-1-phenyl-3-methylpentane: determination of the relationship rotatory power-optical purity of (S)-1-phenyl-3-methyl-1-pentanone	» 159
GRIFONI CREMONESI R. - Revisione e studio dei materiali preistorici della Toscana	» 170
MICHELUCCHINI M., PUXEDU M., TORO B. - Rilevamento e studio geovulcanologico della regione del M. Cimino (Viterbo - Italia)	» 301
PUXEDDU M. - Studio chimico-petrografico delle vulcaniti del M. Cimino (Viterbo)	» 329
FERRARI G. A., MAGALDI D., RASPI A. - Studio pedologico del paleosuolo di Monte Longo (Siena)	» 395
DE NEGRI G., RIVALENTI G. - Alcune considerazioni sulla genesi dei giacimenti manganesiferi della Val Graveglia (Liguria)	» 420

PROCESSI VERBALI

Adunanza del 17 febbraio 1971	Pag. 439
Adunanza del 9 giugno 1971	» 440
Adunanza del 21 ottobre 1971	» 441
Assemblea del 9 dicembre 1971	» 442
<i>Elenco dei Soci per l'anno 1971</i>	» 445
<i>Norme per la stampa</i>	» 449

M. PUXEDDU (*)

STUDIO CHIMICO-PETROGRAFICO DELLE VULCANITI DEL M. CIMINO (VITERBO)

Riassunto — Sulla base dello studio chimico-petrografico della regione cimina vengono riconosciuti quattro tipi litologici principali: ignimbriti e duomi a composizione variabile da riodacitica (quarzolitica) a latitica, lave viscoso latitiche, lave fluide olivin-latitiche.

I dati chimico-petrografici e i valori del rapporto isotopico $Sr^{87}/^{86}$ rendono sicura l'origine anatettica dei magmi cimini.

Tra i modelli genetici proposti per spiegare l'evoluzione del chimismo viene data la preferenza a un'origine dei magmi cimini per fusione differenziale di materiale crustale profondo.

Viene esaminata la possibilità che il forte arricchimento in MgO dai prodotti più antichi ai più recenti sia dovuto all'accumulo in profondità di fenocristalli di olivina.

Utilizzando i dati sperimentali si tenta di ricostruire le condizioni di temperatura e PH_2O nella zona di origine dei magmi cimini.

Résumé — L'étude chimique et pétrologique de la région du M. Cimino (près de Viterbo) a permis de reconnaître l'existence de quatre types lithologiques principaux: ignimbrites et dômes ayant une composition variable entre une rhyodacite (quartz-latite) et une latite, laves visqueuses latitiques, laves fluidales olivinlatitiques.

Les données chimiques et pétrologiques et celles du rapport $Sr^{87}/^{86}$ rendent certaine l'origine anatectique des magmas du M. Cimino.

Parmi les différentes hypothèses génétiques proposées pour expliquer l'évolution chimique de ces magmas, on a préféré celle d'une origine par fusion différentielle d'un matériel crustal profond.

On a aussi examiné la possibilité que le fort enrichissement en MgO des volcanites plus anciennes aux plus récentes soit dû à l'accumulation en profondeur de phénocristaux de olivine.

(*) Pubblicazione n. 11 del Centro di Studio per la Minerogenesi, Petrogenesi e Tettogenesi dell'Appennino Settentrionale del C.N.R.

Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università di Pisa.

En utilisant les données de laboratoire on a cherché de reconstruire les conditions de température et PH_2O dans la zone de provenance des magmas du M. Cimino.

Abstract — Results of a chemical and petrologic study of M. Cimino region (near Viterbo, Italy) are presented. There are four main lithologic types: rhyodacitic to quartz-latitic ignimbrites and lava domes, latitic and olivinlatitic lavas.

Chemical and petrologic data and the $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ ratios prove the crustal origin of M. Cimino magmas.

Among the genetic hypotheses supplied to explain chemical evolution of these magmas, differential melting of deep crustal parental rocks is preferred.

Great enrichment in MgO from ancient to recent volcanic products is possibly due to descent of olivine phenocrysts.

Experimental data enable us to establish PH_2O , T conditions in the source zone of the Earth crust for M. Cimino magmas.

INTRODUZIONE E CENNO STORICO

Nel quadro di un vasto programma di ricerche geotermiche, elaborato sotto il patrocinio dell'OCDE e dei governi italiano e belga, è stato eseguito il rilevamento e lo studio chimico-petrografico dell'apparato vulcanico del Monte Cimino. I prodotti effusivi di questa regione, pur appartenendo, da un punto di vista strettamente geografico al Lazio settentrionale, sono stati quasi sempre attribuiti alla provincia petrografica tosco-laziale, di cui costituiscono, insieme agli apparati di Manziana e della Tolfa, le manifestazioni più meridionali. Le affinità con le vulcaniti dell'Amiata e della Tolfa furono infatti notate da numerosi autori antichi tra cui G. VOM RATH [1866], G. B. BROCCHI [1817], L. PARETO [1844], G. PONZI [1851] e V. SABATINI [1910] che all'argomento dedicò un'apposita nota. Assai discordi invece le ipotesi espresse tra la fine del secolo scorso e gli inizi di questo secolo circa l'origine dell'ignimbrite cimina, nota col nome locale di «peperino»: alcuni Autori come G. B. BROCCHI [1817] e W. DECKE [1889] la considerano una lava, altri, più numerosi, tra cui A. LACROIX [1902] e A. VERRI [1880] la definiscono un tufo; altri infine come G. MERCALLI [1889] un insieme di lave e tufi. V. SABATINI [1912a] ritiene che i duomi e il peperino siano brecce laviche: nei primi, il rinsaldamento dei brandelli lavici a breve distanza dalla fessura alimentatrice e la temperatura relativamente alta al momento della deposizione avrebbero accentuato il carattere lavico; nel peperino invece, la maggiore distanza dalla zona di fuoriuscita e la temperatura modesta avrebbero conferito alla roccia un

aspetto clastico più evidente. In una nota dal titolo significativo «Lave che sembrano tufi e tufi che sembrano lave», l'Autore [1912b] afferma che «tra lave e tufi non esiste una separazione netta, ma passaggi graduali e si è sbagliato a volerne fare due categorie distinte di rocce». Secondo SABATINI [1912a] infine la temperatura durante la messa in posto del peperino era relativamente modesta; egli osserva infatti che gli inclusi argillosi in questa formazione mantengono sempre l'originario colore giallo e che gli arrossamenti talora visibili nelle argille basali sono dovuti solo ad infiltrazioni di sostanze organiche e di prodotti ferruginosi.

La notevole viscosità dei duomi e il carattere tranquillo della loro messa in posto vengono riconosciuti per la prima volta da G. PONZI [1851] e B. LOTTI [1878].

Per quanto riguarda la cronologia delle vulcaniti cimine, la frequente presenza di inclusi di duomo nel peperino induce tutti gli autori antichi a considerare più recente il peperino. Molto discordi in proposito gli autori moderni: M. MITTEMPERGER e C. TEDESCO [1963], per la presenza nell'ignimbrite di inclusi di duomi, ritengono questi più antichi; U. VENTRIGLIA [1963] invece, per la crescente alterazione, il disturbo dell'orizzontalità e le fratture della ignimbrite in prossimità dei contatti coi duomi, sostiene l'ipotesi opposta. Gli stessi autori sono tuttavia pienamente concordi sulla origine ignimbratica del peperino.

Scopo del presente lavoro è quello di portare sulla base dei dati chimico-petrografici un contributo alla conoscenza del magmatismo cimino. Verranno dati innanzi tutto brevi cenni sulla geologia della regione in esame e una breve illustrazione della carta geologica (M. MICHELUCCHINI, M. PUXEDDU, B. TORO [1971]); seguiranno un'ampia descrizione macro e microscopica delle vulcaniti cimine, integrata da pochi cenni sugli inclusi contenuti nei duomi e nella ignimbrite, e lo studio dettagliato dei costituenti mineralogici principali; dopo una breve discussione sui dati chimici si cercherà di ricostruire la successione degli eventi legati alla messa in posto delle vulcaniti cimine.

GEOLOGIA DELLA REGIONE CIMINA E DATI GEOCRONOLOGICI

La regione cimina fa parte di una vasta area di subsidenza post-orogenetica dell'Appennino occidentale, compresa tra i Monti di Amelia e i Monti di Capalbio e frazionata dalla tettonica tardiva di

distensione in una serie di gradini con frequente alternanza di horst e graben. Questa ampia zona di collasso, prima della comparsa del vulcanismo post-orogenetico, è stata ricoperta da diverse potenti formazioni alloctone che s'incontrano presumibilmente proprio in corrispondenza dell'area oggi occupata dagli apparati di Vico e del Cimino. Le principali serie stratigrafiche delle regioni confinanti con l'area vico-cimina sono le seguenti: la serie umbra, cui appartengono i Monti di Amelia e il Soratte, la serie toscana di cui fanno parte Monte Cimino, Monte Maggiore e l'affioramento flyschoidi di Ferento a NE del Cimino e la serie ligure, un tempo nota col nome di argille scagliose, cui possiamo riferire l'affioramento di M. Razzano a NE del Cimino (B. MONTEFORTI, comunicazione personale). La serie umbra differisce poco da quella toscana: rispetto a questa non presenta mai il calcare selcifero scuro e mostra inversioni di posto nella colonna stratigrafica tra rosso ammonitico e calcare selcifero. Le liguridi e in particolare l'affioramento di Monte Razzano meritano un cenno particolare: infatti, con ogni probabilità, sotto le vulcaniti esse ricoprono lo stock intrusivo del Monte Cimino. A Monte Razzano osserviamo la seguente successione stratigrafica dalla base al tetto:

- a) formazione dell'alberese composta da calcari marnosi a grana fine, calcareniti, calcari detritici, microbreccie a macroforamiferi (Eocene medio);
- b) arenarie quarzoso-feldspatiche con intercalazioni marnose: nell'insieme, forse, questi terreni corrispondono alla formazione della pietraforte (Oligocene);
- c) argille varicolori con intercalazioni di calcari marnosi, marne e calcareniti;
- d) calcari marnosi talora con liste di selce, marne, calcareniti e arenarie calcaree.

Alcuni sondaggi effettuati nella zona delle sorgenti termominerali di Viterbo hanno rivelato in più punti la costante presenza di una formazione flyschoidi sotto le vulcaniti. Probabilmente quindi Monte Razzano rappresenta la culminazione di una vasta copertura alloctona estesa in profondità a tutta l'area del M. Cimino. In base alla descrizione di B. CONFORTO [1954] dei tipi litologici incontrati in un sondaggio al Bagnaccio sembra che ivi le liguridi si riducano ai soli termini a) e c). In corrispondenza del Cimino si avrebbe quindi un netto predominio dei livelli calcarei e argillosi su quelli

arenacei. Tale ipotesi sembra confermata dalla natura degli inclusi contenuti nelle vulcaniti cimine: i frammenti di argille e calcari, sia pure interessati da un profondo metamorfismo termico, sono nettamente più abbondanti di quelli argilloso-arenacei.

Nella regione cimina si trovano anche sedimenti del ciclo pliocenico in due bacini per lo più estesi a N del Cimino e divisi dalla dorsale di M. Razzano: la successione comprende, dalla base al tetto, argille, sabbie, conglomerati e, solo nella zona di Amelia, calcari detritici (G. P. BRANDI et al. [1970]). Nell'area occupata dal M. Cimino esistono solo alcuni affioramenti di argille sollevate dalla messa in posto dei duomi: si tratta in genere di argille di colore giallastro talora arrossate e indurite dall'azione termometamorfica del duomo vicino. Agli affioramenti già citati da SABATINI [1912a] se ne sono aggiunti quattro nuovi sul duomo di Montalto, di cui due sui fianchi occidentali a 570 m e 580 m e due sui fianchi meridionali a 630 m e 690 m; uno sui fianchi orientali del M. di Vitorchiano a 500 m; uno tra M. Nestore e S. Antonio a 600 m. I conglomerati regressivi pliocenici sono ricoperti ad Attigliano, Civita Castellana e Nepi da ghiaie plio-quadernarie cementate da sabbia con elementi vulcanici. I conglomerati pliocenici occupano a SE del Cimino, una vasta area in corrispondenza dell'attuale confluenza della Nera col Tevere. A W essi si spingono sotto le vulcaniti cimine fino a Casale della Fame circa 2 Km a S di Vasanello, a E si allontanano di alcuni chilometri dalla riva sinistra del Tevere. Le potenze considerevoli spesso dell'ordine di 150-200 m, l'appiattimento dei ciottoli, la stratificazione incrociata tipica di una facies deltizia, la presenza di sporadici esemplari di *Ostrea*, provano che, alla fine del Pliocene e prima della messa in posto delle vulcaniti, il Tevere formava con la Nera un ampio delta vicino alla linea di massimo avanzamento raggiunta dal mare pliocenico durante la sua trasgressione.

Sul fianco sinistro della Vezza, nei pressi di Grotte S. Stefano, a N del Cimino, affiorano tufiti composte da un'alternanza di cenere, lapilli sedimentati in acqua, peliti continentali, sabbie vulcaniche, diatomiti. Lungo la strada Vitorchiano-Grotte S. Stefano si vede che l'ignimbrite Cimina è alla base delle tufiti. Piccoli bacini lacustri, rapidamente colmati soprattutto dai prodotti piroclastici, hanno quindi avuto origine per crolli presumibilmente conseguenti alla fuoriuscita delle vulcaniti cimine.

La tettonica è caratterizzata dalla sovrapposizione di due sistemi di faglie dirette appenniniche e antiappenniniche originate du-

rante la fase tardiva di distensione; il più antico, che forse risale all'orogenesi ercinica, è formato dall'incrocio di faglie N-S e E-W. Secondo BALDACCI et al. [1967] l'asse del fronte calcareo della falda toscana ruota verso W passando da un'orientazione NW-SE a una N-S in corrispondenza del M. Cetona. Entrambi i sistemi sono oggi ricoperti dalle vulcaniti cimine e non hanno subito, in epoca recente processi di ringiovanimento. E' tuttavia possibile riconoscerli in base alla morfologia e ai dati dei sondaggi effettuati nella zona delle sorgenti termali a W di Viterbo e nei pressi di Bagnaia (G. P. BRANDI et al. [1970]).

Per quanto riguarda l'età delle formazioni vulcaniche cimine, esistono poche datazioni assolute. J. F. EVERNDEN, G. H. CURTIS [1965] hanno trovato per l'ignimbrite cimina età di 1,19 e 1,14 M.A.; si tratta comunque di dati non molto sicuri per l'imprecisa indicazione del punto in cui sono stati raccolti i campioni. In un recente lavoro M. NICOLETTI [1969] fornisce valori di $1,35 \pm 0,075$ M.A. per un campione d'ignimbrite prelevato 1 Km a E di Viterbo, di $1,01 \pm 0,05$ per una delle lingue laviche del duomo di Turello e di $0,94 \pm 0,2$ M.A. per la lava trachitica di Le Piagge. G. FERRARA (comunicazione privata a M. NICOLETTI [1969]) ha trovato per lo stesso campione del duomo di Turello un'età di 0,99 M.A..

Altre determinazioni di età assolute mostrano che il vulcanismo cimino è assai più antico di quello degli apparati di Bolsena, Vico e Bracciano; gli studi sul magnetismo offrono una riprova convincente: mentre le vulcaniti cimine presentano inversione della magnetizzazione rispetto al campo terrestre, quelle dei vulcani di Bolsena, Vico e Bracciano mostrano magnetismo concorde (A. CUNDARI, U. VENTRIGLIA [1963]).

BREVE DESCRIZIONE DELL'AREA RILEVATA

Il rilevamento della regione vulcanica cimina, eseguito in collaborazione von M. MICHELUCCHINI e B. TORO interessa un'area complessiva di 400 Km². I suoi limiti geografici sono: a W la dorsale di M. Razzano, a N il corso della Vezza affluente del Tevere, a E una parte della valle del Tevere da Attigliano fino a Borghetto, a S approssimativamente la linea spezzata Borghetto-Fabrica di Roma-Viterbo. Cominciando dalle formazioni più antiche si riconoscono i seguenti quattro tipi litologici principali:

- a) ignimbriti di composizione quarzolatitica che formano una o più coltri estese su quasi tutta l'area rilevata;
- b) duomi di composizione molto simile alle ignimbriti: tra essi si distinguono un gruppo che forma la parte centrale dell'apparato Cimino e piccoli duomi periferici allineati secondo direttrici appenniniche e forse antiappenniniche;
- c) lave latitiche più o meno sovrassature e femiche, limitate alla sola parte centrale del rilievo vulcanico;
- d) lave olivin-latitiche che hanno dato origine a colate molto fluide, con andamento radiale rispetto al Monte Cimino.

PARTE PRIMA

CARATTERI MACROSCOPICI DELLE FORMAZIONI CIMINE

Ignimbrite

L'ignimbrite affiora in un'area di circa 300 Km² i cui limiti coincidono all'incirca con quelli del citato rilevamento della regione cimina. L'area complessiva occupata oggi da questa formazione può essere valutata intorno a 40 Km². Gli affioramenti più lontani dalla vetta del Cimino sono: a W quelli su cui è costruita Viterbo, a S quelli di Verbano, Villa Guerra e Fabrica di Roma, a E quelli di Fontana Lesana, Casale della Fame e Torre Amena, a N quelli di Poggio Sasso Quadro, Bomarzo e Grecchi. L'ignimbrite cimina è ricoperta quasi ovunque dai prodotti piroclastici del vulcanismo vicano; i suoi affioramenti messi a nudo dall'erosione sono compresi tra le quote massime di 850 m vicino a Fonte Riotrai e 750 m presso Poggio Orlando rispettivamente a N e a E della vetta del Cimino e le quote minime di 175-180 m di fosso delle Mole a N di Vasanello e di Fontana Lesana a SW di Gallese: l'altitudine degli affioramenti ignimbritici è compresa in genere tra 500 e 250 m. La parte più alta del plateau cimino, racchiusa tra i duomi di lava centrali, presenta a volte pendenze del 10% mentre la parte mediana e periferica che circonda i duomi stessi ha una pendenza dell'1,5%. Le potenze visibili sul terreno oscillano in genere tra 20 e 40 m con un massimo di 70 m nel primo fosso a E di Chia e un minimo di pochi metri visibile nei piccoli lembi di Grecchi e Poggio Rocchette nella valle

della Vezza, residui del lembo settentrionale dell'ignimbrite oggi profondamente intaccato dall'erosione. Perforazioni eseguite nella regione cimina hanno rivelato, ad esempio nei pressi di Soriano, potenze di 150-200 m notevolmente superiori a quelle riscontrabili sul terreno. Lungo l'orlo del plateau cimino la potenza dell'ignimbrite non è costante e oscilla spesso tra valori di pochi metri e di alcune decine di metri: il substrato argillo-sabbioso della regione presentava dunque numerose paleovalli con andamento radiale rispetto al centro del Cimino; i punti di massimo spessore corrispondono ovviamente allo sbocco degli antichi fondovalle mentre i punti di minore potenza indicano l'ubicazione degli antichi interfluvii.

Non è possibile riconoscere sul terreno l'esistenza di numerose coltri ignimbritiche. Solo nel citato fosso a E di Chia sono chiaramente visibili due lembi già descritti da M. MITTEMPERGER e C. TEDESCO [1963]. Tuttavia date le notevoli potenze riscontrate in alcuni sondaggi è probabile che la messa in posto dell'ignimbrite cimina sia avvenuta in più riprese, sia pure entro un lasso di tempo geologicamente assai breve.

L'ignimbrite presenta sul terreno una fessurazione subverticale che la divide in grandi blocchi prismatici, molti dei quali, per lo scalzamento dovuto all'erosione delle argille sottostanti, si sono staccati dalla coltre di cui facevano parte e sono rotolati a quote molto più basse lungo gli orli del plateau cimino. Talora si può osservare una grossolana suddivisione in strati dello spessore di circa un metro forse interpretabile come abbozzo di pseudostratificazione per flusso. Vicino a Poggio Orlando a 100 m circa dall'incrocio tra la strada della Faggeta e la nuova strada costruita dalla Forestale, è visibile una perfetta suddivisione dell'ignimbrite in straterelli dello spessore di una decina di centimetri che si appoggiano, incurvandosi verso l'alto, sui fianchi di un affioramento di roccia rossastra compatta. Esiste una certa analogia con i muri di risalita osservati nella formazione basale del complesso amiatino. Nel caso particolare sia la roccia finemente stratificata, sia la roccia rossastra a contatto con essa potrebbero essere di origine lavica, nonostante lo sbriciolamento e la distribuzione caotica dei cristalli depongano a favore di un'origine ignimbritica. Riassumendo, l'ampia estensione, il livellamento della topografia precedente, la grande omogeneità, la fessurazione prismatica verticale e la pseudostratificazione rendono sicura l'origine ignimbritica del peperino viterbese già su basi geologiche. Questa attribuzione è poi confermata dai caratteri strutturali e tessiturali della roccia.

Diamo ora una breve descrizione dei caratteri macroscopici dell'ignimbrite cimina. Essa presenta una grana generalmente fine con individui cristallini che non superano in genere i 5-6 mm di lunghezza. Tuttavia vicino a Fonte Riotrai intorno al duomo di Montalto a E della vetta del Cimino, e nel Fosso di Fontana vecchia ho potuto osservare una grana nettamente più grossa dovuta alla presenza di cristalli feldspatici di poco inferiori a 1 cm di lunghezza: in queste zone l'ignimbrite assume quasi l'aspetto di una roccia intrusiva per l'abbondanza dei fenocristalli, la grossezza e l'omogeneità della grana e per l'assenza di strutture fluite. Analoga somiglianza sul terreno con una roccia intrusiva è stata riconosciuta da C. S. ROSS e R. L. SMITH [1961] per ignimbriti di composizione variabile da dacitica a quarzo-latitica. Anche nei casi in cui la grana è più fine i costituenti mineralogici sono facilmente riconoscibili a occhio nudo; assai abbondanti le laminette di biotite spesso con perfetto contorno esagonale; la loro presenza conferisce alla roccia quella caratteristica punteggiatura che giustifica il nome di «peperino» attribuitole. Il SABATINI [1902, 1912a] distingue nell'ignimbrite cimina tre varietà: «peperino tipico», «peperino tipico a grossi fenocristalli di sanidino», «peperino delle alture senza fenocristalli di sanidino», che a suo giudizio rappresenterebbero termini di passaggio tra il «peperino tipico» e il «peperino delle alture» cioè tra l'ignimbrite e i duomi cimini. Sulla base del mio lavoro di campagna escludo l'esistenza di una varietà dell'ignimbrite cimina con grandi fenocristalli di sanidino; tuttavia soprattutto in località Fontana Grillara tra Montalto e la vetta del Cimino esiste un ampio affioramento in cui l'ignimbrite presenta caratteri molto simili a quelli dei duomi tanto da renderne assai arduo il riconoscimento sia sul terreno che al microscopio. Caratteristica dell'ignimbrite cimina come di numerose altre ignimbriti la struttura pipernoide a fiamme schiacciate parallelamente al piano di giacitura. Le fiamme sono in questo caso brandelli vitrofirici a forma di focaccia, schiacciati parallelamente al piano di giacitura con un diametro che oscilla tra pochi centimetri e un metro e uno spessore compreso tra pochi millimetri e 30-40 cm. Le estremità delle fiamme sono in genere filiformi e spesso leggermente ondulate per movimenti in senso orizzontale, posteriori alla deposizione. Esiste una varietà rosata di ignimbrite trovata soltanto in prossimità di Soriano, di Chia e della confluenza tra fosso di Valle Canale e fosso di Poggio Puzzello a WSW di Orte con fiamme nettamente più grandi di quelle non superiori ai 20-30 cm di diametro rinvenute nella varietà grigiastra

più diffusa. In base all'esperienza dei cavaatori di peperino sembra che le fiamme crescano di numero e di dimensioni con l'aumentare della profondità; al contrario procedendo dalle parti mediane verso l'orlo del plateau ignimbrítico si nota un rimpicciolimento delle fiamme. In pratica la struttura a fiamme risulta confinata in una vasta fascia mediana compresa tra la parte centrale e l'orlo del plateau cimino. Nella parte centrale si trova l'ignimbrite a grana più grossa da me già descritta; sull'orlo si nota invece una straordinaria abbondanza di pomici grigio-giallastre friabilissime e un po' schiacciate parallelamente al piano di giacitura. L'ignimbrite cimina presenta una colorazione grigia uniforme che tende per alterazione ad un bianco sporco. La varietà rosata di cui si è già detto mostra invece una tonalità rosa carnicino uniforme.

L'ignimbrite cimina è soggetta ad un rapido processo di alterazione e disfacimento: la roccia, compatta e resistente quando è fresca, si trasforma nelle parti più alterate in una massa terrosa polverulenta biancastra e friabilissima. Frequente una alterazione sferoidale del tutto analoga a quella che spesso caratterizza il granito e altre rocce intrusive omogenee. Lungo l'orlo del plateau cimino la rapida asportazione delle pomici di cui è ricca l'ignimbrite genera spesso grandi cavità fittamente butterate: è un effetto di erosione denominato «swiss cheese» da C. S. ROSS e R. L. SMITH [1961].

Alla base dell'ignimbrite si nota spesso una breccia formata da elementi le cui dimensioni variano tra quelle di un guscio di noce e quelle di una testa d'uomo; si tratta di pezzi di duomi sicuramente anteriori all'ignimbrite e di frammenti vitrofirici della parte basale dell'ignimbrite già consolidata e poi rotta e rimossa dalla coltre ancora calda in movimento. Esempi molto belli di questa breccia basale si vedono vicino al ponte della Volpara presso Bagnaia e lungo la strada Vitorchiano-La Quercia a circa 300 m dal paese. Questi conglomerati di base vengono citati anche da MITTEMPERGER e TEDESCO [1963]; il primo di detti autori segnala esempi analoghi anche nelle ignimbriti della Val Gardena [1960].

Duomi di lava

I duomi di lava della regione cimina, che occupano un'area complessiva di circa 10-12 Km² e formano una cinquantina di strutture talora riunite in strutture più complesse, si dividono in due gruppi principali: il primo compreso tra la strada Soriano-Bagnaia e

la vetta del Cimino, di cui fanno parte i duomi di Soriano, Fondo di Paterno, Ciliano, Turello, Roccaltia, Monte di Vitorchiano, S. Antonio, M. Nestore, Montecchio, Fornaci di Bagnaia, Montalto, la Rocchetta e S. Valentino; leggermente eccentrici rispetto a tale gruppo i duomi di M. la Palanzana a W, di Casale Pocci, Villino Maria e Casale Porciani a N. Il secondo raggruppamento vicino a Canepina comprende i duomi di La Pieve, S. Vittore, Canepina, S. Nicolaro, Monterone, M. Pizzo, Selvaticeto e Bazzolino e valle S. Maria a S di M. Pizzo; a S di questo gruppo esistono due allineamenti appenninici uno, lungo la direttrice Monterone-M. Pizzo, costituito dai duomi di Poggio Paciano, M. Festo, Poggio Castello e Menica Marta e l'altro lungo la direzione Canepina-S. Vittore di cui fanno parte i duomi di Fosso di Piomboli, Torricella, Casale e la Madonnella. Molto eccentrico rispetto ai citati allineamenti la piccola lingua di duomo di Bandita sulla strada Vignanello-Fabrica di Roma.

Tali strutture si presentano in genere come rilievi di forma subconica la cui pendenza decresce sensibilmente dal centro alla periferia. Talora lo sventramento dell'originario edificio conico e la formazione di una vera e propria lingua lavica ha dato luogo a forme molto più irregolari come appare evidente nei duomi di Turello, Bazzolino e in quelli che circondano Canepina; in particolare M. Festo risulta costituito da due linque che si diramano dalla vetta in direzioni opposte verso Fosso S. Angelo e Poggio Castello. Alcuni dei duomi più grandi risultano dalla fusione di numerose cupole di piccole dimensioni e di altezza poco diversa tra loro anastomizzate senza soluzioni di continuità: l'esempio migliore è formato da un duomo certamente tardivo, non segnalato dagli autori precedenti con un'estensione pari a quella dei duomi cimini più grandi e compreso tra la lingua olivin-latitica di La Quercia, la vetta del Cimino e i duomi di S. Valentino, la Rocchetta e Montalto. Altri esempi sono forniti dalle coppie di duomi M. Nestore-S. Antonio e Roccaltia-Turello e dal M. la Palanzana in cui sono riconoscibili due vette di altezza poco diversa.

I contatti tra i duomi e l'ignimbrite sono raramente visibili: talora si osserva nell'ignimbrite un disturbo nella pseudostratificazione in origine perfettamente orizzontale e una profonda alterazione in prossimità del contatto; in tal caso, la messa in posto del duomo è certamente posteriore a quella dell'ignimbrite. Duomi di questo tipo hanno forma subconica molto regolare, fianchi ripidi, pendenze uniformi. Alcuni duomi presentano forma svasata a campana

con pendenze che crescono rapidamente dal bordo verso il centro del rilievo e, nelle parti periferiche, mostrano chiari indizi di uno scorrimento sull'ignimbrite.

Le lave dei duomi hanno struttura porfirica per la presenza di fenocristalli di sanidino grandi alcuni centimetri, a contorno cristallino regolare e con frequente comparsa della geminazione Karlsbad; nelle lingue laviche derivate dallo sventramento di cupole gli individui di sanidino non superano 1 cm di lunghezza: di qui probabilmente la distinzione del SABATINI [1902, 1912a] tra duomi con e senza fenocristalli di sanidino. Al pari dell'ignimbrite cimina i duomi presentano inoltre sul terreno numerosi cristalli di plagioclasio, biotite e, in quantità minore, di pirosseno immersi in una pasta vetrosa scura. Nelle lingue si accentuano i caratteri lavici propri della formazione: la percentuale di fenocristalli si abbassa sensibilmente, compaiono bolle stirate parallelamente alla direzione del flusso e cavità scoriacee arrossate nei punti di fuoriuscita dei volatili: tali caratteri sono molto evidenti nelle lingue dei duomi di Turello e Roccalta.

Caratteristica dei duomi la suddivisione in blocchi di dimensioni crescenti dal bordo verso il centro del rilievo: sulla vetta si trovano accatastati blocchi lavici che raggiungono talora volumi di alcune decine di m³. I blocchi si sono formati per un processo di autobrecciazione durante la messa in posto del duomo e devono solo in parte la loro origine a processi erosivi. Talvolta la liberazione violenta ed esplosiva dei volatili ha dato origine a breccie autoesplosive formate da numerosi frammenti a spigoli vivi di dimensioni assai variabili immersi in una massa terrosa e rossastra. Tale fenomeno è facilmente osservabile nelle lingue di duomo per esempio lungo la strada Pallone-Montalto al contatto tra l'ignimbrite e il M. di Vitorchiano e lungo la strada Soriano-Pallone in prossimità del passaggio a livello.

La roccia di cui sono costituiti i duomi presenta un caratteristico colore rosso-vinato che ne rende in genere estremamente agevole il riconoscimento sul terreno; per l'assenza di fumarolizzazione assume sia pure di rado una colorazione grigio scura molto simile a quella dell'ignimbrite da cui diventa talora difficilmente distinguibile in assenza delle tipiche strutture a fiamme. Frequente l'alterazione, sia primaria, per fenomeni di autopneumatolisi, sia secondaria dovuta agli agenti atmosferici. Nei casi estremi la roccia

si trasforma in una massa terrosa friabilissima. Come nell'ignimbrite, anche nei duomi, l'erosione tende a formare blocchi rotondeggianti.

Ancora oggi molto dibattuta è la questione dei rapporti cronologici tra duomi e ignimbriti: gli autori antichi, seguiti da alcuni moderni propendono per una priorità dei duomi; altri autori moderni ritengono invece più antica l'ignimbrite. Sulla base dei dati di campagna è difficile dare una soluzione sicura e definitiva di questo problema. In alcuni casi, come già detto, è evidentissimo lo scorrimento delle lingue di duomo sull'ignimbrite già consolidata: le lingue di Turello e Roccalta sono certamente sovrapposte all'ignimbrite. Esistono inoltre casi in cui l'ignimbrite, addossata al duomo, per la profonda alterazione subita mostra bande di colore diverso e inclinate: la pseudostratificazione dell'ignimbrite, in origine perfettamente orizzontale, sembra quindi disturbata dalla messa in posto del duomo: il fenomeno è visibilissimo al contatto tra l'ignimbrite e il duomo di Fondo di Paterno lungo la strada di recente costruzione che congiunge Soriano alla strada della Faggetta. Altrove, vicino al contatto, l'ignimbrite appare fresca e senza tracce di disturbo della sua pseudostratificazione; è probabile quindi che alcune coltri ignimbritiche siano posteriori ad alcuni duomi.

Va segnalata infine la presenza sul Cimino di colate che rappresentano termini di passaggio tra i duomi e le lave basiche finali: esse ricoprono i fianchi nordorientali e meridionali del Cimino e sono localizzate a SW di Poggio Orlando e vicino alle Piagge. Le analisi chimiche e modali hanno confermato la posizione intermedia di queste lave già riconosciuta sul terreno in base ai caratteri macroscopici. Il colore grigio nerastro e la notevole freschezza sono caratteri che apparentano tali rocce con le lave latitiche cimine; l'alta percentuale di fenocristalli, la forma tozza delle lingue dovuta alla notevole viscosità e la rigida pendenza consentirebbero invece di annoverare queste lave tra i duomi.

In base ai dati di campagna sinora esposti i duomi sembrano posteriori all'ignimbrite; tuttavia alcune coltri ignimbritiche sono certamente posteriori ai duomi più antichi come dimostra la frequenza degli inclusi di duomo nell'ignimbrite cimina e la comparsa di frammenti di duomo nella breccia basale dell'ignimbrite (ad esempio vicino al ponte della Volpara).

Lava latitica

Le lave latitiche appartenenti alla fase terminale del vulcanismo cimino coprono senza soluzioni di continuità un'area complessiva di circa 8 Km². Le pendenze vanno da un massimo di 50% osservato a NW vicino alla vetta del Cimino ad un minimo del 7% a Poggio S. Venanzio e Pian delle Colti con un valore medio del 25-30%. Sulla base della morfologia è possibile distinguere varie colate i cui limiti precisi sono tuttavia difficilmente riconoscibili sul terreno. Due di esse relativamente fluide ricoprono i fianchi orientale del Monte Cimino: una, partendo dalla vetta, passa per i Crociali, Sasso le Mine., Colliciano e Poggio S. Venanzio; l'altra, dopo aver percorso il tracciato Crociali-Cozzano-Pian delle Colti, si divide in tre rami: il primo raggiunge Tre Fontanelle e Bastia, il secondo passa per la Chiesa di S. Giorgio immediatamente a SE di Soriano e il terzo tocca Casale Sinibaldi e Cicella. Una colata molto più viscosa e simile alle lingue di duomo parte da un centro eruttivo a 978 m sul lato meridionale del Cimino e, passando per le Piagge, tocca la strada bivio della Colonna-Soriano. Dalla vetta del Cimino si diramano verso N due colate molto diverse: una viscosissima, di cui abbiamo già parlato per le affinità coi duomi, diretta verso Poggio Orlando, l'altra, molto fluida, divisa in tre lingue: la prima raggiunge Fontana Grillara, la seconda i fianchi sud-occidentali di Roccaltia, la terza molto più lunga si snoda tra Roccaltia e S. Antonio e scende poco a valle di Casa del Guardiano. La notevole fluidità di questa lingua aveva indotto gli autori precedenti ad attribuirle al gruppo di poco posteriore delle lave olivin-latitiche. Una scrupolosa osservazione dei caratteri macro- e microscopici e soprattutto il risultato dell'analisi chimica confermano invece l'appartenenza al tipo latitico. Il fianco occidentale del Cimino tra Fonte Riotrai e Piangoli è ricoperto da lingue viscosissime che per i caratteri chimici e petrografici si avvicinano maggiormente ai duomi. Le colate latitiche sono formate in genere dall'accatastamento di blocchi ovoidali o subsferici di alcuni m³ di volume immersi in un terriccio di alterazione rossastro. Come nei duomi i blocchi devono la loro origine in parte al meccanismo di messa in posto della lava e in parte ai processi erosivi. Nei punti di maggiore potenza le lave in esame formano vere e proprie muraglie alte 5-6 m. Lungo la strada per la faggeta a circa 800 m di quota la lava latitica appare suddivisa in lastre dello spessore di una decina di

centimetri originate dal moto laminare all'interno della colata durante la messa in posto.

Le lingue di lava latitica appaiono sul terreno di colore grigio scuro e mostrano in genere numerosi fenocristalli di sanidino e alcuni di plagioclasio, biotite e pirosseno. Gli individui di sanidino raggiungono talvolta anche 2-3 cm di lunghezza. In altri casi la forte diminuzione del numero di fenocristalli e la comparsa di numerose bolle stirate e schiacciate parallelamente alla direzione del flusso rendono assai difficile la distinzione tra la lava latitica e quella immediatamente posteriore più basica. Questa convergenza di caratteri è propria delle parti più superficiali delle colate latitiche in cui più agevole era la fuoriuscita dei volatili e più rapida la solidificazione della lava.

La roccia è quasi sempre molto compatta e priva di bolle; tuttavia spesso compare un'alterazione caratteristica che tende a suddividere la roccia in blocchetti poliedrici secondo fratture concoidi molto irregolari punteggiate di macchie nere o bluastre iridescenti dovute alla presenza di abbondanti ossidi metallici.

Lave olivin-latitiche

Le lave olivin-latitiche, ultimo prodotto del vulcanismo cimino, comprendono quattro grandi colate e piccoli affioramenti sparsi sul plateau ignimbrítico per un'estensione complessiva di circa 6 Km². Una colata lunga 7,5 Km, partendo dal centro eruttivo a quota 978 m situato a S della vetta del Cimino, scende tra Menica bassa e Piangoli, s'insinua tra il M. la Palanzana e il M. di S. Valentino e raggiunge Madonna della Quercia. Un'altra di circa 3 Km inizia poco a N di Fonte Riotrai e si divide in due rami: uno che arriva fino alla località di Spinacceto e l'altro che tocca la ferrovia Roma N in prossimità del Km 2 della strada Soriano-Pallone. Una terza lingua passa tra Turello e M. Ciliano e all'altezza della strada Soriano-Pallone si divide a raggiera in quattro rami: il primo diretto verso Poggio S. Lorenzo, il secondo passante per S. Lucia, il terzo per Poggio Morone, il quarto per Poggio Petreto. Infine una quarta colata parte a monte di Poggio Orlando attraversa la località di Fondo di Paterno e il Bersaglio e vicino all'ingresso di Soriano si biforca in due lingue: una che tende verso Fosso degli Orti e l'altra che raggiunge la chiesina della Madonna di Loreto. Queste colate che partono dalla zona centrale del Cimino e si diramano a raggiera

lungo i suoi fianchi segnano l'ubicazione e l'andamento di paleovalli oggi trasformate in dossi per un fenomeno di inversione del rilievo. A queste grandi colate vanno aggiunti piccoli affioramenti ubicati a NE di Soriano. Queste lave, ignorate da tutti gli autori precedenti, rivelano sul terreno e in sezione sottile una spiccata somiglianza con le lave olivin-latitiche del Cimino. L'unica complicazione è dovuta alla presenza nella zona di Fosso Iachetto di blocchi erratici di duomo che farebbero pensare ad un semplice accumulo per frana di blocchi eterogenei. Nella Faggeta, a E della vetta, affiora una roccia molto arrossata, bollosissima, in tutto simile a quella che si osserva alla sommità del condotto di Radicofani. Per analogia con i prodotti di quest'ultimo centro eruttivo potrebbe trattarsi anche in questo caso della parte scoriacea di un lago di lava consolidato, ma sul terreno non è possibile accertarne l'effettiva esistenza.

Le colate di olivin-latite appaiono esili e spesso difficilmente riconoscibili a monte, in prossimità del probabile punto di fuoriuscita, dove le pendenze erano maggiori e la lava molto fluida scorreva velocemente senza generare spessori considerevoli; si allargano invece a valle fino a ricoprire vaste aree, là dove la pendenza più lieve consentiva un deflusso più lento e quindi maggiori possibilità di accumulo. Molte colate hanno avuto origine da bocche eruttive assai vicine alla vetta; lo conferma la presenza di pochi blocchi erratici di olivin-latite sparsi a monte delle grandi colate in prossimità della vetta del Cimino. Abbastanza frequente la pseudostratificazione; si osserva talora una suddivisione in blocchi specie nelle lingue più sottili e in prossimità del centro delle colate. Nella lava appaiono sempre grandi bolle stirate parallelamente alla direzione del flusso; talora invece nelle parti superficiali e vicino al contatto con le rocce sottostanti l'aspetto della roccia diventa più tipicamente scoriaceo per la presenza di numerose bolle del diametro di pochi millimetri in cui non è visibile l'allungamento secondo una direzione preferenziale. La lava contiene rari individui di sanidino, plagioclasio, pirosseno, olivina con dimensioni di pochi millimetri immersi in una pasta di colore grigio chiaro passante a nero cupo nelle parti più vitrofiriche e a rosso bruno, rosso sangue dove più intensa è stata l'azione delle fumarole.

L'alterazione trasforma la lava olivin-latitica in una formazione terrosa e polverulenta di colore grigio chiaro; in genere tuttavia la roccia è molto fresca, compatta e resistente,

La piccola potenza in rapporto alla notevole lunghezza delle colate, la bollosità, lo scarso numero di fenocristalli dimostrano che le lave olivin-latitiche erano assai meno viscosi di quelle più antiche a composizione latitica.

PARTE SECONDA

CARATTERI MICROSCOPICI DELLE FORMAZIONI CIMINE

Ignimbriti

L'ignimbrite cimina appare formata da un insieme caotico di fenocristalli intratellurici intensamente fratturati e di frammenti cristallini immersi in una pasta di fondo costituita da schegge di vetro filamentose e da una frazione vetrosa polverulenta. Le schegge sono a forma di lamina allungata; secondo C. S. ROSS e R. L. SMITH [1961] questo carattere è tipico delle ignimbriti di composizione intermedia comprese tra le andesiti e le quarzolatiti. Mancano invece completamente le forme a Y e a U o tricuspide descritte da questi autori. Il grado di saldatura e distorsione è molto elevato: infatti i brandelli di vetro aderiscono plasticamente ai contorni dei cristalli e non di rado appaiono come spremuti nei golfi di riassorbimento degli individui di sanidino o nello spazio tra i frammenti cristallini. La forte pressione di carico e alcuni movimenti tardivi dell'ignimbrite ancora calda hanno prodotto, nei brandelli vetrosi, strutture fluidali assai ondulate e sinuose (fig. 1). La forte saldatura, che si traduce sul terreno in una elevata resistenza meccanica della roccia, ha eliminato in genere quasi del tutto i pori tra i frammenti vetrosi e cristallini: mancano quindi i minerali della «vapor phase». In compenso la roccia appare spesso devetrificata con passaggio della struttura perlitica a petroselciosa, microgranofirica o addirittura granofirica. Quest'ultima secondo R. L. SMITH [1960] è tipica delle parti più profonde della zona devetrificata in coltri ignimbritiche assai potenti: ivi si sarebbe conservata a lungo una notevole quantità di calore responsabile, insieme al permanere delle sostanze volatili, della avanzata cristallizzazione della massa di fondo. Analogamente R. MAZZUOLI e M. PRATESI [1963a] hanno scoperto che le zone profonde delle vulcaniti amia-



Fig. 1 - Ignimbrite (Nicols //, ingr. 40 x).

Schegge di vetro filamentose, con tipico andamento fluidale, appaiono spremute negli interstizi tra i cristalli e aderiscono plasticamente ai contorni cristallini.

tine presentano struttura granofirica e le parti superficiali, a più rapido raffreddamento, struttura petroselciosa o vitrofirica, con tutti i termini di passaggio nelle zone intermedie. E' molto probabile che una simile zoneografia verticale sia valida anche per il Cimino; una prova convincente è fornita dai dati di campagna: l'ignimbrite a struttura granofirica affiora per lo più nei pressi del duomo di Montalto vicino a Poggio Orlando, cioè nelle parti del plateau cimino situate a quote più alte, dove l'erosione, più rapida che in periferia per la maggiore pendenza del rilievo, ha certamente messo a nudo le zone più profonde e devetrificate della coltre ignimbritica. Nella fascia mediana compresa tra l'orlo e i duomi centrali i processi erosivi non sono riusciti ad asportare le parti più superficiali della coltre caratterizzate da una struttura perlitica.

Diamo ora una rapida descrizione delle varie strutture.

In quella perlitica, per l'assenza di devetrificazione, sono ancora perfettamente visibili sia le schegge vetrose che il loro andamento fluidale. Il vetro è limpido, talora appare leggermente ricri-

stallizzato. Mancano o sono comunque molto scarsi i prodotti ferruginosi. I femici appaiono qui ben conservati: in particolare la biotite non presenta tracce di orlo opacitico. Splendidi esempi di questa struttura sono visibili in campioni raccolti nella cava al Km 8,2 della strada ortana, S.S. n. 206, nella cava lungo la strada che unisce Vitorchiano a Grotte S. Stefano e vicino al duomo di Montecchio.

Nelle parti a struttura granofirica spesso la devetrificazione oblitera completamente l'aspetto ignimbrítico della pasta di fondo: i brandelli vetrosi non sono quindi più visibili. Talora si osservano sferuliti a struttura fibroso-raggiata forse composte di cristobalite e di piccolissimi microliti feldspatici, come quelle osservate da L. SCHIAFFINO [1963] nelle vulcaniti toscane. I femici sono molto alterati; in particolare la biotite presenta sempre un vistoso orlo opacitico. Tra i prodotti di alterazione rara la clorite, abbondanti gli ossidi e idrossidi di Fe, diffusi anche nella pasta e lungo le fratture della roccia, scarsi i minerali di Mn. I prodotti ferruginosi segnano talora con le loro sfumature l'andamento della vecchia struttura ignimbrítica del vetro scomparso per alterazione e ricristallizzazione.

Esiste infine lungo l'orlo del plateau ignimbrítico, una varietà a struttura pomicea ben visibile nei pressi di Chia e Bomarzo. Essa appare in genere costituita da pochi frammenti cristallini immersi in una pasta vitrofirica fortemente soffiata e stirata in una direzione preferenziale. Lo stiramento delle bolle secondo una direzione parallela al piano di giacitura è sottolineato da una vistosa isorientazione dei frammenti cristallini e soprattutto delle lamine biotitiche. L'abbondanza di prodotti ferruginosi riscontrata in questo tipo di struttura non è associata all'alterazione della biotite come nelle parti dell'ignimbrite a struttura granofirica. Si tratta probabilmente di depositi per azione fumarolica esercitata dalle parti sottostanti. Notevole infine la quasi completa assenza di pirosseni. In un fosso a E di Chia l'ignimbrite appare divisa in due lembi: quello superiore è formato esclusivamente da pomici; quello inferiore, pomiceo nella sua parte più alta, presenta in profondità un forte aumento del numero di fenocristalli, una struttura petroselciosa o microgranofirica talora glomeroporfirica, la comparsa di numerosi frammenti pirossenici e talora la presenza delle tipiche fluidazioni ignimbrítiche già descritte. Sul terreno i due lembi sono nettamente divisi da una superficie di discontinuità che in certi

punti sembra dovuta all'erosione; di qui l'ipotesi avanzata da M. MITTEMPERGER e C. TEDESCO [1963] che l'ignimbrite cimina sia formata da due coltri successive riconoscibili appunto nei pressi di Chia.

Diamo ora una breve descrizione delle fiamme. Esse contengono fenocristalli intensamente fratturati e schegge cristalline immerse in una pasta di fondo perlitica. Il vetro limpido e povero di prodotti ferruginosi appare costituito da sottili e lunghissimi filamenti vetrosi con andamento molto sinuoso e ondulato, in cui tuttavia è possibile riconoscere un orientamento preferenziale parallelo al piano di giacitura. Anche i fenocristalli e in particolare le lamine di biotite mostrano una tendenza spiccata a disporsi in file parallele tra loro e orizzontali. La tessitura assai caratteristica che ne deriva è forse l'unico carattere che permette di distinguere le fiamme dalla matrice circostante in cui prevale un'orientazione statistica dei frammenti vetrosi cristallini. I risultati delle analisi chimiche e modali confermano una sostanziale identità di composizione chimica e mineralogica tra le fiamme e la roccia che le ingloba. Ci limitiamo per ora a riferire i risultati delle analisi modali (n. 6 sezioni per ogni analisi)

	fiamme	matrice
Plagioclasio	19.6	22.6
sanidino	9.6	11.3
biotite	7.3	7.8
iperstene	3.6	3.3
diopside	1.2	1.3
totale fenocristalli	41.3	46.3
pasta di fondo	58.7	53.7

Si nota una leggera diminuzione della percentuale di fenocristalli sialici nelle fiamme rispetto alla matrice. Le differenze non sono comunque significative. Ho eseguito anche le analisi modali (n. 6 sezioni per analisi) di campioni di ignimbriti prelevati a distanze crescenti dalla vetta del Cimino cioè dalla probabile zona di fuoriuscita dell'ignimbrite:

	Km. 1-1,5 dalla vetta del Cimino	Km. 4,5 dalla v. del C.	Km.8-9 dalla v. del C.
Plagioclasio	20.9	19.3	19.1
sanidino	12.9	12.2	12.8
biotite	6.9	8.8	8.6
iperstene	3.5	3.0	3.5
diopside	2.1	1.3	1.2
tot. fenocris.	46.3	44.6	45.2
pasta di fondo	53.7	55.4	54.8

Gli scarti tra un'analisi e l'altra sono trascurabili; l'ignimbrite cimina presenta quindi in tutta la sua area una notevole uniformità di composizione mineralogica.

Riportiamo ora le analisi modali (n. 4 sezioni per analisi) di campioni prelevati alla base e al tetto della coltre ignimbratica inferiore di Chia.

	Tetto del lembo inf.	base del lembo inf.
Plagioclasio	9.7	12.9
sanidino	2.5	11.7
biotite	3.9	6.6
iperstene	0.7	1.2
diopside	0.7	3.5
totale fenocristalli	17.5	42.2
pasta di fondo	82.5	57.8

Le parti profonde della coltre ignimbratica presentano, rispetto ai livelli pomicei soprastanti, una più alta percentuale di fenocristalli che indica un più avanzato grado di cristallizzazione, attribuibile ad un raffreddamento meno rapido.

Duomi

I duomi contengono un numero relativamente piccolo di fenocristalli integri immersi in una pasta di fondo micro-cristallina costituita da microliti e da minute plaghe feldspatiche a contorni sfu-

mati. Nei campioni dove più intensa è stata l'azione delle fumarole e l'alterazione climatica, caratteristici per la presenza di abbondante ematite nei fenocristalli e nella pasta, compare invece una struttura da microgranofirica a granofirica: frequente infine specie in prossimità dei fenocristalli, una fluitazione dei microliti e delle plaghe feldspatiche simile a quella che caratterizza la struttura trachitica. Nei duomi più piccoli o nelle lingue laviche originate dallo sventramento di duomi compaiono diversi caratteri lavici: una discreta frequenza di bolle, non di rado stirate in una direzione preferenziale, e una certa isorientazione dei fenocristalli, in particolare delle lamine biotitiche.

Generalmente esistono due generazioni di fenocristalli: una, formata di cristalli di sanidino grandi anche diversi centimetri e un'altra, composta dallo stesso sanidino, dal plagioclasio, dalla biotite e dai due pirosseni. Talora invece si notano numerose generazioni difficili da distinguersi per la variazione continua e graduale della granulometria. Si notano spesso strutture glomeroporfiriche con noduli di plagioclasio, biotite, iperstene e/o pirosseno monoclini cui si aggiungono saltuariamente cristalli di sanidino. L'iperstene è più frequente del pirosseno monoclini tra i cristalli isolati e più raro invece nelle strutture glomeroporfiriche.

Dai dati delle analisi modali, per le quali rimandiamo alla tabella I si traggono le seguenti deduzioni: la percentuale dei fenocristalli è alta, per una lava, ma assai più bassa che nell'ignimbrite; rispetto a quest'ultima si verificano una forte diminuzione in percentuale del sanidino e talvolta un leggero calo del plagioclasio.

Tenendo conto degli individui di sanidino di alcuni centimetri di lunghezza esclusi dal computo si dovrebbe ottenere una percentuale molto prossima a quella riscontrata nell'ignimbrite.

I feldspati non erano in equilibrio con il liquido residuo come dimostrano i loro contorni arrotondati e i golfi di riassorbimento. Tra i femici il minerale più abbondante è la biotite generalmente stabile, seguita dall'iperstene e dal pirosseno monoclini. Rarissima l'olivina che presenta sempre un vistoso orlo iddingsitico. Gli accessori più frequenti sono lo zirconio e l'apatite. Tra i minerali di alterazione, molto abbondante l'ematite, cui si deve la caratteristica colorazione rosso-vinato propria della roccia. Gli aspetti sin qui descritti sono quelli tipici del «peperino delle alture». Esistono tipi litologici intermedi tra i duomi e l'ignimbrite. In taluni casi la distinzione diventa difficilissima. L'analisi modale prova che nei ter-

mini intermedi la percentuale dei fenocristalli è vicinissima ai valori riscontrati nell'ignimbrite e nettamente superiore a quella dei duomi tipici. Gli individui di sanidino sono leggermente più numerosi che nella maggior parte delle cupole e assai meno abbondanti che nell'ignimbrite. I fenocristalli appaiono anche distribuiti in maniera più caotica che nei duomi e sono talora in parte sbriciolati per effetto dello scorrimento e della forte viscosità: tali caratteri sono comunque assai meno vistosi che nell'ignimbrite. Talvolta il vetro presenta, come nell'ignimbrite, la tipica fessurazione perlitica; mancano invece le strutture fluidali nella pasta di fondo. E' probabile che la facies sin qui descritta sia dovuta a stirature marginali capaci di produrre nei duomi strutture simili alla ignimbritica. Un cenno particolare meritano i piccoli duomi periferici e le lingue laviche originate dallo sventramento di cupole (Fornaci di Bagnaia, Madonna, Bandita, Turello, Rocaltia, Tre Camini, Villino Maria, Casale Poggi ecc.). Molti di questi affioramenti erano stati attribuiti dal SABATINI [1912a] alla lava latitica posteriore. Tuttavia, come si vede anche dal confronto tra le analisi modali, la grande frequenza dei fenocristalli feldspatici, l'abbondanza e la maggiore stabilità della biotite, la minore ricchezza in pirosseno monoclino e l'assenza quasi costante dell'olivina permettono di distinguere abbastanza agevolmente questi duomi dalla lava latitica. Rispetto all'ignimbrite, i duomi periferici e le lingue laviche derivate di duomi presentano caratteri lavici evidenti, fenocristalli meno numerosi e di rado fratturati, una percentuale leggermente inferiore di plagioclasio, un numero molto più basso di fenocristalli di sanidino e l'assenza completa della struttura fluidale ignimbritica.

Nella tabella I ho ordinato le analisi modali (8 sezioni per analisi) in una serie con numeri crescenti, dai duomi presumibilmente più antichi e acidi a quelli più recenti e basici. Gli scarti trascurabili tra due analisi vicine, diventano significativi se si mettono a confronto i termini estremi della serie suddetta; nel passaggio dai duomi più antichi ai più recenti si osserva una diminuzione del plagioclasio e dell'iperstene, un aumento vistoso del pirosseno monoclino e la comparsa di sporadici granuli di olivina; le percentuali della biotite e soprattutto del sanidino mostrano forti sbalzi in parte dovuti a variazioni della PH_2O . Un aumento di questa accresce la percentuale di biotite a spese del sanidino. L'iperstene e la biotite, perfettamente stabili nei duomi più antichi, diventano spesso instabili in quelli più recenti; in particolare l'iperstene mostra golfi

TABELLA I

	1	2	3	4	5	6	7
Plagioclasio	24.4	20.2	21.0	21.5	22.0	19.5	17.6
Sanidino	7.7	5.7	4.9	6.0	4.3	2.2	4.0
Biotite	7.9	7.4	9.0	7.6	7.0	8.6	7.4
Diopside	3.1	0.1	0.1	2.0	0.2	0.4	1.9
Iperstene	3.6	3.2	3.3	1.9	4.5	3.4	3.3
Tot. fenocrist.	46.7	36.6	38.3	39.0	38.0	34.1	34.2
Pasta di fondo	53.3	63.4	61.7	61.0	62.0	65.9	65.8

- 1) MCO245, 247, 249; *tipo litologico intermedio tra ignimbrite e duomi* in località Fonte Riotrai.
- 2) MCO2, 6, 377, 378, 379, 380, 381, 382, 383, 385, 387, 388; duomi di Monterone, Selvaticeto, Bazzolino, S. Nicolaro, M. Pizzo, Canepina, S. Vittore, Valle S. Maria,
- 3) MCO113; duomo di Ciliano.
- 4) MCO115, 116, 168, 173, 296, 298, 354, 366, 367; duomi di La Palanzana, S. Valentino, La Rocchetta, Montalto.
- 5) MCO112, 398, 406; duomi di Soriano e Fondo di Paterno.
- 6) MCO271, 272, 280, 289, 292, 389, 390, 391, 392, 393; duomi di Poggio Paciano, M. Festo, Poggio Castello, La Torricella, Bandita, M. Casale, Menica Marta, La Maddonnella.

di riassorbimento e un orlo di reazione costituito di pirosseno monoclino e la biotite appare spesso quasi completamente opacizzata. I duomi recenti hanno quindi un aspetto lavico più deciso talora sottolineato anche sul terreno dalla isorientazione dei grandi fenocristalli di sanidino. I duomi più antichi sono quelli che formano gli allineamenti appenninici a S e a N del Cimino i duomi che circondano Canepina, quelli di Soriano, Ciliano, S. Antonio. I più recenti sono quelli di Turello, Roccaltia, Tre Camini, Fornaci di Bagnaia, M. di Vitorchiano e i due che affiorano in corrispondenza della vetta del Cimino e a S di S. Valentino e Montalto.

Lava latitica

Presenta quasi sempre una struttura porfirica olocristallina e talora, nei campioni prossimi ai duomi per composizione chimica e mineralogica, una struttura microgranofirica. Tra i fenocristalli si osserva una variazione graduale e continua di dimensioni. I feld-

8	9	10	11	12	13	14	15
19.4	17.4	20.0	16.5	16.6	16.5	17.7	17.6
3.1	7.4	8.1	4.7	4.1	3.4	5.6	4.5
8.0	8.8	7.5	7.9	7.0	10.2	8.9	7.0
2.5	2.6	4.1	3.1	4.8	2.5	3.8	4.2
2.6	1.6	1.5	2.2	2.2	2.4	2.1	3.9
35.6	37.8	41.2	34.4	34.7	35.0	38.1	37.2
64.4	62.2	58.8	65.6	65.3	65.0	65.9	62.8

- 7) MCO283, 287, 316, 352; duomi di Casale Poggi, Villino Maria, Casale Porciani (c/o Vitorchiano).
- 8) MCO259, 421; duomo di S. Antonio.
- 9) MCO158, 159, 163; duomo di Montecchio.
- 10) MCO240; duomo 400 m a S della vetta del Cimino.
- 11) MCO8, 10, 11, 156, 264, 265, 266, 267, 270; duomi di Roccalta, Turello, Tre camini.
- 12) MCO347, 349, 350, 351; duomi delle Fornaci di Bagnai.
- 13) MCO353; duomo M. di Vitorchiano.
- 14) MCO368, 369, 370, 371, 372, 373, 374; duomo a S di La Rocchetta e Montalto.
- 15) MCO355, 356, 358, 360, 364; duomo della vetta del Cimino.

spati cui appartengono gli individui più grandi presentano, anche nella lava latitica, spigoli smussati e golfi di riassorbimento: essi non erano pertanto in equilibrio col liquido residuo. In base alla determinazione con il metodo Albite-Karlsbad (M. FRANZINI [1965]) il plagioclasio è risultato un termine di A.T. con An 51-52%, identico a quello dei duomi e dell'ignimbrite. Il minerale più abbondante tra i femici è il pirosseno monoclinico che appare in bei cristalli euedrali perfettamente stabili e di dimensioni assai varie. La biotite può essere scarsa e alteratissima oppure abbondante e relativamente poco alterata specie nelle lamine più grandi. L'iperstene a differenza di quanto accade nei duomi è sempre instabile: presenta infatti quasi sempre contorno arrotondato, anse di riassorbimento e un orlo di reazione costituito da diopside (fig. 2). Mostra in genere debole colorazione e scarso pleocroismo. Tutti questi minerali formano strutture glomeroporfiriche già descritte nei duomi e nell'ignimbrite.

La pasta è formata da minute lamelle feldspatiche a contorni

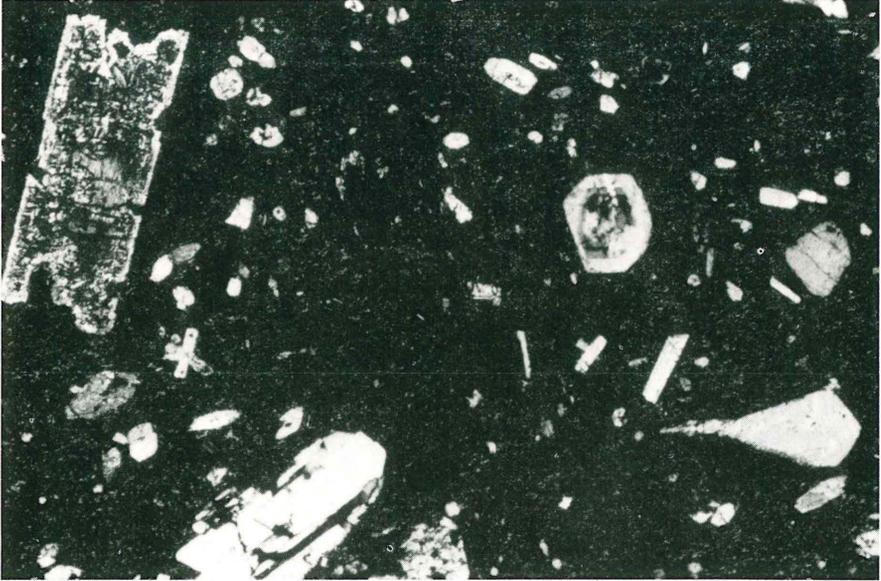


Fig. 2 - Lava latitica (Nicolis \perp , ingr. 40 x).

Visibile sull'estrema sinistra un fenocristallo di iperistene, fortemente riassorbito e con orlo di pirosseno monoclinico.

irregolari fittamente compenstrate tra loro. In prossimità dei fenocristalli si osserva nella pasta una discreta fluitazione che ricorda la struttura trachitica; a differenza di questa tuttavia i microliti e le lamelle feldspatiche non sono generalmente isorientati in una sola direzione ma seguono il contorno dei fenocristalli. Ne deriva un andamento fluidale molto irregolare. La struttura fluidale è resa evidente dalla isorientazione delle lamine biotitiche e dei microliti e granuli pirossenici che spiccano rispettivamente per il colore e per il rilievo dalla massa di fondo feldspatica. Una novità rispetto alle vulcaniti precedenti è costituita dalla comparsa di microliti e granuli di pirosseno monoclinico con bassa birifrazione e rilievo non molto forte. La loro percentuale varia notevolmente: esistono campioni che ne sono totalmente sprovvisti, altri che ne sono ricchi.

Scarsi i prodotti di alterazione; si osservano talvolta piccoli cristalli di ematite prodotti dalle fumarole.

Molti campioni presentano caratteri intermedi tra la lava latitica e la più recente lava olivin-latitica. Essi appartengono forse alle facies superficiali delle spesse colate latitiche. Infatti la perdita



Fig. 3 - Lava latitica (Nicols \perp , ingr. 40 x).

Al centro cristallo relitto di quarzo arrotondato e con golfi di riassorbimento. In alto a sinistra fenocristallo di sanidino anch'esso fortemente riassorbito. Sulla destra, raggruppati, individui di plagioclasio, iperstene e biotite.

dei volatili, più agevole in prossimità della superficie, causa una maggior bollosità e il completo riassorbimento della biotite. Inoltre il più rapido consolidamento provoca una diminuzione del numero dei fenocristalli, soprattutto di quelli feldspatici e un aumento in percentuale dell'olivina tra i fenocristalli e del pirosseno monoclinico tra i microliti. Esaminiamo ora i dati delle analisi modali raccolte nella tabella II (8 sezioni per analisi). I fenocristalli sono frequenti: la loro percentuale è comunque assai inferiore a quella riscontrata nei duomi e nettamente superiore a quella propria della lava olivin-latitica. Rispetto alle cupole diminuiscono sensibilmente il plagioclasio, il sanidino, la biotite e l'iperstene e aumentano il pirosseno monoclinico e l'olivina. Fanno eccezione le lingue situate in località le Piagge e a SW di Poggio Orlando. Nella prima le percentuali dei fenocristalli rispetto alla pasta, del plagioclasio e del sanidino sono molto simili a quelle dei duomi; più alto invece il contenuto in pirosseno monoclinico. Nella seconda il numero dei fenocristalli è assai vicino a quello delle altre lingue latitiche mentre

TABELLA II

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Plagioclasio	19.1	18.1	13.3	11.0	8.3	10.2	6.8	8.5	3.5	4.4	4.4	4.1
Sanidino	6.9	5.8	3.7	3.3	4.7	3.6	2.2	2.0	3.2	1.7	1.7	3.4
Biotite	7.5	5.5	4.7	5.0	4.3	3.3	2.4	7.0	0.3	1.1	0.3	0.9
Diopside	5.9	6.3	6.0	9.5	8.3	9.9	8.5	8.3	5.0	9.2	8.7	12.2
Iperstene	2.2	1.3	1.2	1.1	0.7	1.2	0.6	1.0	0.2	0.6	0.9	0.5
Olivina	0.1	0.1	—	0.3	0.9	1.4	0.2	0.8	5.9	4.5	5.1	4.5
Totale fenocristalli	41.7	37.1	28.9	30.2	27.2	29.6	20.7	27.6	18.1	21.5	21.1	25.6
Pasta di fondo	58.3	62.9	71.1	69.8	72.8	70.4	79.3	72.4	81.9	78.5	78.9	74.4

- 1) MCO275; lava latitica di Le Piagge, lungo la strada bivio della Colonna-Soriano.
- 2) MCO416; lava latitica a W della vetta del Cimino, tra Fonte Riotrai e Piangoli.
- 3) MCO227, 230, 419; lava latitica a NE della vetta del Cimino e a SW di Poggio Orlando.
- 4) MCO215, 418; lava latitica di Fontana della Grillara, lungo la strada della Faggeta a NNE della vetta del Cimino.
- 5) MCO195, 196, 198, 312; lava latitica di Sasso le Mine, Fianello.
- 6) MCO123; lava latitica di S. Venanzio.
- 7) MCO179, 182, 216, 217, 257, 260, 261, 262, 268; lava latitica di S. Antonio, tra i duomi di Roccalta e S. Antonio.
- 8) MCO122, 199, 200, 201, 202, 203, 204; lava latitica di Cozzano, Pian delle Colti, Tre Fontanelle.
- 9) MCO121, 413; lava olivin-latitica di S. Lucia.
- 10) MCO361; lava olivin-latitica di La Quercia.
- 11) MCO361; lava olivin-latitica di Madonna di Loreto.
- 12) MCO420; lava olivin-latitica di Spinaceto.

le percentuali del plagioclasio e del pirosseno monoclinico sono intermedie tra quelle dei duomi più basici e delle lave.

Lava olivin-latitica

Presenta struttura porfirica olocristallina; la massa di fondo è costituita da numerosi microliti e granuli pirossenici e dal solito mosaico di plaghe feldspatiche dai contorni sfumati e irregolari già descritte; tra queste si riscontra un forte aumento del sanidino rispetto al plagioclasio. Talora la struttura si avvicina alla trachitica: infatti le fluitazioni della pasta osservata nei tipi litologici precedenti solo in prossimità dei fenocristalli, mostrano una maggiore estensione. La tessitura fluidale della massa di fondo è sottolineata dallo stiramento e dalla isorientazione delle bolle spesso molto numerose. I fenocristalli, scarsi, formano due generazioni: una prima, composta di feldspati, soprattutto plagioclasio, e di olivina fortemente riassorbiti e di poco pirosseno monoclinico; una seconda, formata da abbondante pirosseno monoclinico in piccoli fenocristalli eudrali e integri, da olivina in granuli riassorbiti e con orlo iddingsitico, da biotite scarsa e molto alterata e da sporadici cristalli di iperstene, plagioclasio e sanidino, tutti molto riassorbiti, come testimoniano, al solito, i contorni arrotondati e i golfi di riassorbimento. Esistono spesso piccole cavità riempite da sanidino xenomorfo: il minerale forse di cristallizzazione tardiva contiene lunghe file di piccole inclusioni, specie aghetti di apatite, che segnano i diversi stadi di accrescimento del cristallo.

Una lava rossa bollosissima che forse appartiene al tipo olivin-latitico affiora un centinaio di metri a E della vetta. Lo studio microscopico ha rivelato oltre alla notevole bollosità, visibile a occhio nudo sul terreno, una povertà in fenocristalli ancora più spinta che nella lava olivin-latitica propriamente detta, alla quale pertanto è difficile ascrivere la lava in esame sulla base della sola composizione dei fenocristalli. Tuttavia, per la presenza di un numero relativamente alto di cristalli di pirosseno monoclinico e di olivina, per la scarsità e la profonda alterazione della biotite, dell'iperstene e dei feldspati, tra i quali predomina il plagioclasio, è probabile si tratti di olivin-latite. La roccia è ricchissima di ematite cui si deve l'intensa colorazione rosso sangue a luce riflessa; talora si passa bruscamente da zone arrossate ricchissime di ematite a zone di colore grigio nerastro che ne sono totalmente sprovviste. La massa di fon-

do appare costellata da centri di ricristallizzazione e microliti. La struttura che ne deriva è intermedia tra la petroselciosa e la microlitica. Le fluitazioni, come nelle lave olivin-latitiche propriamente dette, si estendono talora a zone molto ampie; i microliti si dispongono parallelamente ai contorni dei fenocristalli e ai setti di divisione tra le bolle. In questi casi la struttura è molto simile alla trachitica. Riportiamo nella tabella II le analisi modali (8 sezioni per analisi) delle quattro grandi colate olivin-latitiche del Cimino. Rispetto alle vulcaniti precedenti si nota un'ulteriore diminuzione nelle percentuali del plagioclasio, del sanidino, la scomparsa pressoché totale della biotite e il forte aumento del contenuto in olivina. Il pirosseno monoclinico e l'iperstene mantengono all'incirca inalterati i valori che presentavano nella lava latitica precedente.

Inclusi nelle vulcaniti

Le vulcaniti cimine sono ricche di inclusi di varia natura; si riconoscono tra essi i seguenti tipi litologici:

- a) rocce più o meno simili alle selagiti, per composizione mineralogica;
- b) scisti a spinello verde e corindone e sanidiniti con gli stessi minerali;
- c) granatiti e vesuvianiti;
- d) scisti a una mica con clinozoisite;
- e) ignimbrite con cristalli di ortite.

I duomi contengono esclusivamente i tipi *a)* e *b)*. Nelle ignimbrite *b)* e *c)* sono i tipi più rappresentati, *d)* è meno frequente, *a)* ed *e)* sono addirittura sporadici. Le lave terminali sono povere di inclusi: vi si trovano solo rari frammenti del tipo *a)*.

Gli inclusi del tipo *a)* mostrano rispetto alle vere selagiti toscane un sensibile aumento in percentuale del plagioclasio e una forte diminuzione o la scomparsa del sanidino. Sono formate in genere da un fitto intreccio di bacchettine biotitiche e cristalli feldspatici nei cui interstizi è presente poco vetro limpido o profondamente alterato, con indice minore di quello del balsamo. Talvolta questi inclusi presentano struttura olocristallina ipidiomorfa che differisce dal tipo intersertale per un aumento della grana, per la forma tozza dei cristalli e per la presenza di sanidino xenomorfo al

posto del vetro negli interstizi tra i cristalli. Si osservano anche tessiture fluidali messe in evidenza dall'andamento sub-parallelo degli aghetti di biotite. La struttura è in genere equigranulare; talora invece esistono due generazioni di cristalli. I costituenti principali sono il plagioclasio e la biotite; assai variabili le percentuali di sanidino e di augite; l'iperstene, scarso in genere, può essere anche molto abbondante; l'olivina è sempre sporadica.

Negli inclusi scistosi a spinello verde e corindone, presenti soprattutto nell'ignimbrite si osserva una fitta alternanza di livelli composti da due o più dei seguenti minerali: sanidino, biotite, spinello verde, plagioclasio, corindone, iperstene. La tessitura scistosa è talora sottolineata dal parallelismo delle lamine e degli aghetti di biotite. Assai variabile la composizione mineralogica da una lista a quelle adiacenti: il cambiamento in genere brusco è talvolta abbastanza graduale. La grana, massima nei punti in cui predomina il sanidino, diventa più fine dove abbonda il plagioclasio.

Le sanidiniti, frequenti soprattutto nei duomi, hanno la stessa composizione mineralogica degli inclusi scistosi appena descritti; differiscono da questi per la rarità della tessitura scistosa e la grana nettamente maggiore. Anche i rapporti quantitativi tra i vari minerali cambiano sensibilmente. Talora la roccia è composta in prevalenza da pochi grandi individui di sanidino che includono peliticamente tutti gli altri cristalli. Si registra anche un forte aumento dell'iperstene e soprattutto del plagioclasio che diventa il minerale più abbondante dopo il sanidino e una diminuzione o la scomparsa dello spinello e del corindone. Sia gli inclusi a spinello e corindone sia quelli sanidinitici sono riferibili alla facies sanidinitica nella classificazione delle rocce termometamorfiche di F. J. TURNER [1968].

Nell'ignimbrite cimina sono molto frequenti inclusi costituiti da granato, vesuviana, pirosseno monoclino e prodotti cloritici. Tali inclusi mancano completamente nei duomi.

Il granato è di gran lunga il minerale più abbondante e costituisce spesso più del 90% del campione dove forma aggregati granoblastici. Generalmente isotropo, presenta spesso una vistosa birifrazione a chiazze dovuta, come è noto, a fenomeni di idratazione e idrotermalizzazione. Talora la birifrazione anomala del granato dà origine a una vera e propria zonatura del cristallo, visibile anche a solo polarizzatore. In una analisi diffrattometrica, il granato è apparso composto per l'80% da grossularia e per il 20% da andradite (B. A. YUNIKOV, L. N. OVCHINNIKOV, L. I. METTIKH [1962]).

Il minerale più frequente dopo il granato è senz'altro la vesuviana. Esistono campioni composti addirittura soltanto di questo minerale. Esso si sviluppa in xenoblasti con forte rilievo, sagrinatura meno pronunciata, birifrazione bassissima negativa, in genere uniassico; tuttavia in alcuni casi dubbi sembra biassico. Mostra tracce di sfaldatura nette e regolari e colori d'interferenza anomali azzurro cupo o indaco.

Il pirosseno monoclinico, terzo per abbondanza dopo il granato e la vesuviana, forma vene e aggregati granulari. Presenta 2V piccoli sui 40°, birifrazione positiva relativamente bassa. Non è stata possibile alcuna determinazione precisa del C:γ.

Esiste anche un pirosseno monoclinico verde pallido, debolmente pleocroico con C:γ sui 53-54° e 2V grande e birifrazione positiva: si tratta di augite prossima a egrinaugite. Frequenti i prodotti di alterazione cloritici di colore verdolino, privi di pleocroismo, con estinzione di aggregato e colori d'interferenza anomali giallo bronzini. Gli inclusi a granato, vesuviana, pirosseno appartengono alla facies delle cornubianiti pirosseniche (F. J. TURNER [1968]).

Nell'ignimbrite si trovano talora inclusi scistosi a grana finissima composti da un feldspato, da un epidoto debolmente colorato e non pleocroico e quindi prossimo a clinozoisite e di biotite, talora sostituita da una mica verdolina probabilmente fengite; talora gli stessi inclusi sono privi di epidoto e contengono invece sporadici cristalli di quarzo, plagioclasio e pirosseno monoclinico. In altre parole si ha un passaggio dalla facies delle cornubianiti ad albite-epidoto alla facies delle cornubianiti pirosseniche (F. J. TURNER [1968]). Tra i minerali di alterazione frequenti gli ossidi e idrossidi di Fe in chiazze e vene; assai meno abbondanti i prodotti manganesiferi. Alle volte gli stessi costituenti mineralogici principali formano vene con andamento irregolare. La tessitura scistosa assai evidente in alcuni campioni è scarsamente riconoscibile in altri.

Esistono nell'ignimbrite cimina rari inclusi di vulcaniti composte in prevalenza di sanidino e plagioclasio, poco iperstene e cristalli di biotite, zircono e ortite immersi in una pasta vetrosa variamente ricristallizzata. I fenocristalli sono abbondantissimi e superano di gran lunga il 50% in volume della roccia. A seconda del grado di ricristallizzazione la pasta è olocristallina, granofirica o petroselciosa; nelle parti a struttura olocristallina la massa di fondo appare costituita da minute plaghe feldspatiche a contorni sfumati. Caratteristica di questi inclusi la presenza costante ed insolita di cristalli di ortite generalmente rari nelle vulcaniti cimine.

L'ortite, in granuli xenomorfi, senza tracce di sfaldatura, presenta il consueto pleocroismo dal bruno verdolino al rosa vinato e al marrone scuro; è biassica negativa con $2V$ molto grande. E' spesso geminata secondo una legge impossibile a precisare per l'assenza di forme cristalline regolari e di tracce di sfaldatura e per la scarsa nitidezza delle figure d'interferenza.

Questi inclusi mostrano una forte somiglianza con le lave dei duomi e con l'ignimbrite cimina da cui differiscono soprattutto per una più alta percentuale di fenocristalli e un minore contenuto in minerali femici; i fenocristalli sono anche meno fratturati che nell'ignimbrite.

PARTE TERZA

DESCRIZIONE PETROGRAFICA DEI PRINCIPALI COSTITUENTI MINERALOGICI

Plagioclasio

E' senz'altro il minerale più abbondante nei duomi e nell'ignimbrite cimina dove costituisce il 19-20% della roccia. La sua percentuale diminuisce sensibilmente nelle colate di lava latitica e olivinatitica in cui rappresenta rispettivamente il 9% ed il 4%. Appare quasi sempre sotto forma di cristalli euedrali spesso corrosi e arrotondati per il riassorbimento da parte del magma circostante. Mancano tuttavia quei vistosi golfi di riassorbimento che caratterizzano nelle vulcaniti cimine molti fenocristalli di sanidino. Gli individui di plagioclasio mostrano spesso zonature nette a contorni frastagliati e irregolari; talora invece i contatti tra una zona e l'altra sono assai sfumati e a tratti rettilinei. La forma delle zone è variabile: esse appaiono in genere come anelli concentrici, talora come piccoli nuclei spostati rispetto al centro del cristallo a composizione diversa da quella della zona inglobante. Frequenti le inversioni nella zonatura. L'estinzione è in genere poco netta; il cristallo o le varie zone di uno stesso individuo presentano infatti, in prossimità dell'estinzione, un colore grigio bluastrò caratteristico, attribuibile alla forte dispersione degli elementi dell'indicatrice ottica.

Frequenti le geminazioni: predominano di gran lunga i geminati albite, rari i geminati albite-karlsbad e i geminati periclino. Le

determinazioni eseguite su geminati albite e albite-karlsbad (S. BONATTI, M. FRANZINI [1961]; M. FRANZINI [1965]) hanno dimostrato che il plagioclasio è di A.T. e contiene il 51-52% di An. Frequenti sono gli zonati che presentano, sia pure con numerose varianti e complicazioni, un nucleo con circa An 45%, una zona intermedia che oscilla intorno ad An 60% e una zona esterna con una composizione assai vicina o identica a quella del nucleo. Non mancano talora zonati con un nucleo notevolmente più basico con An 75% e regolare successione di zone sempre più acide sino all'orlo con An 45%. In genere la composizione oscilla tra An 48% e An 55% con valore medio intorno ad An 51-52%. Il plagioclasio presenta all'incirca la stessa composizione nei quattro tipi litologici del Cimino. Solo nelle lave olivin-latitiche C. DUPUY [1970] ha trovato con le analisi chimiche un lieve aumento della percentuale di An. Il $2V\gamma$ è risultato di 80°.

Il plagioclasio include spesso cristalli di biotite e iperstene. Nella tabella III sono riportate le analisi chimiche eseguite da C. DUPUY [1970] sui plagioclasii delle rocce cimine.

Spesso il plagioclasio fa parte di gruppi di fenocristalli che contengono anche sanidino, biotite, iperstene e sporadicamente pirosseno monoclinico.

TABELLA III

Ignimbriti		duomi di lava				lave femiche				
	C1	C6	C10	C5	C23	C24	C7	C12	C14	C25
Na ₂ O	4.19	4.80	4.72	4.95	4.21	4.60	3.20	4.08	3.70	4.32
K ₂ O	0.61	0.64	0.70	0.59	0.61	0.58	0.48	0.70	0.90	0.60
CaO	12.14	11.19	11.25	10.77	12.12	10.99	14.05	12.26	12.70	12.05

Sanidino

Dopo il plagioclasio è il minerale più abbondante nell'ignimbrite cimina in cui rappresenta l'11-12%. Nei duomi la sua percentuale media è del 5% esclusi i grandi fenocristalli; nelle lave finali del 2-3%.

Il P.A.O. parallelo a (010) prova il carattere di alta termalità del sanidino. Il $2V$ è assai variabile; le misure tendono a concentrarsi su tre valori principali: 8°, 16°, 20°. Per via diffrattometrica (P.M. ORVILLE [1963]) ho determinato la percentuale in moli di or-

tose di fenocristalli di sanidino prelevati dall'ignimbrite, dai duomi e dalla lava latitica. Esistono solo lievi differenze tra i valori riscontrati nei vari tipi litologici: in media il sanidino delle vulcaniti cimine ha una composizione $Ab_{24}Or_{76}$. Riscaldando i campioni a $900^{\circ}C$ per tre ore non si osserva alcun mutamento nella percentuale di albite; il sanidino si è quindi formato a temperatura elevata ed il raffreddamento è stato così rapido da impedire lo smescolamento dell'albite in esso contenuta. Il sanidino appare sotto forma di fenocristalli di forma irregolare percorsi da numerose fratture, o sbriciolati come nell'ignimbrite in minuti frammenti. Era senz'altro instabile al momento della messa in posto come testimoniano i golfi di riassorbimento e i contorni completamente arrotondati e smussati (fig. 3). Ne derivano forme irregolari che spesso non permettono di riconoscere l'abito originario.

Biotite

E' molto abbondante nei duomi e nelle ignimbriti, meno frequente o addirittura sporadica nelle lave finali. Appare sotto forma di laminette allungate talora anche di lamine esagone. Spesso i cristalli di biotite appaiono incurvati plasticamente da sollecitazioni meccaniche durante la messa in posto ed il consolidamento della roccia. Le forme ondulate che ne derivano rese evidenti dalle tracce di sfaldatura solo nelle sezioni che intersecano la base con un angolo considerevole, presentano una caratteristica estinzione ondulata che procede da un estremo all'altro del cristallo. La misura del 2V, eseguita su numerose lamine basali nei duomi e nella ignimbrite, ha dato valori eccezionalmente elevati e assai variabili: si passa da un minimo di 32° a un massimo di 51° ; le misure tendono a raggrupparsi intorno a due valori medi di 37° e 49° . Il 2V cambia anche all'interno di uno stesso cristallo: una lamina ha mostrato valori di 43° e 48° .

Il pleocroismo è quello consueto: si passa da due tonalità di marrone scuro a un giallo paglierino molto chiaro. Quando la biotite è instabile compare un orlo opacitico più o meno vistoso a seconda del grado di alterazione. Le lamine basali contengono spesso numerosi aghetti di ematite disposti a 120° tra loro.

I cristalli di biotite sottolineano col loro isorientamento la fluidazione talora osservata nelle vulcaniti cimine, come ad esempio, nelle lingue generate dallo sventramento dei duomi di Turello e Roccalta e nelle pomice dell'orlo del plateau ignimbrico.

Iperstene

E' frequente nei duomi e nell'ignimbrite mentre diventa più raro o addirittura sporadico nelle lave finali. I cristalli di iperstene sono granulari o prismatici molto tozzi e presentano poche nettissime tracce di sfaldatura secondo (110) e rade fratture abbastanza rettilinee e ortogonali alla sfaldatura. Il $2V\alpha = 55-56^\circ$ corrisponde, nel diagramma di determinazione dei pirosseni rombici, a due termini con circa il 38% e il 63% di ferrosilite (A. POLDERVAART [1950]). L'orientazione ottica è quella consueta con $a = \alpha$; $b = \beta$; $c = \gamma$; non esiste la varietà con P.A.O. parallelo a (001), detta iperstene β da A. LACROIX [1904, 1910] e scoperta da R. MAZZUOLI e M. PRATESI [1963b] nelle vulcaniti amiatine. Il pleocroismo mostra in genere solo due tinte: un marroncino pallido e un verde molto tenue: le due tonalità corrispondenti ad α e β sono quindi così affini da confondersi. L'iperstene appare quasi sempre debolmente colorato soprattutto nelle rocce con vetro fresco, povertà di prodotti ferruginosi e struttura da vitrofirica perlitica a petroselciosa. Il pleocroismo diventa più intenso e talora fortissimo là dove il vetro è profondamente alterato, dove la devetrificazione è molto spinta e abbondano i prodotti di alterazione dei femici. Talora i fenocristalli di iperstene a più forte pleocroismo presentano un orlo di minerali opachi di alterazione di colore rossastro che ricorda l'orlo opacitico della biotite. L'iperstene è stabile nei duomi e nell'ignimbrite, instabile nelle lave in cui appare spesso molto riassorbito con orlo di pirosseno monoclinico.

Pirosseno monoclinico

Poco frequente nei duomi e soprattutto nell'ignimbrite cimina, diventa uno dei due costituenti principali delle lave. Esso presenta un abito prismatico talora tozzo, talora molto allungato. Il $c:\gamma$ oscilla intorno a 38° e 44° ; un singolo individuo ha dato un valore di 40° nel nucleo e di 42° nell'orlo. Il $2V\gamma$ è di circa $54^\circ-55^\circ$. I cristalli sono limpidi e generalmente incolori e quindi senza pleocroismo. Talora di rado, il pirosseno appare verdolino per la presenza di Fe e si avvicina quindi ad una ferro-augite. Frequente la geminazione polisintetica secondo (100). Le tracce di sfaldatura, talora assenti, sono molto marcate e più fitte che nell'iperstene. L'estinzione non è mai netta; in prossimità di questa si nota un colore d'interferenza brunastro molto scuro che indica una forte dispersione degli ele-

menti dell'indicatrice ottica. Numerose le zonature quasi sempre molto sfumate e facilmente riconoscibili a nichols incrociati per la diversità degli angoli di estinzione delle varie zone. Queste non presentano invece differenze apprezzabili a solo polarizzatore. Esistono anche esempi molto belli di struttura a clessidra. La birifrazione è in genere molto alta. Frequenti piccole inclusioni biotitiche che potrebbero indicare una incipiente alterazione del pirosseno. In base ai valori del $c:\gamma$ e del $2V$ il pirosseno monoclinico delle vulcaniti cimine appare molto vicino al limite tra augite, salite e diopside.

Olivina

Rarissima nell'ignimbrite, appare in alcuni duomi più recenti e in particolare nel duomo della vetta del M. Cimino e nei piccoli duomi periferici a N del Cimino. Ancora più frequente nella lava latitica, diventa uno dei costituenti principali tra i fenocristalli della lava olivin-latitica (fig. 4). Presenta un abito prismatico tozzo talvolta cuspidato e rare fratture irregolari. E' limpida e incolora.

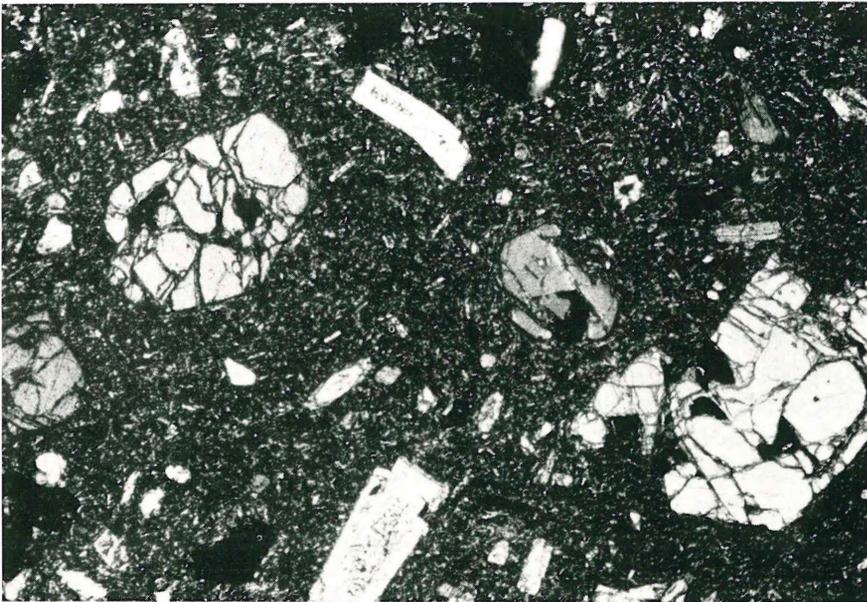


Fig. 4 - Lava olivinlatitica (Nicols \perp , ingr. 40 x).

Grandi fenocristalli corrosi di olivina accanto a individui più piccoli di plagioclasio e pirosseno monoclinico.

Molto elevati gli indici di rifrazione come testimoniano il forte rilievo e la sagrinatura. La birifrazione è alta e di segno negativo. Il $2H\alpha$ è di 84° . Si tratta quindi di un termine con 35% di fayalite (A. POLDERVAART [1950]). L'olivina non si presenta mai integra nelle lave cimine: i suoi contorni sono sempre smussati e arrotondati e presentano spesso vistosi golfi di riassorbimento. Non manca quasi mai l'orlo iddingsitico più o meno accentuato. In alcuni casi tutto il cristallo è trasformato in iddingsite.

Quarzo

E' presente assai di rado in tutte le vulcaniti cimine, ad eccezione della lava olivin-latitica (fig. 3). Appare in cristalli, completamente arrotondati dal riassorbimento, limpidi, privi di estinzione ondulata e con poche fratture irregolari.

Minerali accessori e prodotti di alterazione

I minerali accessori delle vulcaniti cimine sono lo zircono, l'apatite, l'ortite.

Lo zircono raro nella pasta di fondo, è invece abbastanza frequente come incluso all'interno di fenocristalli di plagioclasio e biotite; si trova quindi soprattutto nei duomi e nell'ignimbrite. Si presenta in cristalli allungati o prismatici tozzi a contorni un po' irregolari; talora mostra la bipiramide associata al prisma. Nella biotite non dà origine ad anelli pleicroici.

L'apatite appare come sempre sotto forma di esili bacchette incluse nei feldspati. Rare le sezioni basali esagone. E' assai frequente nei cristalli di sanidino delle lave finali.

Si rinvengono talora anche granuli di ortite specie nell'ignimbrite e nella lava latitica. L'ortite presenta un colore rosa-vinato o un colore giallo verdolino che passano entrambi ad un marrone scuro capace di nascondere completamente i colori d'interferenza. Appare sotto forma di granuli irregolari; mancano le tracce di sfaldatura sostituite da grandi fratture sporadiche.

Tra i prodotti di alterazione abbondano soprattutto gli ossidi e idrossidi di Fe e talora il leucoxeno; scarsi i minerali di Mn. L'ematite, talora assai diffusa, forma chiazze e vene irregolari che attraversano la pasta di fondo e seguono le fratture dei cristalli. Talvolta

compare sotto forma di minutissimi aghi sparsi nella pasta o disposti tra loro all'interno delle lamine di biotite.

Mancano del tutto i minerali di alterazione dei feldspati, sempre perfettamente integri.

CHIMISMO DELLE VULCANITI CIMINE

La letteratura precedente è povera di dati chimici sulle vulcaniti cimine: alle analisi effettuate all'inizio del secolo da WASHINGTON, AICHINO e altri e riportate da V. SABATINI [1912a]) nella sua ampia monografia sui Cimini, si sono aggiunte pochi anni or sono alcune analisi di M. MITTEMPERGER e C. TEDESCO [1963] e, in epoca recente, quelle effettuate da C. DUPUY [1970]. Molti di questi dati, specie quelli antichi, sono manifestamente poco precisi e quindi non utilizzabili per uno studio dettagliato sul chimismo dei prodotti effusivi cimini. A questo scopo sono state eseguite 35 analisi così suddivise: 14 per i duomi, 7 per l'ignimbrite, 10 per le lave latitiche e 4 per le olivin-latitiche (vedi tab. IV). Le analisi hanno confermato la distinzione dei prodotti cimini in quattro tipi litologici principali. Mentre le differenze tra i duomi e l'ignimbrite sono molto lievi, esiste invece uno stacco netto tra i duomi e la lava latitica, tra quest'ultima e la lava olivin-latitica. Tuttavia i campioni MCO 416, MCO 419, MCO 275, MCO 182 rappresentano in parte termini di passaggio tra i duomi e la lava latitica. Le analisi hanno pertanto confermato le difficoltà incontrate sul terreno nel riconoscimento del tipo litologico cui appartengono questi quattro campioni.

Vengono ora brevemente descritti alcuni diagrammi, che illustrano le variazioni di chimismo riscontrabili tra le vulcaniti cimine. Esaminiamo innanzitutto il diagramma AFM (fig. 5). Si osserva un lieve arricchimento in $\text{Feo} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ dalle lave basiche ai duomi. Il trend è quindi assai diverso da quello classico delle serie calc-alcaline.

Il diagramma AFM inoltre mette in risalto un forte aumento di MgO nelle lave basiche finali: tale variazione di chimismo è riconoscibile anche nei diagramma MgO-SiO₂ (fig. 6) il cui trend è rappresentato da una retta con inclinazione di circa 45°. Il diagramma Na₂O, K₂O, CaO (fig. 5) mostra un aumento del CaO a spese di Na₂O e K₂O dai duomi e dalle ignimbriti alle lave finali. La stessa variazione sia pure attenuata è riconoscibile all'interno del gruppo

di campioni delle lave olivin-latitiche. Nel diagramma k-mg (fig. 8) l'evoluzione dei due parametri è visualizzata da una curva che, dopo essersi mantenuta all'incirca parallela all'asse delle ascisse, si impenna bruscamente sino ad assumere un'inclinazione di 45° circa. In altre parole, mentre mg cresce con regolarità dai duomi alle lave finali, il «k» si mantiene prossoché costante nei prodotti più antichi e mostra un deciso aumento solo a partire dalle lave latiti-

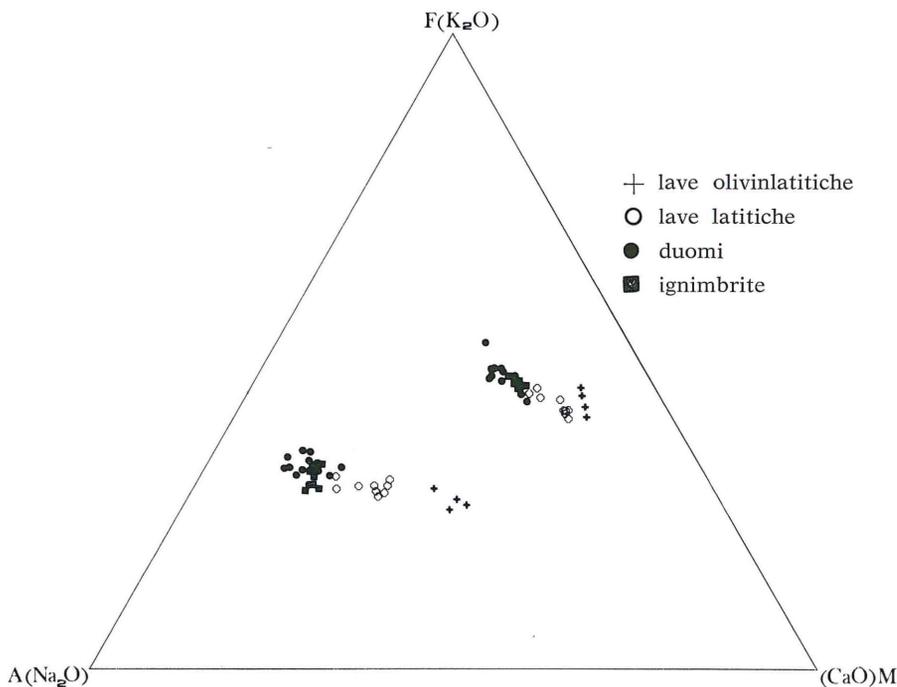


Fig. 5

che. L'aumento del «k» è più sensibile al Cimino che all'Amiata le cui vulcaniti mostrano valori costanti intorno a 0,65 (R. MAZZUOLI, M. PRATESI [1963b]). L'aumento del valore di questo parametro nei prodotti cimini è accentuata dalla contemporanea diminuzione progressiva di Na. Il fenomeno è ben visibile nei diagrammi $\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$, $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (fig. 7) alcali - SiO_2 (fig. 9). Nei primi due si nota che la perdita in Na_2O è pari all'arricchimento in K_2O e che tali variazioni si accentuano in egual misura nelle lave finali: ne derivano due rette con parametri angolari uguali in valore assoluto ma di segno contrario. La somma degli alcali deve essere quindi costante: nel

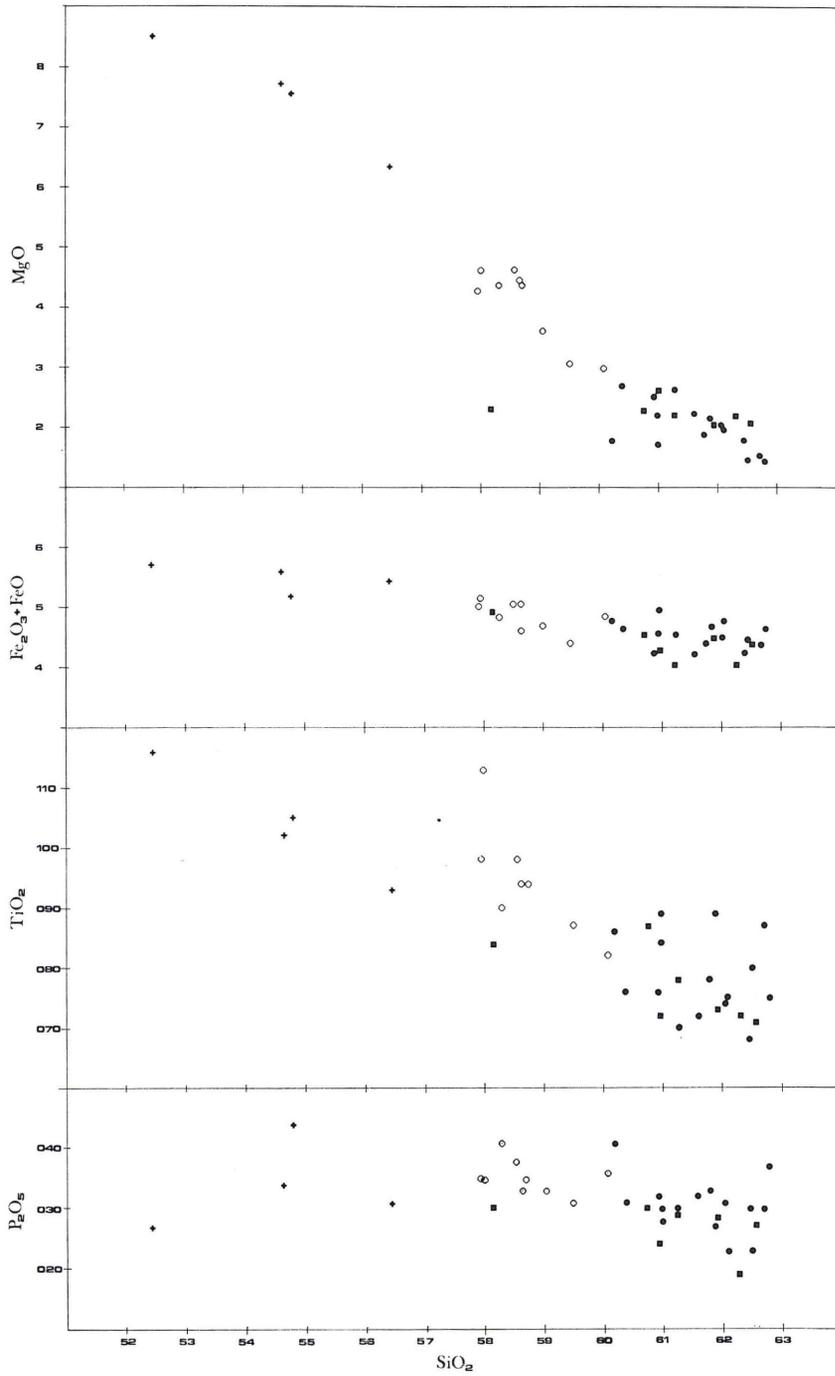


Fig. 6

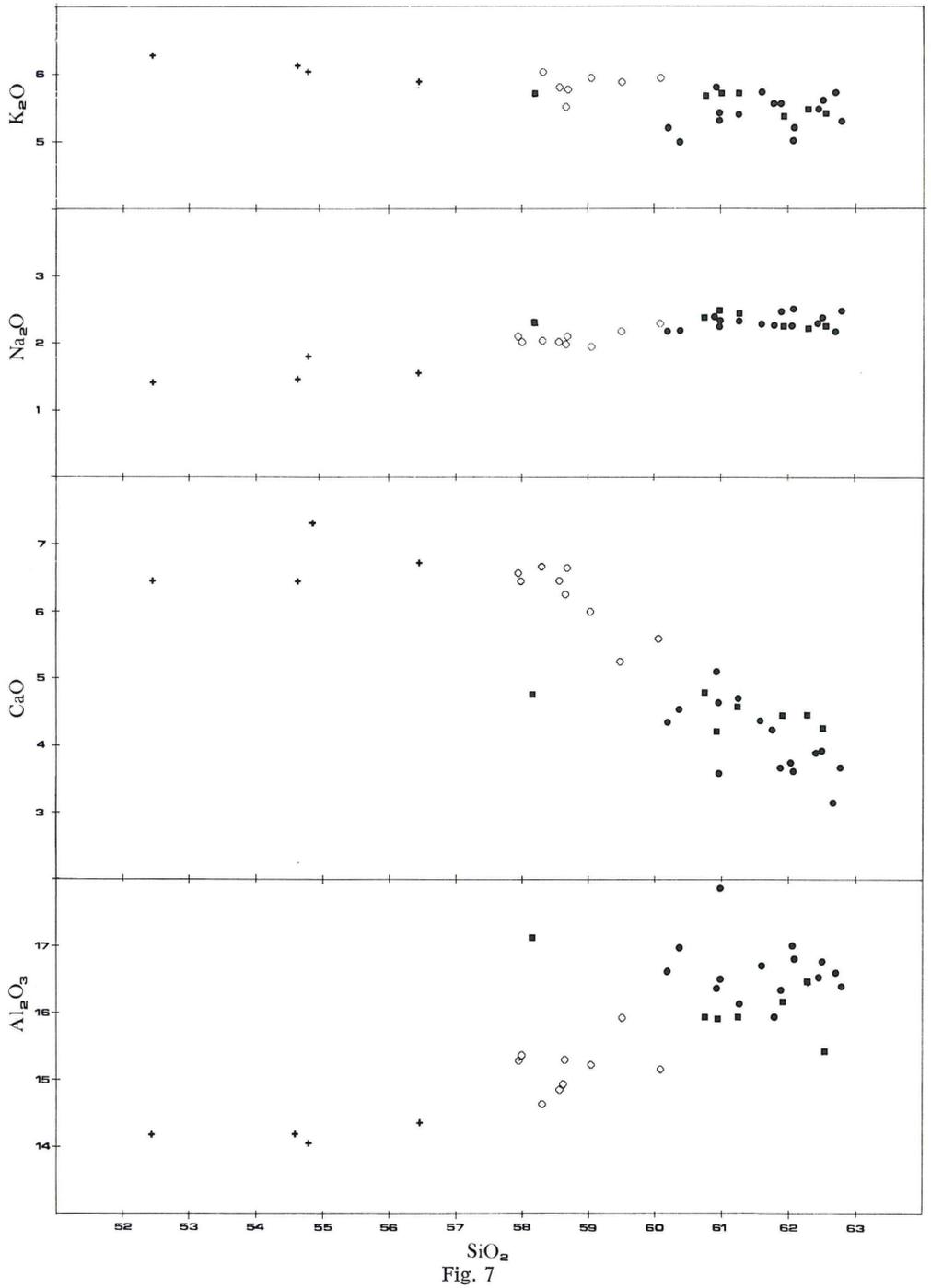


Fig. 7

diagramma alcali-silice infatti essa è rappresentata da una retta quasi parallela all'asse delle ascisse. Nelle vulcaniti amiatine si nota invece una progressiva diminuzione della somma $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ rispetto alla silice dalle vulcaniti più antiche alle lave finali (R. MAZZUOLI, M. PRATESI [1963b]).

Nel passaggio dai prodotti più acidi ai più basici, le percentuali degli altri ossidi e anidridi variano rispetto alla silice nel modo seguente:

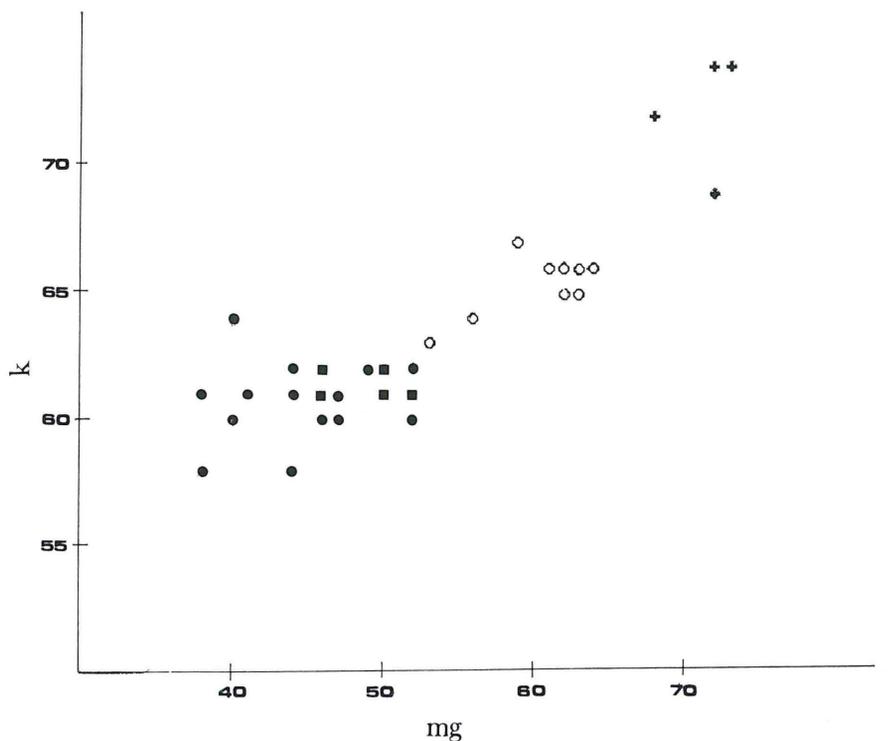
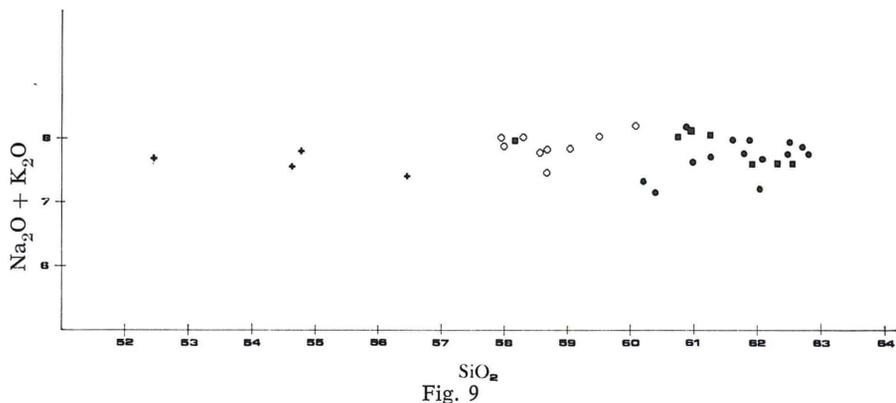


Fig. 8

- a) TiO_2 e P_2O_5 (fig. 6), aumentano sensibilmente in ugual misura: i loro trend sono rappresentati da due rette con parametri angolari poco diversi; si nota solo una maggiore dispersione dei valori di P_2O_5 ;
- b) la somma $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ (fig. 6) mostra un aumento più moderato, in tutto simile a quello di K_2O . Anche in questo caso l'inclinazione è all'incirca la stessa per le due rette ($15-20^\circ$);

- c) CaO (fig. 7) ha un trend più complesso: cresce di pari passo con MgO dai duomi alla lava latitica; nel passaggio da questa alla lava finale rimane invece pressoché costante;
- d) Al_2O_3 (fig. 7) decresce regolarmente.



Quasi tutte le vulcaniti del Cimino al pari dei prodotti tipici della provincia petrografica tosco-laziale, mostrano un sensibile eccesso di allumina; nel caso del Cimino l'unica eccezione è rappresentata da alcune delle colate laviche finali. Tale caratteristica è messa in risalto da un diagramma con le percentuali di Al_2O_3 in ordinate e i valori della somma $Na_2O + K_2O + CaO$ in ascisse (fig. 10). I punti rappresentativi cadono tutti dalla parte delle ordinate rispetto alla bisettrice dell'angolo tra gli assi cartesiani. Solo i campioni MCO123 e MCO420 cadono dalla parte opposta. Le analisi chimiche permettono di definire la posizione delle vulcaniti cimine nelle classificazioni di Niggli (C. BURRI [1959]), A. RITTMANN [1963] e A. L. STRECKEISEN [1967] (vedi tabella 6).

In base ai parametri di Niggli i duomi e le ignimbrite appartengono ad un magma intermedio tra il granodioritico e il leucotonalitico, le lave cimine più viscoso rientrano in un tipo intermedio tra il leucomonzonitico e il sommitmonzonotico e le lave terminali più fluide sono riferibili a un magma da yogoitlamproitico a yogoitico. I parametri di Rittmann permettono di definire i duomi e la ignimbrite come quarzo-latiti prossime a rioliti scure, le lave più acide come trachiti talvolta scure, le lave più basiche come olivin-trachiti. Il σ oscilla intorno a valori medi di 3,20-3,30 per i duomi

e l'ignimbrite, di 4,00 per le lave più acide, e varia tra 4,11 e 6,24 per le lave più basiche: il carattere seriale passa quindi da pacifico medio-debole a mediterraneo debole. Infine è stato utilizzato il diagramma A-Q-P di A. L. STRECKEISEN [1967] (fig. 11). Tranne i duomi più acidi che cadono nel campo delle riodaciti, tutti i prodotti effusivi cimini cadono nel campo delle latiti.

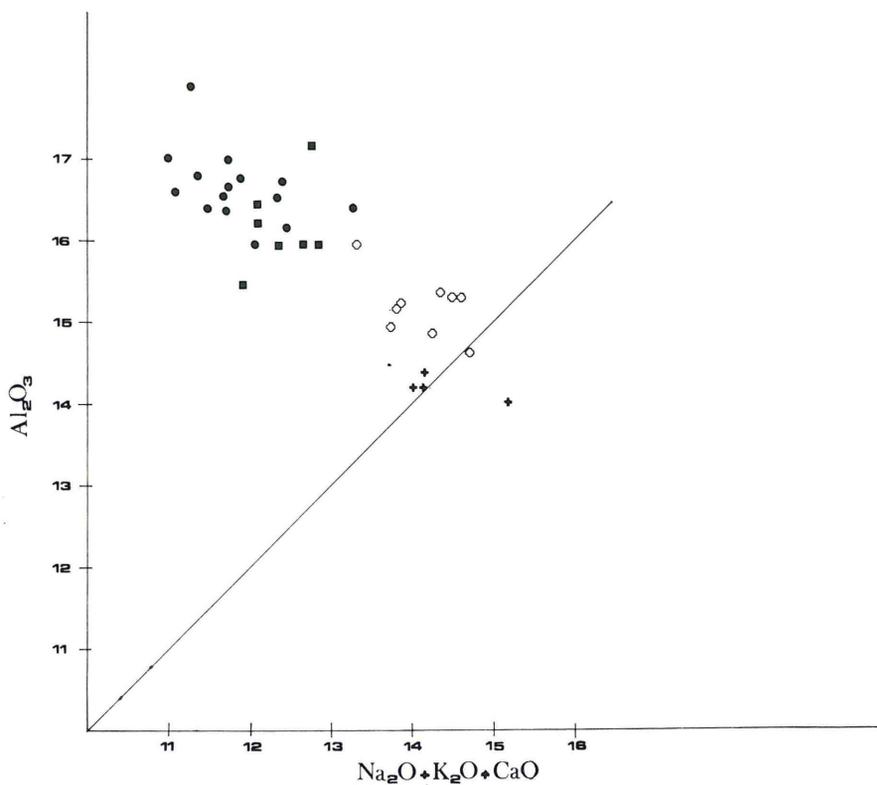


Fig. 10

Petrogenesi

Come visto in precedenza, nel capitolo sul chimismo, i magmi cimini, salvo rare eccezioni, presentano un costante e sensibile eccesso di allumina rispetto alla somma $Na_2O + K_2O + CaO$. Nasce pertanto il sospetto che essi derivino dall'anatessi di una serie di origine sedimentaria ricca in componente argillosa. Una conferma a tale ipotesi scaturisce da un rapido confronto tra la composizio-

ne del magma primario cimino desunta dalla media delle analisi dei duomi e dell'ignimbrite e la composizione media delle argille, calcolata da F. W. CLARKE [1924] (tabella 7).

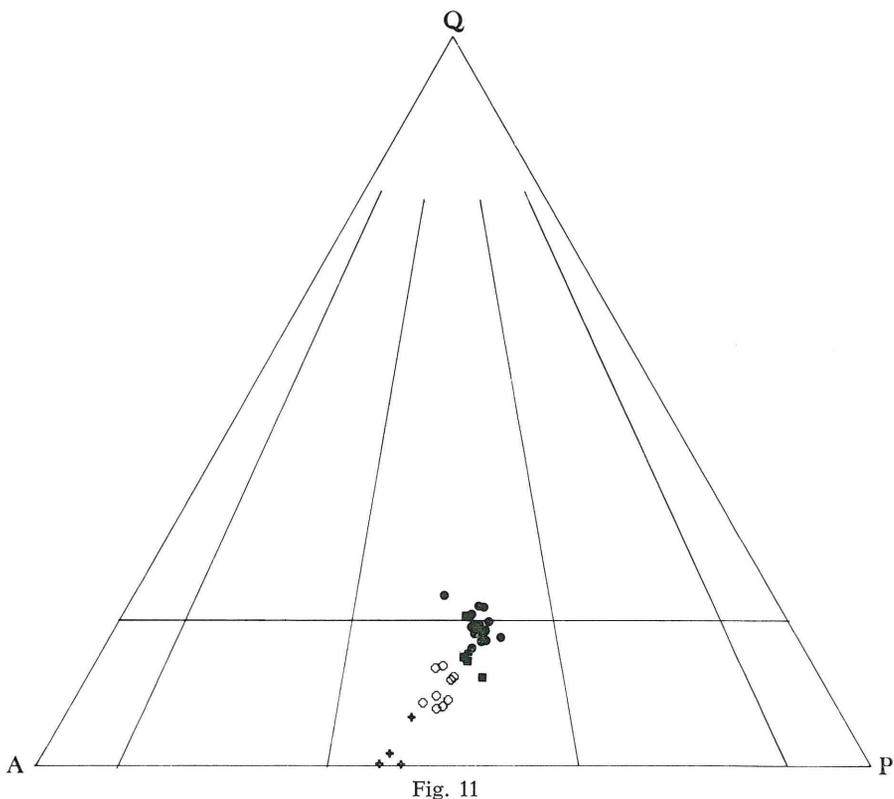


Fig. 11

Come si vede esistono palesi analogie di chimismo; le uniche discrepanze di rilievo riguardano, com'era logico prevedere, Fe_2O_3 e K_2O . Altri caratteri che rendono sicura l'origine anatettica delle vulcaniti cimine sono i valori del rapporto isotopico $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ (*) sempre compresi tra 0,720 e 0,716, gli alti contenuti in Rb, B, F (F. BARBIERI et al. [1968], A. TADDEUCCI [1964]) molto simili a quelli degli altri massicci tosco-laziali e la presenza nei prodotti cimini di rari cristalli di quarzo relitto fortemente arrotondati. In conclusione può ritenersi certa l'origine anatettica dei magmi cimini.

(*) C.N.R. Laboratorio per Ricerche Radiometriche applicate alla Geocronologia e alla Paleoecologia, Pisa; dati non pubblicati.

TABELLA VII

	IGNIMBRITI E DUOMI (media delle analisi chimiche)	ARGILLE (media di F. W. CLARKE, 1924, modificata)
SiO ₂	61.48	62.52
Al ₂ O ₃	16.44	16.57
Fe ₂ O ₃	1.99	4.33
FeO	2.50	2.64
MnO	0.09	tr
MgO	2.10	2.62
CaO	4.21	3.35
Na ₂ O	2.31	1.40
K ₂ O	5.46	3.49
TiO ₂	0.77	0.70
P ₂ O ₅	0.29	0.18
H ₂ O ⁺	1.69	1.69
H ₂ O ⁻	0.51	0.51
	99.84	100.00

Prima di passare in rassegna le varie ipotesi sui fenomeni che hanno determinato l'evoluzione nel tempo del chimismo di questo centro vulcanico, riassumiamo brevemente i trend osservati nei prodotti vulcanici del Cimino.

Nel passaggio dall'ignimbrite alle lave basiche finali si notano le seguenti variazioni:

- a) un aumento lieve ma costante del contenuto in K₂O, sempre assai alto, accompagnato da una progressiva diminuzione di Na₂O;
- b) un sensibile aumento delle percentuali di MgO, CaO, TiO₂ e in minore misura di FeO + Fe₂O₃, P₂O₅;
- c) una progressiva riduzione dell'eccesso di Al₂O₃ rispetto alla somma Na₂O + K₂O + CaO.

La presenza costante di elevate percentuali di K₂O nei prodotti vulcanici della provincia tosco-laziale è stata attribuita da C. BURRI [1961, 1966] all'esistenza di un magma capostipite subcrustale di composizione trachibasaltica. L'ipotesi di BURRI non sembra accet-

tabile per la rarità di trachibasalti nell'Italia centrale e, nel caso del Cimino, per la natura anatettica indiscutibile del magma primario.

Nel 1961 G. MARINELLI attribuisce la genesi dei differenziati potassico-femici della Toscana, noti col nome generico di selagiti, ad una differenziazione per filtrazione. La spiegazione del fenomeno è questa: in una massa magmatica in risalita verso zone più elevate della crosta terrestre, il gradiente di T e P tra le parti alte e periferiche e quelle profonde della camera magmatica provoca una continua migrazione verso l'alto di numerosi ioni negativi capaci di estrarre ioni positivi e in particolare il K, più mobile degli altri.

Il fenomeno di filtrazione appena descritto, non è stato ancora studiato a fondo in sede sperimentale. In natura qualche esempio di tale fenomeno è fornito ad esempio da leggeri arricchimenti in K e Fe osservati nelle parti alte dei laghi di lava (D. H. RICHTER e J. G. MOORE [1966]). Più noto è al contrario il metasomatismo potassico, che avviene però in fase idrotermale, anziché nel magma come il processo di filtrazione supposto da MARINELLI (vedi ad es. A. STEINER [1953]). In ultima analisi l'importanza del fenomeno nei processi di differenziazione per quanto probabile non è stata ancora suffragata in modo soddisfacente dalle osservazioni in natura e dai dati sperimentali.

Nel caso del Cimino il processo di filtrazione non spiega la più rapida crescita del Mg rispetto al K e il forte aumento del Ca.

Un'altra ipotesi capace di rendere conto delle variazioni del chimismo ed in particolare dell'arricchimento in Ca e Mg, è quella della cristallizzazione frazionata con produzione finale dei prodotti di arricchimento profondo. Essa troverebbe conferma nel diagramma Na_2O , K_2O , CaO che mette in risalto la crescita del CaO dall'ignimbrite alle lave finali e in quelli CaO-SiO_2 , MgO-SiO_2 , che mostrano un arricchimento più pronunciato del Mg rispetto al Ca nel passaggio dai prodotti più antichi ai più recenti. Ben inquadrabili in una ipotesi di frazionamento sono anche i diagrammi Mg/Li-Li e Ca/Sr-Sr pubblicati di recente da C. DUPUY [1970]: in entrambi il trend è identico a quello osservato nel passaggio da roccia totale a vetro e nel caso teorico di una cristallizzazione frazionata.

Tale ipotesi tuttavia non è in grado di spiegare l'arricchimento in K_2O dei differenziati femici, l'enorme volume raggiunto dalle vulcaniti acide rispetto a quelle basiche e la percentuale relativamente modesta dei fenocristalli femici nelle lave finali (12-13%).

Una differenziazione complessa, già invocata per il Cimino da M. MITTEMPERGER e C. TEDESCO [1963], spiega assai meglio l'evoluzione del chimismo cimino: in tal caso la differenziazione gravitativa spiega l'arricchimento in Ca e Mg e quella per filtrazione la crescita degli alcali del P e del Ti nei differenziati finali. Per tale ipotesi valgono tuttavia le riserve già avanzate circa l'importanza della differenziazione per filtrazione e, in parte, le obiezioni mosse all'ipotesi della cristallizzazione frazionata. Da scartare anche l'ipotesi di una assimilazione di rocce carbonatiche che spieghi l'arricchimento in CaO delle vulcaniti cimine più recenti. Il Ca introdotto nel sistema avrebbe favorito la formazione della molecola anortitica a spese del contenuto in Al_2O_3 del pirosseno monoclinico: nelle lave finali invece il pirosseno monoclinico è stabile mentre è instabile l'ortopirosseno e il plagioclasio mostra solo un lieve incremento in anortite (C. DUPUY [1970]). Inoltre il notevole assorbimento di calore, che avrebbe dovuto accompagnare il fenomeno, non ha riscontro nella bassa percentuale di fenocristalli intratellurici (20% circa) presenti nelle lave basiche. Infine l'assimilazione di calcari, per quanto ricchi di dolomite e metamorfosati, non spiega la più rapida crescita del Mg rispetto al Ca nelle vulcaniti cimine più recenti.

Anche l'ipotesi di una assimilazione di serie argillose suggerita dal costante eccesso di Al_2O_3 proprio dei magmi cimini non può essere accettata: in tal caso infatti si dovrebbe verificare, contrariamente a quanto osservato finora nelle vulcaniti cimine, un progressivo aumento del contenuto in Al_2O_3 dai prodotti più antichi ai più recenti e la formazione di pirosseno rombico e anortite a spese del pirosseno monoclinico.

Una ipotesi possibile è che tutti i magmi cimini abbiano avuto origine per fusione frazionata all'interno della crosta. Rispetto a quelli più antichi i magmi più recenti, potassico-femici, si sono formati per fusione più spinta. Modificando con opportuni calcoli petrochimici i valori medi delle norme del magma anatettico (duomi + ignimbrite) e dei differenziati finali (lave olivin-latitiche) si ottiene un'idea approssimata della composizione mineralogica della roccia madre. Nella tabella A (norme senza modifiche) i dati delle colonne 1 e 2 costituiscono rispettivamente i valori medi delle norme di 14 campioni di duomo più 7 di ignimbrite e di 4 campioni di lave olivin-latitiche (tutti contenuti nella tabella 5).

TABELLA — A —

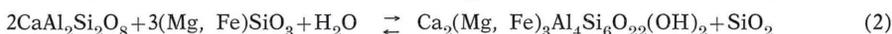
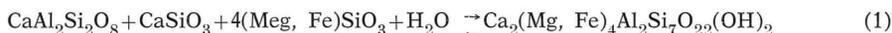
	1 duomi+ignimbrite	2 lava olivin-latitica
Q	15,25	1,36
Or	32,28	35,62
Ab	19,58	13,13
An	17,25	13,84
DWo	0,73	7,27
DEn	0,48	5,72
DFs	0,20	0,75
En	4,75	9,84
Fs	1,81	1,21
Fo	—	4,48
Fa	—	0,57
Mt	2,55	3,39
Hm	0,23	—
Il	1,48	1,98
Ap	0,70	0,81

Nella tabella B l'introduzione di orneblenda (Ho) e biotite (Bi) comporta le seguenti modifiche:

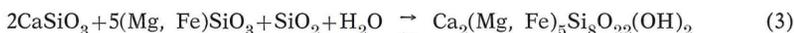
TABELLA — B —

	1 duomi+ignimbrite	2 lave olivin-latitiche
Q	16,07	2,06
Or	32,28	29,26
Ab	19,58	13,13
Au	7,85	7,24
Bi	—	9,35
Ho	16,55	32,33
DWo	—	0,42
Mt	2,55	3,39
Hm	0,23	—
Il	1,48	1,98
Ap	0,70	0,81

Nella colonna 1 l'orneblenda è stata ottenuta in base alle seguenti reazioni:



Nella colonna 2 l'orneblenda si forma non solo con la citata reazione (1) ma anche nel modo seguente:



La biotite viene ottenuta a spese del feldspato potassico e dell'olivina:



Nel passaggio dai duomi e dall'ignimbrite alle lave finali si riscontrano una forte diminuzione del Q (da 16,07% a 2,06%), un lieve calo del feldspato potassico, largamente compensato, per quanto concerne il K, dalla comparsa di un'alta percentuale di biotite (9,35%); l'aumento dell'orneblenda (da 16,55% a 32,33%) e del contenuto in An del plagioclasio (da 29% a 36%). Rimane, solo nelle lave finali, un leggero eccesso di CaO, come testimonia il persistere di una piccola quantità di wollastonite (0,42%).

Per concludere, la fusione parziale offre una spiegazione accettabile alle variazioni osservate nel chimismo delle vulcaniti cimine. Infatti il progressivo arricchimento in K, Ca, Mg, Fe, P, Ti, caratteristico dei differenziati finali, può essere dovuto alla concentrazione nel liquido residuo di notevoli quantità di biotite, orneblenda, titanite o ilmenite e apatite.

Tuttavia anche l'ipotesi della fusione parziale non è del tutto esente da critiche. Innanzitutto essa non spiega perché la messa in posto di filoni di tipo selagitico preceda l'inizio dell'attività vulcanica in molti massicci della provincia tosco-laziale. Inoltre rimane difficile spiegare la totale assenza, nelle vulcaniti cimine di inclusi di rocce intrusive o di metamorfismo regionale. L'arricchimento in Ca, Mg delle lave finali può essere spiegato anche con l'ipotesi di una differenziazione gravitativa per lieve accumulo in profondità di fenocristalli femici e soprattutto di olivina. Al riguardo esistono significative analogie di chimismo tra l'ignimbrite e i vetri residui delle colate olivin-latitiche. Per un opportuno confronto vengono riportate le medie di 7 analisi dell'ignimbrite (vedi tabella 4) e di 5 vetri delle lave finali (C. DUPUY [1970]):

	ignimbrite	vetri lave femiche
SiO ₂	61,13	59,19
Al ₂ O ₃	16,16	16,89
Fe ₂ O ₃	1,68	1,63
FeO	2,71	2,50
MnO	0,10	0,06
MgO	2,26	2,23
CaO	4,50	4,90
Na ₂ O	2,31	2,23
K ₂ O	5,57	7,25
TiO ₂	0,76	1,07
P ₂ O ₅	0,26	0,38
H ₂ O ⁺	1,85	1,52
H ₂ O ⁻	0,46	0,12
	99,75	99,97

Le possibilità di accumulo di fenocristalli pesanti in un fuso silicatico avente la composizione del magma anattetico cimino sono strettamente legate alla viscosità, a sua volta funzione della temperatura, della percentuale in volatili e del chimismo. Per quanto riguarda la temperatura, le considerazioni che verranno svolte nel capitolo sulla magmatologia permettono di ipotizzare una $T = 850^{\circ}\text{C}$. Più laborioso risulta il calcolo dell'originaria percentuale in volatili del magma anattetico. Vedremo sempre nel capitolo sulla magmatologia, che il limite inferiore di PH_2O si aggira intorno a 3.000 Kg/cm^2 . Poiché il magma anattetico cimino presenta, se si eccettua il contenuto in K_2O , una composizione molto simile a quella media di un'andesite possiamo valutare il suo contenuto in H_2O intorno al 7-8% (in base a un lavoro di D. L. HAMILTON, C. W. BURNHAM e E. F. OSBORN [1964] sulla solubilità nei magmi femici). Tale dato presenta tuttavia un notevole margine di incertezza in quanto non si conosce il valore reale di PH_2O certamente assai maggiore di 3.000 Kg/cm^2 e non è possibile accertare se il magma cimino fosse o meno saturo di H_2O .

Un'altra via per calcolare il contenuto in H_2O è offerta da due diagrammi costruiti da H. R. SHAW [1964]: in uno vengono riportati i $\log \eta$ in funzione di T e del rapporto $R = \frac{\text{Si} + \text{Al}}{\text{O}}$, nell'altro

i log η in funzione di T e del contenuto in H₂O per il sistema Ab-Or-Q-H₂O

I valori T = 850°C e R = 0,468 che caratterizzano il magma anatettico cimino riportati nel primo diagramma permettono di stabilire $\eta = 10^6$ poises. Nel secondo diagramma in base ai citati valori di η e T si ricava una percentuale di H₂O pari al 4% circa. Tuttavia l'origine di tale magma per anatessi di serie argillose originariamente ricche di acqua, la probabile presenza nella roccia madre di minerali idrati come biotite e orneblenda e gli alti valori della PH₂O riscontrati nel diagramma Ab-Or-Q-H₂O lasciano supporre contenuti in H₂O nettamente superiori al 4%, forse molto vicini al 7-8% trovato in precedenza (valore corrispondente di $\eta = 10^4$ - 10^5 poises). Tenendo conto del raffreddamento e della percentuale di fenocristalli (45%) si ricava, dalle tabelle contenute nel citato lavoro di SHAW che i suddetti valori di η vanno moltiplicati per un fattore 10.

Si ottengono così $\eta = 10^5$ - 10^6 p. per il 7-8% H₂O e $\eta = 10^7$ p. per il 4% H₂O. In un magma come quello cimino con un peso specifico intorno a 2,7-2,8, fenocristalli di olivina di 0,5-1 mm, di forma tozza, con un peso specifico intorno a 3,5-3,7 come quelli osservati spesso nelle lave olivin-latitiche, sono capaci di percorrere da 1 a 2,5 Km in 100.000 anni con $\eta = 10^7$ p. e distanze dieci o cento volte maggiori con $\eta = 10^5$ - 10^6 p.

Se l'accumulo nei differenziati finali di radi cristalli olivini appare abbastanza probabile non altrettanto si può dire dei cristalli di pirosseno osservati nelle lave femiche del Cimino. Si tratta infatti di cristalli in genere più piccoli, spesso di forma allungata, la cui migrazione in profondità è stata senz'altro molto più difficile.

Per concludere, l'alto numero (5% in volume) e le notevoli dimensioni dei fenocristalli di olivina contenuti nelle lave finali possono contribuire a spiegare il fortissimo arricchimento in Mg proprio di questi differenziati.

CONSIDERAZIONI MAGMATOLOGICHE

I dati petrografici e chimici permettono di ricostruire l'andamento della cristallizzazione. Nel tetraedro Q-Or-Ab-An-H₂O e nel diagramma Or-Ab-An (Fig. 12) i magmi cimino cadono nel campo dei liquidi ricchi di An e con due feldspati (I. S. E. CARMICHAEL [1963]). Se la cristallizzazione fosse completa dovrebbero comparire nell'ordine il plagioclasio, il feldspato potassico e il quarzo. In

realtà nelle vulcaniti cimine accanto a cristalli euedrali di plagioclasio, si notano numerosi individui di sanidino con vistosi golfi di riassorbimento e rari granuli di quarzo, la cui forma rotondeggiante è forse in parte originaria, in parte dovuta alla corrosione magmatica. Poiché nella sequenza plagioclasio-feldspato potassico-quarzo è impossibile che quarzo e sanidino siano di cristallizzazione primaria e contemporaneamente in disequilibrio col sistema, uno solo dei due è certamente relitto. Si tratta senz'altro del quarzo, sia per la sua rarità, che lascia presumere un avanzato grado di fusione del materiale di partenza, sia per la sua comparsa sporadica nelle lave latitiche. Queste ultime infatti, per il carattere basico e la bassa percentuale di fenocristalli, non possono contenere quarzo di cristallizzazione precoce.

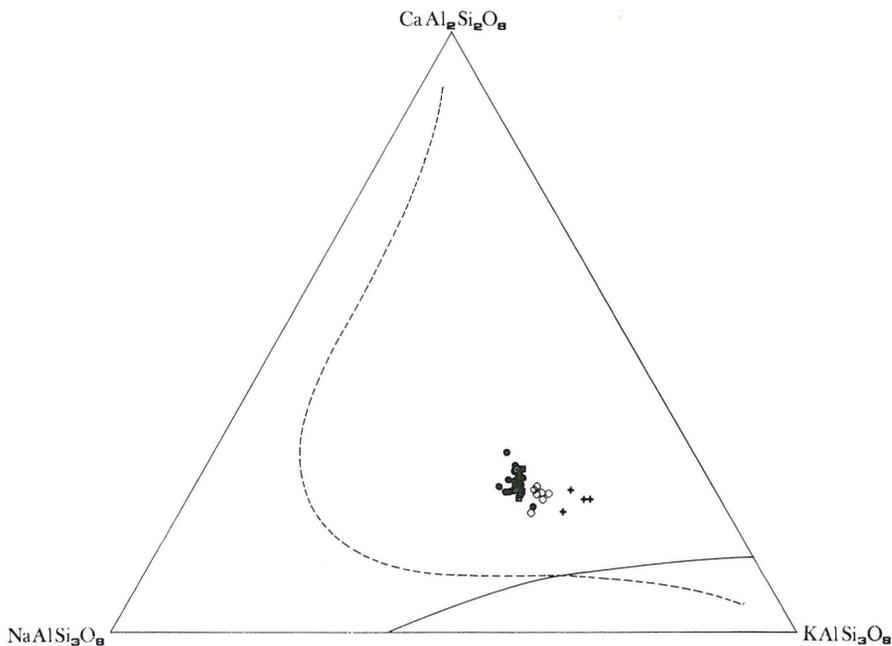


Fig. 12

In altri termini, la cristallizzazione si è arrestata prima che il liquido residuo, spostandosi lungo la superficie cotettica dei due feldspati, raggiungesse la superficie quarzo-feldspati. Hanno potuto così cristallizzare direttamente dal magma solo il plagioclasio e il sanidino, ma non il quarzo. Il riassorbimento del sanidino può essere forse spiegato con variazioni di PH_2O . Come è noto nel dia-

gramma Or-Ab-An (H. S. YODER et al. [1957]) la curva cotettica per aumento della PH_2O si avvicina al lato Ab-Or. In modo analogo nel tetraedro Q-Or-Ab-An, innalzando la PH_2O , si ottiene una traslazione verso il basso della superficie cotettica plagioclasio-feldspato potassico. Pertanto se il magma anatettico cimino ha raggiunto tale superficie nel corso della cristallizzazione, una eventuale crescita di PH_2O può avere determinato il riassorbimento del sanidino. Per spiegare il fenomeno basterebbe ammettere che in un breve periodo precedente un'eruzione, sia cessata la perdita dei volatili.

Ulteriori dati sulle PH_2O sono forniti, come è noto, dal diagramma Q-Or-Ab- H_2O , valido, solo per magmi riolitici saturi di H_2O .

Nel caso del magma anatettico cimino, non necessariamente saturo di H_2O , sensibilmente più basico di un comune magma riolitico e in particolare assai più ricco di An esso ha un valore puramente indicativo. La PH_2O che si ricava dalle analisi dei vetri residui eseguite da C. DUPUY [1970] oscilla tra 2.500 e 3.000 Kg/cm^2 . Per le vulcaniti del M. Amiata e di S. Vincenzo C. DUPUY [1970] trova invece PH_2O che si aggirano rispettivamente intorno a 1.500 e 2.000 Kg/cm^2 . Per quelle di Roccastrada R. MAZZUOLI [1967] ricava PH_2O di circa 2.000 Kg/cm^2 . Nel caso del magma anatettico cimino, l'alto contenuto in An lascia presumere PH_2O sensibilmente più alte di quelle trovate nel diagramma Q-Or-Ab- H_2O , come dimostrano gli studi compiuti da H. VON PLATEN e H. G. F. WINKLER (in H. G. F. WINKLER, 1967).

La PH_2O di circa 3.000 Kg/cm^2 trovato nel caso del Cimino fissa il limite inferiore della profondità di provenienza dei magmi intorno a 12 Km.

Per ricostruire le temperature dei magmi stessi nella zona di provenienza si possono utilizzare gli studi sperimentali eseguiti sulle argille, data la notevole somiglianza che esse presentano, quanto a chimismo, col magma anatettico cimino.

Tra di essi meritano un cenno particolare gli esperimenti compiuti da P. J. WILLIE e O. F. TUTTLE [1961] sulla fusione parziale di cinque campioni di argille. Detti autori hanno trovato che la temperatura di inizio fusione, per tutti i valori di $\text{PH}_2\text{O} > 1500 \text{ Kg}/\text{cm}^2$, oscilla, a seconda della composizione, tra 700 e 730°C circa, e che per fondere il 50% di un'argilla occorre un aumento di temperatura pari a 150°C.

Dal citato lavoro di C. DUPUY [1970] si ricava che il grado di fusione parziale della roccia madre, nel caso del magma anatettico cimino è pari almeno al 40-50% e forse di gran lunga maggiore.

Pertanto i limiti inferiori della temperatura di inizio di fusione e di quella del magma nella zona di provenienza si aggirano rispettivamente intorno a 700-730°C e 850-880°C.

Poiché nel caso del Cimino una fusione parziale della roccia madre ha dato un magma anatectico di composizione simile a quella media delle argille calcolata da F. W. CLARKE [1924], è necessario ammettere per il materiale di partenza una composizione più basica rispetto a tale media.

Tentiamo ora di ricostruire la temperatura nella zona di provenienza dei magmi che hanno dato origine alle colate olivin-latitiche finali, la cui composizione, eccettuata l'elevata percentuale di K_2O , è intermedia tra quelle di un basalto alcalino e di una andesite.

Da un lavoro di R. W. NESBITT e D. L. HAMILTON [1970], si ricava che le temperature di completa fusione a 2Kb per un basalto alcalino sono di 1130°C nel sistema secco e di 1085°C nel sistema saturo. La temperatura di inizio fusione varia rispettivamente tra 975°C e 850°C. I due intervalli di fusione sono quindi 155°C per il sistema anidro e 235°C per quello saturo. Per le andesiti invece esistono pochissimi esperimenti di fusione parziale sotto PH_2O . Da esperimenti di H. S. YODER (in G. M. BROWN e J. F. SCHAIRER [1966]) si ricavano, per $PH_2O = 2Kb$, temperature di completa fusione intorno a 1000-1050°C.

Nel caso delle lave olivin-latitiche cimine la temperatura di completa fusione alle pressioni suddette dovrebbe essere vicina e forse superiore a 1000°C. Tuttavia, dati i valori sensibilmente più alti della PH_2O , l'alto contenuto in alcali e la presenza di fenocristalli intratellurici di olivina pirosseno monoclino e rombico (in tutto mediamente il 15% della roccia in volume) è assai probabile che nella zona di provenienza delle lave finali regnasse una temperatura molto più bassa, uguale o inferiore a 1000°C.

SUCCESSIONE DEGLI EVENTI E CONSIDERAZIONI VULCANOLOGICHE (*)

Possiamo schematizzare la successione dei fenomeni nel modo seguente: durante il Pliocene, grazie anche alla subsidenza della parte tirrenica dell'arco appenninico (C. BURRI [1961]) si verifica

(*) Per ulteriori notizie rimando a M. MICHELUCCHINI, M. PUXEDDU, B. TORO [1971] - Rilevamento e studio geo-vulcanologico della regione del M. Cimino (Viterbo - Italia).

nell'Italia Centrale la risalita di numerosi piccoli stocks intrusivi; l'età assoluta della loro messa in posto decresce da W verso E (G. MARINELLI [1963]). Il sollevamento del plutone cimino avviene durante il tardo Pliocene: l'erosione che ne consegue produce numerose paleovalli radiali nelle argille sabbiose plioceniche. L'esistenza di un plutone sotto l'area del Monte Cimino e il sollevamento provocato dalla sua risalita sono confermati dall'abbondanza di inclusi termometamorfici presenti nell'ignimbrite, dal forte dislivello tra la vetta del Cimino e il plateau ignimbritico, e dai seguenti dati di campagna:

- a) lungo i fianchi settentrionali e orientali del Cimino, l'ignimbrite che un tempo riempiva solo le paleovalli della pianura circostante fino a una quota di 400-500 m affiora oggi a 750-850 m e presenta forti pendenze;
- b) nelle ghiaie plioceniche dei dintorni di Gallese mentre le potenze decrescono regolarmente da E verso W il tetto col procedere verso il M. Cimino passa dai 200 m di Poggio dell'Aquila ai 260 m di Pontone Moricchio 2 Km a SSE di Vasanello.
D'altronde i duomi centrali sono responsabili solo in parte del sollevamento della regione.
- c) in corrispondenza del Cimino esiste una forte anomalia negativa della gravità.

Si può concludere che il Cimino, al pari dell'Amiata è un horst vulcano tettonico. La risalita dei magmi anatettici è favorita dalla grande debolezza tettonica della regione cimina caratterizzata, come abbiamo visto dalla sovrapposizione di due sistemi di faglie con orientamento appenninico e N-S. A sua volta il plutone, durante l'ascesa, produce un'intensa fessurazione nella coltre sedimentaria soprastante. Le fessure vengono riempite dai filoni selagitici che precedono la messa in posto delle vulcaniti cimine; alcuni di essi sono arrivati in prossimità della superficie e forse hanno dato origine a piccole colate di lava come testimonia la bollosità di alcuni inclusi selagitici trovati nei duomi cimini. La formazione di nuove fratture che raggiungono in profondità il magma anatettico provoca la messa in posto dei duomi e la formazione della coltre ignimbritica. Circa i rapporti cronologici tra questi due tipi litologici abbiamo già parlato delle due ipotesi formulate dagli autori precedenti e delle prove a loro sostegno. I dati chimici non permettono di risolvere il problema data la sostanziale identità di composizione dei

due tipi litologici in esame. Dai dati di campagna risulta con certezza che alcuni duomi sono anteriori, altri posteriori alle coltri ignimbratiche. La presenza vicino a Chia di due coltri ignimbratiche distinte suggerisce l'ipotesi che la messa in posto delle ignimbriti sia avvenuta in due o più fasi molto ravvicinate nel tempo, ognuna delle quali si è conclusa con la formazione di duomi di lava. E' tuttavia difficile stabilire con certezza se i due lembi ignimbratici nei pressi di Chia costituiscono due «cooling units» separate. Per una simile distinzione molti autori tra cui R. H. BLANK [1965], E. F. COOK [1965], R. SCOTT [1966], C. S. ROSS e R. L. SMITH [1961] fanno ricorso principalmente alle analisi modali. In proposito R. L. SMITH [1960] considera elementi diagnostici anche livelli ricchi di pomici, prodotti di ricaduta o rimaneggiati superfici di discontinuità dovute a erosione, cambiamenti di porosità e densità. Nei pressi di Chia i dati di campagna di cui disponiamo per distinguere eventuali unità di raffreddamento sono: *a*) la presenza di piccoli solchi scavati dai processi erosivi nel tetto della coltre più antica; *b*) la natura esclusivamente pomicea della coltre superiore; *c*) la suddivisione di quella inferiore in una parte alta composta solo di pomici e una basale compatta ricca di fiamme. Non esistono invece differenze apprezzabili nella composizione chimica e mineralogica delle due coltri. Nel lasso di tempo che intercorre tra le due emissioni ignimbratiche il lembo inferiore si consolida e comincia a subire l'attacco degli agenti atmosferici, ma il periodo di stasi è troppo breve per consentire anche una evoluzione del chimismo cimino. Abbiamo visto in precedenza che la notevole plasticità dei brandelli vetrosi ha consentito in genere una perfetta saldatura degli elementi clastici tra di loro: per questo motivo nel passaggio tra le due coltri non si avvertono generalmente soluzioni di continuità; solo in prossimità dell'orlo del plateau cimino il forte raffreddamento dovuto alla notevole distanza della zona di fuoriuscita, ha provocato imperfetta saldatura, assenza completa di schiacciamento nelle pomici e netta separazione tra le due coltri ignimbratiche. Secondo molti autori, tra cui R. L. SMITH [1960, 1961], C. S. ROSS [1961], R. H. BLANK [1965], M. MITTEMPERGER [1962], coperture ignimbratiche potenti, omogenee a forte grado di saldatura, come quella cimina, derivano in realtà dalla successiva messa in posto di numerose «cooling units» assai ravvicinate nel tempo e simili per composizione chimica e mineralogica.

Esaminiamo ora in breve i probabili meccanismi di genesi e messa in posto dell'ignimbrite cimina. Appena una frattura raggiunge in profondità il magma anatectico, la brusca depressione provoca un'improvvisa formazione di piromagma; i volatili, la cui liberazione è fortemente ostacolata dalla viscosità, forniscono la spinta necessaria per la risalita attraverso la fessura alimentatrice. Si è formato così un sistema liquido continuo-gas che, in seguito alla rottura delle sottili pareti liquide tra le bolle, passa ad un sistema gas continuo-liquido, solido. Se tale trasformazione avviene durante la risalita avranno origine le ignimbriti classiche; in caso contrario il magma si espande alla superficie sotto forma di lave spumeggianti o foam-lavas. In genere i magmi alcali-calcici che abbiano elevate percentuali di fenocristalli, elevato contenuto in volatili e temperature relativamente basse formano ignimbriti in virtù del loro più marcato carattere esplosivo; i magmi alcalini e sottosaturi specie con temperature elevate, basso contenuto in cristalli e modeste percentuali di volatili danno origine alle foam-lavas. Tra queste E. LOCARDI [1965] annovera le ignimbriti alcaline del vulcano di Vico; in un lavoro successivo lo stesso autore e M. MITTEMPERGER [1967] descrivono il meccanismo di formazione delle foam-lavas nel modo seguente: il magma fuoriesce ancora liquido e comincia a vescicolare dall'alto verso il basso; si formano così vicino alla superficie della colata piccole pomici che passano col tempo a grandi pomici subsferiche microvescicolate e separate da sottili pellicole di lava; in uno stadio successivo la vescicolazione si estende a tutta la colata e le pomici più grandi si sbriciolano in numerose piccole pomici; alla fine tutta la lava si trasforma in un sistema gas continuo-liquido, solido cioè in una ignimbrite propriamente detta. Nelle parti alte della colata la liberazione dei volatili è isotropa e genera le grandi pomici subsferiche; nelle parti centrali e basse invece la vescicolazione ha luogo secondo bande preferenziali parallele alle superfici di discontinuità del flusso laminare: si formano così livelli di pomici allungate, con bolle aventi un'orientazione parallela al piano di giacitura. Alla base della colata e in prossimità di ostacoli naturali, dove maggiore è l'attrito si trovano spesso livelli di pomici o fiamme dovute a una precoce vescicolazione.

Secondo LOCARDI e MITTEMPERGER [1967] il meccanismo di genesi e messa in posto che abbiamo appena descritto è tipico non solo delle ignimbriti alcaline e sottosature ma anche di molte ignim-

briti alcali-calciche. Per comprovare la validità del loro punto di vista gli autori hanno scelto proprio l'ignimbrite cimina. Gli argomenti citati a sostegno di tale ipotesi sono:

- a) presenza di vitrofiri di forma sferica nelle parti periferiche del plateau cimino;
- b) passaggio graduale delle fiamme a settori lavici compatti e microvescicolati (le facies laviche sarebbero ancora evidenti ad alcuni chilometri di distanza dalla zona di fuoriuscita);
- c) assenza di deformazioni dovute a schiacciamento per carico nelle fiamme.

Sulla base del mio lavoro di campagna posso escludere l'esistenza di vitrofiri di forma sferica e mancano in genere anche le facies laviche; solo tra i duomi di Montalto, M. Nestore e S. Antonio esistono i già citati termini di passaggio tra i duomi e l'ignimbrite, forse interpretabili come parti periferiche di duomi, sottoposti a intense laminazioni per scorrimento.

Altrove comunque la derivazione dell'ignimbrite cimina da un sistema gas continuo-solido, liquido è confermato dai seguenti caratteri incompatibili con un'origine lavica: intensa fratturazione dei fenocristalli; abbondanza di schegge vetrose e di frammenti cristallini e loro distribuzione caotica. Inoltre mancano del tutto nella ignimbrite cimina le bande vetrose a vescicolazione crescente caratteristiche delle ignimbriti alcaline dell'apparato vicano per le quali giustamente LOCARDI [1965] postula un'origine tipo foam-lavas. Anche la pretesa assenza di strutture dovute a schiacciamento per carico non mi sembra corrispondere a verità: i brandelli vetrosi presentano sempre un elevato grado di distorsione e spesso appaiono stirati e spremuti negli interstizi tra i cristalli e nei golfi di riassorbimento degli individui di sanidino. Inoltre le fiamme sono sempre profondamente schiacciate.

In genere quindi l'ignimbrite cimina appare compatta e ben saldata. Durante la saldatura il forte carico ha eliminato quasi del tutto i pori tra i frammenti vetrosi e cristallini; mancano pertanto i minerali della «vapor phase» localizzati secondo R. L. SMITH [1960] nelle parti superiori porose delle coltri ignimbritiche. La devetrificazione è stata invece rilevante come testimoniano la profonda alterazione dei femici e la comparsa di strutture granofiriche

caratteristiche in genere di coltri potenti (R. L. SMITH [1960]). Lo spessore rilevante e la cattiva conducibilità hanno mantenuto a lungo temperature elevate all'interno dell'ignimbrite cimina; inoltre una parte dei volatili è rimasta certamente imprigionata nelle parti centrali di detta coltre.

Per concludere, diamo qui brevi cenni sulle fiamme dell'ignimbrite cimina. Si tratta di corpi vitrofirici appiattiti parallelamente al piano di giacitura aventi la forma di un disco in sezione orizzontale e di una lingua di fuoco (donde il nome) in sezione verticale. Appaiono con piccole varianti in numerose altri ignimbriti. L'origine e la natura delle fiamme sono ancora oggi molto controverse nella letteratura petrografica.

K. G. SHIRINIAN [1963] riconosce che le fiamme possono formarsi in vari modi: talora esse deriverebbero da parziale rifusione e cristallizzazione di frammenti vetrosi; nelle ignimbriti armene di tipo aniisk le fiamme sono pomici, in alcuni tufi armeni invece si tratta di frammenti lavici. Anche V. GOTTINI [1963] attribuisce un'origine lavica alle fiamme del celebre piperno dei Campi Flegrei: tale formazione deriverebbe dalla saldatura di brandelli lavici ancora caldi di tipo scoriaceo per lancio da fontane di lava. Per E. LOCARDI e M. MITTEMPERGER [1967] le fiamme rappresentano zone di precoce vescicolazione stirate e schiacciate dal moto laminare nei punti della foam-lava a più forte attrito; il raffreddamento che segue la brusca e precoce degassazione trasforma le fiamme in vitrofiri. In altri casi le fiamme possono derivare dalla imperfetta miscibilità di magmi diversi. Analogamente P. BORDET et al. [1963] spiegano l'origine delle pomici variegiate del Katmai con la mescolanza imperfetta tra un magma bandaitico e uno riolitico. Esistono spesso differenze di composizione tra le fiamme e la matrice circostante. V. I. VLDAVETZ [1963] trova fiamme riodacitiche in una ignimbrite dacitica; E. F. MALEEV [1961], V. I. VLDAVETZ [1953], A. EWART [1965] scoprono fiamme arricchite in K_2O e SiO_2 rispetto alla matrice. Secondo A. EWART [1965] le fiamme derivano in questi casi dal magma differenziato in senso acido e arricchito in volatili presenti nelle parti alte della camera magmatica; infatti nell'ignimbrite Whakamaru (Nuova Zelanda) le fiamme compaiono solo nei livelli più bassi, formati per primi dal magma più prossimo alla superficie. C. S. ROSS e R. L. SMITH [1961] considerano le fiamme come pomici in cui lo schiacciamento per carico ha del tutto eliminato gli spazi tra le pareti delle bolle gassose. La loro interpretazio-

ne, salvo casi di manifesta origine lavica, è accettata dalla maggior parte degli autori.

Le fiamme dell'ignimbrite cimina, a differenza di quelle presenti nel piperno di Soccavo (Campi Flegrei) e nelle foam-lavas, mostrano un aspetto clastico deciso che permette di escludere la loro derivazione da una lava. Causa l'elevato grado di saldatura, al microscopio si distinguono con difficoltà dalla matrice circostante: l'unico carattere in base al quale possiamo riconoscerle è costituito da una leggera isorientazione dei cristalli e dei filamenti vetrosi. Non differiscono molto per composizione chimica e mineralogica dalla matrice che le circonda; infine sono presenti in tutti i livelli dell'ignimbrite cimina e non solo in quelli basali. Dai caratteri sin qui elencati si deduce che le fiamme e la matrice hanno avuto origine contemporaneamente dallo stesso magma: le fiamme derivano da pomici o scorie ancora plastiche appiattite dallo schiacciamento per carico; la matrice è costituita dalla frazione cineritica emessa insieme alle pomici. Le fiamme aumentano di numero e dimensioni dall'orlo al centro del plateau cimino e dal tetto alla base dell'ignimbrite.

E' possibile spiegare il fenomeno con una grossolana classazione o con effetti di laminazione dovuti al carico e a movimenti posteriori alla messa in posto.

Vari autori sostengono l'esistenza di una debole e imperfetta classazione nelle ignimbriti: R. C. MARTIN [1965] nota nella coltre ignimbritica di Maraetai (Nuova Zelanda) una progressiva diminuzione nella grandezza media e massima delle particelle dal centro di emissione verso la periferia. Secondo C. S. ROSS e R. L. SMITH [1961] è possibile una classazione soprattutto vicino alle estremità e ai lati del lembo ignimbritico; le prove sarebbero: la presenza di pomici al tetto della coltre ignimbritica e la grandezza decrescente delle pomici e dei brandelli coll'aumentare della distanza dalla fessura alimentatrice. Col procedere verso la zona di fuoriuscita il materiale classato sfumerebbe gradualmente in un materiale non classato. Tuttavia se l'erosione asporta completamente i bordi, più sottili e meno saldati per la più rapida fuga dei volatili e la perdita di calore, la classazione non è più visibile. Secondo R. V. FISHER [1966] la velocità di deposizione che opponendosi al movimento continuo delle particelle tende a concentrarle verso il basso, si fa sentire sempre più col crescere della distanza dalla fessura alimentatrice e dal centro del lembo ignimbritico. Al pari di C. S. ROSS e R. L. SMITH [1961] quindi, l'autore ammette una classazione limitata alle estremità distali e laterali della coltre ignimbritica.

Per concludere possiamo ritenere probabile una leggera classazione delle fiamme nell'ignimbrite cimina soprattutto a una certa distanza dalla fessura alimentatrice.

BIBLIOGRAFIA

- BALDACCI F., ELTER P., GIANNINI E., GIGLIA G., LAZZAROTTO A., NARDI R., TONGIORGI M. (1967) - Nuove osservazioni sul problema della Falda Toscana e sulla interpretazione dei flysch arenacei tipo «Macigno» dell'Appennino Settentrionale. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **6** (2), 213-244.
- BARBIERI M., FORNASERI M., PENTA A. (1968) - Rubidio e Potassio nelle vulcaniti dei Colli Albani, di Vico, del Cimino. *Per. Min.*, **37**, 243-298.
- BLANK R. H. (1965) - King Country Ignimbrites. *N. Z. Jour. Geol. and Geoph.*, **8** (4), agosto 1965, 588-607.
- BONATTI S., FRANZINI M. (1961) - Metodo per la determinazione dei plagioclasti di alta e bassa temperatura alla piattaforma di Fedoroff. *Per. Min.*, **30**, 67-79.
- BORDET P., MARINELLI G., MITTEMPERGER M., TAZIEFF H. (1963) - Contribution à l'étude volcanologique du Katmai et de la vallée des dix mille fumées (Alaska). *Soc. Belge Géol. Pal. Hydr.*, **8** (7), 1-114.
- BRANDI G. P., CERRINA FERONI A., DECANDIA F. A., GIANNELLI L., MONTEFORTI B., SALVATORINI G. (1970) - Il Pliocene del bacino del Tevere fra Celleno (Terni) e Civita Castellana (Viterbo). Stratigrafia ed evoluzione tettonica. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Ser. A*, **77**, 308-326.
- BROCCHI G. B. (1817) - Catalogo ragionato di una raccolta di rocce disposto con ordine geografico, per servire alla geognosia dell'Italia. I.R. Stamp. Milano.
- BROWN G. M., SCHAIRER J. F. (1966) - Melting relations of some calcalkaline volcanic rocks. *Carn. Inst. Year Book*, **66**, pag. 467.
- BURRI C. (1959) - Petrochemische Berechnungsmethoden auf Äquivalenter Grundlage. Stuttgart.
- BURRI C. (1961) - Le province petrografiche post-mesozoiche dell'Italia. *Rend. Soc. Min. Ital., Anno 17*, 3-40.
- BURRI C. (1966) - Problemi petrochimici del vulcanismo italiano. *Mem. Acc. Pat. SS. LL. AA.*, **78**, 109-133.
- CARMICHAEL I. S. E. (1963) - The crystallization of feldspar in volcanic acid liquids. *Quart. J. Geol. Soc. Lond.*, **119**, 95-131.
- CLARKE F. W. (1924) - The data of Geochemistry. *U.S. Geol. Sur. Bull.*, **770**, pag. 631 (colonna B).
- CONFORTO B. (1954) - Risultati della prima fase di ricerche di forze endogene nel Viterbese. *L'Ingegnere*, **28**, aprile-maggio 1954.
- CONFORTO B. (1956) - Le possibilità di ricerche delle forze endogene nel Lazio. *L'Ingegnere*, **30** (6), 592-600.
- COOK E. F. (1963) - Ignimbrites of the Great Basin, U.S.A. *Bull. Volcanologique*, **25**, 89-96.

- CORADOSSI N. (1965) - Il rapporto K/Rb in alcune rocce magmatiche toscane. *Per. Min.*, **34**, 355-396.
- CUNDARI A., VENTRIGLIA U. (1963) - Apparati vulcanici Cimino, Vico, Sabatino e Cerite. Direzione della magnetizzazione. *Bull. Vulcanologique*, **25**, 367-371.
- DEECKE W. (1889) - Bemerkungen zur Entstehungsgeschichte und Gesteinskunde der Monti Cimini. *N. Jahrb. f. Min. Geol. u. Pal.*, **6**.
- DUPUY C. (1970) - Contribution à l'étude des fractionnements géochimiques des alcalins, des alcalino-terreux et du Gallium au cours des processus magmatiques. Exemple: Les roches intrusives et effusives de Toscane et du Latium Septentrional (Italie). *Thèse de doctorat, Université de Montpellier*.
- EVERNDEN J. F., CURTIS G. H. (1965) - Potassium-argon dating of late cenozoic rocks in East Africa and Italy. *Current Anthropology*, **6** (4), 343-385.
- EWART A. (1965) - Mineralogy and petrogenesis of the Whakamaru Ignimbrite in the Maraetai area of the Taupo volcanic zone, New Zealand N.Z. *Jour. Geol. and Geoph.*, **8** (4), agosto 1965, 611-677.
- FISHER R. V. (1966) - Mechanism of deposition from pyroclastic flows. *Am. Jour. Sc.*, **264** (5), 350-363.
- FRANZINI M. (1965) - Sulla determinazione della composizione e dello stato termico dei plagioclasti geminati Albite-Karlsbad. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A*, **72**, 3-22.
- GOTTINI V. (1963) - Sur l'origine des roches pipernoïdes de la région phlégréenne. *Bull. volcanologique*, **25**, 263-270.
- HAMILTON D. L., BURNHAM C. W., OSBORN E. F. (1964) - The solubility of Water and Effects of Oxygen Fugacity and Water Content on Crystallisation in Mafic Magmas. *J. of Petr.*, **5**, (1), 21-39.
- LACROIX A. (1902) - Lettera a V. Sabatini (1912a) dell'11 maggio 1902.
- LACROIX A. (1904) - La Montagne Pelée et ses éruptions. Paris.
- LACROIX A. (1910) - Minéralogie de la France. **4**, 1ere partie. Paris.
- LOCARDI E. (1965) - Tipi di ignimbriti di magmi mediterranei. Le ignimbriti del vulcano di Vico. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., Serie A*, **72**, 55-171.
- LOCARDI E., MITTEMPERGHER M. (1967) - Sulla genesi delle ignimbriti. Come ignimbriti e altri prodotti piroclastici si generano da lave in colata. *Rend. Soc. Min. It. Milano*, 139-169.
- LOTTI B. (1878) - Nota su Monte Amiata. *Boll. R. Comit. Geol. d'It.*, n. 7-10.
- MALEEV E. F. (1961) - The Pyroclastic Nature of the Southern Kamchatka Ignimbrites. *Trud. Lab. Vulkanol. Nauk, SSSR*, **20**, 97-101.
- MARINELLI G. (1961) - Genesi e classificazione delle vulcaniti recenti toscane. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., Ser. A*, **68**, 74-116.
- MARINELLI G. (1963) - L'énergie géothermique en Toscane. *Annales de la Soc. Géol. de Belgique*, **85**, 417-438.
- MARTIN R. C. (1965) - Lithology and eruptive history of the Whakamaru Ignimbrites in the Maraetai area of the Taupo volcanic zone, New Zealand - N.Z. *Jour. Geol. and Geoph.*, **8** (4), agosto 1965, 680-701.

- MAZZUOLI R., PRATESI M. (1963a) - Textures and structures of the ignimbrites of Mount Amiata. *Bull. volcanologique*, **25**, 285-290.
- MAZZUOLI R., PRATESI M. (1963b) - Rilevamento e studio chimico petrografico delle rocce vulcaniche del Monte Amiata. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser. A*, **70** (2), 355-429.
- MAZZUOLI R. (1967) - Le vulcaniti di Roccastrada (Grosseto) - Studio chimico petrografico e geologico. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser. A*, **74**, 1-59.
- MERCALLI G. (1889) - Osservazioni petrografico-geologiche sui Vulcani Cimini. *Rend. Reale Istit. Lombardo Sc. e Lett. serie II*, **22**, 139-147.
- MICHELUCCHINI M., PUXEDDU M., TORO B. (1971) - Rilevamento e studio geo-vulcanologico della regione del M. Cimino (Viterbo - Italia). *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem.*, in corso di stampa.
- MITTEMPERGHER M. (1960) - Studio di alcuni vitrofiri del complesso vulcanico paleozoico atesino. *C.N.R.N. Studi e ricerche della Div. Geom.*, **3**, 257-297.
- MITTEMPERGHER M. (1962) - Rilevamento e studio petrografico delle vulcaniti paleozoiche della Val Gardena. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A*, **69** (2), 482-520.
- MITTEMPERGHER M., TEDESCO C. (1963) - Some observations on the ignimbrites, lava domes and lava flows of M. Cimino (Central Italy). *Bull. volcanologique*, **25**, 343-358.
- NESBITT R. W., HAMILTON D. L. (1970) - Crystallisation of an alkali-olivine basalt under controlled PO_2 , PH_2O conditions. *Phys. Earth Planet. Interiors*, **3**, 309-315.
- NICOLETTI M. (1969) - Datazione argon-potassio di alcune vulcaniti delle regioni vulcaniche Cimina e Vicana. *Per. Min.*, **38**, 1-20.
- ORVILLE P. M. (1963) - Alkali ion exchange between Vapor and Feldspar Phases. *Am. Jour. Sc.*, **261**, 201-237.
- PARETO L. (1844) - Osservazioni geologiche da M. Amiata a Roma. *Giornale Arcadico*, luglio 1844.
- POLDERVAART A. (1950) - Correlation of physical properties and chemical composition in the plagioclase, olivine and orthopyroxene series. *Am. Min.*, **35**, 1067-1079.
- PONZI G. (1851) - Descrizione della Carta Geologica della Provincia di Roma. *Atti dell'Accademia dei nuovi Lincei*.
- RATH V. G. (1866) - Mineralogisch-geognostische Fragmente aus Italien. *Zeitschrift d. Deut. Geol. Gesell.*, **18**, Berlin.
- RICHTER D. H., MOORE J. G. (1966) - Petrology of the Kilauea Iki lava lake. *U.S. Geol. Sur. Prof. Pap.*, **537-B**, 26 pp.
- RITTMAN A. (1963) - Les volcans et leur activité, Masson et C.ie Paris.
- ROSS C. S., SMITH R. L. (1961) - Ash-flow: their origin, geologic relations and identification. *U.S. Geol. Sur. Prof. Paper*, **366**, 1-80.
- SABATINI V. (1902) - Il peperino dei Monti Cimini. *Boll. R. Comit. Geol. d'It. Ser. IV*, **3** (4), 245-254.
- SABATINI V. (1910) - Analogie tra Monte Amiata e Monte Cimino. *Mem. Atti R. Acc. Linc. Ser. V*, **19**, 284-290.
- SABATINI V. (1912a) - I vulcani dell'Italia centrale e i loro prodotti. Parte seconda: Vulcani Cimini. *R. Uff. Geol.*, 1-637.

- SABATINI V. (1912b) - Lave che sembrano tufi e tufi che sembrano lave. *Boll. Soc. Geol. It.*, 913-921.
- SCHIAFFINO L. (1963) - I costituenti cristallini delle masse di fondo nelle ignimbriti della Toscana. *Bull. Volcanologique*, **25**, 243-251.
- SCOTT R. (1966) - Origin of chemical variations within ignimbrite cooling units. *Am. Jour. Sc.*, **264** (4), 273-288.
- SHAW H. R. (1965) - Comments on viscosity, crystal settling, and convection in granitic magmas. *Am. Jour. Sc.*, **263**, 120-152.
- SHIRINIAN K. G. (1963) - Ignimbrites and tuffo-lavas. *Bull. Volcanologique*, **25**, 13-18.
- SMITH R. L. (1960) - Zones and zonal variations in welded ash flows. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, **354** F, 149-158.
- STEINER A. (1953) - Hydrothermal rock alteration at Wairakei New Zealand. *Econ. Geol.*, **48**, 1-13.
- STRECKEISEN A. L. (1967) - Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. *N. Jb. Miner. Abh.*, **107** (2, 3), 144-240.
- TADDEUCCI A. (1964) - Il boro e il fluoro nelle regioni vulcaniche dei Colli Albani, del Cimino, di Vico. *Per. Miner.*, **33**, 73-142.
- TURNER F. J. (1968) - Metamorphic Petrology. Mineralogical and field Aspects. Mc Graw Hill.
- TUTTLE O. F., BOWEN N. L. (1958) - Origin of Granite in the light of experimental studies in the system Na Al Si₃O₈ - K Al Si₃O₈ - SiO₂ - H₂O. *Mem. Geol. Amer.*, **74**.
- VENTRIGLIA U. (1963) - Il vulcano Cimino. *Bull. Volcanologique*, **25**, 183-199.
- VERRI A. (1880) - I vulcani Cimini. *Mem. Atti R. Acc. Linc.*, **8**, 3-34.
- VLODAVETZ V. I. (1953) - On Some Semiachiksk Tuffo-lavas and Their Origin. *Izv. Akad. Nauk. SSSR, Geol.*, **3**, 96-106.
- VLODAVETZ V. I. (1963) - Sur la g n se des tuffolaves   Kamchatka. *Bull. volcanologique*, **25**, 27-30.
- WILLIE P. J., TUTTLE O. F. (1961) - Hydrothermal melting of shales. *Geol. Mag.*, **98** (1), 56-66.
- WINKLER H. G. F. (1967) - Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag.
- YODER H. S., STEWART D. B., SMITH J. R. (1957) - Ternary Feldspar. *Carn. Inst. Yearb*, **56**, 206-214.
- YUNIKOV B. A., OVCHINNIKOV L. N., METTIKH L. I. (1962) - Determination of the composition of the grossular-andradite series from the parameter of unit cell. *Chem. Abstr.*, **8327** c.

(ms. pres. il 25 novembre 1971; ult. bozze il 20 febbraio 1972)