

DIFFERENZIAZIONE E SERIE MAGMATICHE

Trent'anni fa, la stragrande maggioranza dei petrografi era convinta che tutte le rocce ignee derivassero da un unico magma capostipite di composizione basaltica. Tale convinzione si basava sui famosi lavori di R. A. DALY, P. NIGGLI e, anzitutto, sulle ricerche sperimentali e le acute osservazioni di N. L. BOWEN. Nel suo classico libro « The evolution of the igneous rocks », questo autore cercava di dimostrare che tutti i vari tipi magmatici, possono essere derivati da un magma olivino-basaltico in seguito alla differenziazione gravitativa dei cristalli che, man mano, si separano da esso, durante il suo graduale raffreddamento. Per spiegare la formazione di magmi soprassaturi in silice (magmi granitici s.l.), egli attribuì un ruolo preponderante alla reazione dell'olivina con la massa fusa restante (fusione incongruente dell'enstatite), ed alla serie di reazioni dei feldspati. Altre coppie e serie di reazioni furono invocate per spiegare la formazione dei magmi leucitolitici ecc.

C. N. FENNER, C. R. SMITH, lo scrivente ed altri attiravano d'altro canto l'attenzione sul processo detto « gaseous transfer » che in molti casi diventa altrettanto o anche più importante della differenziazione gravitativa dei cristalli. In certi casi però R. A. DALY, lo scrivente e S. J. SHAND dimostravano l'importanza dell'assimilazione, specialmente di rocce carbonatiche, nella formazione di certi magmi alcalini e sottosaturi in silice. Tenendo conto di tutti questi processi, era possibile spiegare l'origine dei vari tipi di magma in modo soddisfacente.

A questo si opponevano però tre fatti sicuramente accertati:

1) le ricerche di J. J. SEDERHOLM in Finlandia che culminavano nella constatazione dell'anatessi;

2) la frequenza dei contenuti in silice nelle rocce eruttive, la quale (fig. 1) mostra chiaramente un massimo intorno al 50% ed un altro a circa 70%, corrispondenti ai basalti ed alle rioliti;

3) l'impossibilità di spiegare le enormi masse di graniti magmatici e di rioliti *quantitativamente* come prodotti della differenziazione di un magma olivinbasaltico.

Se tutti i magmi derivassero da un unico magma capostipite, la curva della frequenza di SiO_2 comune e miscibile a tutti i magmi, dovrebbe avere la forma della curva di Gauss con un solo massimo corrispondente al magma capostipite. Volendo ammettere che la massima parte dei differenziati basici rimanga in profondità, si potrebbe spie-

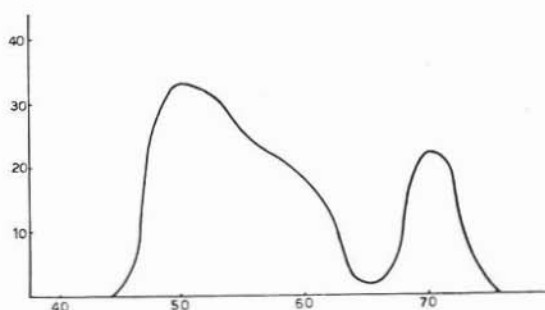


Fig. 1. — Frequenza del contenuto in silice nelle rocce eruttive.
Ascissa = $\text{SiO}_2\%$; ordinata = frequenza.

gare una asimmetria della curva, ma mai la presenza di un secondo massimo corrispondente alle rioliti. Queste e analoghe vulcaniti racchiudono per lo più cristalli « corrosi » di quarzo che, per ragioni fisico-chimiche, non possono essersi formati durante il raffreddamento del magma e vengono perciò ritenuti, dallo scrivente, come relitti di cristalli di rocce gneissiche o granitiche che hanno subito una anatessi parziale (fig. 2). Questa interpretazione viene convalidata dalle osservazioni eseguite dal MARINELLI su numerosi relitti di altri minerali preesistenti in rocce metamorfiche e formanti ora « fenocristalli corrosi » nelle rioliti della Toscana. Le vedute del SEDERHOLM e dei suoi seguaci, vengono così confermate anche nelle vulcaniti derivanti da magmi anatettici di composizione granitica o granodioritica. Questi magmi secondari nascono ove, in seguito a movimenti tettonici, il Sial viene « inghiottito » in profondità maggiori, come accade durante le orogenesi. Oltre a questa *anatessi regionale*, si può verificare, ma sempre

a scala molto ridotta, anche un' *anatessi di contatto* localizzata al tetto sialico di bacini magmatici basaltici, come per es. in Islanda (Hekla, Hlidarfjell, ecc.).

Le relazioni tra la tettonica ed il vulcanismo, sono rappresentate schematicamente nella figura 3, che mostra l'evoluzione di un orogene.

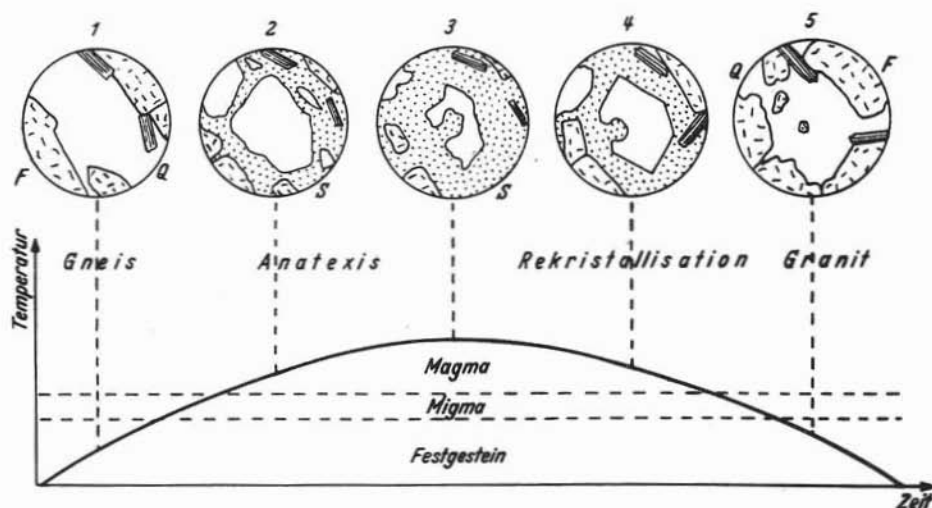


Fig. 2. — Anatessi e ricristallizzazione del quarzo. Nella parte inferiore della figura è rappresentato schematicamente l'andamento della temperatura in una massa sialica inghiottita durante un'orogenesi e che, da roccia cristallina (Festgestein) si trasforma man mano in migma ed in magma anatettico e viceversa. Nella parte superiore sono rappresentati gli stati corrispondenti di un materiale di composizione granitica.

1 - Gneiss originario con quarzo granoblastico (Q) e feldspato (F). Nello stato migmatico il quarzo viene omogeneizzato.

2 - Magma anatettico con cristalloblasti parzialmente rifusi: la massa fusa (S) ha all'incirca una composizione alcalioritica.

3 - Magma anatettico con fenocristalli in avanzato stato di rifusione. Il quarzo appare notevolmente « corroso ».

4 - Magma anatettico in via di raffreddamento. Il quarzo ed i feldspati sono parzialmente ricristallizzati, ma le « cavernosità » più profonde non sono completamente rimarginate.

5 - Prodotto finale: ortogranito a tessitura granulare ipoidiomorfa. Durante la cristallizzazione completa il quarzo è diventato nuovamente allotriomorfo.

Se il magma anatettico erompe in superficie la massa fusa si consolida come vetro o come massa fondamentale microcristallina, nella quale, secondo il momento dell'eruzione, i fenocristalli di quarzo appaiono in uno degli stadi 1, 2, 3 o 4.

E' da notare che il magma primario può attraversare la crosta soltanto dove questa è sottoposta a distensione tettonica sufficientemente forte da creare fessure abissali. Questo fatto governa la distribuzione delle eruzioni del magma subcrostale e dei magmi differenziati che ne derivano. La stessa regola vale anche per i magmi anatectici che nascono nelle « radici sialiche » degli orogeni, con la sola differenza che qui la distensione del tetto è dovuta, almeno in gran parte, alla vulcano-tettonica e non alla tettonica regionale.

Questi pochi accenni di vulcanologia ⁽¹⁾, erano necessari per inserire i diversi processi di differenziazione magmatica nel loro quadro spaziale e temporale, tenendo conto inoltre delle condizioni fisiche e fisico-chimiche collegate alle forze tettoniche in atto.

Affinchè avvenga una differenziazione gravitativa dei cristalli, è necessario che i pesi specifici dei cristalli già formati e della massa fusa restante siano abbastanza diversi, ed anzitutto, che la viscosità sia sufficientemente bassa. In base ai dati sperimentali e geofisici a nostra disposizione, la viscosità, che aumenta esponenzialmente colla pressione, deve essere altissima a grande profondità, raggiungendo nella zona magmatica subcrostale valori dell'ordine di grandezza da 10^{20} a 10^{23} poise (fig. 4). E' questa altissima viscosità la causa del comportamento « sismicamente solido » del magma subcrostale che è, cionondimeno, una massa fusa nel senso fisico-chimico. Nelle condizioni regnanti sotto la crosta cristallina della terra, qualsiasi differenziazione gravitativa è assolutamente impossibile, e ciò non solo per l'alta viscosità, ma anche per la diminuzione della differenza dei pesi specifici dei cristalli e della massa fusa, in seguito alla pressione. Le condizioni favorevoli alla differenziazione gravitativa, si trovano soltanto a profondità relativamente piccole, p. es. in condotti vulcanici, in sills, laccoliti, ecc., come anche nelle fessure abissali che si aprono dal basso verso l'alto.

Quest'ultimo caso è certamente il più importante e deve essere trattato un poco più in dettaglio: per varie ragioni lo scrivente è convinto che il magma subcrostale ha una composizione oceanitica (basalto con oltre 1/3 di olivina) come il sima, che ne forma la parte cristallizzata

⁽¹⁾ Questi argomenti sono trattati più ampiamente in: A. RITTMANN - *Vulkane und ihre Tätigkeit* - II Edizione - 1960, da dove sono state tratte le figure da 2 a 6.

in facies plutonica. Tra i due vi deve essere una spessa zona di transizione formata, essenzialmente, da cristalli di olivina in una massa fusa basaltica. Se si apre una fessura, in seguito a movimenti subcrostali che

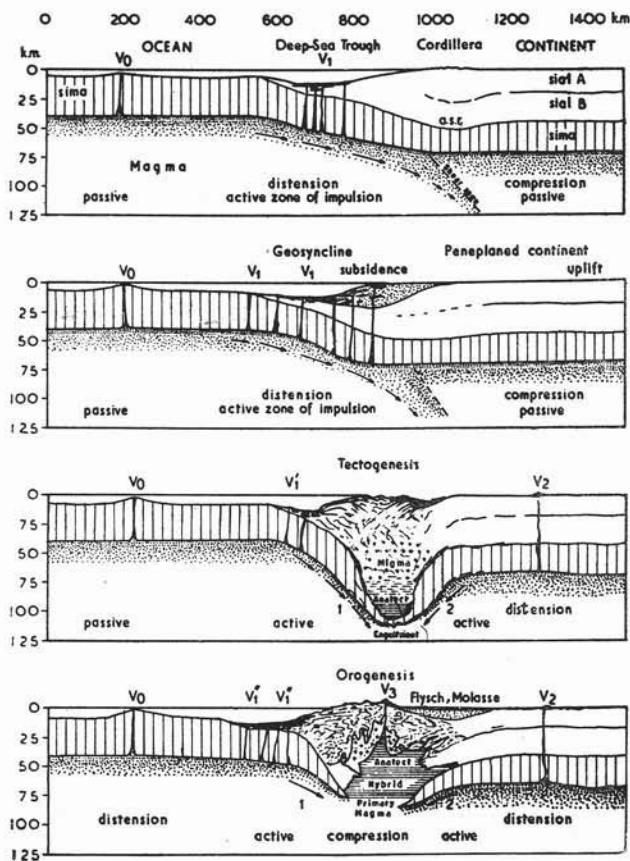


Fig. 3. — Rappresentazione schematica di una orogenesi.

- 1 - Fase della formazione delle fosse marine marginali.
- 2 - Fase geosinclinale.
- 3 - Fase di inghiottimento e di tetto-genesi con formazione di migma e di magmi anatettici.

4 - Fase orogenica propriamente detta.

V_0 - Vulcanismo oceanico attivo prima, durante e dopo l'orogenesi.

V_1 - Vulcanismo delle fosse marine e delle geosinclinali.

V'_1 e V''_1 - Vulcanismo delle fosse laterali.

V_2 - Vulcanismo continentale dell'avampaese.

V_3 - Vulcanismo orogenetico di magmi anatettici ed ibridi.

distendono la crosta, si crea localmente un « vuoto potenziale » e, con ciò, un enorme abbassamento della pressione e quindi anche della visco-

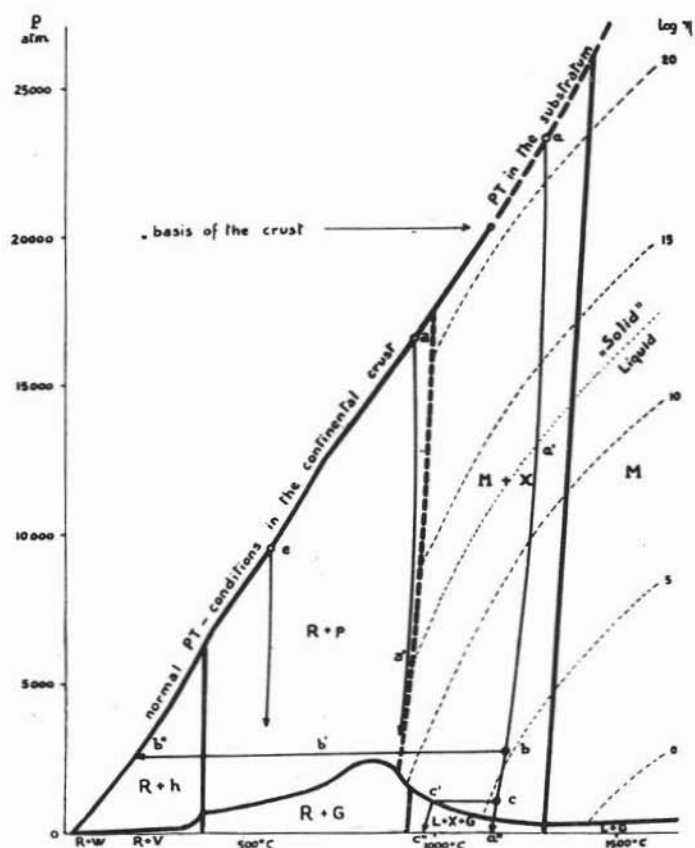


Fig. 4. — Diagramma schematico di stato di materiale olivin-basaltico. Ascisse = temperatura; ordinate = pressione; M = magma; X = fenocristalli; R = Roccia cristallina; L = lava; G = gas; p = soluzioni intergranulari pneumatolitiche; h = soluzioni intergranulari idrotermali; v = vapor d'acqua.

Le curve tratteggiate nei campi M ed M + X indicano i logaritmi della viscosità (η). Le parole « Solid » e « Liquid » si riferiscono al comportamento sismico e non allo stato della materia.

sità. Il magma, diventato così molto fluido, penetra immediatamente nella fessura, allargandola e prolungandola verso l'alto. Data la bassa

viscosità nella parte alta del magma (che si trasforma in piromagma spumeggiante), si verifica una differenziazione gravitativa durante la salita, o meglio, una ascesa differenziale, più rapida per la massa fusa, più lenta per i cristalli di olivina che si accumulano così alla base del piromagma, ove la viscosità aumenta rapidamente. Per ragioni idrostatiche, queste « accumuliti » (WAGER) non possono raggiungere la superficie della crosta continentale, ove erompe soltanto il piromagma basaltico privo, o quasi, di olivina. Nelle fosse marine e nelle parti profonde delle geosinclinali, invece, anche le accumuliti oliviniche si espandono in fondo al mare, ove, già durante il loro raffreddamento, esse vengono serpentinizzate per autoidrotermalizzazione, mentre le lave basaltiche che ivi erompono subiscono una spilitizzazione più o meno forte. Gli efflussi lineari dei basalti continentali come quelle protofiolitiche submarine, derivano dunque dallo stesso magma subcrostale e la loro differenza chimica e mineralogica è dovuta soltanto alla diversità del livello di eruzione e dell'ambiente.

In condizioni stratigrafiche e tettoniche favorevoli, il magma basaltico può formare dei bacini intracrostali (dicchi, laccoliti, sills, ecc.) nei quali avvengono ulteriori differenziazioni. Se un tale bacino, non troppo profondo, rimane chiuso, il magma stagna e le condizioni sono favorevoli alla differenziazione gravitativa dei cristalli. Durante questa differenziazione la massa fusa restante evolve verso una composizione trachitica. Se invece il bacino è, tramite un condotto, in comunicazione con l'atmosfera, cosicchè i gas magmatici possono liberarsi, il magma, trasformato in piromagma, è continuamente rimescolato per causa della convezione bifase più o meno forte. Questo movimento impedisce la differenziazione gravitativa dei cristalli, ma è molto favorevole a quella pneumatolitica. Il trasporto gassoso, specialmente quello degli alcali, diventa molto importante nel piromagma, ove esiste una fase gassosa libera e agisce anche, ma assai più lentamente, nell'ipomagma. L'effetto di un tale trasporto gassoso è, anzitutto, un impoverimento in alcali nelle parti profonde ed un arricchimento di essi in alto. Un magma basaltico originario si trasforma così in basso in un magma basaltico po-

tenzialmente più ricco in silice, in molecole anortitiche ed ipersteniche, mentre esso acquista in alto un carattere nefelin-tefritico. Le lave hawaiane, e molto meno chiaramente anche quelle etnee, esemplificano questi processi.

Una differenziazione pneumatolitica pura è però rara. Per lo più essa si sovrappone ad una differenziazione gravitativa, nel qual caso risulta una differenziazione complessa. Un esempio ormai classico ci offre il bacino laccolitico di Ischia, ove un magma latitico, già esso un prodotto di differenziazione gravitativa del magma basaltico originario, è stato sottoposto ad una ulteriore differenziazione complessa, col risultato che in alto si sono formati magmi fonolitici.

Altre complicazioni sono dovute ai processi d'assimilazione che si manifestano principalmente, se la roccia incassante è un carbonato, sia esso un sedimento (come al Vesuvio) od una carbonatite (come al Njira-gongo). Al Vesuvio l'assimilazione dei carbonati triassici da parte di un magma trachitico, che è già un differenziato del magma primordiale, è accompagnata da una differenziazione complessa e conduce alla formazione di magmi sempre più leucitici, come lo scrivente ha dimostrato nel 1933. Esempi analoghi danno il Vulcano Laziale, i Sabatini, la Roccamonfina, il Vulture (ove forse si è verificata anche una assimilazione di anidriti o gessi) ecc.

L'assimilazione di calcari o carbonatiti da parte di un magma basaltico produce magmi melilititici, come per es. quelli di Coppaeli, San Venanzo, Rocca della Scimmia al Vulture, ecc. Leucititi melilitifere, come la Cecilite presso Roma, sono invece prodotti dell'assimilazione di una grande quantità di carbonati da parte di un magma trachitico.

Tutti i prodotti di differenziazione del magma oceanitico primordiale appartengono alle serie sodiche atlantiche, mentre l'assimilazione di carbonati, da parte di magmi trachitici o latitici, produce vulcaniti della serie potassica mediterranea. E' caratteristico che nelle Hawaii ed in altre isole del Pacifico centrale, ove il Sial manca, non si sono trovate tracce di rioliti, daciti o vere andesiti delle serie calcicaline « pacifiche », perchè nessun processo di differenziazione può produrle

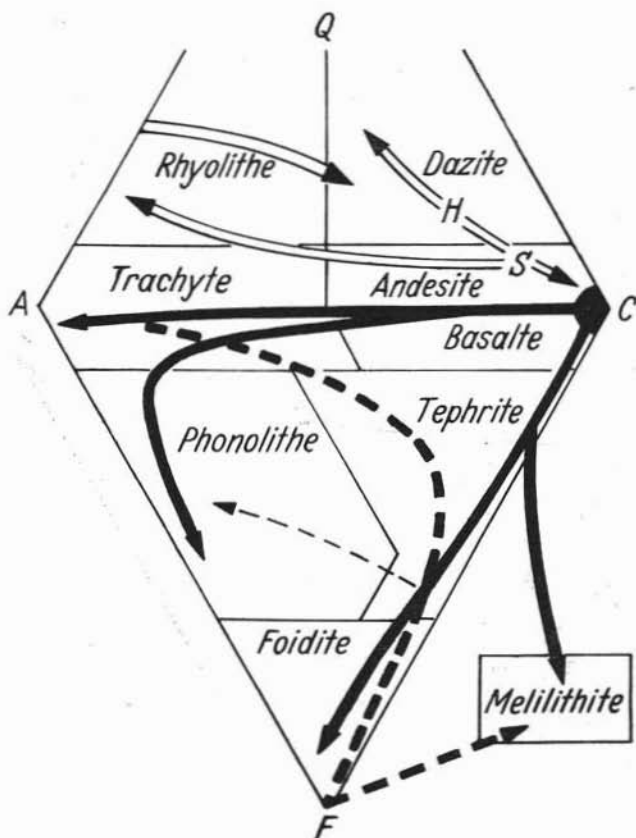


Fig. 5. — Origine delle serie magmatiche, rappresentate nel doppio triangolo del Niggli (Q = quarzo; A = feldspati alcalini; C = plagioclasti; F = feldspatoidi).

Freccie nere = serie atlantiche (sodiche) che risultano dalla differenziazione del magma primordiale oceanitico (C). La differenziazione gravitativa conduce verso magmi trachitici (A), quella pneumatolitica verso magmi da nefelin-tefritici a nefelinitici (F) e quella complessa verso magmi fonolitici. Se un magma oceanitico o basaltico assimila rocce carbonatiche ne risulta un magma melilitico (sodico).

Freccia tratteggiata = serie mediterranea (potassica). Magmi leucit-tefritici, leucititici e finalmente melilitici (potassici) si formano in seguito ad assimilazione di calcari, di dolomie o di carbonatiti magmatiche da parte di un magma trachitico derivato, a sua volta, da un magma primordiale per differenziazione gravitativa.

Freccie vuote = serie pacifiche (calcalcaline). Per anatessi si formano essenzialmente magmi da riolitici a riodacitici. Magmi dacitici sono per lo più di origine ibrida (H). L'assimilazione di Sial dà origine a magmi sintetici (S) a carattere pacifico i quali, per differenziazione, danno magmi da andesitici a riolitici.

dal magma oceanitico primordiale. E' vero che vi sono certi basalti che hanno una mesostasi granofirica, che è però sempre troppo scarsa da poter formare una massa fusa restante indipendente. Il piccolo eccesso di silice che si trova in quelle rocce, è dovuto ad una desalcalinizzazione, in seguito ad una differenziazione pneumatolitica. A questa desalcalinizzazione in basso corrisponde un arricchimento di alcali in alto con trasformazione del magma basaltico in tefritico.

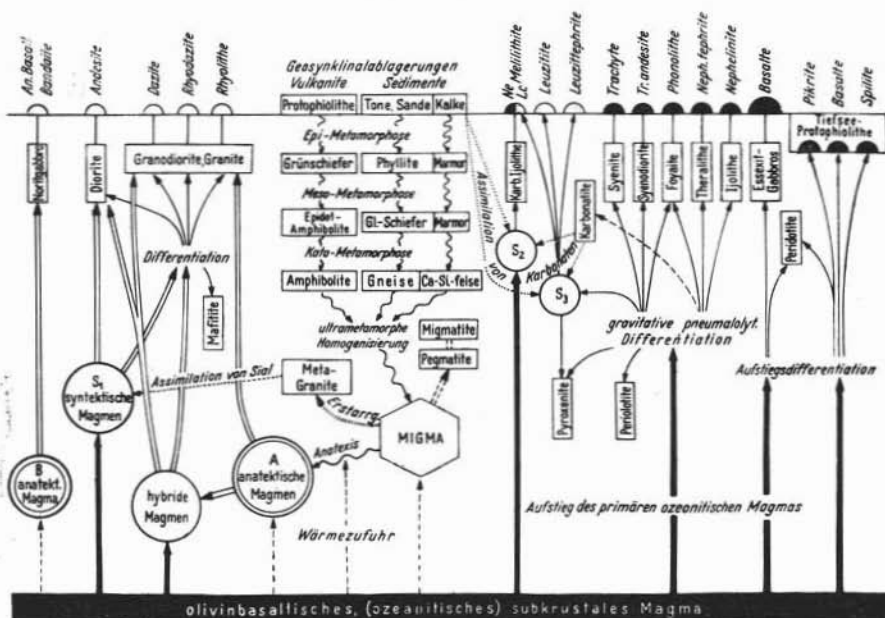


Fig. 6. — Schema dell'origine dei magmi e delle rocce.

I magmi acidi (riolitici, riodacitici, dacitici, ecc.) della serie calcalkalina sono certamente di origine anatectica.

L'origine dei magmi intermedi della stessa serie pacifica può essere anch'essa anatectica, ma spesso si tratterà anche di magmi ibridi che si formano probabilmente in grande profondità, quando il magma primordiale salendo nella crosta, incontra sacche di magmi anatectici non ancora completamente solidificati. Si è d'altronde già accennato al

fatto che piccole quantità di magmi acidi di tipo calcocalcino, possono provenire anche dalla differenziazione di magmi sintetici. In tal caso però la massa fusa sialica restante è costituita essenzialmente dal materiale sialico che in un primo tempo è stato assimilato in piccola quantità.

L'ascesa dei magmi sialici anatettici nella crosta terrestre, ha un meccanismo diverso da quello sopra descritto per i magmi basici primordiali. Infatti il peso specifico del magma primordiale oceanitico è maggiore di quello medio della crosta continentale.

Questo magma primordiale, salendo in una fessura abissale, raggiungerebbe perciò l'equilibrio idrostatico quando la sommità della colonna magmatica si trova qualche chilometro sotto il livello del mare. Tale magma raggiunge la superficie, soltanto perchè esso trasformandosi in piromagma schiumeggiante, diventa molto più leggero.

L'esistenza di numerose effusioni lineari di basalto, è quindi una prova che il magma subcrostale profondo contiene ab origine delle sostanze volatili (in soluzione) senza le quali non si potrebbe formare il piromagma necessario.

Al contrario, i magmi sialici anatettici, sono più leggeri delle rocce incassanti ed hanno perciò una spinta archimeditica che li rende capaci di sviluppare una forza propria vulcanotettonica, diretta verso l'alto. Una massa sufficientemente grande di magma sialico può, perciò, introdursi nella crosta sovrastante, anche se questa non è sottoposta a forze tettoniche regionali distensive. L'intrusione di un plutone granitico è, essenzialmente, uno scambio di posto (« Platztausch »), paragonabile ad un lento ed incompleto movimento convettivo. E' questo movimento stesso che crea forze distensive nel tetto del plutone e con ciò, delle fessure che possono servire da vie d'ascesa fino in superficie. Data l'alta viscosità dei magmi acidi, le eruzioni hanno spesso il carattere di nubi ardenti traboccanti da lunghe fessure beanti, che depositano delle ignimbriti, come per es. in Toscana (S. Vincenzo, Campiglia, Tolfa, M. Amiata) e nel permo-carbonifero, nell'Alto Adige (« Bozener Porphyryplatte »). Talvolta, come al M. Amiata, la spinta del magma solleva tutto

il tetto del plutone e crea così un horst vulcano-tettonico con eruzioni ignimbriche dalle nuove spaccature; talvolta si ha, dopo l'eruzione, un collasso del tetto e la formazione di uno sprofondamento vulcano-tettonico, come per es. in Sumatra (lago Toba, Gedungsurian). Questi enormi sprofondamenti che interessano superfici di migliaia di Km², sono possibili soltanto se il bacino magmatico è un vasto plutone ma non un diceo abissale o un condotto centrale più o meno cilindrico.

I magmi di tutti questi vasti plutoni sono da riolitici a riocacitici e manifestamente di natura anatectica.