

RAFFAELLO TRIGILA *

PETROGENESI IGNEA E PETROLOGIA SPERIMENTALE

È opinione comune che la gran parte delle conoscenze che noi abbiamo sui processi petrogenetici fondamentali sia il frutto di ricerche a carattere petrologico sperimentale. Ciò malgrado, questo settore delle discipline geologiche non ha goduto, in tempi recenti o recentissimi, di quella espansione che, per motivi di sviluppo sociale ed economico, ha caratterizzato altri settori. Il numero dei suoi cultori, concentrato in poco più di una decina di laboratori in tutto il mondo, risulta sempre più sproporzionato se paragonato a quello degli omologhi petrografi e petrologi. Le conseguenze sono serie: di fatto si approfondisce il solco tra il cosiddetto approccio chimico-fisico e quello descrittivo tradizionale. Diminuisce, quindi, il grado di interazione tra i due campi; sia a livello delle scelte degli obiettivi di ricerca, che a quello della elaborazione ed interpretazione dei risultati. Scrive BAILEY (1976): « Un carattere sorprendente dei diagrammi di fase è l'autorità che essi assumono quando pubblicati. I petrologi, che sono sempre scettici e consapevoli delle difficoltà che si incontrano nell'interpretare le *relazioni di fase in una roccia*, sembrano convinti dell'infallibilità dei loro colleghi sperimentalisti nell'eliminare le ambiguità o nell'interpretare i prodotti degli esperimenti ». D'altro canto, sappiamo bene, ma questo non è stato mai sottolineato abbastanza, che il grado di corrispondenza tra i fenomeni riprodotti in laboratorio e quelli che avvengono in natura è basso, a volte inesistente. La comprensione globale degli eventi petrogenetici non si è, fino ad ora, verificata a causa del grande numero di variabili che controllano i diversi processi. Tuttavia, dalla petrologia sperimentale tradizionale, e cioè da quella degli stati di equilibrio in sistemi chiusi, sono emersi proprio i risultati che, inseriti in un contesto termodinamico, hanno consentito una prima caratterizzazione quantitativa di alcuni processi petrogenetici fondamentali quali, ad esempio, determinazione di T e P di formazione di fusi magmatici (CARMICHAEL et al., 1974); andamenti del processo di cristallizzazione nei magmi basaltici (YODER e TILLEY, 1962); relazioni di fase (GREEN e RINGWOOD, 1967; KUSHIRO, 1975) ecc. Per altre ambientazioni (dove, ad esempio, prevalgono i fenomeni di diffusione) non tener conto delle velocità di reazione, non aiuta nemmeno ad ottenere un quadro appena approssimato della realtà naturale. Si deve, così, passare, con la trattazione degli aspetti cinetici, alla petrologia sperimentale degli stati di disequilibrio, spesso in

* Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università, Città Universitaria, Roma.

sistemi aperti. Analogamente, dai primi esperimenti su sistemi sintetici a 2 o 3 componenti e che offrivano, quindi, risultati di interpretazione relativamente semplice, si è giunti a quelli su sistemi naturali, caratterizzati da relazioni di fase molto più complesse, ma senz'altro più aderenti alla realtà naturale.

In questo difficile contesto di adeguamento della realtà di laboratorio a quella naturale, la crisi energetica apre ora nuove frontiere e pone fra gli obiettivi, quello di un'eventuale utilizzazione dell'energia termica e meccanica sviluppata da alcuni

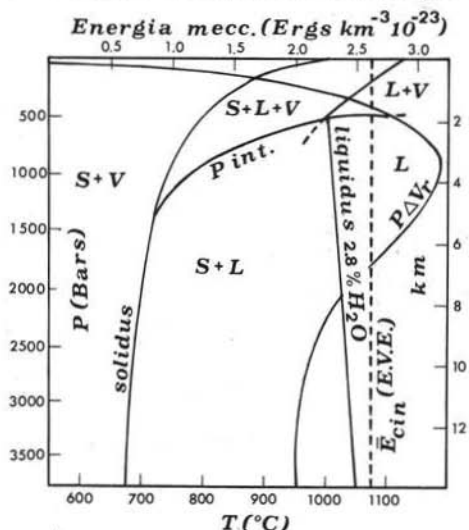


Fig. 1. — Schema delle relazioni di fusione e di energia per un magma di natura andesitica contenente il 2,8 % H_2O all'origine. Simboli: S - fasi cristalline; L - fuso; V - fase volatile; $P\Delta V_r$ - energia meccanica in ergs, rilasciata per Km^3 di magma E_{cin} (E.V.E.) - energia cinetica media rilasciata in eruzioni vulcaniche esplosive (da BURNHAM, 1972).

singola eruzione vulcanica (YOKOHAMA, 1957) (Fig. 1). In questo, ed in altri processi petrogenetici, il ruolo di primaria importanza esercitato dai volatili può essere valutato in modo operativo su base petrologica sperimentale. La quasi totalità degli studi di laboratorio riguarda il comportamento di H_2O e CO_2 , di cui appunto si riferisce in questa sede, benchè dall'analisi delle fasi solide, liquide e vapore dei prodotti, la gamma compositiva dei volatili risulti molto più vasta.

I sistemi silicato-acqua si comportano in modo assai diverso a seconda del chimismo del magma e della quantità di H_2O .

ROBERTSON e WYLLIE (1971), sulla base delle paragenesi subsolidus, hanno proposto la seguente nomenclatura:

- a) tipo I: (water absent) paragenesi di minerali silicatici anidri, senza fase vapore;
- b) tipo II: (water deficient and vapour absent) paragenesi di minerali silicatici con termini idrati, ma senza fase vapore;

processi petrogenetici. Da stime effettuate, risulta ad esempio, che circa il 40 % dell'energia prodotta per cause naturali è legata a fenomeni magmatici. Nelle eruzioni vulcaniche, ad esempio, la quantità di energia liberata in un singolo evento può raggiungere valori dell'ordine di 10^{26} ergs, con volumi di materia emessa che superano i $100 km^3$. Considerando esclusivamente l'energia meccanica ($P\Delta V_r$) rilasciata dal magma durante il processo di cristallizzazione, BURNHAM (1972) ha calcolato un aumento di volume del sistema, pari al 53 %, a livello della transizione ipomagma-piomagma, per un fuso andesitico contenente il 2,8 % di H_2O a 100 km di profondità. Fra 1,5 e 5 km l'energia meccanica rilasciata durante le reazioni magma \rightleftharpoons roccia + vapore supera di molto quella media stimata per una

- c) *tipo III*: (water deficient and vapour present) paragenesi di minerali silicatici con o senza termini idrati e con fase vapore. L' H_2O è insufficiente a saturare il fuso se $T = \text{liquidus}$;
- d) *tipo IV*: (water excess) paragenesi di minerali silicatici con o senza termini idrati e con fase vapore. L' H_2O è sufficiente a saturare il fuso per $T = \text{liquidus}$.

La massima parte dei sistemi studiati per via petrologica sperimentale è di tipo I o di tipo IV, benchè in natura è più probabile si verificano condizioni corrispondenti ai tipi intermedi. Anche i casi di consolidazione a giorno di una colata lavica, o in profondità di un batolite, cui ci si riferisce come esempi di consolidazione magmatica in sistemi di tipo I e IV, si possono tranquillamente realizzare al di fuori delle condizioni sopracitate.

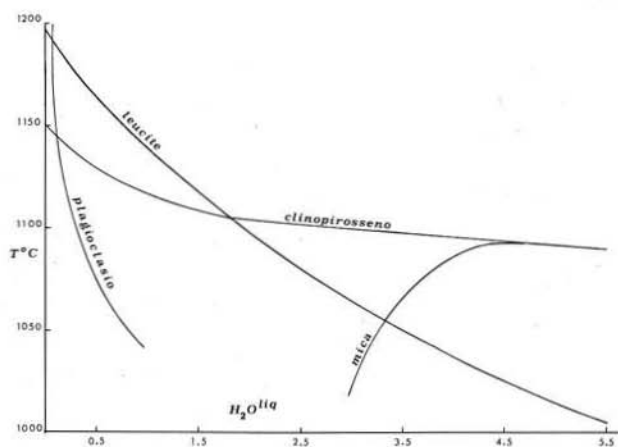


Fig. 2. — Relazioni di fase per il sistema leucite-tefritica- H_2O a $P_{\text{tot.}} = 2$ kbar (da DOLFI e TRIGILA, 1978).

Nel primo caso, la presenza di fasi idrate nella pasta di fondo indica la partecipazione dei volatili; nel secondo caso, la saturazione in H_2O del sistema deve venire provata su base più solida che non sia quella della semplice presenza della mica o di anfibolo.

Solo in tempi recenti è stato affrontato lo studio dei sistemi petrogenetici naturali, in condizioni di sottosaturazione in H_2O . Sono da segnalare i lavori di FYFE (1970) e WYLLIE (1974) a cui rimandiamo per la documentazione specifica. Da tali studi emerge chiaramente come i risultati degli esperimenti effettuati in condizioni di sovrassaturazione in H_2O non siano estrapolabili per $P_{\text{tot}} > p_{H_2O}$. È da tenere presente, inoltre, che durante il processo di cristallizzazione (che in natura avviene di regola a pressioni variabili) viene modificata drasticamente la quantità di H_2O nel fuso. Se, ad esempio, un magma, per cui $P^{\text{tot}} > p_{H_2O}$ e $T^{\circ}C = \text{liquidus}$, si trova in condizioni di tipo III, e cioè $X_{H_2O}^{\text{sist}} = X_{H_2O}^{\text{liq}}$, con il procedere della cristallizzazione esso può passare a condizioni di tipo II se la fase del *liquidus* è idrata,

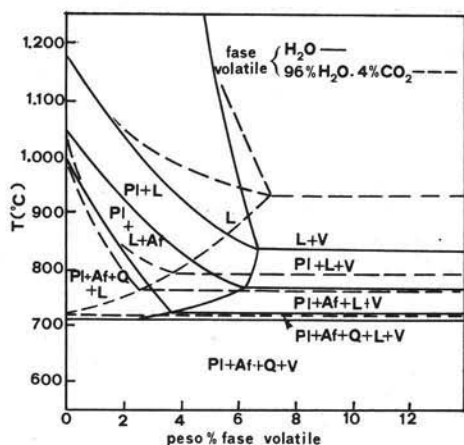


Fig. 3. — Relazioni di fusione per un sistema sintetico a composizione granitica in presenza di una fase volatile costituita da H_2O o da $H_2O + CO_2$. I diagrammi di fase ricavati dai risultati sperimentali di WHITNEY (1974) e SWANSON (1974) mettono in evidenza sequenze di cristallizzazione identiche cui però corrispondono relazioni di fusione a più alta temperatura per il sistema granito- H_2O-CO_2 . Simboli: L - fuso; V - fase volatile; PI - plagioclasio; Af - alkali feldspato; Q - quarzo (da LUTH, 1976).

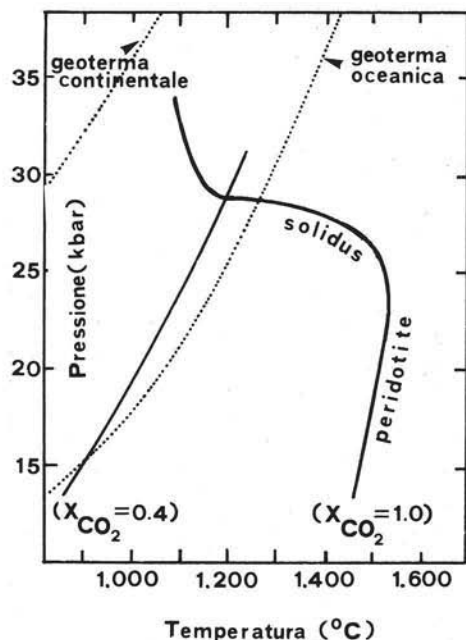


Fig. 4. — Andamento dei solidus per $X_{CO_2} = 1$ ed $X_{CO_2} = 0,4$ in un sistema a composizione peridotitica (da EGGLEER et al., 1976, semplificato).

o a condizioni di tipo IV, se è anidra. Su questa base sarebbe opportuno formulare una classificazione dei sistemi che tenga conto della quantità di H_2O nel fuso, più che di quella totale nel sistema, anche perchè, quest'ultimo, non sempre si mostra chiuso nei riguardi del suddetto componente. Ciò si può verificare, ad esempio, in zone alla periferia di masse intrusive. Purtroppo, non si registra al riguardo, una casistica di studi sperimentali, se si eccettuano quelli effettuati da BURNHAM e DAVIS (1971) sul sistema albite- H_2O .

Per illustrare concretamente le modifiche che si registrano nella sequenza di cristallizzazione in funzione delle percentuali di H_2O nel liquido, riportiamo, a titolo di esempio, i risultati da noi ottenuti sul sistema leucite tefritica- H_2O lungo l'isobara 2 kbar (DOLFI e TRIGILA, 1978). Da un esame del diagramma $T^{\circ}C - \% H_2O^{11q}$ (Fig. 2) che illustra le relazioni di fase, non solo si osserva una diminuzione della temperatura del *liquidus* in funzione di percentuali crescenti di H_2O^{11q} , ma anche sostanziali modifiche nelle paragenesi fondamentali. In condizioni praticamente anidre, la sequenza di cristallizzazione, per temperature decrescenti, è data da plagioclasio-leucite-clinopirosseno. Già a valori appena percettibili di $\% H_2O^{11q}$ scompare il plagioclasio dal *liquidus* ed il processo di cristallizzazione coinvolge, nell'ordine, leucite - clinopirosseno - plagioclasio. Per percentuali di $H_2O^{11q} > 1,7$ si ha l'inversione nell'ordine di cristallizzazione tra leucite e clinopirosseno ed il plagioclasio non è più stabile. Per H_2O^{11q} fra 3 e 4,5 precipita la mica e la sequenza di cristallizzazione diviene, allo-

ra, clinopirosseno-leucite-mica. Infine, per % H_2O^{11q} ancora maggiori, ma sempre inferiori al valore di saturazione (pari a 5,5 a 1100° C) la mica precipita direttamente dal *liquidus* seguita, a più basse temperature, da clinopirosseno e poi leucite. In totale si possono contare ben cinque sequenze di cristallizzazione diverse, ottenute tutte in un arco ristretto di condizioni sperimentali e cioè: $P_{tot} = \text{Cost}$ (2 kbar), $\Delta T^\circ C = 200$, $p_{H_2O} < P_{tot}$. Il quadro si amplierebbe ulteriormente qualora si potesse disporre dei risultati sperimentali relativi ad altre isobare. Tuttavia, da quelli sopra riportati, si può prevedere che a P_{tot} di poco superiori a quella considerata, dovrebbero verificarsi sequenze di cristallizzazione ancora diverse a causa della brusca riduzione del campo di stabilità della leucite. In particolare, per H_2O^{11q} crescenti, dovrebbero cristallizzare: la paragenesi plagioclasio, clinopirosseno, leucite e quella mica, clinopirosseno.

Se la casistica dei sistemi naturali più importanti risulta incompleta quando l' H_2O viene considerata come una delle variabili indipendenti, quella relativa ai sistemi comprendenti anche altri volatili, è ancora più scarsa. Eccettuati gli esperimenti di WYLLIE e TUTTLE (1964) dai quali risulta che in un sistema granitico saturo in H_2O , la presenza di HCl ed NH_3 innalza la temperatura del *solidus*, al contrario di quanto avviene per SO_3 , P_2O_5 , NF e Li_2O , la massima parte dei lavori effettuati riguarda l'influenza del CO_2 in sistemi sintetici ed in particolare, l'andamento della solubilità di questo componente in fusi silicatici di composizione variabile, sia anidri che idrati. Dagli esperimenti risulta che al di sopra di 5 kbar, il CO_2 entra in soluzione sotto forma di molecole di carbonato; esso, inoltre, è più solubile in miscele basiche che non in quelle acide; nei fusi silicatici idrati, inoltre, è maggiormente solubile a causa dell'azione depolimerizzante esercitata dall'acqua.

Dagli studi di SWANSON (1974) sul sistema granito- H_2O - CO_2 , a $P_{tot} = 2$ kbar (Fig. 3) risulta che l'aggiunta di modeste quantità di CO_2 nella fase fluida, provoca sensibili modificazioni nella temperatura del *liquidus*, mentre la sequenza di cristallizzazione rimane invariata. Da tale diagramma si può constatare come in condizioni di saturazione di H_2O , l'aggiunta del 4% di CO_2 nella fase fluida, innalzi la temperatura del *liquidus* di più di 100° C. Tali differenze diminuiscono con la temperatura ed il contenuto in volatili del sistema, divenendo trascurabili in prossimità del *solidus*.

Da segnalare, in ultimo, sono le ricerche di MYSEN e BOETTCHER (1975), di EGGLEER (1975), EGGLEER et al. (1975) ed HOLLOWAY et al. (1975) sull'origine dei magmi ultrabasici alcalini per fusione parziale di un mantello idrato e carbonatato a composizione essenzialmente peridotitica. In effetti, la presenza del CO_2 , poichè modifica le relazioni di fase fra olivina e pirosseno, non solo abbassa la temperatura del *solidus* (Fig. 4), ma soprattutto produce fusi fortemente sottosaturi in silice. Viene in tal modo spiegata l'origine dei magmi a composizione melilitica, kimberlitica e carbonatica la cui relativa varietà composizionale viene ulteriormente interpretata sulla base di valori diversi del rapporto $CO_2/CO_2 + H_2O$.

BIBLIOGRAFIA

- BAILEY D.K. (1976) - *Experimental methods and the uses of phase-diagrams*. In «The evolution of the crystalline rocks», Ed. Bailey e MacDonald; Academic Press, London.
- BURNHAM C. WAYNE (1972) - *The energy of explosive volcanic eruptions*. Earth and Mineral Sciences, 41, 69-70.
- BURNHAM C. WAYNE, DAVIS N.F. (1971) - *The role of H₂O in silicate melts. I - P-V-T relations in the system NaAlSi₃O₈-H₂O to 10 kilobars and 1000° C*. Am. J. Sci., 270, 54-79.
- CARMICHAEL I. S. E., TURNER F. J., VERHOOGEN J. (1974) - *Igneous Petrology*. McGraw Hill.
- DOLFI D., TRIGILA R. (1978) - *The role of water in the 1944 Vesuvius eruption*. In corso di stampa.
- EGGLER D.H. (1975) - *Peridotite-carbonate relations in the system CaO-MgO-SiO₂-CO₂*. Carnegie Inst. Wash. Yearbook, 74, 468-474.
- EGGLER D.H., KUSHIRO I., HOLLOWAY J.R. (1976) - *Stability of carbonate minerals in a hydrous mantle*. Carnegie Inst. Wash. Yearbook, 75, 631-636.
- FYFE W. S. (1970) - *Some thoughts on granitic magmas*. In «Mechanisms of igneous intrusions». Ed. Newall e Rast Calley Press Liverpool.
- GREEN D.H., RINGWOOD A.E. (1967) - *An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications*. Geochim. Cosmochim. Acta, 31, 767-833.
- HOLLOWAY J.R., EGGLER D.H. (1976) - *Fluid absent melting of peridotite containing phlogopite and dolomite*. Carnegie Inst. Wash. Yearbook, 75, 636-640.
- KUSHIRO I. (1975) - *On the nature of silicate melt and its significance in magma genesis: regularities in the shift of the liquidus boundaries involving olivine, pyroxene and silica minerals*. Am. J. Sci., 275, 411-431.
- LUTH W.C. (1976) - *Granitic Rocks*. In «The evolution of crystalline rocks», Ed. Bailey e MacDonald, Academic Press, London.
- MYSEN B.O., BOETTCHER A.L. (1975) - *Melting of a hydrous mantle: I - Phase relations of natural peridotite at high pressures and temperatures with controlled activities of water carbon dioxide and hydrogen*. J. Petrol., 16, 520-548.
- ROBERTSON J.K., WYLLIE P.J. (1971) - *Rock water systems with special reference to the water-deficient region*. Am. J. Sci., 271, 252-277.
- WYLLIE P.J. (1974) - *The dynamic earth*. John Wiley & Sons.
- WYLLIE P.J., TUTTLE O.F. (1964) - *Experimental investigations of silicate systems containing two volatile components*. Am. J. Sci., 262, 930-939.
- YODER H.S., TILLEY C.E. (1962) - *Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems*. J. Petrol., 3, 342-533.
- YOKOHAMA I. (1957) - *Energetics in active volcanoes. Second paper*. Bull. Tokyo Earthquake Res. Inst., 35, 75-97.