

ERIC CONDLIFFE - ANNIBALE MOTTANA \*

## ESPERIMENTI SUL GHIANDONE DEL MASSICCIO VAL MASINO - VAL BREGAGLIA TRA 1 E 3 KB P(H<sub>2</sub>O)\*\*

RIASSUNTO. — Gli esperimenti di fusione sperimentale del « ghiandone », la granodiorite a megacrystalli di K-feldspato tipica del Massiccio delle valli Masino e Bregaglia (Alpi Centrali), condotti a pressioni variabili da 1 a 3 kb P(H<sub>2</sub>O) = P<sub>1.0</sub>, su campioni provenienti dal Lago d'Albigna e dai pressi di San Martino indicano la seguente successione di fusione:

- a 1 kb: inizio della fusione a < 725°; K-feldspato (780°); quarzo (800°); biotite (< 850° ca.), plagioclasio (sopra i 900° C);
- a 2 kb: inizio della fusione a circa 670°; K-feldspato (720°); quarzo (740°); plagioclasio (850° ca.); biotite (900° ca.); fusione completa a 950° C.

A 3 kb la biotite è la fase al liquidus a 920° C ca. ed è seguita da plagioclasio, quarzo e K-feldspato a temperature inferiori di ca. 50° rispetto a quelle determinate a 2 kb. Il solidus è a circa 650° C.

Nei campioni contenenti orneblenda il quarzo fonde prima del K-feldspato e l'orneblenda si decompone in liquido+magnetite a circa 850° C.

Questi risultati indicano che il K-feldspato è un minerale tipicamente magmatico, cristallizzato cioè in presenza di un fuso: non si tratta quindi di un prodotto di metasomatosi.

Confrontando i risultati ottenuti sul ghiandone con quelli precedentemente pubblicati sul serizzo risulta che il ghiandone si è cristallizzato a temperature e pressioni inferiori a quelle del serizzo, potendo essere presente, o perfino essere stato mobilizzato, durante il metamorfismo lepontino.

ABSTRACT. — *Experiments on the « ghiandone » from Val Masino and Val Bregaglia at 1 to 3 kb P(H<sub>2</sub>O).* Melting experiments have been made between 1 and 3 kb saturated water vapour pressure on samples of « ghiandone », the granodiorite of the Val Masino - Val Bregaglia massif, taken from the region of Lake Albigna and from the cemetery of San Martino. The following crystallisation sequence has been recorded:

- at 1 kb: plagioclase (> 900°) - biotite (< 850°) - quartz (800°) - K-feldspar (780°) - solidus (< 725°);
- at 2 kb: biotite (approx. 900°) - plagioclase (approx. 850°) - quartz (740°) - K-feldspar (720°) - solidus (approx. 670° C).

At 3 kb biotite is probably the stable liquidus phase at temperatures of the order of 920° C and the plagioclase, quartz, and K-feldspar crystallize at temperatures of the order of 50° C below those reported at 2 kb. The solidus at 3 kb is at roughly 650° C.

The results indicate that K-feldspar can be considered a magmatic phase, although the characteristic megacrysts of this mineral in the « ghiandone » cannot be considered phenocrysts s.s. since it is not the first phase to crystallize. The megacrysts are here considered to be a result of late magmatic crystallisation from a restricted number of nuclei. Some marginal growth of the megacrysts in the subsolidus state is recognized.

\* Istituto di Mineralogia, Petrografia e Geochimica dell'Università di Milano.

\*\* Lavoro eseguito nel quadro dei programmi del Centro Studi per la Stratigrafia e Petrografia delle Alpi Centrali del C.N.R., con finanziamenti speciali per il Programma Geodinamico Italiano.

Compared with the « serizzo » (the marginal tonalite of the southern area of the massif) the phase out curves of the ghiandone are systematically some 50° C lower, except for quartz and K-feldspar.

On the basis of a projection of the melting curves to 10 kb and on new chemical data it is concluded that the metasomatic hypothesis for the origin of ghiandone can be discounted. The results suggest that the genesis of the ghiandone (and serizzo) can be best explained by a process of crustal mobilisation at extreme depths followed by subsequent uplift and differentiation.

### Introduzione

Il « ghiandone » è la granodiorite a megacristalli di K-feldspato, di dimensioni talora gigantesche (massimo  $3 \times 10$  cm), caratteristica della parte centro-settentrionale del Massiccio delle valli Masino e Bregaglia, a cavallo del confine italo-svizzero nelle Alpi Centrali. È bordato interamente, sul versante italiano, da una facies più basica, dioritico-tonalitica, nota come « serizzo ». Questo continua sul versante svizzero solo per un breve tratto, oltre il quale il ghiandone è a diretto contatto con le metamorfite delle falde Adula, Tambò e Suretta, localmente generando vistosi fenomeni di contatto.

Un'altra differenza — fonte di molte incomprensioni tra le due scuole geologiche — tra il ghiandone della parte italiana e svizzera sta nella sua struttura interna: chiaramente orientata, con i megacristalli feldspatici tabulari giacenti sul piano di scistosità in cui tendono a definire una lineazione, nella zona meridionale; isotropa, a megacristalli disorientati e con la massa di fondo ipidiomorfa, in quella settentrionale. La transizione tra questi due domini non è finora ben esplorata, dato che coincide essenzialmente con lo spartiacque, ricco di cime e pareti alpinisticamente molto rinomate.

Il ghiandone non è il solo litotipo affiorante nell'area centrosettentrionale del Massiccio: oltre a numerosissimi melanoliti, a rari filoni di composizione basica, a filoni pegmatitici ed aplitici, si incontrano zone di graniti a grana identica a quella del ghiandone, ma privi di megacristalli, e banchi di granitoidi a grana fine i cui rapporti col ghiandone incassante sono di tipo intrusivo. Secondo alcuni essi sarebbero da legare al granito di San Fedelino, secondo altri rientrano in una fase indipendente del ciclo magmatico. Essi sono concentrati soprattutto al bordo NE del Massiccio (Valle Albigna, Valle del Forno, Circo del Cameraccio).

Composizionalmente il ghiandone è una granodiorite a plagioclasio, K-feldspato, quarzo e biotite con o senza orneblenda (D. RICHARDSON et al., in stampa). La sua massa di fondo è in genere più chiara del vicino serizzo, in quanto molto maggiore in ogni caso vi è il rapporto biotite/orneblenda.

L'ambiguità delle relazioni geologiche tra la parte settentrionale e quella meridionale del Massiccio e tra ghiandone e serizzo ha portato ad una serie di ipotesi differenti sulla possibile genesi della granodiorite a megacristalli:

- 1) pura e semplice genesi magmatica e conseguenti rapporti intrusivi con le rocce al margine, squarciate dall'intrusione (tra gli altri R. STAUB, 1924, 1956);
- 2) pura genesi metasomatica con apporto di potassio generalizzato e rappresentato dagli enormi feldspati « a denti di cavallo » (F. K. DRESCHER-KADEN, 1940);
- 3) genesi anatettica dell'insieme serizzo+ghiardone e successiva feldspatizzazione di quest'ultimo (R. CRESPI e G. SCHIAVINATO, 1965);
- 4) genesi anatettica del solo ghiardone e sua messa in posto in condizioni semisolide in un campo di tensione entro anfiboliti, successivamente trasformate in serizzo per mobilizzazione (H. R. WENK, 1973).

Le scarse datazioni assolute, l'interpretazione delle quali è inoltre molto soggettiva, indicano che il ghiardone è leggermente più giovane del serizzo e del massimo termico del metamorfismo nel duomo lepontino (l'età del quale è stata stabilita però in un'area molto distante dal massiccio); è invece più antico del granito di San Fedelino. Età assolute e relazioni geologiche sono talmente ambigue da poter essere usate (ed effettivamente lo sono state) per sostenere indifferentemente ognuna delle ipotesi geo-petrologiche surriferite. Rimane indubbiamente stabilito il solo termine *ante quem* si è svolta l'intera evoluzione petrogenetica del Massiccio, rappresentato dalla presenza di ciottoli di ghiardone nel livello di transizione II-I della gonfolite di Como (M. FIORENTINI POTENZA, 1957).

Il metodo petrologico sperimentale può dare ottime indicazioni su quale delle succitate ipotesi petrogenetiche sia la più vicina al vero, tramite un'esame delle relazioni di fusione delle rocce e una successiva valutazione dei risultati riferita tanto all'ipotesi in sé, quanto ai suoi corollari geologici (età relativa, distribuzione dei litotipi, evoluzione dei rapporti intrusivi, ecc.).

I risultati dello studio sperimentale del serizzo, da noi riferiti in via preliminare (E. CONDLIFFE e A. MOTTANA, 1974), hanno già messo in luce la grande potenzialità di questo procedimento. Nello stesso quadro di ricerche questo tipo di studi è ora esteso direttamente al ghiardone, del quale sono stati scelti per esame i seguenti campioni:

a) un tipico ghiardone non orientato, a pasta di fondo ipidiomorfa, di composizione tra le più acide, rappresentativo del litotipo dominante sul versante svizzero del Massiccio. Esso (PS-11) proviene dall'imposta della diga del Lago d'Albigna;

b) due ghiandoni a megacristalli orientati, a pasta di fondo parzialmente deformata soprattutto nelle porzioni più ricche in quarzo e con un diverso rapporto nei tenori di biotite ed orneblenda. Essi sono tipici del ghiardone della parte italiana del Massiccio, particolarmente vicini alla « zona di transizione » col serizzo. PS-12 proviene dalla cava sotto la cascata della Merdarola, PS-14 dalla cava dietro il cimitero di San Martino in Val Masino. Per le composizioni chimiche e modali si rimanda al parallelo lavoro di D. RICHARDSON et al. (in stampa).

### Metodologia

Il metodo di preparazione e d'indagine sperimentale fino a 2 kb è lo stesso già usato precedentemente per il serizzo (E. CONDLIFFE e A. MOTTANA, 1974). Per lo studio a 3 kb  $P(H_2O)$  si è fatto uso di un'autoclave a riscaldamento esterno del tipo di LUTH e TUTTLE (1963), comprimendo le capsule d'oro con argo mosso da una pompa a diaframma. La pressione, controllata con un manometro Bourdon, è accurata a  $\pm 50$  bar; la temperatura, misurata esternamente, è controllata in meglio di  $\pm 10^\circ$  C. Gli esperimenti a temperature superiori a  $900^\circ$  C sono stati eseguiti in un'autoclave a riscaldamento interno del tipo di SEIFERT (1970), usando come mezzo di pressione argo in derivazione dalla pompa a diaframma di cui sopra. La pressione vi è controllata in meglio di  $\pm 100$  bar e la temperatura, regolata con un reostato-servomotore e determinata con una termocoppia di Pt-Pt<sub>90</sub>Rh<sub>10</sub>, in  $\pm 10^\circ$  C.

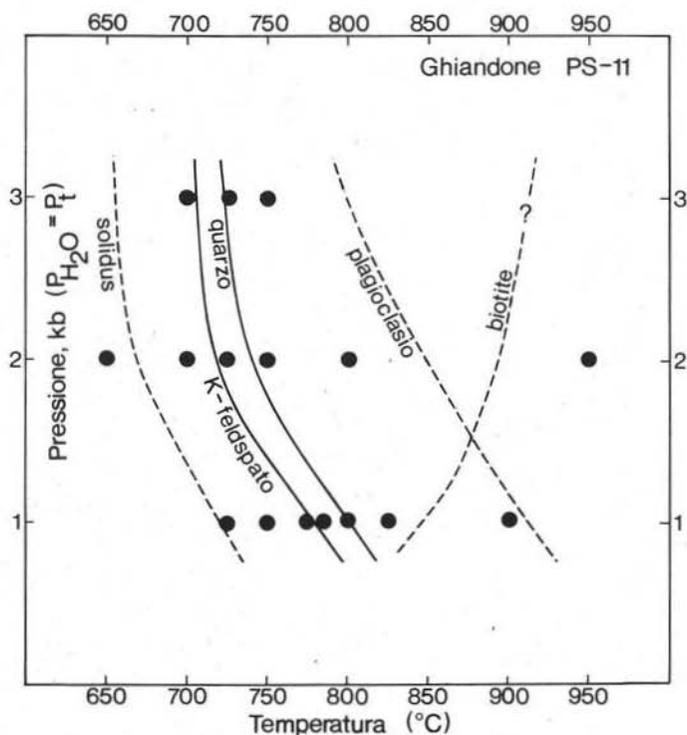


Fig. 1. — Proiezione pressione-temperatura dei campi di stabilità dei componenti del ghiandone dell'Albigna in presenza d'acqua in eccesso. A tratto continuo le reazioni stabilite reversibilmente, a tratto discontinuo quelle studiate in modo preliminare. I cerchi pieni corrispondono alle condizioni sperimentali effettivamente studiate.

### Risultati

I risultati della rifusione sperimentale del ghiandone sono presentati graficamente nelle fig. 1 e 2, dalle quali risulta una certa differenza nel comportamento del campione svizzero e dei campioni italiani.

Il primo (PS-11) presenta la seguente sequenza isobarica di sparizione dei costituenti al crescere della temperatura:

- (a 1 kb): inizio della fusione a circa 725° C, K-feldspato (780°), quarzo (800°), biotite (850° ca.), plagioclasio (appena superiore a 900°); rimane un po' di magnetite che rappresenta il minerale al liquidus;
- (a 2 kb): inizio della fusione sopra i 650° C, probabilmente attorno a 665°, K-feldspato (720°), quarzo (740°), plagioclasio e biotite possono essere solo stimati a circa 850° per il primo e 900° per la seconda; la roccia è completamente fusa a 950° C;
- (a 3 kb): i dati sono molto preliminari e sicuri solo per la scomparsa del K-feldspato a 705° C e del quarzo a 720° C.

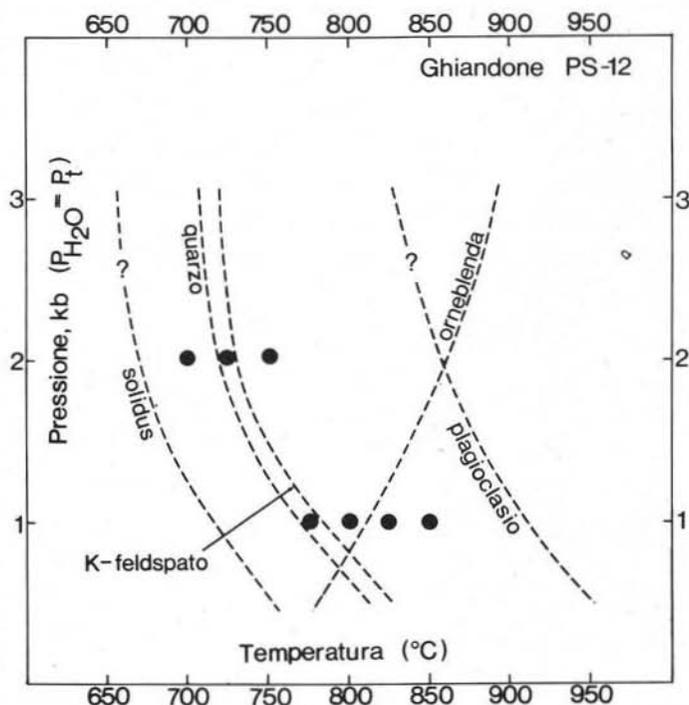


Fig. 2. — Proiezione pressione-temperatura dei campi di stabilità delle fasi mineralogiche costituenti il ghiandone della cava della Cascata della Merdarola. Tutte le linee sono suscettibili di piccole variazioni in quanto nessuna è stata ancora controllata con esperimenti in senso inverso. Non è indicata la condizione di sparizione della biotite, data la difficoltà nel distinguere biotite primaria da biotite rigenerata durante il sopraraffreddamento.

I risultati ottenuti sui campioni provenienti dalla Merdarola e da San Martino sono per ora provvisori, ma hanno mostrato una sostanziale concordanza di comportamento con quello dell'Albigna e tra loro. Rispetto alla sequenza di fusione del campione svizzero però entrambi presentano una significativa differenza: il quarzo vi fonde prima del K-feldspato, tanto a 1 quanto a 2 kb, in un piccolo

intervallo rispettivamente di 5° C in meno e in più delle temperature di 775° e 725° alle due pressioni surriferite. Inoltre i campioni italiani contengono orneblenda, che fonde a circa 815° C a 1 kb.

Una difficoltà sperimentale incontrata in questo lavoro sta nel definire esattamente la temperatura di sparizione della biotite, in quanto durante l'operazione di raffreddamento della bomba si forma una biotite (quench-biotite) che a volte ha caratteristiche ottiche molto simili a quelle della biotite primaria. Nel caso di PS-11 il limite di stabilità della biotite è stato definito senz'altro tra 825° e 900° C, poichè alla temperatura superiore non compare nessuna biotite e a quella inferiore essa è decisamente residuale. Probabilmente la temperatura di fusione effettiva si aggira sugli 850° C, dato che l'assenza di una quench-phase è più facile da ottenere quanto più lontane dalle stabili sono le condizioni d'esperimento. Negli esperimenti sui campioni PS-12 e PS-14 si osservano riflessi della biotite nei diffrattogrammi dei prodotti sperimentali ottenuti fino a 850° C, ma non si riesce a decidere, all'osservazione ottica, se si tratti di fase stabile o neoformazione metastabile. Il fatto che l'orneblenda scompaia a temperature superiori a 815° C induce a credere, in analogia con le osservazioni fatte sul serizzo e coi dati di A. J. PIWINSKII (1973 a, b), che la biotite debba essere stabile a temperature ancora più basse. Non riuscendo comunque a decidere se la biotite osservata sia primaria o rigenerata abbiamo preferito ometterne la curva di stabilità nella fig. 2. Già A. J. PIWINSKII ha dimostrato quanto sia pericoloso trarre conclusioni da falsi dati sulla biotite, che nel suo primo lavoro aveva considerato comunque stabile (1968), arrivando a emendarsi solo nel 1973.

### Discussione dei risultati

I risultati degli esperimenti eseguiti sul ghiandone possono essere confrontati tanto con quelli da noi ottenuti precedentemente sul serizzo (E. CONDLIFFE e A. MOTTANA, 1974) quanto con quelli ottenuti da altri ricercatori su rocce composizionalmente simili (A. J. PIWINSKII, 1973 a, b).

La prima evidenza risultante dal confronto tra serizzo e ghiandone è che l'ordine di rifusione dei componenti rimane sostanzialmente il medesimo, pur nella sistematica diminuzione di certe temperature di reazione. Nel campo di pressione studiato la diminuzione concerne in particolare il plagioclasio (circa 100° C) e il solidus (circa 50° C), nonchè, dove presente, l'orneblenda (non meno di 75° C); quarzo e K-feldspato invece rifondono pressochè insieme in un ristretto intervallo di circa 20-25° C tanto nel serizzo quanto nel ghiandone. Ciò comporta un'importante differenza del tipo di fusione delle due rocce, poichè, data la percentuale modale di questi due minerali molto maggiore nel ghiandone (50-60%) che nel serizzo (30-35%), la quantità di fuso prodotta alla medesima temperatura risulta doppia nel primo rispetto al secondo. Trattandosi poi di un liquido di composizione alcaligranitica, esisterà un disequilibrio particolarmente forte tra esso e le fasi

refrattarie residue, facilitando considerevolmente la scomparsa anche di queste ultime.

Pertanto, nonostante la diminuzione nella temperatura del solidus, l'intervallo di fusione del ghiandone risulta considerevolmente più ristretto di quello del serizzo (a 1 kbar: 150° C contro 250°-300° C, ovviamente facendo riferimento alle sole fasi silicatiche). A questa riduzione concorrono il succitato effetto di disequilibrio tra liquido e fase solida, soprattutto nel caso dell'orneblenda, la cui composizione non è nota ma sembra sostanzialmente identica nelle due rocce, se si fa affidamento ai soli dati ottici e roentgenografici; bisogna tenere inoltre presente l'effetto composizionale nel caso del plagioclasio, il cui tenore di An medio è 25-30 % nel ghiandone e 45-50 % nel serizzo.

È un fatto che sorprende, anche se sperimentalmente dimostrato, che l'orneblenda fonda direttamente in liquido + magnetite, cioè in modo quasi-congruente, senza dare origine a un clinopirosseno come in sistemi sintetici semplificati.

Ci asteniamo dal tentare di interpretare il comportamento della biotite, non determinabile per ora con sicurezza. Forse però il suo sistematico arricchimento rispetto all'orneblenda rispecchia una reazione di quest'ultima con l'abbondante liquido alcalino disponibile nel ghiandone.

Confrontare i risultati da noi ottenuti con quelli di altri autori è molto più difficile per il ghiandone di quanto non fosse stato il caso per il serizzo (E. CONDLIFFE e A. MOTTANA, 1974). Mancano in letteratura rocce studiate petrologicamente di composizione in tutto analoga a questa. Il chimismo medio del ghiandone (D. RICHARDSON et al., in stampa) corrisponde a quello del campione DR-126 di A. J. PIWINSKII (1973 a) nei tenori di silice e allumina, a quello del campione 103-BCa20 dello stesso (1968 e 1973 b) per tutti gli altri ossidi. La corrispondenza migliore tra i nostri risultati e quelli di PIWINSKII nell'intervallo di pressione 1-3 kb si ha con questo secondo campione, sia come valore assoluto delle temperature di reazione, sia come sequenza di cristallizzazione (a 1 kb: Plag 970°, Ho 920°, Bi 840°, Qz 780°, Kfs 760°, solidus 760° C ca.).

Il campione 103-BCa20 è stato quindi assunto come modello per estrapolare il cammino petrogenetico del ghiandone a pressioni geologicamente più vicine a quelle reali di quelle usate nei nostri esperimenti. Queste estrapolazioni, puramente geometriche per ora ma suscettibili a breve termine di controllo sperimentale, sono riportate in fig. 3 assieme con una revisione dell'estrapolazione proposta da noi in precedenza dei dati relativi al serizzo, basata su determinazioni più precise soprattutto della curva di stabilità del K-feldspato.

Il comportamento sperimentale del ghiandone si avvicina molto di più di quello del serizzo a quello ben noto dei graniti anatettici, cioè delle miscele sintetiche normative nel sistema  $Qz + Or + Ab(\pm An) + H_2O$  studiate da O. F. TUTTLE e N. L. BOWEN (1958) e da H. G. F. WINKLER et al. (1972, 1974, 1975). Risulta in particolare che il suo solidus a 2 kb coincide, nell'errore sperimentale, con il minimo

di fusione del sistema  $Qz-Or-Ab-H_2O$  determinato da H. G. F. WINKLER e W. LINDEMANN (1972) in  $670^\circ C$  per la composizione 35 Qz : 25 Or : 40 Ab. In queste condizioni la componente anortitica del plagioclasio entra, apparentemente, ben poco in gioco nelle reazioni sperimentali.

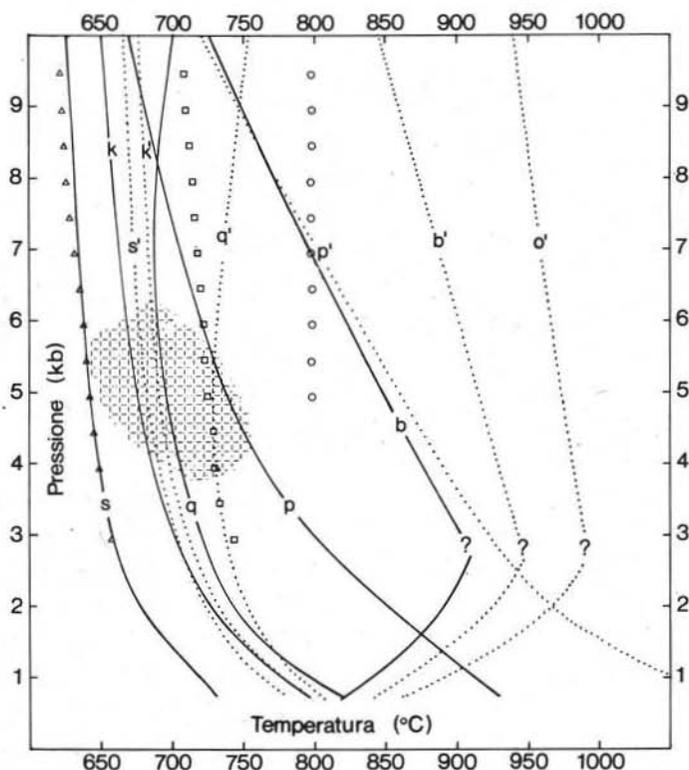


Fig. 3. — Estrapolazione grafica dei risultati sperimentali ottenuti sul ghiandone (tratto pieno, basato soprattutto sui dati di PS-11) e sul serizzo (puntinato, basato soprattutto sui dati di PS-3, cfr. E. CONDLIFFE e A. MOTTANA, 1974, fig. 3) in concordanza coi dati ottenuti da A. J. PRWINSKII (1973 a, b) su campioni di composizione analoga del batolite della Sierra Nevada di California. Il solidus  $s$  del ghiandone coincide con i valori minimi di inizio d'anatessi di H. G. F. WINKLER (1967) (linea a triangoli); quello del serizzo  $s'$  è spostato a temperature più alte in direzione del massimo inizio d'anatessi (linea a quadratini) dello stesso autore. Feldspato potassico ( $k$  e  $k'$ ) e quarzo ( $q$  e  $q'$ ) fondono in entrambe le rocce alle medesime temperature a bassa pressione, divergendo poi ad alta. Plagioclasio ( $p$  e  $p'$ ) e biotite ( $b$  e  $b'$ ) hanno comportamenti molto differenti in conseguenza delle loro composizioni piuttosto diverse nelle due rocce e del diverso grado di instabilità nei due fusi preformati. Il ghiandone è in prevalenza fuso già a 5 kb, mentre un comportamento magmatico del serizzo non è possibile prima dei 7 kb (attraversamento della linea di massima temperatura possibile d'anatessi in rocce di qualunque composizione, sec. WINKLER, a cerchi vuoti) ed eguaglia quello del ghiandone a più di 10 kb. È quindi teoricamente possibile, in base al comportamento sperimentale, che il ghiandone si sia formato o sia stato mobilizzato, durante il metamorfismo lepontino, le cui condizioni presunte nell'area bregagliotta sono rappresentate dall'area tratteggiata.

Viene quindi immediato di estrapolare i nostri risultati del solidus lungo la curva di « condizioni minime di inizio dell'anatessi » in rocce di composizione variabile data da H. G. F. WINKLER (1967), laddove il serizzo cadeva in posizione

intermedia nella « zona di inizio dell'anatessi » per composizioni da acide a basiche. Questo è sicuramente connesso con la composizione globale del ghiandone, tale per cui tutti i suoi componenti sialici sono completamente fusi quando ancora nel serizzo resta del quarzo e del plagioclasio. A pressioni superiori a 6 kb il ghiandone avrà un comportamento eutettico e alla temperatura corrispondente al « massimo inizio dell'anatessi » di WINKLER (1967), cioè a circa 700° C, risulterà fuso per il 90 %, mentre nelle condizioni medesime il serizzo sarà fuso solo per il 35 %. Viceversa il limite inferiore di pressione al quale le due rocce assumeranno un comportamento magmatico, cioè essenzialmente lo stato fuso, risulterà significativamente inferiore per il ghiandone che per il serizzo: dall'esame delle curve di reazione in rapporto ai limiti di WINKLER (1967) sarà 4-5 kb per il ghiandone e 8-10 kb per il serizzo. È quindi teoricamente possibile che il ghiandone fosse allo stato fuso, o avesse assunto lo stato fuso, o ancora fosse energeticamente mobilizzato, nelle condizioni ed al tempo del metamorfismo lepontino (fig. 3).

### Applicazioni petrologiche

Le conseguenze di questo comportamento sperimentale nella valutazione delle quattro teorie genetiche citate nell'introduzione di questo lavoro possono esser riasunte così:

1) non ci sono indicazioni di una genesi puramente metasomatica in quanto le curve di fusione del ghiandone e del serizzo presentano un decorso parallelo, coincidente con quelle di rocce dimostratamente di origine ignea;

2) il decorso delle curve dà ragione all'ipotesi di R. CRESPI e G. SCHIAVINATO (1965) sull'origine anatettica del Massiccio Val Masino-Val Bregaglia, ma non alla loro ipotesi metasomatica sull'origine del ghiandone per feldspatizzazione del serizzo. Questa loro ipotesi era chiaramente influenzata dalla presenza e dal locale addensamento dei megacristalli, ma lo studio sperimentale, combinato con l'evidenza petrochimica (D. RICHARDSON et al., in stampa), sembra indicare che questi sono cresciuti liberamente per accrescimento di nuclei sparsi in una roccia prevalentemente fusa, inglobando i minerali preesistenti con rapporti para-epitattici sui piani cristallografici. L'accrescimento talora è avvenuto a pulsazioni, testimoniate da ripetute zone di inclusi. Le dimensioni dei megacristalli sono quindi da riferire ad un effetto combinato del movimento chimico, possibile in un fuso abbondante e molto liquido, e del lento raffreddamento, dovuto al fatto che il ghiandone ha raggiunto il suo consolidamento finale a temperatura e pressione più basse del serizzo, cioè in un livello più alto della crosta e quindi più tardi durante la risalita del plutone;

3) le conclusioni di H. R. WENK (1973) sull'origine anatettica del ghiandone sono del tutto confermate dallo studio sperimentale, ancorchè non del tutto necessaria appaia una profondità da piano di subduzione. Incontrovertibile ci pare pure la sua affermazione che l'intrusione avvenne in un campo di stress generante l'alli-

neamento dei megacrystalli nella parte periferica della massa: questo però non è verificabile con metodi petrologico-sperimentali. Non siamo d'accordo con H.R. WENK (1973), e crediamo di avere dimostrato sperimentalmente il nostro punto di vista (E. CONDLIFFE e A. MOTTANA, 1974), nel separare il serizzo dal ghiandone, facendo del primo una anfibolite feldspatizzata in situ dal secondo. Se non bastasse l'evidenza petrochimica (D. RICHARDSON et al., in stampa), il decorso parallelo delle curve di fusione suggerisce un'evoluzione parallela delle due rocce.

I dati sperimentali sono sostanzialmente in accordo con le ultime vedute di H.R. WENK et al. (1974) sulla messa in posto del ghiandone durante un breve episodio del metamorfismo lepontino, producendo verso E un'aureola di contatto digradante verso W in una zona di metamorfismo regionale di pressione via via più alta. WENK et al. fanno riferimento al solo ghiandone, ma noi riteniamo che l'intero complesso serizzo+ghiandone sia stato solidale nell'intera evoluzione magmatica e metamorfica delle Alpi Bregagliotte.

In conclusione il nostro studio porta a fare rivivere soprattutto la vecchia ipotesi magmatica classica, come esposta principalmente da R. STAUB (1924), purchè essa sia modificata in questi termini:

a) il magma si formò per anatessi nella crosta profonda («equilibrium fusion»?) come suggerito da D.C. PRESNALL e P.C. BATEMAN per i graniti della Sierra Nevada, 1973) e si differenziò durante la risalita raggiungendo condizioni ottimali di cristallizzazione a maggior pressione per il serizzo che per il ghiandone;

b) il corpo intrusivo non è nè radicato nè squarcia le falde, ma ha esso stesso la forma di una falda a corto raggio acquisita durante il piegamento alpino, durante il quale le parti in avanzato stato di consolidamento (serizzo e parte meridionale del ghiandone) assunsero una chiara orientazione, mentre restarono isotrope quelle maggiormente differenziate in senso acido, quindi ancora fuse al momento delle spinte. Il consolidamento di queste fu raggiunto dopo la cessazione della fase plicativa, in un ambiente avente le caratteristiche postcinematiche che permisero l'impostazione delle isograde trasverse ai lineamenti tettonici nel Duomo Lepontino.

### *Riconoscimenti*

La strumentazione usata è dovuta ad assegnazioni speciali del C.N.R. nel quadro del Programma Geodinamico. La presenza di E. C. a Milano è stata resa possibile da borse di studio dell'Accademia dei Lincei in scambio con la Royal Society.

Si ringraziano D. RICHARDSON per aver messo a disposizione analisi chimiche, G. LIBORIO per l'aiuto coi raggi X e i tecnici C. CASNA, E. MONTELATI e F. ORIZIO per l'assistenza agli strumenti.

## BIBLIOGRAFIA

- CONDLIFFE E., MOTTANA A. (1974) - *Studio sperimentale del « serizzo » a moderate pressioni (Nota preliminare)*. Rend. Soc. Ital. Min. Petr., 30, 919-930.
- CRESPI R., SCHIAVINATO G. (1966) - *Osservazioni petrogenetiche sul settore centro-occidentale del massiccio di Val Masino - Val Bregaglia*. Rend. Soc. Min. Ital., 22, 27-57.
- DRESCHER KADEN F. K. (1940) - *Beiträge zur Kenntnis der Migmatit und Assimilationsbildungen sowie der syntetischen Reaktionsformen. I. Ueber Schollenassimilation und Kristallisationsverlauf im Bergeller Granit*. Chemie der Erde 12, 287-411.
- FIorentini POTENZA M. (1957) - *Ricerche stratigrafico-petrografiche sulla molassa subalpina terziaria comasca (gonfolite)*. Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett. cl. sc. (A) 92, 10-22.
- LUTH W. C., TUTTLE O. F. (1963) - *Externally heated cold-seal pressure vessel for use up to 10,000 bars and 750° C*. Amer. Min., 48, 1401-1403.
- PIWINSKII A. J. (1968) - *Experimental studies of igneous rock series, central Sierra Nevada Batholith, California*. Journ. Geology, 76, 548-570.
- PIWINSKII A. J. (1973 a) - *Experimental studies of igneous rock series, central Sierra Nevada batholith, California: Part II*. N. Jb. Miner. Mh., 193-215.
- PIWINSKII A. J. (1973 b) - *Experimental studies of granitoids from the Central and Southern Coast Ranges, California*. Tschermaks Min. Petr. Mitt., 20, 107-130.
- PRESNALL D. C., BATEMAN P. C. (1973) - *Fusion relations in the System NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-CaAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub>-KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O and generation of granitic magmas in the Sierra Nevada Batholith*. Geol. Soc. America Bull., 84, 3181-3202.
- RICHARDSON D., CONDLIFFE E., MOTTANA A. (1975) - *Caratteri petrochimici del Massiccio Val Masino - Val Bregaglia*. Rend. Soc. Ital. Min. Petr. (in stampa).
- SEIFERT F. (1970) - *Habilitationschrift*. Ruhr-Universität Bochum.
- STAUB R. (1924) - *Der Bau der Alpen*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F., 52.
- STAUB R. (1956) - *Grundlagen und Konsequenzen der Verteilung der spätereocynischen Massive in alpinen Raum*. Ecl. Geol. Helv., 49.
- TUTTLE O. F., BOWEN N. L. (1958) - *Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O*. Geol. Soc. America Mem., 74, 153 p.
- WENK H. R. (1973) - *The structure of the Bergell Alps*. Eclogae Geol. Helv., 66, 255-291.
- WENK H. R., WENK E., WALLACE J. H. (1974) - *Metamorphic mineral assemblages in pelitic rocks of the Bergell Alps*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 54, 507-554.
- WINKLER H. G. F. (1967) - *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag, Berlin, 237 p.
- WINKLER H. G. F., GHOSE N. C. (1974) - *Further data on the eutectics in the system Qz-Or-An-H<sub>2</sub>O*. N. Jb. Miner. Mh., 481-484.
- WINKLER H. G. F., LINDEMANN W. (1972) - *The system Qz-Or-An-H<sub>2</sub>O within the granitic system Qz-Or-Ab-An-H<sub>2</sub>O. Application to granitic magma formation*. N. Jb. Miner. Mh., 49-61.
- WINKLER H. G. F., BOESE M., MARCOPOULOS T. (1975) - *Low temperature granitic melts*. N. Jb. Miner. Mh., 245-268.