

# Sullo stato termico dei feldspati dei graniti e delle granodioriti

Autor(en): **Gottardi, Glauco**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen  
= Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie**

Band (Jahr): **42 (1962)**

Heft 1

PDF erstellt am: **25.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-32665>

## **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

## **Haftungsausschluss**

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

# Sullo stato termico dei feldispati dei graniti e delle granodioriti

Di *Glauco Gottardi* (Pisa e Zurigo)

Con 5 figure

## Zusammenfassung

Die Feldspäte von 17 Graniten und Granodioriten wurden untersucht. In allen Gesteinsproben ist der Obliquitätsindex des Kalifeldspats gemessen worden. Die Resultate zeigen, dass die Granite und die Granodiorite von alpinem Alter nur monoklinen Orthoklasen enthalten, die entsprechenden Gesteine von herzynischem Alter jedoch Kalifeldspäte von verschiedenem Obliquitätsindex. Der An-Gehalt und der thermische Zustand der Plagioklase wurden nach drei Methoden bestimmt. Die mit allen drei Methoden erhaltenen Resultate beweisen, dass die meisten Granite und Granodiorite Plagioklase von intermediärem, thermischem Zustand enthalten, jedoch benachbart dem Tief-Temperatur-Zustand. Nur zwei der untersuchten Gesteine enthalten echte Tief-Temperatur-Plagioklase, wobei bemerkenswert ist, dass diese auch trikline Kalifeldspäte enthalten.

## Abstract

The feldspars from 17 granites and granodiorites have been studied. The obliquity has been measured in the potassium feldspars of all specimens. The results show that the granites and granodiorites of Alpine age contain only monoclinic orthoclase, while rocks of the same kind but of Hercynian age contain potash feldspars with very variable obliquity. The An-content and the thermal state have been measured in the plagioclases by three methods: the results obtained from all three methods demonstrated that most of the granites and granodiorites contain plagioclases with an intermediate thermal state but near to the Low Temperature one. Only two of the rocks studied here contain true Low Temperature plagioclases; it is to be remarked that these two rocks contain a triclinic potash feldspar.

## Riassunto

Sono stati studiati i feldispati di 17 graniti e granodioriti. In tutti i campioni è stato misurato l'indice di obliquità del feldispato potassico. I risultati indicano che i graniti e le granodioriti di età alpina contengono solo ortoclasio monoclinico,

mentre le rocce analoghe di età ercinica contengono feldispati potassici di obliquità variabile. Il contenuto in anortite e lo stato termico dei plagioclasti sono stati determinati con tre differenti metodi: i risultati ottenuti con tutti e tre i metodi dimostrano che la maggior parte dei graniti e delle granodioriti contengono plagioclasti in stati termici intermedi, vicini a quello di bassa temperatura. Solo due delle rocce studiate contengono plagioclasti francamente di bassa temperatura; si nota che queste due rocce contengono feldispati potassici triclini.

### Introduzione

Scopo di questo lavoro è l'applicazione alla petrologia di alcune nuove cognizioni sui feldispati potassici e sodico-calcici, ormai ben note a tutti i mineralisti, ma che sono state applicate finora solo in misura limitata ai feldispati delle rocce, ed in particolare a quelli dei graniti e delle granodioriti. Lo studio dei feldispati delle rocce presenta alcune difficoltà che si incontrano nel separare dal campione quantità sufficienti di materiale puro per determinarne la composizione chimica. Tuttavia in molti casi anche qualora si riuscisse ad isolare la quantità di feldispati puri necessaria per una analisi chimica, il risultato di quest'ultima potrebbe essere insoddisfacente, a causa della variabilità di composizione chimica tra i vari cristalli ed anche in uno stesso cristallo (zonatura). Di qui l'importanza che hanno nello studio dei feldispati delle rocce i metodi indiretti di determinazione della composizione chimica, che, nonostante gli svantaggi propri di tutti i metodi indiretti, presentano il vantaggio di poter essere applicati anche a frammenti cristallini molto piccoli, fino a 0.2—0.1 mm.

Alcune tra le più recenti acquisizioni nel campo dei feldispati (vedi ad esempio LAVES, 1960) hanno prospettato l'esistenza di ulteriori notevoli complessità nei diagrammi di stato di questi minerali, ponendo il problema dell'esistenza di un numero di fasi maggiore di quello finora accettato. Poichè in una ricerca applicata alla petrologia è consigliabile inquadrare i risultati in schemi semplici, io trascurerò nella mia trattazione questi nuovi dati. Perciò considererò il feldispato potassico o come „ortose“ (il nome ortose si intende riferito al feldispato potassico, quando non presenta le caratteristiche ottiche dei sanidini, cioè piano degli assi ottici  $\perp(010)$  con  $2V < 30^\circ$ , oppure piano degli assi ottici  $\parallel(010)$  con qualsiasi  $2V$ , e non sono osservabili deviazioni dalla simmetria monoclinica nè con metodi ottici, nè con metodi roentgenografici usando normali tempi di esposizione) o come „microclino al massimo“ (cioè con  $\alpha$  e  $\gamma$  il più possibile diversi da  $90^\circ$ ) o come una fase intermedia tra le due precedenti; trascurerò invece i sanidini che non sono presenti

nelle rocce granitiche, tranne rarissime eccezioni. Per quanto riguarda i plagioclasti, li considererò completamente definiti dal loro contenuto in An e dal loro stato termico.

Nel progettare questa ricerca potevano essere seguiti due metodi nella scelta dei campioni: o prendere in considerazione un solo complesso intrusivo e raccogliere molti campioni dalle sue differenti parti, o prendere in considerazione molti complessi intrusivi e raccogliere in ciascuno di essi un solo campione rappresentativo della facies più normale. Io ho preferito seguire il secondo metodo, perchè così facendo si ottengono risultati che hanno un significato generale e non particolare per un solo complesso intrusivo. D'altra parte le conclusioni tratte dalle mie misure non possono essere invalidate per il fatto che io ho raccolto un solo campione per ogni complesso intrusivo: infatti è estremamente improbabile che siano stati raccolti ovunque solo campioni anomali, nè qualche eventuale campione anomalo cambierebbe le conclusioni tratte dal complesso dei risultati.

## I metodi sperimentali

### Feldispato potassico

In tutti i campioni di roccia è stata determinata l'obliquità (triclinicità)  $\Delta = [d(131) - d(\bar{1}\bar{3}1)] \times 12.5$  del feldispato potassico secondo GOLDSMITH e LAVES (1954). In quel che segue continuerò ad usare, come più appropriata, la denominazione obliquità invece di triclinicità, proposta da GOLDSMITH e LAVES. I cristalli di feldispato potassico sono stati separati dalla roccia con la tecnica seguente. Sono state preparate sezioni sottili (senza coprioggetti) dello spessore di circa 100 micron; dopo un attacco con HF sono state colorate immergendole in una soluzione al 15% di cobaltinitrito di sodio, per distinguere meglio i cristalli di feldispato potassico. Una successiva immersione in xilolo è servita a disciogliere il mezzo collante ed è stato quindi possibile staccare dalle sezioni, allo stereomicroscopio, i cristalli colorati in giallo. La polvere ottenuta macinando questi cristalli è stata utilizzata per registrare al diffrattometro con la radiazione del rame il diagramma di polvere tra 29° e 31° (velocità di „scanning“:  $1/8^\circ$  per minuto).

### Feldispato sodico-calcico

Per lo studio dei plagioclasti sono stati usati tre metodi.

Il primo metodo è quello proposto da SMITH e GAY (1958); esso richiede l'esecuzione di uno spettro di polvere ai raggi X ed una determi-

nazione della composizione chimica, che in questo caso è stata ottenuta col metodo di FOSTER (1955). Questo primo metodo è stato applicato a tutti i campioni studiati in questa ricerca. I plagioclasti sono stati separati dalle stesse sezioni sottili già usate per la separazione del feldispato potassico, utilizzando però uno stereomicroscopio illuminato con luce trasmessa e con filtri polarizzanti. Da ogni campione sono stati separati 25 mg di plagioclasti, benchè forse anche una quantità minore sarebbe stata sufficiente. 5 mg, posti in un crogiolo di platino molto piccolo, sono stati fusi con una fiamma ossigeno-butano (fare attenzione a non fondere il platino!), e quindi è stato misurato l'indice di rifrazione del vetro così ottenuto, dal quale si deduce il contenuto in An del plagioclasto. I rimanenti 20 mg sono stati usati per eseguire uno spettro di polvere ai raggi X con una camera di Jagodzinski (HOFMANN e JAGODZINSKI, 1955) il cui monocromatore separa la  $K_{\alpha 1}$  dalla  $K_{\alpha 2}$  della radiazione del rame. Io penso tuttavia che possa essere usata una qualsiasi camera focalizzante. Il diffrattometro è invece piuttosto inadatto a causa dell'orientazione preferenziale delle particelle che fa aumentare l'intensità della riflessione (002) rendendo difficile la misura dell'angolo  $2\vartheta$ , relativo alla riflessione (220), necessario nel metodo di SMITH e GAY. Come è noto, questo metodo richiede la misura di  $\Gamma = 2\vartheta(131) + 2\vartheta(220) - 4\vartheta(1\bar{3}1)$  dove gli angoli  $\vartheta$  si riferiscono alla radiazione del rame.

È forse utile mettere in evidenza che gli spettri di polvere ottenuti con i plagioclasti separati dalle rocce intrusive, non sono così netti e chiari come quelli ottenuti con i plagioclasti omogenei che sono presenti in altri tipi di rocce, e che spesso sono usati per ricerche di tipo mineralogico-cristallografico. Questa scarsa definizione è probabilmente dovuta a due cause:

- 1 — i cristalli di plagioclasto delle rocce intrusive presentano una zonatura, talvolta assai forte, che provoca un allargamento delle righe dello spettro di polvere;
- 2 — gli stessi plagioclasti presentano frequentemente un'alterazione incipiente che diminuisce l'intensità delle riflessioni.

Quando i plagioclasti sono fortemente alterati è impossibile interpretare lo spettro di polvere anche se in sezione sottile sono ancora osservabili alcuni caratteri ottici dei cristalli originali. È evidente tuttavia che questo metodo è il più consigliabile quando si vogliono ottenere valori medi riferibili a tutti i plagioclasti di una roccia.

Il secondo metodo è esclusivamente ottico e consiste nello stabilire l'orientazione dell'indicatrice ottica determinando la disposizione reci-

proca di almeno tre dei quattro individui di un geminato complesso Albite-Karlsbad. L'orientazione dell'indicatrice ottica viene data con gli angoli di Eulero secondo BURRI (1956); i risultati di queste misure sono raccolti in un diagramma ( $\Phi, \Psi, \Theta$ ) (GOTTARDI, 1961). Le misure al tavolino universale sono state eseguite con un microscopio Zeiss Standard GF 679, con obiettivo UD 6.3/0.12, con emisfera superiore di 25 mm di diametro ed  $n = 1.555$ . È stata usata esclusivamente luce bianca con il diaframma di apertura parzialmente chiuso.

Il terzo metodo sperimentale usato per lo studio dei plagioclasì è stato elaborato dall'autore, dopo un accurato esame delle curve che rappresentano la variazione di diverse proprietà fisiche dei plagioclasì. Per gli scopi di questa ricerca era necessario un metodo che permettesse la determinazione dello stato termico in cristalli singoli con una precisione maggiore di quella ottenibile con gli altri metodi finora usati. Naturalmente la determinazione dello stato termico implica anche quella della composizione chimica, se quest'ultima non è già nota. Ora è impossibile risolvere questo problema solo per via roentgenografica, poichè i parametri cristallografici, come  $a^*$ ,  $b^*$ ,  $c^*$ ,  $\alpha^*$ ,  $\beta^*$ ,  $\gamma^*$ , generalmente variano nella serie di bassa temperatura, mentre invece sono quasi costanti nella serie di alta temperatura: questi parametri della serie di alta temperatura sono in genere simili a quelli dell'anortite di bassa temperatura. In effetti, quando progettavo questa ricerca, pensavo di ottenere la composizione chimica misurando le coordinate nel reticolo reciproco delle riflessioni „split- $b$ “ (vedi GAY, 1956): avrei potuto ottenere anche lo stato termico dalla misura di  $\gamma^*$ . Ma ho dovuto scartare questa possibilità perchè i plagioclasì da me studiati appartengono all'intervallo di composizione dal 20% al 45% di An, ed i plagioclasì con queste composizioni danno riflessioni „split- $b$ “ larghe e diffuse, che, se il cristallo non è esattamente nello stato di bassa temperatura, addirittura non possono essere osservate. Infatti in seguito ho potuto constatare che le riflessioni „split- $b$ “ comparivano solo in pochi spettri dei cristalli studiati.

Dopo aver preso in considerazione varie possibilità, ho concluso che un metodo in parte ottico ed in parte roentgenografico avrebbe dato la migliore soluzione del problema di trovare la composizione chimica e lo stato termico di un singolo cristallo di plagioclasio. Il metodo consiste nel misurare in un cristallo geminato Albite l'angolo di estinzione massima  $E_{\max}$  nella zona  $\perp(010)$ , al tavolino universale, e l'angolo  $\gamma^*$  con uno spettro di precessione secondo Buerger. Per effettuare queste misure sono state usate sezioni sottili (senza coprioggetti) di 50 micron di spessore;

in queste sezioni sono stati scelti quei cristalli di plagioclasio che presentano le lamelle di geminazione Albite normali al piano della sezione, o quasi ( $\pm 10^\circ$ ). Nei cristalli così scelti si misura al tavolino universale l'angolo massimo di estinzione  $E_{\max}$  nella zona  $\perp(010)$ , con una precisione di circa  $\pm 1^\circ$ . La misura può essere effettuata anche nelle varie parti di uno stesso cristallo zonato. In seguito la sezione è stata immersa in xilolo per mezz'ora circa e quindi da ciascuna zona del cristallo, nella quale è stata eseguita la misura al tavolino universale, è stato staccato un frammento. Questi frammenti sono stati montati su una testa goniometrica in modo che l'asse di geminazione risultasse pressapoco parallelo all'asse della testa stessa. Pochi spettri Buerger di prova sono di solito sufficienti per ottenere un perfetto allineamento di  $b^*$  con l'asse dello strumento. Con tentativi successivi si trova la direzione  $c$  e finalmente si può riprendere uno spettro dell'equatore  $[001]$ . Sia negli spettri di prova che nello spettro finale è consigliabile l'uso della radiazione del rame senza filtro. Con il cristallo così orientato è facile riprendere anche uno spettro dell'equatore  $[100]$ , che può essere utile per osservare l'eventuale presenza delle riflessioni „split- $b$ “. Dato che negli spettri dei cristalli geminati la maggior parte delle diffrazioni sono raddoppiate, ed in particolare in questo caso ciascuna diffrazione ( $h00$ ) è doppia, la misura di  $\gamma^*$  risulta molto precisa: infatti l'angolo  $\gamma^*$  si può facilmente ottenere misurando la distanza tra le due diffrazioni ( $400$ ) corrispondenti ai due individui del geminato; siccome questa misura ha una precisione di  $0.1$  mm, ne risulta un errore di  $\pm 0.05^\circ$  ( $3'$ ) nella valutazione di  $\gamma^*$ . I risultati delle misure ottiche e roentgenografiche sono stati raccolti in un diagramma dove i valori di  $\gamma^*$  sono riportati sull'asse orizzontale e

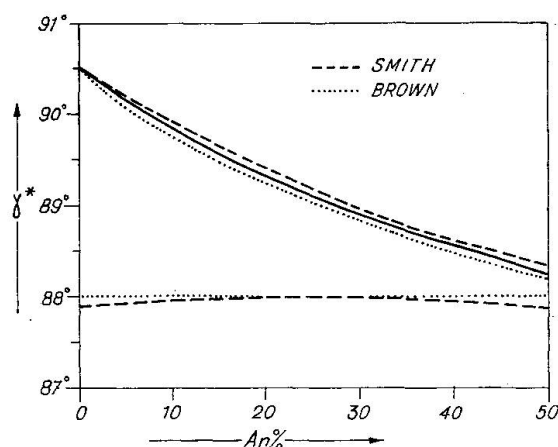


Fig. 1. Variazione dell'angolo  $\gamma^*$  del reticolo reciproco in funzione del contenuto in An: curve di SMITH (1956) e di BROWN (1960).

quelli di  $E_{\max}$  sull'asse verticale. Per poter comprendere meglio il significato dei risultati di queste misure è opportuno conoscere come variano  $\gamma^*$  ed  $E_{\max}$  con il contenuto in An sia per la serie di alta che di bassa temperatura. Nella letteratura recente sono riportati due diagrammi  $\gamma^*/An\%$ , uno da SMITH (1956) e l'altro da BROWN (1960): entrambi i diagrammi sono rappresentati nella fig. 1. Ho scelto come valori più attendibili di  $\gamma^*$  per i plagioclasti di bassa temperatura la media tra i dati di SMITH e quelli di BROWN; per i plagioclasti di alta temperatura ho scelto invece i dati di SMITH, peraltro assai vicini al valore costante di  $88^\circ$  proposto da BROWN. Le due curve  $E_{\max}/An\%$  sono state calcolate ex novo partendo dai dati di BURRI (1956) sull'orientazione dell'indicatrice ottica nei plagioclasti e dai dati di SMITH (1958) sull'angolo degli assi ottici nei plagioclasti; queste curve sono rappresentate nella fig. 2. È importante notare che la curva relativa ai plagioclasti di alta temperatura passa bruscamente da  $-7.5^\circ$  a  $+7.5^\circ$ , cioè non esiste alcun plagioclasto di alta temperatura per il quale sia  $E_{\max} = 0$ . La ragione di questo fatto è che nella serie di alta temperatura non esiste un plagioclasto „otticamente monoclinico“, cioè l'asse  $\gamma$  dell'indicatrice ottica non è mai parallelo a  $b^*$  per quanto vari il contenuto in anortite. Il segno dell'estinzione è quello proposto da MICHEL-LÉVY (1894). Il diagramma  $E_{\max}/\gamma^*$  ottenuto con i dati suddetti è presentato nella fig. 5.

Nel diagramma le due linee più marcate passano per i punti corrispon-

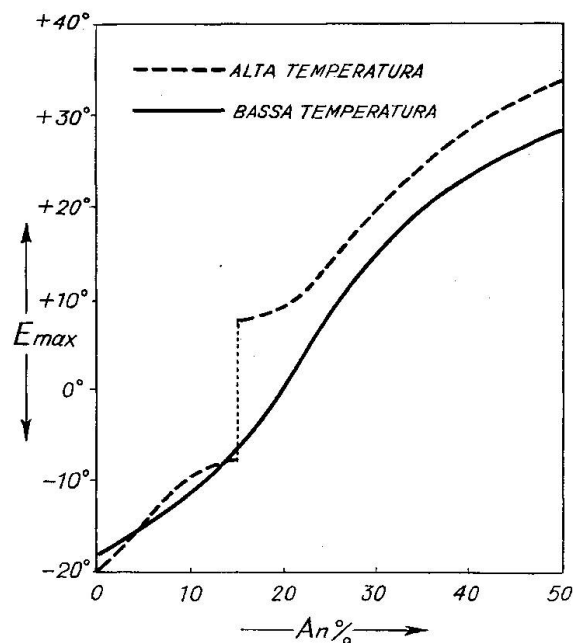


Fig. 2. Variazione dell'angolo massimo di estinzione  $E_{\max}$  nei geminati Albite in funzione del contenuto in An: le curve sono state calcolate dai dati di BURRI (1956).



denti ai plagioclasti di alta e di bassa temperatura per contenuti in An dal 0% al 50%. Sono riunite con segmenti di linea retta segnati a tratto sottile le coppie di punti che rappresentano due plagioclasti con la stessa composizione chimica, uno di alta ed uno di bassa temperatura (queste coppie di punti sono state scelte per contenuti in An crescenti dal 0% al 50% ad intervalli regolari). Lungo ciascuno di questi segmenti la composizione chimica del plagioclasio rappresentato rimane costante: ciascun punto di questi segmenti rappresenta un plagioclasio con stato termico intermedio tra quello di alta e quello di bassa temperatura. Queste linee invero potrebbero anche essere curve, ma finora non ci sono dati disponibili per poterlo affermare. Una volta misurati in un cristallo di plagioclasio  $E_{\max}$  e  $\gamma^*$ , il diagramma su illustrato ci permette di conoscere non solo la composizione chimica ma anche lo stato termico con notevole precisione. L'utilità del metodo sta nel fatto che  $E_{\max}$  e  $\gamma^*$  possono essere misurati anche in cristalli assai piccoli, nei quali la

Tabella 1. *Graniti e granodioriti di età alpina.*

N°	Campione	Letteratura
1	Granodiorite dell'Adamello, Italia; dalla val Daone, sulla strada, 1 km prima della diga a 1250 m s. l. m.	BIANCHI e DAL PIAZ (1940); OGNIBEN (1952)
2	Granodiorite di Bressanone, Italia; dalla strada del Brennero, 1 km a Nord di Mezzaselva.	FAVRETTO e NARDI (1959)
3	Granodiorite dell'isola d'Elba, Italia; da S. Piero in campo; età assoluta col metodo Rb/Sr: 7 m. a. (FERRARA, HIRT, MARINELLI, TONGIORGI, 1961).	MARINELLI (1959)
4	Granodiorite dell'isola del Giglio, Italia; dalla Cala delle Cannelle; età assoluta col metodo degli aloni pleocroici: 0.7 dell'età della granodiorite elbana: 5 m. a. (DEUTSCH e LONGINELLI, 1959).	COCCO (1959)
5	Granodiorite di Monte Croce, Alto Adige, Italia; da Lana.	ANDREATTA (1937)
6	Granodiorite dell'isola di Montecristo, Italia; dalla Cala Maestra; età assoluta col metodo degli aloni pleocroici: uguale a quella della granodiorite elbana: 7 m. a. (DEUTSCH e LONGINELLI, 1959).	MITTEMPERGHER (1954)
7	Granodiorite delle Vedrette di Ries, Alto Adige, Italia; dalla strada Campo Tures-Riva Tures.	MORGANTE (1933)

determinazione contemporanea dello stato termico e della composizione chimica difficilmente può essere effettuata con altri metodi.

L'elenco dei campioni studiati è presentato nelle tabelle 1, 2 e 3. Nella tabella 1 sono riuniti i campioni di graniti e granodioriti di età alpina; nella tabella 2 i campioni di graniti e granodioriti di età ercinica; infine nella tabella 3 sono presentati campioni di rocce metamorfiche i cui feldispati sono stati studiati per confronto. Per ciascun campione è citato, in genere, un solo lavoro recente, che contenga una bibliografia completa sull'argomento.

Tabella 2. *Graniti e granodioriti di età ercinica.*

N°	Campione	Letteratura
8	Granodiorite di Bassies-Auzat, Pirenei, Francia.	DE SITTER e ZWART (1957/58 e 1959)
9	Granito bianco di Baveno, Lago Maggiore, Italia; dalla cava della Ditta Quaranta, sulla strada Gravellona-Baveno; età assoluta col metodo K/Ar: 269 m. a. (JÄGER e FAUL, 1960).	GALLITELLI (1937)
10	Granito rosa di Baveno, Lago Maggiore, Italia; dalla cava Montecatini di Oltrefiume; età assoluta: vedi campione precedente.	GALLITELLI (1937)
11	Granito di Linnarbu, Cagliari, Sardegna, Italia; da Capoterra.	CONTI (1961)
12	Granodiorite di Maladeta, Pirenei, Spagna.	DE SITTER e ZWART (1957/58 e 1959)
13	Granito del Monte Bianco, Italia; dal tunnel, a 1660 m dall'entrata italiana.	BAGGIO (1958)
14	Granito di Montorfano, Lago Maggiore, Italia; dalla cava sulla strada Gravedona-Pallanza; età assoluta col metodo Rb/Sr: 290 m. a. (JÄGER e FAUL, 1959); età assoluta col metodo K/Ar: 268 m. a. (JÄGER e FAUL, 1960).	GALLITELLI (1938)
15	Granito dello Schwarzwald, Germania; dalla Albtal.	RAY (1926)
16	Granito di Monti, Sardegna, Italia; dal Casello ferroviario sott. stazione Peddiu, tra Monti e Berchidda.	
17	Granito di Mandra Noa, Bitti, Sardegna, Italia.	D'AMICO (1958)

Tabella 3. *Rocce metamorfiche.*

N°	Campione
18	Gneiss granatifero (di facies granulitica) da Isortug, Groenlandia Occidentale; campione GR-1 di BROWN (1960).
19	Lenti di plagioclasio puro nelle anfiboliti dell'Alpe Marco, cantone del Ticino, Svizzera; campione PK-212 di KNUP (1958).
20	Gneiss a biotite dalla Val Verzasca (presso la pegmatite nel fiume), cantone del Ticino, Svizzera; campione dal quale sono stati tolti anche i cristalli Ver 12—18 di BROWN (1960).
21	Gneiss a biotite dalla Val Verzasca, cantone del Ticino, Svizzera; campione Ver 20 di BROWN (1960).

### I feldispati potassici

I feldispati potassici dei graniti e delle granodioriti erano classificati tradizionalmente come microclino o come ortose. Il termine microclino veniva usato quando, al microscopio, era visibile il graticcio dovuto alla presenza contemporanea delle geminazioni Albite e Periclino; oppure quando al tavolino universale si poteva accertare una deviazione dalla simmetria monoclina; il termine ortose veniva usato negli altri casi, potendosi escludere la presenza del sanidino nelle rocce granitiche. GOLD-SMITH e LAVES (1954) hanno dimostrato che lo studio roentgenografico dell'ortose rivela in alcuni casi una trasformazione dalla simmetria monoclina a quella triclina. Il grado di trasformazione è dato da un indice di obliquità  $\Delta = [d(131) - d(\bar{1}\bar{3}\bar{1})] \times 12.5$ . I microclini, nei quali è visibile al microscopio il caratteristico graticcio, danno valori di  $\Delta \neq 0$ ,

Tabella 4. *Obliquità dei feldispati potassici.*

Campione N°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$\Delta$	0	0	0	0	0	0	0	0.85	0.75	0.31

Campione N°	11	12	13	14	15	16	17
$\Delta$	0 ( $\approx 0$ )	0 e 0.70	1.00	0.79	0 ( $\approx 0$ )	da 0 a 0.80	0.91

tranne alcune rare eccezioni. Le misure degli indici di obliquità sono state fatte su tutti i campioni studiati, ed i risultati sono raccolti nella tabella 4. Si possono citare dalla letteratura alcuni analoghi risultati. BRONDI (1958) ha trovato nel granito ercinico dell'Argentera un feldispato potassico con  $\Delta = 0.90$ . GUITARD, RAGUIN e SABATIER (1960) hanno trovato nei graniti ercinici dei Pirenei Orientali feldispati potassici con  $\Delta$  variabile da 0 a 0.90.

Tutti questi risultati possono essere così schematizzati:

- 1 — i campioni di rocce di età alpina (da 1 a 7) contengono feldispati potassici con  $\Delta = 0$ ;
- 2 — i campioni di rocce di età ercinica, al contrario, contengono feldispati potassici con valori di  $\Delta$  variabili, come segue:
  - a) solo in due campioni (11 e 15) l'obliquità è zero o quasi zero (in effetti il profilo della registrazione diffrattometrica non permette di decidere tra le due alternative);
  - b) in molti casi il feldispato potassico è decisamente triclinico (8, 9, 10, 13, 14, Argentera);
  - c) i campioni 12 e 16, come quelli dei Pirenei Orientali, contengono non solo feldispati potassici con  $\Delta \neq 0$ , ma anche con  $\Delta = 0$ ;
  - d) il campione 17 contiene feldispati potassici con  $\Delta$  variabile con continuità tra 0 e 0.80.

Da quanto precede si possono trarre le seguenti conclusioni:

- 1 — i graniti e le granodioriti di età alpina contengono feldispati potassici di obliquità zero. Finora non sembra esser nota alcuna eccezione a questa regola.
- 2 — i graniti e le granodioriti di età ercinica contengono feldispati potassici con obliquità variabile da 0 a 1.

Desidero mettere in evidenza che i feldispati potassici possono presentare valori diversi di  $\Delta$  non solo nello stesso complesso intrusivo, ma anche in una stessa roccia ed anche nello stesso campione, come è già stato notato da GUITARD, RAGUIN e SABATIER (1960). Perfino in un singolo cristallo l'obliquità può cambiare da punto a punto, come è stato osservato da MACKENZIE (1954) e da GOLDSMITH e LAVES (1954).

Quanto ho affermato più sopra sulla distribuzione del feldispato potassico, porta come conseguenza che se un granito o una granodiorite contiene un feldispato potassico con  $\Delta \neq 0$ , la roccia è molto probabilmente di età ercinica o pre-ercinica; se invece  $\Delta = 0$  nulla si può dire sull'età della roccia. Non bisogna poi dimenticare il significato statistico

di queste affermazioni che dovranno essere usate con prudenza: infatti, anche se fino ad oggi non sono stati trovati feldispato potassici triclini in rocce granitiche di età alpina, ricordo che i cristalli di feldispato potassico formati in fase idrotermale nei litoclasti delle Alpi, spesso mostrano una deviazione dalla simmetria monoclinica, e talvolta si hanno cristalli di obliquità massima.

Inoltre faccio notare che non è strettamente necessario dedurre dalle regole sopra illustrate che quanto maggiore è l'età di una roccia tanto maggiore debba essere il grado di deviazione dalla simmetria monoclinica del suo feldispato potassico. Il fatto che il feldispato potassico triclinico sia stato osservato nelle rocce granitiche erciniche e non in quelle alpine potrebbe, ad esempio, essere spiegato con il fatto che l'erosione ha agito per tempi molto più lunghi sui graniti ercinici, mettendone a nudo le parti più profonde dove la formazione di feldispato triclinico potrebbe essere più facile. Feldispato potassico triclinico potrebbero essere presenti anche nelle parti più profonde dei massicci granitici alpini, ma ogni verifica in questo senso ci è impossibile.

### I plagioclasti

Prima di descrivere i risultati ottenuti sui plagioclasti con i tre metodi precedentemente illustrati, desidero precisare alcune caratteristiche particolari di ciascun metodo:

- a) il primo metodo si applica a polveri ottenute per macinazione di molti cristalli separati da un campione di roccia, e perciò una sola misura è sufficiente a caratterizzare il campione di roccia;
- b) il secondo metodo si applica ai nuclei di cristalli singoli, e perciò sono necessarie diverse misure per caratterizzare un campione di roccia, data la variabilità di composizione chimica dei cristalli;
- c) il terzo metodo è applicabile sia ai nuclei che agli orli dei cristalli singoli: data la laboriosità del metodo, in genere non sono state fatte più di due misure per ciascun campione di roccia.

È evidente che c'è una diversità intrinseca tra i risultati ottenuti con i tre metodi su uno stesso campione: questi tre diversi risultati possono quindi essere confrontati solo con cautela.

I risultati ottenuti con il primo metodo, di SMITH e GAY/FOSTER, sono riuniti nella tabella 5 e presentati nel diagramma della figura 3. Di tutte le misure, 16 sono di plagioclasti di rocce granitiche ed una (19)

Tabella 5

Campione	$\Gamma$	An%	Campione	$\Gamma$	An%
1	+0.47°	43	10	+0.14°	21.5
2	+0.55°	39	11	+0.53°	31
3	+0.51°	36	12	+0.40°	39.5
4	+0.52°	32	14	+0.10°	22
5	+0.45°	31	15	+0.43°	29
6	+0.31°	21.5	16	+0.45°	32.5
7	+0.47°	43	17	0.00°	21
8	+0.44°	37	19	+0.38°	36
9	+0.05°	20			

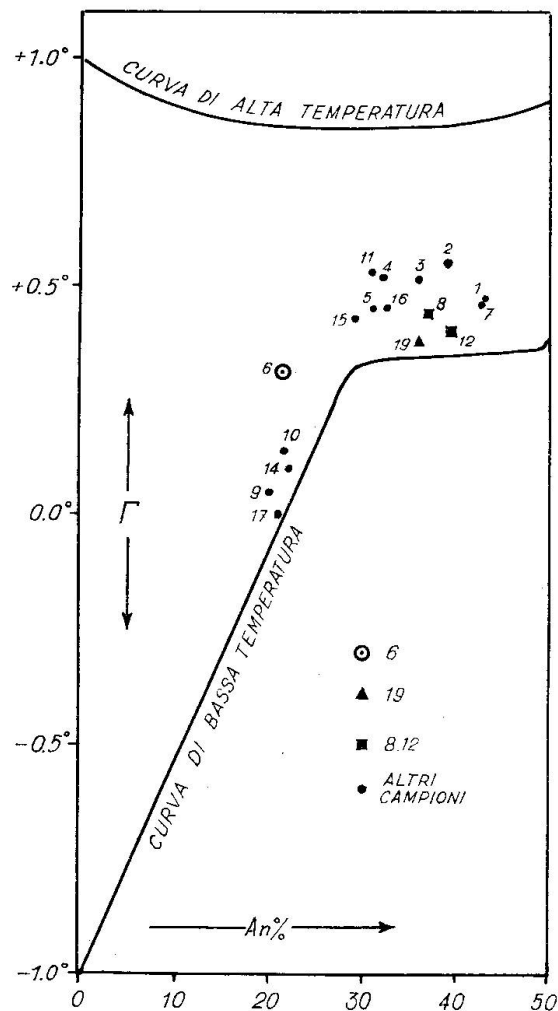


Fig. 3. Variazione dell'angolo  $\Gamma$  (SMITH e GAY, 1958) in funzione del contenuto in An, con tutti i risultati della tabella 5.

di roccia metamorfica. Non ho potuto misurare i plagioclasidi del campione 13 perchè troppo alterati. Dall'esame della tabella e del diagramma sopra citati, si può osservare che 5 campioni contengono plagioclasidi con circa il 20% di An: uno (6) si trova molto distante dalla curva di bassa temperatura, mentre gli altri (9, 10, 14, 17) sono leggermente al di sopra della stessa curva. Undici graniti e granodioriti hanno plagioclasidi con contenuti in An dal 29% al 43%. Di questi, quattro (2, 3, 4, 11) sono rappresentati da punti nettamente al di sopra della curva di bassa temperatura; sei (1, 5, 7, 8, 15, 16) danno punti che sono ad una distanza minore dalla curva di bassa temperatura di quanto non lo siano i precedenti quattro; i punti relativi ai campioni 12 e 19 sono i più vicini alla curva di bassa temperatura.

Dall'esame di questi risultati possiamo concludere che la maggior parte dei campioni contiene plagioclasidi in diversi stati termici compresi tra quello di alta e quello di bassa temperatura, ma più vicini a quest'ultimo. Il campione 6 si distacca più degli altri dallo stato termico di bassa temperatura; solo i campioni 12, 17, 19 sono vicinissimi allo stato di bassa temperatura.

Sono state effettuate ventinove misure sui plagioclasidi provenienti da sette campioni di rocce, applicando il secondo metodo (orientazione dell'indicatrice ottica): i risultati di queste misure sono riuniti nella

Tabella 6

Campione	$\Phi$	$\Psi$	$\Theta$	Campione	$\Phi$	$\Psi$	$\Theta$
3	88.0	69.1	58.9	8	78.4	60.1	47.8
	87.2	67.5	59.1		81.2	62.2	49.2
	88.3	67.5	59.2		79.3	60.9	49.0
			82.3		66.3	52.7	
			77.8		57.0	46.1	
4	83.7	64.2	53.0	11	86.9	69.9	57.7
	85.2	64.3	55.5		88.2	69.5	58.9
	86.4	65.2	57.0		89.1	73.1	62.2
	85.5	64.0	55.4		89.9	75.4	60.1
	86.5	64.6	56.5		88.0	73.0	60.1
6	91.6	81.4	66.4	12	77.5	58.5	46.7
	91.5	80.5	66.0		78.7	60.3	46.3
	91.6	83.0	67.1		86.5	70.0	56.7
	91.7	84.8	67.8		78.8	59.2	45.4
	91.5	80.7	65.6		85.7	68.9	56.6
			15	90.6	74.0	61.8	

tabella 6 e nel diagramma della fig. 4. Gli angoli di Eulero del campione 3 sono stati presi da GOTTARDI (1956). Si può facilmente notare che i punti corrispondenti ai plagioclasti dei campioni 3, 4, 6 e 15 sono in posizioni intermedie fra le curve di bassa e di alta temperatura. I punti corrispondenti ai campioni 8 e 12 sono per la maggior parte posti al di fuori della curva di bassa temperatura; i punti corrispondenti al campione 11 sono, in media, sulla curva di bassa temperatura. L'errore sperimentale di queste misure può essere valutato dalla dispersione delle

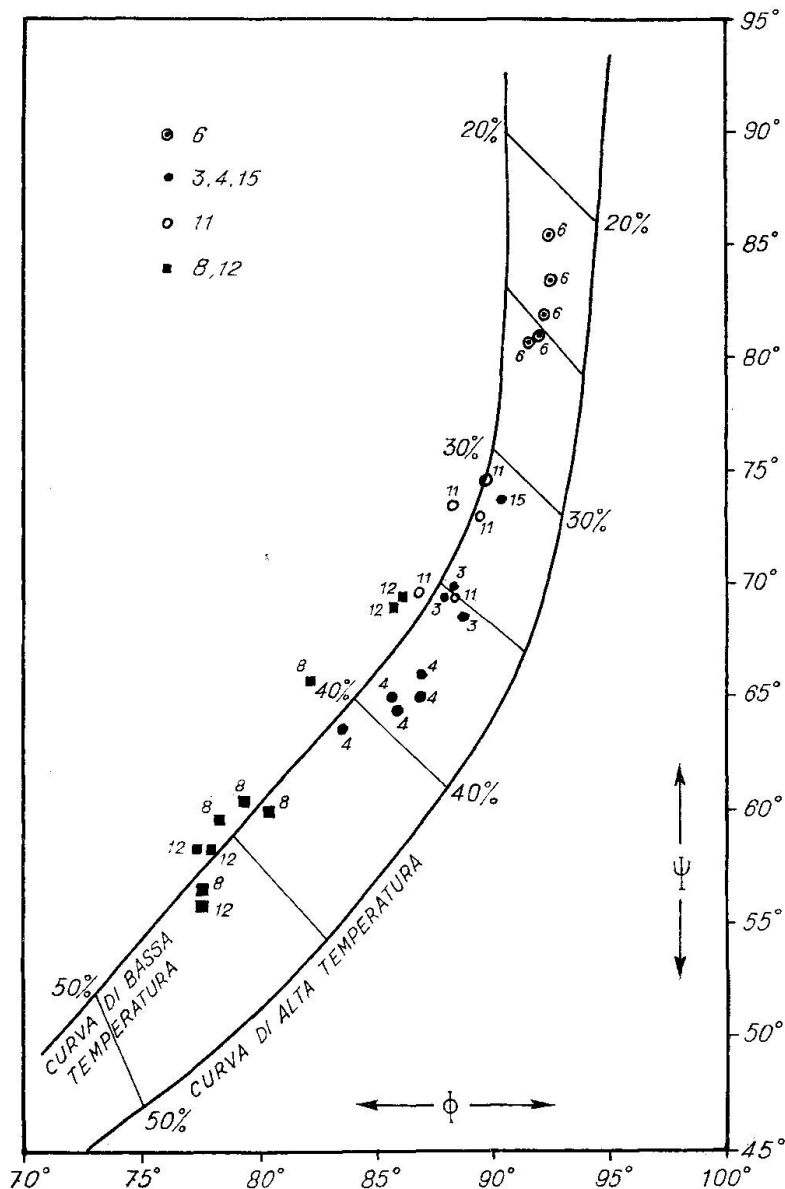


Fig. 4. Diagramma ( $\Phi$ ,  $\Psi$ ,  $\Theta$ ), secondo GOTTARDI (1961), con tutti i risultati della tabella 6. Le linee  $\Theta = \text{cost.}$  sono state omesse per maggiore chiarezza.



misure effettuate sui diversi cristalli di uno stesso campione. Questa dispersione richiede un'attenta considerazione, poichè, mentre in uno stesso campione il contenuto in An può cambiare da cristallo a cristallo, la diversità di stato termico potrebbe essere causata anche solo da errori sperimentali. Dalle misure fatte applicando il secondo metodo si può dedurre quanto segue: il campioni 3, 4, 6 contengono plagioclasti di stato termico intermedio ma in genere vicino a quello di bassa temperatura. I campioni 8 e 12 contengono plagioclasti di bassa temperatura: siccome i punti che rappresentano le misure sono posti in buona parte al di fuori della curva di bassa temperatura, è probabile che la posizione di questa curva debba essere leggermente spostata. Lo stato termico dei plagioclasti del campione 11 potrebbe essere di bassa temperatura o intermedio in vista dell'eventuale correzione da apportare alla curva di bassa temperatura.

Il terzo metodo, come già detto, si applica a plagioclasti geminati Albite, nei quali si misura l'angolo massimo di estinzione  $E_{\max}$  e  $\gamma^*$ . Sono state eseguite ventitre misure sui plagioclasti di dieci graniti e granodioriti e sette misure sui plagioclasti di quattro rocce metamorfiche: tutti questi risultati sono riuniti nella tabella 7 e nel diagramma della fig. 5. Esaminando la distribuzione dei punti corrispondenti alle varie misure è facile notare che quasi tutti i punti che rappresentano plagioclasti di rocce intrusive sono posti su di una linea che corre parallela alla curva di bassa temperatura, e vicino ad essa. Solo i punti corrispondenti ai plagioclasti delle granodioriti 8 e 12, di età ercinica, cadono esattamente sulla curva di bassa temperatura; i cristalli zonati del campione 6, di età alpina, hanno nuclei cui corrispondono punti che distano dalla curva di bassa temperatura quanto, in media, gli altri plagioclasti di simile composizione provenienti da rocce intrusive, ed orli cui corrispondono punti posti ad una distanza molto maggiore dalla curva di bassa temperatura. Sono stati esaminati anche alcuni plagioclasti di rocce metamorfiche per controllare se lo spostamento dei plagioclasti di rocce intrusive dalla curva di bassa temperatura non era causato da un eventuale errore sistematico (i plagioclasti dei campioni 8 e 12 furono esaminati in seguito): poichè i punti corrispondenti ai plagioclasti di queste rocce metamorfiche sono situati quasi esattamente sulla curva di bassa temperatura, si può escludere la possibilità di un tale errore.

I contenuti in An determinati nei plagioclasti dei campioni 18 e 20 sono uguali a quelli già determinati da BROWN (1960); i plagioclasti del campione 21 sono un pò più acidi (38%—39% nei nuclei) secondo le mie misure di quanto non risulti da quelle di BROWN. La composizione

chimica del campione 19 è stata determinata non solo con il terzo metodo, ma anche con quello di FOSTER: i risultati di entrambe le determinazioni hanno dato 36% di An. Secondo le misure ottiche di KNUP (1958) il campione 19 contiene plagioclasti con contenuto in An dal 37% al 44%;

Tabella 7

Campione	Cristallo	$\gamma^*$	$E_{\max}$	An%
1	{ 1341	88.72°	+ 13°	28
	{ 1342	88.40°	+ 29.5°	54 (?)
3	{ 1235	88.85°	+ 6°	23
	{ 1236	88.50°	+ 20°	35
4	{ 1211	88.33°	+ 24°	39
	{ 1221	88.58°	+ 14°	28
	{ 1228	88.67°	+ 11°	26
	{ 1230	88.42°	+ 23°	39
5	4	88.58°	+ 15°	29
6	{ 1263	88.97°	- 10°	11
	{ 1264	88.78°	+ 10.5°	26
	1	88.70°	+ 8.5°	24
8	8	88.75°	+ 17°	33
	9	88.50°	+ 24.5°	43
10	{ 1271	89.55°	- 10°	11
	{ 1272	88.78°	+ 10.5°	26
	1299	89.15°	- 3°	17
12	5	88.92°	+ 12°	28
	6	88.47°	+ 24°	43
15	1332	88.62°	+ 15°	29
	1333	88.63°	+ 15°	29
16	{ 1305	89.03°	+ 1°	19
	{ 1308	88.72°	+ 14°	29
18	1378	88.78°	+ 16°	31
19	10	88.53°	+ 20.5°	36
20	1365	89.25°	- 2°	18
	1370	89.40°	- 3°	17
21	1348	88.67°	+ 18.5°	34
	1351	88.60°	+ 21.5°	39
	1360	88.63°	+ 21°	38

I cristalli riuniti da parentesi graffe provengono da punti diversi di un monocristallo zonato. — I contenuti in An dati nell'ultima colonna sono stati dedotti dalle misure di  $\gamma^*$  ed  $E_{\max}$ .

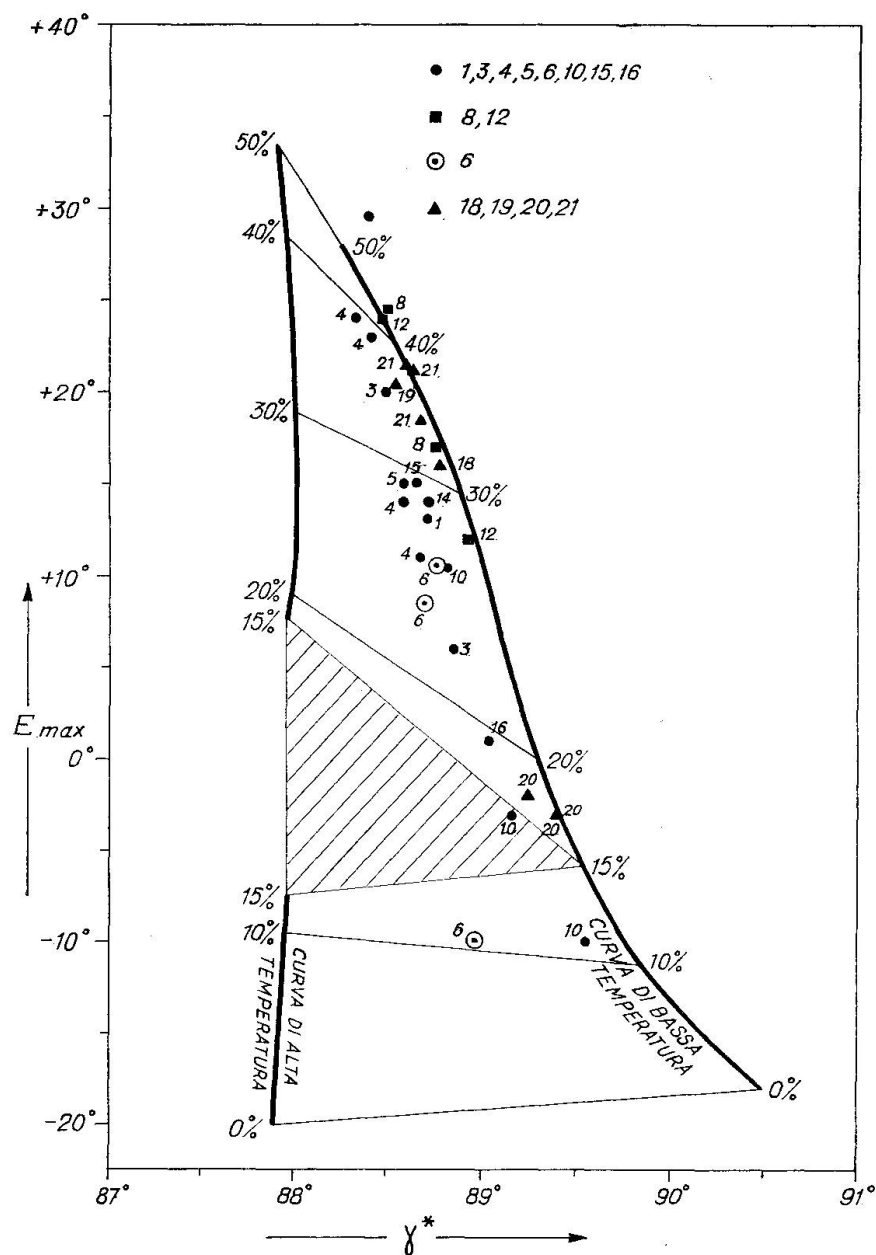


Fig. 5. Variazione di  $E_{\max}$  (angolo massimo di estinzione nei geminati Albite) in funzione di  $\gamma^*$ , con tutti i risultati della tabella 7. La curva dei plagioclasti di alta temperatura è interrotta da  $E_{\max} = -7.5^\circ$  fino a  $E_{\max} = +7.5^\circ$ , poichè nella serie di alta temperatura non esiste un plagioclasio „otticamente monoclinico“, cioè l'asse  $\gamma$  dell'indicatrice ottica non è parallelo a  $b^*$  per quanto varii il contenuto in An. L'area tratteggiata indica approssimativamente dove cadono le coppie  $(E_{\max}, \gamma^*)$  „impossibili“.

un'analisi chimica (analista dott. M. DALL'AGLIO) di questo campione ha dato: CaO 7.65%, Na<sub>2</sub>O 7.03%, K<sub>2</sub>O 0.11% e questi valori corrispondono ad un plagioclasio con il 39% di An. Questi dati confermano l'utilità del terzo metodo anche nella determinazione della composizione chimica.

Al cristallo 1342 del campione 1 corrisponde un punto al di fuori della curva di bassa temperatura, e ciò forse per un errore accidentale. Questo cristallo è molto più basico degli altri cristalli misurati ed è anche l'unico che ha dato spettri di precessione con nette riflessioni „split-*b*“ (vedi GAY, 1956). Anche i cristalli 5 e 6 del campione 12, 8 e 9 del campione 8, 1211 e 1230 del campione 4, 1351 e 1360 del campione 21 hanno dato riflessioni „split-*b*“ diffuse; negli altri spettrogrammi esse non sono state osservate. Lo smescolamento peristeritico non è stato osservato in orli molto acidi come quelli dei cristalli 1263 e 1271.

Dall'esame di tutti i risultati ottenuti con i tre metodi, noi possiamo concludere che molti graniti e granodioriti di diversa provenienza contengono plagioclasii che sono in uno stato termico intermedio, ma vicino a quello di bassa temperatura; alcuni graniti e granodioriti contengono invece plagioclasii proprio di bassa temperatura. Tuttavia, se vi è accordo tra i risultati dei tre metodi nell'indicare questo fatto generale, ad un esame più particolare si manifestano alcune differenze. I risultati ottenuti con il terzo metodo sono quelli che si inquadrano nello schema più semplice, e sono in sostanziale accordo con i risultati del secondo metodo. Anche parte dei risultati ottenuti con il primo metodo sono in buon accordo con gli altri due: ad esempio la notevole diversità dallo stato di bassa temperatura dei plagioclasii del campione 6 e l'esistenza di veri plagioclasii di bassa temperatura nel campione 12 (granodiorite) e nel campione 19 (roccia metamorfica). Secondo i risultati ottenuti con il secondo e con il terzo metodo anche il campione 8 contiene plagioclasii di bassa temperatura, ma ciò non risulta con il primo metodo. Inoltre il primo metodo indica che la maggior parte dei plagioclasii si trova in stati termici intermedi diversi, mentre con il terzo metodo risulta che la maggior parte dei plagioclasii è in uno stato termico intermedio equivalente, vicino a quello di bassa temperatura. Per spiegare quest'ultima diversità tra i risultati del primo e del terzo metodo si possono fare due ipotesi:

- 1 — la maggior parte dei plagioclasii si trova in uno stato termico equivalente: accettando come vera questa ipotesi, le misure fatte con il terzo metodo sono esatte, mentre quelle fatte con il primo metodo non sono altrettanto attendibili (forse a causa di un errore legato

alle particolari caratteristiche di inomogeneità delle polveri cristalline esaminate);

- 2 — i plagioclasti presentano stati termici diversi: accettando come vera questa seconda ipotesi i risultati ottenuti con il primo metodo sono migliori e per puro caso plagioclasti di stati termici diversi hanno dato, con il terzo metodo, risultati corrispondenti ad uno stato termico quasi costante.

Siccome la seconda ipotesi è difficilmente sostenibile, bisogna ammettere che i risultati ottenuti con il terzo metodo sono più convincenti.

Tuttavia le differenze sopra accennate nei risultati ottenuti con i tre metodi non hanno alcuna influenza sulle conclusioni che seguono. È già noto che piccoli batoliti granitici possono contenere plagioclasti in uno stato termico intermedio (vedi ad esempio TUTTLE e KEITH, 1954); questo è in accordo con la presenza, da me riscontrata, di plagioclasti in uno stato termico intermedio, molto diverso da quello di bassa temperatura, nel granito dell'isola di Montecristo (campione 6) che è appunto parte di un piccolo batolite. Era invece opinione generale, o almeno finora non vi è stata alcuna dichiarazione esplicita in contrario, che i graniti e le granodioriti di grandi batoliti e massicci in genere contenessero plagioclasti di bassa temperatura. Dalle mie ricerche risulta invece che molti graniti e granodioriti, che formano grandi batoliti e massicci, contengono plagioclasti in uno stato termico intermedio, che è diverso, ma non molto, da quello di bassa temperatura. Questa conclusione può essere tratta indipendentemente dai risultati ottenuti con uno qualsiasi dei tre metodi sperimentali usati in questa ricerca.

Infine vorrei far notare che gli unici due campioni di rocce granitiche, 8 e 12, che contengono plagioclasti di bassa temperatura, contengono anche feldspati potassici triclini. Nella mia opinione personale questa dovrebbe essere una regola generale, anche se finora non è sostenuta da dati sufficienti.

### Ringraziamenti

Questo lavoro è stato reso possibile dall'aiuto del Consiglio Nazionale delle Ricerche, Roma, che ha finanziato il lavoro sperimentale a Pisa ed ha messo a mia disposizione una borsa di studio al Politecnico di Zurigo. Sono molto grato al Prof. Burri ed al Prof. Laves, Institut für Kristallographie und Petrographie ETH, Zurigo, che mi hanno offerto la possibilità di lavorare nel loro Istituto, e che mi hanno gentilmente assistito nel mio lavoro. Desidero ringraziare anche il Prof. Bonatti per molte utili discussioni. Ringrazio sinceramente molti geologi e mineralisti, che mi hanno fornito campioni.

### Bibliografia

- ANDREATTA, C. (1937): Studio petrografico del complesso eruttivo del Monte Croce in Alto Adige. *Period. Miner.*, 8, 311—432.
- BAGGIO, P. (1958): Il granito del Monte Bianco e le sue mineralizzazioni uranifere. *Studi Ricerche Divisione Geominer.*, 1, 527—652.
- BIANCHI, A. e DAL PIAZ, G. B. (1940): Il settore Nord-occidentale del massiccio dell'Adamello. *Boll. Uff. geol. Ital.*, 65, 1—20.
- BRONDI, A. (1958): Studio geologico-petrografico del massiccio granitico dell'Argentera-Mercantour. *Studi Ricerche Divisione Geominer.*, 1, 187—238.
- BROWN, W. L. (1960): Lattice changes in heat-treated plagioclases. *Z. Kristallogr.*, 113, 297—329.
- BURRI, C. (1956): Charakterisierung der Plagioklasoptik durch drei Winkel und Neuentwurf des Stereogramms der optischen Orientierung für konstante Anorthit-Intervalle. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 36, 539—592.
- COCCO, G. (1959): Considerazioni geochimico-petrografiche sulla granodiorite dell'isola del Giglio. *Mem. Soc. tosc. Sci. nat., ser. A*, 66, 273—332.
- CONTI, L. (1961): Relazione preliminare sullo studio geo-petrografico e giacimentologico delle mineralizzazioni radioattive nei dintorni di S. Leone (Cagliari). *Studi Ricerche Divisione Geominer.*, in stampa.
- D'AMICO, C. (1958): Notizie petrografiche sui graniti e su alcune loro differenziazioni nel quadrante Bitti (Sardegna). *Acta geol. Alpina*, 7, 1—36.
- DE SITTEr, L. U. e ZWART, H. J. (1957—1958): Voorlopige resultaten van de Kartering in N. Spanje. *Leid. geol. Meded.*, 22, 77—95.
- (1959): Voorlopige resultaten van de Karteringen in Noord-Spanje en Zuid-Frankrijk verkregen in 1958 door de afdeling Structurele Geologie. *Leid. geol. Meded.*, 24, 1—30.
- DEUTSCH, S. e LONGINELLI, A. (1959): Age des halos pléochroïques de quelques granites tertiaires de la Toscane. *Experientia*, 15, 8—10.
- FAVRETTO, L. e NARDI, M. (1959): Il granito di Bressanone nella zona compresa fra la valle di Dosso e l'Alpe Valnisa. Trieste: Istituto di Mineralogia dell'Università.
- FERRARA, G., HIRT, B., MARINELLI, G. e TONGIORGI E. (1961): Primi risultati sulla determinazione con il metodo Rb/Sr dell'età di alcuni minerali dell'isola d'Elba. *Boll. Soc. geol. Ital.*, 80, in stampa.
- FOSTER, W. R. (1955): Simple method for the determination of the plagioclase feldspars. *Amer. Min.*, 40, 179—185.
- GALLITELLI, P. (1937): Ricerche petrografiche sul granito di Baveno. *Mem. Soc. tosc. Sci. nat.*, 46, 150—226.
- (1938): Ricerche petrografiche sul Montorfano. *Atti Accad. Modena*, serie 5<sup>a</sup>, 3, 3—92.
- GAY, P. (1956): The structures of the plagioclase feldspars: VI. Natural intermediate plagioclases. *Miner. Mag.*, 31, 21—40.
- GOLDSMITH, J. and LAVES, F. (1954): Potassium feldspars intermediate between microcline and sanidine. *Geochim. et cosmochim. Acta*, 6, 100—118.
- GOTTARDI, G. (1957): Sui feldispatici della granodiorite terziaria elbana. *Mem. Soc. tosc. Sci. nat., ser. A*, 64, 120—132.

- GOTTARDI, G. (1961): Ein neues Diagramm zur Bestimmung der Plagioklase mit Hilfe der Euler-Winkel. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, *41*, 49—52.
- GUIARD, G., RAGUIN, E. et SABATIER, G. (1960): La symétrie des feldspaths potassiques dans les gneiss et les granites des Pyrénées orientales. *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, *83*, 48—56.
- HOFMANN, E. G. und JAGODZINSKI, H. (1955): Eine neue, hochauflösende Röntgenfeinstruktur-Anlage mit verbessertem, fokussierendem Monochromator und Feinfokusröhre. *Z. Metallk.*, *46*, 601—610.
- JÄGER, E. and FAUL, H. (1959): Age measurements on some granites and gneisses from the Alps. *Bull. geol. Soc. Amer.*, *70*, 1553—1558.
- (1960): Altersbestimmungen an einigen Schweizer Gesteinen und dem Granit von Baveno. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, *40*, 10—12.
- KNUP, P. (1958): Geologie und Petrographie des Gebietes zwischen Centovalli-Valle Vigezzo und Onsernone. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, *38*, 83—236.
- LAVES, F. (1960): Al/Si-Verteilungen, Phasen-Transformationen und Namen der Alkalifeldspäte. *Z. Kristallogr.*, *113*, 265—296.
- MACKENZIE, W. S. (1954): The orthoclase-microcline inversion. *Miner. Mag.*, *30*, 354—366.
- MARINELLI, G. (1959): Le intrusioni terziarie dell'isola d'Elba. *Mem. Soc. tosc. Sci. nat.*, ser. A, *66*, 50—253.
- MICHEL-LÉVY, A. (1894): Etude sur la détermination des feldspaths dans les plaques minces. Paris, Baudry & Cie.
- MITTEMPERGER, M. (1954): L'isola di Montecristo. *Mem. Soc. tosc. Sci. nat.*, ser. A, *61*, 167—218.
- MORGANTE, S. (1933): La differenziazione chimica del massiccio intrusivo delle Vedrette di Ries (Alto Adige). *Atti Ist. veneto*, *93*, 215—246.
- OGNIBEN, G. (1952): Studio chimico-petrografico sul Monte Sabion (Adamello orientale). *Mem. Ist. geol. Univ. Padova*, *17*, 1—83.
- RAY, S. K. (1926): Beitrag zur Petrographie des südlichen Schwarzwaldes. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, *6*, 306—345.
- SMITH, J. R. (1958): The optical properties of heated plagioclases. *Amer. Min.*, *43*, 1179—1194.
- SMITH, J. V. (1956): The powder patterns and lattice parameters of plagioclase feldspars. I. The soda-rich plagioclases. *Miner. Mag.*, *31*, 47—68.
- SMITH, J. V. and GAY, P. (1958): The powder patterns and lattice parameters of plagioclase feldspars. II. *Miner. Mag.*, *31*, 744—762.
- TUTTLE, O. F. and KEITH, M. L. (1954): The granite problem: evidence from the quartz and feldspars of a tertiary granite. *Geol. Mag.*, *91*, 61—72.