

ASPETTI GENETICI DEL BATOLITE SARDO-CORSO

ANDREA BRALIA, CLAUDIO GHEZZO,
GIOVANNI GUASPARRI, GIUSEPPE SABATINI

Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università, via Mattioli 4, 53100 Siena

RIASSUNTO. — La complessa sequenza di eventi intrusivi che ha portato alla costruzione del batolite sardo può essere ricondotta a due fasi principali: una prima fase, che si è esplicata in un regime sin-tardo-tettonico, con produzione e messa in posto di rocce da gabbro-tonalitiche a monzogranitiche, una seconda, chiaramente post-tettonica, che ha prodotto unicamente *minimum melts* cristallini (leucograniti).

Con l'eccezione dei gabbri, le plutoniti della prima fase, al contrario di quelle della seconda, contengono tutte inclusi microgranulari femici derivati da magmi basici (BMD), inclusi che le evidenze di campagna e le osservazioni petrografiche fortemente indicano come derivati dagli stessi magmi basici che costituiscono le piccole masse gabbro-tonalitiche disperse nel batolite. Queste ultime spesso mantengono, nei confronti dei « graniti » incassanti, bordi di reazione dello spessore di alcuni metri che mostrano notevoli similitudini strutturali, tessiturali e mineralogiche con gli inclusi BMD.

Lo studio comparato degli inclusi e delle masse gabbriche con le loro *border facies* (particolarmente nella zona di P.ta Falcone) ha consentito di giungere alle seguenti conclusioni: gli inclusi BMD derivano da magmi subcrustali che si trovavano in condizioni di notevole fluidità al momento della loro interazione con i magmi cristallini; essi hanno mantenuto una notevole duttilità fino alla messa in posto delle plutoniti che li contengono ed hanno subito processi di *diffusional mixing* (oltre che di *mechanical mixing*) che tendevano a minimizzare il disequilibrio chimico con le matrici « granitiche ».

Nel corso di quest'ultimo processo, l'equilibratura di un dato elemento non dipende semplicemente dal coefficiente di ripartizione tra due liquidi ma si realizza in maniera assai più complessa essendo influenzata dalla cristallizzazione delle fasi minerali, dentro e fuori l'incluso, che si rendono via via stabili al variare delle condizioni chimico-fisiche. Tale situazione porta di frequente a fenomeni di *uphill diffusion* e ciò in particolare per K, Rb, Na e P.

Lo studio ha consentito anche di riconoscere i cristalli plagioclastici con marcate strutture di disequilibrio (nuclei molto basici spesso con An > 80%,

patchy zoning, ecc.), praticamente ubiquitari specie nelle « rocce intermedie », come originari fenocristalli del magma basico, fatto che suggerisce l'esistenza di fenomeni di ibridazione tra magmi cristallini e magmi subcrustali.

Commingling e hybridization (WIEBE, 1980), che producono rispettivamente gli inclusi BMD e le rocce ibride, appaiono dunque come due diversi ma contemporanei fenomeni che dipendono da uno stesso processo di *mixing* che si verifica, forse a partire proprio dalle zone di anatessi, tra magmi cristallini e subcrustali con un contrasto di viscosità tale da prevenire una immediata e completa omogeneizzazione.

I movimenti convettivi e di risalita dei corpi magmatici forniscono verosimilmente l'energia (meccanica) necessaria per lo sviluppo dei processi di *mixing*.

Sulla base di valutazioni modali dei contenuti di xenocristalli, eseguite su rocce granodioritico-tonalitiche, l'ibridazione risulta quantitativamente ben più importante del *commingling* anche se quest'ultimo è ben più vistoso in campagna. Le quantità di materiale basico presenti nelle rocce esaminate appaiono tali da indicare che l'ibridazione è un meccanismo genetico fondamentale soprattutto per le « rocce intermedie » della prima fase del magmatismo intrusivo ercinico sardo-corso.

ABSTRACT. — The complex sequence of intrusive events, which brought to the construction of the Sardinian batholith, can be related to two main phases: the first took place in a sin-late-tectonic regime, with production and emplacement of gabbro-tonalitic to monzogranitic rocks, the second, clearly post-tectonic yielded solely crustal minimum melt products (leucogranites).

Contrary to second phase ones, first phase plutonites, but gabbros, all contain basic magmas derived (BMD) microgranular inclusions which field and petrographic evidences strongly indicate as issued from the same basic magmas constituting the small gabbro-dioritic masses scattered in the batholith. These last very often retain, against the granitic envelope, many meters wide reaction rims which show strong textural, structural and mineralogical similarities with BMD inclusions.

The comparative study of inclusions, gabbroic

masses and their border facies (particularly in the P.ta Falcone area) allows to draw the following conclusion: BMD inclusions take their origin from subcrustal magmas which were remarkably fluid when they met and mixed with crustal magmas; they maintained a remarkable ductility till the emplacement of plutonites which contained them; they underwent diffusional mixing (besides mechanical mixing) processes tending to minimize the chemical disequilibrium with granitic matrices.

The equilibration of a stated elements does not simply obey to the two-liquid partition coefficient but is accomplished through a complex sequence of steps owing to the crystallization of mineral phases, in and outside the inclusions, as physico-chemical conditions stabilize them. Such situation leads frequently to uphill diffusion phenomena particularly for K, Rb, Na and P.

The study also allows to recognize the plagioclase crystals with marked disequilibrium textures (very basic cores, often > 80 % An, patchy zoning etc.), quite ubiquitous especially in intermediate rocks, as original phenocrysts of the basic magma, thus suggesting that diffuse events of mixing between crustal and subcrustal magmas were involved.

Commingling and hybridization (WIEBE, 1980), producing BMD inclusions and hybrid rocks respectively, are then two different and contemporaneous phenomena of the same mixing process which takes place, probably starting in the anatexis zones, between crustal and subcrustal magmas with a viscosity contrast sufficient to prevent a complete homogenization. Convective and rise motions of the magma bodies gives the extra (mechanical) energy to overcome, at least in part, the mixing threshold.

On the basis of evaluations of xenocrystal contents, performed on granodioritic and tonalitic rocks, hybridization appears to be quantitatively by far more important than commingling even if the last is certainly more spectacular in the field. The quantities of basic material mixed with crustal magmas reach such figures that strongly indicate hybridization as an essential genetic mechanism particularly for the intermediate granitic rocks of the first phase of the hercynian intrusive magmatism.

Premessa

Il basamento cristallino della Sardegna deve la sua strutturazione essenzialmente all'orogenesi ercinica. A partire dal Carbonifero inferiore intensi movimenti tangenziali hanno interessato i terreni del Paleozoico medio-inferiore (Cambriano-Devoniano), e forse un basamento Paleozoico più antico, determinando la formazione di pieghe, assai spesso isoclinali variamente orientate, ed anche di falde di ricoprimento (CARMIGNANI et al., 1979 a; ARTHAUD e SAUNIAC, 1981).

Ai processi deformativi pervasivi, cui è legata la scistosità, si sono accompagnati pronunciati effetti di ricristallizzazione metamorfica, tanto che nelle aree di più elevato

grado metamorfico sono stati obliterati i caratteri degli originari protoliti. L'intera sequenza di eventi tettonico-metamorfici, sviluppatesi in un arco di tempo compreso fra circa 350 e 300 M.A. (DI SIMPLICIO et al., 1974; FERRARA et al., 1978), mostra caratteri polifasici ed il metamorfismo è di pressione bassa o intermedia; il grado metamorfico, desumibile dalle sequenze attualmente affioranti, aumenta gradualmente dalle facies anchimetamorfiche delle zone Sud-occidentali alle metamorfite a clorite, granato, staurolite, cianite, sillimanite + muscovite procedendo verso le zone Nord-orientali dell'Isola secondo una sequenza di tipo Barroviano (RICCI, 1972; DI SIMPLICIO et al., 1974). Nelle zone più settentrionali, le metamorfite presentano caratteri di migmatiti in facies anfibolitica, talora con relitti di preesistenti paragenesi a carattere granulitico (MILLER et al., 1976; GHEZZO et al., 1979).

Il quadro geodinamico in cui tale sequenza di eventi tettonico-metamorfici si è realizzata nel segmento ercinico sardo-corso, è ancora materia di discussione (WESTPHAL et al., 1976; RICCI e SABATINI, 1978; CARMIGNANI et al., 1979 b; ARTHAUD e SAUNIAC, 1981), anche se una consistente convergenza di opinioni esiste su alcuni punti quali il carattere sostanzialmente ensialico della catena e la individuazione nella Corsica meridionale-Sardegna settentrionale della sua zona assiale, interna, e nella Sardegna Sud-occidentale e nella Corsica centro-settentrionale rispettivamente delle zone di avampaese e di retropaese.

Negli stadi tardivi dell'orogenesi si colloca la costruzione del batolite sardo-corso; le età radiometriche sinora disponibili indicano infatti, per le facies più diffuse, età di messa in posto comprese all'incirca tra 310 e 290 M.A. (DEL MORO et al., 1975).

Numerosi lavori, e non solo i più recenti, hanno contribuito ad illustrare i principali caratteri geopetrografici di gran parte dei litotipi che compongono il batolite, avanzando in vari casi ipotesi petrogenetiche anche di vasto respiro.

In questo lavoro, dopo un necessario *excursus* dei caratteri geopetrografici essenziali delle plutoniti quantitativamente più diffuse, articolato secondo uno schema che sottolinea le correlazioni tra evoluzione tet-

tonico-metamorfica del basamento e sequenza intrusiva, verranno illustrati gli elementi, in special modo a carattere petrografico e geochimico, atti a chiarire l'origine ed il significato petrologico degli inclusi microgranulari femici (DIDIER, 1973) ed il loro legame con masse basiche disperse nel batolite, secondo quanto ipotizzato in precedenti lavori (GHEZZO et al., 1972; DI SIMPLICIO et al., 1974).

L'impostazione su vasta scala delle ricerche di campagna, tese a cogliere proprio le fenomenologie più ricorrenti e quindi necessariamente più significative sul piano petrologico generale, si è rivelata quanto mai opportuna allo scopo in oggetto. Sulla base di osservazioni condotte appunto a scala regionale è stato infatti possibile stabilire, tra l'altro, che circa il 75 % delle plutoniti del batolite contengono inclusi microgranulari e che il loro modo di distribuirsi ha una precisa correlazione con i litotipi granitici che lo costituiscono.

La prima parte del lavoro, dedicata soprattutto alla descrizione dei caratteri geopetrografici delle diverse unità intrusive, è articolata come segue:

— CARATTERI GEOPETROGRAFICI DELLE PRINCIPALI PLUTONITI

- 1) *I ciclo intrusivo: le plutoniti tonalitico-monzogranitiche*
 - a) *Tonaliti e granodioriti con effetti pervasivi di ricristallizzazione metamorfica;*
 - b) *Tonaliti e granodioriti tonalitiche;*
 - c) *Granodioriti monzogranitiche e monzograniti.*
- 2) *II ciclo intrusivo: i leucograniti biotitici*
- 3) *Plutoniti di incerta collocazione nella sequenza degli eventi intrusivi*

— MASSE GABBRO-TONALITICHE

— INCLUSI MICROGRANULARI

Ciascuno di questi capitoli avrà un suo breve riepilogo di considerazioni generali.

Segue poi una seconda parte dedicata alla discussione dei dati petrografici e di quelli geochimici, non trattati nella prima parte, e delle implicazioni di ordine petrogenetico su-

gli inclusi e più in generale sul magmatismo intrusivo ercinico della Sardegna.

Caratteri geopetrografici delle principali plutoniti

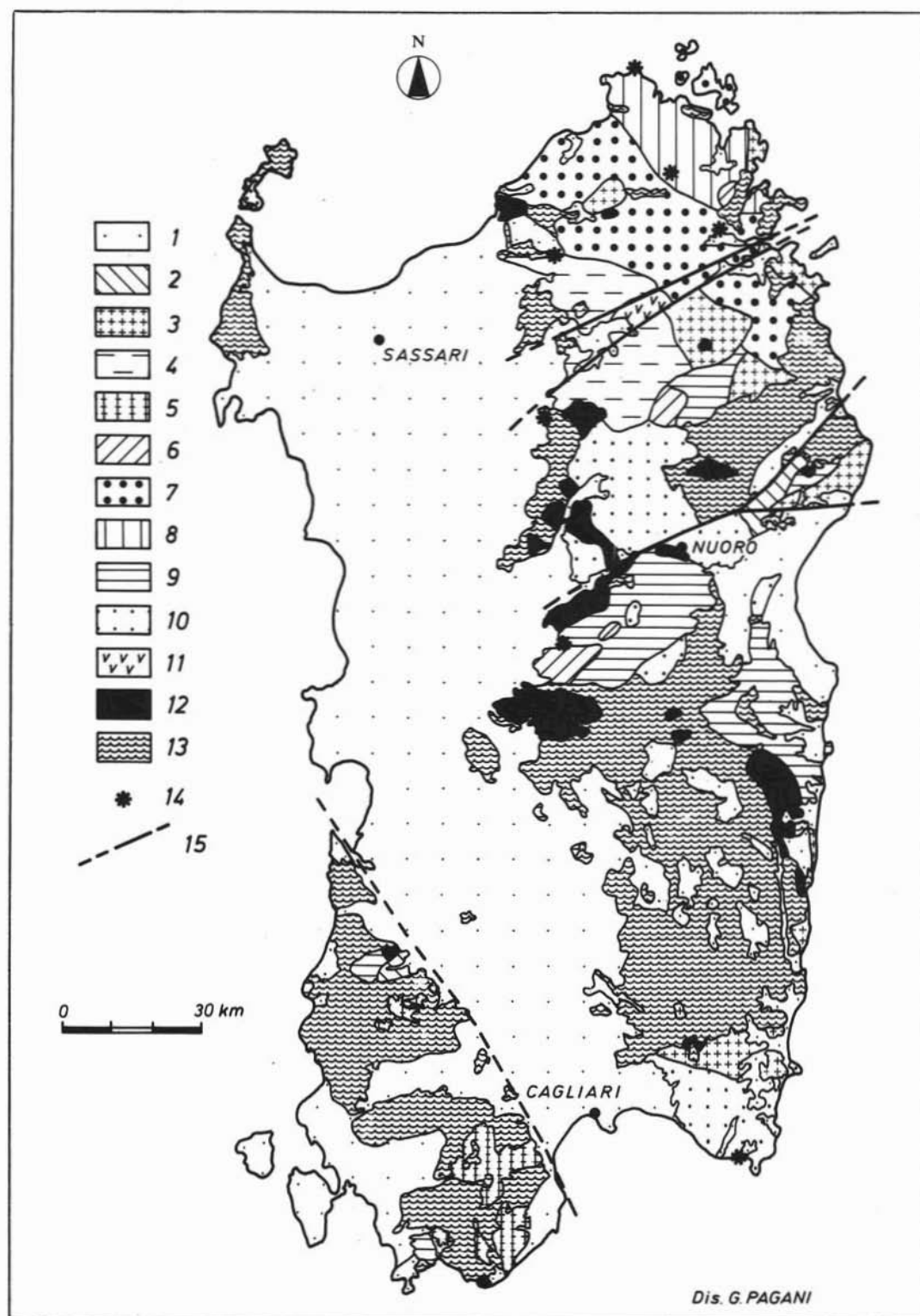
Il batolite ercinico sardo-corso occupa in Sardegna una superficie di circa 6.000 km². Esso è formato da innumerevoli corpi intrusivi distinti, di variabilissime dimensioni, variamente compenetrati; la gamma composizionale si estende da gabbri (ai quali è dedicato il successivo capitolo) a leucograniti con netta prevalenza delle facies francamente granitiche (GHEZZO et al., 1972; DI SIMPLICIO et al., 1974; ORSINI, 1976, 1979).

Sulla base dei rapporti giaciturali fra le masse intrusive costituite dalle litofacies quantitativamente più diffuse (¹), si riconosce una sequenza di messa in posto che inizia con intrusioni essenzialmente tonalitiche, seguite da granodioriti più o meno ricche in feldspato potassico e successivamente da monzograniti di vario tipo, per concludersi con intrusioni leucogranitiche. Tale sequenza è confermata da alcuni dati radiometrici (metodo Rb-Sr su roccia totale) che indicano come l'età di messa in posto delle facies più diffuse sia compresa fra i 307 M.A. di quelle tonalitico-granodioritiche ed i 289 M.A. di quelle leucogranitiche (DEL MORO et al., 1975; età calcolate sulla base del valore $1,42 \cdot 10^{-11} \text{ } \gamma^{-1}$ della costante di decadimento del Rb⁸⁷).

La complessa sequenza degli eventi intrusivi può essere suddivisa in due grandi cicli: un primo ciclo di intrusioni che mostrano relazioni con le metamorfite e caratteri tessuturali-strutturali riconducibili ad una messa in posto in regime più o meno chiaramente compressivo (intrusioni sin-tardo-tettoniche); un secondo ciclo di intrusioni, decisamente discordanti e disarmoniche nei confronti di tutti gli elementi strutturali tettonico-metamorfici della catena (intrusioni post-tettoniche), messi in posto in regime presumibilmente distensivo.

In fig. 1 sono schematicamente delimitati gli areali di affioramento dei principali tipi

(¹) In questo lavoro non vengono presi in esame le rocce filoniane ed i problemi ad esse connessi.



di plutoniti: detti areali raramente coincidono con intrusioni singole, ma corrispondono quasi sempre a massicci compositi formati a loro volta da intrusioni multiple variamente compenstrate.

Di seguito verranno riferiti i principali caratteri petrografici dei diversi tipi di plutoniti senza trattare le diffuse paragenesi secondarie di alterazione tardo- e post-magmatica di vario tipo, eccettuato là dove esse rappresentano una caratteristica generale di una data facies intrusiva.

1) I CICLO INTRUSIVO: LE PLUTONITI TONALITICO-MONZOGRANITICHE

a) TONALITI E GRANODIORITI CON EFFETTI PERVASIVI DI RICRISTALLIZZAZIONE METAMORFICA

Il magmatismo intrusivo ercinico ha avuto inizio in concomitanza con le fasi parossistiche tardive degli eventi tettonico-metamorfici. Di queste prime intrusioni sin-tettoniche, arealmente ben poco estese (< 1% della superficie complessiva del batolite e non distinte in fig. 1), si hanno testimonianze in alcuni affioramenti della Sardegna Nord-orientale (Barrabisa, zona ad ovest di Bortigadas, Nuraghe Mazzone, zona ad est di Pattada, ecc.) in buona parte scompaginati e disarticolati dalle successive intrusioni.

Trattasi di plutoniti a grana media, di composizione tonalitica o granodioritica⁽²⁾, caratterizzate da una marcata tessitura orientata. Al microscopio è ben riconoscibile l'originaria struttura magmatica ipidiomorfa ed i plagioclasti, nelle facies più basiche, mostrano accentuate zonature normali od oscillatorie. Questi motivi strutturali sono però parzialmente oblitterati da effetti cataclastici con ricristallizzazione e blastesi; la biotite è

spesso fortemente deformata ed il quarzo si presenta in plaghe policristalline ad accentuata estinzione ondulata.

Nel vasto affioramento granodioritico di Barrabisa è frequente la muscovite e caratteristica è la presenza a luoghi di inclusi di migmatiti listate.

Scarsi sono i dati analitici per questo tipo di plutoniti (non sono stati studiati, tra l'altro, gli inclusi che esse contengono) ed assenti i dati radiometrici indispensabili per definirne l'età. La loro collocazione all'inizio del magmatismo intrusivo ercinico viene suggerita sia dai peculiari caratteri tessiturali e strutturali, che mettono in evidenza come queste rocce, nelle fasi finali della loro cristallizzazione, sono state interessate da deformazioni pervasive, sia dai rapporti di antecedenza con tutte le plutoniti con le quali vengono a contatto. D'altra parte appare difficile assimilarle agli ortogneiss ordoviciani, quali quelli per esempio della zona di Lodè-Mamone, anche per il fatto che questi ultimi sono caratterizzati costantemente da un grado di ricristallizzazione tale da aver oblitterato totalmente le originarie strutture magmatiche (DI SIMPLICIO et al., 1974; FERRARA et al., 1978).

b) TONALITI E GRANODIORITI TONALITICHE

Successivamente si è messa in posto una serie di intrusioni costituite essenzialmente da tonaliti biotitiche e biotitico-anfiboliche e da granodioriti tonalitiche.

Le diverse intrusioni costituiscono complessivamente circa il 10 % del batolite e sono distribuite in una fascia che dalla Gallura occidentale (Trinità di Agultu) giunge all'Ogliastra attraverso le zone di Pattada, del Goceano, del Sarcidano. Alcune masse di minori dimensioni sono disarticolate ed inglobate quali grossi inclusi nelle intrusioni successive (per esempio la massa di Nuoro). Più a Sud, facies di questo tipo sono molto

⁽²⁾ Nel presente lavoro si fa riferimento alla classificazione proposta da STRECKEISEN (1974).

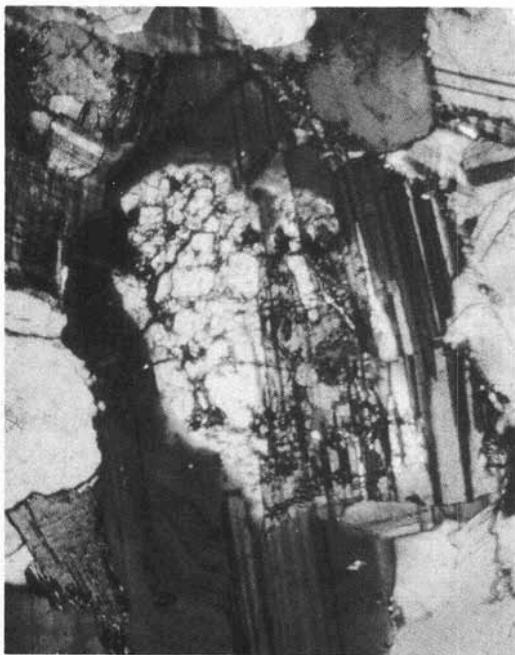
Fig. 1. — Carta schematica delle principali unità intrusive del batolite. 1 = Formazioni sedimentarie e vulcaniche permiane e post-paleozoiche; 2 = Leucograniti a due miche e graniti a cordierite; 3 = Leucograniti biotitici rosati tipo «Capo Comino»; 4 = Leucograniti biotitici bianco-rosati tipo «Oschiri»; 5 = Leucograniti biotitici per lo più eterogranulari tipo «Monte Linas»; 6 = Monzograniti biotitici equigranulari tipo «Buddusò»; 7 = Monzograniti eterogranulari rosati tipo «Calangianus»; 8 = Monzograniti eterogranulari rosati tipo «Arzachena»; 9 = Granodioriti monzogranitiche e monzograniti equigranulari tipo «Alà dei Sardi»; 10 = Granodioriti monzogranitiche e monzograniti eterogranulari tipo «Benetutti»; 11 = Granodioriti eterogranulari biotitico-anfiboliche tipo «Berchidda»; 12 = Tonaliti e granodioriti tonalitiche; 13 = Complesso metamorfico; 14 = Principali masse gabbro-tonalitiche; 15 = Principali dislocazioni.



(a)



(b)



(c)



(d)

Fig. 3. — Motivi mineralogico-strutturali delle tonaliti del Goceano. *a* = relitti di clinopirosseno augitico in orneblenda verde; *b* = motivi di implicazione biotite/amfibolo; *c* = plagioclasio con nucleo relitto bytownitico fratturato, con orlo zonato andesinico; *d* = plagioclasio con struttura di tipo *patchy zoning* e relitti bytownitici (ingr. lineari 70, nicols incrociati).

La *biotite* (12-25 %) ha composizione per lo più ferrifera (ORSINI, 1979).

Gli *anfibioli* sono presenti in quantità molto variabili (0-21 %). Il rapporto *biotite/anfibioli* è pertanto molto vario e di norma superiore a 1. L'anfibolo più comune è un'orneblenda verde in cristalli subidiomorfi, ma spesso coesistono termini composizionalmente diversi che delineano complesse zonature o sostituzioni, talora in aggregati policristallini al nucleo dei cristalli, quasi sempre da parte di un anfibolo con colori di pleocroismo molto tenui probabilmente riferibile ad una orneblenda actinolitica. L'anfibolo di quest'ultimo tipo è talora posto al centro di alcuni cristalli di orneblenda verde ed associato a minutissimi granuli di quarzo secondo motivi microstrutturali già noti in letteratura (TAUBENECK, 1970). Frequenti sono, anche nelle facies più basiche, i motivi di implicazione *biotite-anfibolo* che sembrano riferibili a fenomenologie di sostituzione della prima sul secondo (D'AMICO, 1962; NEGRETTO, 1966; GHEZZO et al., 1973; DI SIMPLICIO et al., 1974).

Nell'orneblenda delle tonaliti possono rinvenirsi anche relitti di *clinopiroseni augitici*.

Fra i minerali accessori frequenti sono l'*allanite*, quasi sempre zonata, l'*apatite*, la *titanite*, lo *zirconio* e la *magnetite*.

I caratteri giacitureali, tessitureali e microstrutturali indicano in conclusione che queste intrusioni si sono messe in posto a livelli altocrustali in un quadro ancora cinematicamente attivo.

c) GRANODIORITI MONZOGRANITICHE E MONZOGRANITI

Il basamento cristallino sardo-corso è stato poi interessato da una serie di intrusioni sempre più imponente sotto il profilo quantitativo (costituiscono complessivamente circa il 65 % del batolite) rappresentate da termini di composizione prevalentemente granodioritico-monzogranitica.

La molteplicità delle intrusioni e la complessa reciproca compenetrazione rende difficile la ricostruzione di dettaglio di questi eventi intrusivi. Incerta è la cronologia relativa di messa in posto dei singoli plutoni ed i pochi dati radiometrici disponibili (DEL MORO et al., 1975) sono appena suf-

ficienti a delineare un'età media di messa in posto per alcune delle facies più diffuse (intorno ai 302 M.A.).

Di seguito daremo un breve inquadramento delle situazioni geopetrografiche di tali facies, riunendole in grosse unità, per termini affini, che hanno il solo scopo di semplificare l'esposizione.

1. - *Granodioriti monzogranitiche equigranulari a biotite tipo « Alà dei Sardi » e granodioriti monzogranitiche e monzograniti per lo più eterogranulari, a biotite, tipo « Benetutti »*. Numerosi sono in letteratura i riferimenti e le descrizioni di dettaglio di questi tipi di plutoni (D'AMICO, 1958; SIMBOLI, 1962; PIRANI e SIMBOLI, 1963; DERIU e ZERBI, 1967; DI SIMPLICIO et al., 1974; BROTTU e MORBIDELLI, 1974). Costituiscono vasti plutoni nella Barbagia, nell'Ogliastra e nel Sarrabus meridionale.

Si tratta di plutoni usualmente di colore grigio, a grana media, spesso a tessitura orientata, che contengono frequenti inclusi femici microgranulari, talora lentiformi ed isorientati.

Notevole è la variabilità dei caratteri macroscopici anche nell'ambito di una stessa massa intrusiva. Tale variabilità è legata soprattutto alla quantità ed alle dimensioni dei megacristalli di K-feldspato (2-10 cm) che caratterizzano ad esempio i plutoni della zona di Benetutti-Orune, di Fonni, dell'Ogliastra settentrionale e, spesso, del Sarrabus meridionale. Questi megacristalli, tra l'altro, sono spesso tra loro statisticamente isorientati e delineano motivi di flusso magmatico.

Composizionalmente si caratterizzano per rapporti K-feldspato/plagioclasio normalmente compresi tra 1:2 e 1:3, con frequenti variazioni verso termini francamente monzogranitici, più raramente verso termini a tendenza tonalitica.

I *plagioclasti* (40-50 %) presentano accentuate zonature normali ed oscillatorie ed hanno composizione variabile dal 30 al 50 % An, mentre i bordi più sodici raggiungono valori minimi prossimi al 20 % An, o più raramente sono albitici. Frequenti sono le strutture di tipo *patchy zoning* con relitti di composizione labradoritico-bytownitica (60-75 % An). Talora i bordi dei cristalli che sono a contatto con il K-feldspato sono

costituiti da termini albitici con strutture di implicazione di tipo mirmecitico.

Il *feldspato potassico* (10-20 %) delle facies eterogranulari, sia quello in grossi fenocristalli, sia quello in piccoli cristalli xenomorfi, è normalmente rappresentato da fasi a media-alta triclinità, spesso prossima al « maximum microclino », in genere coesistenti con fasi a più bassa triclinità (valori di Δ secondo GOLDSMITH e LAVES, 1954, variabili da 0,65 a 0,95; valori di δ secondo RAGLAND, 1970, variabili da 0,20 a 1; ved. anche BROZZU e MORBIDELLI, 1974; PIRANI e SIMBOLI, 1963; GHEZZO et al., 1978). Nelle facies equigranulari è spesso prevalente l'ortoclasio sul microclino, in cristalli xenomorfi e per lo più a carattere pecilítico.

Oltre al *quarzo* (20-30 %) in cristalli xenomorfi, caratterizzati spesso da una estinzione ondulata e da una moderata struttura policristallina, o in piccoli cristalli rotondeggianti o subidiomorfi inclusi nel K-feldspato, si trova abbondante *biotite* (10-15 %) che presenta schemi di pleocroismo e parametri fisico-strutturali riferibili a termini mediamente ricchi in ferro (BROZZU e MORBIDELLI, 1974) o ferriiferi (PIRANI e SIMBOLI, 1963).

In alcune località (per esempio ad Alà dei Sardi) nelle facies equigranulari alla *biotite* si associa anche la *muscovite* in modeste quantità.

In alcune intrusioni più basiche compare talora un'*orneblenda* verde in piccole quantità (1-2 %; BROZZU e MORBIDELLI, 1974).

Fra gli accessori frequente è l'*allanite* zonata, oltre a *zircone*, *apatite*, *magnetite* e *titanite*.

Deformazioni tardo-post-cristalline sono più o meno evidenti nelle diverse località di affioramento: evidenze di deformazioni sono infatti spesso variabili nei cristalli di *quarzo*, e più raramente di *plagioclasio* e di *biotite*.

Frequenti sono gli ammassi di graniti a grana medio-fine e micrograniti di vario tipo, normalmente a *biotite*, ma talora anche a *muscovite* (SIMBOLI, 1962; D'AMICO, 1958), la cui composizione è mediamente monzogranitica con carattere leucocratico più o meno marcato.

2. - *Granodioriti monzogranitiche eterogranulari, biotitico-anfiboliche, tipo « Berchidda »*. Per la zona di Berchidda queste

plutoniti sono state oggetto di uno studio di dettaglio (PELLIZZER, 1964). In questa zona, morfologicamente depressa, affiorano granodioriti a grana medio-grossa, spesso eterogranulari per la presenza di megacristalli di K-feldspato (1-3 cm).

I *plagioclasti* (39-44 %), zonati, hanno composizione prevalentemente andesinica sino all'oligoclasica ai bordi (40-19 % An) con stato termico di bassa temperatura (GOTTARDI, 1962). Alcuni cristalli presentano motivi di *patchy zoning* con plaghe a tenori massimi in anortite intorno al 45-50 %.

Il *feldspato potassico* (15-21 %) è rappresentato da termini a diversa triclinità spesso con prevalenza dell'ortoclasio sul microclino. I valori di Δ variano da 0 a 0,80 (GOTTARDI, 1962).

Il *quarzo* (26-27 %), xenomorfo, mostra accentuate estinzioni ondulate ed un carattere spesso policristallino.

Accanto alla *biotite* (12-13 %) compare quasi sempre in piccole quantità un'*orneblenda* comune in cristalli per lo più idiomorfi.

Fra i minerali accessori comuni sono *apatite*, *allanite*, *zircone*, *titanite* e *magnetite*.

Variabile è la frequenza degli inclusi microgranulari femici.

Numerosi sono gli affioramenti di micrograniti intrusi nelle granodioriti e caratterizzati da una composizione nettamente più acida spesso riferibile a tipi leucogranitici e dalla presenza, accanto alla *biotite*, di discrete quantità di *muscovite* (3-4 %; PELLIZZER, 1964).

3. - *Monzograniti eterogranulari rosati tipo « Calangianus » e tipo « Arzachena »*. Per le zone dell'arcipelago della Maddalena esistono numerosi lavori di dettaglio (CONTI, 1964, 1966, 1968; CONTI e TRAVERSA, 1968 a, b, 1969) e per la zona di Capo Testa il lavoro di MACCIONI et al., 1968.

Costituiscono la gran parte delle intrusioni della Gallura. I primi affiorano diffusamente nella fascia compresa fra Aggius e Olbia; intrusioni con caratteri simili si riscontrano anche in varie località delle estreme zone settentrionali della Sardegna come a P.ta Falcone o nell'Arcipelago della Maddalena. I secondi affiorano più a Nord di detta fascia, nella zona di Bassacutena-Arzachena.

Trattasi di monzograniti rosati a grana medio-grossa, nella cui compagine risaltano numerosi megacristalli rosati di K-feldspato, spesso tra loro isorientati. Nei monzograniti di tipo « Arzachena » questi megacristalli presentano dimensioni medie più ridotte (1-2 cm) di quelli dei monzograniti tipo « Calangianus » e meno evidente è in generale la loro isorientazione.

Frequenti sono in ogni caso gli inclusi microgranulari femici, spesso appiattiti ed isorientati.

Le numerose intrusioni che costituiscono questo vasto settore del batolite si distinguono tra loro con difficoltà; di norma tuttavia i monzograniti di tipo « Calangianus » presentano composizione più acida di quelli di tipo « Arzachena ».

Molto frequenti sono sempre gli ammassi ipoabissali, intrusivi nelle facies principali, costituiti da graniti a struttura più o meno marcatamente porfirica a carattere più leucocrato, spesso biotitico-muscovitici, nei quali gli inclusi microgranulari sono assenti o molto rari.

Dal punto di vista mineralogico si caratterizzano per una composizione media monzogranitica con moderati tenori in *biotite* (5-7 % il tipo « Calangianus » e 7-10 % il tipo « Arzachena ») ed eccezionalmente di *orneblenda* verde in quantità accessoria (per esempio nella zona di Aggius-Luras).

Il *feldspato potassico* è rappresentato in prevalenza da ortoclasio micropertitico coesistente talora con subordinato microclino nei monzograniti di tipo « Calangianus » della zona Aggius-Olbia, e da prevalente microclino in quelli della zona dell'arcipelago della Maddalena e nei monzograniti di tipo « Arzachena » (GHEZZO et al., 1978; CONTI e TRAVERSA, *op. cit.*). Alcuni dei megacristalli sono talora circondati da un caratteristico bordo microgranulare biancastro costituito da plagioclasì albitici.

I *plagioclasì*, subidiomorfi, sono moderatamente zonati ed hanno composizione oligoclasico-andesinica con frequenti orli albitici. Le zonature sono più o meno complesse; solo rari cristalli mostrano motivi di *patchy zoning* con tenori massimi in anortite non superiori al 45 %.

Tra gli accessori più comuni si trovano

apatite, *allanite*, *zirconio*, *titanite* e *magnetite*.

In questo tipo di plutoniti le alterazioni tardo-postmagmatiche sono molto diffuse ed investono sia i plagioclasì (albitizzazione e sericitizzazione) sia il K-feldspato che per l'intensa pigmentazione assume colore rosato, sia la biotite che dà luogo a pseudomorfosi cloritiche o muscovitiche (particolarmente nelle facies a grana fine; CONTI, 1965) spesso associate a ossidi ed idrossidi di ferro, a titanite ed anche a fluorite.

4. - *Monzograniti equigranulari biotitici di tipo « Buddusò »*. Per la zona di Buddusò sono da ricordare i recenti lavori di BRUNETON, 1976; BRUNETON e ORSINI, 1977; ORSINI, 1979.

Si tratta di plutoniti monzogranitiche a grana per lo più medio-grossa, di colore biancastro, caratteristici della zona di Buddusò e di quelle di S. Pantaleo in Gallura e del massiccio di Borta Melone-Olza in Barbagia. Mostrano una tessitura per lo più isotropa e solo a luoghi debolmente orientata; sono presenti rari inclusi microgranulari generalmente rotondeggianti.

I caratteri mineralogici fondamentali di questo tipo di monzograniti sono esemplificati da quelli del massiccio di Buddusò descritti dai suddetti Autori. La facies più caratteristica è quella a carattere leucocrato, a grana medio-grossa, nella quale abbondante è il *quarzo* (≈ 33 %) ad estinzione ondulata poco marcata; i *plagioclasì* (≈ 33 %) hanno composizione oligoclasica (20-25 % An) e sono moderatamente zonati, il *feldspato potassico* è costituito in prevalenza da microclino micropertitico nella zona di Buddusò (ma negli altri massicci sembra prevalere l'ortoclasio), la *biotite* (≈ 4 %) è rappresentata da termini feriferi; fra gli accessori si trovano *apatite*, *allanite* in cristalli zonati, *zirconio*, *titanite* e rara *magnetite*.

Non mancano anche in questo tipo di plutoniti gli ammassi di graniti a grana medio-fine e di micrograniti a carattere per lo più leucocrato.

2) II CICLO INTRUSIVO: LEUCOGRANITI BIOTITICI

Le intrusioni finali (circa il 25 % del batolite in Sardegna) mostrano caratteri del

tutto peculiari, sia giacitureali che composizionali. Si tratta infatti di intrusioni omogenee, di composizioni leucogranitica, con diametro dei singoli plutoni di norma compreso tra 1 e 5 km che spesso formano massicci composti del diametro anche di 20-25 km. Questi corpi intrusivi presentano costantemente contatti netti e discordanti tanto nei confronti delle metamorfiti di medio ed alto grado della Sardegna Nord-orientale quanto degli scisti anchimetamorfici delle regioni Sud-occidentali, con effetti termometamorfici sempre ben evidenti. Sono anche chiaramente posteriori a tutte le altre plutoniti con le quali vengono in contatto. L'età radiometrica media (289 ± 1 M.A., DEL MORO et al., 1975; valore ricalcolato) conferma i dati di campagna.

I leucograniti biotitici sono distribuiti in tutto il basamento cristallino sardo; nella Sardegna settentrionale alcuni massicci hanno forma più o meno allungata con asse maggiore disposto secondo direzioni Nord Est - Sud Ovest: si delinea dunque anche in Sardegna quello che in Corsica è un motivo strutturale ben evidente e cioè la tendenza delle intrusioni tardive a disporsi secondo nuove direzioni pressochè ortogonali a quelle delle intrusioni più antiche (MARRE et al., 1980; AUTRAN et al., 1980).

L'omogeneità composizionale di questo tipo di plutoniti non consente distinzioni nette al loro interno. Si possono tuttavia distinguere sulla base di alcune differenze tessitureali:

1. - *Leucograniti biotitici rosati tipo « Capo Comino »* (Gallura - Barbagia - Quirra - Sarrabus settentrionale). Si tratta di graniti equigranulari a grana medio-grossa, con K-feldspato dal caratteristico colore rossastro. La tessitura è sostanzialmente isotropa e sono del tutto assenti gli inclusi femici microgranulari.

Sono interessati quasi sempre da una fitta fratturazione e da fenomeni di alterazione più o meno spinti.

Costituiscono i massicci di M. Pulchiaro-M. Li Capri, della Costa Smeralda, di Concas, di Capo Comino, di Quirra e del Sarrabus settentrionale; facies molto simili si trovano nell'Iglesiente nella vasta zona di Santadi-Capoterra.

Strettamente associati e compenetrati con le facies a grana medio-grossa si trovano frequentissimi ammassi e dicchi di microleucogranitici rossastri, a struttura variabile da microgranulare a porfirica.

2. - *Leucograniti biotitici tipo « Oschiri »* (Barbagia - Gallura). Nella regione compresa tra il M. Limbara e M. Lerno affiorano leucograniti biotitici per lo più equigranulari di colore biancastro-rosato molto simili ai precedenti per i principali caratteri mesoscopici e composizionali. Anche questi leucograniti sono strettamente associati ad abbondantissime facies ipoabissali microgranitiche, talora porfiriche.

3. - *Leucograniti biotitici tipo « M. Linas »* (Iglesiente). Nell'Iglesiente prevalgono facies di leucograniti biotitici a grana medio-grossa, talora eterogranulari per la presenza di megacristalli (2-3 cm) di feldspato potassico di colore generalmente rosato.

Frequentissime, e talora addirittura predominanti, sono le facies ipoabissali di tipo microgranitico a struttura granulare o talora porfirica.

Anche in queste plutoniti, come nelle precedenti, sono assenti gli inclusi microgranulari femici.

Per quanto concerne la composizione mineralogica tutti i tipi suddetti mostrano caratteri affini.

Accanto al quarzo ($\approx 35\%$) in grossi cristalli ad estinzione per lo più uniforme, a contorni arrotondati e talora a tendenza eudrale, si trova abbondante *feldspato potassico* in cristalli xenomorfi o anche, come si è accennato, in megacristalli tendenzialmente eudrali. È costituito in prevalenza da ortoclasio micropertitico, ma frequenti sono i campioni nei quali è prevalentemente costituito da microclino (GHEZZO et al., 1978).

Il rapporto K-feldspato/plagioclasio è mediamente compreso tra 1:1 e 2:1; locali adunamenti di feldspato potassico possono portare a valori anche superiori (BISTE, 1979).

Il *plagioclasio* è un oligoclasio moderatamente zonato o talora un'albite.

La *biotite* è poco abbondante (2-5%): è un termine ferifero ed è spesso cloritizzata.

Frequente, ma quantitativamente di scarso rilievo, è anche la *muscovite* normalmente in piccole lamelle incluse nei feldspati.

Fra gli accessori i più frequenti sono *apatite*, *allanite*, *zirconio*, *titanite* e *magnetite*, complessivamente in quantità sempre modeste.

Molto pronunciati sono gli effetti di processi di alterazione post-magmatica della paragenesi primaria secondo schemi analoghi a quelli dei monzograniti eterogranulari rossi della Gallura (cloritizzazione, albitizzazione, sericitizzazione e muscovitizzazione, caolinitizzazione, ecc.) cui si accompagna spesso la parziale o totale trasformazione dell'ortoclasio in microclino a variabile grado di triclinicità.

Fra i minerali secondari compare spesso la *calcite*.

Le facies ipoabissali presentano caratteri composizionali simili a quelli delle plutoniti a grana grossa cui sono associate: i micrograniti associati ai leucograniti tipo « Capo Comino » si caratterizzano per la presenza di rari cristalli di *granati* (almandino-spessartite).

Caratteristica è anche la stretta associazione fra i micrograniti dei diversi tipi di leucograniti sopra citati e le mineralizzazioni a molibdenite, secondo schemi inquadrabili in fenomenologie del tipo *porphyry* (GHEZZO et al., 1981).

In conclusione le intrusioni leucogranitiche si caratterizzano, per motivi giaciturali, per l'intensa fratturazione, la frequenza delle facies ipoabissali, la diffusione dei processi di alterazione tardo-postmagmatici, cui è probabilmente connessa anche la diffusa pigmentazione rossastra, quali intrusioni alto-crustali decisamente post-tettoniche.

3) PLUTONITI DI INCERTA COLLOCAZIONE NELLA SUCCESSIONE DEGLI EVENTI INTRUSIVI

• *Leucograniti a due miche*. Complessivamente scarse sono nel batolite sardo le plutoniti caratterizzate dalla presenza di muscovite sicuramente riconducibile ad una paragenesi primaria.

Il massiccio di Monte Senes, nelle Baronie, costituisce una delle zone ove questi litotipi sono più diffusi. Trattasi di facies

leucogranitiche, equigranulari, a grana medio-fine con *feldspato potassico* rappresentato in genere da microclino, con *plagioclasio* albitico-oligoclasici, *quarzo*, *muscovite* in cristalli idiomorfi (3-5 %) e *biotite* (≈ 2 %). Queste masse intrusive sono prive di inclusi microgranulari femici. Non esistono dati radiometrici o sufficienti indicazioni sui rapporti giaciturali con le intrusioni circostanti per una valutazione della loro età, che rimane per il momento indefinita.

Leucograniti a due miche, a grana medio-fine, con abbondante muscovite idiomorfa affiorano anche in altre aree della Sardegna meridionale e soprattutto nel massiccio dell'Arburese, ove costituiscono dicchi e ammassi intrusivi nei monzograniti biotitici.

• *Sieniti sodiche*. Nel Sarrabus meridionale (zona di Villasimius) sono stati recentemente individuati alcuni piccoli ammassi di sieniti sodiche, intruse entro granodioriti (BROTZU et al., 1978). Trattasi di rocce caratterizzate da *microclino* pertitico, *plagioclasio* albitico, *anfibolo* hastingsitico e *clinopiroseni*, cui si accompagnano spesso *granati* a prevalenti componenti andraditico-melanitici, *biotite* mediamente ferrifera, *titanite*, *magnetite*, *rutile* e *zirconio*. L'età di queste sieniti è tuttora indefinita.

• *Graniti a cordierite*. In diverse località del batolite, come ad esempio in località S. Giuseppe ad est di Nuoro, affiorano monzograniti a grana medio-grossa, con cristalli eudrali di *cordierite* delle dimensioni di 1-2 cm. Si tratta di intrusioni di limitata estensione, le cui relazioni giaciturali con le plutoniti circostanti sono ancora incerte.

Considerazioni generali sui caratteri geopetrografici delle plutoniti tonalitico-leucogranitiche

— Sulla base di quanto descritto in precedenza il batolite sardo si caratterizza quindi come un tipico batolite composito, composizionalmente « ristretto » (PITCHER, 1979 a) e con una ben definita sequenza di messa in posto.

— I caratteri mineralogici essenziali della maggior parte delle plutoniti sinora studiate consentono di inquadrarle in una associa-

zione di tipo tardo-orogenico calcocalina e, tenuto conto anche dei dati chimici, di riferirle nella distinzione introdotta da CHAPPEL e WHITE (1974, 1977) ai graniti di tipo « I ». Le loro caratteristiche composizionali sono simili a quelle dei graniti della Corsica (ORSINI, 1976; MARRE et al., 1980) e di numerosi plutoni costituenti altri batoliti ercinici nell'area europea (OEN I. SOEN, 1970; ALBUQUERQUE, 1971; D'AMICO, 1974; LAMEYRE et al., 1980; JULIVERT et al., 1980; ecc.); in linea di massima ben si inquadrano nei batoliti « ercinotipi » distinti da PITCHER (1979 a, b) e attribuiti ad una ambientazione orogenica intracontinentale o di collisione continente-continente, anche per il carattere essenzialmente diapirico dei meccanismi intrusivi in gioco.

Un fatto tuttavia merita di essere sottolineato e nel futuro approfondito, e cioè la nettissima prevalenza, nel massiccio sardo-corso, dei prodotti di tipo « I » su quelli di tipo « S » che risultano limitati a poche masse intrusive costituite essenzialmente da leucograniti a due miche e da graniti a cordierite. Questa caratteristica risulta, per altro, peculiare anche rispetto agli altri segmenti della catena ercinica in Europa, ove i graniti di tipo « S » appaiono spesso dominanti (Massiccio Centrale, Massiccio Armorican) o comunque largamente rappresentati. I dati preliminari sui minerali accessori dei granitoidi della Sardegna che, contrariamente a quanto rilevato finora per esempio nei massicci intrusivi dei Pirenei (LAMEYRE et al., 1980, pag. 74) ed in alcuni massicci del Portogallo (ALBUQUERQUE, 1971), mostrano il netto prevalere della magnetite sulla ilmenite (ISHIHARA, 1977), sembrano confermare la suddetta peculiarità.

— La messa in posto negli stadi tardivi dell'orogenesi di molteplici intrusioni appare strettamente correlata con l'evoluzione tettonico-strutturale.

Nel corso delle fasi parossistiche tettonico-metamorfiche le manifestazioni intrusive hanno avuto un ruolo decisamente subordinato nella costruzione della catena orogenica: piccole masse di plutoniti a tessitura scistosa e di composizione tonalitico-granodioritica, affioranti nella Sardegna settentrionale, sono le sole testimonianze di un magmatismo intru-

sivo presumibilmente coevo con la seconda fase tettonico-metamorfica (CARMIGNANI et al., 1979 a).

Ma è sul finire di questa seconda fase ercinica che il basamento, particolarmente nelle zone interne, assiali, della catena è stato interessato dalla messa in posto di molteplici corpi intrusivi inizialmente di composizione tonalitica, poi granodioritico-tonalitica, quindi granodioritico-monzogranitica ed infine monzogranitica (I ciclo intrusivo). Tutte queste masse intrusive, coalescenti, intruse a livelli più o meno alto-crustali, hanno formato l'ossatura del batolite sardo-corso (in Sardegna circa il 75 % del batolite) nella quale si riconosce, particolarmente nella Sardegna centro-settentrionale e nella Corsica, una strutturazione in fasce irregolari ad andamento NW-SE, subparallele al presunto asse strutturale della catena ercinica.

In questo primo ciclo di grandi intrusioni si riconosce non solo l'evidente evoluzione composizionale verso termini sempre più acidi, ma anche, sulla base dei rapporti giacitureali con le metamorfite e della tessitura più o meno orientata della compagine, una stretta correlazione con un regime cinematico compressivo inizialmente pronunciato (prime intrusioni tonalitiche) e poi via via sempre meno evidente sino alle ultime intrusioni monzogranitiche.

— Altri motivi petrologici delle plutoniti di questo primo ciclo mostrano una evoluzione parallela a quella composizionale-strutturale: si tratta da un lato della presenza degli inclusi microgranulari femici che, ubiquitari e assai diffusi nelle plutoniti tonalitiche e granodioritiche, sono via via più rari, anche se sempre presenti, nelle plutoniti più acide, dall'altro della presenza a scala microscopica di numerose evidenze di una complessa storia di cristallizzazione (*patchy-zoning* e nuclei bytownitici nei plagioclasti, relitti di clinopirosseni negli anfiboli, relazioni complesse fra termini anfibolici diversi, implicazioni microstrutturali biotite-anfibolo, ecc.), particolarmente nelle facies tonalitico-granodioritiche, che denunciano situazioni di disequilibrio chimico-mineralogico difficilmente inquadrabili in normali processi di cristallizzazione frazionata e che suggeriscono piuttosto l'intervento di altri processi quali

ad esempio quelli di *mixing* ⁽⁴⁾ fra magmi di composizione diversa. È quest'ultimo un motivo petrogenetico cui si farà riferimento più volte in seguito.

— L'intero basamento, sia nelle sue zone interne che in quelle esterne della catena, è stato interessato, a partire dalle ultime intrusioni del primo ciclo, da un forte sollevamento differenziale e da una accentuata erosione della catena cui è seguita la messa in posto dei grossi plutoni di leucograniti biotitici del secondo ciclo intrusivo.

La disposizione di questi plutoni secondo nuove direttrici strutturali (NE-SW), la loro forma, i caratteri di netta discordanza sia con le metamorfite che con tutti i precedenti tipi di plutoniti, la loro omogeneità compositiva, i peculiari caratteri mineralogico-strutturali, l'intensa fratturazione, l'entità dei processi di alterazione tardo magmatica, l'associazione con abbondantissime facies ipoabisali alle quali sono tra l'altro legate numerose mineralizzazioni a molibdeno, indicano trattarsi di intrusioni decisamente post-tettoniche, messi in posto a livelli relativamente superficiali in un regime sostanzialmente distensivo (GUASPARRI et al., in stampa). Caratteristica di queste plutoniti è anche, come si è accennato, l'assenza degli inclusi microgranulari scuri.

L'insieme dei caratteri composizionali indica per i leucograniti un'origine riconducibile unicamente a processi di anatessi crustale.

Masse gabbro-tonalitiche

Masse di plutoniti basiche, di piccole dimensioni, sono relativamente frequenti nel massiccio sardo-corso. In Corsica costituiscono poco meno del 2 % del batolite e formano spesso *septa* fra loro isorientati all'interno di plutoniti granodioritiche a tessitura spesso orientata (ORSINI, 1976 e 1979; MARRE et al., 1980). Si tratta di prevalenti gabbri e dioriti anfibolici con locali facies cumulitiche a pirosseni + olivina. La loro messa in posto è ritenuta sostanzialmente

sincrona con le facies granitiche, più raramente antecedente od anche posteriore (LAMEYRE e AUTRAN, 1980; ROSSI e ROUIRE, 1980).

In Sardegna le masse gabbro-tonalitiche sono più rare (< 1 %) e, ad eccezione di qualche piccola massa periferica al batolite e posta a contatto con le metamorfite (Bortigadas e Ozieri), sono in prevalenza inglobate, quali grossi inclusi, in varie facies di plutoniti acide. Fra gli affioramenti più estesi e tipici si possono ricordare, nella Gallura, quelli di Punta Falcone, Punta di La Ettica, Bortigadas, Olbia; di Ozieri e Osidda in Barbagia; di Solanas e Porto nel Sarrabus.

I vari affioramenti presentano molti caratteri comuni e peculiari: trattasi di gabbri anfibolici più o meno quarziferi, talora con evidenti motivi di *layering* (per es. Punta Falcone e Porto). Ai gabbri è associato un insieme eterogeneo, per caratteri composizionali e tessiturali, di termini dioritici e tonalitici.

Nonostante la modesta entità quantitativa di queste plutoniti, le fenomenologie che esse presentano, in particolare in corrispondenza dei contatti con i graniti incassanti, sono tali da configurare un fenomeno petrologico che non è semplicemente circoscritto alle masse basiche ma che, come si vedrà meglio in seguito, può avere avuto un ruolo importante nella petrogenesi di gran parte del batolite.

Alcuni aspetti di tali fenomenologie sono già stati delineati da DI SIMPLICIO et al. (1974) e, essenzialmente sulla base di osservazioni di campagna, riferiti a processi di interazione fra magmi subcrustali, dai quali i gabbri verosimilmente derivano, e magmi acidi di origine anatettico-crustale di cui sono espressione le facies granitiche.

Dato l'interesse del problema, si è ritenuto opportuno approfondire le ricerche entrando in un maggiore dettaglio. A tale scopo è stata scelta la massa basica di Punta Falcone che presenta condizioni particolarmente favorevoli di studio per l'ottima esposizione degli affioramenti.

LA MASSA BASICA DI PUNTA FALCONE

Nell'area di Punta Falcone, il cui rilevamento geopetrografico è riportato in tav. 1,

⁽⁴⁾ Per quanto concerne i fenomeni di interazione fra magmi, nel presente lavoro vengono adottate le terminologie generali di *mixing*, *commingling* e *hybridization* (ibridazione) nel senso precisato da WIEBE (1980, pag. 197).

si possono distinguere, oltre alla massa basica, un complesso metamorfico e un complesso intrusivo granitico (⁵).

1) COMPLESSO METAMORFICO

Piccoli affioramenti di migmatiti, rappresentanti lembi residui dell'originaria copertura metamorfica, sono presenti nel settore orientale.

Trattasi di migmatiti listate con abbondanti leucosomi, costituiti dalla associazione mineralogica *quarzo + plagioclasti oligoclastico-andesinici + microclino + biotite ± muscovite ± sillimanite*. Esse mostrano caratteri tessiturali e composizionali tipici delle migmatiti in facies anfibolitica della Sardegna nord-orientale.

I contatti con le plutoniti sono molto netti e discordanti; nelle migmatiti sono evidenti alcuni effetti termometamorfici, che si manifestano tra l'altro con una blastesi post-cinematica di muscovite e localmente con lo sviluppo di andalusite.

2) COMPLESSO INTRUSIVO GRANITICO

Nell'area di Punta Falcone affiorano in breve spazio plutoniti di tipo diverso che delineano una complessa sequenza di eventi intrusivi multipli.

Si possono distinguere quattro facies principali:

- a) granodiorite biotitica eterogranulare ad anfibolo;*
- b) leucogranito biotitico bianco-rosato;*
- c) monzogranito eterogranulare, rosato, biotitico;*
- d) leucogranito equigranulare, rosato, biotitico.*

I primi due tipi sono tra loro strettamente associati all'affioramento, costituendo i leucograniti bianchi grossi dicchi e masse irregolari entro le granodioriti; sono particolarmente abbondanti nella zona del Faro, ma sono presenti anche nella zona posta immediatamente a SW della massa basica.

I monzograniti rosati vengono a contatto sia con i primi due tipi di plutoniti, sia con

i leucograniti rosati. I rapporti giacaturali osservabili in corrispondenza dei contatti indicano chiaramente un'antioriorità di messa in posto dei monzograniti rispetto ai leucograniti rosati, i quali per altro appaiono sostanzialmente estranei alle fenomenologie correlate con la massa basica.

Non chiare sono invece le relazioni temporali di messa in posto tra i monzograniti e le plutoniti del tipo *a* e *b*, cioè tra le facies granitiche che vengono direttamente a contatto con la massa basica. Tuttavia, sia i dati geochimici, come vedremo in seguito, sia le osservazioni microscopiche e mesoscopiche suggeriscono l'esistenza di un legame genetico fra queste facies, probabilmente da riferire almeno in parte a pur modesti fenomeni di differenziazione magmatica. In altre parole è nostra convinzione che la situazione che si osserva ai contatti si sia realizzata per il gioco di *surges* successivi provenienti da un solo *batch* magmatico, lo stesso che in definitiva ha trascinato verso l'alto il grosso incluso che è la massa basica di Punta Falcone. I numerosi e ripetuti fenomeni di *back-veining* tra granodiorite e monzogranito biotitico che si osservano sul lato Ovest lungo la falesia, testimoniano del resto la contemporaneità della messa in posto di queste facies granitiche. L'impressione comunque che si trae dall'osservazione di dettaglio ai contatti è che la facies originariamente in contatto con la massa basica fosse quella granodioritica, come indicherebbe tra l'altro la presenza di un'assai ristretta (non cartografabile) fascia di granodiorite che si ritrova anche al contatto orientale.

Di seguito vengono esposti i caratteri petrografici essenziali delle suddette plutoniti.

a) Granodiorite biotitica eterogranulare ad anfibolo

È la facies più diffusa della zona di Punta Falcone. Si presenta di colore grigio-rosato, a grana medio-grossa, eterogranulare per la presenza di megacristalli rosati di K-feldspato (1-2 cm). La composizione mineralogica media è quella tipica di una granodiorite monzogranitica con *quarzo* (25 %), *plagioclasti* (43 %), *feldspato potassico* (16 %), *biotite* (14 %) e *orneblenda verde* in modeste quantità (1 %); fra gli accessori più comuni si trovano *apatite*, *allanite* in cristalli

(⁵) Il rilevamento è stato eseguito in collaborazione con P.G. MALESANI, nell'ambito di un programma comune di ricerche mineralogico-petrografiche sul batolite.

euedrali e zonati, *titanite*, *zirconio*; quale minerale metallico è presente soprattutto la *magnetite*.

I *plagioclasti*, idiomorfi o sub-idiomorfi, sono marcatamente zonati, con zonature normali, oscillatorie o di tipo *patchy*: la loro composizione varia da circa il 24 % An nelle zone marginali, al 45-50 % An nel nucleo, con valori medi complessivi del 30-45 % An. Al contatto con il feldspato potassico sono frequenti le strutture mirmechitiche.

Il *feldspato potassico* è presente in grossi cristalli subidiomorfi e in plaghe xenomorfe interstiziali; è sempre micropertitico (*film*, *vein* e *path* pertiti, queste ultime talora con una fine geminazione di tipo Albite). In alcuni campioni si evidenzia una notevole disomogeneità dei caratteri ottici con pronunciata estinzione ondulata e plaghe con evidenti geminazioni a graticciato. L'esame diffrattometrico indica che il feldspato potassico è costituito in prevalenza da una fase a bassa triclinità ($\delta = 0,19$); in alcuni campioni sono abbondanti anche fasi a triclinità elevata.

La *biotite* si presenta normalmente in lamine isolate subidiomorfe o più raramente in nidi costituiti da piccole lamelle.

Gli *anfibioli* sono rappresentati da piccoli cristalli per lo più subidiomorfi di orneblenda verde, talora associati ai nidi biotitici.

In corrispondenza del contatto occidentale con la massa basica, nelle zone alte della falesia, la granodiorite presenta nello spazio di pochi metri una variazione graduale di caratteri: la grana diminuisce, pur rimanendo la tessitura eterogranulare, e aumenta leggermente il contenuto in biotite; i caratteri microstrutturali e mineralogici rimangono inalterati, fatta eccezione per la presenza di rari cristalli di bytownite calcica non zonata (85 % An), riferibili a xenocristalli derivanti dalla vicina massa basica. Il campione G-810, fra quelli analizzati, rappresenta questa facies ibrida.

b) *Leucogranito biotitico bianco-rosato*

Sono rocce equigranulari, a grana media o, localmente, a grana medio-grossa, costituite mediamente da: *quarzo* (32 %), *K-feldspato* (28 %), *plagioclasio* (32 %), *biotite* (5 %); gli accessori più comuni sono: *apatite*, *allanite*, *zirconio* e *magnetite*.

I caratteri generali microstrutturali sono molto simili a quelli delle granodioriti alle quali sono strettamente associati. Da queste si differenziano essenzialmente, oltre che per il contenuto in biotite e per l'assenza dell'anfibolo, per la composizione media del plagioclasio (≈ 25 % An) che presenta variazioni composizionali dal 20 al 30 %, con rare plaghe nucleari con strutture di tipo *patchy zoning* nelle quali si trovano relitti di plagioclasti con il 50 % An. Il feldspato potassico è prevalentemente rappresentato da un ortoclasio più o meno micropertitico con subordinato microclino.

c) *Monzogranito eterogranulare, rosato, biotitico*

Macroscopicamente queste plutoniti sono simili a quelle che costituiscono i grandi plutoni della Gallura (monzograniti eterogranulari rosati tipo « Calangianus » e tipo « Arzachena »).

Sono costituite da *quarzo* (≈ 31 %), *K-feldspato* (≈ 24 %), *plagioclasti* (≈ 37 %), *biotite* (≈ 7 %) e dagli usuali accessori sopra citati.

I *plagioclasti* sono molto zonati, con frequenti zone nucleari di tipo *patchy* entro le quali si trovano talora piccoli cristalli di orneblenda verde; hanno una composizione media di circa il 30 % An, con variazioni composizionali dal 20 al 50 % An.

Il *feldspato potassico*, presente sia in plaghe tardive interstiziali, sia in grossi cristalli, è moderatamente micropertitico ed è costituito in prevalenza da ortoclasio; le fasi triclinali coesistenti sono caratterizzate da valori di δ variabili (0,12-0,67) con Δ intorno a 0,75.

Piuttosto frequenti sono gli inclusi microgranulari femici, di forma e di dimensioni variabili (5-30 cm). In corrispondenza della falesia, sul lato orientale della massa basica, il monzogranito include numerosi xenoliti di forma più o meno arrotondata che presentano delle caratteristiche « code » sinuose (« schlieren », ved. DIDIER, 1973) consistenti in strie particolarmente ricche in biotite che sfumano nella compagine della roccia ospite (fig. 5). Tale motivo tessiturale, che indica chiaramente come gli inclusi siano stati soggetti a movimenti nell'ambito di un mezzo mobile, testimonia che fra gli inclusi a matrice inglobante si sono realizzati pro-

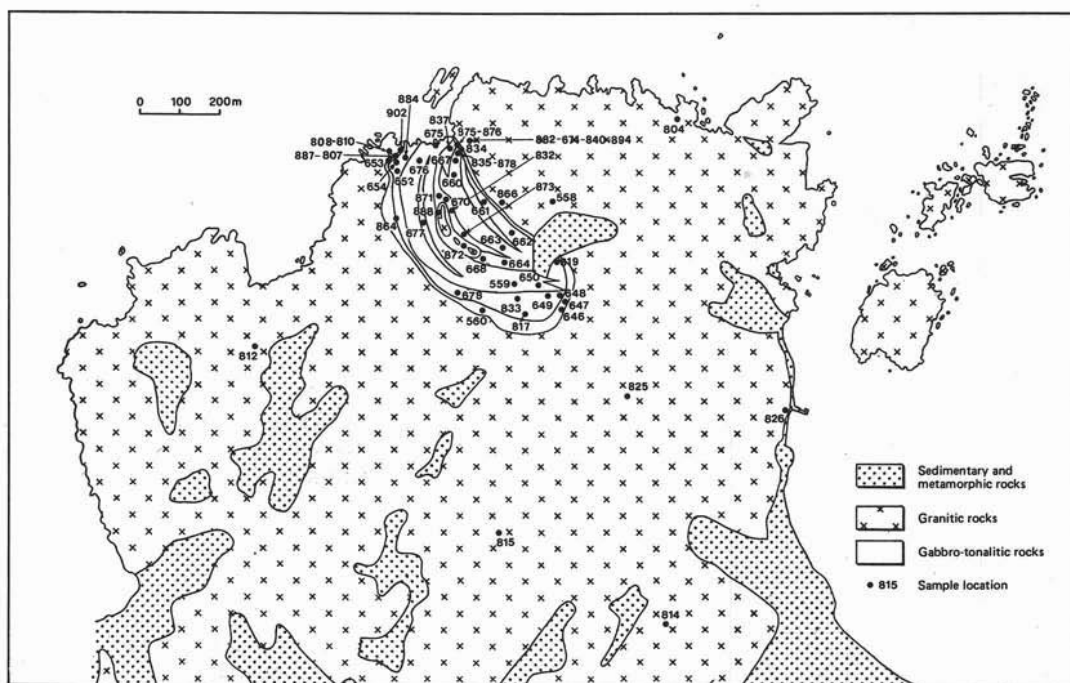


Fig. 4. — Ubicazione dei campioni analizzati.

cessi di interazione che hanno portato quanto meno ad un arricchimento di minerali femici nella matrice.

d) *Leucogranito equigranulare, rosato, biotitico*

È caratterizzato da grana medio-grossa e tessitura apparentemente isotropa. Nella zona in oggetto è attraversato da vari filoni subverticali di porfidi granitici e, in subordine, da grossi dicchi microgranitici a tessitura eterogenea.

La composizione modale media ne sottolinea il carattere leucogranitico: *quarzo* 31%, *plagioclasti* 32%, *K-feldspato* 34%, *biotite* 3% e minerali accessori in minima quantità, più comunemente rappresentati da *zirconio* e *apatite*.

I *plagioclasti*, subidiomorfi e moderatamente zonati, hanno composizione media intorno al 20% An; sono parzialmente interessati da un'alterazione secondaria in sericite e da una diffusa pigmentazione criptocristallina.

Il *feldspato potassico* è molto pertitico (generalmente *vein* pertiti) ed è fortemente intorbidito da plaghe di caolinizzazione; è

rappresentato in prevalenza da ortoclasio associato a microclino ($\delta=0,60$ e $\Delta=0,70$).

3) LA MASSA GABBRO-TONALITICA

Presenta in affioramento una sezione allungata e leggermente arcuata ed un'estensione complessiva di circa 0,15 km². In corrispondenza della falesia è esposta una sezione subverticale, con circa 30 m di dislivello, nella quale è possibile osservare in dettaglio i contatti con i graniti incassanti e alcuni aspetti delle strutture interne della massa costituita da numerose facies di composizione variabile da gabbri a tonaliti.

In corrispondenza della falesia i contatti sono subverticali e si caratterizzano per la accentuata compenetrazione fra graniti e massa basica che si configura in un reticolo irregolare di vene granitiche che si spinge a luoghi per alcuni metri all'interno della fassa, isolando porzioni a contorni sempre arrotondati o lobati. Questa interdigitazione è particolarmente evidente lungo il contatto orientale, ove in più punti le suddette porzioni di massa basica (le cui dimensioni variano generalmente tra i 10 e i 100 cm)



Fig. 5. — Punta Falcone. Incluso granodioritico con vistose « code » biotitiche nel monzogranito eterogranulare rosato.

assumono il carattere di veri e propri inclusi entro il granito eterogranulare incassante. Le vene granitiche che si insinuano nella massa basica mostrano una forte eterogeneità nei caratteri tessiturali dovuta ad una variabilità di grana e di composizione: il contenuto in biotite visibilmente aumenta e la grana della mesostasi fra i megacristalli di K-feldspato diminuisce.

Sempre in corrispondenza del contatto orientale, la massa basica presenta un insieme caratteristico di fenomenologie: per uno spessore di 2-5 m dal contatto con i graniti presenta infatti un'estrema eterogeneità tessiturale e composizionale e una grana medio-fine cui si accompagna spesso una tessitura almeno apparentemente porfirica. Talora porzioni di queste facies eterogenee presentano contatti netti con le rocce gabbroidi a grana grossa del nucleo e spesso le includono sotto forma di frammenti spigolosi.

Il contatto occidentale e sud-occidentale

mostra caratteri leggermente differenti. Il contatto con le plutoniti incassanti è infatti generalmente più netto, con modeste interdigitazioni granitiche, solo a tratti nella granodiorite incassante, in prossimità del contatto, sono presenti inclusi provenienti dalle facies marginali della massa basica, facies che sono in prevalenza tessituralmente più omogenee di quelle del bordo orientale, ma presentano anch'esse una grana medio-fine. A luoghi sembrano sfumare gradualmente in direzione centripeta nei gabbri a grana grossa del nucleo.

Grosse apofisi di granito a grana medio-grossa si trovano altresì nelle zone centrali della massa basica: anche in questi casi è presente una fascia di contatto con tessiture eterogenee, grana fine, intersecata da vene granitiche.

Anche la parte più interna della massa, sia pure in minor misura, presenta caratteri di notevole complessità e variabilità in brevissimo spazio non riproducibili in una rappresentazione cartografica anche di notevole dettaglio come quella di Tav. 1, che quindi è da ritenere necessariamente schematica.

Nell'insieme si evidenzia comunque una chiara zoneografia: un vasto nucleo centrale, costituito da termini più basici, a grana medio grossa, in giacitura che spesso appare stratificata; una ristretta fascia marginale, che segue in continuità i contatti con i graniti, costituita in prevalenza da termini tonalitici con tessitura assai variabile.

Nell'ambito della massa basica, procedendo dalle zone più interne sino a quelle marginali, si distinguono le seguenti facies:

a) *Leucogabbri ad orneblenda*

Costituiscono la porzione più interna, prevalente, dell'intera massa e si caratterizzano per la spesso evidente stratificazione ritmica a scala centimetrica (3-7 cm), ad assetto subverticale, determinata dall'alternanza di strati più ricchi in plagioclasti con strati più ricchi in anfibolo.

Alcune stime modali, eseguite sulle facies più massicce ed omogenee (tab. 1), indicano che la composizione mineralogica corrisponde a quella di leucogabbri con *plagioclasti* (65-75 %) prevalenti sugli *anfibioli* (15-25 %), ai quali si associano *biotite* (3-7 %), *quarzo* (1-4 %), *pirosseni* in variabili quan-



Fig. 6. — Punta Falcone. Fenomeni di interazione al contatto fra massa basica e granito.

tità, raramente *olivina* e modeste quantità di minerali accessori e di alterazione tardiva. Le strutture sono di tipo cumulitico (strutture adcumulitiche e mesocumulitiche) con plagioclasti bytownitici quali fasi di *cumulus* fondamentali e pirosseni, anfibolo bruno (?), magnetite, biotite, quarzo e plagioclasti andesinico-labradoritici quali fasi di *intercumulus*.

Il *plagioclasio*, in cristalli idiomorfi o subidiomorfi, con frequenti geminazioni polisintetiche o complesse, presenta composizione uniformemente bytownitica (84-88 % An) ^(*). Molti cristalli hanno per altro un sottile bordo di composizione andesinico-labradoritica (45-55 % An), con zonatura in genere normale: tale bordo è spesso discontinuo, manca generalmente nei plagioclasti inclusi nella magnetite o nei cristalli pirossenico-anfibolici, è invece sviluppato al contatto con le rare plaghe interstiziali di quarzo.

I plagioclasti bytownitici includono spesso sottili ed aghiformi cristalli riferibili probabilmente a rutilo.

I *pirosseni*, quando presenti, sono rappresentati da orto e clinopirosseni in plaghe relitte incluse negli anfiboli. L'ortopirosseno è un iperstene ($\text{Fe}_{25}\text{Mg}_{70}\text{Ca}_2$, tab. 2), mentre il clinopirosseno è un'augite calcica. La forma

e l'estensione delle plaghe di clinopirosseno indicano che esse in origine costituivano grossi cristalli pecilitici, includenti plagioclasti idiomorfi, in seguito parzialmente sostituiti dall'anfibolo.

L'*anfibolo* è xenomorfo e rappresenta il femico prevalente; è presente, anche in uno stesso campione, in un'ampia gamma di composizioni: si tratta in ogni caso, secondo la classificazione di LEAKE (1978), di prevalenti anfiboli calcici, talora associati con Fe-Mg-Mn anfiboli. Sono infatti presenti, in quantità variabile da campione a campione, sia un'orneblenda bruna con termini di Mg-orneblenda a tendenza tschermakitica, sia vari termini di orneblenda verde con chimismi generalmente riferibili a Mg-orneblenda, ma con variazioni composizionali tra loro anche notevoli, sia infine anfiboli incolori, con fitte geminazioni polisintetiche, riferibili a termini cummingtonitici ricchi in Mg (tab. 3). L'orneblenda bruna è chiaramente l'anfibolo formatosi per primo, in molti casi per sostituzione di originari clinopirosseni; l'orneblenda verde costituisce un termine certamente derivato a sua volta, almeno in parte, dall'orneblenda bruna che sostituisce in plaghe omoassiali o in aggregati policristallini a variabili orientazione. L'anfibolo incolore infine forma per lo più aggregati di cristalli fibrosi, variamente orientati, che sostituiscono parzialmente ai bordi, o talora anche totalmente, i cristalli di orneblenda verde e bruna. Gli anfiboli fibrosi intersecano anche i diversi cristalli di prima generazione, quali i plagioclasti bytownitici, e appaiono



Fig. 7. — Punta Falcone. Carattere composito di una apofisi « filoniana » di granodiorite ibrida all'interno della massa basica.

(*) La composizione dei plagioclasti nella massa basica di Punta Falcone è stata determinata alla microsonda elettronica dell'Istituto di Mineralogia e Petrologia dell'Università di Modena.

TABELLA 1
Stime modali (in %) di rocce della massa basica di Punta Falcone

LEUCOGABBRI AD ORNEBLANDA

SIGLA	plagioclasì	quarzo	K-feldspato	biotite	anfibioli	pirosseni	accessori
G559	75.2	4.1	-	3.3	15.4	0.3	1.7
G676	71.8	3.2	-	5.4	17.6	-	2.0
G675	66.3	1.4	0.1	6.6	24.4	tr.	1.2
G650	65.9	4.2	0.1	5.3	23.8	-	0.7
G884	56.8	0.7	-	3.1	28.8	9.0	1.6

LEUCOGABBRI AD ORNEBLANDA PECILITICA

G677	56.7	1.3	-	3.7	37.0	0.5	0.8
------	------	-----	---	-----	------	-----	-----

GABBRI E QUARZOGABBRI

G833	49.9	-	-	3.4	40.7	0.6	5.3
G871	46.6	9.5	-	8.9	31.6	0.4	3.0
G873	40.5	7.6	-	5.2	42.4	-	4.3
G887	47.1	3.7	-	4.0	40.3	0.2	4.7
G649	53.8	0.9	-	1.7	38.1	1.0	4.5
G837	59.7	1.4	-	5.8	24.2	3.1	5.8
G817	57.8	9.2	-	10.4	19.9	-	2.7
G808	41.9	5.6	-	4.8	40.5	tr.	7.2
G819	53.2	1.2	-	12.2	26.8	1.0	5.5
G832	53.4	6.4	-	6.1	29.9	0.1	4.2
G652	46.8	6.8	-	11.3	31.3	-	3.8
G670	51.1	6.0	-	7.0	32.3	-	3.6
G654	46.3	4.3	-	6.6	37.6	tr.	5.2
G648	46.5	4.1	-	5.2	38.7	1.8	3.7
G864	54.8	4.3	-	11.7	26.0	0.4	2.8
G678	60.7	4.7	-	6.3	23.9	0.1	4.3

QUARZODIORITI

G835	62.4 (21)	5.8	-	5.1	25.9	0.1	0.7
G660	56.5 (26)	14.7	4.1	8.0	16.3	-	0.4
G661	59.4 (24)	12.2	2.7	7.5	17.8	tr.	0.4
G662	69.2 (23)	8.7	-	5.0	16.5	tr.	0.6
G663	63.5 (31)	8.7	0.5	8.7	17.8	-	0.8
G664	56.6 (11)	9.9	0.1	7.1	23.6	tr.	2.7
G668	62.9 (14)	9.2	-	7.3	20.0	-	0.6
G667	59.1 (nd)	7.0	-	8.3	24.5	-	1.1
G560	64.5 (17)	8.4	-	8.6	17.5	-	1.0

BORDER FACIES

G807	49.7 (11)	11.9	-	13.6	21.1	-	3.6
G834	51.6 (tr)	20.0	4.5	11.1	12.2	-	1.1
G888	38.9 (15)	13.6	3.1	10.6	30.6	0.4	2.8
G878	39.0 (4)	12.0	7.2	14.7	26.2	-	0.8
G646	52.9 (nd)	12.0	-	9.8	22.9	tr.	2.4
G647	46.9 (nd)	14.8	-	11.4	25.1	-	1.8
G653	53.4 (nd)	7.5	-	7.3	28.1	-	3.8
G872	42.0 (6)	13.0	-	12.2	27.9	1.0	3.9
G875	48.0 (tr)	12.9	9.0	11.5	17.9	-	0.7
G876	53.9 (tr)	16.1	7.2	12.2	10.1	-	0.6

I valori in parentesi indicano il contenuto percentuale, rispetto alla roccia, dei nuclei bytownitici nei plagioclasì; tali contenuti sono stati determinati solo nelle «border facies» e nelle quarzodioriti biotitico-anfiboliche; *nd* = non determinabili per l'intensa alterazione dei plagioclasì. - Per la localizzazione dei campioni vedasi fig. 4.

riferibili a processi di cristallizzazione tardo-postmagmatica.

La *biotite* ha carattere decisamente interstiziale ed è spesso alterata in clorite.

Anche il *quarzo* ha carattere nettamente interstiziale.

Rarissima è l'*olivina* i cui cristalli sono solo parzialmente alterati.

Fra gli accessori frequenti sono le granu-

lazioni di minerali opachi con carattere spesso interstiziale o talora pecilitico, costituiti in prevalenza da *magnetite* con smistamenti di *ilmenite*; più rare sono le granulazioni di *pirite*, mentre variamente diffusi sono gli idrossidi di ferro pseudomorfi su originaria *magnetite*.

Frequente è anche l'*apatite* in cristalli tozzi e idiomorfi.

TABELLA 2

Analisi chimiche in microsonda di minerali della massa basica di Punta Falcone *

	ANFIBOLI									CLINOPIROSSENI		ORTOPIROSSENI			BIOTITI	
	G677a	G837a	G884a	G890b	G837b	G884b	G559c	G884c	G884c	G649	G837	G884	G837	G677	G872	G834
SiO ₂	42.25	43.70	44.83	44.31	46.59	50.96	53.81	54.77	55.66	52.94	53.44	53.54	53.13	51.37	36.59	36.30
Al ₂ O ₃	12.07	10.20	9.82	9.05	7.48	5.34	1.48	2.09	1.01	1.21	2.71	2.21	1.46	1.83	13.82	13.94
TiO ₂	2.63	3.02	2.39	2.02	1.19	0.49	0.34	0.10	0.11	0.21	0.52	0.23	0.46	0.20	4.45	4.39
Fe ₂ O ₃	3.07	3.79	2.37	2.11	3.66	2.23	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
FeO	10.25	10.89	10.38	13.85	9.92	9.76	19.18	15.88	17.74	7.73	8.99	17.45	20.19	18.63	21.63	22.81
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.07	0.00	0.00
MnO	0.18	0.20	0.14	0.25	0.24	0.22	0.61	0.32	0.43	0.30	0.20	0.32	0.48	0.47	0.22	0.26
MgO	13.70	12.70	14.64	12.22	15.82	17.28	19.79	21.46	21.53	14.75	13.45	24.76	21.69	25.97	10.07	9.50
CaO	11.54	10.84	11.17	11.34	10.99	11.24	1.80	1.86	0.81	23.07	20.45	1.20	1.58	1.21	0.00	0.02
Na ₂ O	1.60	1.69	1.48	1.29	1.09	0.69	0.14	0.23	0.06	0.23	0.38	0.00	0.00	0.00	0.10	0.13
K ₂ O	0.38	0.37	0.35	0.65	0.22	0.22	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	9.46	9.15
Totale	97.67	97.40	97.57	97.17	97.20	98.49	97.15	96.71	97.40	100.44	100.14	99.80	98.99	99.75	96.34	96.50
Numero di cationi per																
	23 ossigeni									6 ossigeni		1			22 ossigeni	
Si	6.208	6.446	6.546	6.621	6.810	7.252	7.792	7.819	7.927	Si	1.961	1.974	1.953	1.982	1.899	5.602
Al ⁴	1.792	1.554	1.454	1.379	1.190	0.748	0.208	0.181	0.073	Al ⁴	0.039	0.026	0.047	0.018	0.101	2.398
Al ⁶	0.298	0.219	0.236	0.214	0.099	0.148	0.044	0.170	0.097	Al ⁶	0.014	0.092	0.048	0.046	-0.021	0.095
Cr	0.000	0.000	0.000	0.009	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	Ti	0.006	0.014	0.006	0.013	0.006	0.512
Ti	0.290	0.335	0.262	0.227	0.131	0.052	0.037	0.011	0.012	Fe	0.239	0.278	0.532	0.630	0.576	2.769
Fe ³⁺	0.339	0.421	0.260	0.237	0.402	0.239	---	---	---	Cr	0.000	0.000	0.003	0.000	0.002	0.000
Mg	2.999	2.791	3.184	2.720	3.445	3.663	4.269	4.563	4.568	Mn	0.009	0.006	0.010	0.015	0.015	0.029
Fe ²⁺	1.074	1.235	1.057	1.593	0.924	0.891	0.650	0.255	0.324	Mg	0.814	0.740	1.346	1.205	1.430	2.297
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	Ca	0.915	0.809	0.047	0.063	0.048	0.000
Mg ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	Na	0.017	0.027	0.000	0.000	0.000	0.030
Fe ²⁺	0.185	0.108	0.210	0.137	0.289	0.270	1.672	1.640	1.788	K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	1.847
Mn	0.022	0.025	0.017	0.032	0.030	0.027	0.075	0.039	0.052	Somma	4.015	3.966	3.992	3.973	4.055	15.578
Ca	1.816	1.713	1.747	1.815	1.720	1.713	0.279	0.284	0.124	Mg	0.77	0.73	0.72	0.66	0.71	0.45
Na	0.000	0.154	0.026	0.016	0.000	0.000	0.000	0.037	0.017	Mg+Fe ^c	0.77	0.73	0.72	0.66	0.71	0.45
Na	0.456	0.329	0.393	0.357	0.309	0.190	0.039	0.026	0.000							
K	0.071	0.070	0.065	0.124	0.041	0.040	0.000	0.000	0.009							
Somma	15.550	15.398	15.458	15.481	15.389	15.240	15.065	15.026	14.989							
Mg	0.65	0.61	0.67	0.58	0.68	0.72	0.65	0.71	0.68							
Mg+Fe ^c																

* Le analisi sono state eseguite alla Microsonda Elettronica dell'Istituto di Mineralogia e Petrologia dell'Università di Modena.

Per gli anfibioli calcici il ferro bivalente è stato calcolato sulla base del rapporto FeO/Fe₂O₃ della roccia; per gli altri minerali tutto il ferro è stato assunto come FeO.

I minerali di alterazione tardo-postmagmatica sono diffusi in quantità molto variabili: si tratta di lamelle di *sericite* nei plagioclasti, di *epidoti* normalmente di tipo clinozoisitico, di *cloriti* varie e talora anche di *calcite*. Cloriti, epidoti e commingtoni si trovano spesso associati in aggregati complessi di derivazione dall'orneblenda verde o bruna.

b) Leucogabbri ad orneblenda pecilitica

All'interno della sequenza di leucogabbri (tav. 1) affiora una intercalazione di spessore variabile (max. 5-7 m) costituita da gabbri a grana fine nei quali spiccano isolati megacristalli neri di anfibolo (1-3 cm) che delimitano a luoghi in *layering* ritmico molto irregolare.

Composizionalmente (tab. 1) sono molto affini ai leucogabbri prima descritti, anche se spesso hanno un contenuto in femici legger-

mente superiore. Analogie sussistono anche in molti motivi microstrutturali e nella composizione mineralogica: *plagioclasti* con 85-88 % An, con sottili, discontinui bordi labradoritico-andesinici, quali minerali di *cumulus*, il *clinopirosseno*, l'*anfibolo* bruno (?), la *biotite*, il *quarzo*, la *magnetite*, quali fasi *inter-cumulus*.

La caratteristica più tipica è la presenza di grossi anfibioli pecilitici che includono numerosissimi piccoli cristalli idiomorfi di plagioclasti bytownitici, non zonati o scarsamente zonati, piccoli cristalli di forma irregolare di iperstene (Fe₂₉Mg₆₉Ca₂) e vaste plaghe relitte di clinopirosseni augitici. L'anfibolo che costituisce tali pecilocristalli è rappresentato da una orneblenda verde che in questo caso risulta un termine Mg-hastingsitico (tab. 2, camp. G677); le zone marginali di tali cristalli sono sostituite a plaghe da un anfi-

bolo a composizione cummingtonitica, lo stesso che risulta prevalente nel resto della compagine (meno frequente è l'orneblenda verde) ove costituisce plaghe ed aggregati fibrosi talora a disposizione raggiata, aggregati di presumibile sostituzione di un'originaria orneblenda.

I plagioclasti inclusi nei pecilocristalli sono di norma più piccoli di quelli costituenti il resto della compagine.

Nel suo insieme la struttura di questi gabbri mostra caratteri tipicamente eteradcumulitici.

c) Gabbri e quarzogabbri anfibolici e piro-senico-anfibolici

Gli affioramenti immediatamente ad Ovest e ad Est dei leucogabbri sono costituiti da gabbri a tessitura massiccia, a grana variabile da medio-grossa a medio-fine procedendo verso le zone più esterne della massa basica. Anche la composizione mineralogica (tab. 1) ed i caratteri microstrutturali sono molto variabili. *Plagioclasti* (40-65 %) ed *anfiboli* (24-42 %) costituiscono in ogni caso i minerali principali cui si accompagnano, oltre agli accessori (1-6 %), variabili quantità di *quarzo* (0-10 %), *biotite* (0,5-11 %), *piroseni* (sino al 3 %). Si riconoscono, particolarmente nelle facies a grana più grossa, strutture primarie di tipo orto e meso-cumulitico, obliterate in parte da una complessa sequenza di eventi di cristallizzazione e ricristallizzazione tardo-magmatici e post-magmatici. Nelle facies a grana medio-fine, tipiche delle zone periferiche, prevalgono le strutture e le paragenesi tardive.

La paragenesi dei primi stadi della cristallizzazione è rappresentata da *plagioclasti bytownitici* non zonati o scarsamente zonati (85-87 % An), parzialmente circondati da una sottile corona di composizione labradoritico-andesinica, da *iperstene* ($\text{Fe}_{34}\text{Mg}_{63}\text{Ca}_{3}$) debolmente pleocroico, a contorni irregolari, da raro *clinopirosseno augitico* ($\approx \text{Fe}_{14}\text{Mg}_{40}\text{Ca}_{46}$) in plaghe relitte entro l'anfibolo e da un *anfibolo* bruno riferibile ad orneblenda tschermakitica con tendenza a Mg-orneblenda (tab. 3). Ai suddetti minerali si accompagnano, con carattere intestiziale, raro *quarzo*, scarsa *biotite* e *magnetite* che presenta frequenti smistamenti di *ilmenite*.

A questa primitiva paragenesi si sovrappone, con intensità crescente verso i bordi

della massa basica, una paragenesi successiva che si caratterizza essenzialmente per un sensibile incremento quantitativo, nei plagioclasti, dei bordi labradoritico-andesinici, che mostrano evidenti zonature oscillatorie e che isolano nuclei centrali a contorni più o meno irregolari di bytownite; a tali bordi si accompagnano spesso strutture complesse di tipo *patchy-zoning*, nelle porzioni nucleari dei cristalli. L'entità dei bordi labradoritico-andesinici può essere localmente molto pronunciata tanto che tali bordi più sodici possono raggiungere anche il 50 % del plagioclasio totale. Di norma all'aumento dei plagioclasti più sodici si accompagna l'aumento del quarzo (sino ad oltre il 10%) e della biotite (sino all'11 %), l'anfibolo di questa seconda paragenesi è rappresentato prevalentemente da vari termini di orneblenda verde (in genere Mg-orneblenda) in cristalli sia xenomorfi (talora con relitti di anfibolo bruno od anche di clinopirosseni), interstiziali o pecilitici nei confronti dei plagioclasti, sia anche idiomorfi, talora in cristalli prismatici molto allungati. Raro è l'anfibolo cummingtonitico.

Fra gli accessori più comuni caratteristica è l'*apatite* che nelle facies più ricche in quarzo si presenta spesso in cristalli aciculari (GIRAULT, 1966) molto allungati.

Variamente diffusa è infine un'associazione di minerali decisamente tardivi, con caratteri generali simili a quelli già descritti nelle facies precedenti e cioè *cloriti* di vario tipo associate agli anfiboli o pseudomorfe sulla biotite, *epidoti* per lo più clinozoisitici, *titanite*, *sericite* (nei plagioclasti), talora *calcite* e pseudomorfo di *idrossidi di ferro* sui granuli di *magnetite*.

Localmente nei gabbri anfibolitici si trovano vene e tasche irregolari di tipo pegmatitico a grana grossa con cristalli di orneblenda ben sviluppati (1-4 cm), plagioclasti e più raro quarzo oppure plaghe differenziate leucogabbriiche con caratteristici cristalli di orneblenda ad abito prismatico molto allungato.

d) Quarzodioriti biotitico-anfiboliche

Ad Est del nucleo di leucogabbri affiorano facies quarzodioritiche anfiboliche, a grana media, chiare all'aspetto macroscopico per il basso indice di colore (22-30 %). Mostrano una tessitura a luoghi eterogenea per la presenza di striature più femiche, isorientate

C. GHEZZO, G. GUASPARRI, P. MALESANI, G. SABATINI

GEOPETROGRAPHICAL MAP OF THE PUNTA FALCONE INTRUSIVE ROCKS (SARDINIA ISLAND)

Scale 1:10,000

S Recent beach and dune sands

dt Recent detritic deposits

Dikes

bd Diabase and diorite porphyrite

ad Granitic and granodiorite porphyry

Granitic rocks

pl Pinkish equigranular biotite leucogranite

m Inequigranular biotite monzogranite

wl Whitish equigranular biotite leucogranite

gd Hornblende-bearing inequigranular granodiorite

Gabbro-tonalitic rocks

FC Border facies

D Quartz-diorite

G Gabbros and quartz-gabbros

PGL Poikilitic hornblende-bearing leucogabbro

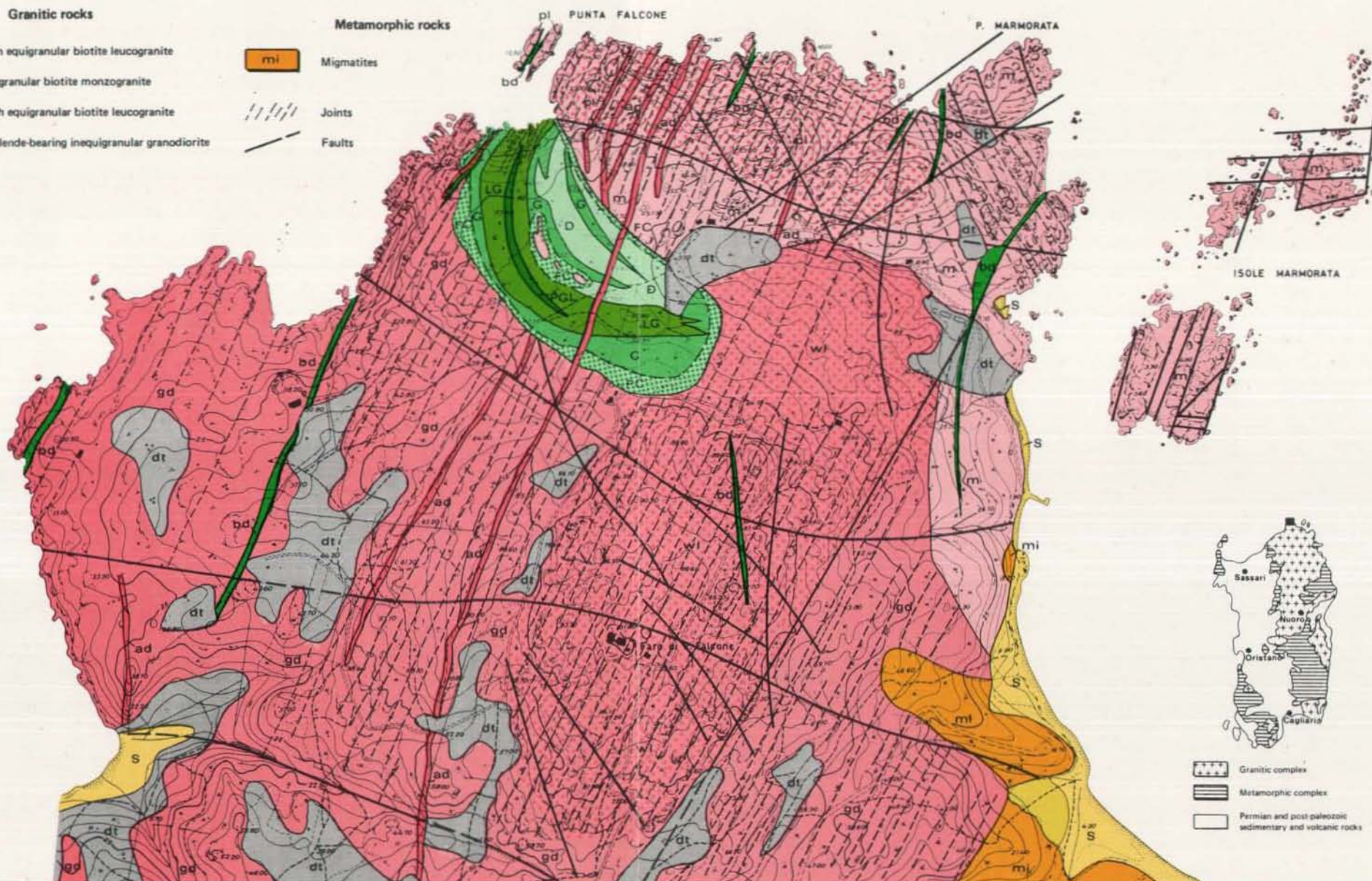
LG Hornblende leucogabbro, locally layered

Metamorphic rocks

mi Migmatites

J Joints

F Faults



parallelamente al *layering* primario della massa basica. I contatti delle quarzodioriti (⁷) con i litotipi circostanti sono abbastanza netti e in vari tratti troncano decisamente l'originaria stratificazione magmatica (ved. tav. 1).

Dal punto di vista composizionale, le stime modali eseguite sui campioni più rappresentativi (tab. 1) hanno dato i seguenti risultati riassuntivi: *plagioclasti* (56-64 %), *anfibioli* (16-26 %), *quarzo* (6-15 %), *biotite* (5-9 %) e talora modeste quantità di *K-feldspato* (sino al 4 %).

I *plagioclasti* costituiscono la fase mineralogica di maggiore interesse in queste rocce per le loro strutture estremamente complesse. Hanno normalmente un nucleo bytownitico composizionalmente uniforme (85-86 % An), quasi sempre con numerose fratture irregolari, e un vasto bordo zonato di composizione labradoritico-andesinica (40-60 % An). Frequentissime sono le strutture di tipo *patchy zoning*, nelle quali spesso una vasta zona centrale del nucleo bytownitico è sostituita da plaghe di andesina, di quarzo e, raramente, di K-feldspato, tra loro compenetrata a tal punto che del plagioclasio non rimane che una corona marginale molto irregolare.

L'*anfibiolo* è rappresentato da un'orneblenda verde con caratteri ottici che indicano una composizione abbastanza uniforme e che presenta generalmente carattere intergranulare rispetto ai plagioclasti. Alcuni cristalli sono per contro prismatici, molto allungati, subidiomorfi nei confronti dei plagioclasti e decisamente idiomorfi nei confronti del quarzo e del K-feldspato. Al nucleo di alcuni cristalli si trovano rari relitti di clinopirosseni autigenici.

Il *quarzo* costituisce plaghe interstiziali xenomorfe o più raramente, come si è già accennato, si trova nelle plaghe di sostituzione dei nuclei dei plagioclasti bytownitici.

La *biotite* si presenta in cristalli per lo più anedrali a carattere interstiziale, o in

più grossi cristalli subidiomorfi nei confronti di quarzo e K-feldspato. È spesso strettamente associata e compenetrata con l'orneblenda secondo motivi strutturali che suggeriscono una sua crescita a spese dell'anfibolo.

Il *feldspato potassico*, quanto presente, costituisce plaghe interstiziali, tendenzialmente pecilitiche, o si trova, come già detto, nei nuclei dei plagioclasti. Le analisi diffrattometriche hanno evidenziato che si tratta di un ortoclasio moderatamente pertitico.

Fra gli accessori prevalgono granuli di *magnetite* e *apatite* in cristalli talora ben sviluppati ma piuttosto tozzi.

Minerali tardivi di alterazione post-magmatica sono moderatamente diffusi: si tratta in prevalenza di *cloriti* (pseudomorfe su biotite), di lamelle di *sericite* nei nuclei bytownitici e di più rari *epidoti* clinozoisitici.

e) *Facies eterogenee marginali* (« border facies »)

Come si è già accennato, il *bordo orientale* della massa basica è costituito da facies a grana fine o medio-fine, tessitualmente molto eterogenee per la stretta associazione e compenetrata, in modo irregolare, con termini con diverso rapporto femici/sialici e con diverse caratteristiche tessiturali. Sono presenti facies equigranulari fino a eterogranulari per la presenza di grossi « fenocristalli » di plagioclasio. L'esame petrografico di molti campioni (su alcuni tra i più omogenei e rappresentativi sono state eseguite le stime modali riportate in tab. 1) conferma la grande variabilità composizionale di queste rocce. I tipi più diffusi sono tonalitici, mentre assai subordinate sono le quarzodioriti ed ancor più le granodioriti. Presentano una composizione mineralogica essenziale caratterizzata dai plagioclasti (16-54 %); *quarzo* (12-21 %), *feldspato potassico* (5-9 %), *biotite* (11-15 %) e *orneblenda* (10-26 %).

Le facies prevalenti sul *bordo occidentale* e *sud-orientale* mostrano rispetto alle precedenti una composizione che si differenzia essenzialmente per un contenuto costantemente elevato di anfibioli (21-28 %) e per l'assenza o la rarità del feldspato potassico.

Le facies eterogenee del *settore centrale* si presentano per lo più eterogranulari e sono particolarmente povere in plagioclasti

(⁷) Per queste facies si è preferito adottare il termine di quarzodioriti per sottolineare soprattutto il basso indice di colore, la presenza di elevate quantità di biotite e di vasti orli andesinici, anziché quello di leucoquarzogabbri, quale forse più correttamente sarebbe da utilizzare tenuto conto della composizione media globale dei plagioclasti valutata su basi chimico-normative.

($\approx 40\%$) e ricche in anfiboli e biotite.

Un cenno particolare meritano infine alcune facies granodioritiche particolarmente evidenti in corrispondenza della falesia, caratterizzate da una tessitura estremamente eterogenea per la presenza di plaghe a composizione più basica e contenenti talora megacristalli di K-feldspato simili a quelli delle rocce granitiche incassanti (nell'ambito dei campioni analizzati sono rappresentate dal n. G-902). Queste facies, che si spingono talora all'interno della massa basica assumendo una giacitura di tipo filoniano, inglobano frequentemente frammenti di litotipi gabbroidi a grana grossa ed elementi lobati di facies microgranulari tonalitiche.

Nell'ampia gamma di caratteri microstrutturali che caratterizza tutte le facies eterogenee marginali si possono riconoscere alcuni motivi ricorrenti: le strutture porfiriche per la presenza di più grossi cristalli di plagioclasio o eccezionalmente di feldspato potassico; frequentissime sono le strutture di implicazione di tipo pecilitico.

Per quanto concerne i caratteri mineralogici fondamentali riferiti alle facies più diffuse tonalitiche, si rileva quanto segue.

Il *quarzo* si presenta quasi sempre in plaghe fortemente pecilitiche che includono piccoli cristalli idiomorfi di plagioclasio, biotite e anfibolo.

Il *feldspato potassico*, quando presente, mostra caratteri microstrutturali simili a quelli del quarzo; si tratta in ogni caso di ortoclasio con modesti smistamenti microperititici.

I *plagioclasti*, di piccole dimensioni e idiomorfi, sono spesso zonati, con zonature normali o oscillatorie; presentano composizione variabile dal 50-55 % An al nucleo fino al 33-35 % An al bordo, con composizione media intorno al 45 % An. Al nucleo si trovano spesso relitti di composizione bytownitica (85 % An). Nelle più rare facies granodioritiche la composizione dei bordi può essere leggermente più sodica, così come la composizione media complessiva dei plagioclasti.

Nelle facies eterogranulari, sia tonalitiche che granodioritiche, i plagioclasti in « fenocristalli » sono in prevalenza andesinici, con variazioni composizionali analoghe a quelle dei cristalli più piccoli, ma con frequenti

nuclei bytownitici relitti e pressochè ubiquitari motivi di *patchy-zoning*. Questi motivi strutturali dei plagioclasti sono particolarmente evidenti e frequenti nei campioni più femici provenienti dal bordo occidentale o dalla zona centrale.

L'*anfibolo* è otticamente un'orneblenda verde; più precisamente trattasi in prevalenza di una Mg-orneblenda (tab. 2). Nelle facies a grana più fine (prevalenti al bordo orientale) l'orneblenda costituisce piccoli cristalli idiomorfi di dimensioni analoghe a quelle della biotite; nelle facies a grana più grossa (prevalenti al bordo occidentale e nella zona centrale), l'orneblenda si presenta sia in cristalli idiomorfi, prismatici e molto allungati, sia in cristalli xenomorfi che richiamano i motivi microstrutturali osservati nei gabbri; caratteristica è altresì la presenza di frequenti relitti di *clinopirosseni augitici*.

Motivi strutturali in parte analoghi a quelli dell'anfibolo presenta la *biotite*: nelle facies a grana più grossa si presenta in cristalli ben sviluppati, spesso allotriomorfi o addirittura pecilitici, talora con relazioni di sostituzione nei confronti dell'anfibolo. Nelle facies microgranulari più diffuse ed in quelle granodioritiche la biotite costituisce prevalentemente cristalli idiomorfi di dimensioni paragonabili a quelle dell'orneblenda, senza alcun segno di interazione tra le due fasi mineralogiche. Presenta composizioni inquadraibili nelle ferro-biotiti (tab. 2).

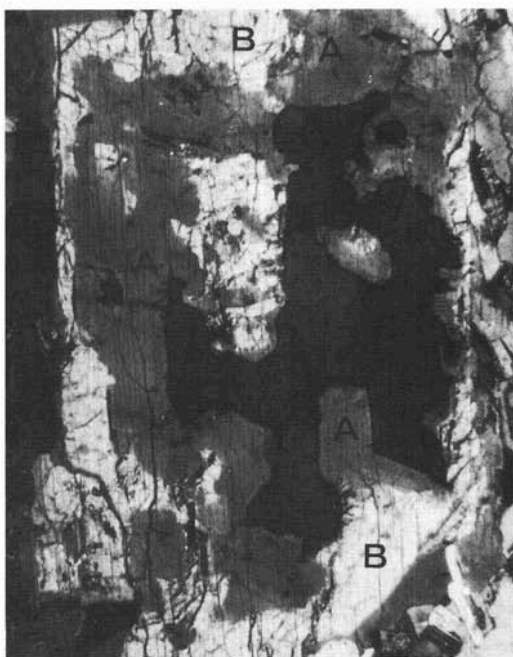
Nelle biotiti di queste facies, così come in quelle delle altre facies che compongono la massa basica, appare assente lo zirconio, al contrario di quanto si verifica di norma nelle rocce granitiche. Le sole eccezioni sembrano essere le granodioriti eterogenee del tipo G-902.

Fra i minerali accessori, accanto a granulazioni di *magnetite*, spicca soprattutto l'*apatite* che è costantemente presente in numerosissimi cristalli aciculari, la cui lunghezza può raggiungere diversi millimetri, normalmente associati alle fasi di cristallizzazione tardiva quarzo-feldspatiche. Nelle facies granodioritiche eterogranulari è talora presente l'*allanite*, per lo più zonata.

Variabili sono le quantità degli usuali minerali di alterazione tardo e post-magmatica, fra i quali più frequenti sono le *cloriti*, gli *epidoti* clinozoisitici, la *sericite* e più raramente la *calcite*.



(a)



(b)



(c)



(d)

Fig. 8. — Motivi mineralogico-strutturali nelle facies della massa basica di Punta Falcone. *a* = relitti di clinopirosseno augitico in orneblenda verde (quarzo-gabbro); *b* = plagioclasio con al nucleo strutture di tipo *patchy zoning* (*A* = andesina; *B* = bytownite; in estinzione il quarzo) (quarzodiorite); *c* = « fenocrystallo » plagioclasico con nucleo bytownitico ed orlo zonato andesinico (tonalite delle facies marginali); *d* = quarzo a struttura pecilitica che include piccoli cristalli euedrali di anfiboli, plagioclas, biotite e cristalli aciculari di apatite (tonalite delle facies marginali) (ingr. lineari 70, nicols incrociati).

Considerazioni sulla petrogenesi delle masse gabbro-tonalitiche

La massa di Punta Falcone, una delle numerose masse basiche associate ai graniti del batolite sardo-corso, costituisce un esempio rappresentativo delle fenomenologie che normalmente si possono osservare in questo tipo di plutoniti.

— La morfologia dei contatti tra massa basica e graniti incassanti, con le reciproche marcate interdigitazioni, la forma lobata o arrotondata e mai frammentaria delle posizioni basiche che finiscono per assumere la fisionomia di inclusi microgranulari nei graniti, testimoniano un'elevata duttilità e mobilità di entrambi i sistemi in contatto nel corso stesso della loro cristallizzazione.

— Per quanto concerne la massa basica, due sono i caratteri generali che meritano di essere sottolineati. Il primo è rappresentato dalla netta zoneografia che si osserva procedendo dal nucleo della massa basica verso la sua periferia; il secondo consiste nell'estrema variabilità composizionale e tessiturale delle facies che compongono la massa basica, variabilità che testimonia una storia di cristallizzazione polifasica o meglio una complessa evoluzione dei parametri fisico-chimici che hanno presieduto alla cristallizzazione.

La zona nucleare infatti presenta un'evidente stratificazione, a varia scala, dovuta all'alternanza di litotipi diversi di leucogabbri, gabbri e quarzogabbri, in prevalenza anfibolici e subordinatamente anche pirossenici, la cui origine cumulitica è evidenziata anche dai caratteri microstrutturali. La paragenesi di queste facies cumulitiche, che ben si inquadra negli schemi di cristallizzazione dei massicci basici stratificati (WAGER e BROWN, 1967; CAMPBELL, 1977) e dei gabbri delle catene orogeniche (PITCHER, 1978; MULLAN e BUSSELL, 1977), testimonia una prima fase di cristallizzazione ad alta temperatura in condizioni statiche caratterizzata da una bassa P_{H_2O} . La composizione mineralogica di questa prima paragenesi (essenzialmente bytownite calcica quale fase di *cumulus* e clinopirosseni, ortopirosseni, titanomagnetite, plagioclasti labradoritico-andesinici e forse in parte quarzo e biotite, quali fasi

intercumulus)⁽⁸⁾ suggerisce una correlazione con stadi di cristallizzazione già avanzati (scarsissima è l'olivina), ma comunque ancora precoci (plagioclasti con 84-88 % An).

Sempre in queste facies cumulitiche, essenzialmente plagioclastiche, una seconda fase della cristallizzazione, sovrapposta alla prima, è rappresentata dalla sostituzione talora totale del pirosseno da parte di una serie complessa di anfiboli (da anfiboli bruni ad orneblenda verde fino a cummingtonite) variamente associati che testimoniano in particolare un aumento marcato della P_{H_2O} , ed in generale un continuo variare delle condizioni chimico-fisiche al contorno. Le diffuse alterazioni (con formazione di sericite, epidoti, cloriti, calcite, ecc.) indicano poi una ulteriore fase molto tardiva di riequilibrio mineralogico pervasiva in condizioni di sub-solidus.

L'insieme di questi eventi è sottolineato anche dagli accessori metallici: l'originaria titanomagnetite si è prima smistata in ilmenite e magnetite e quest'ultima si è poi in parte alterata in ossidi e idrossidi di ferro.

Passando però dalle facies cumulitiche delle zone più centrali del nucleo a quelle più periferiche del nucleo stesso ed alle quarzodioriti biotitico-anfiboliche, si evidenziano anche nuovi e diversi caratteri mineralogico-strutturali: la grana tende ad essere più fine e le microstrutture in generale granulari ipidiomorfe, ma rese complesse nel dettaglio dalla sovrapposizione di motivi strutturali diversi; aumenta il contenuto in quarzo, in biotite, che talora presenta motivi di implicazione e sostituzione con l'anfibolo, e compare il feldspato potassico; l'anfibolo è in prevalenza un'orneblenda verde in cristalli xenomorfi, ma anche in cristalli idiomorfi, talora predominanti, spesso prismatici con un elevato allungamento; i pirosseni relitti sono molto rari ed i plagioclasti mostrano estesi bordi zonati andesinico-labradoritici e nuclei con pronunciate strutture di tipo *patchy-zoning* e relitti bytownitici. Queste ultime strutture

(8) Sia nei gabbri della zona nucleare, sia in quelli delle zone più periferiche sono presenti quarzo e biotite in quantità anche rilevanti; siamo dell'avviso che una parte di questi componenti sia il risultato di fenomeni riconducibili alle reazioni di trasformazione pirosseno-anfibolo e/o ad apporto per diffusione chimica.

indubbiamente « reflect an attempt to reach equilibrium under changed physico-chemical conditions » (VANCE, 1966, pag. 520); la loro genesi ben si inquadra nell'ipotesi prospettata da detto Autore (1965, 1966) che ha attribuito questa fenomenologia ad un parziale riassorbimento dei cristalli preformati per reazione con il fuso, seguito da una cristallizzazione, sempre dal fuso, di termini più sodici. La cristallizzazione di questi ultimi da un fuso è indubbiamente il processo più probabile anche nel caso in oggetto, se si tiene conto dei caratteri euedrali delle loro zonature (VANCE, 1966).

Circa le cause di tale riassorbimento sono state, come noto, prospettate ipotesi diverse (VANCE, *op. cit.*; FRASER, 1966; HIBBARD, 1981). Fra queste, quella che ci sembra meglio interpretare i vari aspetti microstrutturali dei plagioclasti in oggetto è un'ipotesi che preveda l'intervento di modificazioni di chimismo del fuso (per esempio per fenomeni di *mixing*), accompagnate ad un aumento della P_{H_2O} .

Nelle facies più periferiche del nucleo della massa basica, del resto, anche la presenza di cristalli idiomorfi o subidiomorfi di orneblenda verde, ad habitus dunque ben diverso da quello dell'anfibolo xenomorfo delle strutture cumulitiche, suggerisce una cristallizzazione da fuso in condizioni idrate.

Nella fascia marginale della massa, caratterizzata dall'estrema variabilità dei caratteri composizionali, tessiturali e microstrutturali, si ritrovano tutti i motivi di disequilibrio cui sopra si è accennato, con una manifesta gradualità nei diversi termini che la costituiscono. Sono ovunque costantemente presenti le complesse zonature dei plagioclasti, con i nuclei relitti bytownitici e le strutture di tipo *patchy-zoning*; l'aumento di acidità, l'ulteriore aumento del quarzo, della biotite e del feldspato potassico, mentre ubiquitaria e tipica è l'apatite aciculare; le strutture, per lo spiccato idiomorfismo dei plagioclasti, degli anfiboli e della biotite, sono in prevalenza di tipo ipidiomorfo e chiaramente magmatiche, con quarzo e feldspato potassico quali fasi di cristallizzazione tardiva interstiziale o in caratteristiche plaghe pecilitiche. L'abito aciculare dell'apatite riflette probabilmente una cristallizzazione rapida dal fuso (WYLLIE et al.,

1962) in condizioni di forte sovrassaturazione (ARGIOLAS e BAUNER, 1978).

All'evidenza microstrutturale di una cristallizzazione magmatica, ben si accordano i motivi tessiturali che denunciano una notevole mobilità della compagine con movimenti differenziali al suo interno e nei confronti dei gabbri del nucleo centrale. Anche le peculiari interdigitazioni nei confronti dei graniti incassanti indicano che le facies tonalitiche marginali erano tutt'altro che rigide ed in grado anche di incorporare meccanicamente porzioni e cristalli del granito incassante. Quest'ultimo, nelle zone strettamente a contatto con la massa basica o nelle vene che si insinuano al suo interno, denuncia chiari effetti di una vera e propria ibridazione. I cristalli di bytownite calcica presenti in queste facies marginali del granito non possono infatti essere interpretati se non come xenocristalli. Gli stessi nuclei dei plagioclasti con strutture di tipo *patchy zoning*, diffusi anche nelle plutoniti incassanti ed in particolare nella granodiorite biotitico anfibolica, sono probabilmente da interpretare quali testimonianze di processi di riequilibratura di xenocristalli di plagioclasti calcici in seguito a fenomeni di ibridazione. A nostro avviso, tenuto conto anche di quanto a questo proposito verrà riferito nella descrizione degli inclusi microgranulari, tale interpretazione è estensibile a tutte le plutoniti del batolite che presentano plagioclasti con relitti labradoritico-bytonitici e strutture di tipo *patchy zoning*.

In conclusione tutte le facies che costituiscono la massa basica mostrano più o meno accentuati motivi di disequilibrio, sia strutturali che mineralogici, realizzatisi per lo più non in subsolidus ma in condizioni magmatiche. L'insieme di questi motivi implica non solo un cambiamento delle condizioni di P_{H_2O} che ha modificato profondamente l'iter stesso della cristallizzazione ma anche un cambiamento di composizione del fuso. Le paragenesi iniziali suggeriscono situazioni di partenza analoghe a quelle di facies gabbroidi cumulitiche, mentre le paragenesi successive indicano chimismi in ogni caso più acidi.

— L'insieme delle fenomenologie in precedenza descritte può trovare spiegazione a nostro avviso in un quadro che prevede la seguente successione di eventi: intrusione

di magmi genericamente basaltici nella bassa crosta ed inizio di cristallizzazione degli stessi in condizioni sostanzialmente anidre, secondo gli schemi delle sequenze cumulitiche; interazione con magmi anatettici crustali, con relativo aumento della P_{H_2O} cui conseguono i fenomeni di disequilibrio delle fasi preformate ed il cambiamento delle modalità della cristallizzazione cui si è fatto più volte riferimento; smembramento dell'originaria massa basica, ancora in via di cristallizzazione, e risalita verso livelli alto-crustali di sue porzioni inglobate nei magmi anatettici con prosecuzione dei fenomeni di interazione chimico-meccanica; messa in posto e conclusione dei processi di cristallizzazione magmatica, cui segue lo sviluppo dei processi tardivi di riequilibrio in subsolidus.

Si prospetta quindi una sostanziale contemporaneità nella storia di cristallizzazione dei magmi basici e di almeno parte dei magmi anatettici crustali, anche se non si esclude la possibilità che alcune masse basiche si siano intruse anche in livelli epizonali in stadi precoci dell'intero ciclo intrusivo.

— Le rocce granitiche poste a diretto contatto con la massa basica sono correlabili con le intrusioni tardo-tettoniche del primo ciclo intrusivo del batolite. Il loro carattere di intrusioni multiple delinea una complessa e dinamica sequenza di eventi di risalita e messa in posto, nel corso dei quali la stessa massa basica ha probabilmente più di una volta modificato le sue relazioni con i graniti stessi. A tale evoluzione è probabilmente riconducibile la variabilità delle fenomenologie lungo i contatti ed in particolare alcune differenze riscontrate tra la fascia eterogenea del bordo orientale e quella del bordo occidentale. In una simile situazione dinamica, che poteva indurre successivi smembramenti della massa, non sarebbe stata sorprendente neppure l'eventuale assenza, almeno in parte, dello stesso bordo di reazione.

— La maggior parte delle masse basiche sinora esaminate, fra quelle affioranti in Sardegna, presentano caratteri sostanzialmente simili a quelli della massa basica di Punta Falcone e per di più sono anch'esse associate a plutoniti del primo ciclo intrusivo. Si prospetta dunque l'ipotesi che i caratteri fisiografici di tali masse siano riconducibili allo stesso quadro petrogenetico sopra deli-

neato.

— L'associazione fra le suddette masse basiche ed i plutoni « granitici » costituisce un motivo petrologico ricorrente in molti massicci intrusivi orogenici, sia pure di diversa età e situazione geostutturale. Le masse basiche vengono definite nei diversi casi come « satellitic bodies », « basic minor intrusions », « basic bodies », « gabbro precursor », ecc.; la loro genesi e l'acquisizione delle loro peculiari caratteristiche mineralogiche e strutturali, nonché le relazioni con i graniti, sono state oggetto di molteplici ipotesi (JOPLIN, 1959; PITCHER e BERGER, 1972; DOBROCOV e DOBROCOVA, 1972; PITCHER, 1978; PALIVCOVA, 1981; BOYADZHIYEV et al., 1979) e sono tuttora oggetto di ampio dibattito. Non è nostra intenzione in questa sede allargare la discussione sino ad abbracciare una così vasta problematica che richiederebbe di per sé sola un'analisi specifica. Non possiamo però non sottolineare le evidenti analogie fra i caratteri delle masse basiche presenti nel batolite sardo e quelli descritti in letteratura per le masse basiche s.l. associate ai batoliti calcocalcinali, quali la « constancy of textural variability » (PALIVCOVA, 1981), la variabilità composizionale, i disequilibri mineralogici, il ruolo dominante degli anfibioli nella paragenesi femica, ecc.. Tali analogie sono certo strettissime con la ben nota « appinitic suite » (PITCHER e BERGER, 1972).

Inclusi microgranulari

Le plutoniti del batolite sardo-corso di composizione da tonalitica a monzogranitica contengono inclusi di varia natura, dimensioni e forma (CONTI, 1964, 1966; CONTI e TRAVERSA, 1967, 1968 a; D'AMICO, 1962; SIMBOLI, 1962; NEGRETTO, 1966; DERIU e ZERBI, 1967; ARMARI et al., 1968; GHEZZO et al., 1972, 1973; DI SIMPLICIO et al., 1974; BROZZU e MORBIDELLI, 1974; ORSINI, 1972, 1976, 1979; MARMOTTANS, 1976; MARMOTTANS et al., 1977; CONTI e MACCIONI, 1978).

Alcuni di tali inclusi sono di chiara derivazione metamorfica (scisti vari, quarziti, migmatiti, ecc.), sia per paragenesi, sia per caratteri microstrutturali; in questi inclusi sono generalmente osservabili anche strutture e fasi mineralogiche (per esempio corindone od andalusite) di origine termometa-

morfica. Una derivazione metamorfica è stata prospettata per gran parte degli inclusi nelle granodioriti della zona di Capo Spartivento (Iglesiente meridionale) da CONTI e MACCIONI (1978) e per alcuni di quelli contenuti nei monzograniti dell'Arcipelago della Maddalena (CONTI, 1966; CONTI e TRAVERSA, 1968 a, b) e nelle granodioriti del medio corso del F. Liscia (ARMARI et al., 1968).

Altri inclusi, per altro molto rari, sono riferibili a tipi diversi di graniti od a rocce filoniane. Ne sono un esempio gli inclusi a spigoli vivi di quarzodioriti contenuti nelle granodioriti del medio corso del fiume Liscia (ARMARI et al., 1968), inclusi che derivano verosimilmente dalla frammentazione di corpi intrusivi compositi messi in posto entro migmatiti listate, a loro volta contenute sotto forma di inclusi nelle quarzodioriti (nella stessa località, entro le granodioriti, si trovano per altro anche inclusi microgranulari lenticolari ed isorientati, definiti « schlieren » dai suddetti Autori, analoghi a quelli di cui viene trattato qui di seguito).

Ma il tipo di gran lunga più frequente è quello normalmente definito dagli Autori francesi come *enclave basique microgrenue* (DIDIER, 1964, 1973; DEBON, 1975; LETERIER e DEBON, 1978); questo tipo di inclusi costituisce una delle caratteristiche più tipiche e diffuse delle intrusioni calcicline orogeniche. Per quanto concerne la loro genesi sono state proposte, come è noto, innumerevoli ipotesi (vedasi ad esempio DIDIER, 1973 e LA ROQUES, 1981), ed anche per quelli contenuti nelle plutoniti erciniche della Sardegna le interpretazioni avanzate sono molteplici.

LAURO (1940) e NEGRETTI (1966) hanno prospettato un'origine magmatica autigena per gli inclusi femici di alcune plutoniti dell'Ogliastra e del Sarcidano.

GHEZZO et al. (1972, 1973, 1979) e DI SIMPLICIO et al. (1974) hanno prospettato una genesi per smembramento di masse magmatiche basiche gabbroidi da parte delle intrusioni granitiche, attribuendo alla variabile incidenza dei fenomeni di interazione chimica fra magmi granitici e porzioni di magma basico la responsabilità delle spesso diverse composizioni mineralogiche riscontrabili nei singoli inclusi, anche in uno stesso affioramento.

Anche ORSINI (1979), a conclusione delle sue ricerche sugli inclusi microgranulari delle intrusioni di Buddusò e del Goceano, conclude affermando che i fondamentali caratteri strutturali e composizionali di tali inclusi ne indicano una genesi magmatica da magmi basici subcrustali, sottolineando l'esistenza di fenomeni di interazione chimica fra inclusi e matrici granitiche.

Nella convinzione che gli inclusi microgranulari in oggetto rappresentino uno dei punti nodali della petrogenesi del batolite sardo-corso (si ricorda che il 75 % delle rocce che costituiscono il batolite, e cioè tutte quelle del I ciclo, contengono questo tipo di inclusi) e nell'intento, in ogni caso, di individuare elementi probanti sui processi di interazione chimica che si realizzerebbero fra i magmi anatettici crustali e gli inclusi stessi, le nostre ricerche sono state da tempo rivolte allo studio anche di questi singolari litotipi. E dal momento che molti dei loro caratteri microstrutturali e composizionali sono riferibili a schemi di cristallizzazione magmatica e di derivazione da magmi basici, per comodità di riferimento, verrà nel seguito spesso utilizzata la definizione abbreviata « inclusi BMD » (Basic Magmas Derived).

L'esame petrografico degli inclusi è stato eseguito su oltre 200 campioni, prelevati in varie facies di plutoniti. Nelle granodioriti e nelle tonaliti di alcune delle intrusioni meglio conosciute, ove questi inclusi sono particolarmente abbondanti, oltre ad un campionamento areale è stato eseguito anche un campionamento di dettaglio in singoli affioramenti al fine di poter meglio precisare i limiti della variabilità composizionale degli inclusi nell'ambito di una stessa matrice. Le regioni dalle quali proviene la maggior parte degli inclusi sinora studiati sono la Barbagia, il Goceano e la Gallura. Per le intrusioni del Goceano e del Buddusò si farà riferimento anche ai numerosi dati riportati nei lavori di dettaglio di BRUNETON (1976) e di ORSINI (1979).

Di seguito viene riportata una sintetica descrizione degli inclusi in oggetto distinguendoli in due gruppi sulla base della composizione delle matrici: 1) inclusi in granodioriti monzogranitiche e in monzograniti; 2) inclusi in granodioriti tonalitiche e in tonaliti.

1) INCLUSI IN GRANODIORITI MONZOGRANITICHE E IN MONZOGRANITI

I monzograniti e le granodioriti etero- ed equigranulari del Goccano, della Barbagia e dell'Ogliastra, nonché quelle del Sarrabus meridionale e di altre zone del batolite, contengono frequenti inclusi microgranulari le cui dimensioni sono molto variabili (5-50 cm). Normalmente nelle plutoniti più acide si osservano pochi inclusi su superfici di affioramento anche di molte centinaia di m², mentre nelle plutoniti a tendenza granodioritica gli inclusi sono più numerosi e possono rappresentare mediamente anche l'1-2 % della compagine.

La loro forma, caratterizzata da contorni costantemente arrotondati, varia da prevalentemente sferoidale in alcune intrusioni, a prevalentemente lenticolare in altre. In quest'ultimo caso gli inclusi sono anche isorientati fra loro e paralleli ai motivi di orientazione della matrice incassante.

I caratteri tessiturali generali di questi inclusi sono abbastanza costanti nelle diverse intrusioni: frequentissime sono le strutture porfiriche, evidenziate da « fenocristalli » di feldspati bianchi che risaltano sulla mesostasi grigio-nerastra a grana fine, e frequenti sono anche le strutture equigranulari sempre a grana fine; la tessitura di insieme appare per lo più isotropa, ma gli inclusi lentiformi possono presentare una tessitura orientata; nel dettaglio i contorni appaiono spesso irregolari e visibilmente compenetrati con la matrice incassante; quest'ultima può dar luogo a digitazioni che si spingono all'interno dell'incluso e in alcuni casi l'eterogeneità tessiturale che ne consegue è particolarmente marcata.

I caratteri degli inclusi in oggetto possono desumersi dalla descrizione di quelli provenienti da tre zone campione: zona di Benetutti, zona di Buddusò e zona di Punta Falcone.

Nella prima zona sono stati esaminati in dettaglio gli inclusi in due località: Su Fossu ad Est di S. Restituta (sigla della matrice G-40) e Nule (sigla della matrice G-495).

Le due matrici sono molto simili fra loro: si tratta di granodioriti monzogranitiche a sola biotite, eterogranulari per la presenza di megacristalli di microclino peritico.

Tutti gli inclusi esaminati in queste due località, moderatamente appiattiti ed isorientati, mostrano caratteri strutturali e composizionali affini: sono rappresentati da termini prevalentemente tonalitici e quarzodioritici a biotite.

Dal punto di vista tessiturale, presentano grana fine, o più raramente medio-fine, e una struttura spesso porfirica per la presenza di « fenocristalli » plagioclasici bianchi. In alcuni campioni si osserva una forte eterogeneità tessiturale, dovuta a locali aggregati di « fenocristalli plagioclasici », a plaghe quarzo-feldspatiche a grana medio-grossa e talora ad evidenti digitazioni della matrice granitica entro l'incluso. In tali situazioni possono talora rinvenirsi anche grossi cristalli euedrali di K-feldspato in tutto simili a quelli della matrice, cristalli che al microscopio risultano circondati da un vasto orlo di analoga composizione, omotassiale rispetto al cristallo centrale, ma con marcata struttura pecilistica.

Dal punto di vista microstrutturale gli inclusi presentano in prevalenza strutture porfiriche e subordinatamente equigranulari ipidiomorfe.

I « fenocristalli » plagioclasici sono talora moderatamente zonati ed hanno composizione media andesinica (35-40 % An). La maggioranza però mostra un accentuato *patchy-zoning* con al nucleo relitti di composizione spesso labradoritico-bytownitica (60-75 %) e talora anche piccoli cristalli di biotite; i bordi giungono sino a composizioni oligoclasiche (22-25 % An).

Alcuni dei « fenocristalli » plagioclasici sono associati, in plaghe a struttura granulare ipidiomorfa, a quarzo, biotite in grosse lamine e a feldspato potassico in alcuni casi anche in grossi cristalli euedrali: marcate sono le analogie mineralogiche e strutturali di questi aggregati con la matrice incassante. Se si tiene conto anche delle suddette frequenti interdigitazioni con la matrice ai bordi degli inclusi, tali plaghe appaiono da ricondurre a fenomeni di interazione meccanica fra matrice ed inclusi, che dovevano trovarsi quindi in uno stato di notevole plasticità.

La mesostasi microgranulare a grana fine è costituita da: *plagioclasidi* idiomorfi o subidiomorfi, per lo più moderatamente zonati

e di composizione andesinica, in alcuni casi caratterizzati dalla presenza di nuclei labradoritici circondati da un orlo oligoclasico-andesinico zonato; da *biotite* in cristalli idiomorfi, o talora parzialmente subidiomorfi nei confronti con i plagioclasti, equidimensionali rispetto a questi ultimi, o più raramente in grosse lamine; da abbondante *quarzo*, ad estinzione ondulata, in plaghe interstiziali o con carattere pecilitico; da *K-feldspato* solo in rarissimi campioni ove costituisce piccole plaghe interstiziali; da modeste quantità di minerali accessori rappresentati prevalentemente da *apatite* aciculare, *zircon*e e talora *allanite*. In alcuni inclusi i plagioclasti e la *biotite* della mesostasi mostrano una più o meno accentuata orientazione, con motivi di fluitazione intorno ai « fenocristalli ».

Gli inclusi a grana fine, che presentano strutture equigranulari, hanno caratteri microstrutturali e composizionali molto simili a quelli della mesostasi degli inclusi eterogranulari sopra descritti.

In tab. 3 sono riportate alcune stime modali di campioni scelti tra quelli più rappresentativi della variabilità composizionale, per ciascuna delle due matrici.

Nella seconda zona, quella del massiccio di Buddusù prevalentemente costituito da varie facies monzogranitiche e granodioritiche, gli inclusi microgranulari sono meno frequenti e presentano le seguenti caratteristiche (ORSINI, 1979). Sono spesso rotondeggianti e la loro composizione mineralogica varia da termini dioritici a termini tonalitici ricchi in *quarzo*. La loro distribuzione nelle diverse facies monzogranitiche e granodioritiche indica chiaramente che nelle matrici via via più acide diminuiscono i termini dioritici a favore di quelli tonalitici (ved. *op. cit.*, tab. XII, pag. 58). Le variazioni composizionali più significative si riferiscono al *quarzo* (variabile da 0 sino al 27 %) ed al contenuto in femici che, da valori prossimi al 50 %, diminuisce fino al 25 %, soprattutto per la diminuzione dell'anfibolo (ved. *op. cit.*, tab. XIII e XIV, pag. 62-63).

L'anfibolo è frequente in molti inclusi accanto alla *biotite*, anche quando nella matrice incassante è assente; è rappresentato da una Fe-orneblenda, talora con spiccata tendenza ad una Mg-orneblenda, ed è simile composizionalmente all'anfibolo della matrice ove



Fig. 9. — Sarrabus meridionale. Includi microgranulari femici di piccole dimensioni, lentiformi ed isorientati, in matrice granodioritico-monzogranitica.

presente (BRUNETON, 1976; ORSINI, 1979).

I *plagioclasti*, sempre abbondanti, hanno composizione andesinico-oligoclasica, con zone nucleari di composizione andesinico-labradoritica (45-55 % An), talora con fenomeni di *patchy zoning*.

La *biotite* ha un carattere ferifero più o meno accentuato ed è composizionalmente simile a quella della matrice incassante.

Il *quarzo* è interstiziale negli inclusi quarzodioritici, mentre in quelli tonalitici può presentare una struttura pecilitica o un aspetto globulare.

Il *feldspato potassico* è praticamente assente.

Fra i minerali accessori si trovano *apatite*, *zircon*e, *titanite* e rara *magnetite*.

Per quanto concerne infine gli inclusi della zona di Punta Falcone, quelli presenti nei monzograniti eterogranulari rosati si caratterizzano (tab. 3) per tenori in *quarzo* sempre piuttosto elevati e per tenori in *K-feldspato* estremamente variabili, tanto che la loro composizione mineralogica complessiva varia da termini tonalitici a termini granodioritici ed anche monzogranitici; l'anfibolo spesso è assente, od è presente solo in tracce; solo raramente diviene abbondante anche se, in ogni caso, quantitativamente subordinato alla *biotite*.

I caratteri tessiturali e strutturali di questi inclusi (strutture equi- ed eterogranulari, strutture pecilitiche del *quarzo* e del *K-feldspato*, spiccato idiomorfismo di *plagioclasti*,



Fig. 10. — Benetutti. Inclusi microgranulari femici, etero ed equigranulari, di varie dimensioni e forma, in matrice granodioritico-monzogranitica.

biotite e anfibolo, presenza di strutture di tipo *patchy zoning* nei plagioclasti), nonché quelli mineralogico-composizionali sono del tutto simili ai caratteri delle facies eterogenee marginali della massa basica. Tale similitudine si estende anche all'abbondanza e all'habitus dell'apatite, anche qui presente in lunghi cristalli aciculari.

2) INCLUSI IN GRANODIORITI TONALITICHE E IN TONALITI

In queste plutoniti gli inclusi microgranulari femici sono particolarmente numerosi e diffusi. Una stima approssimata, eseguita su alcuni affioramenti ha dato valori che si aggirano intorno a 1-4 % dell'intera compagine.

Questi inclusi presentano dimensioni variabili da pochi millimetri ad oltre 30-50 cm e sono, come si è già accennato, spesso appiattiti ed isorientati fra loro e con la matrice, che quasi sempre mostra a sua volta accentuati motivi di orientazione tessiturale.

I caratteri generali di seguito esposti sono stati desunti in prevalenza da inclusi provenienti dalle intrusioni tonalitiche e granodio-

ritiche del Goceano (rispettivamente nelle località corrispondenti alle matrici G-60, G-62, G-67, G-72, G-110, G-247) e da altre intrusioni granodioritiche e tonalitiche della Barbagia e dell'Ogliastra, nonché dalle descrizioni riportate nei lavori di LAURO (1940), NEGRETTI (1966), D'AMICO (1962) e ORSINI (1979).

Per quanto concerne le strutture si evidenziano in genere marcate analogie con quelle degli inclusi del gruppo precedente. Si hanno infatti frequenti strutture eterogranulari porfiriche («fenocristalli» di plagioclasti e talora di biotite o di anfibolo) con mesostasi sempre a grana fine; strutture a tendenza equigranulare a grana fine e in alcuni casi a grana medio-fine, ma comunque sempre inferiore a quella delle matrici. In quest'ultimo caso, frequente nelle tonaliti biotitico-anfiboliche l'aspetto tessiturale di insieme è molto simile a quello di rocce gabbroidi.

Frequenti sono infine le strutture con marcata orientazione planare, sempre concordante con l'orientazione planare della matrice e con la superficie di appiattimento dell'incluso stesso.

Esclusive degli inclusi più acidi, contenenti abbondante quarzo e talora modeste quantità di K-feldspato, sono le strutture picilitiche che caratterizzano questi due ultimi minerali.

L'associazione mineralogica fondamentale è data da *plagioclasti* + *biotite* ± *quarzo* ± *anfiboli* in rapporti estremamente variabili, ai quali in rari casi si aggiunge il *K-feldspato* in piccole quantità. Negli inclusi più basici delle tonaliti si trovano talora, nell'anfibolo, relitti di *clinopiroseni* e raramente anche cristalli isolati di *ortopiroseni*. Sempre modeste sono le quantità di minerali accessori (*magnetite*, *zircone*, *allanite*, *titanite*, ecc.) fra i quali caratteristica è l'*apatite* aciculare.

Le analisi modali riportate in tab. 3, per alcuni inclusi delle plutoniti del Goceano, e quelle riportate in letteratura per inclusi in plutoniti del tipo in oggetto (LAURO, 1940; NEGRETTI, 1966; ORSINI, 1979: tab. 9, 17, 18, 19 per gli inclusi di Santa Restituta e tab. 13, 14 per gli inclusi nelle granodioriti anfiboliche di Buddusù) mettono in evidenza che la gamma composizionale si estende senza lacune apparenti da tipi dioritici, a tipi quarzodioritici, sino a tipi tona-

TABELLA 3
Stime modali (in %) di inclusi
microgranulari

INCLUSI						
SIGA	plagioclasti	quarzo	K-feldspato	biotite	anfibioli	accessori
G582	33,2 (7)	7,9	-	16,9	41,5	0,5
G753	44,2 (6)	5,2	0,1	18,1	32,3	0,1
G785a	48,0 (10)	15,9	0,8	21,1	13,5	0,7
G785b	45,9 (11)	9,9	0,2	15,4	28,0	0,6
G784	53,5 (11)	15,7	-	16,5	13,7	0,6
G790	39,3 (11)	7,5	1,7	13,9	36,7	0,9
G848	46,2 (12)	2,1	-	33,4	18,0	0,3
G852	44,3 (10)	18,9	-	30,4	5,9	0,5
G858	50,7 (15)	12,3	-	27,1	9,2	0,7
G867	42,3 (9)	24,7	-	32,5	-	0,5
G815	52,1 (13)	26,1	-	21,2	-	0,6
G805	47,6 (11)	23,6	-	27,9	-	0,9
G840	49,7 (9)	23,8	1,3	15,2	8,7	1,3
G894	49,0 (5)	24,2	12,0	13,0	1,2	0,6
G866	42,9 (tr)	26,2	20,8	9,6	tr.	0,5
G882	35,9 (tr)	28,5	26,5	6,2	2,0	0,9

I valori in parentesi indicano il contenuto percentuale, rispetto alla roccia, dei nuclei bytownitici nei plagioclasti. Per la localizzazione dei campioni vedasi Tab. 4; per i campioni G-894 e G-882 vedasi fig. 4.

litici con tenori massimi in quarzo di circa il 25 %. In uno stesso affioramento si possono trovare associati tutti e tre i tipi petrografici.

Il *feldspato potassico* è quasi sempre assente od è presente in modeste quantità (max. 4-5 %), normalmente negli inclusi con abbondante quarzo. Questi ultimi sono piuttosto rari e sembrano limitati a plutoniti già distintamente granodioritiche.

I componenti femici sono sempre abbondanti: complessivamente possono variare da circa il 25 % ad oltre il 55 %, con una chiara correlazione inversa con il contenuto in quarzo.

La *biotite* è il femico prevalente in quasi tutti i campioni esaminati, in quantità che oscillano normalmente intorno al 20-35 %.

L'*anfibiolo* è assente solo in rari casi, negli inclusi tonalitici, eccezionalmente in inclusi più basici: la sua quantità varia da 0 % ad oltre il 40 %, con correlazione in genere inversa al contenuto in quarzo.

I rapporti biotite/anfibiolo sono di conseguenza molto variabili: nei termini dioritici e quarzodioritici si osservano usualmente valori inferiori a 2,5 e talora inferiori ad 1, mentre per i termini tonalitici sono più frequenti valori superiori a 2,5. Per confronto va rilevato che nelle matrici tonalitiche e granodioritiche tale rapporto è quasi sempre superiore a 2,5 e cioè il femico dominante è quasi sempre la biotite.

Per quanto riguarda i caratteri micro-

strutturali e composizionali delle singole fasi mineralogiche alcuni motivi presentano particolare interesse.

Il *quarzo* si presenta in plaghe interstiziali e più raramente in plaghe pecilitiche; quasi sempre mostra una accentuata estinzione ondulata e un carattere policristallino con limiti a sutura irregolare fra i singoli cristalli.

Il raro *feldspato potassico* costituisce plaghe interstiziali e raramente (per lo più negli inclusi tonalitici in granodioriti) plaghe pecilitiche. È rappresentato spesso da prevalente ortoclasio moderatamente peritico, ma talora da prevalente od esclusivo microclino secondo che nella matrice incassante prevalga l'una o l'altra fase strutturale.

I *plagioclasti*, le cui percentuali modali si aggirano mediamente intorno al 50 %, con valori estremi di circa il 30 % e il 60 %, presentano quasi sempre un abito euedrale o subeuedrale. La loro composizione è molto variabile e frequenti sono le zonature complesse. Diffusissimi, particolarmente nei « fenocristalli », sono i nuclei relitti, scheletrici, labradoritico-bytownitici (60-80 % An) spesso molto fratturati, e frequenti sono anche le strutture di tipo *patchy-zoning*, talora con inclusioni di biotite e anfibioli. Si rileva, tra l'altro, una buona correlazione positiva fra basicità della matrice e frequenza dei nuclei basici negli inclusi.

Il plagioclasio che costituisce i vasti orli dei « fenocristalli » ed in buona parte o totalmente i cristalli di più piccole dimensioni della mesostasi, ha composizione andesinica (40-50 % An) con tenori minimi di anortite intorno al 30 %: è quasi sempre zonato secondo motivi euedrali.

La *biotite* presenta generalmente caratteri di idiomorfismo soprattutto nei confronti del quarzo e del feldspato potassico, mentre rispetto ai plagioclasti può anche assumere carattere interstiziale. I caratteri ottici suggeriscono una composizione analoga a quella della biotite della matrice: i dati analitici disponibili sembrano confermare questa analogia.

I caratteri ottici dell'*anfibiolo* più comune corrispondono a quelli di un'orneblenda verde che costituisce cristalli di variabili dimensioni e forma. Trattasi in genere di una Fe-orneblenda, ma negli inclusi più basi-

ci sembrano frequenti anche termini di Mg-orneblenda, come starebbe ad indicare la presenza di anfiboli di tipo bruno al nucleo di molti cristalli. Quasi sempre sono comunque presenti e coesistenti termini con caratteri ottici tra loro diversi; caratteristico di molti inclusi in tonaliti è un anfibolo con colori di pleocroismo decisamente più tenui (forse riferibile ad una orneblenda actinolitica), che costituisce aggregati policristallini pseudomorfi nelle zone centrali dei cristalli di orneblenda. Talora al nucleo di alcuni cristalli anfibolitici si osservano plaghe con colori di pleocroismo sul verde pallido, nelle quali sono presenti numerosi minuti cristalli di quarzo.

I relitti di *clinopiroseni* nell'anfibolo sono particolarmente frequenti negli inclusi in tonaliti biotitico-anfibolitiche. Si tratta di termini augitici in plaghe scheletriche ed irregolari, ma generalmente omoassiali rispetto all'anfibolo.

In sintesi, per quanto concerne gli anfiboli, si tratta di motivi del tutto simili a quelli che si osservano nella massa basica di Punta Falcone e nelle plutoniti tonalitiche.

L'apatite infine si presenta quasi sempre anche negli inclusi in oggetto in cristalli aciculari, talora piegati o frammentati.

Considerazioni generali sui caratteri petrografici degli inclusi microgranulari

Pur nella variabilità e complessità dei caratteri composizionali e strutturali che caratterizzano gli inclusi BMD delle plutoniti erciniche della Sardegna, alcuni motivi ricorrenti e peculiari emergono già con sufficiente chiarezza e consentono di prospettare alcune considerazioni sulla loro origine ed evoluzione petrogenetica.

— In primo luogo si osserva una stretta correlazione fra abbondanza di questo tipo di inclusi e composizione della matrice: gli inclusi sono molto frequenti nelle facies tonalitiche e nelle granodioriti più femiche, mentre sono più rari nelle granodioriti monzogranitiche ed ancor più nei monzograniti e nelle loro facies leucocrate; gli ammassi microgranitici e le plutoniti a carattere leucogranitico del secondo ciclo intrusivo ne sono invece totalmente privi.

— Le dimensioni degli inclusi raramente superano i 50 cm ed un'attenta osservazione

permette di rilevare che sono presenti inclusi di dimensioni variabili sino a millimetriche. La loro forma, caratterizzata da contorni costantemente arrotondati, varia da sferoidale a lenticolare.

Nei diversi affioramenti predomina l'uno o l'altro tipo: inclusi rotondeggianti nelle plutoniti a tessitura tendenzialmente isotropa o moderatamente orientata e inclusi appiattiti, lentiformi, nelle plutoniti a tessitura marcatamente orientata; per di più in queste ultime vi è sempre concordanza fra superficie di appiattimento degli inclusi ed elementi strutturali planari degli inclusi stessi e delle matrici.

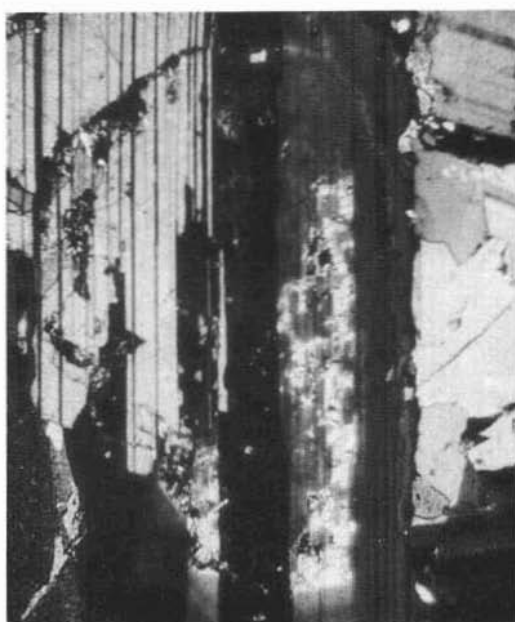
— La grana degli inclusi è sempre più fine di quella delle matrici, ma in uno stesso affioramento si possono trovare inclusi a grana fra loro anche molto diversa; quelli a grana più grossa si trovano in genere nelle plutoniti più basiche.

— La gamma composizionale complessiva degli inclusi è estremamente vasta: si va infatti da termini dioritici, talora quasi gabroidi, a termini quarzodioritici, tonalitici, granodioritici ed anche monzogranitici senza alcuna evidente soluzione di continuità. Quasi sempre in uno stesso affioramento sono presenti inclusi di tipo petrografico anche molto diverso: nelle tonaliti sono presenti termini dioritici, quarzodioritici e tonalitici in proporzioni variabili nelle diverse masse intrusive; nelle granodioriti sono molto frequenti i termini tonalitici e subordinati quelli dioritici e quarzodioritici, mentre compaiono alcuni inclusi di composizione granodioritica; nei monzograniti sono quasi sempre assenti gli inclusi dioritici, mentre si trovano frequenti inclusi tonalitici e talora granodioritico-monzogranitici.

La suddetta variabilità composizionale è ovviamente espressa dalle differenti quantità di quarzo, K-feldspato, plagioclasti e femici con correlazioni reciproche nel loro insieme relativamente semplici. Più complesse sono le relazioni per quanto concerne i rapporti quantitativi fra i minerali femici. I relitti di pirosseni sono presenti solo negli inclusi più basici, ricchi in anfibolo, prevalenti nelle plutoniti tonalitiche. L'anfibolo è sempre molto abbondante negli inclusi contenuti in plutoniti tonalitiche a biotite e anfibolo; la sua quantità diminuisce all'aumentare del quarzo, ma non rare sono le ecce-



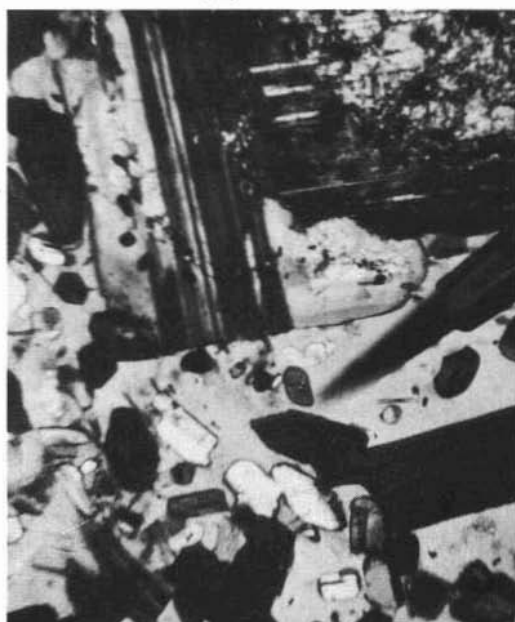
(a)



(b)



(c)



(d)

Fig. 11. — Motivi mineralogico-strutturali negli inclusi microgranulari femici. *a* = implicazioni biotite/ anfibolo in inclusi quarzodioritici delle tonaliti di Burgos; *b* = « fenocristallo » plagioclasico con relitti bytownitici al nucleo e orlo andesinico in incluso tonalitico nelle granodioriti monzogranitiche di Benetutti; *c* = piccolo « fenocristallo », con relitti bytownitici al nucleo, in una mesostasi microgranulare costituita da plagioclasti andesinici, biotite, anfiboli e quarzo (incluso quarzodioritico nelle tonaliti biotitiche di Serra di Orotelli); *d* = quarzo a struttura pecilitica che include piccoli cristalli euedrali di anfibolo, plagioclasti, biotite e cristalli aciculari di apatite; *in alto*: « fenocristallo » con nucleo relitto bytownitico (incluso tonalitico in monzogranito eterogranulare rosato) (ingr. lineari 70, nicols incrociati).

zioni. Molto rari sono in ogni caso gli inclusi che, accanto ad abbondante quarzo, feldspato potassico e biotite, contengono anche anfibolo.

La biotite per contro è un minerale ubiquitario negli inclusi; è spesso prevalente sull'anfibolo e negli inclusi più acidi è generalmente il femico esclusivo.

— All'esame microscopico si rileva complessivamente una buona analogia tra caratteri delle singole fasi mineralogiche negli inclusi e nelle rispettive matrici. Simili sono infatti molti caratteri ottici delle biotiti e degli anfiboli e la composizione media dei plagioclasti, e particolarmente quella degli orli. Simili sono anche altri motivi microstrutturali, quali ad esempio quelli di implicazione fra biotite ed anfibolo e quelli rappresentati dai nuclei relitti di clinopirosseni nell'anfibolo. I dati analitici sui minerali sono però ancora insufficienti per definire esaurientemente questo importante aspetto petrografico.

Per contro si notano anche molte differenze che non investono solo i rapporti quantitativi fra i vari minerali. Ad esempio i plagioclasti presentano spesso nuclei labradoritico-bytownitici relitti, composizionalmente simili anche in inclusi di matrici molto differenti nelle quali, per altro, tali nuclei possono essere assenti. L'apatite poi presenta una tipica morfologia aciculare che contrasta nettamente con la morfologia a prismi tozzi delle matrici, differenza questa particolarmente evidente e ben nota in letteratura (DIDIER, 1964, 1973). L'albite dell'apatite negli inclusi è in ogni caso simile a quello dell'apatite che caratterizza le facies eterogenee marginali delle masse gabbrotonaliche.

— Gli inclusi microgranulari presentano due tipi fondamentali di strutture: strutture eterogranulari e strutture equigranulari. Le prime possono essere porfiriche o pecilitiche.

Le strutture porfiriche sono dovute alla presenza di « fenocristalli » spesso idiomorfi di plagioclasti, o più raramente anche di biotite, anfiboli, quarzo, od anche K-feldspato (quest'ultimo solo negli inclusi più acidi) e di aggregati e plaghe policristalline: in molti casi per questi ultimi aggregati e per alcuni dei « fenocristalli » appare necessario ammettere, come si è visto, una loro introduzione meccanica dalla matrice incassante. Si

tratta pertanto di veri e propri xenocristalli.

Le strutture pecilitiche sono dovute essenzialmente al quarzo ed al K-feldspato che possono costituire negli inclusi più acidi vaste plaghe xenomorfe che includono dei piccoli cristalli idiomorfi delle altre specie mineralogiche.

Le strutture a tendenza equigranulare sono caratteristiche di numerosi inclusi sia a grana fine, che a grana più grossa: la struttura è caratterizzata da cristalli idiomorfi o subidiomorfi di plagioclasti e di femici che delineano spesso strutture « pseudo-doleritiche » (DIDIER, 1973).

Abbastanza frequenti sono i motivi di isorientazione dei vari cristalli eudrali sia negli inclusi a struttura equigranulare che in quelli a struttura porfirica; isorientazione che è sempre concordante con quella della matrice.

Le suddette strutture sono in prevalenza riconducibili a strutture di tipo magmatico, ivi comprese le strutture pecilitiche delle fasi di cristallizzazione tardiva: ne è una conferma non solo lo spiccato idiomorfismo di molte delle fasi presenti e soprattutto dei plagioclasti, ma anche le zonature pronunciate e complesse dei plagioclasti stessi e la sequenza di cristallizzazione, ben definita anche strutturalmente.

Non si sono mai riscontrati motivi di strutture termometamorfiche.

Le strutture di deformazione tardo- e post-cristalline sono poco marcate: esse si esprimono essenzialmente in deformazioni del quarzo e più raramente della biotite, di alcuni cristalli plagioclastici e talora dell'apatite. In ogni caso sembrano perfettamente correlabili con l'intensità delle analoghe deformazioni presenti nella matrice incassante.

Tutti i suddetti motivi strutturali e tessuturali, che indicano tra l'altro come un consistente grado di plasticità sia stato presente negli inclusi in parallelo con quello della roccia ospite, suggeriscono in definitiva che gli inclusi stessi devono la loro origine in buona parte a processi di cristallizzazione di magmi. A questi si sono verosimilmente accompagnati, nel corso della risalita e messa in posto delle singole intrusioni, anche processi di *mixing* per interazione meccanica alle interfacce inclusi-matrici. La complessità dei caratteri microstrutturali degli inclusi,

nonchè l'estrema variabilità della loro composizione modale, suggeriscono poi che altri processi hanno influito sulla loro petrogenesi, ma tali processi sono mal definibili sulla base dei soli parametri fisiografici. Altri elementi consentiranno, come vedremo, di completare il quadro interpretativo.

— Strettissime sono le analogie fra caratteri composizionali, microstrutturali e mineralogici degli inclusi e i caratteri delle facies marginali della massa basica di Punta Falcone e di molte altre masse basiche fra quelle esaminate nel batolite. In alcuni casi, come ad esempio per quella di Osidda ed altre di piccole dimensioni, le somiglianze sono tali che queste masse possono essere considerate *tout court* dei grossi inclusi sostanzialmente omogenei. In molti casi poi, nelle zone circostanti le masse basiche, si può constatare che gli inclusi derivano chiaramente dallo smembramento delle loro porzioni marginali a grana fine. È evidente pertanto che i particolari meccanismi petrogenetici prospettati per tali masse basiche e per le loro facies marginali, e cioè una cristallizzazione a partire da magmi basici variamente modificata da processi di interazione con i magmi anatettici crustali, devono essere fondamentalmente gli stessi che hanno presieduto alla formazione degli inclusi BMD.

— Quanto sopra esposto sembra difficilmente conciliabile con ipotesi genetiche di tipo molto diverso, quali quelle che considerano essere gli inclusi microgranulari delle restiti di un processo anatettico crustale (per esempio WHITE e CHAPPEL, 1977; PIWINSKI, 1968), o delle segregazioni autigene, o facies cumulitiche degli stessi magmi tonalitico-granitici (per esempio LAURO, 1940; NEGRETTI, 1966; MAURY et al., 1978).

La prima ipotesi appare non facilmente sostenibile anche solo sul piano petrografico: negli inclusi BMD ed in particolare in quelli più basici ospitati nelle plutoniti tonalitiche, non si trovano mai strutture, sia pure relitte, che possano far pensare ad originarie metabasiti di ambientazione granulitica o ad anfiboliti e comunque non è chiaro come un tale meccanismo possa dar luogo a litotipi caratterizzati sempre da strutture magmatiche.

Per quanto riguarda la seconda ipotesi, non si può non rilevare che la presenza nei plagioclasti di nuclei labradoritico-bytowni-

tici (con tenori in anortite anche prossimi a 80 %), quali si riscontrano soltanto nei plagioclasti degli stadi precoci della cristallizzazione dei complessi basici stratificati (WAGER e BROWN, 1967) ed in genere nei gabbri, non trova spiegazione in simili meccanismi impostati su magmi in prevalenza granodioritici. Questo anche a prescindere dalle ben note difficoltà all'instaurarsi nei magmi granitici s.l. di significativi processi cumulativi (TARNEY e SAUNDERS, 1979) e dalla difficoltà di immaginare un meccanismo che, puntualmente in ogni intrusione, prima dia luogo a facies cumulitiche e poi le disaggreghi in frammenti che acquisiscono le peculiari caratteristiche degli inclusi BMD.

Discussione

Come visto in precedenza sia le evidenze di campagna che quelle derivanti dallo studio petrografico, indicano una derivazione degli inclusi BMD dagli stessi magmi basici rappresentati dalle masse gabbroidi disperse nel batolite.

Lo studio di dettaglio condotto sulla massa basica di P.ta Falcone ed i dati rilevati su altre masse (Olbia, Padru, Capo Boi nel Golfo di Carbonara, ecc.) indicano che queste rocce sono da riferirsi ad un magma toleittico ad affinità continentale come è deducibile dai contenuti di P_2O_5 , TiO_2 , Y, Zr, Nb, La, Ce ^(*) riferiti ai diagrammi di PEARCE e CANN (1973) e WINCHESTER e FLOYD (1976). La derivazione verosimilmente subcrustale di questo magma è solo in apparente contrasto con i valori del rapporto Sr^{87}/Sr^{86} (0,708, FERRARA et al., 1980), che evidentemente risentono degli intensi fenomeni di contaminazione crustale cui sono state sottoposte le masse in questione.

Si ricorda che queste masse in Sardegna sono generalmente interpretabili come grossi inclusi nelle plutoniti più acide e rappresentano dunque, insieme agli inclusi di piccole dimensioni, la testimonianza di un fenomeno di interazione tra magmi subcrustali e magmi crustali che, data la sua diffusione, non può assolutamente essere trascurato in qualsiasi

(*) I dati di Y, Nb e Ce non vengono riportati, come gli altri, in appendice né ulteriormente discussi in questo lavoro in quanto ancora incompleti per le altre rocce del batolite.

tentativo di interpretazione petrologica del batolite. Si ricorda altresì che numerosi dati di osservazione indicano uno stato di almeno parziale fluidità dei due magmi nel corso dei suddetti processi di interazione.

È importante ricordare infine che sia le osservazioni di campagna che quelle petrografiche, da cui le precedenti conclusioni derivano, sono state estese a tutto il batolite sardo ed a gran parte di quello corso, fatto che ha permesso di ricostruire proprio sul terreno il fenomeno in oggetto approfittando delle numerose favorevoli esposizioni. Non vi è dubbio del resto che le osservazioni di campagna rappresentano il dato più oggettivo tra quelli di cui si può disporre in studi di questo tipo (PALIVCOVA, 1981, pag. 561) e ciò in particolare quando lo studio sia condotto ad una scala adeguata, e cioè tale da consentire un elevato numero di osservazioni concordanti tra loro indipendenti. Nè d'altra parte mai nel corso di questo lungo lavoro si sono riscontrati indizi che potessero in qualche modo avvalorare ipotesi diverse quali quelle che ancor oggi in letteratura godono di notevole credito e cioè la derivazione degli inclusi da materiali restitrici (WHITE e CHAPPEL, 1977) o da materiali di segregazione magmatica precoce (MAURY et al., 1978).

Tutto ciò ci esime dal tentare di risolvere il problema dell'origine degli inclusi affidandosi essenzialmente ai dati geochimici come invece, anche per la diversa impostazione del lavoro, ha fatto ORSINI (1979) alle cui considerazioni, che in gran parte condividiamo, si rimanda per la parte che verrà qui solo marginalmente sviluppata.

1) PROCESSI DI INTERDIFFUSIONE CHIMICA TRA INCLUSI BMD E MATRICI

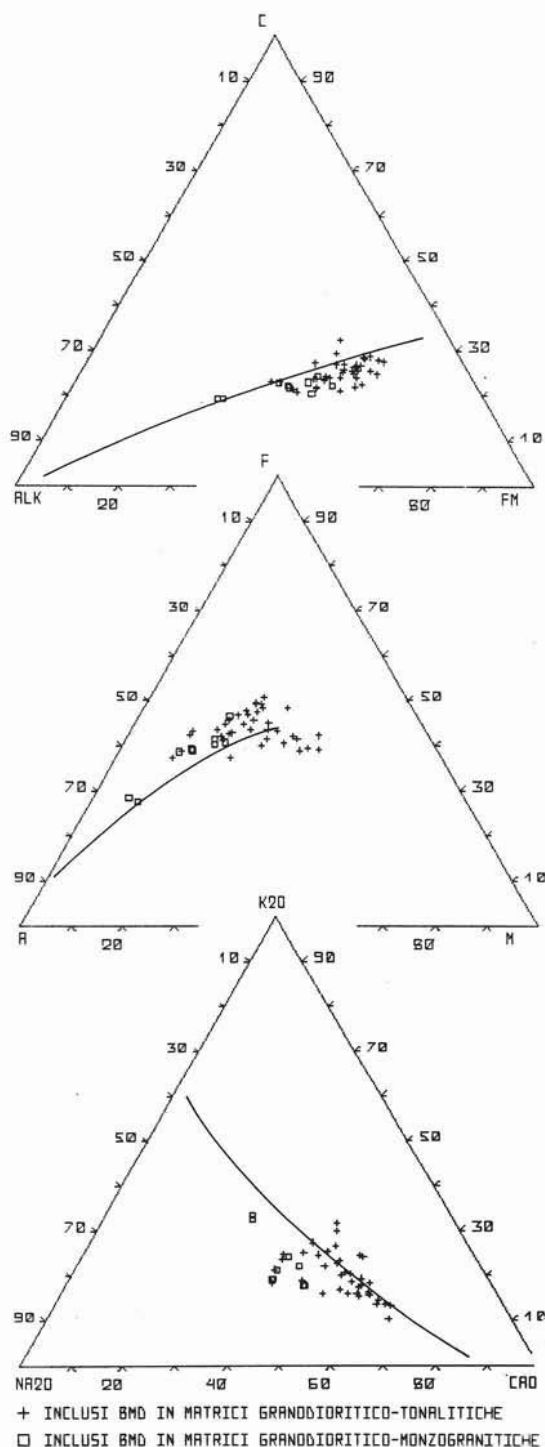
Per quanto premesso, ci sembra piuttosto opportuno indirizzare il commento dei dati geochimici all'esame dei fenomeni di interazione chimica tra inclusi e roccia ospite, fenomeni che a nostro avviso sono tra l'altro in gran parte responsabili proprio delle incertezze esistenti circa l'origine degli inclusi. È infatti del tutto evidente che la composizione chimica degli inclusi (tab. 4) è assai variabile ed in particolare diversa da quella di un magma pur genericamente basaltico come indica, del resto, anche la composizione mine-

ralogica in precedenza illustrata. Inoltre la distribuzione dei punti nei diagrammi di fig. 12, 13 e 14 mostra chiaramente, come sottolineato anche da ORSINI (1979), che il chimismo degli inclusi BMD non rientra in quanto sarebbe da attendersi in una normale associazione orogenica, nè invero in alcuna delle serie normali conosciute.

D'altra parte un puro e semplice fenomeno di ibridazione tra un magma toleítico e un magma anatectico crustale non è in grado di spiegare le loro composizioni chimiche, come si può facilmente dedurre dagli stessi diagrammi di fig. 13 e 14 ove i punti rappresentativi degli inclusi, pur collocandosi in generale in posizione intermedia tra i due estremi, non mostrano tendenza a disporsi con regolarità lungo l'allineamento che congiunge i due ipotetici magmi capostipiti.

Una simile peculiare situazione può trovare una convincente spiegazione solo in un quadro di processi di scambio di elementi tra i due sistemi (incluso-matrice), per interdiffusione sotto la spinta di gradienti chimici (*diffusional mixing*, FYFE, 1979) che tendono ad equilibrarli sul piano composizionale, fermo restando che una condizione di almeno parziale fluidità dei due sistemi, quale nel nostro caso è deducibile dallo studio petrografico e dalle evidenze di campagna, è comunque indispensabile perchè questi processi si realizzino con la necessaria intensità.

In un processo di scambio per interdiffusione chimica tra due fusi silicatici immiscibili (acido-basico) a contatto, la velocità di migrazione dei vari elementi attraverso l'interfaccia è da presumere diversa e per di più variabile al variare delle condizioni chimico-fisiche al contorno (FLETCHER e HOFMAN, 1974; HESS e RUTHERFORD, 1974; MAGARITZ e HOFMAN, 1978). Nel caso in oggetto il quadro risulta ancor più complicato dal fatto che i due sistemi non rimangono, e forse non sono mai stati, completamente liquidi dall'inizio alla fine del processo e pertanto non è da attendersi che l'equilibrio finale sia semplicemente determinato dai coefficienti di ripartizione tra i due liquidi dei singoli costituenti chimici (WATSON, 1975; WATSON, 1976; RYERSON e HESS, 1978).



Non c'è dubbio che la presenza e l'ulteriore accrescimento di cristalli originari, ma soprattutto la cristallizzazione di nuove fasi minerali, rappresentano fattori che possono notevolmente incidere sulle velocità e sulla entità di scambio tra i due sistemi, in particolare per gli elementi che entrano a far parte delle stesse fasi minerali. La cristallizzazione di un dato minerale infatti, costituendo un polo di attrazione per gli elementi formatori, viene in ogni caso ad alterare la distribuzione degli elementi stessi quale si configurerebbe in un semplice equilibrio tra due fusi e in certi casi potrebbe portare un determinato elemento ad arricchirsi in uno dei due sistemi con un tenore addirittura superiore a quello dei due sistemi originari (è il caso per esempio, come vedremo, del K, del Rb e del Na). Questo « effetto minerale » che può di per sé indurre fenomeni di *uphill diffusion* (HOFMAN, 1980) può venire a complicare il processo generale di equilibratura chimica che tuttavia tenderà a proseguire sia pure con velocità sempre più ridotta man mano che aumenta la cristallinità dei due sistemi.

Con queste premesse, e con riferimento all'ipotesi che prevede dunque un incluso come una porzione di magma basico (in parte liquido e in parte cristallino) che, più o meno in contemporaneo con la matrice, prosegue la sua cristallizzazione in condizioni rese peculiari non solo dall'aumento della P_{H_2O} , ma anche dalla continua variazione della sua stessa composizione in conseguenza del fenomeno di interdiffusione chimica (condizioni che portano per esempio alla rapida stabilizzazione della biotite), possiamo ora commentare i diagrammi binari di seguito riportati.

Dai diagrammi FeO/SiO₂ e CaO/SiO₂ di fig. 13, prendendo come riferimento di discussione le curve ⁽¹⁰⁾ che delineano la composizione generale del batolite, possiamo arguire che tra ferro e calcio vi è una diversa velocità di uscita dal sistema incluso che di

⁽¹⁰⁾ Si precisa che le curve riportate nelle diverse diagrammazioni rappresentano unicamente il *best fit* calcolato con i minimi quadrati utilizzando un polinomio di secondo grado.

Fig. 12. — Diagrammi ternari Alk(Na₂O + K₂O) - C(CaO) - FM(MgO + FeO tot. + TiO₂); A(Na₂O + K₂O) - F(FeO tot.) - M(MgO); Na₂O-K₂O-CaO per gli inclusi BMD.

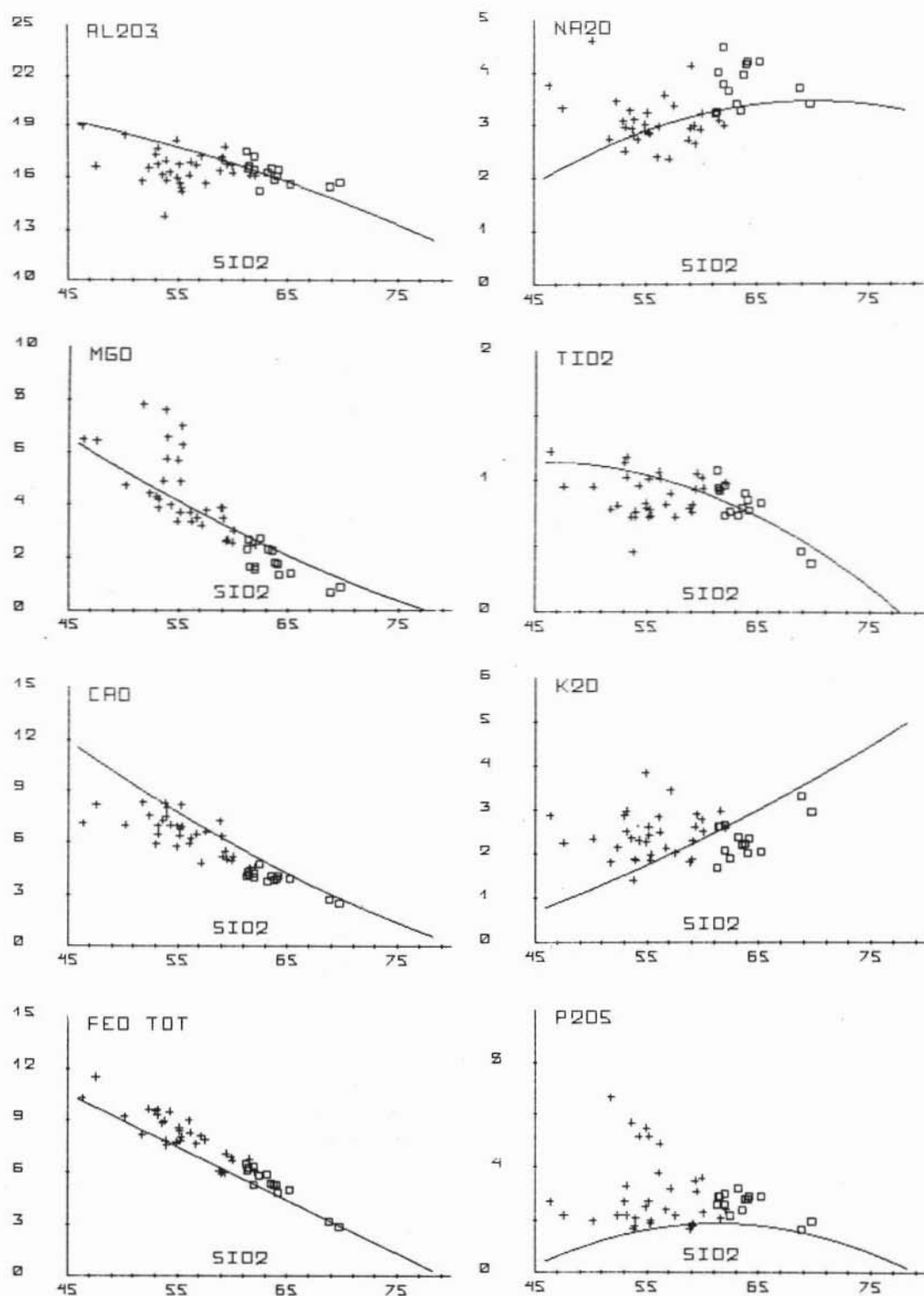


Fig. 13. — Diagrammi di correlazione con la SiO_2 di elementi maggiori per gli inclusi BMD.

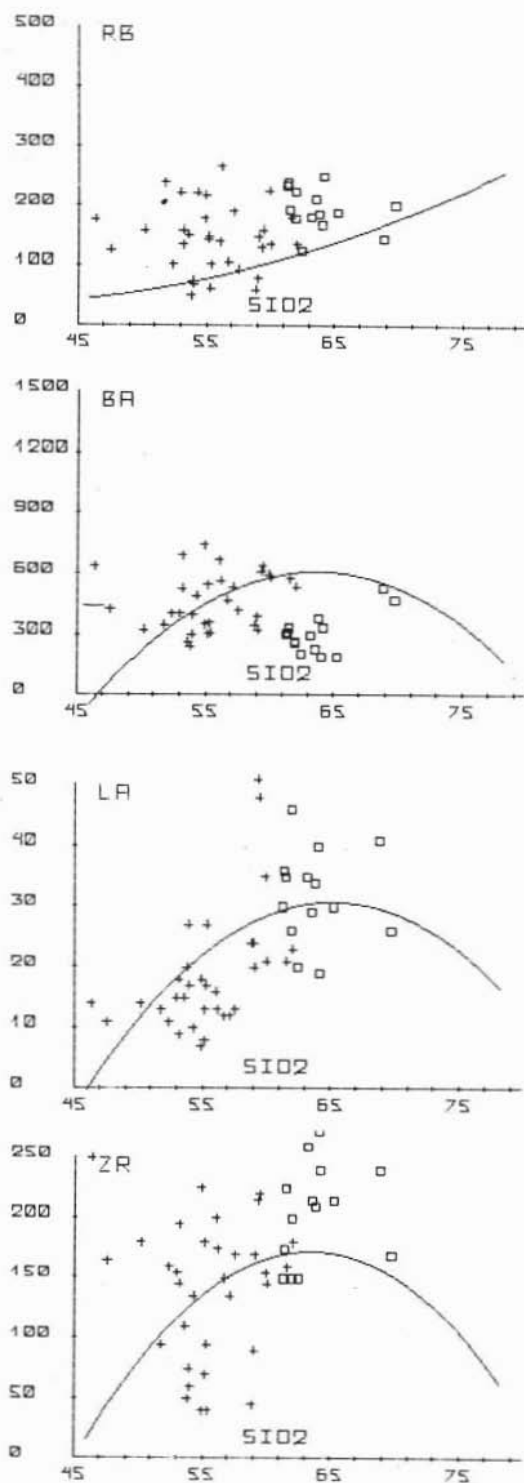


Fig. 14. — Diagrammi di correlazione con la SiO_2 di Rb-La-Ba-Zr per gli inclusi BMD.

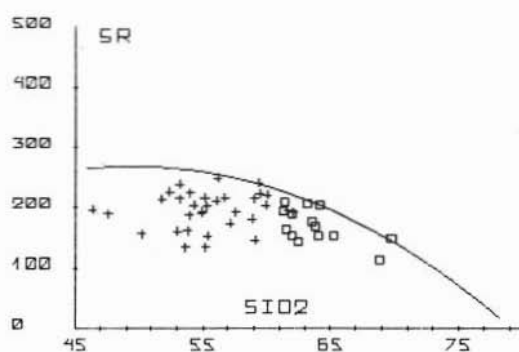


Fig. 15. — Diagramma di correlazione SiO_2 -Sr per gli inclusi BMD.

questi due elementi è più ricco rispetto alle matrici tonalitiche, granodioritiche e monzogranitiche. E ciò in quanto, mentre il ferro tende a rimanere bloccato nell'incluso dalla cristallizzazione della biotite, il calcio è facilmente scambiato per la tendenza dei plagioclasti, già cristallizzati o in formazione nell'incluso, ad equilibrare la loro composizione con quella pertinente alla composizione della matrice. L'eventuale presenza di anfibolo non modifica quanto detto sul comportamento del ferro; tenuto conto poi che nel corso del processo questo minerale tende in ogni caso ad essere sostituito dalla biotite, la sua presenza rappresenta solo un momentaneo fattore di rallentamento per la fuoriuscita del calcio. Il discorso potrebbe essere condotto anche in maniera diversa e sotto certi aspetti più corretta osservando che mentre nel caso del ferro la velocità di uscita è più lenta del contemporaneo ingresso di SiO_2 nell'incluso, tanto che i punti risultano spostati verso destra rispetto alla curva di riferimento, nel caso del calcio avviene il contrario.

Il comportamento del calcio è peraltro bilanciato dal massiccio ingresso del sodio (fig. 13); da notare che i tenori di questo elemento, generalmente superiori a quelli della roccia acida includente ed a quelli presumibili del magma basaltico originario, sono legati alla quantità modale di plagioclasio nell'incluso, quantità che è superiore a quella della matrice e, ciò che più conta, al fatto che si tratta di un plagioclasio almeno parzialmente e talora praticamente equilibrato in composizione con quello della matrice stessa.

Un commento più articolato richiede il diagramma di fig. 13 che pone in rapporto il comportamento di potassio e silice. Soprattutto in questo caso merita distinguere gli inclusi in matrice grano-quarzodioritica da quelli contenuti in matrici granodioritico-monzogranitiche. Si può facilmente osservare un comportamento assai diverso nei due casi: nel primo, il rapido ingresso di potassio, « richiamato » dalla cristallizzazione di biotite, con una velocità in ogni caso superiore a quella della silice, nel secondo un più lento ingresso del potassio, sempre in relazione a quello della silice. Questo comportamento può trovare spiegazione nel fatto che da un lato le matrici più acide creano un gradiente chimico più forte per la diffusione di SiO_2 verso l'incluso e dall'altro la migrazione del potassio dalla matrice è in qualche modo contrastata o diminuita dalla stabilità di K-feldspato, assai scarso o assente nelle matrici più basiche, ove la distribuzione del potassio è controllata dalla sola biotite. Questa interpretazione sul comportamento del potassio trova conferma nella distribuzione del rubidio e del bario (fig. 14). Entrambi si comportano in maniera simile al potassio negli inclusi in matrici più basiche, in accordo con il fatto che l'unico minerale accettore, sia negli inclusi che nelle matrici, è la biotite. Diverso invece è il comportamento relativo di questi due elementi minori negli inclusi in matrici acide e in particolare in quelle contenenti notevoli quantità di K-feldspato; in questi inclusi il rubidio entra in quantità relative maggiori del potassio in ragione del fatto che il suo K_d ⁽¹⁾ nella biotite è superiore rispetto a quello nel K-feldspato (rispettivamente 3,26 e 0,66, HANSON, 1978). Il bario invece, che nei confronti di biotite e del K-feldspato ha un K_d ⁽¹⁾ simile (6,36 e 6,12 rispettivamente, HANSON, 1978), mostra una distribuzione praticamente sovrapponibile a quella dell'elemento maggiore in comune alle due fasi minerali e cioè del potassio.

A proposito degli effetti indotti delle diverse composizioni delle matrici, tra i vari diagrammi significativi che potrebbero essere

esaminati, merita un particolare commento quello di fig. 16 che pone in relazione i tenori di FeO ed MgO degli inclusi in riferimento a quelli delle relative matrici. Ogni gruppo di inclusi tende a disporsi lungo rette a coefficiente angolare diverso che contengono i punti rappresentativi delle rispettive matrici. Le eccezioni più vistose, oltre che dai due inclusi del gruppo G-60 (molto indietro nell'equilibratura, come indica anche la loro notevole quantità di anfibolo modale) sono mostrate dagli inclusi dei gruppi G-72 e G-247, che hanno come minerale femico dominante l'anfibolo, al contrario delle rispettive matrici, e addirittura cristalli piro-senici relitti.

Quanto si osserva nei diagrammi di fig. 16 può in teoria avere due spiegazioni: o gli inclusi di ciascun gruppo derivano da magmi basici i cui rapporti MgO/FeO erano in origine notevolmente diversi o questi stessi rapporti sono divenuti diversi a causa dei processi di equilibratura che tendono a portarli verso i valori delle corrispondenti matrici. Pur ritenendo senz'altro possibile che un dato magma basico possa venire in contatto, e quindi interagire, in qualsiasi momento della sua storia evolutiva, con un magma anatettico crustale, appare tuttavia poco credibile sul piano probabilistico che masse granitiche di composizione diversa siano venute in contatto con magmi basici diversi, mentre masse a composizione simile incontrino magmi basici con rapporti MgO/FeO simili e per di più coincidenti con quelli delle matrici. Questa convinzione è del resto rafforzata dall'osservazione del diagramma di fig. 39, pag. 91 del lavoro di ORSINI (1979) che mostra una situazione del tutto analoga; e ciò anche se dall'Autore è interpretata come derivante da differenze originarie dei magmi subcrustali.

Dal momento che il rapporto MgO/FeO degli inclusi è sostanzialmente coincidente con quello della biotite, in quanto generalmente unico o comunque largamente predominante minerale femico, si può arguire, seguendo la nostra interpretazione, che quando in un incluso va a cristallizzare un minerale che è comune anche alla matrice (per es. appunto la biotite), questo tende ad assumere una composizione molto simile nei due sistemi. Ben inteso, questa affermazione ha una validità statistica come indica il diverso

⁽¹⁾ I valori di questi parametri sono, come è noto, variabili al variare delle situazioni al contorno, ma ciò non altera sostanzialmente il nostro discorso che non vuole né può essere quantitativo.

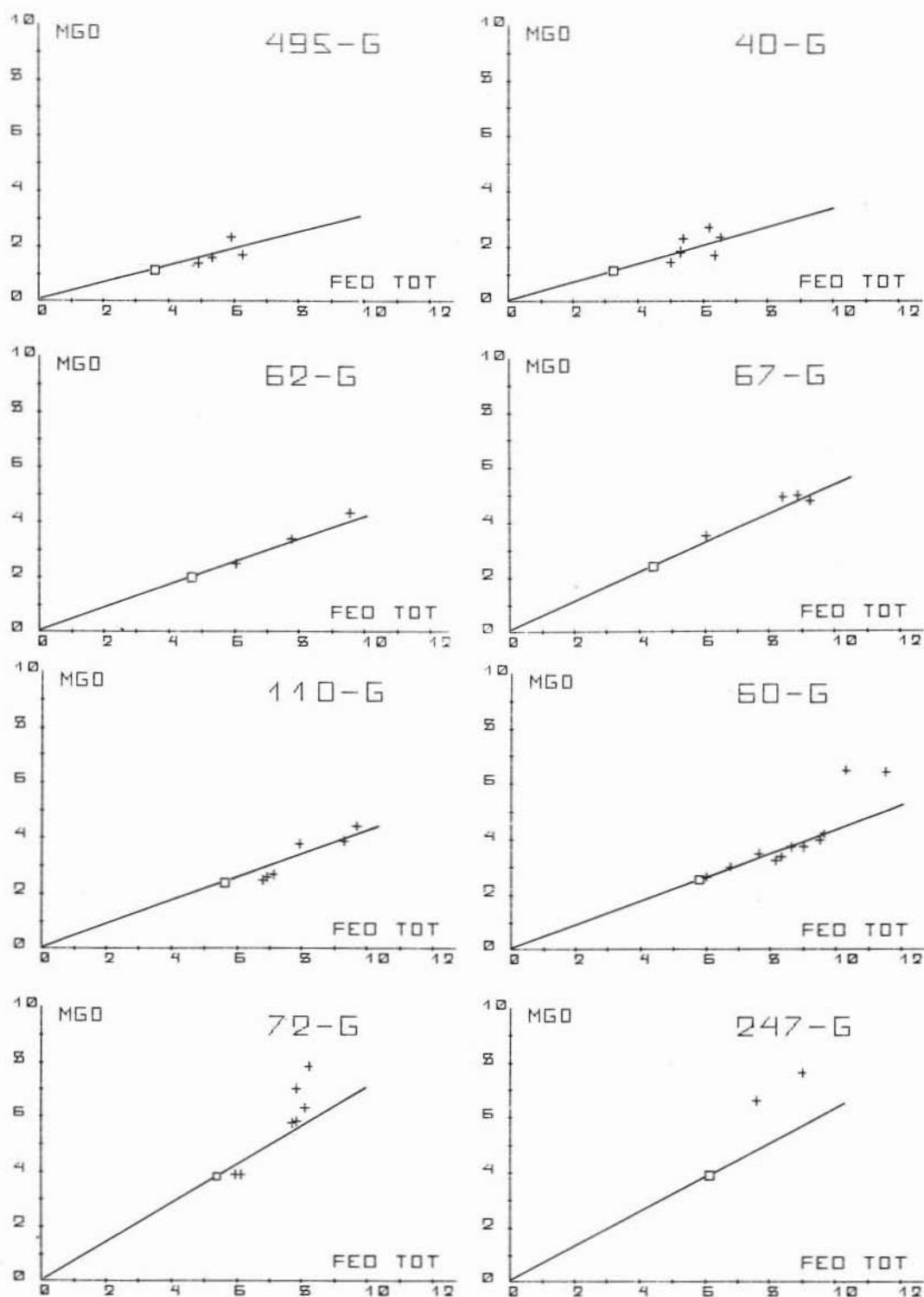


Fig. 16. — Diagrammi di correlazione MgO-FeO tot. per gli inclusi BMD (crocette) riferiti alle rispettive matrici (quadrato).

grado di equilibratura degli inclusi deducibile dai vari diagrammi; in ogni caso pone in rilievo un fenomeno che ha notevoli conseguenze su quella che è la tendenza generale del processo e cioè l'equilibratura chimica totale dei due sistemi. Infatti una volta equilibrate le paragenesi mineralogiche e restando la differenza composizionale tra incluso e matrice sostanzialmente affidata alle differenze modali, in maniera assai più lenta si svolgerà l'ulteriore equilibratura chimica che non potrà avvalersi, a questo stadio avanzato, nè dell'instabilità di minerali nè della presenza di una consistente porzione fluida come probabilmente esisteva all'inizio del processo. È in questo stadio avanzato del processo di equilibratura che verosimilmente si realizza la formazione di K-feldspato nell'incluso. Per quanto detto si può comprendere la notevole difficoltà di formazione di questo minerale che per di più necessita probabilmente anche di una riorganizzazione del potassio della biotite e comunque non richiede, come la biotite, il solo semplice ingresso di un elemento assai mobile come il potassio.

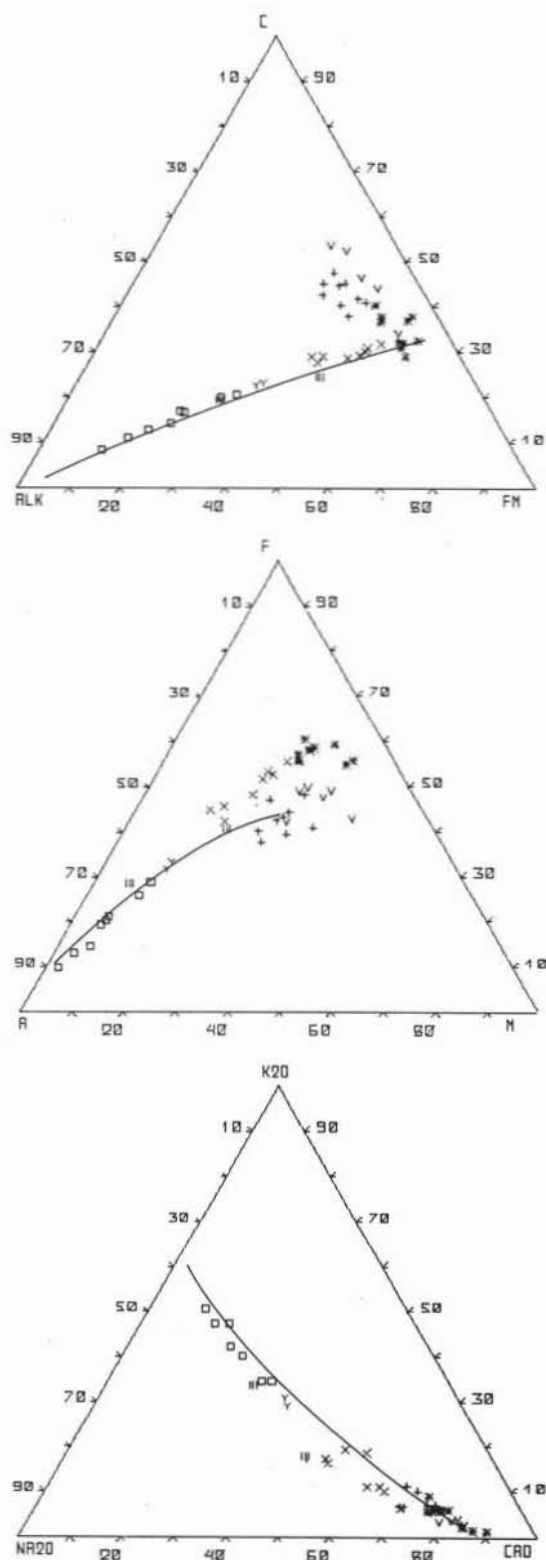
È di rilievo sottolineare che, contrariamente a quanto sarebbe da attendersi come risultato di un processo di diffusione semplice, i massimi tenori di potassio non corrispondono affatto agli inclusi con le maggiori quantità di K-feldspato; anzi sembra verificarsi piuttosto il contrario (fig. 13). Se fosse lecito ricostruire l'intera storia di questo elemento, combinando le informazioni dedotte da tutta la serie di inclusi studiata (che per altro provengono da intrusioni diverse ed a diverso chimismo) saremmo portati a concludere che ad una prima fase nella quale la stabilizzazione della biotite richiama velocemente (addirittura con poco o quasi nullo aumento di SiO_2) verso l'incluso una quantità di potassio che può arrivare a superare quella della matrice (¹²), segue una fase durante la quale il potassio diminuisce sia per l'effetto diluente dell'ingresso della silice, sia probabilmente

per la destabilizzazione di una parte della biotite in un ambiente via via più acido. È a questo punto, con tenori di SiO_2 intorno al 65 %, che inizia la formazione in quantità apprezzabili di K-feldspato nell'incluso che, in linea teorica, dovrebbe terminare al raggiungimento del definitivo equilibrio chimico con la matrice, ma che in pratica si arresta generalmente assai prima se non altro per la ovvia, esponenziale, diminuzione della cinetica del fenomeno di diffusione.

Un ultimo commento a proposito della geochimica degli inclusi meritano infine fosforo e zirconio, elementi che vanno tra l'altro a costituire fasi minerali proprie. Per entrambi, ma più marcatamente per il primo, le fig. 13 e 14 mostrano una tendenza ad arricchirsi nell'incluso nei confronti della matrice e, anche se ciò non è rigorosamente dimostrabile, anche nei confronti del magma basico originario (valori di 0,5-0,6 % di P_2O_5 sono possibili ma non certo frequenti in magmi toleittici continentali e ristretti a differenziati molto spinti e quantitativamente assai subordinati, cui tra l'altro dovrebbero accompagnarsi altre caratteristiche geochimiche peculiari che non si colgono negli inclusi ricchi di P_2O_5).

Questo fatto già evidenziato nel passato da vari Autori (DEER, 1938; NICKOLDS, 1941) si abbina ad un peculiare habitus cristallino dell'apatite che appare, come descritto in precedenza, in individui estremamente allungati, veri e propri aghi che attraversano tutti gli altri minerali (in particolare quarzo e plagioclasio) tanto più lunghi quanto più elevato è il tenore di P_2O_5 dell'incluso. Questo peculiare comportamento del fosforo può trovare spiegazione in un fenomeno di *uphill diffusion* di questo elemento verso il sistema basico quale conseguenza di un suo elevato coefficiente di distribuzione tra un fuso basico ed un fuso acido come è suggerito dallo studio del suo comportamento nel sistema $\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ (WATSON, 1976). È interessante rilevare che simile comportamento, anche se meno esasperato di quello del fosforo, è presentato dallo zirconio e in generale dagli HFS elementi (WATSON, 1976) nonchè dai REE (RYERSON e HESS, 1978). Il fatto è attribuito alla minore polimerizzazione del fuso basico cui consegue una più facile coordinazione e quindi una più ridotta

(¹²) In termini di equilibratura per interdizione chimica tra due fasi a composizione diversa, tale *uphill diffusion* del potassio è giustificata dalla cristallizzazione della biotite che, sottraendo al liquido l'elemento via via che esso entra nell'incluso, fa sì che ulteriori quantità dello stesso debbano entrare per equilibrare il coefficiente di ripartizione tra i due liquidi (WATSON, 1976).



attività degli elementi ad alta carica nel magma basico nei confronti di quello acido.

2) LA MASSA BASICA DI P.TA FALCONE

Un discorso a parte, ancorchè del tutto attinente alla problematica degli inclusi, richiede la massa basica di P.ta Falcone che, tra le diverse masse dello stesso tipo presenti nel batolite sardo, ha richiamato la maggior attenzione a causa della eccezionale esposizione dei fenomeni di interazione con i magmi granitici che possono osservarsi lungo un ampio tratto di falesia. Tali fenomeni, come si è visto, hanno la loro più vistosa espressione in una fascia di reazione (*border facies*) presente in corrispondenza del contatto.

È già stato discusso in precedenza sulle complessità litologiche, giaciturali e tessiturali esistenti all'interno della massa di P.ta Falcone e di come tutte le facies presenti denuncino, in grado maggiore o minore, segni di un brusco aumento della pressione di H_2O ad un certo stadio della loro cristallizzazione. Tali segni, che progrediscono dal centro alla periferia per divenire poi massicciamente evidenti appunto nelle *border facies*, si concretizzano in trasformazioni o comunque in disequilibri mineralogici che richiedono nella maggior parte dei casi l'intervento anche di altri costituenti chimici oltre che dell'acqua.

Le rocce che costituiscono le *border facies* mostrano, come più volte accennato, caratteri strutturali e tessiturali in tutto simili agli inclusi di cui si è trattato in precedenza. Appare dunque importante porre a confronto anche sotto l'aspetto geochimico queste lito-facies, anche se è opportuno precisare che una differenza non secondaria esiste tra le due situazioni, e cioè: mentre gli inclusi da noi

Fig. 17. — Diagrammi ternari Alk($Na_2O + K_2O$) - C(CaO) - FM($MgO + FeO$ tot. + TiO_2); A($Na_2O + K_2O$) - F(FeO tot.) - M(MgO); Na_2O - K_2O - CaO per le rocce gabbro-tonalitiche e granitiche di Punta Falcone.

- V LEUCOGABBRI
- * GABBRI E QUARZOGABBRI
- + QUARZODIORITI
- X FACIES ETEROGENEE MARGINALI (BORDER FACIES)
- Y FACIES GRANODIORITICHE IBRIDE
- III INCLUSI BMD NEI GRANITI
- O FACIES GRANITICHE

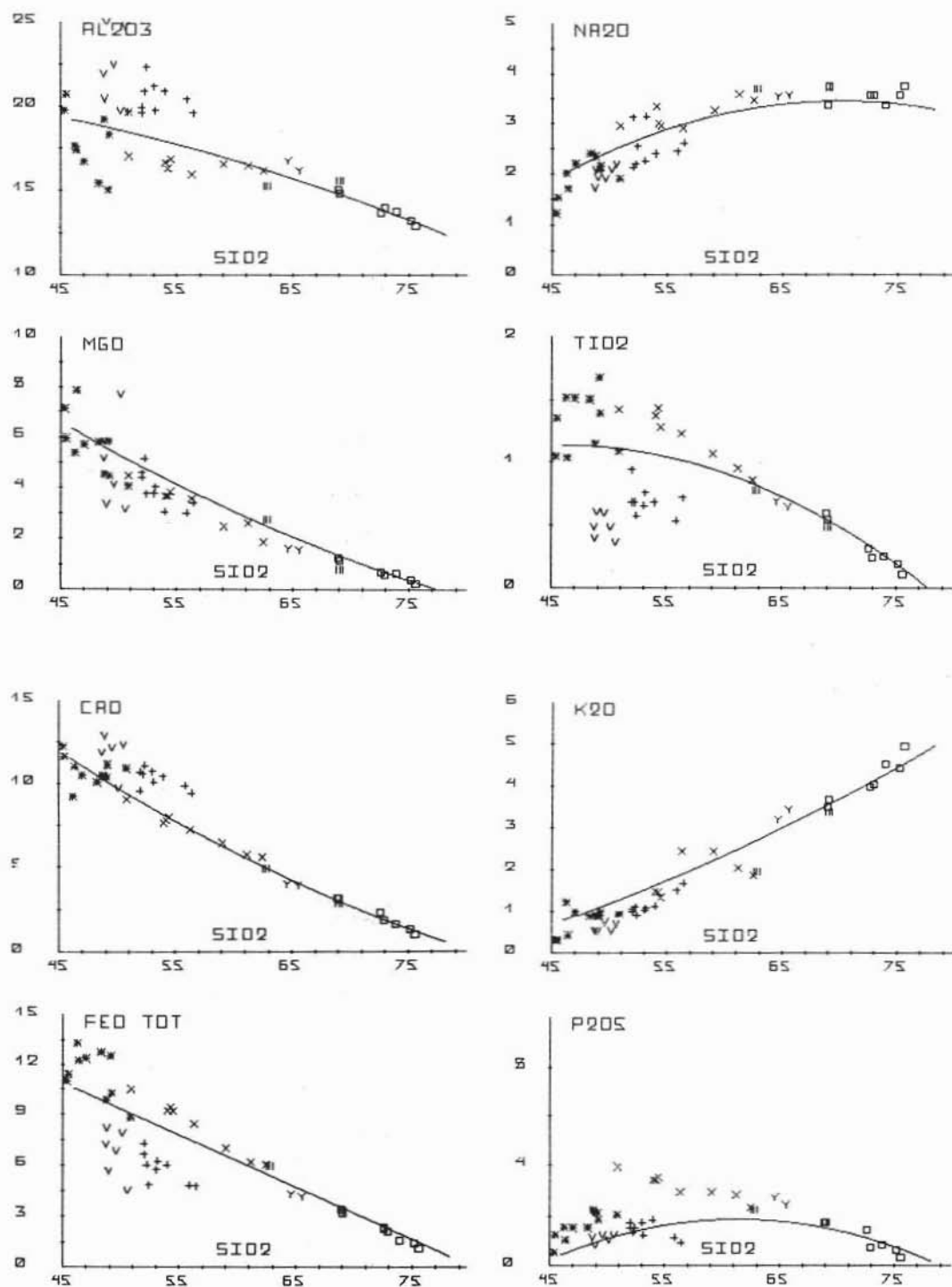


Fig. 18. — Diagrammi di correlazione con la SiO_2 di elementi maggiori per le rocce gabbro-tonalitiche e granitiche di Punta Falcone.

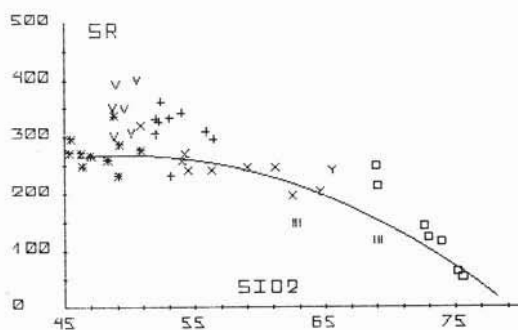
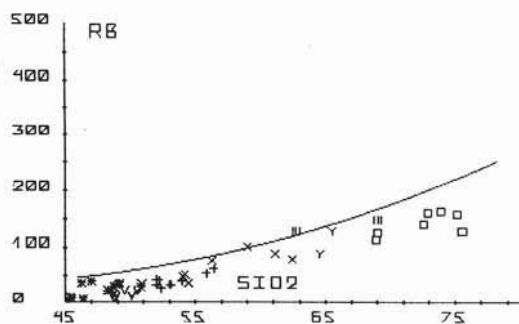


Fig. 20. — Diagramma di correlazione SiO_2 -Sr per le rocce gabbro-tonalitiche e granitiche di Punta Falcone.

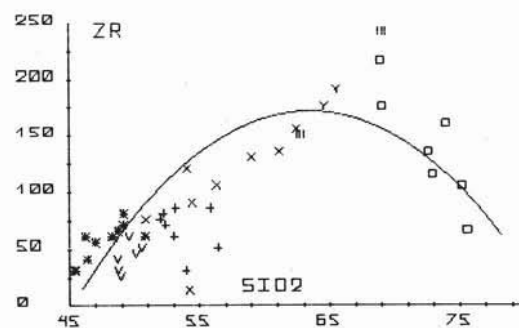
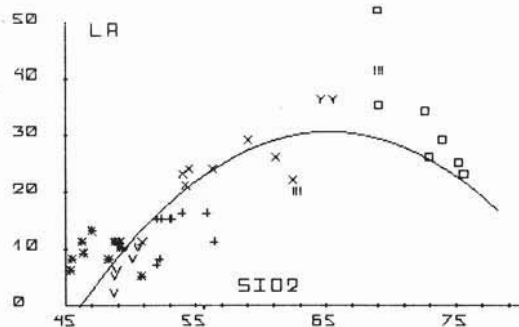
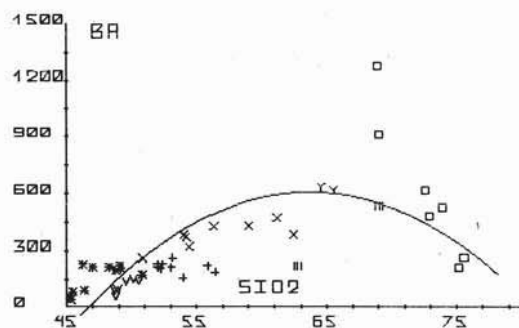


Fig. 19. — Diagrammi di correlazione con la SiO_2 di Rb-La-Ba-Zr per le rocce gabbro-tonalitiche e granitiche di Punta Falcone.

analizzati rappresentano porzioni decimetriche perfettamente omogenee al loro interno, le *border facies* di P.ta Falcone rappresentano la fascia più esterna di un unico grosso incluso assai eterogeneo.

Nei diagrammi di fig. 17, 18, 19 e 20, come del resto in tutti gli altri che si riferiscono a P.ta Falcone, sono riportati anche i punti rappresentativi di rocce della parte interna della massa per dare un panorama, sia pure incompleto, della varietà dei chimismi presenti. Sono stati distinti con diversa simbologia i campioni di rocce cumulitiche plagioclasiche, che occupano una buona parte della zona centrale (tav. 1), i campioni di facies gabbriche, i campioni di facies a composizione quarzodioritica nonché ovviamente i campioni delle *border facies*. Nei diagrammi sono altresì riportati i punti rappresentativi delle rocce granitiche a contatto e di due inclusi provenienti dal granito biotitico che borda sul lato Est la massa.

Non vi è molto da commentare in questa sede sul chimismo delle facies cumulitiche e gabbriche se non osservare che per entrambe, ai processi di trasformazione mineralogica rilevati allo studio microscopico, non fanno riscontro variazioni geochemiche di grosso rilievo, almeno per quanto riguarda gli elementi analizzati, a conferma del fatto che è soprattutto l'intervento dell'acqua a determinarle. Per quanto riguarda le facies gabbriche è interessante constatare che tutti i caratteri geochemici le configurano come prodotti scarsamente frazionati, fatto che indica

come il suddetto intervento dell'acqua deve essersi realizzato in un momento abbastanza precoce del processo di cristallizzazione.

Per quanto concerne poi le quarzodioriti, si è già detto di come esse mostrino marcate evidenze di trasformazione per fenomeni di disequilibrio compositivo verificatisi, con tutta probabilità, in un momento che in ogni caso precedeva la completa cristallizzazione del fuso di intercumulo. La loro notevole omogeneità, almeno nel confronto relativo con le *border facies*, sul piano tessiturale generale e segnatamente per le dimensioni dei cristalli, la loro costante separazione in tutti i diagrammi sia dalle facies gabbbriche, sia dalle stesse *border facies*, e di contro il loro associarsi con le facies cumulitiche, le configurano come un gruppo di rocce peculiari che verosimilmente rappresentano il risultato di un fenomeno di *diffusional mixing* su cumuliti plagioclasiche.

Venendo infine al problema che essenzialmente ci interessa e cioè quello delle *border facies*, possiamo osservare che nella maggior parte delle diagrammazioni i punti rappresentativi di queste rocce si dispongono con notevole regolarità lungo un allineamento che congiunge le facies gabbbriche e le facies granitiche, fatto che preso a sè potrebbe far pensare ad una loro derivazione da un fenomeno di semplice ibridazione dei due tipi magmatici. Ciò peraltro contrasta con quanto detto in precedenza discutendo delle caratteristiche tessiturali e microstrutturali di queste rocce che solo in alcuni campioni (G-902 - G-810), corrispondenti a porzioni del tutto subordinate dal punto di vista quantitativo e chiaramente individuabili anche sul terreno, indicano fenomeni riconducibili ad una ibridazione diretta dei due magmi. Contrasta inoltre, per quello che concerne l'aspetto geochimico, con quanto si rileva dalla distribuzione del fosforo (fig. 18). Come negli inclusi questo elemento presenta infatti un arricchimento sensibile nei confronti sia del magma granitico sia del magma basico (in questo caso di composizione sufficientemente nota), fatto che è improponibile come risultato di un semplice processo di ibridazione. È evidente quindi che, salvo le eccezioni cui abbiamo fatto sopra riferimento, anche nel caso delle *border facies* di P.ta Falcone, come per gli inclusi, il grosso

del fenomeno di variazione chimica è da ricondurre a fenomeni di interdizione chimica sotto la spinta di gradienti compositivi. La regolarità della distribuzione dei punti nei diversi diagrammi riferiti alle *border facies* rispetto a quelli analoghi riferiti agli inclusi trova del resto logica spiegazione in quella che è la differenza sostanziale tra le due situazioni in precedenza sottolineate, e cioè che le *border facies* di P.ta Falcone fanno parte di un unico e grosso incluso che presenta una vistosa zoneografia di trasformazione, mentre gli inclusi da noi analizzati sono, come più volte ripetuto, di piccole dimensioni e omogenei e per di più provenienti da intrusioni diverse anche per chimismo. Il fatto di provenire da uno stesso incluso e in particolare il fatto di provenire da porzioni a diverso stadio di trasformazione di uno stesso incluso, comporta di per sè, come risulterà anche meglio chiarito in seguito, una minore « erraticità » compositiva. Il fatto poi che l'incluso sia di grandi dimensioni, e tale che al suo interno persistono porzioni anche scarsamente trasformate, fa ritenere che i processi di diffusione si siano effettivamente espressi con gradualità, venendo tra l'altro a smorzarsi i motivi che, quando il processo si realizza in piccoli volumi, inducono assai più facilmente fenomeni di *uphill diffusion*. È di rilievo osservare a quest'ultimo proposito che nel caso delle *border facies* di P.ta Falcone solo il fosforo, e cioè l'elemento che presenta il valore massimo del coefficiente di distribuzione tra fuso basico e fuso acido (WATSON, 1976), continua a presentare un tale fenomeno, ma in maniera assai meno accentuata che non negli inclusi.

Lo studio della massa di P.ta Falcone che, come più volte ripetuto, è tutt'altro che un esempio unico nel batolite, offre poi altre informazioni del massimo interesse sul piano generale circa i fenomeni di interazione con i magmi crustali, informazioni che non possono essere trovate nello studio degli inclusi a causa soprattutto delle loro modeste dimensioni. Si ricorda che i fenomeni di anfibolitizzazione del pirosseno e talora di iniziale biotizzazione dell'anfibolo sono presenti fin nelle porzioni più interne, cumulitiche, della massa indicando la capacità dell'acqua di diffondere su distanze di centinaia di metri

pur in sistemi che dovevano avere acquisito un grado di rigidità a luoghi anche notevole. Lo stesso può dirsi in merito all'evidente equilibratura dei rapporti isotopici iniziali dello stronzio persino nei plagioclasti delle cumuliti (valori di 0,709 come emerge da dati non ancora pubblicati). Non c'è alcun dubbio quindi che studi specifici potranno mettere in rilievo la capacità di diffusione dei singoli elementi chimici ben al di là di quanto sia stato possibile in questo lavoro in cui lo studio geochimico al riguardo è da considerarsi appena iniziato. Sin d'ora tuttavia quantomeno lo spessore delle *border facies* (alcuni metri in media) può darci una scala minima del fenomeno e togliere ogni dubbio sulla possibilità che porzioni decimetriche, quali sono gli inclusi, possano interagire con le matrici granitiche. Un ruolo determinante per esaltare la capacità di movimento per diffusione degli elementi chimici è giocato dalla P_{H_2O} ; recenti studi sperimentali infatti (WATSON, 1981) indicano che valori anche minimi di questo parametro possono aumentare di diversi ordini di grandezza le distanze percorse da un determinato ione nell'unità di tempo rispetto ai sistemi anidri; ciò induce ad una rivalutazione di questo fenomeno in campo petrologico.

3) I PROCESSI DI MIXING

Fenomeni di interazione quali quelli sin qui discussi per gli inclusi e per la massa basica di P.ta Falcone debbono richiedere ambientazioni e condizioni al contorno particolari, tenendo conto che situazioni equivalenti non sono riscontrabili ai contatti con le rocce della copertura ed in generale con le porzioni palesemente « dure » incluse nelle plutoniti (ved. i rari inclusi a spigoli vivi di varia natura: pezzi di filoni e di altre rocce magmatiche e metamorfiche). In particolare appare indispensabile un notevole grado di fluidità non solo ovviamente della matrice granitica ma anche del magma basico e degli stessi inclusi una volta isolati nella matrice e ciò può realizzarsi solo a temperature assai elevate del prodotto anatettico includente così da non consentire il fenomeno di rapido e completo *quenching* dell'incluso. Tali condizioni sono naturalmente più probabili, e certo più durature, nelle stesse zone di anatessi.

Che gli inclusi siano dotati di un notevole

grado di duttilità è dimostrato, come visto, da vari dati oggettivi: il loro contorno invariabilmente stondato quale che sia la loro forma: tonda, ovale o a lente assai stirata; le strutture immancabilmente magmatiche dei minerali (essendo il sistema soggetto ad un fenomeno di continua riequilibratura chimica e termica, si potrebbero facilmente, in un mezzo rigido, produrre effetti di ricristallizzazione con strutture metamorfiche); la loro capacità di modellarsi plasticamente sotto l'effetto di pressioni orientate, senza presentare fenomeni di clastesi o di ricristallizzazione delle fasi mineralogiche. Questa capacità che è rilevabile in maniera quasi ubiquitaria negli inclusi delle intrusioni tonalitiche, messe in posto in una situazione geostutturale ancora sensibilmente compressiva, indica che un residuo notevole di duttilità è mantenuto dagli inclusi fino al momento della definitiva messa in posto della massa ospite. Il che comporta, a nostro avviso, che i processi di scambio che tendono con continuità ad acidificare l'incluso (e, ciò che è anche più importante, ad idratarlo) portino ad un altrettanto continuo abbassamento della temperatura di *solidus* dell'incluso stesso. A sostegno di questa interpretazione, che in via qualitativa trova certo giustificazione sul piano logico, torna nuovamente utile quanto si può osservare nella massa di P.ta Falcone: frequentemente si osservano porzioni di *border facies*, ed in particolare di facies a K-feldspato, dotate di mobilità tale da intrudere parti più interne della massa basica. Queste porzioni, che in alcuni casi assumono la fisionomia di veri e propri filoni, si « caricano » di inclusi a contorni stondati di *border facies* più basiche e di inclusi con bordi più netti di gabbri e cumuliti. Si spieghino così, tra l'altro, anche i cosiddetti « inclusi doppi » che pur raramente (ved. ad esempio DIDIER, 1973, pag. 228, fig. 87) possono trovarsi nelle intrusioni granitiche; ma soprattutto la fenomenologia presente a P.ta Falcone richiama l'attenzione su quel fondamentale requisito che è la duttilità relativa fra masse magmatiche diverse, o anche fra porzioni della stessa massa, così opportunamente sottolineato da PITCHER e BERGER (1972), requisito che è protagonista di gran parte della complicazione tessiturale delle rocce intrusive.

Scarse sono le possibilità attuali di valu-

tare la viscosità dei magmi (parametro da cui dipende la duttilità) ed in particolare di stimare con sufficiente precisione le differenze relative di viscosità tra due magmi a contatto (ved. i tentativi in questo senso condotti in lavori dedicati ai cosiddetti *composite dikes* (GAMBLE, 1979; WIEBE, 1973), ove la presenza di fenomeni di *commingling* tra magmi acidi e basici è fuori discussione, e di VOGEL e WALKER, 1975).

La viscosità di un magma dipende infatti non solo dalla sua composizione chimica e dalla temperatura, ma altresì dal contenuto di acqua e di altri volatili nonché dall'eventuale contenuto di frazione cristallina. Nel caso che a noi interessa, e cioè di porzioni di magma basaltico disperse in un magma granitico, combinando le considerazioni al riguardo di GAMBLE (1979) e di VOGEL e WALKER (1975) non si può in realtà neppure affermare con certezza quale dei due sistemi a contatto sia il più viscoso (ved. anche YODER, 1973). E ciò a causa del diverso effetto che il contenuto di acqua determina sulla viscosità dei due sistemi e della presumibile diversa cristallinità degli stessi che, per di più nel caso specifico, è da prevedersi variabile da caso a caso. L'unica affermazione che può essere fatta è che le forme a contorni stondati degli inclusi ed il loro comportamento plastico in risposta alle sollecitazioni meccaniche si giustificano solo se tra inclusi e matrice la differenza in viscosità è inferiore a tre ordini di grandezza (RAMBERG, 1970). Pertanto, perchè si realizzi un fenomeno di *commingling*, quale noi riteniamo sia in gioco nella formazione degli inclusi (anche se come vedremo tra poco il fenomeno è più complesso), la differenza di viscosità tra i due magmi deve essere contenuta entro limiti relativamente ristretti, ma una differenza deve comunque esistere per impedire un fenomeno di omogeneizzazione completo.

Esistono tuttavia motivi che fanno ritenere che il fenomeno di interazione di cui andiamo discutendo sia più complesso di un puro fenomeno di *commingling*. Sono stati descritti infatti in precedenza fenomeni che riguardano una percentuale variabile dei cristalli della matrice e segnatamente dei plagioclasti (presenza in essi di nuclei basici, *patchy zoning*, ecc.) fenomeni in tutto identici a quelli presenti negli inclusi ed in particolare presenti nei «fenocristalli» degli inclusi. Altre

similitudini sono state rilevate nella presenza, sempre nelle matrici, di glomeruli di minerali basici e di cristalli di anfibolo in corso di biotizzazione. Si è concluso in favore di una interpretazione di xenocristalli, interpretazione del resto non nuova in letteratura, anche se resta il problema sostanziale della loro derivazione: o essi rappresentano cristalli restitici, o rappresentano gli originari fenocristalli di un magma basico che sono venuti a trovarsi dispersi nella matrice a seguito di un fenomeno di *mixing*.

È evidente che per quanto sinora discusso non possiamo che essere in linea con la seconda ipotesi. WHITE e CHAPPEL (1977) considerano gli xenocristalli in oggetto di «tipica» derivazione da restiti in quanto, essi affermano, non hanno trovato nelle masse basiche associate alle plutoniti acide da loro studiate cristalli con le suddette peculiari caratteristiche. L'esempio di P.ta Falcone ci dice che cristalli di questo tipo in effetti non esistono nelle zone più interne della massa basica, ma sono praticamente ubiquitari nelle *border facies*, così come sono frequentissimi negli inclusi; ciò li indica evidentemente come prodotti dei fenomeni di reazione di cui è stato ampiamente discusso in precedenza.

La presenza quindi degli xenocristalli nella matrice richiede un fenomeno pur parziale di ibridazione, fenomeno che per sua stessa natura è difficilmente evidenziabile all'osservazione di campagna se non in situazioni locali del tutto favorevoli (FYFE, 1979). Noi riteniamo che anche sulla base di quanto osservato da altri Autori (per es. MAC DONALD e KATSURA, 1965; BOWMAN et al., 1973; EICHELBERGER, 1975) nelle *composite flows*, si possa facilmente spiegare la contemporanea presenza degli inclusi e degli xenocristalli che pure individuano due meccanismi diversi di interazione; siamo anzi convinti che i fenomeni presenti nelle colate composte siano semplicemente l'espressione dello stesso processo che porta all'individuazione degli inclusi e degli xenocristalli nelle plutoniti, con la differenza che nelle vulcaniti esso è congelato ad uno stadio poco più che iniziale. La sequenza fotografica, presentata nella figura 5 del lavoro di EICHELBERGER (1975), illustra meglio di qualsiasi lungo discorso quanto noi riteniamo che avvenga durante la

prima fase di incontro di un magma basico con un magma crustale. Le immagini mostrano chiaramente la difficoltà di un *mixing* completo tra i due sistemi a viscosità e cristallinità diversa e rendono ragione ad un tempo degli xenocristalli (che non sono altro che gli ex fenocristalli del magma basico) e degli inclusi quali porzioni non miscelate intimamente. Suggerisce altresì che l'energia che fa superare la soglia di non miscibilità è quella meccanica fornita dal movimento delle masse, senza il quale l'ibridazione sarebbe forse virtualmente impossibile e tutto si limiterebbe a fenomeni di scambio chimico tra i due magmi in una ristretta zona di contatto. È evidente che il processo di *stirring* indotto dal movimento porterà tanto più facilmente all'ibridazione tra i due magmi quanto maggiore sarà in essi il grado di fluidità, e poi man mano sempre meno facilmente (fig. 5) secondo un processo che si può immaginare parallelo al concomitante smorzamento della velocità degli scambi chimici, anch'essi a loro volta indubbiamente agevolati dal grado di fluidità dei due mezzi. Il processo dunque si svolgerebbe non secondo le modalità di un puro fenomeno di ibridazione o di un puro *commingling* ma come una combinazione dei due meccanismi con una incidenza variabile dell'uno e dell'altro a seconda della situazione iniziale, in ordine alle condizioni fisiche dei due magmi, e di quella successiva, in ordine alla possibilità ed alla quantità di movimento.

È da sottolineare che questo quadro, relativamente semplice nelle linee generali, comporta di per sé tutta una serie di complicazioni nel dettaglio fenomenologico, tanto che non è fuori luogo l'affermare che al limite ogni incluso che, come detto, rappresenta al momento attuale il residuo di una porzione meccanicamente « indisciolta » nella matrice che lo ospita, ha una storia simile ma non identica a quella di un altro incluso, sia pure nella stessa matrice. Diverse potevano essere le dimensioni iniziali, diverso il grado di fluidità, diverso il grado di cristallinità, diverso anche il grado di evoluzione della porzione di magma basico originario, diverso il grado di *stirring* nella matrice, diversi, per varianti, locali, certi parametri fisico-chimici della matrice stessa. Ciascuno di questi parametri influenza infatti a sua volta, in misura maggiore o minore, i processi di scambio chimico

con la matrice ed in particolare la sua velocità, talché non è sorprendente trovare una variabilità composizionale anche notevole fra gli inclusi. E ciò anche se trascuriamo le ulteriori possibilità di variazione determinate dal fatto che inclusi di piccole dimensioni possono essere strappati dalle *border facies* « mobili », a vario grado di reazione, di inclusi più grandi (ved. P.ta Falcone), o da *pockets* di materiali che hanno in precedenza subito un locale processo di ibridazione (facies tipo campione G-902 e G-810).

4) RUOLO DEI FENOMENI DI MIXING NEI PROCESSI PETROGENETICI DEL BATOLITE

Sulla base di quanto sin qui discusso appare chiara l'importanza petrologica degli inclusi non solo di per sé ma anche e soprattutto per la roccia che li contiene, dal momento che essi rappresentano la traccia di un processo di interazione con magmi basici in cui la roccia ospite è stata in qualche modo coinvolta. Se si tiene poi conto della diffusione di questo fenomeno possiamo senz'altro affermare che esso interessa la parte sostanziale di un intero batolite (nel caso del batolite sardo il 75 % delle rocce costituenti contiene inclusi BMD) e, nei limiti che cercheremo di delineare, ne influenza direttamente la petrogenesi. La composizione di queste rocce dipende evidentemente da due variabili: la composizione del magma anatetico crustale (non direttamente conoscibile) e la quantità, che occorre determinare, di magma basico subcrustale che si è mescolato intimamente al primo, la cui composizione si può in prima analisi ritenere sufficientemente nota. Resterebbe invero una terza variabile e cioè l'incidenza quantitativa dei fenomeni di scambio chimico inclusi-matrice, ma questa, anche se a luoghi è certamente notevole, è da considerarsi subordinata nel bilancio generale di una intrusione, data la quantità assai ridotta in volume degli inclusi rispetto alla matrice.

L'unico modo per stimare direttamente la quantità di magma basico che ha partecipato al processo di ibridazione sarebbe quello di stimare quantitativamente gli xenocristalli. Va osservato che ciò porterebbe a dare un'idea dei valori minimi in quanto, come detto, almeno una parte della ibridazione deve essersi realizzata tra fasi ancora fluide.

Una migliore approssimazione nella stima,

sia pure sempre in generale per difetto, può ottenersi raddoppiando la quantità modale degli xenocristalli di plagioclasio (relativa quindi alle sole parti nucleari caratterizzate da nuclei basici e/o *patchy zoning*, e non al bordo di accrescimento secondario, tenuto conto che in un magma basico del tipo in questione è generalmente questo minerale il primo a cristallizzare e che esso costituisce potenzialmente circa il 50 % della sua composizione mineralogica).

Esiste tuttavia un problema non secondario per questa stima quantitativa. Infatti se è spesso facile riconoscere uno xenocristallo di plagioclasio per la presenza dei vistosi fenomeni di disequilibrio, cui si è già più volte fatto riferimento, è anche vero che la tendenza all'equilibratura con la matrice porta gradualmente ad obliterare le originarie caratteristiche sino a renderle simili a quelle dei cristalli della matrice. E ciò è tanto più vero nelle matrici più acide dove, come visto, si hanno riequilibrazioni in generale più spinte. Nell'intento comunque di arrivare a definire un ordine di grandezza del fenomeno di ibridazione si è proceduto ad una valutazione quantitativa degli xenocristalli su campioni della massa granodioritica biotitico-anfibolica di Bottida, ove risulta particolarmente chiara la distinzione tra i due tipi di plagioclasio. Il risultato ottenuto è che il 14 % della matrice (quasi 1/3 del plagioclasio totale della roccia) è costituito da xenocristalli. A ciò consegue, per le considerazioni precedentemente svolte, che circa il 30 % della roccia compete ad originario materiale gabbrico. Operando il calcolo sulla silice, che in questi prodotti è certamente l'elemento più significativo della composizione totale, premesso che valori di 47-50 % di SiO_2 sono senz'altro valori ammissibili per una toleite continentale, è richiesto un tenore di SiO_2 dell'ordine del 71-73 % del magma crustale per giustificare l'attuale contenuto della roccia che è di circa 65 % in silice.

Ad analoga conclusione, e in particolare per quanto riguarda i tenori di SiO_2 del magma crustale, si giunge con la stessa metodologia, per i prodotti tonalitici della zona di Burgos.

Questi dati indicano che dei due meccanismi in gioco nel processo di interazione

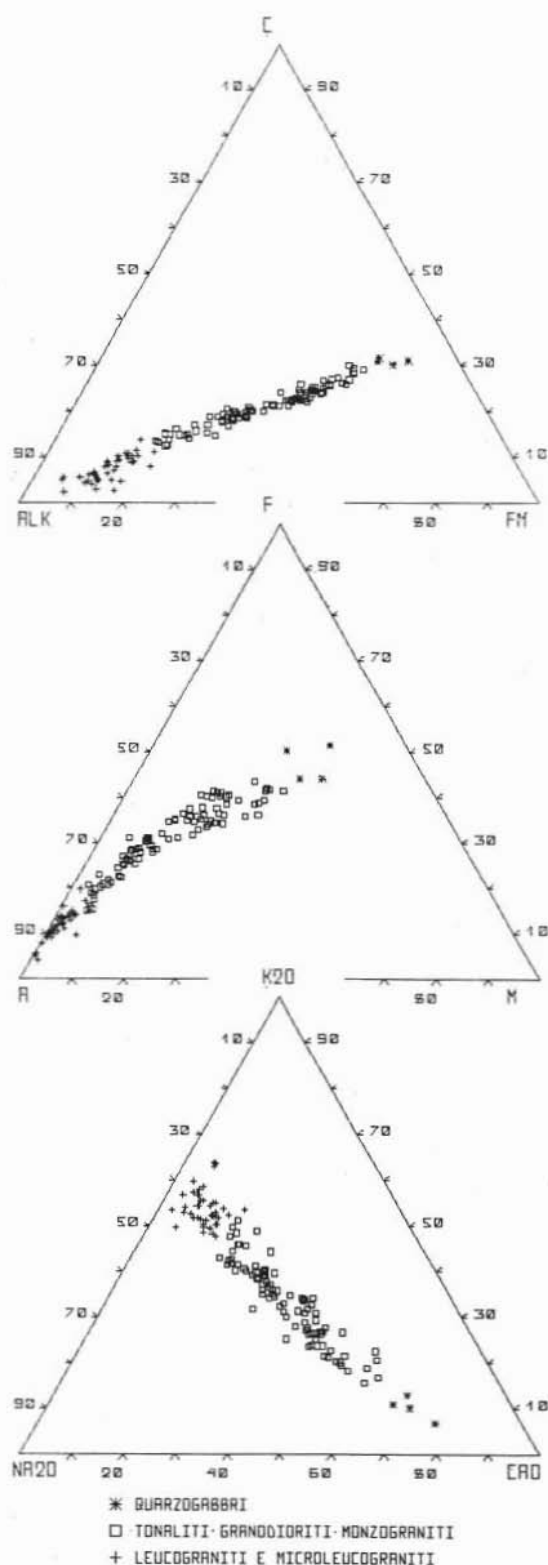
tra i due magmi, l'ibridazione e il *com-mingling*, è il primo e di gran lunga a prevalere quantitativamente anche se, come è naturale, è il secondo ad essere ben più evidente a livello macroscopico.

Il fatto comunque che maggiormente assume rilievo dal punto di vista petrologico è l'entità del processo di ibridazione; se si tiene conto che fenomenologie identiche a quelle presenti nelle intrusioni granodioritico-tonalitiche, ove sono state condotte le stime sopra riferite, sono ubiquitarie in tutte le plutoniti dello stesso tipo, che fanno parte del massiccio sardo-corso, appare giustificato ritenere che tale processo sia determinante per la genesi di queste rocce (¹³). Più difficile è, come accennato, quantificare i fenomeni di ibridazione nelle rocce via via più acide del batolite e cioè nei monzograniti a tendenza granodioritica e nei veri e propri monzograniti. Tuttavia la graduale ma decisa rarefazione degli inclusi in queste rocce all'aumentare dell'acidità sta ad indicare una incidenza del fenomeno che progressivamente tende a valori minimi.

5) CONSIDERAZIONI GENERALI SUL CHIMISMO DEL BATOLITE

La discussione sul significato dei diagrammi che illustrano il chimismo generale delle plutoniti erciniche sarde (fig. 21, 22, 23 e 24) non può non tenere conto delle precedenti conclusioni. Tuttavia, prima ancora di fare riferimento ai fenomeni di ibridismo, possiamo commentare che la disposizione dei punti in detti diagrammi non può in ogni caso indicare una « liquid line of descent » per frazionamento magmatico. Ciò è infatti,

(¹³) L'ipotesi che fenomeni di ibridismo basico-acido possano essere determinanti nella petrogenesi delle « rocce intermedie » è stata reiteratamente ancorché variamente prospettata nella letteratura petrografica a partire dal classico lavoro di BUNSEN (1851) sulla base di studi condotti su rocce magmatiche originatesi nelle più varie situazioni geosturali (NOKKOLDS, 1933, 1934; DEER, 1938, 1950; JOPLIN, 1959; ANDERSON, 1976; EICHELBERGER, 1975; ecc.). È quindi opportuno sottolineare che la nostra interpretazione si riferisce e la riteniamo al momento estensibile alle rocce similari prodottesi in un contesto geostutturale ercinotipo non essendo nostro intento di valutare, in questa sede, la possibilità di una sua generalizzazione a situazioni diverse.



come sostenuto anche in DI SIMPLICIO et al., 1974, in palese contrasto con le osservazioni di campagna sia per quanto riguarda i rapporti quantitativi tra i vari litotipi sia per quanto riguarda la loro distribuzione attraverso il batolite. In altre parole, pur non negando l'esistenza di fenomeni di differenziazione locale nei singoli corpi intrusivi e la possibilità di un legame di questo tipo in complessi di più intrusioni coalescenti (ORSINI, 1979), un tale processo non può spiegare la genesi di un batolite quale quello sardo-corso ove si tenga conto, tra l'altro, della distribuzione non solo nello spazio ma anche nel tempo delle varie plutoniti (GHEZZO et al., 1972; DEL MORO et al., 1975; DI SIMPLICIO et al., 1974).

Ritornando ora al quadro che tutta la discussione precedente concorre a delineare, le curve di tutti i diagrammi riportati possono, anzi debbono, essere scisse in tre parti: una prima che si riferisce alle rocce gabbroidi, una seconda che si riferisce alle rocce « granitiche » che contengono inclusi BMD, una terza che si riferisce alle rocce « granitiche » che non contengono inclusi BMD e cioè i leucograniti.

Vi è ben poco da osservare a proposito delle rocce del primo settore di curva oltre a ciò che già si è detto in precedenza se non ricordare che il loro chimismo, in cui si possono ancora cogliere le caratteristiche geochemiche di toleiti continentali, richiede una genesi subcrustale, per quanto non comprovata da un rapporto Sr^{87}/Sr^{86} che i processi di scambio hanno sostanzialmente equilibrato con i valori crustali. Merita infine sottolineare che non è semplice stabilire un eventuale grado di differenziazione per questi magmi dal momento che, come le evidenze in precedenza riportate indicano, gran parte della loro storia di cristallizzazione si è realizzata in un'ambientazione alquanto diversa da quella per così dire usuale (anidra), riscontrata nei massicci stratificati o negli apparati vulcanici classici. Sarà interessante per il futuro riprendere al proposito il suggerimento di LETERRIER (1972) per tentare di

Fig. 21. — Diagrammi ternari Alk($Na_2 + K_2O$) - C(CaO) - FM($MgO + FeO$ tot. + TiO_2); A($Na_2O + K_2O$) - F(FeO tot.) - M(MgO); Na_2O - K_2O - CaO per le principali plutoniti del batolite.

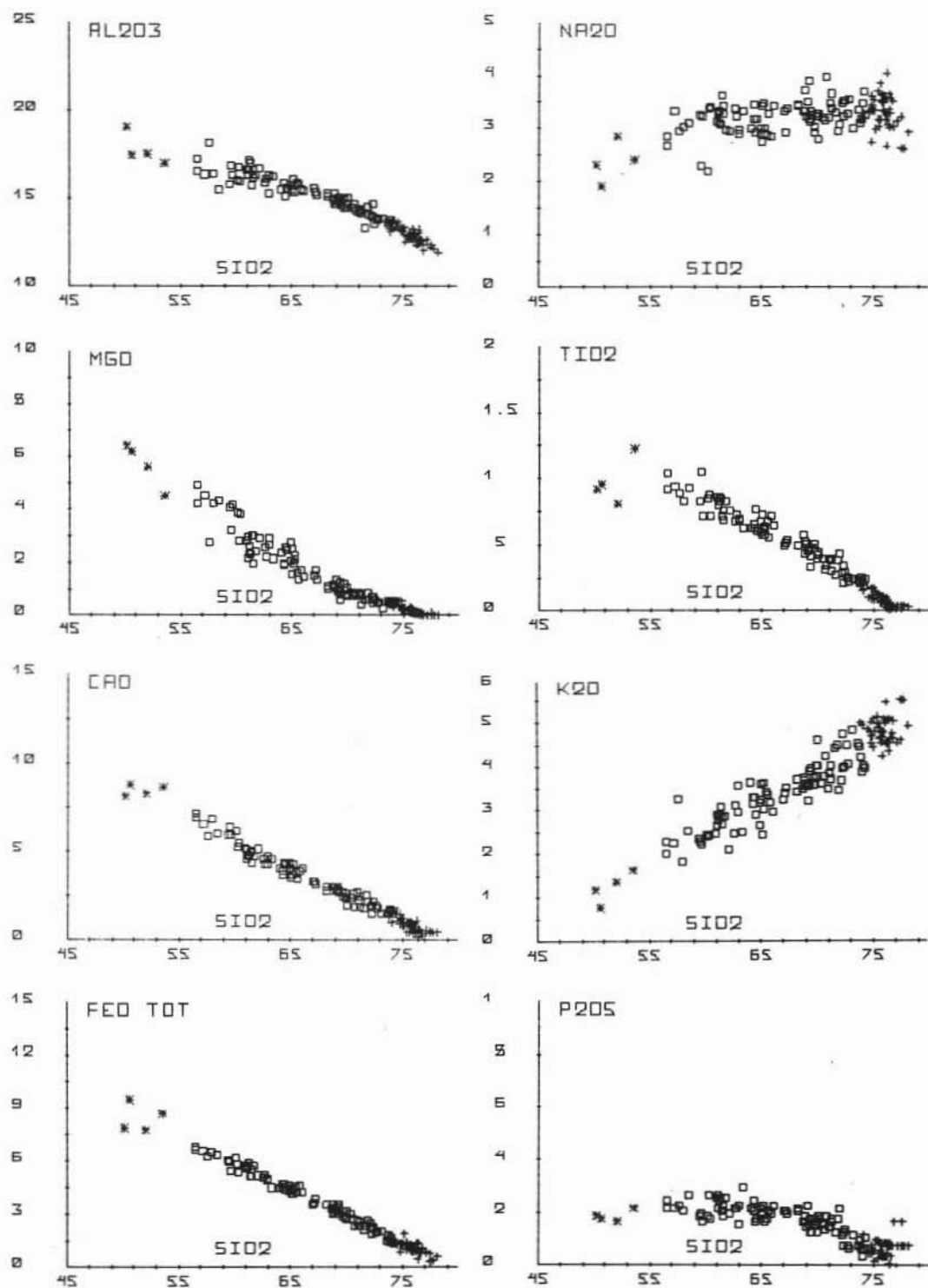


Fig. 22. — Diagrammi di correlazione con la SiO_2 di elementi maggiori per le principali plutoniti del batolite.

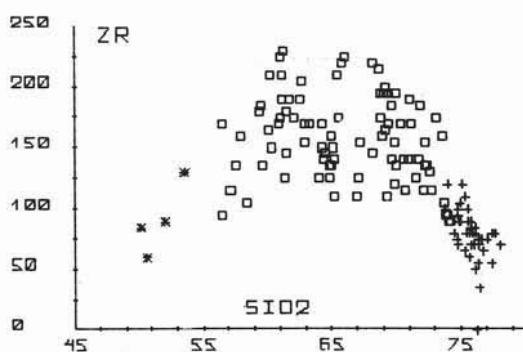
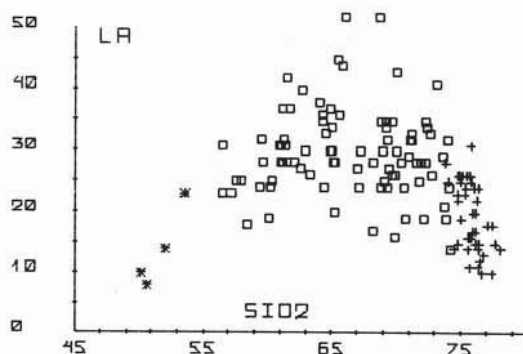
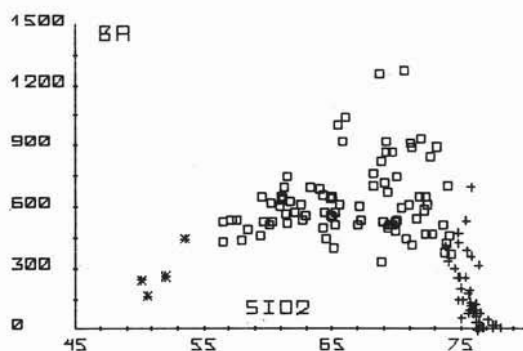
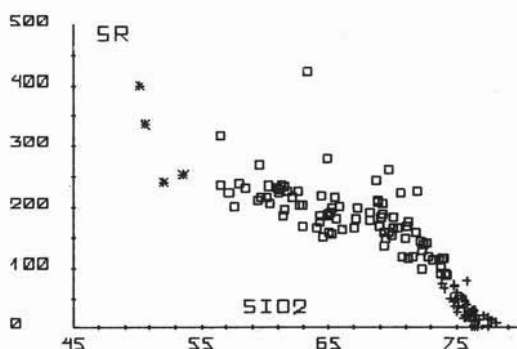
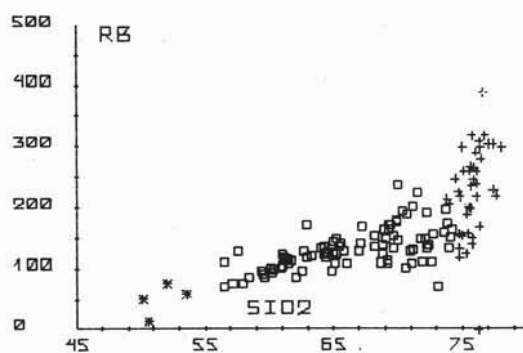


Fig. 24. — Diagramma di correlazione SiO_2 -Sr per le principali plutoniti del batolite.

verificare quali ripercussioni, sui ben collaudati trends geochimici del frazionamento basaltico, abbia avuto la notevole pressione di H_2O che, intervenuta ad uno stadio verosimilmente precoce della cristallizzazione di questi prodotti, ha determinato vistose variazioni nella normale sequenza paragenetica.

Le rocce comprese nel secondo settore di curva, che spaziano in composizione da quarzodioriti a monzograniti, sono tra loro legate dal fatto di contenere inclusi BMD e pertanto, sulla base di quanto prima discusso, devono la loro attuale composizione a fenomeni di interazione, ibridazione e *com-mingling*, più o meno spinti tra magmi gabbrici e magmi anatectici crustali. Per quanto riguarda i primi, se il loro chimismo può considerarsi sufficientemente noto nelle linee generali, nulla vieta di pensare, come già accennato, che da caso a caso l'interazione si verifichi ad un qualsiasi stadio di differenziazione di questi magmi, fatto che introduce una possibile variabile nel chimismo di questo primo componente del magma ibrido. Per quanto riguarda i secondi possiamo solo inferire, sulla base dei tentativi di calcolo trattati in precedenza, che l'anatessi crustale ha probabilmente fornito prodotti genericamente monzogranitici e in ogni caso verosimilmente non più basici. Vi è inoltre da osservare che non è in alcun modo certo che questi prodotti siano stati sempre e necessariamente uguali in composizione non solo nello spazio ma anche nel tempo. Sarebbe anzi più verosimile il contrario se è vero come è vero che nell'arco di tempo che va dalla messa in posto delle tonaliti alla messa

Fig. 23. — Diagrammi di correlazione con la SiO_2 di Rb-Ba-La-Zr per le principali plutoniti del batolite.

in posto dei monzograniti le condizioni geotermali della catena sono venute evolvendo in maniera costante. Si ricorda infatti che le rocce tonalitiche mostrano tutte segni di un regime ancora sensibilmente compressivo nel le loro tessiture, mentre tali segni sono assai ridotti e talora praticamente assenti nei monzograniti. In tale situazione di indeterminazione, ove entrambi i poli del fenomeno di interazione possono, quanto meno potenzialmente, presentare variazioni composizionali nei singoli *batches* magmatici, non ha molto senso tentare di analizzare con rigore se la disposizione dei punti nei vari diagrammi, andando dalle rocce gabbroidi ai monzograniti, descriva delle rette o delle curve e, seguendo i suggerimenti di WHITE e CHAPPEL (1977), trarne delle conclusioni petrologiche, ugualmente di scarso significato sarebbero i tentativi di «testare» l'ipotesi di ibridismo con più o meno sofisticati calcoli geochimici (FOURCADE e ALLEGRE, 1981).

Al più possiamo osservare che l'andamento generale delle curve presentate da alcuni elementi, quali il fosforo, lo zirconio ed il lantanio, che individua dei massimi proprio nel tratto di curva in questione, non potendo derivare tout court da un processo di ibridazione, deve avere un'altra spiegazione. Pur non trascurando infatti che una parte anche importante della forte dispersione verticale dei valori, presente nei detti diagrammi, possa essere attribuita al campionamento, che nonostante le precauzioni particolari ha quasi certamente interessato anche varianti leggermente frazionate dei litotipi più rappresentativi del batolite (come si evince dalla distribuzione del bario, elemento sensibilissimo a tali fenomeni anche se modesti), non c'è dubbio che l'andamento suddetto è da considerare statisticamente significativo. Noi riteniamo che ciò dipenda dal diverso comportamento di fasi minerali accessorie quali zirconio, apatite, titanite ecc. nel corso dei processi di *partial melting*, in risposta al variare della situazione geotermale, cui facevamo prima riferimento, e/o alla variazione nel tempo della disponibilità di H_2O nel corso dei processi stessi (ved., mutatis mutandis, anche le argomentazioni in proposito di TARNEY e SAUNDERS, 1979 e di SAUNDERS et al., 1980).

Purtroppo le conoscenze attuali sul com-

portamento delle fasi minerali accessorie nel corso dell'anatessi crustale sono assai scarse, come del resto insufficienti sono le conoscenze sulla loro incidenza nel corso di un eventuale fenomeno di frazionamento di un magma « granitico » (MC CARTHY e HASTY, 1976; HANSON, 1978; FOURCADE e ALLEGRE, 1971) ed è pertanto assai problematico trarre significative indicazioni petrologiche su questi magmi basandosi sulla distribuzione degli HFS elementi e, almeno in parte, anche dei REE che dal comportamento di tali fasi principalmente dipende (MC CARTHY e KABLE, 1978; CONDIE, 1978; FOURCADE e ALLEGRE, 1981).

Resta infine da parlare dei leucograniti e cioè delle plutoniti più acide e più giovani tra quelle quantitativamente significative del batolite. Della genesi di questi prodotti e del loro significato nell'evoluzione geotermale della catena viene ampiamente discusso in altro lavoro (GUASPARRI et al., in stampa) e ciò ci consente in questa sede di farvi solo un breve seppur necessario accenno.

L'assenza di inclusi BMD e l'età sensibilmente più tardiva rispetto a quella dei prodotti più basici indica chiaramente una genesi diversa e puramente crustale per questi magmi. La loro composizione, contrariamente a quanto può apparire dalla osservazione dei diagrammi (in essi sono riportati con la stessa simbologia anche i punti rappresentativi di facies differenziate di questa associazione, assai diffuse nel batolite, contraddistinte con la sigla MS nella tabella 4), è eccezionalmente costante e prossima a quella di *minimum melts* crustali (WHITE e CHAPPELL, 1977). Come riferito nel lavoro sopra citato (GUASPARRI et al., in stampa) essi rappresentano il prodotto di un processo di anatessi crustale, successivo ed indipendente dal precedente, innescato dal rilascio di pressione conseguente ai fenomeni di intensa erosione e/o scaricamento tettonico che hanno fatto seguito alla messa in posto delle grandi quantità di magmi del primo ciclo ed al concomitante sollevamento della catena.

Riepilogo e considerazioni conclusive

Da quanto emerso nel corso dell'ampia discussione che ha riguardato la prima fase del magmatismo ercinico in Sardegna, alcuni

fatti di rilevante interesse appaiono sufficientemente chiariti.

Gli inclusi derivano da magmi basici che sono in uno stato di notevole fluidità al momento del loro incontro con i magmi anatectici crustali; essi mantengono una notevole duttilità fino alla messa in posto delle plutoni che li contengono; essi vanno soggetti a fenomeni di scambio per interdizione con le matrici granitiche secondo processi continui che tendono alla equilibratura chimica, più o meno complessi a causa della cristallizzazione dei minerali che si rendono via via stabili al variare delle condizioni chimico-fisiche; lo stato di netta separazione fisica dell'incluso dalla matrice e quanto si osserva ai bordi dei grossi inclusi (masse basiche) testimonia una difficoltà di *mixing* completo dei due sistemi magmatici verosimilmente causata da differenze di viscosità di entità non precisabile, anche se con ogni probabilità contenute entro tre ordini di grandezza.

La presenza nelle matrici granitiche di cristalli, soprattutto di plagioclasio, con fenomeni di disequilibrio in tutto identici a quelli osservati nelle *border facies* di P.ta Falcone e delle altre masse basiche e negli inclusi, induce ad interpretarli come xenocristalli derivanti da originari fenocristalli del magma basico e conseguentemente ad ammettere l'esistenza, nell'ambito dell'interazione tra i due magmi, di un processo pur parziale di ibridazione.

I tentativi di stima della quantità di xenocristalli su prodotti granodioritico-tonalitici indicano che l'entità del fenomeno di ibridazione è così elevato da richiedere quale secondo polo di interazione un magma anatectico crustale di composizione non più basica di un monzogranito.

L'ubiquitarità di questi fenomeni, particolarmente evidenti e quantitativamente rilevanti nelle cosiddette « rocce intermedie », indica che essi hanno un ruolo determinante nella petrogenesi di tali rocce ed in generale di tutte quelle della prima fase del magmatismo che ha portato alla costituzione del batolite.

Il quadro che si delinea sulla base delle conclusioni precedenti può trovare spiegazione in una sequenza di avvenimenti che pre-

vede come primo evento la produzione di magmi basici subcrustali ed il loro inserimento nella bassa crosta. Tale evento sarebbe seguito e, almeno in parte, accompagnato da fenomeni di anatessi crustale che il calore degli stessi magmi basici può innescare o comunque favorire (YOUNKER e VOGEL, 1976; FYFE, 1979). Il permanere della gran parte dei magmi basici nella bassa crosta (pochissimi sono i cosiddetti precursori basici) appare come la logica conseguenza sia della più elevata densità di questi magmi, in rapporto ai valori crustali, sia della concomitante fluidificazione della crosta stessa che tende ad occludere possibili vie di risalita (FYFE, 1979), nonché della situazione geostutturale compressiva della catena. La rimobilizzazione delle porzioni di crosta all'intorno delle masse basiche crea inoltre le condizioni necessarie per l'innescio dei fenomeni in precedenza descritti: idratazione dei magmi basici cui consegue una netta variazione della paragenesi di cristallizzazione, in parte forse già iniziata in una « normale » ambientazione anidra, e un abbassamento della temperatura di *solidus* che favorisce il complesso processo di interazione col magma anatectico, fenomeno come detto costituito da ibridazione e *commingling* energizzato da movimenti convettivi e di risalita delle masse, ancora (le basiche) e ormai (le acide) in uno stato di notevole fluidità. Il tutto accompagnato fin dall'inizio da fenomeni di scambio di elementi sotto la spinta di una costante tendenza alla equilibratura chimica dei due sistemi tanto logica in linea di principio quanto complessa nel dettaglio fenomenologico.

Non appena la situazione geostutturale lo consente, mentre proseguono i fenomeni suddetti, inizia la risalita delle masse più o meno ibridizzate, con messa in posto di termini via via più acidi evidentemente in risposta ad una crescente quantità di prodotto crustale nei confronti di quello subcrustale, vuoi per il progredire dei fenomeni di anatessi crustale, vuoi per una diminuita possibilità di interazione al decrescere della situazione compressiva, vuoi per una diminuita produzione di magma basico, vuoi più probabilmente per l'insieme di questi motivi.

Lavoro eseguito con i contributi del C.N.R. (n. 79.00092.05; 80.01003.05; 81.01919.05) e del M.P.I..

TABELLA 4
Analisi chimiche e localizzazione dei campioni

I N C L U S I

SIGLA	TIPO	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	P.C.	Rb	Sr	Zr	Ba	La	Tavoletta	Long.W	Lat.N
G582	QD	54,03	0,46	13,79	1,96	7,32	0,25	7,64	8,34	2,94	1,43	0,17	0,93	52	163	50	245	20	BONO	come G247	
G753	QD	54,21	0,77	15,83	1,65	6,21	0,17	6,63	8,06	3,12	1,89	0,21	0,63	71	226	60	400	17	"	"	
S785a	T	59,00	0,80	16,42	1,89	4,50	0,11	3,93	7,31	2,73	1,84	0,17	0,85	61	182	45	350	24	BONO	come G72	
S785b	QD	54,14	0,73	16,99	2,16	5,98	0,20	5,81	7,57	2,82	1,90	0,18	0,93	77	188	75	305	27	"	"	
S783	T	55,49	0,79	15,43	1,91	5,82	0,15	7,05	8,23	2,88	1,88	0,19	0,54	64	203	95	360	17	"	"	
S784	T	59,20	0,77	17,05	0,98	5,15	0,13	3,91	6,40	2,96	1,90	0,18	0,86	80	216	90	390	24	"	"	
S790	QD	55,53	0,74	15,23	2,23	6,17	0,21	6,35	6,98	2,85	2,01	0,20	0,87	103	154	40	313	27	"	"	
G589	QD	52,06	0,79	15,82	2,54	6,03	0,18	7,84	8,39	2,75	1,84	0,67	0,52	239	215	95	350	13	"	"	
S788	QD	55,14	0,80	15,98	2,88	5,40	0,17	5,76	7,02	3,03	2,30	0,55	0,65	218	195	40	355	18	"	"	
S833	QD	55,35	1,02	16,80	1,98	6,93	0,18	3,74	6,44	3,24	2,64	0,27	0,69	145	218	180	550	8	BONO	come G60	
S835	T	56,25	1,07	16,13	2,42	6,93	0,19	3,75	5,98	2,41	2,86	0,38	0,94	140	213	200	670	16	"	"	
S843	T	56,96	0,83	16,74	2,94	5,08	0,18	3,53	6,52	3,58	2,16	0,24	0,73	107	218	150	470	12	"	"	
S846	D	47,82	0,96	16,69	2,61	9,32	0,31	6,49	8,21	3,34	2,27	0,22	0,83	127	191	165	430	11	"	"	
S848	D	46,60	1,22	19,05	2,06	8,56	0,22	6,55	7,18	3,77	2,89	0,27	0,77	177	197	250	640	14	"	"	
S849	QD	53,43	1,03	16,78	1,76	8,15	0,22	4,24	7,02	2,98	2,53	0,22	0,83	135	216	145	530	9	"	"	
S851	T	59,50	0,94	17,80	1,11	5,08	0,09	2,64	5,56	3,00	2,64	0,35	0,78	131	243	215	615	51	"	"	
S852	T	60,20	0,95	16,29	1,13	5,80	0,12	3,03	5,23	3,23	2,54	0,23	0,68	135	223	145	585	21	"	"	
S837	QD	54,47	0,97	16,33	2,83	7,45	0,22	4,02	7,06	2,74	2,33	0,52	0,76	223	205	135	495	10	"	"	
S857	T	57,33	0,91	17,24	2,09	6,75	0,12	3,25	4,86	2,38	3,47	0,32	0,79	191	175	135	540	12	"	"	
S839	T	56,42	1,02	16,92	2,62	6,35	0,16	3,40	6,30	2,99	2,52	0,49	0,51	267	250	175	570	13	"	"	
S856	T	57,78	0,73	15,64	1,27	6,86	0,23	3,83	6,69	3,39	2,05	0,22	0,62	94	193	170	420	13	BONO	come G110	
S858	QD	53,39	1,18	17,72	1,89	7,72	0,19	3,92	6,52	2,53	3,01	0,33	0,84	160	240	195	695	18	"	"	
S859	T	59,61	1,06	16,77	1,97	5,41	0,14	2,69	5,08	2,66	2,92	0,31	0,84	160	225	220	642	48	"	"	
S864	QD	52,64	0,82	16,58	2,17	7,83	0,24	4,48	7,62	3,47	2,17	0,22	0,98	103	227	160	405	11	"	"	
S867	T	61,82	0,94	16,15	1,42	5,54	0,12	2,48	4,58	3,11	3,01	0,21	0,60	180	197	160	580	21	"	"	
S861	T	60,12	1,03	16,71	2,09	5,40	0,13	2,59	5,00	2,93	2,81	0,36	0,59	225	205	155	600	35	"	"	
G637	D	50,44	0,96	18,53	1,18	8,32	0,23	4,78	7,06	4,62	2,37	0,20	0,86	160	158	180	327	14	BONO	come G67	
G640	T	59,24	0,83	17,15	1,28	5,13	0,13	3,51	5,25	4,14	2,32	0,19	0,76	148	147	170	327	10	"	"	
G639	QD	53,85	0,73	16,20	2,58	7,02	0,24	4,96	7,34	3,29	2,38	0,57	0,56	152	135	110	265	15	"	"	
G643	QD	55,36	0,73	15,71	2,46	6,65	0,23	4,92	6,84	3,26	2,45	0,52	0,59	150	135	70	310	13	"	"	
210/2	T	55,06	0,84	18,17	0,99	6,96	0,20	3,39	5,82	2,90	3,87	0,25	0,85	179	192	225	745	7	BONO	come G62	
210/4	QD	53,21	1,14	17,35	1,56	8,25	0,22	4,35	5,96	3,09	2,90	0,27	0,89	222	162	155	407	15	"	"	
210/9	T	62,33	0,99	16,12	0,82	5,41	0,12	2,51	4,65	3,01	2,62	0,24	0,65	135	193	180	540	23	BONO	come G62	
S813	T	63,83	0,80	16,57	1,01	4,52	0,11	2,29	4,13	3,30	2,21	0,24	0,56	210	178	215	230	29	SERRA OROTELLI	come G40	
S814	T	61,53	1,08	17,55	1,77	4,99	0,13	2,37	4,15	3,24	1,70	0,26	0,73	234	195	150	305	30	"	"	
S815	T	64,05	0,91	15,89	0,74	4,68	0,12	1,86	3,93	3,97	2,25	0,28	0,85	186	171	210	380	34	"	"	
S818	T	64,28	0,86	16,06	0,70	4,73	0,11	1,78	3,99	4,17	2,05	0,28	0,52	167	154	275	190	40	"	"	
S820	T	65,43	0,84	15,62	0,51	4,58	0,11	1,44	3,97	4,21	2,06	0,29	0,48	189	154	215	190	30	"	"	
S824	T	61,57	0,95	16,56	0,93	4,74	0,12	2,72	4,32	3,26	2,65	0,29	0,69	237	210	175	315	36	"	"	
S827	T	62,23	0,97	16,46	2,59	4,37	0,12	1,69	4,05	3,79	2,69	0,26	0,66	178	155	150	270	26	"	"	
S806	T	63,38	0,74	16,31	1,35	4,80	0,11	2,36	3,82	3,41	2,41	0,32	0,51	181	208	260	300	35	BENETUTTI	come G495	
S804	T	62,23	0,74	17,21	2,63	3,02	0,10	1,60	4,27	4,51	2,09	0,30	1,01	222	190	200	260	46	"	"	
S805	T	61,74	0,93	16,71	2,24	4,52	0,12	1,68	4,22	4,01	2,65	0,29	0,65	194	165	225	335	35	"	"	
S812	T	64,42	0,78	16,49	1,79	3,46	0,09	1,39	4,10	4,22	2,38	0,29	0,49	249	205	240	335	19	"	"	
G200	GD	69,93	0,38	15,68	0,35	2,59	0,08	0,92	2,57	3,41	2,99	0,20	0,64	200	150	170	475	26	BULTEI	come G201	
G840	T	62,73	0,77	15,25	1,22	4,95	0,19	2,73	4,80	3,67	1,93	0,22	1,54	125	145	150	210	20	PUNTA FALCONE	come G558	
G866	M	69,04	0,47	15,49	0,88	2,59	0,09	0,75	2,77	3,71	3,35	0,17	0,69	145	115	240	530	41	"	"	
G234	T	56,75	1,04	17,29	1,07	5,75	0,13	4,27	6,97	2,85	2,27	0,25	1,37	113	319	170	530	31	BUDDUSO'	3°14'50" 40°32'16"	

PUNTA FALCONE

G675	LGA	48,65	0,47	21,87	2,76	4,73	0,14	5,15	11,79	1,70	0,52	0,11	2,12	15	349	40	85	2	PUNTA FALCONE	figura nel testo
G559	LGA	48,90	0,59	24,95	2,17	3,65	0,09	3,30	12,78	1,91	0,50	0,08	1,08	11	390	25	90	6	"	"
G650	LGA	49,57	0,58	22,43	2,30	4,72	0,13	4,10	12,06	1,89	0,71	0,12	1,39	19	347	60	130	10	"	"
G677	LGA	50,13	0,47	19,69	1,85	6,17	0,16	7,66	9,64	2,06	0,51	0,10	1,56	11	306	45	142	8	"	"
G676	LGA	50,56	0,35	24,70	2,06	2,58	0,08	3,12	12,26	2,17	0,67	0,12	1,33	20	399	50	135	10	"	"
G884	LGA	48,72	0,38	20,39	1,54	6,74	0,19	5,81	10,32	2,07	0,86	0,21	2,01	5	299	30	50	5	"	"
G833	GA	45,30	1,04	19,70	3,19	8,06	0,16	7,08	12,17	1,20	0,29	0,05	1,76	7	270	30	75	8	"	"
G837	GA	45,42	1,34	20,63	3,00	8,62	0,17	5,92	11,54	1,51	0,31	0,12	1,42	5	295	30	75	8	"	"
G649	GA	46,32	1,03	17,30	3,14	9,33	0,17	7,80	10,95	1,69	0,41	0,10	1,76	5	246	40	80	9	"	"
G652	QGA	46,18	1,50	17,59	4,72	8,97	0,20	5,36	9,17	1,99	1,21	0,15	2,96	33	270	60	220	11	"	"
G654	QGA	46,92	1,50	16,68	4,10	8,62	0,21	5,69	10,45	2,19	0,97	0,15	2,52	36	265	55	205	13	"	"
G648	QGA	48,24	1,49	15,37	3,94	9,11	0,18	5,77	10,02	2,39	0,85	0,15	2,49	19	257	60	207	8	"	"
G678	QGA	48,70	1,14	19,18	3,07	7,03	0,17	4,50	10,40	2,33	0,89	0,22	2,37	27	335	65	190	11	"	"
G670	QGA	49,16	1,38	18,27	3,11	9,66	0,15	4,42	11,07	2,13	0,97	0,18	1,62	33	285	80	200	10	"	"
G864	QGA	50,82	1,08	19,62	4,55	6,10	0,16	4,03	10,85	1,88	0,92	0,20	1,58	26	275	60	165	5	"	"
G808	QGA	49,11	1,66	14,99	1,18	7,68	0,19	5,81	10,32	2,07	0,86	0,21	2,01	30	230	70	215	11	"	"
G667	QD	51,94	0,67	19,55	1,33	4,51	0,13	4,36	9,51	3,10	1,03	0,17	2,70	40	303	75	220	7	"	"
G664	QD	51,98	0,93	19,87	2,61	4,88	0,13	4,55	10,62	2,11	0,98	0,15	1,19	30	329	75	205	15	"	"
G668	QD	52,18	0,67	20,82	1,90	4,23	0,13	5,13	10,53	2,17	1,09	0,13	2,02	38	354	80	200	8	"	"
G662	QD	52,36	0,56	22,26	2,02	2,94	0,09	3,73	11,03	2,52	0,89	0,15	1,45	23	329	70	222	15	"	"

Segue Tab. 4

SIGLA	TIPO	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	P ₂ O ₅	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	P.C.	Rb	Sr	Zr	Ba	La	Tavolletta	Long.W	Lat.N
G663	QD	53.00	0.64	21.11	1.86	4.01	0.11	3.73	10.68	2.24	1.02	0.17	1.43	29	330	60	205	15	PUNTA FALCONE	Figura nel testo	
G635	QD	53.11	0.75	19.70	1.96	4.43	0.11	4.00	10.03	3.12	1.06	0.12	1.61	30	230	85	255	15	"	"	"
G560	QD	53.96	0.67	20.81	2.21	3.95	0.13	3.02	10.38	2.38	1.11	0.18	1.20	36	340	30	148	16	"	"	"
G661	QD	55.85	0.52	20.36	1.68	3.23	0.10	2.97	9.81	2.42	1.49	0.11	1.46	51	307	85	215	16	"	"	"
G660	QD	56.35	0.71	19.53	1.33	3.51	0.09	3.37	9.37	2.59	1.65	0.09	1.41	59	294	50	180	11	"	"	"
G653	+QD	50.86	1.41	16.98	3.63	7.18	0.20	4.43	9.01	2.93	0.91	0.39	2.07	32	317	75	252	11	"	"	"
G646	+QD	54.01	1.36	16.61	2.63	6.81	0.17	3.64	7.58	3.32	1.46	0.34	2.07	46	256	120	375	23	"	"	"
G647	+T	54.22	1.42	16.25	2.81	6.04	0.17	3.63	7.76	2.98	1.44	0.34	2.14	49	269	13	365	21	"	"	"
G807	+QD	54.45	1.27	16.80	2.96	6.47	0.18	3.81	7.95	2.93	1.32	0.35	1.51	32	240	90	315	24	"	"	"
G878	+QD	56.26	1.22	15.90	2.78	5.89	0.17	3.52	7.17	2.88	2.41	0.29	1.51	73	240	105	420	24	"	"	"
G834	+T	61.12	0.94	16.41	2.01	4.31	0.12	2.57	5.65	3.57	2.02	0.28	1.00	85	244	135	465	26	"	"	"
G875	+QMD	59.02	1.06	16.49	1.59	4.51	0.15	2.44	6.37	3.24	2.41	0.29	1.47	98	245	130	425	29	"	"	"
G876	+QD	62.42	0.85	16.11	1.68	2.72	0.15	1.81	5.55	3.46	1.85	0.23	1.47	75	195	155	380	22	"	"	"
G902	+QD	64.60	0.68	16.70	0.89	6.17	0.09	1.55	3.94	3.53	3.17	0.27	1.07	85	202	175	630	36	"	"	"
G810	QD	65.51	0.63	16.12	1.02	3.15	0.10	1.53	3.87	3.55	3.41	0.24	0.87	125	240	190	610	36	"	"	"
G814	QDM	68.94	0.58	15.02	1.12	2.36	0.08	1.19	3.09	3.34	3.47	0.17	0.68	111	247	115	1270	52	"	"	"
G812	QDM	69.01	0.53	14.75	1.21	2.01	0.07	1.13	3.06	3.74	3.67	0.17	0.65	124	241	175	910	35	"	"	"
G558	M	72.58	0.30	13.63	0.55	1.79	0.07	0.64	2.24	3.35	3.97	0.14	0.54	139	141	135	615	34	"	"	"
G826	M	72.94	0.23	13.92	0.66	1.47	0.07	0.55	1.84	3.56	4.03	0.07	0.66	158	121	115	475	26	"	"	"
G815	M	73.85	0.24	13.79	0.57	1.01	0.06	0.58	1.57	3.36	4.49	0.08	0.50	160	114	160	520	29	"	"	"
G825	LGR	75.14	0.18	13.18	0.40	0.97	0.05	0.33	1.29	3.56	4.41	0.06	0.43	155	60	105	205	25	"	"	"
G804	LGR	75.49	0.10	12.87	0.44	0.65	0.04	0.20	1.00	3.72	4.93	0.03	0.53	125	51	65	260	23	"	"	"

PRINCIPALI FACIES INTRUSIVE DEL BATOLITE

G703	QGA	50.38	0.92	19.10	1.66	6.40	0.16	6.48	8.23	2.56	1.20	0.19	2.17	52	402	85	247	10	S.TRODORO	2°51'49"	40°47'31"
G600	QGA	50.84	0.96	17.53	3.20	6.66	0.16	6.26	8.86	1.92	0.79	0.18	2.64	15	338	60	170	8	MUDDEZZA PIANA	3°01'04"	40°56'52"
G479	QGA	52.29	0.81	17.57	1.49	6.17	0.19	5.67	8.37	2.86	1.37	0.17	1.97	78	243	90	265	14	CEIURI	3°28'17"	40°34'05"
G319	QGA	53.77	1.23	17.05	1.47	7.44	0.16	4.55	8.71	2.42	1.65	0.22	1.33	60	255	130	450	23	VILLASIMUS	3°58'19"	39°07'57"
G326	T	59.70	1.05	16.94	1.67	4.54	0.13	3.26	6.45	3.20	2.28	0.20	1.38	91	271	185	655	32	BURCI	3°05'04"	39°20'49"
G392	T	63.58	0.63	16.32	1.53	3.19	0.10	2.17	4.68	3.34	2.51	0.30	1.32	123	425	170	700	26	MONTI LERNO	3°20'56"	40°36'23"
G311	T	63.15	0.69	15.36	0.79	4.29	0.10	2.93	4.36	2.98	3.56	0.16	1.63	172	171	170	560	30	GUSPINI	3°50'44"	39°32'12"
G122	T	65.04	0.60	15.76	1.08	3.39	0.10	2.79	4.40	2.92	2.64	0.18	1.10	98	280	135	560	37	BITTI	3°01'42"	40°29'36"
G248	T	56.72	0.92	16.64	1.56	5.43	0.13	4.96	7.19	2.69	2.01	0.22	1.53	72	239	95	437	23	BONO	3°25'50"	40°24'29"
G249	T	57.38	0.94	16.43	1.38	5.43	0.13	4.58	6.59	3.34	2.24	0.22	0.80	78	225	115	540	23	"	3°27'11"	40°23'15"
G232	T	58.11	0.83	16.44	1.69	5.10	0.14	4.25	6.93	3.04	1.84	0.21	0.91	76	241	160	445	25	"	3°24'51"	40°24'09"
G127	T	59.57	0.83	15.89	1.65	4.67	0.14	4.11	6.00	3.27	2.35	0.19	0.86	96	212	180	462	24	"	3°26'22"	40°23'06"
G18	T	58.58	0.93	15.54	2.87	3.80	0.13	4.37	6.10	3.12	2.53	0.27	1.76	88	234	105	495	18	"	3°27'17"	40°23'37"
G73	T	59.83	0.72	16.41	1.67	4.00	0.11	4.22	6.02	3.24	2.23	0.17	1.38	88	219	135	530	28	"	3°27'35"	40°23'13"
G247	T	59.81	0.85	16.06	1.33	4.95	0.12	3.91	6.21	2.80	2.45	0.19	1.32	103	217	165	520	19	"	3°27'30"	40°23'12"
G72	T	60.55	0.72	16.02	2.35	3.30	0.11	3.84	5.59	3.42	2.43	0.18	1.49	99	208	150	537	25	BONO	3°27'56"	40°23'11"
G212	T	61.32	0.83	16.39	1.30	4.47	0.11	2.99	5.21	3.31	2.65	0.22	1.18	106	231	175	640	28	SERRA CROCELLI	3°17'00"	40°19'55"
G44	T	60.48	0.88	16.83	1.57	4.42	0.10	2.87	5.34	3.40	2.41	0.27	1.42	95	237	210	625	24	"	3°20'14"	40°22'41"
G134	T	61.16	0.86	16.73	1.73	4.26	0.10	2.86	5.28	3.13	2.48	0.26	1.15	101	234	170	610	31	"	3°21'49"	40°24'00"
G123	T	62.35	0.76	16.76	1.87	3.54	0.10	2.97	5.22	2.95	2.10	0.20	1.18	88	218	175	582	28	"	3°18'58"	40°21'29"
G110	T	61.36	0.83	17.20	1.94	3.92	0.09	2.41	4.90	3.35	2.76	0.25	0.99	116	231	210	648	37	"	3°21'26"	40°21'38"
G132	T	61.45	0.85	17.06	1.38	4.70	0.10	2.35	4.81	3.09	2.90	0.26	1.05	117	237	230	700	32	BONO	3°23'03"	40°24'32"
G60	T	61.44	0.86	16.68	1.25	4.69	0.10	2.65	4.88	3.11	2.86	0.26	1.22	120	231	190	640	28	"	3°23'12"	40°23'28"
G56	T	61.30	0.80	16.68	2.68	3.30	0.09	2.21	4.69	3.30	2.90	0.27	1.78	126	225	225	655	31	SERRA CROCELLI	3°21'14"	40°22'44"
G251	T	62.00	0.83	16.36	1.57	4.40	0.10	2.47	4.78	2.98	2.86	0.26	1.39	115	227	190	630	37	BONO	3°23'25"	40°21'26"
G71	QD	61.79	0.69	16.21	1.98	3.43	0.11	3.04	5.12	3.45	2.67	0.19	1.32	110	199	145	525	28	"	3°28'15"	40°23'10"
G216	QD	63.16	0.70	16.40	1.53	3.60	0.10	2.68	4.82	2.92	2.95	0.23	0.55	120	206	155	560	30	"	3°27'25"	40°24'26"
G69	QD	62.87	0.68	15.93	1.55	3.72	0.11	2.59	4.64	3.40	2.48	0.22	1.81	98	228	190	620	27	"	3°28'20"	40°23'12"
G76	QD	62.98	0.73	16.13	1.81	3.60	0.10	2.25	4.34	3.25	3.09	0.22	1.50	129	205	205	540	40	"	3°23'46"	40°22'26"
G75	QD	57.78	0.89	18.24	2.07	4.46	0.12	2.79	5.97	2.97	3.25	0.23	0.77	129	202	135	540	25	"	3°26'19"	40°24'03"
G67	QD	64.28	0.63	15.53	1.37	3.24	0.09	2.41	4.10	3.02	3.63	0.22	1.48	136	168	125	695	38	"	3°26'26"	40°22'15"
G68	QD	64.70	0.61	15.61	1.03	3.50	0.09	2.50	4.35	3.18	2.88	0.18	1.37	127	153	145	450	33	"	3°26'55"	40°23'13"
G74	QD	65.41	0.58	15.38	1.10	3.18	0.08	2.29	3.99	3.01	3.62	0.17	1.19	151	157	110	515	28	"	3°27'10"	40°23'15"
G186	QD	65.21	0.73	15.41	0.77	3.81	0.09	2.57	4.13	2.75	3.57	0.20	0.86	145	160	135	558	30	"	3°27'19"	40°22'43"
G147	QD	61.63	0.72	15.77	1.16	4.15	0.09	3.06	5.01	3.64	3.08	0.21	1.10	118	189	125	570	31	"	3°24'55"	40°24'00"
G62	QD	64.52	0.66	15.92	1.38	3.49	0.09	1.98	3.98	3.20	3.28	0.21	1.29	125	188	170	665	35	"	3°26'15"	40°22'38"
G176	QD	65.08	0.68	15.80	1.04	3.73	0.09	2.11	4.05	3.02	3.17	0.22	1.01	96	191	125	645	30	"	3°25'44"	40°22'28"
G65	T	65.30	0.62	16.18	1.50	2.88	0.08	1.98	3.78	3.50	2.45	0.23	1.50	109	194	150	405	28	"	3°25'18"	40°20'17"
G78	QD	61.80	0.76	16.71	2.23	3.56	0.10	2.00	4.39	3.29	2.84	0.23	2.09	111	236	180	755	42	BULTI	3°23'32"	40°25'47"
G85	QD	64.48	0.63	15.96	1.61	3.15	0.10	1.96	3.77	3.46	3.12	0.25	1.51	138	177	150	500	36	"	3°25'30"	40°26'43"
G28	QD	65.21	0.58	15.58	1.08	2.93	0.09	1.58	3.62	3.45	3.22	0.20	1.54	127	187	160	652	34	"	3°24'04"	40°27'31"
G65	QD	65.79	0.56	15.88	1.38	3.02	0.09	1.40	3.49	3.29	3.34	0.21	1.55	142	184	175	615	36	"	3°25'25"	40°27'14"
G225	QD	67.20	0.50	15.61	0.76	2.94	0.09	1.55	3.37	3.33	3.22	0.21	1.22	129	168	110	515	27	BOLOTANA	3°29'54"	40°20'52"
G93	QD	67.40	0.52	15.42	0.91	2.83	0.08	1.75	3.38	2.94	3.37	0.21	1.19	143	184	125	606	24	"	3°29'56"	40°19'54"
G338	QD	64.57	0.77	15.20	1.16	3.69	0.10	2.60	4.43	2.93	3.28	0.17	1.10	121	220	140	580	24	BARISANO	2°52'42"	39°54'06"
G293	QD	65.41	0.64	15.78	1.13	3.40	0.09	2.16	4.35	2.90	3.01	0.17	0.96	124	201	140	580	20	ORTURI	2°36'04"	40°00'37"
G423	QD	65.65	0.68	15.90	0.91	3.77	0.08	1.66	3.86	2.89	3.40	0.18	0.92	138	219	210	1010	45	CROCELLI	3°20'36"	40°15'21"
G422	QD	66.00	0.72	15.53	0.94	3.83	0.09	1.76	3.98	2.85	3.17	0.20	0.93	131	203	220	925	44	SARILE	3°19'45"	40°14'58"
G321	QD	66.32	0.65	15.51	1.29	3.15	0.09	1.50	4.13	3.43	2.95	0.23	0.75	110	165	225	1050	52	VILLASIMUS	2°56'27"	39°07'01"
G284	QD	67.53	0.54	15.29	1.02	2.97	0.15	1.38	3.24	3.40	3.48	0.20	0.80	171	201	155	540	30	CROCELLI	3°21'49"	40°15'26"
G495	QDM	68.39	0.50	15.36	0.95	2.74	0.08	1.13	2.82	3.43	3.69	0.22	0.69	154	194	220	770	17	RENTUTTI	3°16'05"	40°27'40"
G129	QDM	68.98	0.44	15.30	0.72	2.50	0.07	1.07	2.85	3.33	3.75	0.19	0.80	140	213	195	825	24	"	3°19'58"	40°25'24"
G201	QDM	69.60	0.47	14.68	1.05	2.40	0.09	0.85	2.67	3.27	3.94	0.13	0.74	172	150	170	520	27	BULTI	3°24'16"	40°29'00"
G289	QDM	69.18	0.51	14.76	1.17	2.21	0.10	1.38	3.03	3.25	3.52	0.15	0.74	166	170	160	530	30	GAVOI	3°15'03"	40°27'14"

Segue Tab. 4

SIGLA	TIPO	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	P.C.	Rb	Sr	Zr	Ba	La	Tavoletta	Long.W	Lat.N
G268	GDM	69.34	0.48	15.14	0.87	2.30	0.07	0.94	2.91	3.91	3.19	0.16	0.69	110	209	200	870	34	LUOGO SANTO	3°14'17"	41°02'53"
O699	GDM	69.35	0.47	14.85	1.07	2.51	0.08	1.02	3.10	3.20	3.51	0.16	0.68	114	190	165	930	35	MONTI	3°11'23"	40°47'43"
G312	GDM	69.56	0.34	14.82	0.92	2.73	0.08	0.64	2.73	3.33	3.88	0.13	0.84	172	160	195	675	32	CAPO PECORA	4°03'14"	39°27'11"
G204	GDM	69.91	0.51	15.04	0.72	2.30	0.06	0.98	2.54	3.03	3.54	0.18	1.19	134	264	185	875	35	ALA' DEI SANDI	3°06'18"	40°39'45"
G343	GDM	69.92	0.48	14.52	0.77	2.49	0.05	1.25	2.76	2.94	3.74	0.16	0.92	155	160	140	520	26	UREZULEI	2°55'19"	40°05'54"
G154	GDM	69.56	0.42	14.95	0.39	2.74	0.08	1.29	2.83	3.14	3.54	0.18	0.88	166	138	110	506	24	OROTELLI	3°22'06"	40°19'53"
G40	GDM	69.30	0.46	14.89	0.75	2.59	0.07	0.97	2.86	3.52	3.59	0.23	0.77	150	185	195	725	25	SERRA OROTELLI	3°19'30"	40°32'41"
G266	M	74.45	0.25	13.49	0.37	1.08	0.10	0.57	1.68	2.26	2.94	0.11	0.59	166	90	90	372	14	S.SALVATORE	3°11'26"	40°19'53"
G287	M	72.15	0.44	14.09	0.87	1.90	0.05	0.64	2.22	3.09	3.42	0.22	0.71	112	228	185	940	28	MAMOLDA	3°13'12"	40°12'28"
G679	M	71.81	0.28	13.34	0.57	1.68	0.08	0.61	1.87	3.32	4.39	0.13	1.76	226	119	125	550	28	ISOLA S.MARIA	3°02'13"	41°15'06"
G692	M	71.47	0.40	14.17	0.72	2.06	0.08	0.81	2.57	3.40	3.69	0.17	0.43	132	179	170	895	32	CANNIGIONE	3°04'34"	41°08'34"
G720	M	70.94	0.35	14.35	0.61	1.82	0.07	0.77	1.96	3.99	4.23	0.19	0.54	191	121	115	450	19	ORINE	3°04'50"	40°34'05"
G747	M	72.07	0.39	14.60	0.82	1.68	0.07	0.90	2.62	2.97	4.45	0.18	0.54	150	160	140	655	25	TORTOLI	2°44'32"	39°56'15"
G42	GDM	68.39	0.50	15.16	0.95	2.74	0.09	1.05	3.08	3.47	4.41	0.21	0.95	137	181	145	705	28	SERRA OROTELLI	3°19'54"	40°22'45"
G431	M	70.10	0.43	14.53	0.96	1.95	0.09	1.08	2.69	3.23	4.00	0.13	0.81	179	155	155	535	26	CAVOI	3°20'10"	40°05'26"
G337	M	70.16	0.40	14.74	1.12	1.83	0.08	0.79	2.45	3.28	3.77	0.17	1.21	180	156	120	490	16	VILLAGRANDE STR.	3°57'41"	39°57'03"
G91	M	70.22	0.45	14.47	1.30	2.05	0.07	0.84	2.41	3.30	4.02	0.19	0.68	148	186	195	755	43	OROTELLI	3°19'56"	40°18'00"
G737	M	70.24	0.43	15.08	0.65	2.20	0.07	0.80	2.00	2.80	4.57	0.18	0.98	239	167	135	540	30	MONTI OROTELLI	3°55'04"	40°10'49"
G34	M	70.62	0.40	14.47	1.39	1.81	0.09	0.89	2.49	3.22	3.57	0.16	0.89	195	168	170	605	28	SERRA OROTELLI	3°18'09"	40°22'28"
G32	M	71.40	0.31	14.32	1.10	1.43	0.08	0.41	1.92	3.68	4.02	0.18	1.16	204	117	140	417	33	"	3°55'45"	40°22'18"
G415	M	70.80	0.32	14.76	0.97	1.89	0.09	0.84	2.25	3.16	3.76	0.14	0.64	101	226	140	1780	24	CUESOLA	2°58'49"	40°42'24"
G390	M	71.13	0.40	14.31	0.74	1.98	0.08	0.87	2.79	3.22	3.47	0.15	0.86	129	151	140	620	29	OROSOLO	3°06'26"	41°11'58"
G452	M	71.35	0.39	14.45	0.76	1.72	0.07	0.83	2.28	3.48	3.83	0.15	0.69	110	170	190	920	32	LUOGO SANTO	3°07'41"	40°44'49"
G602	M	72.47	0.22	14.74	0.49	1.51	0.06	0.46	1.53	3.24	4.71	0.08	0.49	192	100	135	470	35	LA MADDALENA	3°05'53"	41°11'33"
G274	M	72.41	0.29	14.06	0.67	1.94	0.09	0.71	1.96	3.48	3.66	0.12	0.61	149	144	115	590	19	MONTI RUSSO	3°17'58"	41°08'54"
G411	M	72.49	0.35	13.94	0.79	1.50	0.07	0.74	2.03	3.53	3.94	0.13	0.49	136	131	155	655	28	ARZACHENA	3°01'31"	41°04'24"
G23	M	72.88	0.26	13.83	0.44	1.61	0.06	0.49	2.03	3.28	4.47	0.08	0.57	113	142	130	850	33	BUDDUSO	3°11'13"	40°34'52"
G500	M	73.34	0.25	13.92	0.50	1.65	0.04	0.30	1.54	3.02	4.79	0.12	0.53	72	115	175	900	41	SARULE	3°18'29"	41°11'23"
G33	M	73.93	0.22	13.52	0.43	1.43	0.06	0.50	1.62	3.11	4.44	0.10	0.64	198	101	105	380	21	SERRA OROTELLI	3°16'50"	40°22'31"
G531	M	74.01	0.26	13.82	0.65	0.92	0.10	0.51	1.75	3.20	4.19	0.07	0.52	175	118	95	430	19	S.ANTONIO CALAN.	3°08'02"	40°56'11"
G607	M	74.18	0.23	13.56	0.57	1.17	0.09	0.53	1.74	3.50	3.87	0.04	0.52	134	118	95	710	32	CALANGIANUS	3°17'45"	40°58'02"
G279	M	74.26	0.20	13.42	0.51	1.00	0.09	0.53	1.58	3.72	4.01	0.07	0.61	153	91	90	465	24	AGGIUS	3°25'05"	40°57'02"
M849	LGR	75.35	0.15	12.59	0.37	1.62	0.08	0.18	0.87	3.00	4.76	0.10	0.76	260	39	120	150	26	CONGOSFANADIGA	3°46'23"	39°26'41"
G475	LGR	74.98	0.10	13.36	0.31	0.66	0.05	0.59	1.22	3.64	4.52	0.08	0.41	134	38	70	150	15	S.REPARATA	3°09'06"	40°37'33"
G327	LGR	74.02	0.20	13.16	0.62	1.20	0.06	0.42	1.33	3.16	4.95	0.07	0.77	215	77	100	415	28	S.GREGORIO	3°05'36"	39°17'42"
G447	LGR	74.19	0.16	13.80	0.41	1.08	0.05	0.32	1.04	3.30	4.90	0.12	0.62	206	68	120	340	25	ARZACHENA	3°00'28"	41°02'08"
G503	LGR	74.66	0.11	13.70	0.16	1.22	0.06	0.35	1.14	3.33	4.80	0.05	0.54	248	51	80	305	14	CAVOI	3°20'59"	40°06'18"
G349	LGR	74.93	0.17	13.28	0.47	0.93	0.07	0.35	0.98	3.34	4.74	0.07	0.66	226	45	75	260	23	LABIADORI	2°55'47"	41°07'47"
G609	LGR	74.97	0.17	13.37	0.38	1.06	0.04	0.25	1.53	2.76	4.97	0.05	0.45	117	74	100	480	22	BUDDUSO	3°11'08"	40°34'51"
G270	LGR	75.00	0.18	13.16	0.53	0.93	0.06	0.39	1.16	3.45	4.67	0.07	0.45	157	71	95	430	26	LA MADDALENA	3°06'06"	41°10'04"
G205	LGR	75.06	0.12	13.22	0.28	1.08	0.06	0.23	1.19	3.40	4.65	0.06	0.65	219	49	90	260	26	SA COSTANZA	3°06'30"	40°47'55"
G606	LGR	75.65	0.13	12.98	0.29	1.00	0.05	0.24	1.10	3.04	4.83	0.05	0.64	158	51	80	390	26	CALANGIANUS	3°21'34"	40°59'11"
G25	LGR	75.77	0.11	13.03	0.48	0.77	0.09	0.32	1.01	3.18	4.59	0.06	0.60	201	35	90	180	14	LODE	3°56'02"	40°38'47"
G697	LGR	75.86	0.07	12.93	0.35	0.75	0.08	0.12	0.94	3.65	4.74	0.08	0.52	268	23	60	100	11	P.TA SENA LONGA	3°12'32"	40°44'38"
G468	LGR	75.87	0.11	12.95	0.29	0.79	0.07	0.28	1.09	3.52	4.51	0.05	0.48	200	46	60	195	16	FILU'E LEFERE	3°04'43"	40°42'31"
G26	LGR	75.94	0.08	12.73	0.42	0.92	0.05	0.17	0.77	3.67	4.76	0.04	0.44	236	18	80	140	16	CANT.MUTHOCONE	2°40'44"	39°27'50"
G459	LGR	75.99	0.12	13.12	0.12	0.87	0.08	0.12	0.82	3.55	4.63	0.04	0.54	320	21	70	120	16	TEMPIO PAUSANIA	3°17'00"	40°51'28"
G355	LGR	76.47	0.09	12.38	0.40	0.90	0.06	0.13	1.14	3.08	4.53	0.08	0.74	231	32	70	75	22	S.PRIMO	2°59'10"	39°20'41"
G454	LGR	75.99	0.10	12.73	0.37	0.92	0.05	0.18	1.01	3.45	4.73	0.05	0.53	151	41	90	365	31	TEMPIO PAUSANIA	3°16'04"	41°01'05"
G612	LGR	76.00	0.11	13.31	0.25	0.84	0.08	0.22	0.97	3.50	4.21	0.04	0.47	140	80	85	700	25	PORTO S.PAULO	2°46'43"	40°51'23"
G302	LGR	76.13	0.06	13.02	0.25	0.72	0.05	0.16	0.61	3.64	4.74	0.04	0.58	246	20	80	110	17	DOMES DE MARIA	3°33'14"	38°55'28"
G307	LGR	76.29	0.08	12.79	0.30	0.82	0.06	0.14	0.86	3.17	4.94	0.04	0.49	290	21	70	100	14	SANTADI	3°41'13"	39°05'19"
G698	LGR	76.36	0.09	12.59	0.25	0.94	0.08	0.19	0.96	3.57	4.48	0.05	0.45	219	30	80	130	25	ESCIRI	3°15'58"	40°42'54"
G2	MLG	76.73	0.06	12.69	0.27	0.59	0.09	0.13	0.68	3.59	4.71	0.04	0.52	281	23	35	85	12	LODE	2°56'17"	40°38'54"
G466	MLG	76.37	0.03	12.94	0.26	0.70	0.08	0.07	0.49	4.06	4.50	0.04	0.47	578	3	50	10	17	FILU'E LEFERE	3°05'21"	40°43'16"
M896	MLG	75.20	0.09	13.38	0.46	0.97	0.06	0.10	0.87	3.35	5.05	0.02	0.45	300	28	90	60	19	CONGOSFANADIGA	3°48'04"	39°27'13"
M5107	MLG	76.60	0.04	12.66	0.55	0.51	0.06	0.05	0.63	3.37	5.03	0.01	0.50	310	14	75	10	14	"	"	"
M557	MLG	76.59	0.02	13.26	0.56	0.50	0.14	0.02	0.23	3.67	4.50	0.08	0.56	595	4	55	40	11	CANT. DI QUIRRA	2°48'00"	39°33'51"
M515	MLG	76.38	0.11	12.43	0.58	0.83	0.04	0.13	0.52	2.68	5.43	0.09	0.76	240	26	80	40	20	TEULADA	3°37'45"	38°55'08"
M616	MLG	77.70	0.05	12.42	0.11	0.26	0.01	0.12	0.47	2.64	5.50	0.17	0.50	230	18	80</					

BIBLIOGRAFIA

- ALBUQUERQUE C.A.R. (1971) - *Petrochemistry of a series of granitic rocks from northern Portugal*. Bull. Geol. Soc. Am., 82, 2783-2798.
- ANDERSON A.T. (1976) - *Magma mixing: petrological process and volcanological tool*. Jour. Vol. Geo. Res., 1, 1-33.
- ARGIOLAS R. e BAUMER A. (1978) - *Synthese de chlorapatite par voie hydrothermale: étude de l'influence de la sursaturation sur l'évolution des facies des cristaux*. Can. Min., 16, 285-290.
- ARMARI G., GIAMMETTI F., ZERBI M. (1968) - *Petrografia del complesso agmatitico del torrente Liscia (Gallura)*. Ateneo Parmense, 4, 97-237.
- ARTHAUD F. e SAUMIAC S. (1981) - *Une coupe synthétique à travers la chaîne Varisque de Sardaigne. Commentaires sur l'évolution tectono-metamorphique*. Bull. Soc. Geol. France, 7, t. XXIII, 5, 535-539.
- BISTE M. (1979) - *Die anwendung geochemischer indatoren auf die zinnhoffigkeit herzynischer granite in sud-Sardinien*. Berliner Geowiss., Abh., A, 18, 107 p..
- BLAKE D.H. (1966) - *The net-veined complex of the Austurhorn intrusion, southeastern Iceland*. Jour. Geol., 74, 891-907.
- BOWMAN H., ASARO F., PERLMAN I. (1973) - *On the uniformity of composition in obsidians and evidence for magmatic mixing*. Jour. Geol., 81, 312-327.
- BOYADZHIYEV S., PALIVCOVA M., TSVETKOVA V., HEJL V. (1979) - *Textures and petrology of the Vetren gabbro (Bulgaria)*. Krystalinikum, 14, 155-170.
- BROTZU P., MORBIDELLI L., TRAVERSA G. (1978) - *Caratteri petrografici e chimici delle sieniti del Sarrabus meridionale (Sardegna sud-orientale)*. Period. Miner., 47, 83-98.
- BRUNETON P. (1976) - *Le massif zoné concentrique de Buddusò dans sons contexte geologique régional. Le problème des enclaves microgrenues*. Thèse 3^e cycle, Marseille, Labo. Petro. St-Jerome.
- BRUNETON P., ORSINI J. (1977) - *Le massif granitique de Buddusò (Sardaigne nord-orientale): une seule intrusion de type zoné concentrique*. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 284.
- CAMPBELL I.H. (1977) - *A study of macro-rhythmic layering and cumulate processes in the Jimberlane intrusion, Western Australia. Part I: The upper layered series*. Jour. Petr., 18, 183-215.
- CARMIGNANI L., FRANCESCHELLI M., PERTUSATI P.C., RICCI C.A. (1979) - *Evoluzione tettonico-metamorfica del basamento ercinico della Nurra (Sardegna NW)*. Mem. Soc. Geol. It., 20, 57-84.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., MINZONI N., PERTUSATI P.C., RICCI C.A. (1979) - *E la Corsica il retropaese della catena ercinica della Sardegna?* Mem. Soc. Geol. It., 20, 47-55.
- CHAPPEL B.W. e WHITE A.J.R. (1974) - *Two contrasting granite types*. Pacific Geol., 8, 173-174.
- CONDIE K.C. (1978) - *Geochemistry of proterozoic granitic plutons from New Mexico, U.S.A.* Chem. Geol., 21, 131-149.
- CONTI L. (1963) - *Lineamenti geopetrografici e giacimentologici delle mineralizzazioni uranifere nei dintorni di S. Leone (Cagliari)*. Per. Min., 32, 387-446.
- CONTI L. (1964) - *Studio geopetrografico dell'Arcipelago di La Maddalena. Nota I: L'Isola di La Maddalena*. Boll. Soc. Geol. It., 83, 5-86.
- CONTI L. (1965) - *Muscovite pseudomorfa su biotite in una facies di granito microgranulare affiorante all'Isola di Caprera*. Ric. Sci., 35 (II-A), 8, 1242-1250.
- CONTI L. (1966) - *Studio geopetrografico dell'Arcipelago di La Maddalena. Nota II: L'Isola di Caprera*. Per. Mineral., 35, 603-730.
- CONTI L. (1968) - *Sui minerali presenti nel cristallino dell'Arcipelago di La Maddalena. IV: Il K-feldspato pegmatitico di Cala Francese*. Quad. di Petr., Roma, n. 3.
- CONTI L. e MACCIONI L. (1978) - *Significato petrologico delle rocce intercluse nell'area di Capo Spartivento (Sardegna sud-occidentale)*. Per. Mineral., 47, 19-41.
- CONTI L. e TRAVERSA G. (1967) - *Sui minerali presenti nel cristallino dell'Arcipelago de La Maddalena. I: La biotite degli sciami nel granito di Cala Francese e quella dei nuclei interclusi*. Per. Mineral., 36, 3.
- CONTI L. e TRAVERSA G. (1968 a) - *Studio geopetrografico dell'Arcipelago de La Maddalena. Nota III: L'isola di S. Stefano*. Per. Mineral., 37, 145-220.
- CONTI L. e TRAVERSA G. (1968 bi) - *Sui minerali presenti nel cristallino dell'Arcipelago della Maddalena. II: La biotite a distribuzione isotropa nel granito di Cala Francese*. Per. Mineral., 37, 577-594.
- CONTI L. e TRAVERSA G. (1969) - *Sui minerali presenti nel cristallino dell'Arcipelago de La Maddalena. V: Il granato delle druse pegmatitiche di Cala Francese*. Per. Mineral., 38.
- CONTI L. e TRAVERSA G. (1970) - *Druse pegmatitiche nei graniti di Cala Francese*. Per. Mineral., 39, 1-17.
- D'AMICO C. (1958) - *Relazione sul rilevamento geologico delle tavolette orientali del quadrante Bitti. F.o 194 (Ozieri), e petrografia delle formazioni rocciose*. Boll. Serv. Geol. It., 80, 633-656.
- D'AMICO C. (1962) - *La massa dioritico-quarzifera di Bitti-Onani (Sardegna)*. Acta Geol. Alpina, 8, 129-180.
- D'AMICO C. (1974) - *Hercynian plutonism in the Alps. A report 1973-74. L'orogenesi ercinica nelle Alpi*. Mem. Soc. Geol. Italiana, 13/1, 49-118.
- DEBON F. (1975) - *Les massifs granitoides a structure concentrique de Caunterets-Panticosa (Pyrenées-occidentales) et leur enclaves*. Sciences de la Terre, Mem., 33, 420 p..
- DEER W.A. (1950) - *The diorites and associated rocks of the Glen Tilt Complex, Perthshire - II: Diorites and appinites*. Geol. Mag., 87, 181.
- DEER W.A. (1938) - *The diorites and associated rocks of the Glen Tilt Complex, Perthshire -*

- I: *The granites and intermediate hybrid rocks*. Geol. Mag., 75, 174-184.
- DEL MORO A., DI SIMPLICIO P., GHEZZO C., GUASPARRI G., RITA F., SABATINI G. (1975) - *Radiometric data and intrusive sequence in the sardinian batholit*. N. Jb. Miner. Abh., 126, 28-44.
- DERIU M. e ZERBI M. (1967) - *Notizie sulla costituzione geopetrografica dell'Isola di Mal di Ventre*. Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand, 23, 254 p..
- DIDIER J. (1973) - *Granites and their enclaves*. Developments in Petrology, Elsevier, Amsterdam, 393 p..
- DI SIMPLICIO P., FERRARA G., GHEZZO C., GUASPARRI G., PELLIZZER R., RICCI C.A., RITA F., SABATINI G. (1974) - *Il metamorfismo ed il magmatismo paleozoico della Sardegna*. Rend. Soc. It. Min. Petr., 30, 979-1068.
- EICHELBERGER J.C. (1975) - *Origin of andesite and dacite; evidence of mixing at Glass Mountain California and at other Circum Pacific volcanoes*. Geol. Soc. Amer. Bull., 86 (10), 1381-1391.
- FERRARA G., GHEZZO C., GUASPARRI G., RITA F., SABATINI G. (1980) - *Evidenze radiometriche-isotopiche di processi di interazione con magmi granitici nella massa basica di Punta Falcone (Sardegna sett.)*. Rend. Soc. It. Mineral. Petr., 36, 1, 335 (Riassunto).
- FERRARA G., RICCI C.A., RITA F. (1978) - *Isotopic age and tectono-metamorphic history of the metamorphic basement of north-eastern Sardinia*. Contr. Miner. Petr., 68, 99-106.
- FLETCHER R.C. e HOFMANN A.V. (1974) - *Simple models of diffusion and combined diffusion-infiltration metasomatism*. Geochemical Transport and Kinetics (edito da A.W. Hofmann, B.J. Gilletti, H.S. Joder jr. e R.A. Yund), Carnegie Inst. Wash., Publ., 634, 243-259.
- FOURCADE S. e ALLEGRE C.J. (1981) - *Trace elements behaviour in granite genesis: a case study: the calc-alkaline plutonic association from the Querigut complex (Pyrénées, France)*. Contrib. Mineral. Petrol., 76, 177-195.
- FRASER A.G. (1966) - *Patchy zoning in plagioclase: a discussion*. Jour. Geol., 74, 514-517.
- FYFE W.S. (1979) - *The tectonic significance of granitic magmatism*. In «Evolution and mineralization of the arabian-nubian shield», I.A.G. Bull. 3, 1, Perg. Press., 143-149.
- GAMBLE J.A. (1979) - *Some relationships between coexisting granitic and basaltic magmas and the genesis of the hybrid rocks in the tertiary central complex of the Slieve Gullion, northeast Ireland*. Jour. Volcanol. Geoth. Re., 5, 297-316.
- GHEZZO C., GUASPARRI G., SABATINI G. (1972) - *Lineamenti geopetrologici del cristallo sardo. Le plutoniti e la loro successione negli eventi intrusivi*. Miner. Petr. Acta, 18, 205-234.
- GHEZZO C., GUASPARRI G., SABATINI G. (1973) - *Relazioni fra rocce granitiche e metamorfiche nella Sardegna centro-settentrionale. Nota III: Le intrusioni della zona Orotelli-Bolotona-Bultei: rilevamento con studio modale*. Miner. Petrog. Acta, 19, 155-186.
- GHEZZO C., GUASPARRI G., MALESANI P., PELLIZZER R., SABATINI G. (1979) - *Il feldspato potassico nelle rocce granitiche della Sardegna*. Rend. Soc. It. Mineral. Petr., 35, 1, 121-133.
- GHEZZO C., GUASPARRI G., SABATINI G. (1979) - *Late-hercynian post-orogenic magmatism in the Sardo-Corsican microplate*. Newsletter, 1, 69-91.
- GHEZZO C., MEMMI I., RICCI C.A. (1979) - *Un evento granulitico nel basamento metamorfico della Sardegna nord-orientale*. Mem. Soc. Geol. It., 20, 23-38.
- GHEZZO C., GUASPARRI G., PRETTI S., RICCOBONO F., SABATINI G., URAS I. (1981) - *Le mineralizzazioni a molibdeno associate al magmatismo intrusivo ercinico della Sardegna*. Rend. Soc. It. Mineral. Petr., 38, 1.
- GIRAULT J. (1966) - *Genese et géochimie de l'apatite et de la calcite dans les roches liées au complexe carbonatique et hyperalcalin d'Oka (Canada)*. Soc. Franç. Mineral. Crist. Bull., 89, 496-513.
- GOLDSMITH J.R. e LAVES F. (1954) - *The microcline-sanidine stability relations*. Geochim. Cosmochim. Acta, 5, 1-19.
- GOTTARDI G. (1962) - *Sullo stato termico dei feldspati dei graniti e delle granodioriti*. Boll. Svizzera di Mineralogia e Petrografia, 42/1, 37-58.
- GUASPARRI G., RICCOBONO F., SABATINI G. - *Leucogranites of Sardinian batholit: petrologic aspects and their relevance to metallogenesis*. (In stampa).
- HANSON G.N. (1978) - *The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition*. Earth. Planet. Sci. Lett., 38, 26-43.
- HESS P.C. e RUTHEFORD M.J. (1974) - *Element fractionation between immiscible melts (abstr.)*. Lunar Science, V, 328-329.
- HIBBARD M.J. (1981) - *The magma mixing origin of mantled feldspar*. Contrib. Mineral. Petrol., 76, 158-170.
- HOFMANN A.W. (1980) - *Diffusion in natural silicate melts: A critical review*. In R.B. HARGRAVES ed., «Physics of magmatic processes», pp. 385-417, Princeton University Press, 585 p..
- ISHIHARA S. (1977) - *The magnetite series and ilmenite series granitic rocks*. Mining Geology, 27, 293.
- JOPLIN G.A. (1959) - *On the origin and occurrence of basic bodies associated with discordant batholiths*. Geol. Mag., 96, 361-373.
- JULIVERT M., MARTINEZ F.J., RIBEIRO A. (1980) - *The iberian segment of the European Hercynian foldbelt*. In: «Geologie de l'Europe», Memoire du B.R.G.M., 108, 132-158.
- LAMEYRE J. e AUTRAN A. (1980) - *Les granitoides de France*. In: «Evolution géologiques de la France». Memoire du B.R.G.M., 107, 51-98.
- LAURO C. (1940) - *Le differenziazioni lenticolari scure nei graniti dell'Ogliastra di Lanusei*. Rend. Acc. d'It., s. 7, 10, 590-601.
- LEAKE B.E. (1978) - *Nomenclature of amphiboles*. Can. Mineral., 16, 501-520.
- LETERRIER J. (1972) - *Etude petrographique et géochimique du massif granitique de Querigut (Ariege)*. Sciences de la Terre, Mem., 23, 292 p..
- LETERRIER J. e DEBON F. (1978) - *Caractères chimiques comparés des roches granitoides et de*

- leurs enclaves microgrenues. Implications géologiques. Bull. Soc. Geol. Fr. (7), XX, 3-10.
- MCCARTHY T.S. e HASTY R.A. (1976) - Trace element distribution patterns and their relationship to the crystallization of granitic melts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40, 1351-1358.
- MCCARTHY T.S. e KABLE E.J.D. (1978) - On the behavior of rare-earth elements during partial melting of granitic rocks. *Chem. Geology*, 22, 21-29.
- MACCIONI L., OPPI G., ROSSETTI V. (1968) - Osservazioni geopetrografiche sui graniti di Capo Testa (Sardegna Settentrionale). *Res. Ass. Min. Sarda*, 73, 70 p.
- MACDONALD G.A. e KATSURA T. (1965) - Eruption of Lassen Peak, Cascade Range, California, in 1915: Example of mixed magmas. *Geol. Soc. America Bull.*, 76, 475-482.
- MAGARITZ M. e HOFMANN A.W. (1978) - Diffusion of Sr, Ba and Na in obsidian. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 42, 595-605.
- MARMOTTANS M. (1976) - Li, Rb, Sr, Ba dans les massifs granitoides de Buddusò et de Concas (Sardaigne nord-orientale) et dans leurs enclaves. Implications pétrologiques. Thèse 3^e cycle. Labo. Petro. St.-Jerome, Marseille.
- MARMOTTANS M., DUPUY C., ORSINI J., BRUNETON P. (1977) - Les enclaves microgrenues basiques du massif de Buddusò (Sardaigne nord-orientale). Répartition des alcalins et des alcalino-terreux en traces; interpretation. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 284.
- MARRE J. (1973) - Le complexe eruptif de Querigut. *Petrologie, structurologie, cinématique de mise en place*. Thèse. Trav. du Labo. de Géologie-Pétrologie de l'Université Paul Sabatier, Toulouse.
- MARRE J., ROSSI P., ROUIRE J. (1980) - Architecture d'un secteur du batholite corso-sarde: les régions d'Ajaccio et Sartene. *Bull. du B.R. G.M.*, I, 2, 153-167.
- MAURY R.C., DIDIER J., LAMEYRE J. (1978) - Comparative magma/xenolith relationship in some volcanic and plutonic rocks from the French Massif Central. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66, 401-408.
- MILLER C., SASSI F.P., ARMARI G. (1976) - On the occurrence of altered eclogitic rocks in north-eastern Sardinia and their implication. *N. Jb. Geol. Palaont. Mh.*, 11, 683-689.
- MULLAN H.S. e BUSSEL M.A. (1977) - The basic rock series in batholithic associations. *Geol. Mag.*, 114 (4), 265-280.
- NEGRETTO G.C. (1966) - Ricerche petrografiche sul complesso granitoide del settore di Busachi (Sardegna Centrale). *Boll. Serv. Geol. It.*, 87, 145-247.
- NOKKOLDS S.R. (1933) - Some theoretical aspect of contamination in acid magmas. *J. Geol.*, 41, 561-589.
- OEN ING SOEN (1970) - Granite intrusion folding and metamorphism in central Portugal. *Bol. Geol. Min.*, 81 (2-3), 271-298.
- ORSINI J. (1976) - Les granitoides hercyniens corso-sardes: mise en évidence de deux associations magmatiques. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 7, XVIII, 5, 1203-1206.
- ORSINI J. (1979) - Contribution a la connaissance des granitoides tardi-orogéniques du batholite corso-sarde. Les enclaves sombres de l'association plutonique calco-alcaline. *Travaux des laboratoires des Sciences de la Terre, Saint-Jerome Marseille*, 104 p.
- PALIVCOVA M. (1981) - Microtextures of gabbroic and dioritic rocks associated with intrusive granitoid complexes. *Geol. Zbor. Geol. Carpath.*, 32, 559-589.
- PEARCE J.A. e CANN J.R. (1973) - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analyses. *Earth Plan. Sc. Lett.*, 19, 290-300.
- PELLIZZER R. (1964) - Motivi petrologici nel cristallino sardo della regione Monti-Berchidda (Sardegna Nord-Orientale). *Atti Acc. Sc. Ist. Bologna, Sc. Fis. Mem.*, serie II, 48 p.
- PIRANI R. e SIMBOLI G. (1963 a) - La genesi del granito sardo dell'altopiano di Buddusò. Note di geochimica e di struttura dei principali costituenti mineralogici: I - Il feldspato di potassio. *Miner. Petrogr. Acta*, 9, 179-209.
- PIRANI R. e SIMBOLI G. (1963 b) - La genesi del granito sardo dell'altopiano di Buddusò. Note di geochimica e di struttura dei principali costituenti mineralogici: II - Il plagioclasio e l'utilizzazione dei due feldspati coesistenti quali geotermometri. *Miner. Petrogr. Acta*, 9, 211-229.
- PIRANI R. e SIMBOLI G. (1963 c) - La genesi del granito sardo dell'altopiano di Buddusò. Note di geochimica e di struttura dei principali costituenti mineralogici: III - La biotite. *Miner. Petrogr. Acta*, 9, 245-271.
- PITCHER W.S. (1978) - The anatomy of a batholith. *Jour. Soc. Lond.*, 135, 157-182.
- PITCHER W.S. (1979 a) - Comments on the geological environments of granites. In: «Origin of granite batholiths», *Geochemical Evidence*, M.P. Atherton and J. Tarney (Ed.), 1-8.
- PITCHER W.S. (1979 b) - The nature, ascent and emplacement of granitic magmas. *Jour. Geol. Soc. Lond.*, 136, 627-662.
- PITCHER W.S. e BERGER A.R. (1972) - The geology of Donegal. A study of granite emplacement and unroofing. *Wiley Intersc.*, New York.
- PIWINSKII A. J. (1968) - Studies of batholithic feldspars: Sierra Nevada, California. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 17, 204-223.
- RAGLAND P.C. (1970) - Composition and structural state of the potassic phase in perthites as related to petrogenesis of a granitic pluton. *Lithos*, 3, 167-189.
- RAMBERG H. (1970) - Model studies in relation to intrusion of plutonic bodies, in NEWALL G. e RAST N. (Ed.), *Mechanism of Igneous Intrusion*, *Journal Special Issue*, 2, Gallery Press, Liverpool, 261-286.
- RICCI C.A. (1972) - Geo-petrological features of the sardinian crystalline basement. The metamorphic formations. *Min. Petr. Acta*, 18, 235-244.
- RICCI C.A. e SABATINI G. (1973) - Relazioni fra rocce granitiche e metamorfiche nella Sardegna centro-settentrionale. Nota IV - L'aureola di contatto delle intrusioni di Bono e Anela. *Min. Petr. Acta*, 19, 187-194.
- RICCI C.A. e SABATINI G. (1978) - Petrogenetic affinity and geodynamic significance of metabasic

- rocks from Sardinia, Corsica and Provence. N. Jb. Mh., H1, 23-28.
- ROCHE H. (1979) - Quelques cas d'interaction et d'échanges entre formations acides et formations basiques dans les zones profondes. In «Phénomènes de transport de matière dans l'écorce terrestre», Mem. 53, ATP-CNRS, 149-159.
- ROSSI P. e ROUIRE J. (1980) - Notice explicative de la feuille Corse. 1/250.000, B.R.G.M..
- RYERSON F.J. e HESS P.C. (1978) - Implications of liquid-liquid distribution coefficients to mineral-liquid partitioning. Geochim. Cosmochim. Acta, 42, 921-932.
- SAUNDERS A.D., TARNEY J., WEAVER S.D. (1980) - Transverse geochemical variations across the antarctic peninsula: implications for the genesis of calc-alkaline magmas. Earth. and Planet. Sci. Lett., 46, 344-360.
- SIMBOLI G. (1962 a) - Studio petrografico dei graniti e di alcune loro differenziazioni nella zona di Buddusò (Sardegna). Acta Geol. Alpina, 8, 337-378.
- SIMBOLI G. (1962 b) - Osservazioni sulla genesi dei micrograniti e sulle loro relazioni con graniti e migmatiti nella zona di Buddusò-Loelle-Isarita-Osidda. Acta Geol. Alpina, 8, 303-336.
- SLEMMONS D.B. (1962) - Determination of volcanic and plutonic plagioclases using a three- or four-axis universal stage. Special G.S.A. Pap., 69.
- STRECKEISEN A. (1974) - Classification and nomenclature of plutonic rocks. Rundschau., 63, 773-786.
- TARNEY J. e SAUNDERS A.D. (1979) - Trace element constraints on the origin of cordilleran batholiths. In «Origin of granite batholiths, geochemical evidence», M.P. Atherton e J. Tarney (Ed.), 90-105.
- TAUBENECK W.H. (1967) - Petrology of Cornucopia tonalite unit, Cornucopia stock, Wallowa mountains, northeastern Oregon. Special G.S.A., Pap. 91.
- VANCE J.A. (1961) - Polysynthetic twinning in plagioclase. Amer. Mineral., 46, 1097-1119.
- VANCE J.A. (1962) - Zoning in igneous plagioclase: normal and oscillatory zoning. Am. J. Sci., 260, 746-760.
- VANCE J.A. (1965) - Zoning in igneous plagioclase: patchy zoning. J. Geol., 73, 636-651.
- VANCE J.A. (1966) - Patchy zoning in plagioclase: a reply. Jour. Geology, 74, 518-521.
- VOGEL T.A. e WALKER B.M. (1975) - The Tichka Massif, Marocco - an example of contemporaneous acidic and basic plutonism. Lithos, 8, 29-38.
- WAGER L.R. e BROWN G.M. (1967) - Layered igneous rocks. Oliver e Boyd, 588 p..
- WATSON E.B. (1975) - Partitioning of trace and minor elements between coexisting silicate liquids. Carnegie Inst. Washington Year Book, 74, 500-504.
- WATSON E.B. (1976) - Two-liquid partition coefficients: experimental data and geochemical implications. Contrib. Mineral. Petrol., 56, 119-134.
- WATSON E.B. (1981) - Diffusion in magmas at depth in the earth: the effect of pressure and dissolved H₂O. Earth and Planet. Sci. Lett., 52, 291-301.
- WESTPHAL M., ORSINI J., VELLUTINI P. (1976) - Le microcontinent corso-sarde, sa position initiale: données paléomagnétiques et raccords géologiques. Tectonophysics, 30, 141-157.
- WHITE A.R. e CHAPPEL B.W. (1977) - Ultrametamorphism and granitoid genesis. Tectonophysics, 43, 7-22.
- WIEBE R.A. (1973) - Relations between coexisting basaltic and granitic magmas in a composite dike. Am. Jour. Sci., 273, 130-151.
- WIEBE R.A. (1980) - Commingling of contrasted magmas in the plutonic environment: examples from the Nain anorthositic complex. Jour. Geol., 88, 197-209.
- WINCHESTER J.A. e FLOYD P.A. (1976) - Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. Earth. Plan. Sci. Lett., 28, 459-469.
- WYLLIE P.J., COX K.G., BIGGAR G.M. (1962) - The habit of the apatite in synthetic systems and igneous rocks. J. Petrology, 3, 238-243.
- YODER H.S. Jr. (1973) - Contemporaneous basaltic and rhyolitic magmas. Am. Mineral., 58, 153-171.
- YOUNKER L.W. e VOGEL T.A. (1976) - Plutonism and plate dynamics: the origin of circum Pacific batholiths. Canadian Mineralogist, 14, 238-244.