

CLAUDIO GHEZZO e CARLO ALBERTO RICCI (\*)

## RELAZIONI FRA ROCCE GRANITICHE E METAMORFICHE NELLA SARDEGNA CENTRO-SETTENTRIONALE

### NOTA II - I PORFIROIDI DELLA REGIONE BOLOTANA-ILLORAI

**RIASSUNTO.** -- Vengono riferiti i risultati di ricerche sulle metamorfite affioranti nella regione Bolotana-Illorai (Sardegna centro-settentrionale) al margine occidentale del plutone sardo. In tale regione, entro una successione di parametamorfiti, è stata rinvenuta e cartografata una estesa e potente formazione di porfiroidi.

Gli Autori descrivono i principali caratteri petrografici di questi porfiroidi, delle meta-arcose e delle parametamorfite a loro associate e sulla base dei risultati dello studio chimico-petrografico, concludono che i porfiroidi e le meta-arcose rappresentano il prodotto del metamorfismo ercinico rispettivamente di originarie vulcaniti e di arenarie arcosiche.

I porfiroidi, testimoniando un esteso vulcanismo acido, probabilmente a carattere ignimbrico, appartenente alle ultime fasi dell'orogenesi caledoniana, vengono considerati coevi con le analoghe formazioni della Sardegna. L'età del vulcanismo è probabilmente siluriana.

Gli Autori discutono infine dell'importanza stratigrafica dei porfiroidi per la ricostruzione delle serie metamorfiche sarde.

**ABSTRACT.** -- Results of a study on metamorphic rocks from the Bolotana-Illorai area (Northern part of Central Sardinia) are reported. In this area, situated in the western margin of Sardinian pluton, has been found and mapped, in a parametamorphic serie, a widespread and thick formation of porphyroids.

The Authors describe the principal petrographic characteristics of the porphyroids, of the meta-arkoses and of the associated parametamorphites. On the basis of chemical and petrographic data the Authors conclude that porphyroids and meta-arkoses represent the product of the hercynian metamorphism of original acid volcanics and arkosic sandstones.

These porphyroids represent a widespread acid volcanism, probably ignimbric in character, belonging to the last phases of the caledonian orogenesis, and therefore are to be considered of the same age of analogous Sardinian formations. A silurian age of volcanism is presumed.

The Authors point out the stratigraphical importance of the porphyroids for the reconstruction of Sardinian metamorphic series.

---

(\*) Lavoro eseguito con il contributo finanziario del C.N.R.; Gruppo di Ricerca per lo Studio Geologico-Petrografico e Mineralogico-Giacimentologico della Sardegna, Sezione VII, Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università di Siena.

### Introduzione e cenno storico.

Nel quadro del programma di ricerche elaborato dall'Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università di Siena ed inserito nel più vasto programma del Gruppo di ricerca del C.N.R. per lo studio mineralogico e petrografico della Sardegna, è stato intrapreso lo studio geo-petrografico del margine occidentale del plutone sardo ed in particolare della sua copertura metamorfica.

In una precedente nota (GHEZZO et Al, 1968), mentre si delineavano i principali motivi geo-petrografici di una vasta regione della Sardegna Centro-Settentrionale, si sottolineava altresì la esigenza di approfondire lo studio delle metamorfiti di copertura al fine di ricostruire la successione dei litotipi ed il loro assetto strutturale. Ciò nell'intento di definire successivamente le relazioni tra tale copertura e le intrusioni granitiche costituenti il plutone sardo.

Nel corso del rilevamento di dettaglio dell'area circostante l'abitato di Bono, è stata rinvenuta una potente ed estesa formazione di porfiroidi la cui presenza non viene segnalata neppure nelle carte geologiche recentemente pubblicate (CARTA GEOLOGICA D'ITALIA F° 193, F° 194), nelle quali le aree di affioramento dei porfiroidi vengono invece indicate come aree di affioramenti di filladi quarzifere talora nodulose a relitti di quarzo e feldispati, migmatiti, gneiss migmatitici, gneiss occhiadini, ecc.

La presenza di porfiroidi era stata segnalata in altre aree della Sardegna meridionale già da tempo. Le prime indicazioni infatti si devono a TEICHMÜLLER (1931) e a CAVINATO (1933-1935). A CAVINATO spetta il merito di aver per primo fornito una descrizione petrografica di queste rocce (1935) ed averne delineato l'età riferendole ad un periodo precedente all'orogenesi ercinica (1948).

Più recentemente CALVINO (1956, 1959, 1962) e POMESANO CHERCHI (1960, 1962), hanno cercato di dare un più preciso significato geologico-stratigrafico ai porfiroidi del Sarrabus e del Gerrei, sottolineando che sono il prodotto del metamorfismo di estese effusioni acide.

Attualmente la presenza di porfiroidi è nota in molte zone dell'isola: nel Gerrei, nell'Inglesiente, nell'Arborea, nel Sarcidano e nella Nurra (v. opere citate; ZUFFARDI, 1953; MACCIONI, 1968). Di fronte ad una simile diffusione ci è parso interessante intraprendere lo studio degli affioramenti di porfiroidi da noi individuati e qui per

la prima volta segnalati nella Sardegna Centro-Settentrionale. E ciò nell'intento di portare un contributo alla conoscenza dei fondamentali caratteri geo-petrografici di queste rocce e di tentare una loro correlazione con quelle già note in altre località della Sardegna. Infatti l'esistenza di un orizzonte originariamente vulcanico in serie metamorfiche scarsamente differenziabili dal punto di vista litologico, come sono quelle della Sardegna Centro-Settentrionale, ha certamente significato per correlazioni stratigrafiche fra aree anche molto distanti.

### Situazione geologico-stratigrafica.

Nella cartina di fig. 1 è riportato il rilevamento geo-petrografico, da noi eseguito, della regione di Bolotana-Illorai. In tale regione affiorano numerosi tipi litologici riferibili sostanzialmente a tre complessi: un primo complesso costituito da rocce intrusive, un secondo costituito da rocce metamorfiche ed un terzo, sovrastante i primi due, costituito da rocce vulcaniche. Le coperture recenti detritico-eluviali e alluvionali presentano in genere limitata diffusione e potenza; solo nella valle del F. Tirso si incontrano vasti depositi alluvionali che si trovano a quote superiori di circa 100 metri rispetto all'attuale alveo.

La parte meridionale dell'area rilevata è costituita dalla massa intrusiva di Bolotana formata da granodioriti. Tali rocce fanno parte di un insieme di intrusioni marginali differenziate in senso basico che sono piuttosto frequenti al bordo occidentale del plutone sardo che è prevalentemente costituito dal cosiddetto « granito principale » (GHEZZO et Al., 1968).

Il carattere intrusivo della massa di Bolotana è particolarmente evidente: i contatti della granodiorite con le metamorfiti di copertura sono chiaramente di tipo intrusivo, come testimoniano le giaciture nettamente discordanti, le frequenti apofisi filoniane di variabili dimensioni, gli effetti termometamorfici rilevabili nelle stesse metamorfiti. Sia entro le rocce granodioritiche che entro le metamorfiti di copertura sono infine presenti numerosi filoni prevalentemente rappresentati da apliti e da porfiriti e diabasi. Tutte le suddette rocce intrusive appartengono al ciclo magmatico ercinico, e sono ricoperte da un potente complesso di metamorfiti costituite da un insieme molto eterogeneo di litotipi all'interno del quale sono stati rinvenuti i porfiroidi oggetto del presente studio. E' da rilevare a questo proposito

che nei fogli della CARTA GEOLOGICA D'ITALIA, F° 193 « Bonorva » e F° 194 « Ozieri », editi recentemente, i contatti delimitanti i tre complessi precedentemente citati appaiono in molti casi errati e mancano molti riferimenti litologici per quanto riguarda il complesso metamorfico. Nel F° « Bonorva » infatti il complesso metamorfico viene descritto come costituito da « Filladi quarzifere con masse limitate di rocce verdi di tipo gabbriaco e diabasico », e nel F° « Ozieri » non compaiono gli affioramenti di porfiroidi da noi individuati né quelli dei marmi e calcescisti. Il tutto viene riferito sia a rocce migmatitiche (g $\gamma$ ), sia a gneiss migmatitici, gneiss occhiadini etc. (gm), sia a filladi di vario tipo « talora nodulose a relitti di quarzo e feldspati (Nugheddu e Illorai) ».

Le rocce granitiche e quelle metamorfiche sono ricoperte da una potente successione di rocce vulcaniche in strati e grosse bancate a giacitura suborizzontale. Tali vulcaniti, nel F° 193 « Bonorva », vengono riferite alla formazione trachitoide inferiore della « formazione eruttiva pre-Elveziana » costituita da lave, ignimbriti e tufi di composizione variabile da liparitica a dacitica a trachitica sino a trachian-desitica.

\* \* \*

Il complesso metamorfico nell'area in esame risulta, dalle nostre ricerche, costituito da numerosi litotipi sovrapposti in successione regolare ed aventi nell'insieme una giacitura piuttosto uniforme a carattere monoclinale con direzione prossima ad E-W, con immersione a N di 30°-40°. Questo complesso è interessato sia ad occidente (Riu sas Chias) come ad oriente (da Illorai al F. Tirso) da sistemi di faglie dirette generalmente con andamento N-S. A questi eventi tettonici possono essere ricondotti anche locali effetti di milonisi e di rotazione dell'andamento della scistosità; in corrispondenza delle faglie si rinvencono anche piccoli filoni di quarzo. Il fatto che questi sistemi di faglie interessino solo la copertura metamorfica e non le vulcaniti terziarie, permette di attribuirli, almeno in parte, ad un periodo pre-miocenico e probabilmente correlabile con la messa in posto delle magmatiti erciniche.

Da quanto sopra esposto circa la giacitura del complesso metamorfico e dalla distribuzione degli affioramenti (vedi fig. 1) risulta

**RILEVAMENTO  
GEOPETROGRAFICO  
DELLA REGIONE  
BOLOTANA-ILLORAI**

**LEGENDA**

1. Alluvioni recenti e terrazze; coperture detritico-eluviali.
2. Formazione eruttiva pre-Elveziana della « formazione trachitoida inferiore » (v. F° 193 « Bonorva »).
3. Granodiorite di Bolotana.
4. Scisti sericitici, scisti filladici, scisti neri e quarziti nere e carboniose; in prossimità del limite N dell'area di rilevamento si rinvencono banchi di quarziti e lenti di anfiboliti.
5. Porfiroidi.
6. Meta-areose e quarziti feldspatiche.
7. Marmi e calcescisti.
8. Faglie.
9. Area fortemente tettonizzata.
10. Direzione, immersione ed inclinazione delle superfici di scistosità.

*N.B.* - Nella carta non è riportata la grafia del sistema filoniano.

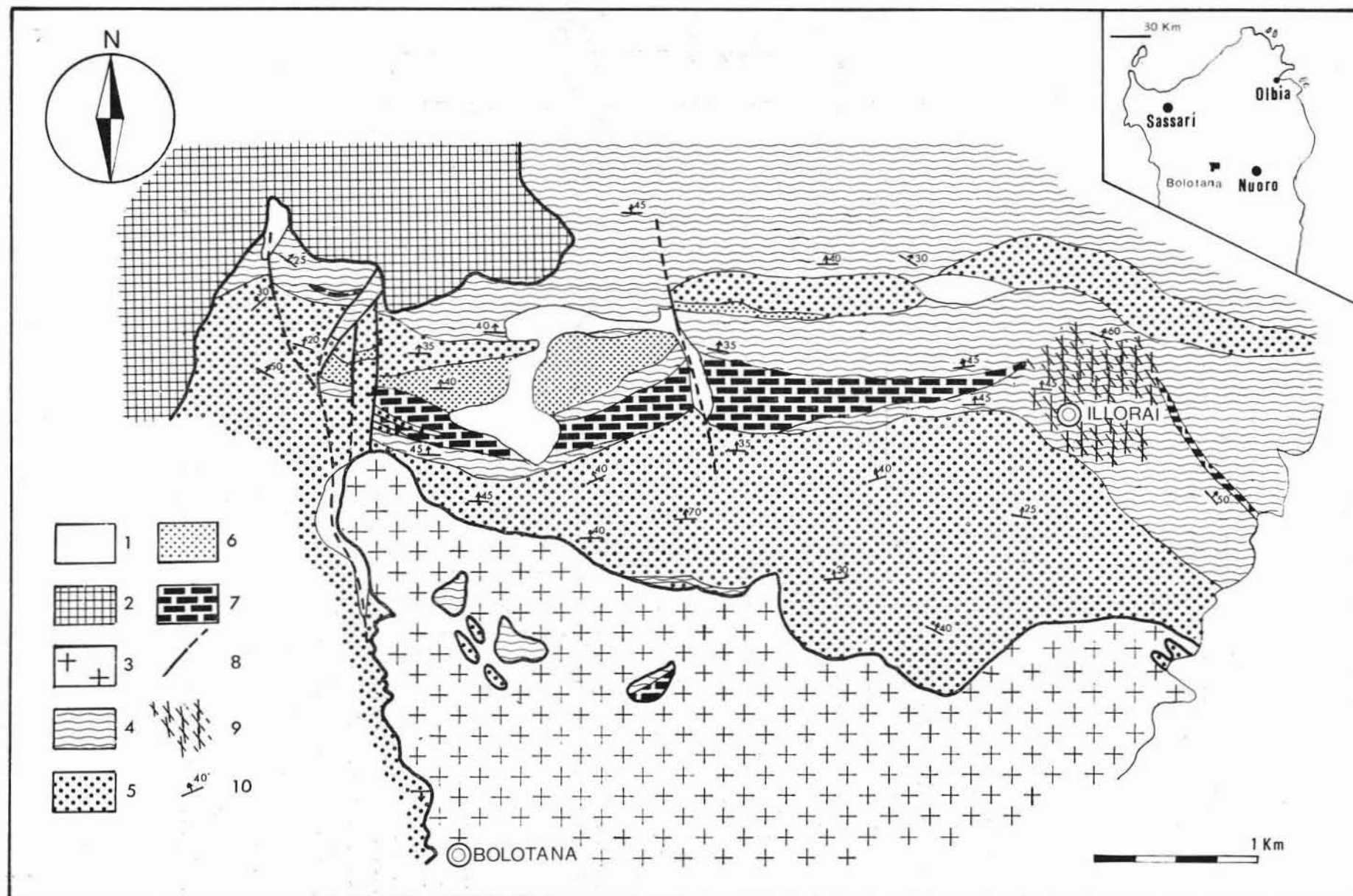


Fig. 1.

evidente come la successione metamorfica sia nettamente troncata in discordanza a S dalle rocce intrusive. La base di detta successione è dunque individuabile al contatto intrusivo con la massa granodioritica di Bolotana.

Procedendo da S verso N la serie metamorfica ha inizio con un potente livello di porfiroidi che raggiunge il suo massimo spessore in corrispondenza del meridiano di Illorai (circa 800 m). All'affioramento si presentano come rocce compatte di colore grigio biancastro e con evidente tessitura occhiadina, in banchi e strati di spessore molto variabile (0,2-5 m). In prossimità dei contatti con le rocce intrusive la tessitura occhiadina si fa gradualmente meno marcata ed in qualche raro caso (per es. in prossimità di Bolotana) si può osservare una tessitura non più occhiadina ma tendenzialmente granitoide per quanto ancora nettamente orientata.

Sovrapposto al suddetto livello di porfiroidi si trova una formazione di parametamorfiti di spessore complessivo variabile da circa 200 m (in corrispondenza del meridiano di Bolotana) ad oltre 400 m in corrispondenza dell'abitato di Illorai. Questa formazione è caratterizzata dalla presenza di facies eteropiche tra tipi litologici anche molto diversi e contiene due distinte intercalazioni lenticolari di porfiroidi dello spessore massimo di circa m 7 e m 40. Sono stati distinti tre membri che, fatta eccezione per i passaggi laterali, sono in successione stratigrafica. La base di tale formazione è costituita da rocce scistose e quarzitiche entrambe nere e carboniose (affioranti per es. a N di Ponte Ezzu, a NW di Illorai, a NW di P.ta Olitto). A SE di Illorai queste facies passano lateralmente a scisti filladici. Sovrapposto al membro scistoso-quarzitico se ne rinviene uno prevalentemente carbonatico a forma lenticolare. Trattasi di prevalenti calcescisti con sottili (1-10 m) e discontinue lenti di marmi bianchi e grigi. Lo spessore massimo di questo membro si riscontra in prossimità di N.ghe Mannuri ed è valutabile intorno ai 200 m.

Segue verso l'alto un terzo membro di potenza variabile (massima 250 m in prossimità di Sas Costas a N di Illorai) costituito da scisti filladici.

Superiormente è presente un secondo livello di porfiroidi che in prossimità di Ferulas raggiunge uno spessore di circa 200 m. L'aspetto macroscopico di queste rocce non differisce sostanzialmente da quello dei porfiroidi del primo livello.

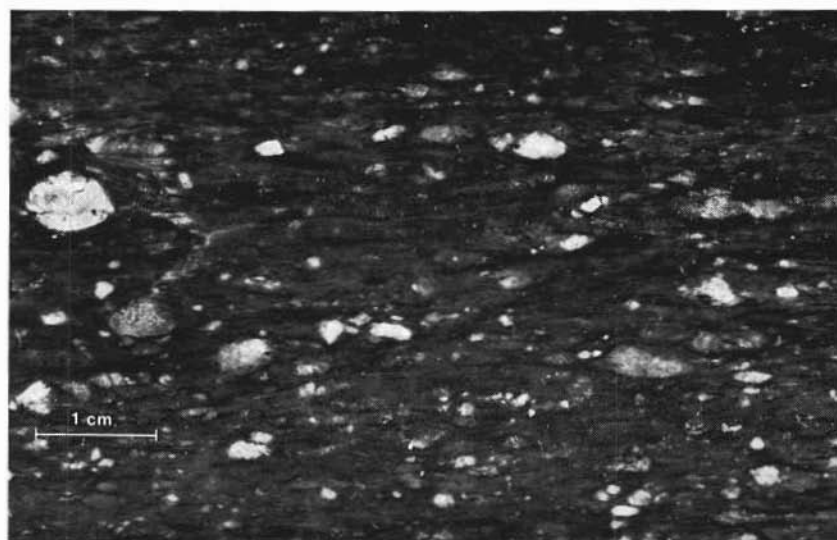


Fig. 2. — Macrofoto di porfiroide.

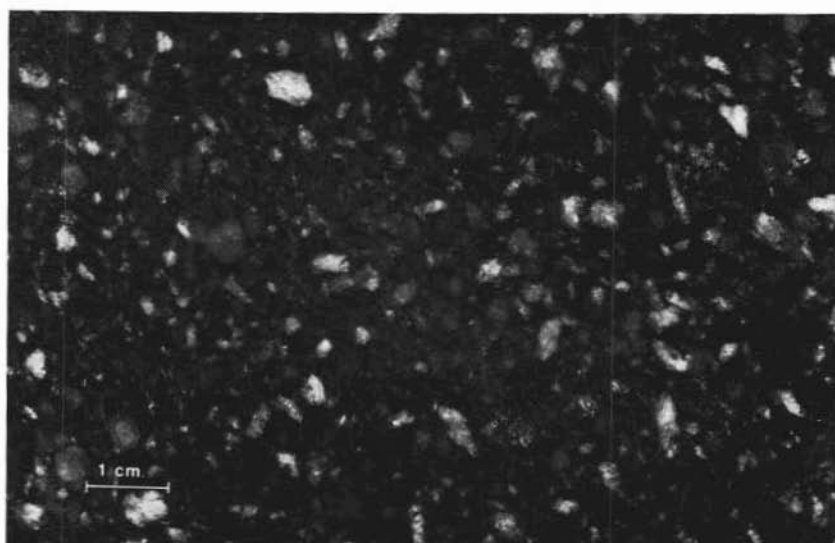


Fig. 3. — Macrofoto di porfiroide scarsamente scistoso.

A N di Sa Sedda e Mandras in luogo dei porfiroidi si rinviene una potente formazione (circa 150 m) di rocce a tessitura minuta, talvolta occhiadina (con « occhi » di 1-2 mm), riferibile ad originari tipi arcosici, nella quale si riconoscono « livelli » a granulometria diversa. L'affioramento è lenticolare e tende a chiudersi sia ad E come ad W al di sotto dei porfiroidi.

Infine il secondo livello di porfiroidi è sormontato da scisti sericitici, filladici e da quarziti; intercalate in questi scisti è possibile rinvenire anche piccole lenti di rocce anfibolitiche.

In prossimità dell'intrusione di Bolotana ed in corrispondenza del meridiano di Illorai tutte le suddette rocce mostrano più o meno vistosi effetti di ricristallizzazione termometamorfica.

### **Descrizione petrografica.**

#### **LA FORMAZIONE DEI PORFIROIDI.**

Sulla base delle analisi microscopiche e delle osservazioni sul terreno è stato possibile distinguere all'interno della formazione dei porfiroidi alcune variazioni di facies che in qualche caso corrispondono ad originarie differenze litologiche e che in altri casi possono essere messe in relazione con le modalità della ricristallizzazione metamorfica.

Sulla base dei caratteri tessiturali, strutturali e composizionali possono essere distinti due litotipi fondamentali.

Un primo tipo è caratterizzato dalla presenza di « occhi » di quarzo e feldispatici di dimensioni variabili (2-7 mm) generalmente iso-orientati con la scistosità della matrice.

Il secondo tipo è viceversa caratterizzato da una notevole variabilità delle dimensioni degli « occhi » quarzoso-feldispatici i quali generalmente sono di dimensioni inferiori a quelle dei tipi sopra menzionati, tanto che alcune facies presentano una tessitura omeogranulare quasi afanitica.

Di questi due litotipi il primo è rappresentato da porfiroidi in senso stretto, il secondo da rocce aventi talora alcuni fondamentali caratteri tessiturali dei porfiroidi ma che più propriamente si devono definire meta-arcose e quarziti feldispatiche.



Alla descrizione dei caratteri petrografici dei suddetti litotipi seguirà quella di alcune litofacies i cui carattere tessiturali risultano parzialmente o quasi completamente oblitterati da fenomeni di ricristallizzazione metamorfica successiva al metamorfismo regionale.

*Porfiroidi «sensu strictu».*

Queste rocce sono caratterizzate dalla presenza di grossi cristalli di quarzo e feldispati, riferibili ad originari fenocristalli, immersi in una matrice microblastica essenzialmente quarzoso-feldispatico-micacea. La tessitura è generalmente piano-scistosa con carattere occhiadino. Nella matrice è talvolta possibile notare una alternanza di letti micacei con altri quarzoso-feldispatici. I minerali micacei tendono ad adattarsi al contorno degli originari fenocristalli determinando quindi ondulazioni nella matrice.

I caratteri strutturali testè descritti sono stati variamente modificati da fenomeni deformativi che hanno prodotto effetti di estinzione ondulata, fratture nei fenocristalli di quarzo e di feldispato successivamente risanate da una blastesi quarzoso-sericitica, plaghe costituite da associazioni granoblastiche che sostituiscono originari fenocristalli. I termini estremi di questi fenomeni deformativi sono rappresentati da rocce listate in cui non sono evidenti i relitti degli originari fenocristalli.

Talvolta si notano fratture postmetamorfiche cicatrizzate da quarzo e clorite ed effetti di milonisi e laminazione.

La compagine dei porfiroidi risulta costituita per il 25-30% da «fenocristalli», più o meno deformati e ricristallizzati da luogo a luogo, rappresentati essenzialmente da quarzo e feldispato potassico; il plagioclasio acquista una considerevole consistenza soltanto in alcuni tipi. La presenza del plagioclasio in «fenocristalli» permette di distinguere i porfiroidi in due gruppi: uno nettamente microclinico ed uno microclinico-albitico. Questa distinzione peraltro non sembra avere attualmente un significato geologico-stratigrafico, in quanto questi due tipi si trovano indifferentemente a varie altezze entro i livelli di porfiroidi.

I rapporti quantitativi tra frazione quarzoso-feldispatica e frazione fillosilicatica nella matrice microblastica variano notevolmente da campione a campione.

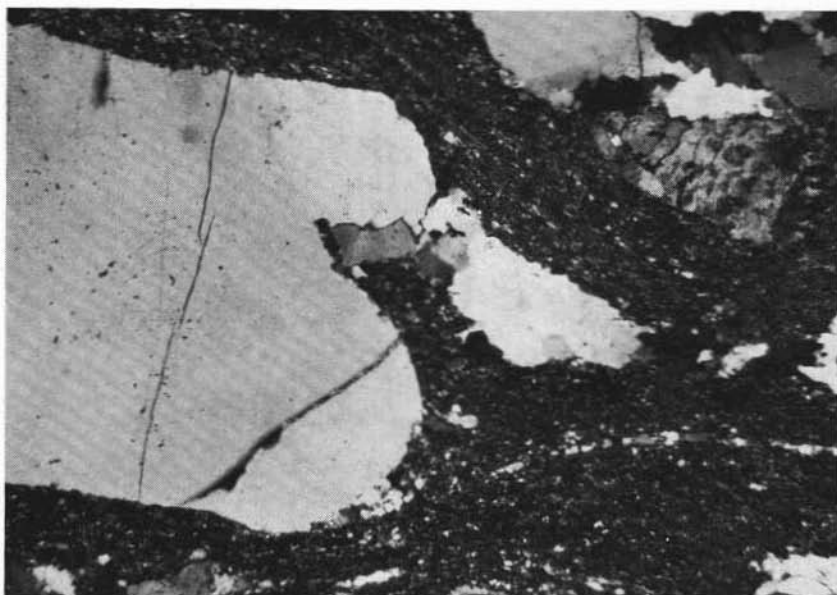


Fig. 4. — Porfiroide - Divaricazione della scistosità della matrice in prossimità di un « feno-cristallo » di quarzo parzialmente « riassorbito ». Nicols iner. 35 X.

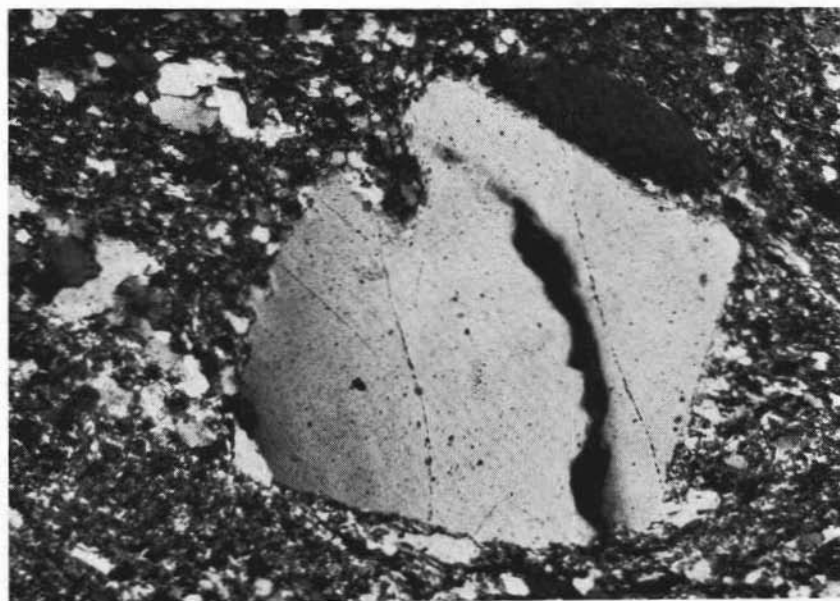


Fig. 5. — Porfiroide - « Feno-cristallo » di quarzo con ansa di « riassorbimento magmatico ». Nicols iner. 88 X.

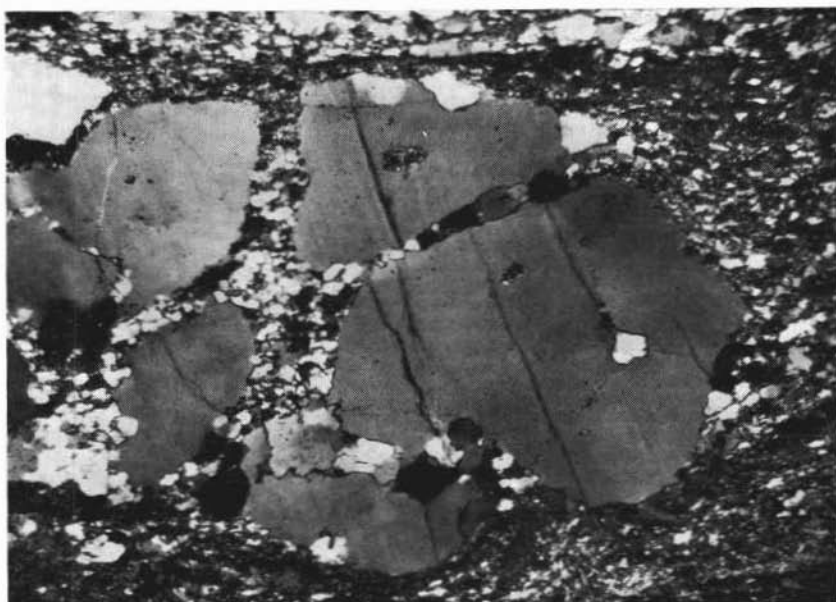


Fig. 6. — Porfiroide - Fratturazione e cicatrizzazione di un originario fenoeristallo di quarzo. Nicols iner. 35 ×.

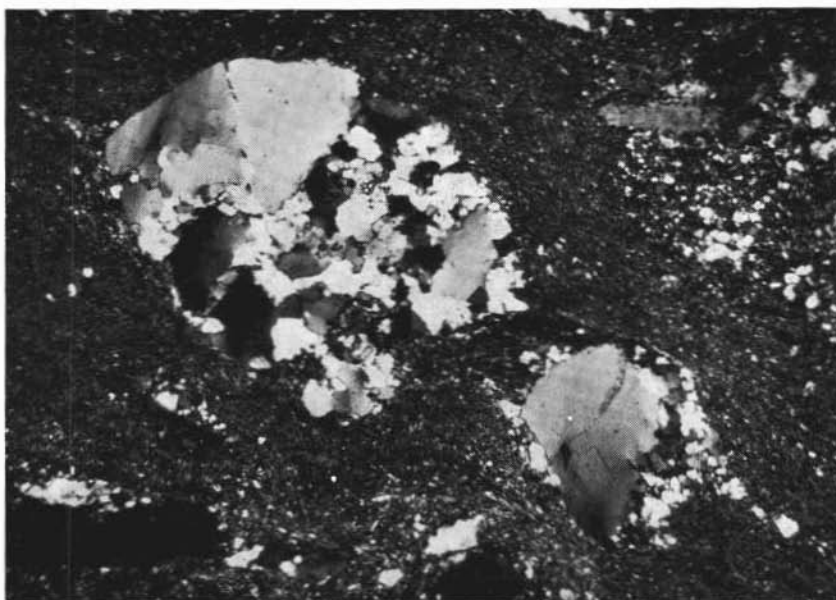


Fig. 7. — Porfiroide - L'originario fenoeristallo di quarzo è parzialmente trasformato in un aggregato granoblastico. Nicols iner. 35 ×.

Di seguito sono riportati i risultati di due gruppi di stime modalì effettuate al contatore di punti <sup>(1)</sup>:

	1	2
Quarzo	14,9	16,7
Microclino	13,5	8,8
Albite	0,1	4,4
Matricc	71,5	70,1

Dei « fenocristalli », più o meno deformati e ricristallizzati, il quarzo ha forme molto variabili (da rotondeggianti ad allungate) e mostra talvolta tracce della cosiddetta « corrosione magmatica ». Il feldspato potassico è di aspetto leggermente torbido per incipienti fenomeni di argillificazione. La caratteristica geminazione a graticciato, il  $2V_{\alpha}$  variabile da  $82^{\circ}$  a  $84^{\circ}$ , l'indice di triclinicità  $\Delta = 0,90$  (GOLDSMITH e LAVES, 1954) indicano trattarsi di un microclino massimo. La misura della  $d(\bar{2}01) = 4,23-4,24 \text{ \AA}$  permette poi di riconoscere che si tratta di termini praticamente privi di albite in soluzione solida (ORVILLE, 1967). Il microclino mostra bordi e plaghe interne irregolari completamente albitizzate; questo fenomeno è più evidente nei litotipi più ricchi in « fenocristalli » plagioclasici. Il plagioclasio è spesso geminato albite e mostra talvolta un aspetto a scacchiera. Le misure di angoli di estinzione eseguite al T.U. con i metodi proposti da SLEMONS (1962) e BONATTI e FRANZINI (1961), il  $2V_{\gamma} = 76^{\circ}-78^{\circ}$ , unitamente alle determinazioni roentgenografiche ( $2\theta(131)-2\theta(\bar{1}\bar{3}1) = 1,06^{\circ}-1,10^{\circ}$ ) indicano composizioni variabili da Ab 100 ad Ab 95 con caratteri di bassa temperatura.

La matrice mostra gradi di riorganizzazione metamorfica variabili da campione a campione e talvolta all'interno di uno stesso campione. Si notano infatti plaghe irregolari, spesso lentiformi, e letti di aggregati granoblastici di quarzo e microclino con subordinata albite alternantisi con porzioni più ricche in fillosilicati generalmente di tipo sericitico con scarsa clorite. Localmente si osserva la comparsa di lepidoblasti di muscovite cui si associano spesso minuti lepidoblasti biotitici. La misura della  $d(002) = 9,97-9,99 \text{ \AA}$  della mica bianca indica

<sup>(1)</sup> Tale stima è stata eseguita contando mille punti per sezione su gruppi di almeno 4 sezioni ricavate da campioni diversi. Ciò allo scopo di ottenere un dato indicativo della composizione mineralogica di tali rocce.

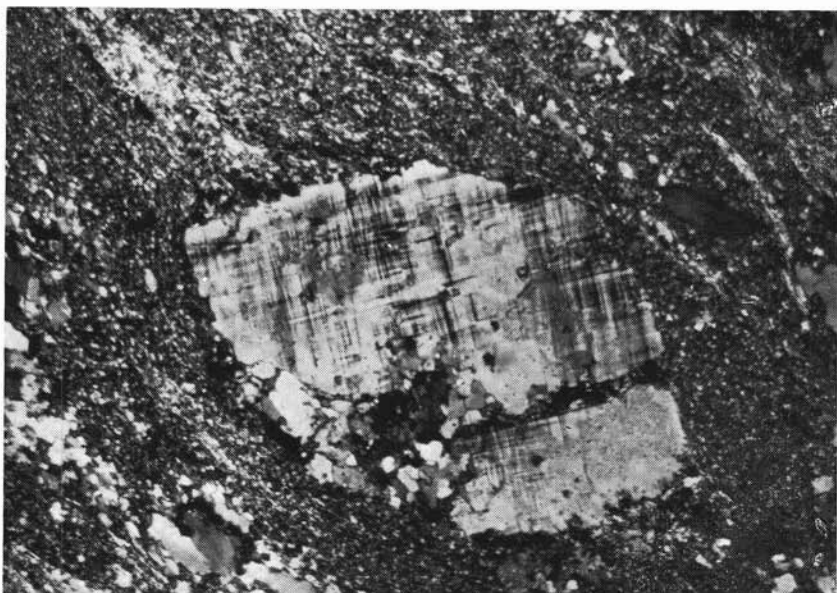


Fig. 8. — Porfiroide - «Fenoeristallo» microclinico parzialmente deformato e ricristallizzato, Nicols iner. 35 ×.

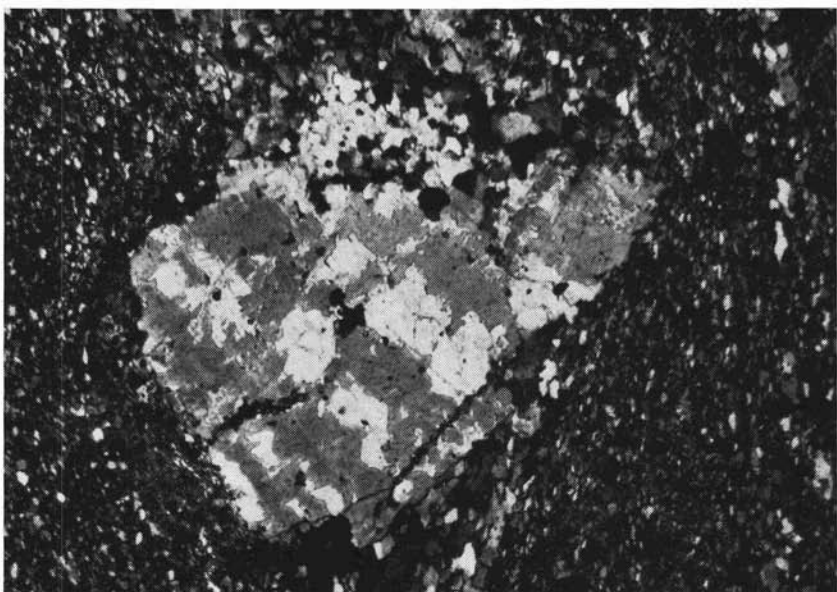


Fig. 9. — Porfiroide - Plaghe albitiche in un originario fenoeristallo microclinico, Nicols iner. 35 ×.

termini estremamente poveri di « molecola » paragonitica (ZEN E-AN e ALBEE A. L., 1964). Raramente si rinviene la calcite; gli accessori più comuni sono rappresentati da zircone, apatite ed ossidi di ferro.

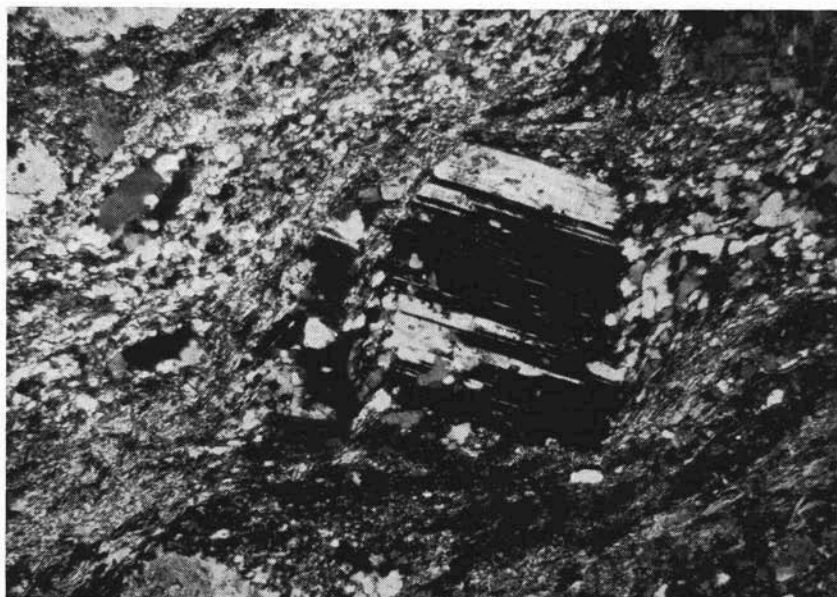


Fig. 10. — Porfiroide - « Fenocrystallo » plagioclasico attualmente completamente albitizzato. Nicols incr. 35 ×.

#### *Meta-arcose e quarziti feldispatiche.*

I caratteri fondamentali che differenziano questi litotipi dai porfiroidi « *sensu strictu* » sono la presenza di relitti di una originaria tessitura detritica ed una notevole quantità di « *crystalloclasti* » che rappresentano il 35-40% dell'intera compagine, nonchè le loro più piccole dimensioni rispetto a quelle dei « *fenocrystallo* » dei porfiroidi.

Una stima modale eseguita su due gruppi di meta-arcose tipiche e tra loro affini ha dato i seguenti risultati:

	1	2
Quarzo	15,2	26,1
Microclino	21,8	13,8
Albite	—	0,1
Matricie	63,0	60,1

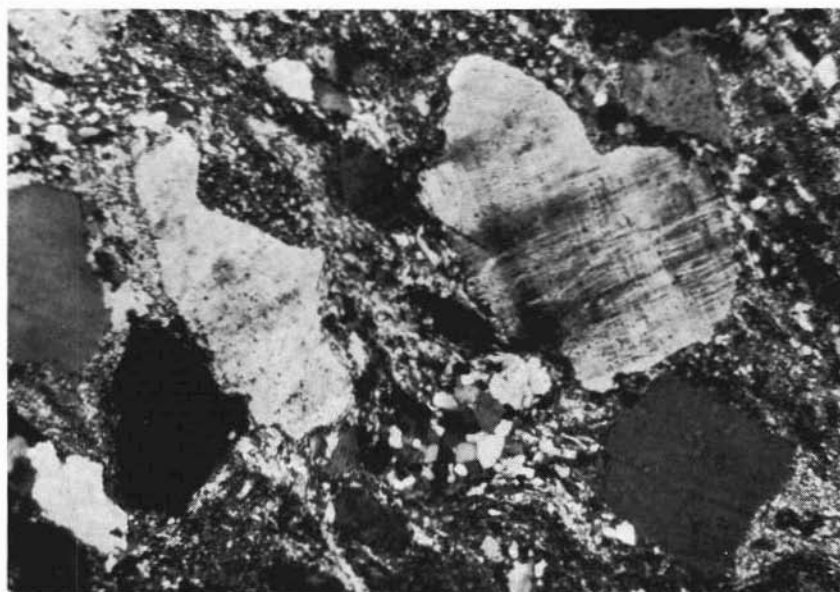


Fig. 11. — Meta-arcose - Aspetto di una facies a granulometria più grossolana. Nicols iner. 35 ×.

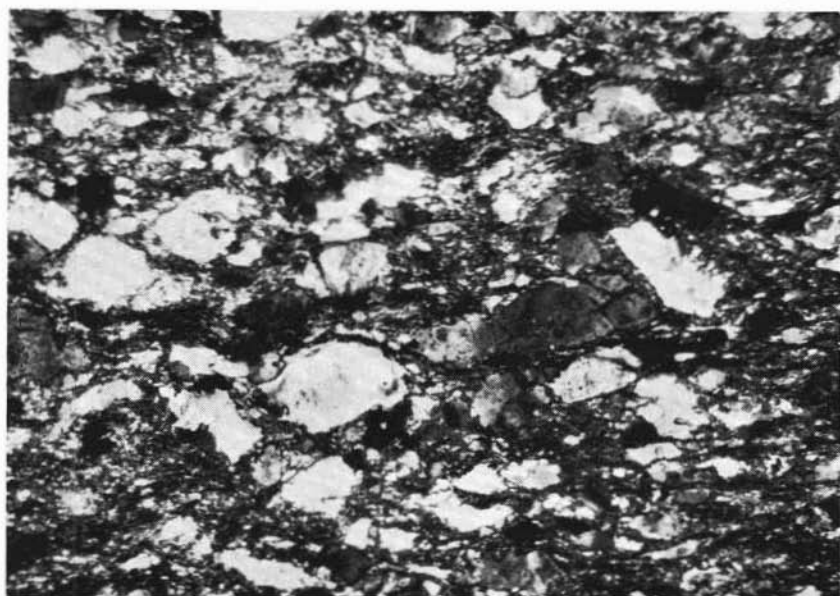


Fig. 12. — Esempio di meta-arcose a granulometria più minuta. Nicols iner. 35 ×.

Come si può rilevare questi litotipi mostrano un'estrema scarsità di albite e rapporti quantitativi tra quarzo e microclino estremamente variabili.

In genere il microclino è più abbondante del quarzo; si osservano comunque tipi in cui il quarzo prevale sul microclino tanto che in alcuni casi si può parlare di vere e proprie quarziti più o meno feldspatiche e micacee. In alcune intercalazioni quarzitiche, oltre a prevalente quarzo e subordinata biotite e microclino, si rinviene la clinoisite in sottili letti discontinui e in granuli sparsi.

La matrice, generalmente a grana molto fine, è costituita da microclino, sericite e quarzo e mostra una chiara tessitura orientata.

Per quanto riguarda il quadro deformativo è possibile riconoscere fenomeni molto simili a quelli descritti per i porfiroidi. Si osservano infatti effetti di estinzione ondulata, elastesi con smembramento dei cristalli in frammenti talvolta cicatrizzati da una blastesi quarzoso-sericitica.

\* \* \*

Nelle più immediate vicinanze dei contatti con le masse intrusive ed in prossimità dell'abitato di Illorai si rinvengono alcune rocce chiaramente correlate con affioramenti di porfiroidi, con tessitura più o meno marcatamente occhiadina, caratterizzata da una ricristallizzazione notevolmente pronunciata della matrice.

Dall'esame in sezione sottile, mentre è talvolta possibile notare caratteri tipici di tessitura occhiadina, in altri casi questi caratteri sono praticamente assenti. In ogni modo anche nei tipi a tessitura più prossima a quella occhiadina, gli « occhi » non sempre presentano caratteri tali da poterli attribuire ad originari fenoecristalli. Gli « occhi », costituiti da quarzo e microclino, hanno contorni alquanto irregolari e sono fortemente compenetrati con i minerali costituenti l'aggregato granoblastico della matrice.

La massa fondamentale della compagine è costituita da un aggregato granoblastico quarzoso-feldspatico (microclino e subordinata albite) nella quale talora è possibile rinvenire « occhi » di quarzo e microclino, metablasti muscovitici e biotitici e piccole lenti di biotite lepidoblastica.

In alcuni casi è presente l'andalusite sia in associazioni granoblastiche come in veri e propri porfiroblasti; questo minerale è spesso zonato con nucleo pleocroico sul rosa e bordo praticamente incolore.



Molti minerali della massa fondamentale, in particolare il quarzo, sono spesso vistosamente pecliblastici ed includono microclino e biotite. Sericite e clorite sono minerali dovuti a diaforesi o ad alterazione. Scarsi gli accessori rappresentati da zircone, apatite ed ossidi ed idrossidi di ferro.

Come si è detto i caratteri strutturali non sempre permettono di attribuire con immediatezza queste rocce al prodotto del metamorfismo di originari livelli vulcanici. Tuttavia poichè è sempre possibile osservare il loro passaggio graduale a livelli di porfiroidi non ci sembra si possa discutere la loro appartenenza a questi ultimi. E' tuttavia doveroso precisare come non sia oggettivamente possibile riferire queste rocce, che si trovano al contatto con le masse intrusive e che hanno subito una notevole ricristallizzazione termometamorfica, a porfiroidi in senso stretto anzichè a meta-arcose. E ciò in quanto ugual sorte avrebbero gli uni e gli altri in conseguenza di una pronunciata ricristallizzazione termometamorfica tenuto conto della loro analogia composizionale.

#### LE METAMORFITI ASSOCIATE AI PORFIROIDI.

Le metamorfite associate ai porfiroidi per meglio sintetizzarne la descrizione sono state riunite in tre gruppi distinti. Un primo gruppo *a*) si riferisce alle sottili e discontinue intercalazioni scistose che si rinvencono a varie altezze del primo livello di porfiroidi; un secondo gruppo *b*) riunisce le rocce metamorfiche comprese tra i due livelli di porfiroidi; un terzo gruppo *c*) riunisce le rocce metamorfiche sovrastanti il secondo livello di porfiroidi.

##### *a) Metamorfite intercalate nel primo livello di porfiroidi.*

Intercalazioni scistose entro i porfiroidi sono molto rare. Solo entro il primo livello, generalmente associati a porfiroidi stratificati di probabile origine tufacea si rinvencono talora sottili intercalazioni grigiastre dello spessore di 1-20 cm. Trattasi di scisti a quarzo, biotite e muscovite con tessitura pianoscistosa ai quali si associa, particolarmente nelle intercalazioni di più piccolo spessore, il microclino.

Lungo la vallecola del T. Isecuvude, interposti tra la granodiorite ed i porfiroidi, affiorano invece degli scisti cornubianitici di colore grigio scuro localmente arrossati che presentano grossi porfiroblasti

prismatici che alla osservazione microscopica risultano quasi completamente costituiti da aggregati sericitici con subordinati relitti di andalusite.

I componenti principali sono rappresentati da mica bianca, biotite, clorite, quarzo e subordinato plagioclasio albitico. In sezione sottile la mica bianca appare sia in lepidoblasti muscovitici di discrete dimensioni variamente orientati sia in grosse plaghe subrettangolari costituite da aggregati sericitici pseudomorfi su originari porfiroblasti di andalusite; la biotite, chiaramente posteinematica, è spesso alterata in clorite.

La forte blastesi sia andalusitica come biotitico-muscovitica ha disarticolato notevolmente l'originaria scistosità.

b) *Metamorfiti comprese tra il primo e il secondo livello di porfiroidi.*

Come si è accennato in un precedente paragrafo questo livello è suddivisibile in tre membri che, procedendo dal basso verso l'alto, sono così costituiti: un primo caratterizzato da scisti, quarziti nere carboniose e scisti filladici passanti a scisti cornubianitici, un secondo da rocce prevalentemente carbonatiche (calcescisti e marni) e un terzo da scisti filladici passanti a cornubianiti ad andalusite.

*Scisti, quarziti nere carboniose, scisti filladici e cornubianitici.* - La facies più tipica è rappresentata da alternanze talvolta anche sottili di quarziti e scisti di colore nerastro. Macroscopicamente presentano una tessitura piano-scistosa e lucentezza sericea. Si possono notare piccole ghiandolette di quarzo. In sezione sottile queste rocce mostrano la seguente associazione mineralogica: quarzo, sericite, scarsa biotite e abbondanti granulazioni opache riferibili a grafite e pirite; gli accessori più comuni sono rappresentati da apatite e tormalina.

Si nota una fitta alternanza di letti irregolari di quarzo in struttura granoblastica (sovente a struttura pecilitica per inclusione di minute granulazioni opache), con letti costituiti da abbondante pigmento carbonioso e nei quali si rinvengono minuti xenoblasti di quarzo e lepidoblasti sericitici. Con l'aumentare della quantità di sericite e talora di biotite si passa gradualmente ai litotipi scistosi.

All'altezza del meridiano di Illorai compaiono in queste rocce porfiroblasti di piccole dimensioni (fino a 2 mm) di andalusite in parte sostituita da aggregati pseudomorfi costituiti da sericite.

Ad est di Illorai le rocce suddette si associano a prevalenti scisti

filladici con carattere più o meno marcatamente cornubianitico, nella cui compagine, costituita da quarzo sericite e biotite, si nota in genere una forte metablastesi postcinematica di biotite, muscovite ed andalusite.

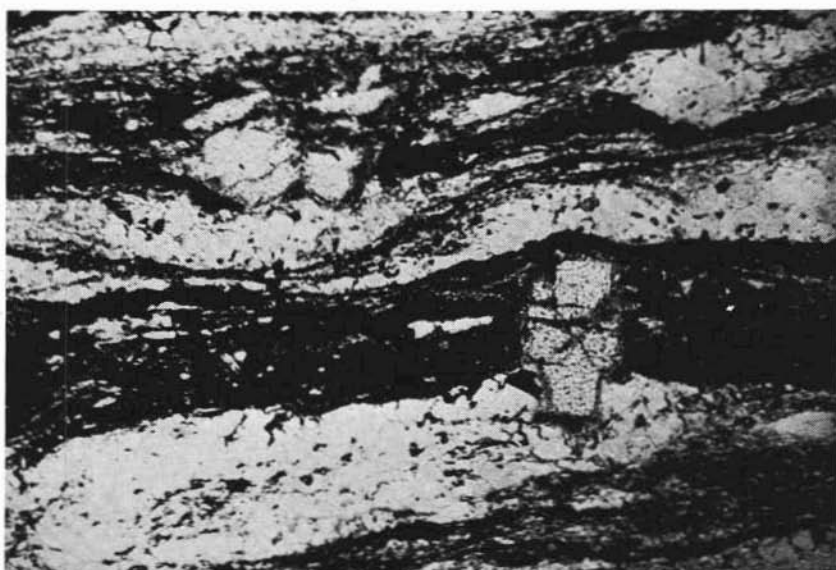


Fig. 13. — Porfiroblasto postcinematico di andalusite negli scisti neri carboniosi. Nicols parall. 35 ×.

*Marmi e calcescisti.* - L'insieme è costituito da lenti di marmi bianchi e grigi intercalate a calcescisti la cui tessitura è sottilmente listata. In corrispondenza del meridiano di Illorai tanto nei marmi quanto nei calcescisti, si osserva una maggiore cristallinità e nei calcescisti appaiono in qualche caso grosse plaghe rotondeggianti di colore rosa riferibili anche macroscopicamente a granati.

I marmi risultano costituiti da prevalenti carbonati in struttura granoblastica associati a scarsi granuli di quarzo e a fillosilicati (muscovite e biotite) presenti sia tra i granoblasti carbonatici sia inglobati peciloblasticamente in questi ultimi.

Gli accessori più comuni sono pirite e zirconio.

L'analisi diffrattometrica ha permesso di stabilire che la componente carbonatica è costituita per oltre l'85% da calcite (BROMBERGER e HAYES, 1966).

I calcescisti mostrano variazioni composizionali piuttosto notevoli che riguardano essenzialmente i rapporti quantitativi tra la frazione carbonatica e quella silicatica.

I minerali sempre presenti sono calcite, quarzo, clinozoisite, anfibioli monoclini della serie tremolite-Fe actinolite, a cui si associano talvolta quantità variabili di microclino, biotite, muscovite e albite. Per quanto riguarda i caratteri tessiturali anche questi variano notevolmente: in generale si nota un'alternanza di letti quarzoso-feldspatico-fillosilicatici con altri calcitici. L'anfibolo monoclini e la clinozoisite sembrano costituire prodotti di reazione tra questi letti a diversa composizione.

Le suddette paragenesi sono praticamente comuni in tutta l'area di affioramento dei marmi e calcescisti, fatta eccezione per la zona di Illorai e per l'affioramento di calcescisti di Sedda Manninu. In quest'ultima località la paragenesi è data da quarzo, diopside, clinozoisite, microclino, granato, xenoblasti pecilitici riferibili a scapolite, wollastonite e da calcite.

Nella zona di Illorai, a N di M. Unturzu, nei calcescisti associato a prevalenti quarzo, microclino e clinozoisite è presente un anfibolo monoclini pleocroico sul verde di tipo orneblenda. Poco ad W di Illorai si rinvencono dei calcescisti caratterizzati da una alternanza di bande grigie calcitiche con bande bianco-lattee prevalentemente silicatiche. In questa località infatti la paragenesi fondamentale è data da granato, pirosseno monoclini, prehnite con subordinate quantità di calcite a cui si associa talvolta la wollastonite.

Il granato si presenta sia in grosse plaghe peciloblastiche generalmente includenti pirosseno monoclini come in letti a struttura granoblastica. Su questo minerale è stata eseguita l'analisi chimica sotto riportata dalla quale si può dedurre che si tratta di grossularia contenente il 15% di andradite e minori quantità di spessartina e almadino.

	A	B <sup>(2)</sup>
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> = 18,39	Gro. = 75,8	Gro. = 74,9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> = 5,78	And. = 15,7	And. = 16,1
CaO = 32,97	Spes. = 4,5	Spes. = 4,5
MgO = 1,04	Alm. = 4,0	Alm. = 4,0
MnO = 2,04		Pir. = 0,5
	Gro. 82,3, And. 17,7	Gro. 82,8, And. 17,2

<sup>(2)</sup> Composizione calcolata attribuendo parte del leggero eccesso di ferro al piropro.

Il lato della cella elementare successivamente determinato risulta  $a_0 = 11,85 \text{ \AA}$  e conferma che si tratta di un termine con circa 85% di Gro. nella serie grossularia-andradite (YUNIKOV et Al., 1962).

Il pirosseno monoclinico è spesso inglobato dal granato e costituisce talvolta livelli a struttura granoblastica. E' incolore ed ha un  $2V_\gamma = 54^\circ-56^\circ$ ;  $c \wedge \gamma = 40^\circ-41^\circ$ . Questi caratteri sono riferibili ad un termine assai prossimo al diopside.

La wollastonite si presenta in letti associata a diopside e forma aggregati fibroso-raggiati o colonnari, più raramente si trova in isolati cristalloblasti. I caratteri ottici:  $2V_\alpha = 39^\circ$ ,  $b \wedge \beta = 4^\circ$ ;  $c \wedge \alpha = 32^\circ$ ,

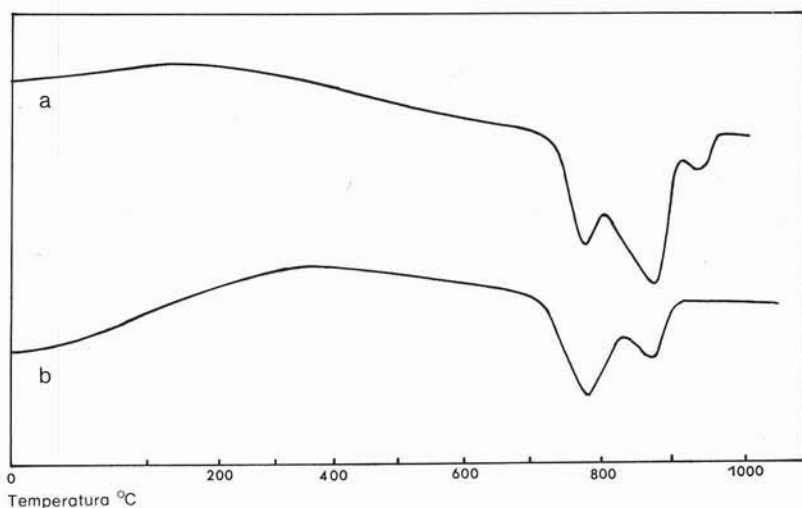


Fig. 14. — Curve termidifferenziali: a) per la prehnite di Illorai e b) per quella riportata da McKenzie.

piano di geminazione spesso polisintetica (100), unitamente all'emergenza dei picchi a  $4,05 \text{ \AA}$  e  $3,40 \text{ \AA}$  all'analisi diffrattometrica, permettono di riconoscere in essa la modificazione triclina.

La prehnite, quando è particolarmente abbondante, costituisce plaghe a struttura pavimentosa, ed è talvolta peclitica inglobando diopside. I caratteri ottici di questo minerale sono i seguenti: incolore; rifrazione moderata, inferiore a quella del diopside; birifrazione moderata leggermente inferiore a quella del diopside. Mostra talvolta evidenti due sistemi di tracce di sfaldatura prossime all'ortogonalità.

TABELLA 1.

Prehnite Illorai		Prehnite A.S.T.M. - 7-335	
d Å	I	d Å	I/I
5,26	dd	5,28	10
4,61	md	4,60	20
4,13	dd	4,15	10
3,53	md	3,53	10
3,47	mf	3,48	90
3,30	m	3,28	60
3,07	ff	3,08	100
2,81	md	2,81	30
		2,62	5
2,56	mf	2,55	100
2,36	md	2,37	40
2,31	m	2,31	40
		2,18	5
2,14	dd	2,13	10
2,07	dd	2,07	20
1,94	dd	1,93	30
1,85	dd	1,84	20
1,77	md	1,77	70
		1,69	5
		1,66	20
		1,64	20
1,536	md	1,539	40

dd = molto debole  
 md = media debole  
 m = media

mf = media forte  
 ff = molto forte

E' biassica con  $2V_\gamma = 65^\circ$ . Sulla base dei caratteri ottici non era possibile giungere ad una definitiva diagnosi, pertanto su un concentrato di tale minerale è stato eseguito un diffrattogramma le cui riflessioni (standard interno di fluorite) vengono riportate in tabella 1 e confrontate con la scheda A.S.T.M. della prehnite.

E' stata inoltre eseguita una analisi termodifferenziale dalla quale si è ottenuta una curva (vedi fig. 14) che ha notevole analogia con quella riportata per la prehnite da McKENZIE (1957).

*Scisti sericitici e scisti cornubianitici.* - Gli affioramenti più occidentali sono costituiti da scisti sericitici di colore grigiastro caratterizzati da una grana sottile e da una scistosità primaria  $S_1$  localmente modificata da pieghe, parallelamente al piano assiale delle quali si sviluppa una seconda scistosità  $S_2$ . Spostandosi verso Illorai si osserva un graduale aumento delle dimensioni dei singoli componenti mineralogici e la comparsa di porfiroblasti andalusitici di dimensioni variabili da 2 a 4 mm.

In sezione sottile gli scisti sericitici risultano costituiti da prevalente sericite alla quale si associano minori quantità di quarzo, muscovite e biotite. La differenziazione metamorfica è poco marcata. Per quanto riguarda i rapporti fra blastesi e deformazione si può osservare che accanto ad una scistosità primaria  $S_1$ , si rinviene una scistosità  $S_2$  trasversale e parallela ai piani assiali delle micropieghe evidenziate dall'andamento dell' $S_1$ . Lungo le superfici  $S_2$  si nota una rieristallizzazione di lepidoblasti muscovitici ed una mobilizzazione di ossidi ed idrossidi di ferro. La biotite viceversa si rinviene spesso in lepidoblasti chiaramente postcinematici.

Nella zona di Illorai si osservano alcune variazioni tessiturali e mineralogiche che possono essere così riassunte: separazione in letti a composizione diversa, aumento delle dimensioni dei componenti mineralogici, neoblastesi andalusitica. Alcune facies sono costituite da alternanze ripetute di letti quarzosi con letti fillosilicatici, altre, associate a queste, sono caratterizzate anche da una vistosa blastesi di andalusite postcinematica prevalente nei letti fillosilicatici. Questo minerale, che spesso è alterato in aggregati sericitici, ingloba lepidoblasti biotitici e granulazioni opache; queste ultime, isorientate con quelle esterne all'andalusite sembrano sottolineare l'andamento di preesistenti superfici di deformazione. In queste facies accanto alla blastesi andalusitica è presente una neoblastesi muscovitica e biotitica in lepidoblasti.

blasti variamente orientati. La biotite si rinviene spesso in lepidoblasti costituenti aggregati lenticolari.

Non è infrequente infine il microclino, talora pertitico, generalmente associato a quarzo in aggregati granoblastici.

c) *Metamorfiti sovrastanti il 2° livello di porfiroidi.*

Gli scisti sovrastanti il 2° livello di porfiroidi, di colore variabile dal grigio al nero, talvolta macchiettati, mostrano tessitura piano-scistosa localmente deformata da piccole pieghe.

Nella parte settentrionale dell'area di affioramento si intercalano banchi di quarziti fini e lenti di anfiboliti.

In sezione sottile si riconosce la seguente associazione mineralogica: quarzo, sericite, biotite, clorite, scarsa albite e andalusite. Il quarzo e l'albite costituiscono letti a struttura granoblastica alternanti a letti di fillosilicati a struttura lepidoblastica. I rapporti quantitativi tra i vari fillosilicati e tra questi e la componente quarzoso-albitica, sono molto variabili; da ciò il gran numero di litotipi che vanno

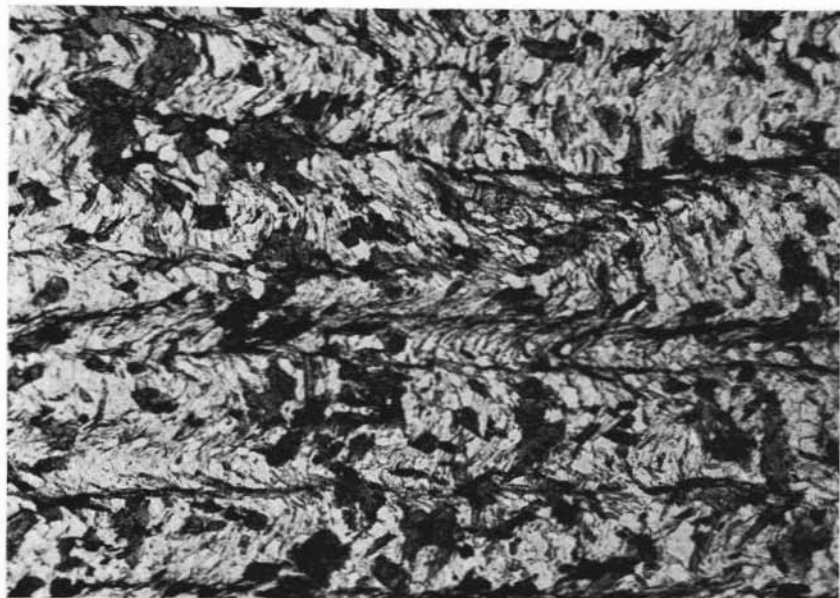


Fig. 15. — Scisto filladico. Le due superfici di scistosità  $S_1$  e  $S_2$  - Si noti la blastesi tendenzialmente postcinematica di biotite. Nicols incr. 88  $\times$ .



da scisti sericitico-cloritici a filladi sino a quarziti albitiche scarsamente sericitiche.

Per quanto riguarda il quadro deformativo si può rilevare come accanto alla scistosità primaria  $S_1$  è quasi sempre presente una scistosità  $S_2$  trasversale a quest'ultima secondo l'andamento della quale si nota una ricristallizzazione sincinemica di muscovite.

La presenza di porfiroblasti di andalusite, delle dimensioni di 2-3 mm, caratterizza gli scisti macchiettati. Questo minerale mostra in genere una profonda alterazione in sericite.

Procedendo da W verso E in questi litotipi si nota un aumento dimensionale dei vari minerali, la comparsa della biotite a spese della clorite, l'aumento del contenuto in porfiroblasti andalusitici e una sempre più accentuata neoblastesi posteinematica muscovitico-biotitica.

#### IL CHIMISMO DEI PORFIROIDI.

In tab. 2 vengono riportate alcune analisi di porfiroidi «sensu strictu» e meta-arcose; nelle tabelle 3-4 sono riportati rispettivamente i parametri e le norme molecolari secondo Niggli calcolate in modo standard.

Il primo gruppo di cinque analisi si riferisce a porfiroidi microclinico-albitici, il secondo gruppo di cinque analisi a porfiroidi microclini ed il terzo gruppo a meta-arcose.

Come si può rilevare all'interno dei vari gruppi esiste una discreta omogeneità composizionale; le maggiori variazioni riguardano la distribuzione degli alcali e della silice. Motivi comuni a tutte queste rocce sono un eccezionale carattere alcalino potassico e la generale scarsità di calcio. Dall'esame delle tabelle suddette si può altresì rilevare come in generale i porfiroidi microclinico-albitici abbiano una maggiore femicità ed un meno accentuato carattere potassico rispetto ai porfiroidi microclini ed alle meta-arcose.

Le variazioni più interessanti vengono messe in evidenza dai diagrammi Na-K-Ca e Q-Or-Ab di figg. 16 e 17. Dal diagramma Na-K-Ca si può notare come tutti i punti si distribuiscano in prossimità del lato Na-K, testimoniando la generale scarsità del calcio, e come in base al rapporto Na/K nei porfiroidi si possono individuare due famiglie nettamente distinte. I punti rappresentativi delle meta-arcose sono distribuiti in un campo più spostato verso il vertice K.

TABELLA 2. - *Chimismo in peso.*

	S 1153	S 1062	S 1148	S 1112	S 1061	S 1131	S 1125	S 1055	S 1121	S 1057	S 1059	S 1140	S 1101	S 1120
SiO <sub>2</sub>	68,70	69,80	70,90	71,91	74,82	67,48	67,98	70,45	70,08	72,02	67,77	70,36	73,97	77,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,14	15,68	14,87	14,16	13,18	16,29	14,73	14,31	14,84	14,67	17,36	15,50	13,65	11,91
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,53	1,94	1,26	1,36	1,14	1,99	1,36	1,06	0,92	0,90	0,39	0,26	0,78	0,37
FeO	2,35	1,00	1,07	0,21	0,99	0,43	1,66	1,92	1,51	1,05	0,80	0,14	0,17	0,59
MnO	0,04	0,03	0,03	tr.	0,03	0,01	0,03	0,03	0,02	0,02	tr.	tr.	tr.	tr.
MgO	0,83	1,25	1,02	0,37	1,53	1,03	0,73	0,75	0,60	0,37	0,44	0,23	0,45	tr.
CaO	1,62	0,90	0,64	0,74	0,76	0,51	0,98	1,05	0,70	0,42	0,15	0,37	0,17	0,28
Na <sub>2</sub> O	2,94	3,49	3,70	3,56	1,94	3,21	2,40	2,16	1,82	2,47	1,14	1,87	1,41	1,47
K <sub>2</sub> O	5,44	4,37	5,10	5,12	3,39	7,87	8,21	6,77	7,75	6,89	9,39	9,20	7,74	5,93
TiO <sub>2</sub>	0,16	0,15	0,12	0,08	0,07	0,12	0,11	0,12	0,09	0,08	0,11	0,05	0,11	0,12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,19	0,23	0,20	0,19	0,14	0,23	0,23	0,33	0,18	0,15	0,03	0,13	0,05	tr.
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,27	0,94	1,40	1,71	1,35	1,15	0,67	1,35	1,18	1,04	1,88	0,94	1,53	1,00
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,30	0,30	0,35	0,29	0,29	0,28	0,24	0,05	0,31	0,06	0,29	0,32	0,03	0,42
	100,52	100,08	100,66	99,70	99,62	100,60	99,33	100,35	100,00	100,20	99,75	99,37	100,06	99,21

% Cationi.

Si	65,00	65,82	66,69	68,60	72,30	62,97	64,61	66,93	66,84	68,24	65,16	66,88	71,11	75,09
Al	16,88	17,44	16,45	15,99	15,04	17,93	16,50	16,03	16,67	16,32	19,64	17,36	15,48	13,62
Fe <sup>++</sup>	1,08	1,36	0,90	0,97	0,81	1,40	0,97	0,74	0,69	0,63	0,29	0,17	0,58	0,29
Fe <sup>+++</sup>	1,87	0,79	0,85	0,17	0,81	0,34	1,31	1,54	1,20	0,85	0,64	0,11	0,11	0,47
Mn	0,06	0,03	0,03	—	—	—	0,03	0,03	—	—	—	—	—	—
Mg	1,19	1,76	1,41	0,52	2,21	1,46	1,03	1,08	0,86	0,51	0,35	0,34	0,34	—
Ca	1,55	0,91	0,62	0,74	0,81	0,50	1,00	1,09	0,74	0,43	0,17	0,40	0,17	0,29
Na	5,40	6,40	6,72	6,39	3,66	5,77	4,39	4,00	3,38	4,55	2,14	3,43	2,66	2,75
K	6,59	5,21	6,10	6,19	4,18	9,35	9,93	8,16	9,45	8,30	11,55	11,14	9,47	7,37
Ti	0,11	0,11	0,06	0,06	0,06	0,11	0,06	0,11	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,12
P	0,17	0,17	0,17	0,17	0,12	0,17	0,17	0,29	0,11	0,11	—	—	—	—

*Provenienza dei campioni espressa in coordinate chilometriche riferite al reticolato italiano.*

S 1053 - F <sup>o</sup> 194 III SO	E = 1497090	N = 4467560	S 1055 - F <sup>o</sup> 207 IV NO	E = 1496130	N = 4464300
S 1062 - F <sup>o</sup> 193 II SE	E = 1494590	N = 4467030	S 1121 - F <sup>o</sup> 193 II SE	E = 1495880	N = 4467270
S 1048 - F <sup>o</sup> 194 III SO	E = 1497690	N = 4467290	S 1057 - F <sup>o</sup> 194 III SO	E = 1497100	N = 4466550
S 1112 - F <sup>o</sup> 193 II SE	E = 1495850	N = 4466970	S 1059 - F <sup>o</sup> 194 III SO	E = 1496330	N = 4467080
S 1061 - F <sup>o</sup> 193 II SE	E = 1495940	N = 4467530	S 1140 - F <sup>o</sup> 194 III SO	E = 1497580	N = 4467420
S 1131 - F <sup>o</sup> 194 III SO	E = 1499790	N = 4466500	S 1101 - F <sup>o</sup> 194 III SO	E = 1496290	N = 4467250
S 1125 - F <sup>o</sup> 194 III SO	E = 1502580	N = 4465410	S 1120 - F <sup>o</sup> 193 II SE	E = 1495920	N = 4467200

TABELLA 3.

## Parametri di Nigghi.

	S 1153	S 1062	S 1148	S 1112	S 1061	S 1131	S 1125	S 1055	S 1121	S 1057	S 1059	S 1140	S 1101	S 1120
si	322,3	340,8	360,3	409,9	451,1	310,5	335,4	360,4	368,1	400,7	362,5	392,5	482,7	578,4
al	41,7	45,2	44,6	47,6	46,7	44,2	42,7	43,0	45,7	48,1	55,1	51,0	52,5	52,7
fm	20,8	20,2	17,2	9,9	24,2	15,7	14,8	18,3	15,2	11,7	6,5	3,7	5,1	5,9
e	8,2	4,8	3,4	4,5	4,9	2,5	5,2	5,8	4,1	2,5	0,9	2,4	1,2	2,2
alk	29,3	29,8	34,8	38,0	24,2	37,6	37,2	32,9	35,0	37,7	37,5	42,9	41,2	39,2
k	0,55	0,46	0,47	0,49	0,55	0,62	0,69	0,67	0,74	0,65	0,85	0,77	0,78	0,72
mg	0,28	0,46	0,44	0,31	0,57	0,46	0,36	0,32	0,31	0,25	0,29	0,55	0,46	—
ti	0,6	0,4	0,3	0,3	0,5	0,6	0,3	0,6	0,3	0,3	0,5	0,3	0,4	0,9
p	0,3	0,4	0,3	0,3	0,5	0,6	0,6	0,6	0,3	0,3	—	0,3	—	—

TABELLA 4.

## Norme molecolari.

Q	23,1	27,1	25,2	28,6	44,4	15,3	17,8	26,5	25,1	27,8	22,7	22,3	33,9	43,7
Or	32,9	26,1	30,5	31,0	20,9	46,8	49,7	40,8	47,2	41,5	57,8	55,7	47,4	36,8
Ab	27,0	32,0	33,6	33,0	18,3	28,9	22,0	20,0	16,9	22,7	10,7	17,1	13,3	13,8
An	7,0	3,3	1,8	2,4	3,2	1,3	3,7	3,3	2,9	1,3	0,9	1,1	0,9	1,5
C	2,1	4,5	2,9	2,2	5,9	2,3	0,7	2,6	2,7	3,0	5,6	2,3	3,0	2,9
En	2,4	3,5	2,8	1,0	4,4	2,9	2,0	2,2	1,7	1,0	0,7	0,7	0,7	—
Hy	3,9	1,6	1,8	0,3	1,6	0,7	2,7	3,1	2,4	1,7	1,3	0,2	0,2	0,9
Hm	1,1	1,4	0,9	1,0	0,8	1,4	1,0	0,7	0,7	0,6	0,3	0,2	0,6	0,3
Ru	0,1	0,1	0,1	0,1	—	0,1	—	0,1	0,1	0,1	—	0,1	—	0,1
Cp	0,4	0,4	0,4	0,4	0,3	0,4	0,4	0,7	0,3	0,3	—	0,3	—	—

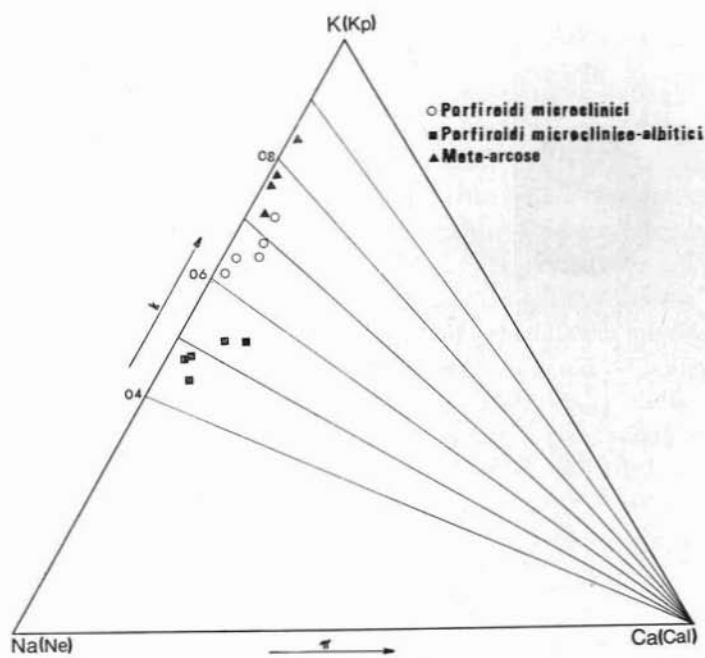


Fig. 16. — Diagramma Na-K-Ca.

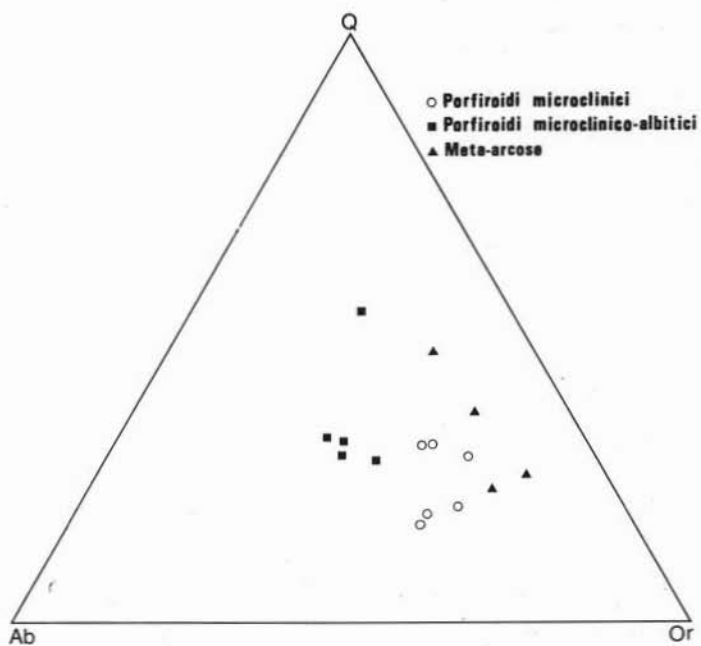


Fig. 17. — Diagramma Q-Or-Ab.

Anche dal diagramma Q-Or-Ab si può rilevare come i suddetti due gruppi rappresentativi dei porfiroidi si confermino anche in questa sede e come le meta-arcose siano più spostate verso il lato Q-Or e su tale lato mostrino una certa eterogeneità di distribuzione dovuta alle variazioni del rapporto quarzo/microclino già rilevato nel corso della descrizione petrografica.

In sostanza nei porfiroidi le differenze fondamentali di chimismo consistono in un aumento notevole del potassio ed a una parallela diminuzione del Na e Ca riscontrato passando dai tipi microclino-albitici ai tipi microclinici.

Per quanto riguarda le meta-arcose, si può notare come il loro chimismo si discosti da quello tipico delle arcose, ad eccezione del campione S 1120. Il loro chimismo si discosta anche da quello dei porfiroidi per un maggior contenuto di alcali totali e per un minor contenuto di calcio ed elementi mafici. Particolarmente evidente appare il più alto valore del rapporto di K/Na.

Dall'esame delle tabb. 2-3-4 si può altresì rilevare che i campioni di porfiroidi raccolti in prossimità dei contatti con la granodiorite di Bolotona (S 1125-S 1055) non mostrano rispetto agli altri variazioni di chimismo tali da poter ammettere l'esistenza di apporti magmatici durante la ricristallizzazione termometamorfica.

Notiamo ancora che i porfiroidi microclinici mostrano un chimismo fortemente alcalino (alcali totali 9-11%; CaO 0,42-1,05%) che difficilmente si può considerare come caratteristico di un fuso normale. E' infatti estremamente difficile ottenere in un processo di cristallizzazione magmatica dei differenziati così singolari, caratterizzati dalla estrema ricchezza in K e così poveri in Na e Ca. Viene quindi spontaneo pensare che tali caratteri chimici siano il risultato di processi metasomatici precedenti il metamorfismo termico. L'entità delle variazioni appare dello stesso tipo ed ordine di grandezza di quelle osservate in altri complessi vulcanici e filoniani non metamorfici e che vari Autori (D'AMICO, 1966; GHEZZO, 1967; BARBERI et Al., 1967) attribuiscono a fenomeni di deuteresi o più genericamente di metasomatismo.

Sulla base di queste osservazioni riteniamo che il marcato carattere alcalino-potassico sia secondario e che le rocce in esame siano da ricondurre ad originari tipi alcali-calcei come del resto indicherebbe il chimismo di alcuni campioni quali ad esempio: S 1153 - S 1061 - S 1062 - S 1148 - S 1112.

### Considerazioni conclusive.

#### CONSIDERAZIONI SUL METAMORFISMO.

Da quanto esposto in precedenza si possono svolgere alcune interessanti considerazioni sugli effetti della ricristallizzazione metamorfica delle rocce studiate.

Le paragenesi fondamentali dei porfiroidi (quarzo-microclino-albite-sericite-clorite) permettono di inquadrare gli effetti della ricristallizzazione metamorfica regionale nella facies degli scisti verdi e più in particolare nella subfacies a quarzo-albite-muscovite e clorite.

Guardando più da vicino le trasformazioni che hanno interessato i feldspati va subito detto che essi pur essendo più o meno deformati e ricristallizzati presentano ancora forme caratteristiche di originari fenocristalli e che mentre il plagioclasio è stato completamente albitizzato, il feldspato potassico, attualmente nella fase microclino, lo è solo parzialmente. Per quest'ultimo caso è difficile stabilire se il fenomeno sia dovuto o no a mobilitazione di albite contenuta in soluzione solida nell'originario feldspato potassico. Alcuni caratteristici concrescimenti microclino-albite sembrano comunque indicare che almeno parte dell'albite che attualmente sostituisce il feldspato potassico proviene dallo stesso. Tra l'altro è assai probabile che l'originario feldspato fosse rappresentato da sanidino, che, come è noto, può contenere discrete quantità di albite e che durante la ricristallizzazione metamorfica si sia verificato lo smistamento con formazione di plaghe albitiche entro l'originario fenocristallo secondo il noto schema di trasformazione più volte descritto in letteratura. In alcuni casi che si tratti di fenomeni di albitizzazione secondaria è più che provato dalle relazioni strutturali e dai rapporti quantitativi tra microclino e albite in uno stesso fenocristallo.

Per quanto riguarda le parametamorfiti associate ai porfiroidi le loro paragenesi dovute a ricristallizzazione metamorfica regionale indicano condizioni di metamorfismo riferibili alla facies degli scisti verdi, subfacies a quarzo-albite-muscovite e clorite.

Gli effetti della ricristallizzazione termometamorfica indotti dalle vicine masse intrusive variano notevolmente da luogo a luogo. Nei porfiroidi si evidenziano per una più accentuata ricristallizzazione della massa di fondo, per una blastesi muscovitica e biotitica e talvolta

andalusitica e per una progressiva ricristallizzazione degli originari fenocristalli: ne derivano quindi essenzialmente modificazioni tessiturali e strutturali.

Nelle parametamorfiti i primi segni dell'innalzamento della temperatura sono testimoniati dalla blastesi di muscovite e biotite in luogo di sericite e clorite; blastesi chiaramente postcinematica anche se talvolta ricalca l'andamento delle superfici  $S_1$  e  $S_2$ . In alcune località come si è già detto compare l'andalusite, anche questo minerale è chiaramente postcinematico, che ingloba spesso i lepidoblasti biotitici testimoniando una reazione già nota in rocce termometamorfiche (BARBERI e INNOCENTI, 1965; BARBERI et Al., 1967). Nelle metamorfiti carbonatiche significativa è la presenza a luoghi di un pirosseno monoclinico, della wollastonite e del granato.

In conclusione gli effetti della ricristallizzazione termometamorfica, in base alle paragenesi osservate, possono venire facilmente inquadrati nella facies delle cornubianiti ad albite ed epidoto o nella facies delle cornubianiti ad orneblenda. Sulla base delle paragenesi osservate nelle parametamorfiti prossime ai contatti con le rocce intrusive e su quanto già osservato a proposito del chimismo dei porfiroidi termometamorfici è anche possibile concludere che la ricristallizzazione termometamorfica si è realizzata in modo sostanzialmente isochimico.

Discorso a parte merita la prehnite. Questo minerale viene spesso considerato un minerale che si origina per alterazione dei feldspati e indica secondo FYFE et Al. (1958) un metamorfismo di più basso grado rispetto a quello tipico per la formazione degli epidoti. Sempre i suddetti Autori (pag. 170) concludono testualmente: « Present information, therefore, indicates either that the field of prehnite does not persist in to the low-pressure region... ».

Molti petrografi inglesi viceversa (in HARKER, 1932) considerano questo minerale abbastanza comune nelle rocce carbonatiche investite da termometamorfismo; Harker comunque sottolinea come in molti casi la prehnite sia sicuramente di origine tardiva e dovuta all'azione di fluidi idrotermali su silicati calcio-alluminiferi.

In un'associazione mineralogica simile alla nostra la prehnite è stata rinvenuta da ZUFFARDI (1941) in Sardegna; questo Autore ne attribuisce l'origine a una azione idrotermale sul granato grossularia.

La prehnite da noi rinvenuta difficilmente può ritenersi un prodotto delle reazioni termometamorfiche tenuto conto dei risultati degli

studi sulla sua stabilità in ambiente metamorfico (FYFE et AL., 1958). Il suo modo di presentarsi nelle rocce da noi studiate ed in particolare il carattere pecilítico per inclusioni di pirosseno, probabilmente per effetto di sostituzione della originaria compagine pirossenico-granatifera, rappresenta una prova a favore di una origine tardiva dovuta all'attività di soluzioni idrotermali posteriori al metamorfismo termico.

#### CONSIDERAZIONI SULLA NATURA DELLE ROCCE ORIGINARIE.

Le prove più significative sulla derivazione dei porfiroidi da originarie rocce vulcaniche acide sono: alcuni caratteri sia strutturali come dei minerali relitti, il chimismo assai simile a quello di rocce magmatiche acide non metamorfiche riconoscibile anche quando sono evidenti le variazioni illustrate in un paragrafo precedente e attribuite a processi metasomatici.

Non è facile poi stabilire se le originarie rocce vulcaniche fossero ignimbriti, lave o tufi non essendo emerse nel corso dello studio geopetrografico sicure indicazioni al riguardo. Tuttavia poichè il loro originario spessore ed estensione dovevano essere necessariamente notevoli viene spontaneo formulare l'ipotesi che almeno in parte fossero ignimbriti. Non mancano peraltro esempi in cui le originarie vulcaniti possano venire riferite a tufi e precisamente là dove si riconoscono sottili intercalazioni (1-5 m) di rocce stratificate con tendenziale elaszazione.

Per quanto riguarda le meta-arcose si deve ancora una volta ricordare che i caratteri tessiturali sono tipici di rocce sedimentarie arenacee. Abbiamo scartato l'ipotesi che si trattasse di originari tufi in quanto tale ipotesi non appare fondata se si tiene conto dei caratteri strutturali, tessiturali e della presenza di quarziti, quarziti epidotiche, quarziti feldispatiche associate a meta-arcose più o meno ricche in quarzo come si è già ampiamente riferito nella descrizione petrografica.

Estremamente difficili sono le correlazioni tra questi litotipi e le originarie vulcaniti a spese delle quali si sono formati i porfiroidi. Infatti dalle nostre ricerche se da un lato sono emersi chiari elementi di correlazione quali ad esempio la identità mineralogica tra i « fenocristalli » dei porfiroidi ed i « clasti » delle rocce definite meta-arcose dall'altra sono emersi dati, chimici soprattutto, che sembrano negare i legami di interdipendenza. Infatti il maggior contenuto di potassio di alcune meta-arcose non troverebbe riscontro in un processo che



porti alla formazione di rocce arenacee a spese di rocce magmatiche. In questi casi avviene di regola che il prodotto del disfacimento risulti più ricco in quarzo e quindi in silice e più povero in feldspati e quindi in alcali delle rocce di partenza.

Tornando alle rocce in esame crediamo non esista una risposta univoca per spiegare le suddette contraddizioni. In particolare due sono le ipotesi fondate che si possono formulare: una prima che consideri i caratteri chimici delle meta-arcose come originari e che consideri quindi queste rocce come derivate da vulcaniti più ricche in alcali totali e con il rapporto  $K/Na$  più alto di quello delle vulcaniti a spese delle quali si sono formati i porfiroidi da noi analizzati. Questa ipotesi se da un lato può essere avvalorata dal fatto che nei porfiroidi si è riscontrata una tendenza verso tali caratteri chimici e dal fatto che questi sono stati riconosciuti in molti complessi vulcanici non metamorfici <sup>(3)</sup>, dall'altro non è suffragata dal ritrovamento, nell'area studiata, di porfiroidi che abbiano tali, peculiari, caratteri chimici.

Una seconda ipotesi che ammetta un episodio di metasomatismo potassico precedente o contemporaneo alla ricristallizzazione metamorfica regionale, i cui effetti sarebbero stati più vistosi nei livelli originariamente arenacei per la possibilità di una maggiore permeazione di fluidi nel loro seno rispetto a quella che si sarebbe potuta realizzare nelle originarie vulcaniti.

E' difficile dire quale delle due ipotesi meglio si adatti alle rocce della zona Bolotana-Illorai; la soluzione dell'interessante problema potrà scaturire solo da ulteriori ricerche di dettaglio estese anche ad altre aree di affioramento di metamorfiti derivate da vulcaniti e dai prodotti del disfacimento di queste.

#### CONSIDERAZIONI GEOLOGICO-PETROGRAFICHE.

Lo studio dell'area di affioramento dei porfiroidi è stato iniziato, oltre che con lo scopo di individuarne i caratteri petrografici, anche per tentare eventuali correlazioni con altre manifestazioni vulcaniche acide preerciniche.

---

<sup>(3)</sup> Fenomeni di metasomatismo potassico in fase pneumatolitico-idrotermale su rocce vulcaniche sono noti in tutto il mondo; per citare solo i più vistosi ricordiamo: Wairakei (Nuova Zelanda) da rioliti con  $Na_2O = 4,00$  e  $K_2O = 3,65$  a rocce metasomatizzate con  $Na_2O = 0,93$  e  $K_2O = 10,16$  (STEINER, 1953; WHITE, 1955); Carpazi da rioliti a rocce ultrapotassiche con  $K_2O$  fino a 12% (RADULESCU, 1966).

Sulla base delle conoscenze acquisite è possibile tentare una ricostruzione degli eventi succedutisi nella zona in esame prima del metamorfismo e di confrontare tale successione con quelle di altre zone della Sardegna.

E' necessario premettere, non essendo emersi elementi che provino il contrario, che le giaciture osservate sono riferibili a una successione diritta e che non è possibile osservare, in conseguenza dell'intrusione granodioritica di Bolotana, i terreni su cui si sarebbero effusi i primi prodotti dell'attività vulcanica successivamente metamorfosati.

La serie inizia con un potente livello di vulcaniti (massimo di 800 m) probabilmente costituite da prevalenti ignimbriti acide e subordinati e discontinui orizzonti tufacci. Che si tratti di effusioni ripetute è dimostrato oltre che dalla presenza di livelli riferibili ad originari tufi anche da sottili intercalazioni (attualmente cornubianiti andalusitiche) riferibili a originari livelli argillosi. Successivamente si è iniziata una sedimentazione pelitica e solo parzialmente psammitica, che ha originato gli scisti e le quarziti carboniose, alla quale è seguita in concordanza una sedimentazione calcarea con livelli marnosi passanti lateralmente (Illorai) a livelli prevalentemente argillosi (attualmente marmi, calcescisti e scisti vari). Durante questa sedimentazione è proseguita l'attività vulcanica acida, testimoniata da sottili e discontinui livelli di porfiroidi.

Successivamente l'attività vulcanica è ripresa intensamente ed a questa fase si devono le vulcaniti da cui si è originato il secondo livello di porfiroidi. Nell'intervallo dell'attività vulcanica si sono formate le psammiti arcose e quarzose (attualmente meta-arcose e, quarziti più o meno feldspatiche). E' quindi ripresa la sedimentazione psammitico pelitica che è stata successivamente accompagnata da episodi di magmatismo basico (attualmente scisti filladici e quarziti ed anfiboliti).

La mancanza di ritrovamenti fossili non permette di precisare l'età della serie descritta e quindi dell'episodio vulcanico acido. Questa serie è però caratterizzata da litotipi piuttosto caratteristici simili a quelli che in altre aree della Sardegna sono stati datati sulla base di reperti fossili e attribuiti dagli Autori che si sono occupati del problema a vari piani del Siluriano.

Le ricostruzioni più attendibili di serie contenenti porfiroidi si devono principalmente a CAVINATO (1935, 1948), a CALVINO (1956, 1959, 1962) e a POMESANO CHERCHI (1960, 1962).

A CAVINATO (1935) si deve l'unica descrizione petrografica di un certo dettaglio dei porfiroidi del Gerrei, descrizione che è corredata anche da due analisi chimiche. Per quanto riguarda i porfiroidi, la loro età, e le modalità di messa in posto, CAVINATO (1948) riferisce che si tratta di « un ciclo magmatico preercinico attivo durante la sedimentazione del Gotlandiano, ed i cui prodotti litologici sono interstratificati coi sedimenti dell'epoca. Tale attività vulcanica fu notevolmente lunga e si colloca, cronologicamente, in tutto il periodo che va dal Wenlock al Ludlow: in parte interessa anche il Llandovery. Si tratta di eruzioni sottomarine tufacee e laviche, compiutesi durante la sedimentazione e prima che si iniziasse la fase saliente dell'orogenesi ercinica ».

CALVINO (1956-1959) riconosce che le effusioni del Sarrabus (porfidi bianchi e grigi), sono da mettere in relazione con quelle che hanno dato origine ai porfiroidi affioranti a nord di Villasalto nel Gerrei.

Questo Autore considera le suddette rocce come la base della serie silurico-devonica e vede in esse il prodotto del vulcanismo caledoniano che attraverso una attività intermittente si sarebbe spinto fino al Devonico e forse al Carbonifero inferiore.

CALVINO (1959) inoltre data l'inizio dell'attività vulcanica nell'Ordoviciano superiore descrivendo peraltro un passaggio laterale dei prodotti dello smantellamento delle vulcaniti a seisti carboniosi e a calcari a Crinoidi e Brachiopodi riferiti dallo stesso Autore alla base del Gotlandiano. POMESANO CHERCHI (1960, 1962) viceversa, riferendosi ai porfiroidi del Gerrei, restringe la durata dell'evento vulcanico a parte del Gotlandiano ed in particolare al Wenlock per la presenza di « tufiti intercalate e compenstrate negli schisti grafitici » spesso a Graptoliti.

Dai lavori della POMESANO CHERCHI emerge inoltre che i terreni più antichi della regione sono rappresentati dal Caradoc; nessun accenno è comunque fatto a proposito della presenza di porfiroidi al di sotto del Caradoc come ritiene CALVINO. Emerge altresì che sopra ai porfiroidi si rinvengono arenarie feldspatiche del Devonico.

Senza voler discutere l'obiettività dei dati forniti da CALVINO per la ricostruzione cronologica del vulcanismo preercinico del Sarrabus e

del Gerrei riteniamo difficile aderire all'impostazione data dall'Autore in quanto una ricostruzione delle attività vulcaniche deve essere necessariamente fatta sulla base di correlazioni fra prodotti vulcanici aventi analoghi caratteri petrografici e chimici, il che non emerge chiaramente dal lavoro dell'Autore. Se comunque ci fosse consentito di interpretare alla luce del criterio su esposto il lavoro di CALVINO dovremmo dire che il vulcanismo Caledoniano si è iniziato con manifestazioni acide nell'Ordoviciano superiore (forse Caradoc) ed è continuato anche nel Gotlandiano. Successivamente e a più riprese si sarebbero succeduti episodi vulcanici prevalentemente basici che sarebbero però solo in piccola parte riconducibili al ciclo caledoniano e nella maggior parte al ciclo ercinico (Carbonifero inferiore) analogamente a quanto avviene in altre parti dell'Europa. Se la nostra reinterpretazione dei dati di CALVINO è esatta i porfiroidi si sarebbero originati da vulcaniti acide messe in posto in un periodo compreso tra l'Ordoviciano superiore ed un piano imprecisato del Gotlandiano, in discreto accordo con le altre datazioni fatte da CAVINATO e POMESANO CHERCHI per la Sardegna e con quanto osservato in altre parti d'Europa ed in particolare nelle Alpi.

Per quanto riguarda la successione delle metamorfite della regione Bolotana-Illorai da noi studiate è possibile tentare alcune correlazioni con le rocce delle serie siluriche della Sardegna meridionale essenzialmente su basi litologiche mancando come si è accennato reperti fossili. In particolare se gli scisti neri carboniosi, da noi ritrovati, corrispondessero agli scisti a Graptoliti di altre parti della Sardegna, che secondo vari Autori rappresentano l'inizio del Gotlandiano, si potrebbe concludere che i porfiroidi in esame si sono originati da vulcaniti acide messe in posto in un periodo corrispondente al passaggio tra Ordoviciano e Gotlandiano.

E' necessario comunque sottolineare che per quanto concerne i porfiroidi una loro correlazione su basi petrografiche risulta praticamente impossibile mancando per quelli affioranti nelle altre regioni della Sardegna dettagliati studi a carattere chimico-petrografico. In ogni caso poichè generalmente gli episodi di vulcanismo acido hanno una diffusione regionale, ci pare lecito ammettere che le estese manifestazioni vulcaniche di Bolotana e quelle delle altre zone della Sardegna siano coeve e ciò in quanto riteniamo che rappresentino un tipico episodio di vulcanismo postorogenetico.

E' auspicabile che ulteriori ricerche portino ad una più dettagliata ricostruzione delle attività vulcaniche preerciniche ed a una più precisa definizione della loro età. Di particolare interesse appare la datazione precisa delle vulcaniti acide da cui si sono formati i porfiroidi in quanto questi litotipi potrebbero essere utilizzati per correlazioni nel Siluriano sardo. Comunque, indipendentemente da tali ulteriori acquisizioni, riteniamo per quanto sopra esposto che i porfiroidi possano essere sin d'ora utilizzati come un importante orizzonte guida per la ricostruzione stratigrafica delle serie metamorfiche della Sardegna.

*Siena, Istituto di Mineralogia e Petrografia della Università.*

#### RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- BARBIERI F. e INNOCENTI F., (1965) - *Studio chimico-petrografico di un'anfibolite rinvenuta negli scisti termometamorfici di Capo Calamita (Isola d'Elba)*. Boll. Soc. Geol. Ital. 84.
- BARBERI F., INNOCENTI F., MAZZUOLI R., (1967) - *Contributo alla conoscenza chimico-petrografica e magmatologica delle rocce intrusive, vulcaniche e filoniane del Campigliese (Toscana)*. Mem. Soc. Geol. Ital. VI.
- BARBERI F., INNOCENTI F., RICCI C. A., (1967) - *Il complesso scistoso di Capo Calamita (Isola d'Elba)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., Serie A, vol. LXXIV.
- BONATTI S., FRANZINI M., (1961) - *Metodo per la determinazione dei plagioclasti di alta e bassa temperatura alla piattaforma di Fedoroff*. Per. Min., vol. XXX.
- BROMBERGER S. H. e HAYES B. J. (1966) - *Quantitative determination of calcite-dolomite-apatite mixtures by X-ray diffraction*. Jour. Sed. Petr., 36.
- CALVINO F., (1956) - *I porfidi grigi del Sarrabus*. Boll. Serv. Geol. Ital., vol. XXVIII.
- CALVINO F., (1959) - *Primi risultati di uno studio stratigrafico e tettonico della Sardegna Sud-Orientale*. Mem. Acc. Patavina di SS. LL. AA., vol. LXXI.
- CALVINO F., (1962) - *Lineamenti strutturali del Serrabus-Gerrei (Sardegna Sud-orientale)*. Boll. Serv. Geol. Ital., vol. LXXXI.
- CAVINATO A., (1933) - *Appunti di geologia e petrografia del Sarrabus e del Gerrei*. Boll. Uff. Geol. Ital., 58.
- CAVINATO A., (1935) - *Studi petrografici sulla Sardegna sud-orientale*. Padova.
- CAVINATO A., (1948) - *Cicli magmatici in Sardegna*. Atti Congr. Miner. Ital. Iglesias.
- D'AMICO C., (1966) - *Le riocaciti di Monte Zaccòn (Valsugana)*. Min. Petr. Acta, 12.
- FYFE W. S., TURNER F. J., VERHOOGEN J. (1958) - *Metamorphic reactions and metamorphic facies*. Geol. Soc. Amer. Mem., 73.

- GHEZZO C., (1967) - *Le vulcaniti paleozoiche nell'area centro-orientale del complesso effusivo atesino*. Min. Petr. Acta, 13.
- GHEZZO C., GUASPARRI G., PELLIZZER R., RICCI C. A., SABATINI G., (1968) - *Relazioni tra rocce granitiche e metamorfiche nella Sardegna centro-settentrionale. I. Motivi petrologici della regione Bonzo-Bitti-Torpè*. Per. Min., vol. XXXVII.
- GOLDSMITH J. R. e LAVES F., (1954) - *The microcline-sanidine stability relations*. Geoch. Cosm. Acta, 5.
- HARKER A. (1932) - *Metamorphism*. Methuen. London.
- MACCIONI L. (1968) - *Vulcanismo paleozoico antico in Sardegna*. Vol. Comm. Cent. Comit. Geol. Ital., pre stampa. Parma.
- MCKENKIE R. C., (1957) - *The differential thermal investigation of clays*. Min. Soc. London.
- ORVILLE P. M., (1967) - *Unit-cell parameters of the microcline-low albite and the sanidine-high albite solid solution series*. Am. Min., vol. 52.
- POMESANO CHERCHI A., (1960) - *Sui porfiroidi nel Gotlandiano del Gerrei (Sardegna)*. Rend. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., serie VIII, vol. XXVIII.
- POMESANO CHERCHI A., (1962) - *Ricerche sul vulcanismo Gotlandiano del Gerrei (Sardegna sud-orientale)*. La Ricerca Scientifica, anno 32, serie 2, parte II A, vol. 2.
- RADULESCU D. P., (1966) - *Rhyolites and secondary ultra-potassic rocks in subsequent Neogene volcanism from the East Carpathians*. Bull. Volc., 29.
- SLEMMONS D. B. (1962) - *Determination of volcanic and plutonic plagioclases using the three - or four - axis Universal Stages*. Am. Geol. Soc., Spec. Paper, 69.
- STEINER A., (1953) - *Hydrothermal rock alteration at Wairakei New Zealand*. Econ. Geol., 48.
- TEICHMÜLLER R., (1931) - *Zur Geologie des Tyrrhenisgebietes*. Abhand. d. Ges. Wiss. zu Göttingen, III, 3.
- WHITE D. E. (1955) - *Thermal springs and epithermal ore deposits*. Econ. Geol., 50° Ann. Vol.
- YUNIKOV B. A., OVCHINNIKOV L. H., METTIKH I. I. (1962) - *Determination of composition of grossular-andradite series from the parameter of unit cell*. Chem. Abstr., 8327 c.
- ZEN E-AN, ALBEE A. L. (1964) - *Coesitent muscovite and aragonite in pelitic schists*. Amer. Min., 49.
- ZUFFARDI P. (1941) - *La premitizzazione dei calcari metamorfici dell'Ordoviciano superiore sardo*. Per. Min., vol. XII.
- ZUFFARDI P., (1953) - *Sull'andamento del rilievo geologico del IV Quadrante del Foglio 225 della Carta Geologica d'Italia (Guspini)*. 2ª nota preliminare. Boll. Serv. Geol. Ital., 75.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA (1962) - F° 193 « Bonorva ».
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA (1965) - F° 194 « Ozieri ».