

P. DI SIMPLICIO, G. FERRARA, C. GHEZZO, G. GUASPARRI,
R. PELLIZZER, C. A. RICCI, F. RITA, G. SABATINI

IL METAMORFISMO E IL MAGMATISMO PALEOZOICO NELLA SARDEGNA (*)

RIASSUNTO. — Viene delineata una prima sintesi delle conoscenze sul cristallino sardo con l'esposizione di numerosi nuovi dati e nuove risultanze. La trattazione, articolata in capitoli riguardanti il metamorfismo regionale, il magmatismo preercinico ed il magmatismo ercinico, si propone di mettere in evidenza alcune delle fenomenologie più significative per una fondata interpretazione della evoluzione geologico-strutturale di questo frammento dell'orogene ercinico.

Vengono inizialmente delineati i caratteri generali del metamorfismo e viene messo in evidenza come il grado di metamorfismo aumenti dalle regioni sud-occidentali a quelle nord-orientali dell'isola, passando dal limite inferiore della facies degli scisti verdi fino a termini migmatitici della facies anfibolitica.

Viene quindi messo in evidenza, sulla base dei valori b_0 delle miche chiare potassiche, come a nord-est dell'allineamento Stintino-Dorgali sia presente un metamorfismo in regime di pressione intermedia (tipo Barroviano), e come a sud-est di tale allineamento sia presente un metamorfismo di più bassa pressione.

Mediante ricerche radiometriche, condotte con il metodo Rb/Sr e K/Ar su roccia totale e su minerali separati da ortoscisti, viene delineata un'età ercinica per il metamorfismo regionale e prospettato come gli ortogneiss granodioritici costituenti la dorsale Siniscola-Mamone individuino un episodio intrusivo di probabile origine crustale ($Sr^{87}/Sr^{86} = 0.7081 \pm 0.0012$) realizzatosi tra la fine dell'Ordoviciano e l'inizio del Gotlandiano (età radiometrica di 442 ± 30 m.y.).

(*) Memoria presentata alla Tavola Rotonda sulla «Mineralogia, Petrografia, Geochimica e Giacimentologia della Sardegna» svoltasi a Cagliari nel Convegno della S.I.M.P. del 27-31 maggio 1974.

Lavoro eseguito con i contributi del C.N.R. presso l'Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università di Siena (direttore Prof. R. Pellizzer) e presso il Laboratorio per Ricerche Radiometriche applicate alla Geocronologia e Paleogeologia, C.N.R., Pisa, ove sono state eseguite le indagini radiometriche a cura di G. Ferrara (direttore del Laboratorio) e di P. Di Simplicio e F. Rita (assistenti presso l'Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università di Siena).

La stessa età viene attribuita ai porfiroidi che affiorano in una larga fascia dalla Nurra al Sarrabus-Gerrei e che rappresentano i prodotti metamorfici di vasti espandimenti vulcanici riolitici e riolacitici. Ad una età ancora Gotlandiana viene attribuita una importante manifestazione effusiva basica (metabasalti) che segnerebbe in Sardegna l'inizio del ciclo ercinico.

Viene successivamente prospettato come gli eventi metamorfici ercinici siano stati seguiti, e solo in parte accompagnati, dalla messa in posto di numerose e distinte masse intrusive che costituiscono il batolite sardo. I litotipi prevalenti risultano rappresentati da monzograniti, granodioriti monzogranitiche e leucograniti, mentre sono subordinati i termini granodioritici e quarzodioritici ed ancor più quelli gabbro-tonalitici.

Mediante le ricerche geologico-petrografiche e i dati radiometrici, viene evidenziata una successione dei principali eventi intrusivi sviluppatasi in un arco di tempo che va da 300 a 280 m.y. e realizzatasi con la iniziale messa in posto di quarzodioriti e granodioriti (≈ 300 m.y.), la successiva messa in posto di granodioriti monzogranitiche e monzograniti (≈ 290 m.y.) ed infine di leucograniti (≈ 280 m.y.).

La giacitura delle plutoniti più basiche (gabbri-tonaliti) indica in generale un rapporto di precedenza rispetto alle intrusioni più acide.

Viene quindi prospettata, in base ai dati della composizione isotopica iniziale dello stronzio, la natura crustale della maggior parte delle manifestazioni magmatiche.

Vengono infine discusse le genesi e l'evoluzione da basico ad acido del magmatismo intrusivo, mettendo in rilievo una interdipendenza fra evoluzione del magmatismo stesso ed evoluzione geo-strutturale del basamento. Viene infatti prospettato come la messa in posto dei termini quarzodioritici e granodioritici sia avvenuta in una fase tardo-postcinematica, e come la messa in posto dei prodotti monzogranitici, che costituiscono la gran parte del batolite sardo, abbia accompagnato, e molto probabilmente determinato, un importante fenomeno di sollevamento con carattere di «tilting», cui è seguita la messa in posto dei leucograniti. Viene altresì prospettato come il sollevamento sia stato di circa 4-7 Km a SW dell'allineamento Stintino-Dorgali, sino a circa 20 Km a NE di tale allineamento e rilevato come il sollevamento stesso fosse certamente esaurito prima della messa in posto delle vulcaniti permiane.

SUMMARY. — A synthesis of the available geopetrographic data is outlined with the aid of the results of our new researches.

The chapters deal with: pre-hercynian magmatism, regional metamorphism and hercynian magmatism. The work attempts to display those phenomenologies which are most relevant for a sound interpretation of the geostructural evolution of this fragment of the hercynian orogen.

The general characteristics of metamorphism are firstly outlined and it is shown that the metamorphism increases from the SW to the NE of the island, from the lowest degrees of the green schists facies to the highest degrees of the amphibolitic facies (migmatites).

On the basis of the b_0 values of the white potassic micas, it is shown that there is medium-pressure metamorphism (Barrowian type) to the NE of the Stintino-Dorgali line and lower-pressure metamorphism to the SE of this line.

The results of radiometric researches based on the Rb/Sr and K/Ar methods on whole rock and minerals separated by orthoschists indicate the Hercynian age of the regional metamorphism and show how the granodioritic orthogneisses forming the Siniscola-Mamone ridge-line represent an intrusive event, probably of crustal origin ($Sr^{87}/Sr^{86} = 0.7081 \pm 0.0012$) between the end of the Ordovician and the beginning of the Gothlandian (radiometric age = 442 ± 30 m.y.). The porphyroides outcropping in a wide area from Nurra to Sarrabus-Gerrei are thought to be of the same age and to represent the metamorphic products of huge flows of rhyolitic, rhyodacitic magmas. Also attributed to the Gothlandian age is a basic effusive episode (metabasalts) which would seem to mark the beginning of the hercynian cycle in Sardinia.

It is shown that hercynian metamorphic events are followed by, and only in part accompanied by, the emplacement of many distinct plutons which make up the Sardinian batholith. The main lithotypes are monzogranites, monzogranitic granodiorites and leucogranites while the granodioritic and quartzodioritic rocks are subordinate and the gabbro-tonalitic ones even less important.

Both geo-petrographic researches and radiometric data prove a sequence in the principle intrusive events between 300 and 280 m.y. up to the first emplacement of quartzodiorites and granodiorites (≈ 300 m.y.) and the subsequent intrusion of monzogranitic granodiorites and monzogranites (≈ 290 m.y.) and finally of leucogranites (≈ 280 m.y.).

The position of the basic plutonites (gabbros-tonalites) would indicate their being emplaced prior to the more acid intrusions.

The initial isotopic compositions of the strontium indicates the crustal nature of at least most of the intrusive bodies.

The origin and evolution from basic to acid of the intrusive magmatism is then discussed and an interdependence between the evolution of the magmatism itself and the geostructural evolution of the basement is outlined.

As a matter of fact it is pointed out that the emplacement of the quartzodioritic and granodioritic rocks was late-postkinematic while the monzogranitic intrusions of which most of the Sardinian batholith is composed, probably determined and anyhow were accompanied by a relevant uplift of tilting character which preceded the emplacement of the leucogranites. The uplift is estimated to be from about 4-7 km SW of Stintino-Dorgali to about 20 km NE of this line and to be almost certainly completed before the permian volcanism.

INTRODUZIONE

Metamorfismo e magmatismo paleozoico della Sardegna costituiscono un tema di geologia e petrografia del cristallino tanto interessante quanto complesso che ha un ruolo certamente rilevante per la risoluzione del più vasto problema dell'orogenesi ercinica nell'area mediterranea.

Per questo motivo il cristallino sardo è stato oggetto fin dal 1965 di approfondite ricerche da parte dell'Istituto di Mineralogia e Petrografia della Università di Siena, ricerche via via illustrate in diverse pubblicazioni.

La presente memoria si propone di dare un quadro generale dei risultati sinora acquisiti e di prospettare quindi una sintesi delle attuali conoscenze sul cristallino sardo. Non si tratta però di un semplice riferimento alla specifica letteratura sull'argomento, ma anche di una esposizione di nuovi dati e nuove risultanze, articolata con l'intento di evidenziare alcune delle fenomenologie più significative per una fondata interpretazione della evoluzione geologico-strutturale di questo frammento dell'orogene ercinico.

Le suddette ricerche per quanto concerne l'aspetto geocronologico sono state sviluppate per la collaborazione del Laboratorio di Ricerche Radiometriche del Consiglio Nazionale delle Ricerche con sede in Pisa, nell'ambito di una convenzione finalizzata anche allo studio dell'età radiometrica dei principali eventi magmatici e metamorfici del Paleozoico sardo.

* * *

La letteratura geologica in senso lato sui terreni paleozoici della Sardegna è il frutto di molte ricerche orientate essenzialmente dall'interesse che questa regione ha suscitato e suscita negli studiosi italiani e stranieri per la presenza di significative mineralizzazioni e per alcune caratteristiche stratigrafico-strutturali, quali la successione che inizia dal Cambriano e l'evidenza nel Cambriano stesso di una fase dell'orogenesi caledoniana (la cosiddetta « fase sarda »).

Per questi motivi la maggior parte dei lavori riguarda ricerche giacimentologiche e stratigrafico-strutturali, mentre pochi sono rivolti allo studio delle metamorfiti o delle magmatiti paleozoiche.

Per non entrare in una dettagliata rassegna bibliografica, si rimanda il lettore per le pubblicazioni meno recenti alla bibliografia compilata da Segre (1964). Per il loro contributo al progresso delle conoscenze geologiche della Sardegna riteniamo tuttavia di dover ricordare in primo luogo l'opera pionieristica di La Marmora (1857) e quelle successive di altri studiosi quali Bornemann (1886, 1891), Zoppi (1888), Pompecky (1901), Taricco (1912, 1928), Novarese (1914), Gortani (1922, 1923), Havre (1932), Cadish (1938), Schwarzbach (1939), Vardabasso (1939, 1950a, 1950b, 1956, 1960), Poll (1966). Alla loro

opera si deve, fra l'altro, l'acquisizione dei fondamentali lineamenti litologico-stratigrafici e tettonici dell'Isola ed in particolare le prime più significative conoscenze sui terreni cambrico-siluriani dell'Iglesiente-Sulcis.

Per quanto concerne in particolare le conoscenze sul complesso metamorfico e su quello delle rocce magmatiche paleozoiche vanno ricordati i contributi di Riva (1904), di Vardabasso (1933, 1949, 1966) e di Cavinato (1935). A quest'ultimo Autore si devono, anche per i successivi contributi (1954, 1956a e 1956b), oltre alla acquisizione dei principali lineamenti geo-petrografici del massiccio del Sarrabus, la messa in evidenza di eventi magmatici preercinici (porfiroidi e « pietre verdi »), una prima panoramica descrizione delle zone di isometamorfismo ed una prima definizione dei rapporti fra basamento metamorfico e intrusioni granitiche erciniche.

In tempi più recenti ricercatori di varie scuole, incaricati del rilevamento dei Fogli al 100.000 per la Carta Geologica d'Italia comprendenti prevalentemente aree di affioramento del cristallino, hanno dato alla stampa numerose note illustrative o note preliminari sui risultati dei loro rilevamenti e successivamente alcuni studi di dettaglio.

Le pubblicazioni più recenti di alcuni di noi (Ricci, 1972; Ghezzi et Al. 1972, 1973; Del Moro et Al. 1972; Ricci e Sabatini 1973a, 1973b) riportano in bibliografia parte di detti lavori, e precisamente di quelli che trovano più diretti riferimenti nel quadro delle nostre ricerche sul cristallino.

Fra i più significativi riteniamo di dover qui ricordare quelli di Charrier (1957), Calvino et Al. (1958), D'Amico (1958a, 1958b, 1960), D'Amico et Al. (1960), Deriu e Negretti (1960), Pomesano Cherchi (1962), Simboli (1962a, 1962b), Calvino (1962), Conti (1963, 1964, 1966), Deriu e Spinelli (1964), Pellizzer (1964), Negretti (1966), Deriu e Zerbi (1967), Armari et Al. (1968), Conti e Traversa (1968a, 1968b), Maccioni et Al. (1968), Conti et Al. (1970), Cozzupoli et Al. (1971, 1972).

DERIVATI METAMORFICI DEL MAGMATISMO PRE-ERCINICO

Generalità sulle serie paleozoiche.

I terreni metamorfici della Sardegna, almeno quelli sicuramente datati, hanno una età compresa tra il Cambriano e il Carbonifero.

Nella zona di Capo Spartivento è presente un orizzonte di gneiss granitici sottostante le assise cambriane. Secondo Coccozza et Al. (1972),

tali gneiss granitici dovrebbero rappresentare un non meglio precisato pre-cambriano.

I terreni più antichi, paleontologicamente attribuiti al Cambriano, affiorano nell'Iglesiente-Sulcis e sono rappresentati dall'ormai classica successione, dal basso in alto, di (1):

- 1) Meta-arenarie e scisti arenacei con lenti di calcari cristallini (« formazione delle Arenarie »);
- 2) Calcari e dolomie cristalline (« formazione del Metallifero »);
- 3) Scisti filladiei (« formazione di Cabitza »).

Questa successione è stata interessata dalle deformazioni connesse con una fase eo-caledoniana (la cosiddetta fase sarda).

L'Ordoviciano è trasgressivo e discordante sul Cambriano, generalmente con un meta-conglomerato basale. La serie ordoviciana, costituita prevalentemente da filladi e meta-arenarie, è in quest'area seguita in concordanza dal Gotlandiano rappresentato da scisti più o meno arenacei talora carboniosi e a graptoliti con intercalazioni carbonatiche (« calcari ad ortoceras »).

La situazione sopra delineata per la serie cambrico-gotlandiana dell'Iglesiente non trova molte corrispondenze con quanto è rilevabile in altre aree dell'isola. In queste regioni il Cambriano non affiora ed i terreni più antichi sarebbero da attribuire, dubitosamente, all'Ordoviciano inferiore e medio (« arenarie di S. Vito ») affiorante solo nel Sarrabus. Questa formazione è interessata da deformazioni precedenti la sedimentazione dei terreni dell'Ordoviciano superiore e del Gotlandiano (fase sarrabese).

Le assise ordoviciano superiore-gotlandiane, che rappresentano la maggior parte degli affioramenti metamorfici dell'isola, sono costituite da una successione di meta-peliti più o meno quarzitiche, talvolta con intercalazioni di livelli carboniosi a graptoliti, con intercalazioni carbonatiche sottilmente stratificate (« calcari ad ortoceras ») del tutto simili alle coeve dell'Iglesiente-Sulcis.

(1) Per quanto riguarda la nomenclatura, riteniamo opportuno utilizzare una terminologia metamorfica (riportando tra parentesi il corrispondente termine in uso nella letteratura geologica sarda), in quanto, come vedremo in seguito, è generalmente presente, a scala regionale, un quadro di deformazioni e ricristallizzazioni di ambiente metamorfico, anche in aree dove affiorano rocce che conservano talvolta inalterati molti dei caratteri sedimentari originari.

Localmente (Iglesiente, Sarrabus, Barbagia, Nurra) è possibile rinvenire i prodotti più o meno metamorfosati dei sedimenti post-gotlandiani (calcari, arenarie mature a variabile contenuto pelitico del Devoniano-Carbonifero inferiore) che presentano spesso rapporti di più o meno marcata discordanza rispetto alle sottostanti serie ordoviciano-gotlandiane.

* * *

I testimoni di vari episodi magmatici che hanno accompagnato la sedimentazione ordoviciano-gotlandiana si trovano attualmente coimpaginati e metamorfosati con le serie originariamente sedimentarie che li inglobano.

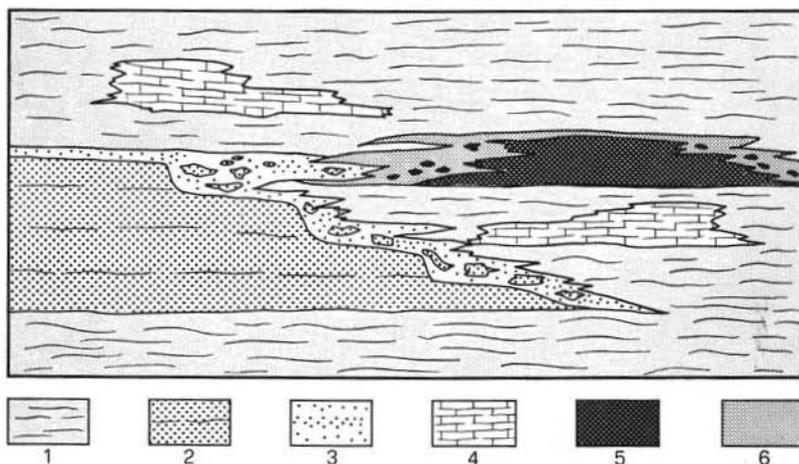


Fig. 1. — Schema dei rapporti stratigrafici nell'ambito delle serie ordoviciano-gotlandiane.

1 - Complesso indifferenziato prevalentemente filladico; 2 - Porfiroidi; 3 - Meta-arkose; 4 - « Calcari ad orthoceras »; 5 - Metabasiti; 6 - Meta-tuffiti e meta-grauvacche.

L'attività magmatica pre-ercinica si è sviluppata essenzialmente in un periodo compreso tra la fine dell'Ordoviciano ed un piano imprecisato del Gotlandiano.

Si è trattato di una attività prevalentemente effusiva (anche se non mancano termini originariamente intrusivi quali ad esempio gli ortogneiss granodioritici) con iniziale messa in posto di prodotti acidi

(ora trasformati in porfiroidi) e successivamente seguita dalla messa in posto di magmatiti basiche (metabasiti in genere, meta-gabbri, anfiboliti).

I rapporti stratigrafici fra questi episodi vulcanici, i prodotti della loro rielaborazione in ambiente sedimentario (meta-arkose, meta-tufiti e meta-grauvacche) e le serie sedimentarie inglobanti possono essere, a scala regionale, schematizzati come in figura 1.

Nei capitoli seguenti vengono, pur sommariamente, descritti tutti questi prodotti a partire da quelli più antichi.

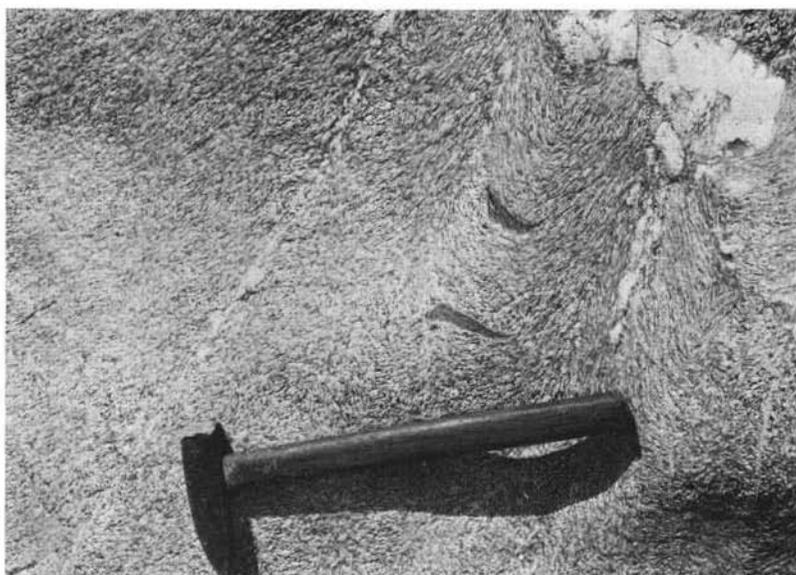


Fig. 2. — Ortogneiss granodioritico con inclusi melanocrati piegati conformemente ai motivi tessiturali della compagine (ponte sul Riu Mannu ad W di Lodè).

Il magmatismo acido attraverso i derivati metamorfici.

Ortogneiss granodioritici.

Queste rocce affiorano in diverse località del settore nord-orientale dell'isola: in una vasta area sub-triangelare che va da Cantonniera S. Anna a Mamone e in aree di più limitata estensione presso Tanaunella, S. Lorenzo e S. Teodoro d'Oviddè.

Nella zona Cantoniera S. Anna-Mamone, gli ortogneiss granodioritici sono compresi tra orizzonti di gneiss occhiadini; in questo caso essi rappresentano presumibilmente il nucleo di una piega rovesciata il cui piano assiale avente direzione circa E-W immerge di circa 40-50° verso S con immersione dell'asse della struttura verso E. (Rocce del tutto simili a quelle affioranti nella zona Siniscola-Mamone, e con queste a nostro avviso correlabili, si rinvencono anche presso Capo Spartivento nel Sulcis).



Fig. 3. — Ortogneiss granodioritico (ponte sul Riu Mannu ad W di Lodè). Sono visibili numerosi inclusi melanoerati isorientati e « kink bands », ad andamento ortogonale alla scistosità, nella cerniera delle quali si ha la retrocessione della biotite.

Si tratta di rocce massicce, di aspetto granitoide, ma con evidente tessitura orientata impartita alla compagine dalla isoorientazione delle niche (essenzialmente biotiti). Tale isoorientazione si mantiene anche nelle porzioni più o meno fittamente piegate.

Localmente (ponte sul Riu Mannu) sono ancora ben riconoscibili degli inclusi melanoeratici, anch'essi ripiegati ed isorientati (fig. 2 e 3) conformemente a quanto avviene nella massa includente.

La massa orto-gneissica è talvolta attraversata da « filoni » di meta-apliti di spessore assai variabile, da pochi centimetri a qualche metro (fig. 4).

Lo studio microscopico mette in evidenza la struttura eminentemente blastica della roccia che è costituita da una associazione di quarzo e plagioclasti (albite-oligoclasio) e subordinatamente microclino

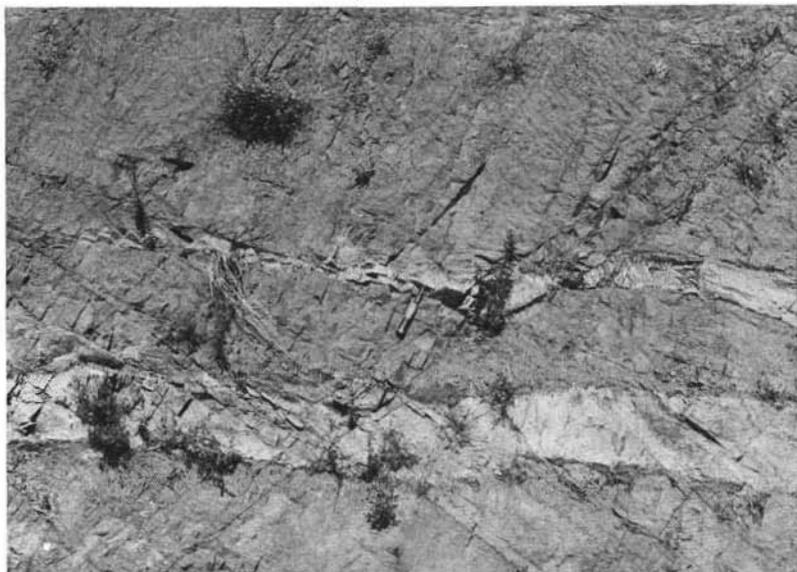


Fig. 4. — « Filoni » di meta-apliti negli ortogneiss granodioritici (strada Lodè-Mamone).

(che è talvolta assente), all'interno della quale si rinvencono lepidoblasti biotitici e muscovitici. Raramente è stato rinvenuto dell'anfibolo verde di tipo orneblendico.

Accessori più comuni ossidi e idrossidi di ferro, apatite e zirconio.

Le meta-apliti sono costituite da una associazione di granoblasti di quarzo e albite e subordinatamente microclino con lepidoblasti di muscovite.

Nella Tabella 1 sono riportate alcune analisi chimiche ⁽²⁾ di ortogneiss e di meta-apliti. Come si può notare gli ortogneiss hanno una composizione chimica abbastanza uniforme (anche tra campioni provenienti da aree diverse) e di tipo genericamente granodioritico come indica anche la posizione dei punti nei diagrammi AFM e Na₂O-K₂O-CaO di fig. 9 e 10. Le ultime due analisi si riferiscono a campioni di un grosso « filone » di meta-apliti. Anche in questo caso la composizione appare estremamente omogenea e coerente con la presumibile natura della roccia originaria.

TABELLA 1. — *Ortogneiss e meta-apliti.*

	616	619	163	101B	101A	701	1075	904	1048	617
SiO ₂	66.09	66.56	66.89	67.03	68.07	65.82	66.92	69.36	73.28	73.40
TiO ₂	0.82	0.80	0.77	0.76	0.65	0.76	0.71	0.40	0.06	0.06
Al ₂ O ₃	15.11	15.00	14.82	14.65	14.34	15.18	15.33	15.40	15.47	15.17
Fe ₂ O ₃	5.49	5.20	5.09	5.15	4.34	5.16	4.59	3.68	0.97	1.00
MnO	0.10	0.09	0.08	0.09	0.07	0.09	0.08	0.06	0.05	0.04
MgO	2.48	1.61	2.00	2.25	1.84	2.62	1.82	0.80	0.23	0.17
CaO	2.65	1.58	2.71	2.97	2.52	2.87	2.77	3.24	0.47	0.54
Na ₂ O	2.76	3.05	3.15	2.83	3.37	2.62	3.20	3.76	3.50	2.98
K ₂ O	3.79	4.56	3.51	3.41	3.95	3.54	3.55	2.70	4.51	5.20
P ₂ O ₅	0.19	0.21	0.20	0.20	0.19	0.20	0.19	0.12	0.37	0.29
P.C.	0.50	1.34	0.78	0.65	0.65	0.50	0.83	0.48	1.08	1.15

Per la localizzazione dei campioni vedasi Tabella 2.

Nella Tabella 2 sono riportati i valori dei contenuti di Rb, Sr e dei rapporti ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr e ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr di 11 campioni di ortogneiss granodioritici.

I valori dei rapporti ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr e ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr riportati nel diagramma di fig. 5 individuano una retta isocrona la cui pendenza indica una età di 442 ± 30 M.A. e un rapporto isotopico iniziale ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr di 0.7081 ± 0.0012.

⁽²⁾ Le analisi chimiche per gli elementi maggiori riportate nel presente lavoro sono state eseguite mediante fluorescenza X ad eccezione di magnesio e sodio (spettrofotometria di assorbimento atomico) e del ferro bivalente (metodo volumetrico).

I bassi valori dei rapporti Rb/Sr dei vari campioni, mentre da un lato ci consentono di stimare con un errore relativamente piccolo il valore del rapporto isotopico iniziale, dall'altro hanno ripercussioni non trascurabili sull'errore del valore dell'età.

TABELLA 2. — *Dati analitici relativi alle rocce totali.*

Campione	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}^{(*)}$
101A	156	150	3.00	0.7290
101B	151	201	2.17	0.7241
163	131	177	2.13	0.7214
287	153	154	2.87	0.7284
288	165	139	3.44	0.7301
296	221	148	4.32	0.7363
616	164	204	2.32	0.7233
619	161	135	3.45	0.7288
701	130	179	2.10	0.7201
904	91	212	1.24	0.7163
1075	119	223	1.55	0.7175

(*) Normalizzato al valore del rapporto $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$.

- 101A. Strada Lodè-Mamone, 9 Km dopo Lodè (F° 195 - Orosei).
 101B. Strada Lodè-Mamone, 9 Km dopo Lodè (F° 195 - Orosei).
 163. Presso Cantoniera S. Anna (F° 195 - Orosei).
 287. 4 Km ad W di Lodè presso M. Tundu (F° 195 - Orosei).
 288. 4 Km ad W di Lodè presso M. Tundu (F° 195 - Orosei).
 296. 2 Km. ad E di Mamone (F° 194 - Ozieri).
 616. 1 Km ad W di Lodè (F° 195 - Orosei).
 619. Strada Lodè-Mamone, 11,5 Km da Lodè (F° 195 - Orosei).
 701. 2 Km ad W di S. Lorenzo (F° 182 - Olbia).
 904. 2 Km ad E di Tanaunella (F° 182 - Olbia).
 1075. 3 Km a SE di S. Teodoro (F° 182 - Olbia).
 1048. 1 Km a SW di Lodè (F° 195 - Orosei).
 617. Strada Lodè-Mamone, 10,5 Km da Lodè (F° 195 - Orosei).

Questa età indica comunque che queste rocce si sono comportate come un sistema chiuso per Rb e Sr a partire da circa 440 M.A., e cioè in un periodo chiaramente pre-erecinico corrispondente al limite Ordoviciano-Gotlandiano. E' inoltre di rilievo sottolineare che l'indicazione di età che fornirebbe una isocrona costruita con i soli 8

campioni dell'affioramento di Cantoniera S. Anna-Mamone, è sostanzialmente identica a quella riportata nella figura; ciò sta ad indicare che i punti rappresentativi dei campioni di Tanaunella, di S. Lorenzo e di S. Teodoro d'Oviddè cadono, nei limiti degli errori sperimentali, sulla isocrona definita dagli ortogneiss di Cant. S. Anna-Mamone.

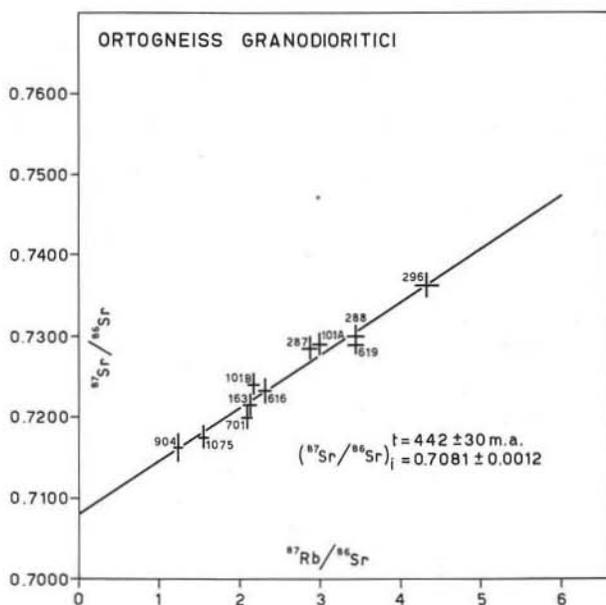


Fig. 5. — Isocrona Rb-Sr per « rocce totali » di ortogneiss granodioritici di Cant. S. Anna-Mamone-S. Lorenzo-Tanaunella-S. Teodoro.

Porfiroidi e meta-arkose.

La presenza di porfiroidi in Sardegna è stata segnalata già da tempo (Teichmüller, 1931; Cavinato, 1933, 1935).

Solo molto più recentemente (Calvino, 1962) queste rocce sono state riconosciute come il prodotto del metamorfismo ercinico di vasti espandimenti vulcanici acidi.

Affioramenti di porfiroidi sono segnalati in molte zone dell'isola: Iglesias, Sarrabus, Gerrei, Salto di Guirra, Barbagia Seulo, Goceano, Nurra (Cavinato, 1948, 1956a; Calvino 1962; Maccioni, 1968; Ghezzi e Ricci 1970).

La loro distribuzione areale nella Sardegna orientale, come si può rilevare dalla carta di Tav. 1, non sembra casuale. Essi infatti sono distribuiti secondo una fascia con andamento NW-SE che si allarga procedendo verso SE e ciò, a nostro avviso, in conseguenza del carattere meno intenso che deve aver avuto, nelle aree meridionali, la tettonica a carattere plicativo.

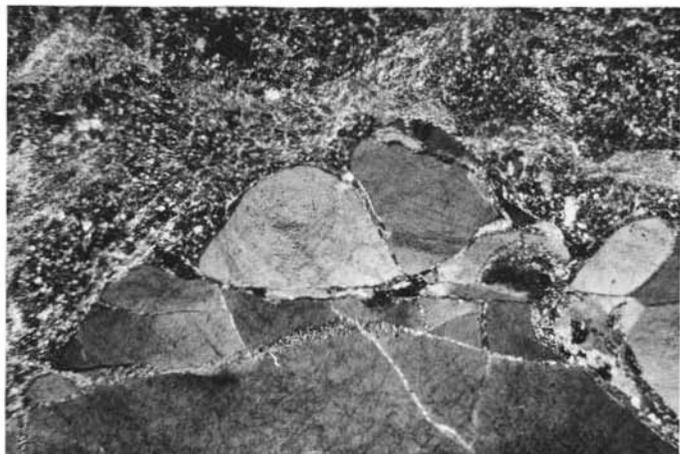


Fig. 6. — Porfiroide (Ballao). Porzione di « fenocristallo » di quarzo fratturato con modesti effetti di ricristallizzazione.

Nicols incr.; ingr. lin. 30.

I porfiroidi costituiscono dei corpi con giacitura stratoide, concordanti con i para-derivati (prevalentemente filladi) con i quali sono talvolta ripetutamente intercalati. Si presentano, generalmente, come rocce compatte, talora suddivise in banchi, di colore grigio-biancastro e mostrano una evidente tessitura occhiadina, impartita alla compagine dalla presenza di « occhi » quarzosi e feldspatici.

In sezione sottile (figg. 6-7) si nota la presenza di grossi cristalli (fino a 10 mm) di quarzo e di feldspati, riferibili ad originari fenocristalli, immersi in una matrice micro-blastica quarzoso-feldspatico-micacea.

I « fenocristalli » appaiono più o meno intensamente deformati e ricristallizzati e rappresentano il 20-40% dell'intera roccia. Il quarzo mostra spesso delle sinuosità del tutto simili a quelle peculiari e tipi-

che della cosiddetta « corrosione magmatica ». Il feldspato potassico è sempre stato riconosciuto come microclino; talvolta presenta dei bordi o delle plaghe interne irregolari completamente albitizzate. Il plagioclasio, che presenta talvolta geminazioni a scacchiera, ha composizione assai prossima all'albite con carattere di bassa temperatura. La matrice mostra gradi di riorganizzazione metamorfica e paragenesi

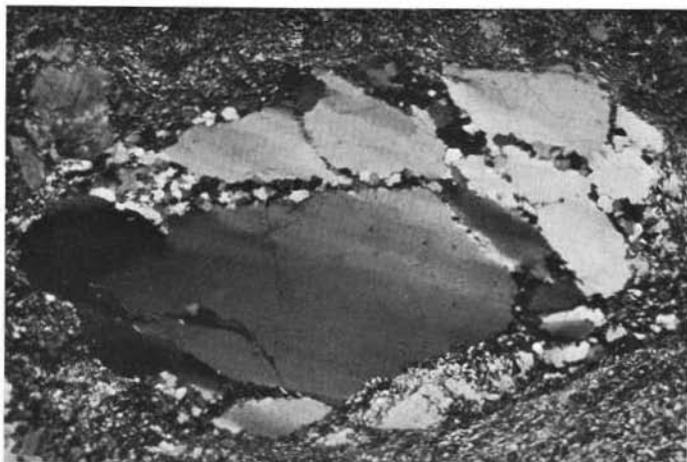


Fig. 7. — Porfiroide (zona Bolotana-Illorai nel Goceano). « Feno-cristallo » di quarzo fratturato e parzialmente ricristallizzato.

Nicols incr.; ingr. lin. 30.

variabili a seconda del grado metamorfico della zona di provenienza dei campioni. Generalmente la matrice è nettamente scistosa in conseguenza della isoorientazione dei lepidoblasti micaceo-cloritici. Gli accessori più comuni sono zircone, apatite, ossidi e idrossidi di ferro.

La descrizione dei fondamentali caratteri di queste rocce, sopra riportata, mal si adatta ai « porfiroidi » del Sarrabus ed a quelli dell'Iglesiente.

Quelli del Sarrabus infatti, hanno un aspetto macroscopico più massiccio, senza evidenti tracce di scistosità. Gli originari feno-cristalli sono spesso fratturati e cicatrizzati e la matrice appare scarsamente isoorientata pur mostrando, quasi sempre, evidenti segni di una pur blanda ricristallizzazione metamorfica. E' per tale motivo che si è

preferito definirli « porfiroidi » abbandonando il termine precedentemente in uso di « porfidi » (Calvino 1956).

I « porfiroidi » dell'Iglesiente, almeno quelli da noi campionati in superficie, si caratterizzano per la mancanza di relitti di fenocristalli di feldspati, per il carattere detritico dei cristalli di quarzo (1-3 mm), immersi in un'abbondante matrice finissima essenzialmente sericitico-cloritica, con caratteri quindi di insieme che inducono a considerarli dei para-derivati e non porfiroidi.

Nella Tabella 3 sono riportate alcune analisi chimiche di porfiroidi della Sardegna.

Alcune rocce mostrano caratteri chimici tipici di prodotti magmatici acidi di tipo riolitico-riodacitico; altre appaiono distintamente arricchite in K_2O e impoverite in Na_2O e CaO , probabilmente in conseguenza di processi autometasomatici.

Tale chimismo, tenendo conto dei caratteri fisiografici precedentemente descritti, dovrebbe presumibilmente corrispondere a quello delle vulcaniti originarie.

Dai porfiroidi nettamente si distingue, anche dal punto di vista chimico, il campione S1751, proveniente dall'Iglesiente. Esso infatti si differenzia per i suoi singolari caratteri chimici, in particolare per il basso tenore di Na_2O (0.12%), che consentono di escludere una sua derivazione per metamorfismo di originari prodotti magmatici.

L'età dell'episodio vulcanico può essere precisata in riferimento alle età paleontologicamente determinate delle serie sedimentarie che ne inglobano i prodotti. Secondo Calvino (1962), nel Sarrabus, i primi prodotti vulcanici sarebbero da attribuire all'Ordoviciano superiore. Nelle altre aree dell'isola (Gerrei, Goceano, Nurra) le osservazioni dei vari Autori tendono ad indicare una età gotlandiana per questo vulcanismo.

E' nostra opinione, sulla base di una valutazione correlata di tutti gli episodi vulcanici pre-ercinici, in accordo con Ghezzeo e Ricci (1970), che a questo vulcanismo acido debba essere attribuita una età compresa tra l'Ordoviciano superiore e il Gotlandiano inferiore.

* * *

In stretta associazione geografica e stratigrafica con i porfiroidi si rinvengono talvolta potenti livelli di meta-arkose quali prodotti metamorfici di rielaborati in ambiente sedimentario delle vulcaniti acide.

TABELLA 3. — *Porfiroidi*.

	S2180	S1770	S2192	S1771	S2195	S2200	S2202	S1645	Ca1	Ca2	S1674	S1676	GR1	GR2	S1702	S1751
SiO ₂	66.61	72.42	67.17	72.32	71.37	70.64	70.51	71.96	74.39	72.44	70.43	70.23	71.36	69.60	64.38	68.40
TiO ₂	0.67	0.85	0.46	0.30	0.32	0.33	0.17	0.30	0.05	—	0.31	0.35	0.12	0.10	0.52	0.17
Al ₂ O ₃	16.08	17.04	17.37	14.87	14.92	16.88	15.23	16.33	15.44	13.27	16.58	16.61	14.59	14.97	19.09	18.87
Fe ₂ O ₃	4.86	1.13	2.65	2.47	2.12	1.71	2.42	1.67	1.21	2.74	2.89	1.30	2.69	2.71	4.53	2.06
MnO	0.11	0.02	0.03	0.06	0.05	0.01	0.02	0.01	tr.	tr.	0.03	0.02	0.03	0.02	0.04	0.06
MgO	1.27	0.45	0.49	0.55	0.36	0.47	0.53	0.67	0.71	1.39	0.41	0.83	1.00	0.70	1.43	1.07
CaO	1.25	0.40	1.46	0.73	1.01	0.24	1.80	0.54	1.04	2.06	0.23	0.92	0.93	0.73	0.23	0.91
Na ₂ O	3.33	1.75	1.82	2.12	2.51	1.72	2.38	1.01	1.98	2.64	1.49	1.82	3.12	2.41	2.55	0.12
K ₂ O	4.50	4.53	5.96	5.24	5.32	6.30	3.91	5.24	3.36	2.64	5.51	5.30	4.68	7.50	4.62	4.36
P ₂ O ₅	0.26	0.04	0.22	0.22	0.19	0.20	0.07	0.20			0.18	0.21	0.19	0.22	0.19	0.05
P.C.	0.97	1.86	2.36	1.13	1.82	1.50	2.95	2.06	1.88	2.78	1.97	2.40	1.33	1.07	2.42	3.92

2180. Presso P. Serpeddì (F° 226 - Mandas).

1770. 4 Km a SW di S. Vito (F° 226 - Mandas).

2192. 4,5 Km a NW di S. Niccolò Gerrei (F° 226 - Mandas).

1771. Strada S. Vito-Villasalto, 7 Km da S. Vito (F° 227 - Muravera).

2195. 5 Km ad E di Villasalto (F° 226 - Mandas).

2200. Rio Braccioni, 7 Km a N-NE di Villaputzu (F° 227 - Muravera).

2202. Rio Bacu Locci, 2 Km a W del Castello di Quirra (F° 227 - Muravera).

1645. 2 Km ad W-SW di Ballao (F° 226 - Mandas).

Ca1-Ca2 Porfiroidi del Gerrei da Cavinato (1935).

1674. Strada Nurallao-Laeoni, 4 Km a NW di Nurallao (F° 218 - Isili).

1676. 5 Km a NW di Laeoni (F° 218 - Isili).

GR1. Media di 5 porfiroidi albitico-microclini del Goceano (Ghezzi, Ricci 1970).

GR2. Media di 5 porfiroidi microclini del Goceano (Ghezzi, Ricci 1970).

1702. Presso M. da Giesgia (Nurra) (F° 179 - Porto Torres).

1751. « Porfiroidi » 1,5 Km a E di Torre di Flumentorgiu (Iglesiente) (F° 217 - Oristano).

Tali meta-rielaborati mostrano rispetto alle rocce « madri » stretti rapporti giacitureali, spesso di interdigitazione (fig. 1), e notevoli analogie di caratteri macroscopici, tanto che a volte è molto difficile distinguerli a livello di singolo affioramento.

Le meta-arkose hanno in generale gli « occhi » quarzoso-feldspatici più minuti di quelli dei porfiroidi; rispetto a questi sono anche distinguibili per una tessitura meno massiccia e per il fatto che è spesso possibile osservare all'affioramento sottili intercalazioni di natura originariamente pelitica, rispetto alle quali spesso mostrano passaggi graduali.



Fig. 8. — Meta-arkose (presso M. Rasu nel Goceano).
Nicols incr.; ingr. lin. 30.

La porzione più grossolana è costituita da originari fenoclasti di quarzo e feldspati (prevalentemente microclino) che costituiscono il 30-50% della intera roccia. Il rapporto quantitativo quarzo-feldspati è alquanto variabile da campione a campione, spesso nettamente spostato a favore del quarzo (fig. 8).

Talvolta nelle facies più francamente conglomeratiche, come per esempio nella formazione di Manieddu (Bosellini e Ogniben, 1968; Minzoni, 1972), e nei meta-conglomerati della dorsale Meana Sardo-Laconi, è possibile rinvenire frammenti litici originariamente di natura sia vulcanica (lave), sia sedimentaria (calcarei, peliti, quarziti).

Caratteri del magmatismo acido.

I derivati metamorfici del magmatismo acido pre-ercinico sono rappresentati dagli ortogneiss granodioritici e dai porfiroidi.

Gli ortogneiss granodioritici a causa della notevole ricristallizzazione metamorfica non conservano nessun carattere della magmatite originaria. Comunque la loro omogeneità composizionale, l'assenza di intercalazioni di origine sicuramente sedimentaria e la presenza di inclusi melanoerati costituiscono, a nostro avviso, indizi di una loro

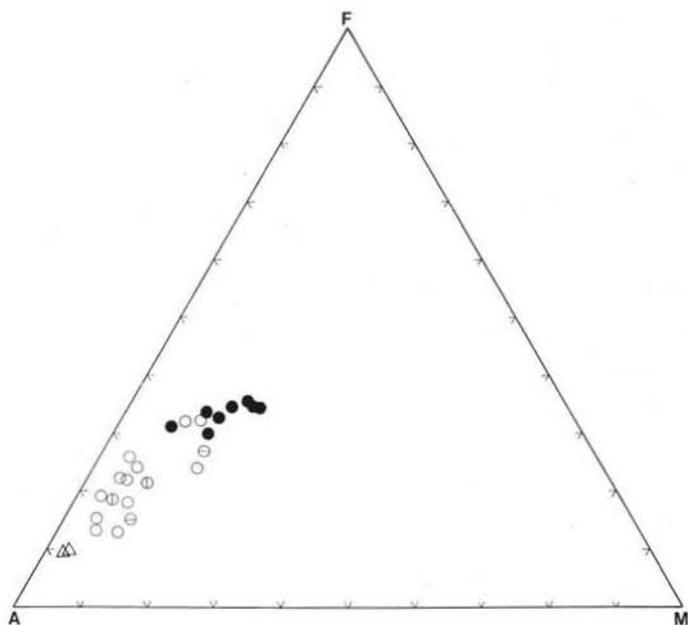


Fig. 9. — Diagramma A ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), F (Fe tot. come FeO), M (MgO).
 ● ortogneiss granodioritici; ○ porfiroidi; ⊕ medie porfiroidi del Goeano (Ghezzi e Ricci, 1970); ⊗ porfiroidi del Gerrei (Cavinato, 1935); △ meta-apliti.

origine intrusiva. Tali indizi acquistano significato quando si confrontino gli ortogneiss con i porfiroidi al di là, ovviamente, del diverso grado di metamorfismo. I porfiroidi infatti, oltre a conservare ancora spiccate evidenze di una originaria struttura porfirica, sono caratterizzati dalla presenza di intercalazioni in origine sedimentarie, che

testimoniano la natura effusiva di queste rocce. Se si tiene conto inoltre dei caratteri giaciturali si deve ipotizzare che queste rocce erano in prevalenza ignimbriti, anche se non mancano evidenze, per esempio nel Sarrabus, dell'esistenza di originari termini lavici.

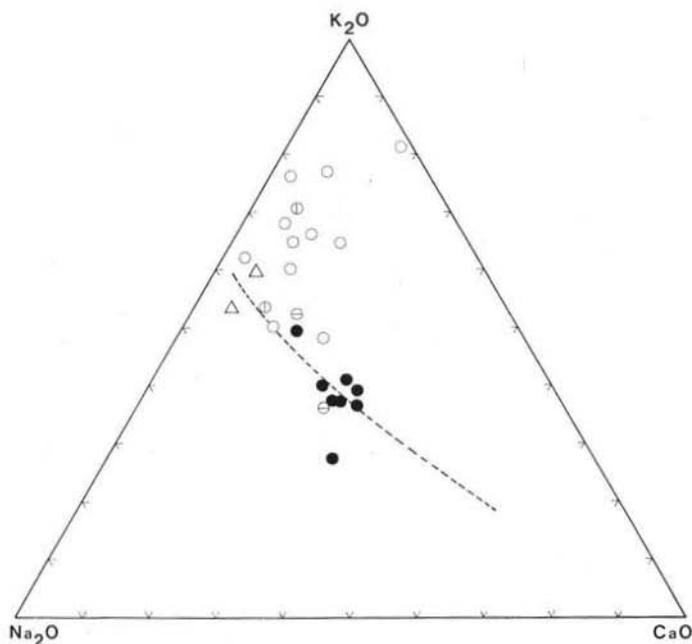


Fig. 10. — Diagramma $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$. (Simboli come in fig. 9). La linea a tratto rappresenta il trend calco-alcalino del Cascade Range.

Il magmatismo acido dovrebbe essere tutto sostanzialmente coevo sia nei prodotti originariamente intrusivi (ortogneiss granodioritici ~ 440 M.A.) sia in quelli effusivi (Ordoviciano superiore-Gotlandiano inferiore). Anche i caratteri chimici di queste rocce sembrano indicare una stretta affinità di ambientazione genetica di questi prodotti. In particolare dai diagrammi AFM e $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ di figure 9 e 10 si può notare come la maggior parte dei punti rappresentativi si dispongono secondo dei tipici trends calco-alcalini.

Dal diagramma $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ è altresì possibile rilevare come alcuni campioni di porfiroidi tendano a separarsi da questo trend e

siano caratterizzati da più alti valori del rapporto K_2O/Na_2O , probabilmente in conseguenza di processi secondari che dovrebbero aver interessato le originarie vulcaniti in tempi appena successivi alla loro messa in posto ⁽³⁾.

Dal diagramma $(Na_2O + K_2O \text{ mol.})/(Al_2O_3 \text{ mol.})$ di figura 11 si deduce inoltre che, sebbene alcune rocce raggiungano tenori in alcali abbastanza elevati (circa 10%) esse mostrano sempre un rilevante eccesso di allumina, essendo i rapporti alcali/allumina sempre nettamente inferiori a 1.

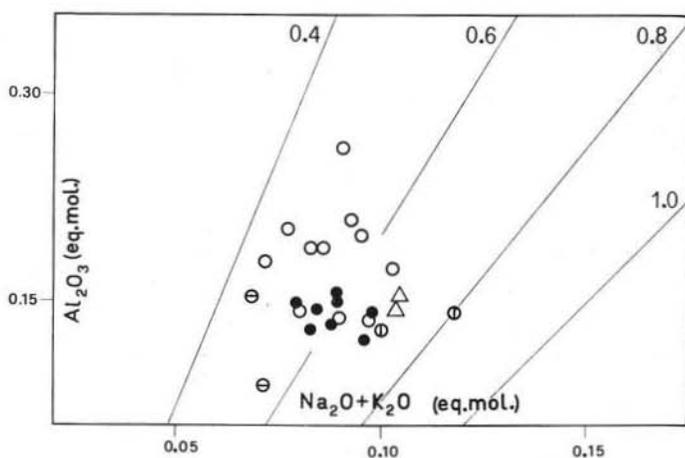


Fig. 11. — Diagramma $Na_2O + K_2O \text{ eq. mol.}/Al_2O_3 \text{ eq. mol.}$ (Simboli come in fig. 9).

Il magmatismo basico attraverso i derivati metamorfici.

Le metamorfiti basiche affiorano in Sardegna in modo discontinuo e frammentario in una stretta fascia ad andamento NW-SE che va dalla Nurra a Salto di Quirra (Tav. 1).

Anfiboliti sono presenti anche nella regione Baronia-Gallura (Torpè-Golfo Aranci).

⁽³⁾ Un tale fenomeno è già stato osservato in molti complessi vulcanici (Piat-taforma porfirica atesina, Wairakey, ecc.) ed è stato interpretato come un processo autometasomatico e più genericamente deuterico.

Molti degli affioramenti erano noti già da tempo (Cavinato, 1956a), altri sono di più recente segnalazione (Bosellini e Ogniben, 1968; Ricci e Sabatini, 1973a), altri invece sono probabilmente da cancellare dato che sulla base di nostre accurate ricerche o non sono stati ritrovati nelle zone corrispondenti alle aree di affioramento indicate in letteratura (Baccos in Zuffardi, 1967; Charrier, 1957), o non sono da considerare come il prodotto metamorfico di originarie rocce magmatiche basiche (talcoscisti di Orani, Charrier, 1957).

Nella prima parte di questo paragrafo si riferisce su quelle metamorfiti che per caratteri giacitureali, mineralogico-tessitureali e/o geochimici possono essere considerate come prodotto metamorfico di originarie rocce magmatiche basiche. Nella seconda parte si riferisce su quelle rocce basiche metamorfiche per le quali è possibile riconoscere una derivazione da rielaborati delle suddette rocce magmatiche e con le quali sono spesso intimamente associate.

Metabasiti.

Gli orto-derivati affiorano in forma di lenti di potenza ed estensione piuttosto variabili (le potenze massime sono dell'ordine di 50 metri, le estensioni di qualche Km).

Hanno di regola una tessitura massiccia, più raramente scistosa e colore prevalentemente sui toni del verde. La cristallinità varia alquanto, in funzione del grado metamorfico e così le paragenesi.

Nelle aree a più basso grado metamorfico risultano conservati molti caratteri della roccia magmatica originaria (relitti di fenocristalli di plagioclasio e di ossidi metallici); nelle altre aree il metamorfismo ha più o meno modificato tali caratteri originari, sino a cancellarli del tutto nella Gallura.

Le metabasiti della Barbagia e della Nurra sono costituite da relitti di fenocristalli di plagioclasio, di composizione albitica, e di ossidi metallici (prevalentemente ilmenite) immersi in una matrice cloritica contenente variabili quantità di epidoti ferriferi.

Nelle facies metagabbroidi della Nurra sono altresì presenti relitti di orneblende e di plagioclasio calcici.

Nel Goceano le paragenesi sono alquanto diverse in funzione anche della entità del metamorfismo di contatto che ha interessato queste aree (Ricci e Sabatini, 1973b). E' da ricordare che nelle zone che si presume siano state interessate solo dal metamorfismo regionale, sono stabili orneblenda verde ed un plagioclasio oligoclasico.

Le anfiboliti della regione Baronic-Gallura (Torpè, Golfo Aranci) sono caratterizzate da una maggiore cristallinità e spesso da una netta listatura conseguente alla concentrazione in letti a composizione differente di plagioclasio e di anfibolo. L'anfibolo è un'orneblenda verde e può talvolta raggiungere notevoli dimensioni (5-6 cm) (Golfo Aranci); il plagioclasio è un termine andesinico-labradoritico. Nell'anfibolite di Torpè è presente, talvolta in notevole quantità, un granato rosso di tipo almandino.

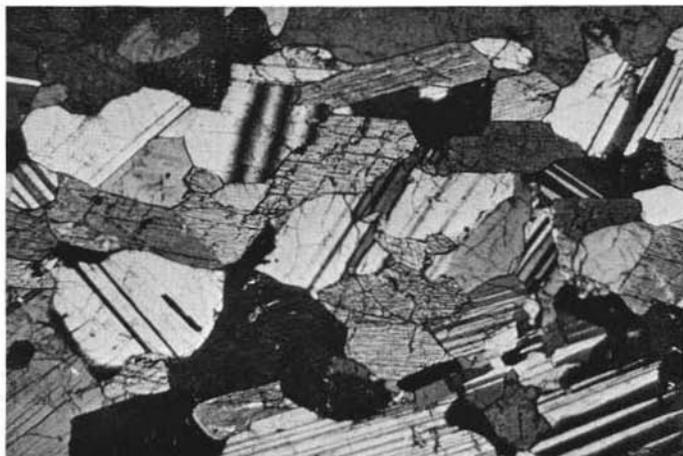


Fig. 12. — Anfibolite plagioclasico-anfibolica (Golfo Aranci).
Nicols incr.; ingr. lin. 30.

La composizione chimica di queste metabasiti è alquanto variabile come risulta anche dall'osservazione della Tabella 4. Si può notare che, mentre alcune metabasiti (Torpè, Golfo Aranci, Goceano, gabbro della Nurra (S1713) mostrano chimismo di tipo genericamente basaltico modificato da più o meno marcati scambi Na-Ca, altre (Nurra e Villanova Tulo) si caratterizzano per i bassi tenori di CaO e relativamente bassi di Na₂O.

Per quanto concerne l'età, queste manifestazioni magmatiche basiche, vengono qui ipoteticamente considerate tutte coeve e riferite ad un generico Gotlandiano ⁽⁴⁾ per i rapporti di stretta associazione stra-

⁽⁴⁾ Nell'Iglesiente, secondo Maccioni (1967), sarebbero presenti livelli di pietre verdi, con carattere spilítico, intercalati nella serie cambriana.

tigrafica che talvolta hanno, nella fascia Nurra-Salto di Quirra, con le serie degli « scisti a graptoliti » e « calcari a ortoceras » (Bosellini e Ogniben, 1968; Ricci e Sabatini, 1973a).

A questo proposito, è importante sottolineare che le metabasiti in questione occupano in generale una posizione spaziale superiore rispetto ai porfiroidi (fig. 1) che, come si è visto, dovrebbero essere riferiti al limite Ordoviciano-Gotlandiano.

Meta-tufiti e meta-grawacche.

Queste rocce affiorano quasi sempre in stretta associazione geografica e stratigrafica con le meta-basiti precedentemente trattate e da queste sono spesso difficilmente distinguibili a livello di singolo affioramento.

TABELLA 4. — *Metabasiti e anfiboliti.*

	S1670	S1711	S1713	S1703	S879	S1236	RS1	RS2
SiO ₂	42.28	43.76	44.14	45.32	44.95	45.05	45.53	48.56
TiO ₂	3.94	2.50	1.16	2.96	1.41	0.59	3.30	2.26
Al ₂ O ₃	13.70	17.69	15.27	15.95	17.48	20.46	14.51	15.80
Fe ₂ O ₃	19.82	16.90	10.68	19.23	13.13	10.05	16.09	13.06
MnO	0.36	0.11	0.16	0.24	0.21	0.12	0.29	0.22
MgO	7.07	6.42	7.73	6.75	6.10	4.51	5.98	5.44
CaO	4.36	3.38	10.43	0.64	12.52	16.82	7.50	8.66
Na ₂ O	3.20	4.22	3.68	2.60	2.80	1.27	4.17	4.28
K ₂ O	0.82	0.02	0.05	0.02	0.25	0.12	0.26	0.31
P ₂ O ₅	0.71	0.79	0.29	0.67	0.28	0.12	1.01	0.90
P.C.	3.73	4.21	6.42	5.61	0.87	0.89	0.76	0.50

1670. 2 Km a SE di Villanova Tulo (F° 218 - Isili).

1711. 4 Km a N di Palmadula (Nurra) (F° 179 - Porto Torres).

1713. 4 Km a N di Palmadula (Nurra) (F° 179 - Porto Torres).

1703. Presso Canaglia (Nurra) (F° 179 - Porto Torres).

879. 3,5 Km a S SW di Torpé (F° 195 - Orosei).

1236. 6 Km a SW di Golfo Aranci (F° 182 - Olbia).

RS1. Media di 5 anfiboliti con ossidi metallici diffusi, Goceano (F° 194 - Ozieri) (Ricci e Sabatini 1973).

RS2. Media di 8 anfiboliti con ossidi metallici in relitti di fenocristalli, Goceano (F° 194 - Ozieri) (Ricci e Sabatini 1973).

Le meta-tufiti e le meta-grauvacche, presentano spesso una netta suddivisione in «straterelli» di qualche centimetro di spessore.

Sono caratterizzate dalla presenza di una matrice sottilmente scistosa di colore variabile sui toni del grigio-verde, nella quale talvolta si trovano immersi degli «occhietti» (1-3 mm) di plagioclasio.

Al microscopio è quasi sempre possibile verificare la natura originariamente clastica dei cristalli di plagioclasio di composizione albitica.

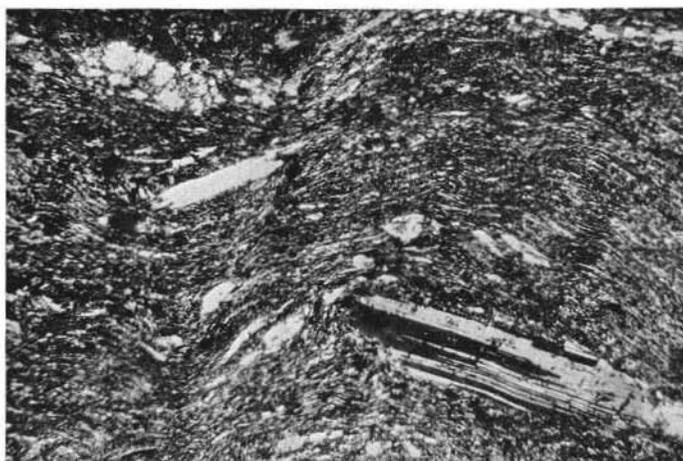


Fig. 13. — Meta-grauvaeca (presso M. Rasu nel Goceano).
Nicols incr.; ingr. lin. 30.

La matrice, generalmente molto fine, è costituita spesso da una associazione di lepidoblasti cloritico-sericitici con granoblasti di albite e talvolta di quarzo (fig. 13). Nella zona a più alto grado metamorfico sono presenti anche anfiboli monoclini (essenzialmente actinolite), biotite e muscovite (Ricci e Sabatini, 1973a).

Nella Tabella 5 sono riportate alcune analisi chimiche di meta-tufiti e meta-grauvacche della Sardegna da cui emerge un notevole *range* di variazione del chimismo. In ogni caso l'insieme dei caratteri chimici indicano chiaramente come materiali di composizione basaltica abbiano sostanzialmente concorso a determinare il chimismo di queste rocce.

L'età di formazione dei rielaborati in ambiente di superficie delle vulcaniti basiche è da riferire ad un generico Gotlandiano, in consi-

derazione anche dell'età attribuita allo stesso episodio magmatico basico.

TABELLA 5. — *Meta-tufiti e meta-grauvacche.*

	S1324	S1346	S1304	S1667	S976	S1343	S2204	S1310	S1341	RS3
SiO ₂	48.21	52.33	55.91	57.43	58.38	59.21	62.86	64.32	66.47	56.25
TiO ₂	1.38	1.14	1.13	1.04	1.01	0.88	0.62	0.64	0.92	1.09
Al ₂ O ₃	20.14	16.85	13.83	17.12	16.55	15.11	15.16	16.93	14.92	14.14
Fe ₂ O ₃	12.49	12.41	9.66	7.17	7.32	7.48	5.32	5.60	6.04	8.67
MnO	0.12	0.16	0.17	0.14	0.11	0.12	0.08	0.08	0.08	0.16
MgO	4.49	5.19	6.17	2.91	3.65	4.30	2.31	2.49	1.43	6.69
CaO	5.52	3.86	7.35	3.91	6.50	6.20	2.81	1.87	3.24	4.53
Na ₂ O	3.90	4.70	2.76	1.79	3.16	3.85	3.85	4.43	3.65	5.20
K ₂ O	0.63	0.68	1.99	2.27	2.19	1.99	3.54	1.90	1.89	1.70
P ₂ O ₅	0.34	0.27	0.15	0.13	0.31	0.26	0.19	0.19	0.33	0.17
P.C.	2.78	2.42	0.78	6.04	0.82	0.60	3.26	1.95	1.03	1.30

1324. Presso P. Masiennera, 2 Km NW di Bultei (F° 194 - Ozieri).

1346. Presso P. Masiennera, 2 Km NW di Bultei (F° 194 - Ozieri).

1304. Presso Su Pizzu Sa Pedra, 1,5 Km a NW di Bultei (F° 194 - Ozieri).

1667. 4 Km a S di Tertenia (F° 227 - Muravera).

1372. 106 strada Bultei-Nughedu, 1 Km NW Bultei (F° 194 - Ozieri).

1343. Presso P. Masiennera, 2 Km NW di Bultei (F° 194 - Ozieri).

2204. 3 Km a W di Esterzili (F° 218 - Isili).

1310. Presso Su Pizzu Sa Pedra, 1,5 Km a NW di Bultei (F° 194 - Ozieri).

1341. Presso P. Masiennera, 2 Km NW di Bultei (F° 194 - Ozieri).

RS3. Media di 4 anfiboliti ad actinolite del Goecono (F° 194 - Ozieri) (Ricci e Sabatini 1973).

Caratteri del magmatismo basico.

Come si è visto, molte delle metabasiti hanno chimismo di tipo genericamente basaltico, che appare al massimo modificato da più o meno marcati scambi Na-Ca. Anche il diagramma Na₂O-K₂O-CaO di figura 14 evidenzia un tipico trend spilitico per la maggior parte di queste rocce.

Alcune delle rocce analizzate (Nurra-Villanova Tulo) si caratterizzano ulteriormente per i bassi tenori di CaO senza un adeguato corrispondente arricchimento in Na₂O, tanto che riteniamo assai improbabile che rappresentino dei puri e semplici termini spilitici.

Per queste rocce è necessario ammettere più profonde modificazioni del chimismo originario, in particolare della matrice, presumibilmente in origine vetrosa, durante e successivamente (metamorfismo?) alla loro messa in posto in ambiente presumibilmente subaqueo. Ciò è suggerito dalla somiglianza della composizione chimica

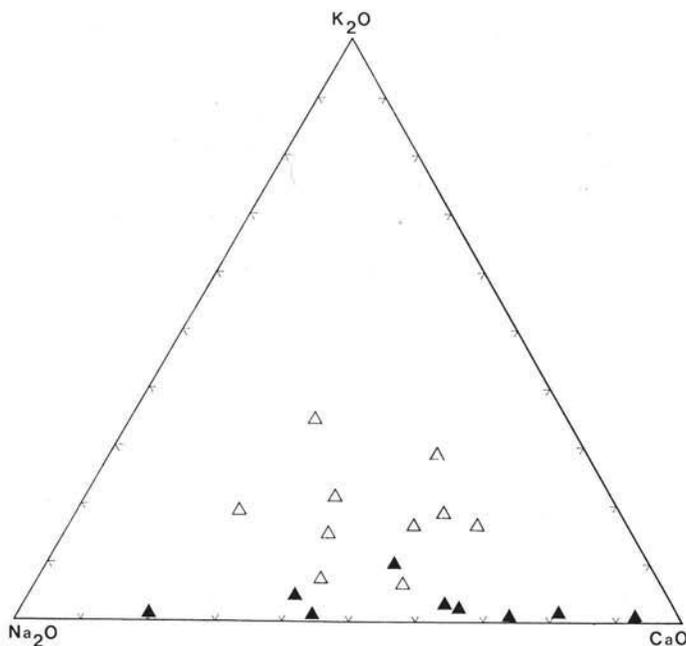


Fig. 14. — Diagramma $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$.
▲ metabasiti; △ meta-tuffiti e meta-grauvacche.

della compagine fondamentale di queste meta-basiti con quella di particolari materiali vulcanici associati alle ofioliti alpine ed appenniniche (per esempio matrici di involucri di pillow) (Vuagnat, 1949; Peilizzer, 1961; Barberi e Innocenti, 1966; Ricci, 1968), interpretati come ialoclastiti.

Le meta-tuffiti e le meta-grauvacche presentano alcuni caratteri chimici e petrografici che testimoniano chiaramente la loro diretta correlazione genetica con rocce magmatiche basiche di tipo basaltico.

Nel diagramma AFM di fig. 15 i punti rappresentativi dei campioni di meta-tuffiti e meta-grauvacche si dispongono in modo da si-

mulare un trend calco-alcantino. Va rilevato a questo proposito che il campo individuato da questi tipi di rocce limitatamente al settore del Goceano (area delimitata da punti in fig. 15) è molto più vasto (Ricci e Sabatini, 1974 in preparazione).

Notevole dispersione ed irregolarità di distribuzione mostrano le stesse analisi nel diagramma $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ di fig. 14.

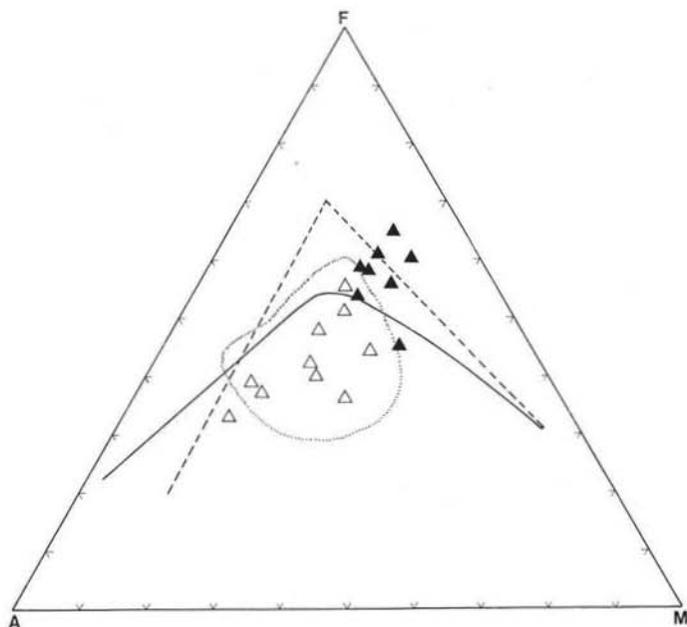


Fig. 15. — Diagramma $\text{A}(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, $\text{F}(\text{Fe tot. come FeO})$, $\text{M}(\text{MgO})$. (Simboli come in fig. 14).

----- trend toleítico delle Haway

———— trend alcalino delle Haway

..... campo individuato dalle meta-tufiti e meta-grauvacche del Goceano.

Questi caratteri chimici e gli elevati tenori di Cr, Ni, V e MgO (Ricci e Sabatini, 1973a e 1974 in preparazione) uniti ai caratteri fisiografici possono essere spiegati ammettendo che queste rocce si siano originate per metamorfismo di sedimenti tipo grauvacche e/o di tufiti, a loro volta derivati dalla rielaborazione di rocce basaltiche. Detti caratteri, d'altra parte, escludono che le rocce in questione si siano

originata per differenziazione da un magma basaltico od ancora che costituissero termini di una serie basaltico-andesitica (tipo arco insulare).

Considerazioni sul magmatismo pre-ercinico.

Come abbiamo visto in precedenza due sono gli episodi salienti dell'attività magmatica pre-ercinica: il magmatismo acido (ortogneiss granodioritici e porfiroidi) e il magmatismo basico (metabasalti, metagabbri, anfiboliti). Questi due episodi si sono verificati in un periodo di tempo che va dall'Ordoviciano superiore ad un piano imprecisato del Gotlandiano. Ma, pur essendosi verificati in un arco di tempo non eccessivamente ampio, questi episodi magmatici, a nostro avviso, oltre a non aver tra loro nessun legame genetico, dovrebbero indicare due ambientazioni geologiche completamente differenti.

Per quanto concerne i prodotti magmatici acidi, tenendo conto sia della loro natura, né alcalina, né ipersolvus, bensì calco-alcalina, come del valore della composizione isotopica iniziale dello stronzio (0.708), è possibile escludere una loro diretta derivazione dal mantello superiore.

Tutti i dati fisiografici e chimici, oltre che cronologici, tendono viceversa a far considerare questi prodotti, presumibilmente di origine crustale e post-orogenici successivi cioè alla fase sarrabese (corrispondente forse alla fase taconica dell'orogenesi caledoniana). Tale evento caledoniano, come vedremo nel successivo capitolo, non sembra sia stato accompagnato da fenomeni rilevabili di metamorfismo regionale e sarebbe testimoniato in Sardegna, oltre che da questa attività magmatica, anche dalla discordanza angolare presente nel Sarrabus tra le « Arenarie di S. Vito » di presunta età ordoviciana inferiore e media e la sovrastante serie ordoviciana superiore-gotlandiana (Calvino, 1959 e 1962; Cocozza, 1972).

Il magmatismo basico, prevalentemente sottomarino e di natura subcrustale, dovrebbe essersi realizzato in un quadro geologico di tettonica distensiva. Esso si è verificato successivamente alla messa in posto delle vulcaniti acide, probabilmente in connessione con il lento movimento di subsidenza che si è iniziato nel Gotlandiano, ben evidenziato anche dal carattere più pelagico della sedimentazione gotlandiana rispetto a quella cambrico-ordoviciana (Pomesano Cherchi, 1962). Tale attività subcrustale dovrebbe rappresentare il primo episodio magmatico connesso con la sedimentazione post-caledoniana.

E' di rilievo sottolineare che tale episodio magmatico non è stato seguito dalla messa in posto di tipiche associazioni ofiolitiche né sono emerse significative testimonianze di attività magmatica sviluppatasi durante l'arco di tempo che va dal Devoniano al Carbonifero inferiore ad eccezione di alcuni riferimenti dati per l'Iglesiente da Salvadori e Zuffardi (1973) e da Cocozza e Vai (1974). Infatti il primo successivo episodio magmatico è rappresentato dal vasto plutonismo del Carbonifero medio-superiore.

IL METAMORFISMO REGIONALE

Il complesso metamorfico occupa circa il 50% dell'intero cristallino della Sardegna ed è costituito dai derivati metamorfici (orto e para) delle serie paleozoiche cui si è in precedenza accennato.

Il grado di metamorfismo aumenta da SW verso NE e va dal limite inferiore della zona a clorite della facies degli scisti verdi alla facies anfibolitica con passaggi gradualmente e sfumati verso termini migmatitici.

Di seguito vengono presentati i motivi salienti del complesso metamorfico quali risultano dalla letteratura (Ricci, 1972 e bibliografia) e dai risultati delle ricerche recentemente svolte dal nostro gruppo di lavoro.

Distribuzione delle facies metamorfiche.

Il complesso metamorfico della Sardegna, può essere suddiviso, tenendo conto dei criteri proposti dal Gruppo di lavoro per la cartografia delle formazioni metamorfiche (Zwart et Al., 1967), nelle seguenti quattro facies (Ricci, 1972):

- facies degli scisti verdi di pressione indeterminata;
- facies degli scisti verdi di pressione intermedia;
- facies anfibolitica di pressione indeterminata;
- facies anfibolitica di pressione intermedia.

FACIES DI PRESSIONE INDETERMINATA.

Facies degli scisti verdi. Le rocce appartenenti a questa facies costituiscono la gran parte del complesso metamorfico ed affiorano nell'Iglesiente, nel Sarrabus, nella Barbagia, nel Goceano e nella Nurra.

Sulla base della distribuzione dei minerali caratteristici è possibile osservare una graduale variazione del grado di metamorfismo con aumento procedendo da SW verso NE. Nei settori meridionali dell'isola (Iglesiente, Sarrabus) il metamorfismo mostra i suoi gradi più bassi che possono essere inquadrati tra la facies zeolitica e il limite inferiore della zona a clorite della facies degli scisti verdi ⁽⁵⁾ (fig. 16).

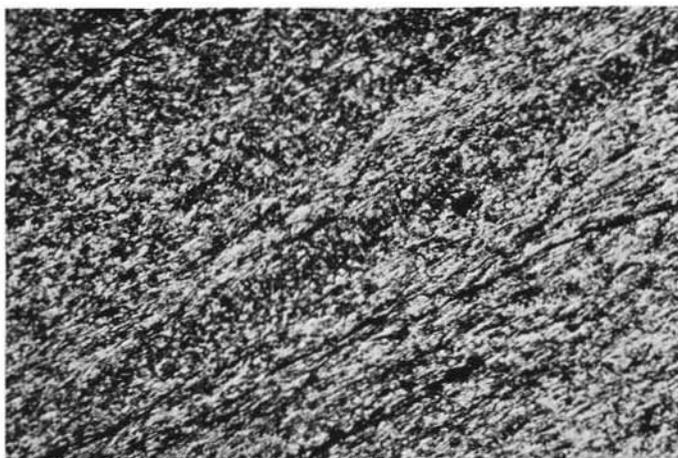


Fig. 16. — Meta-pelite sericitica (Formazione delle « Arenarie di S. Vito ») (presso Villaputzu nel Gerrei).

Nicols incr.; ingr. lin. 30.

Procedendo verso NE l'aumento del grado di metamorfismo è evidenziato dallo sviluppo di scistosità anche nelle rocce più competenti (vulcaniti acide trasformate in porfiroidi) e dalla formazione di vera e propria muscovite in luogo di sericite. Nelle zone più settentrionali comincia a formarsi biotite.

⁽⁵⁾ Nell'Iglesiente e nel Sarrabus esistono anche vaste porzioni dove in particolari strutture geologiche e in orizzonti litologici particolarmente competenti gli effetti della ricristallizzazione metamorfica sono scarsamente rilevabili o addirittura assenti. Essendo comunque presente a scala regionale, un quadro di deformazione e ricristallizzazione di ambiente metamorfico, la presenza di rocce che conservano talora caratteri mineralogici e strutturali sedimentari, non inficia a nostro avviso, la realtà di un metamorfismo pur di basso grado nell'Iglesiente e nel Sarrabus.

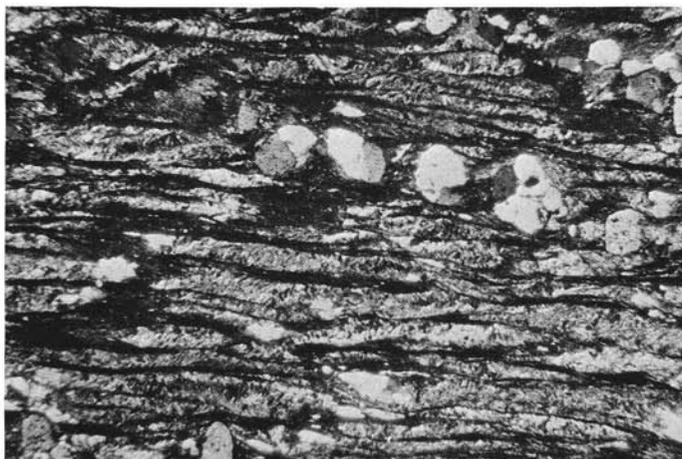


Fig. 17. — Fillade sericitico-cloritica con blastesi albitica (a S di Lula).
Nicols incr.; ingr. lin. 30.

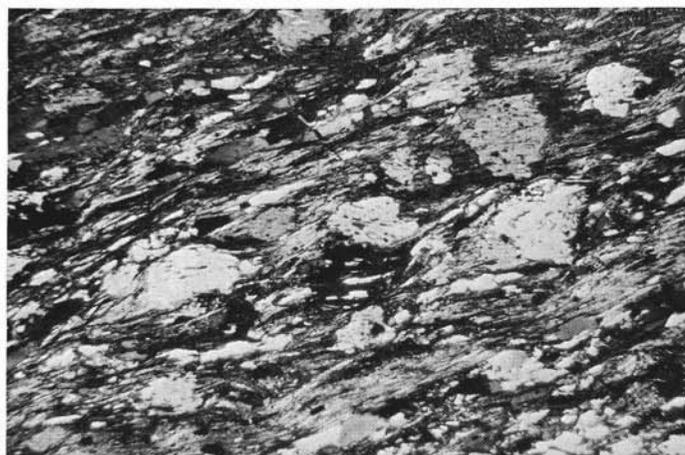


Fig. 18. — Fillade muscovitica a biotite con blastesi albitica (presso Lula).
Nicols incr.; ingr. lin. 30.

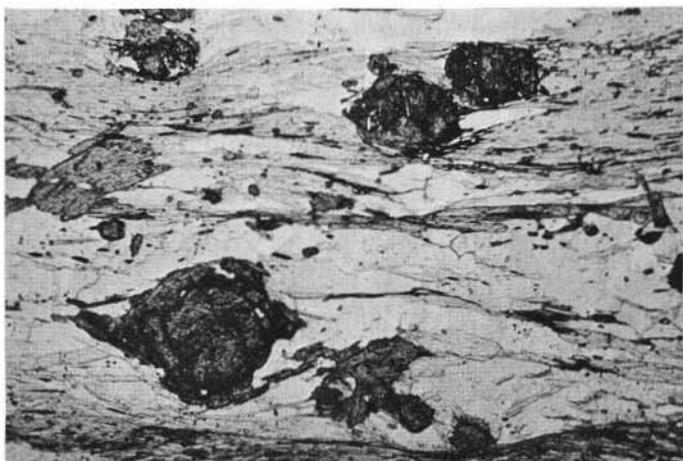


Fig. 19. — Micascisto granatifero (a NE di Lula).
Nicols parall.; ingr. lin. 30.

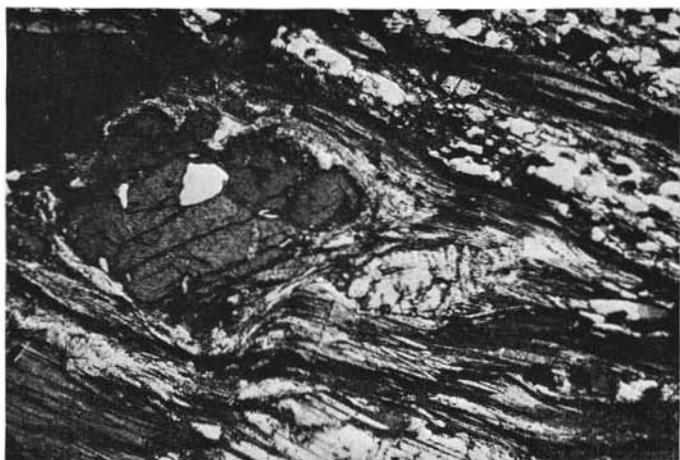


Fig. 20. — Micascisto a cianite e staurolite (a NE di Lodè).
Nicols Incr.; ingr. lin. 30.

Facies anfibolitica. Vengono attribuite a questa facies le rocce metamorfiche costituenti gli affioramenti del promontorio di Stintino (Nurra settentrionale), Isola Asinara e dell'Anglona-Gallura.

Le paragenesi più tipiche sono caratterizzate dalla presenza di granato, oligoclasio, feldspato potassico, staurolite, sillimanite. Non sono mai state rinvenute né cianite né andalusite con distribuzione regionale.



Fig. 21. — Migmatite listata. Le porzioni leucoerate sono costituite essenzialmente da quarzo e plagioclasio (presso Brunella nella Gallura sud-orientale).

Nella Nurra settentrionale il passaggio tra la facies scisti verdi (zona a clorite che costituisce tutta la Nurra meridionale) e la facies anfibolitica (Prom. Stintino) è continuo e graduale e si realizza in poche centinaia di metri di spessore della serie gotlandiana.

FACIES DI PRESSIONE INTERMEDIA.

Facies degli scisti verdi. Affiora nel triangolo Nuoro-Bitti-Orosei, al limite Barbagia-Baronie. Nelle zone più meridionali è stabile la clorite, in quelle più settentrionali la biotite e successivamente il granato (figg. 17, 18, 19).

Nelle filladi della zona di Bitti, D'Amico (1958) ha segnalato la presenza, pur sporadica, di cianite. Anche questa facies procedendo verso Nord, passa gradualmente a quella anfibolitica che, come vedremo, ha un chiaro carattere Barroviano.

Facies anfibolitica. Questa facies è rappresentata dalle metamorfiti, affioranti al bordo orientale del batolite sardo, poco a Nord del parallelo di Bitti.

Il passaggio con la facies scisti verdi (a Sud) è graduale e continuo. Procedendo verso Nord si osserva un graduale aumento del metamorfismo evidenziato, tra l'altro, dalla comparsa di minerali e associazioni caratteristiche quali granato, oligoclasio-andesina, staurolite-cianite, k-feldspato, sillimanite (fig. 20).

Procedendo ulteriormente verso Nord, a partire dal parallelo di Posada, si rileva la presenza di rocce di tipo migmatitico. Si tratta principalmente di migmatiti listate (fig. 21) con minori quantità di tipi diadisitici ed epibolitici.

Caratteri barici del metamorfismo regionale.

Per la definizione dei caratteri barici del metamorfismo regionale abbiamo utilizzato oltre ai criteri suggeriti da Zwart et Al. (1967) i valori del parametro b_0 delle miche chiare potassiche. E ciò in quanto i risultati di recenti ricerche sulla correlazione tra valore di b_0 e contenuto fengitico delle miche chiare (Cipriani et Al., 1968) hanno condotto alla formulazione della ipotesi (Sassi, 1972), successivamente verificata (Sassi e Scolari, 1974) che il regime barico di un evento metamorfico anche in meta-peliti di basso grado (facies scisti verdi), può essere appunto valutato a partire dal valore di b_0 della mica chiara potassica. E' stata pertanto effettuata una serie (circa 100 campioni) di misure diffrattometriche di tale parametro sulle miche delle filladi della Sardegna. Le misure sono state eseguite su campioni il più possibile isochimici ed isogradi (zona a clorite della facies scisti verdi).

Sono stati analizzati campioni di filladi sia in facies di scisti verdi di pressione non determinata (Sarrabus, Gerrei, Barbagia, Monti del Gennargentu, Goceano, Nurra), sia in facies scisti verdi di pressione intermedia (triangolo Nuoro-Bitti-Orosei).

I risultati ottenuti possono essere così sintetizzati:

1) Nell'ambito di ciascuna area di provenienza dei vari campioni si rileva una notevole coerenza statistica tra i valori ottenuti (a questa regola fa eccezione la Nurra dove è rilevabile una maggiore dispersione dei valori ed una tendenziale distribuzione bimodale).

2) I valori medi ottenuti per le varie aree sembrano aggirarsi attorno a due valori preferenziali: 9,00-9,01 Å (Sarrabus, Gerrei, Barbagia, Nurra meridionale); 9,025 Å (triangolo Nuoro-Bitti-Orosei, Nurra settentrionale). Per il Goceano su un numero limitato di campioni e con una forte varianza, si è ottenuta una media di 9,015 Å.

Questi dati rappresentano un contributo preliminare alla definizione delle caratteristiche composizionali delle miche chiare delle filladi. Ulteriori studi, anche di maggior dettaglio (quali la precisa definizione delle paragenesi filladiche) sono necessari per poter definire con esattezza le caratteristiche dell'evento metamorfico alla luce dei valori del b_0 delle miche chiare.

Ciò nonostante, pur dovendo fare riferimento a risultati acquisiti su un numero di campioni non sufficientemente elevato, riteniamo che essi possano fornire alcune importanti indicazioni che non possiamo esimerci dal sottolineare e commentare.

In particolare, se si confrontano i valori del b_0 delle miche della Sardegna con quelli riportati come tipici (Sassi e Scolari, 1974) di alcune ben note aree metamorfiche originatesi in regimi di P e T tra loro differenti possiamo notare quanto segue:

a) i valori ottenuti per i settori a SW della linea Stintino-Dorgali (Nurra meridionale, Barbagia, Sarrabus, Gerrei) (9,00-9,01 Å) indicano un basso contenuto fengitico e sono compresi tra quelli caratteristici del metamorfismo ercinico nelle Alpi orientali (8,995 Å) (metamorfismo di bassa pressione) e quelli del New Hampshire (9,010 Å) (metamorfismo di pressione medio-bassa);

b) i valori ottenuti per i settori a NE di detta linea (Nurra settentrionale, Lula-Bitti-Nuoro) (\approx 9,025 Å) indicano più alti contenuti fengitici e sono del tutto simili a quelli caratteristici del metamorfismo di tipo Barroviano della Scozia: 9,020-9,025 Å secondo Sassi e Scolari (1974).

I dati composizionali delle miche chiare, in accordo con alcuni dati petrografici, sembrano quindi confermare l'ipotesi (Ricci, 1972) della natura polibarica del metamorfismo della Sardegna.

Le regioni a NE (Nuoro-Bitti-Orosei, Nurra settentrionale) dovrebbero avere subito un metamorfismo in regime di pressione intermedia (tipo Barroviano); a SW dell'allineamento Stintino-Dorgali (Nurra meridionale, Goceano, Barbagia, Sarrabus, Gerrei) il metamorfismo dovrebbe avere avuto invece un carattere di più bassa pressione.

E' importante sottolineare che nella Nurra non è stata rilevata nessuna discontinuità tra le due zone che, sulla base del parametro b_0 della mica chiara, dovrebbero denunciare due diversi regimi di P e T.

Età del metamorfismo.

I dati geocronologici disponibili per il complesso metamorfico sono ancora parziali e si riferiscono ai settori nord-orientali dell'isola interessati, come si è visto, da un metamorfismo crescente di tipo Barroviano.

Sono state utilizzate le metodologie Rb/Sr e K/Ar, su roccia totale e su minerali separati.

Sono stati analizzati campioni provenienti dall'affioramento dell'ortogneiss granodioritico di Siniscola-Mamone, e dai livelli anfibolitici di Torpè e di Golfo Aranci.

TABELLA 6.

Campione	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
pl	53	229	0.67	0.7152
163 kf	184	315	1.69	0.7194
b	536	2.8	548.69	3.0942
pl	12	57	0.61	0.7223
296 kf	286	211	3.93	0.7388
b	809	10.2	242.30	1.7844

pl = plagioclasio

kf = feldspato potassico

b = biotite

I risultati ottenuti con il metodo Rb/Sr sono riportati in Tabella 6 e nel diagramma di fig. 22. La fig. 22 riproduce la retta isocrona RT, già riportata nella fig. 5; nel diagramma sono inoltre rappresentate le due rette isocrone relative a minerali separati da due

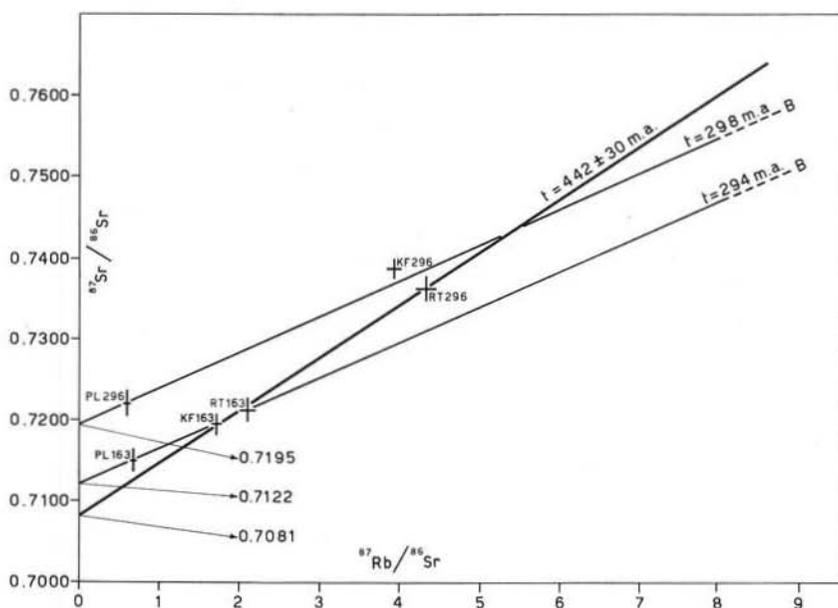


Fig. 22. — Isocrona Rb/Sr costruita con i minerali separati dai campioni n° 163 e 296 di Siniscola-Mamone. (RT = roccia totale; PL = plagioclasio; KF = feldspato potassico; B = biotite).

campioni di ortogneiss granodioritici (296 e 163) già utilizzati per l'isocrona generale. Le due isocrone sono parallele (cioè rappresentano una stessa età di riomogenizzazione) ma intersecano l'asse delle composizioni isotopiche in due punti diversi in quanto rappresentano due diversi sub-sistemi che si sono richiusi dopo la riomogenizzazione partendo da composizioni isotopiche differenti.

Un tale fenomeno è solo possibile se la roccia in questione è sottoposta ad un evento metamorfico di notevole intensità (Lanphere et Al., 1964). L'età quindi di 294-298 M.A. individua il momento della chiusura del sistema rappresentato dai minerali separati.

I punti relativi all'isocrona secondaria di 294 M.A. sono perfettamente allineati, mentre quelli relativi all'isocrona 298 M.A. mostrano un certo scarto dalla retta isocrona stessa. Questo avviene quando per particolari condizioni in un certo punto della massa della roccia non si raggiungono completamente le condizioni ideali per una completa riomogenizzazione o perché il sub-sistema non si è comportato perfettamente in accordo, entro gli errori sperimentali, con gli altri dati.

TABELLA 7. — *Risultati K/Ar anfiboli.*

Campione	K%	ml ^{40}Ar rad STP	^{40}Ar rad%	Età M.A.
		g. K		
<i>Golfo Aranci.</i>				
273	0.12	$1.22 \cdot 10^{-3}$	54	283
275	0.19	$1.30 \cdot 10^{-3}$	57	302
278	0.16	$1.31 \cdot 10^{-3}$	57	302
279	0.30	$1.21 \cdot 10^{-3}$	71	281
1236	0.15	$1.09 \cdot 10^{-3}$	30	288
<i>Torpè.</i>				
280	0.43	$1.23 \cdot 10^{-3}$	87	286
281	0.11	$1.21 \cdot 10^{-3}$	27	282
282	0.21	$1.23 \cdot 10^{-3}$	68	286
283	0.50	$1.29 \cdot 10^{-3}$	66	300
867	0.27	$1.22 \cdot 10^{-3}$	69	320

Nella Tabella 7 sono riportati i dati analitici relativi alla determinazione di età con il metodo K/Ar di 10 orneblende verdi separate dalle anfiboliti di Torpè e di Golfo Aranci. I valori ottenuti, con una sola eccezione (camp. 869: età ~ 320 M.A.) sono compresi tra 280 e 300 M.A. con un valore medio di 293 M.A. Ciò è in ottimo accordo con i dati ottenuti con il metodo del Rb/Sr.

Si deve far notare che lo scarto relativamente alto tra valori minimi e massimi ottenuti appare più che giustificato quando si consideri sia la difficoltà di ottenere campioni perfettamente omogenei e privi di impurezze sia che il K, sempre nettamente inferiore all'1%,

viene determinato su una aliquota diversa da quella usata per il dosaggio dell'Ar, sia infine che le determinazioni dell'Ar⁴⁰ radiogenico sono dell'ordine di 10⁻⁶ cc.

I dati K/Ar sugli anfiboli sono da considerare significativi nella loro indicazione di età in quanto sono stati ottenuti su più campioni di uno stesso orizzonte anfibolitico, in modo da evidenziare eventuali risultati anomali.

In definitiva i dati finora raccolti indicano che i minerali separati dall'ortogneiss granodioritico (la cui età di messa in posto è di circa 440 M.A.) sono stati riequilibrati intorno a 290-300 M.A. e che l'età di formazione dell'anfibolo delle anfiboliti di Torpè e Golfo Aranci è anch'essa mediamente di circa 290-300 M.A.

Tali valori rappresentano l'età di raffreddamento dei vari minerali e quindi l'età delle ultime fasi metamorfiche che vanno perciò riferite all'orogenesi ercinica e più in particolare alla fase asturica.

Questi dati radiometrici e quelli relativi all'età di messa in posto dell'originaria intrusione rappresentata dall'ortogneiss granodioritico sembrano quindi escludere che l'impronta metamorfica principale di questo settore dell'isola sia da attribuire ad una fase pre-ercinica, come ipotizzato da Ricci (1972).

Negli altri settori dell'Isola l'età dell'evento metamorfico regionale deve essere anche in questo caso ercinica, in quanto, mentre sono interessate dal metamorfismo le serie sedimentarie del Devoniano-Carbonifero inferiore (?), non sono state metamorfosate quelle vulcaniche e sedimentarie del Permiano.

Le ricerche radiometriche future potranno meglio precisare l'età di questo evento, età che sulla base delle relazioni giacitureali, come verrà meglio precisato in seguito, risulta maggiore di quella delle più antiche plutoniti sinora datate (300 M.A. per il settore Ogliastra-Gallura).

Considerazioni sul metamorfismo regionale.

Da quanto precedentemente riportato risulta in modo evidente che il metamorfismo regionale della Sardegna presenta caratteristiche del tutto particolari, specialmente se confrontato con quanto rilevato in altre aree erciniche europee. Considerando inizialmente il problema dell'età dell'evento metamorfico, abbiamo visto come i dati radiometrici, attualmente disponibili, indichino che l'impronta metamorfica prin-

cipale dei settori nord-orientali dell'isola sia da riferire all'orogenesi ercinica (290-300 M.A.). Negli altri settori dell'isola il riferimento all'orogenesi ercinica dell'evento metamorfico viene fatto in considerazione dell'età delle ultime assise metamorfosate (Devoniano-Carbonifero inferiore?) e delle prime non metamorfosate (Permiano inferiore).

Come si è detto in precedenza non è attualmente rilevabile nessuna sicura traccia di metamorfiti legate alle fasi « caledoniane ». Tali eventi « caledoniani » sarebbero testimoniati solo dalle deformazioni tettoniche e dai derivati metamorfici del magmatismo acido pre-ercinico.

Per quanto concerne le condizioni della ricristallizzazione metamorfica è invece possibile rilevare che queste dovevano essere sensibilmente diverse, rispetto all'allineamento Stintino-Dorgali, nelle aree poste a NE, rispetto a quelle poste a SW.

Nelle aree nord-orientali, la pur sporadica presenza di cianite, la sequenza clorite-biotite-granato nella facies scisti verdi, i valori del b_0 delle miche chiare potassiche delle meta-peliti di basso grado indicano che la ricristallizzazione metamorfica si è realizzata in un regime di pressione intermedia di tipo Barroviano.

In tutte le altre aree che non fanno parte di quella nord-orientale, non è mai stato rinvenuto, con distribuzione regionale, nessuno dei polimorfi dell' Al_2SiO_5 . Però, come già detto, alcuni dati petrografici raccolti nel Goceano (Ricci e Sabatini, 1973b) e i valori del b_0 della mica chiara delle filladi di questi settori suggeriscono che la ricristallizzazione metamorfica di queste aree sarebbe avvenuta sotto un regime di più bassa pressione rispetto a quello dei settori nord-orientali. Da quanto precede risulta quindi che, se da un lato il metamorfismo è da considerare in prima istanza cronologicamente unitario, dall'altro, al di là e al di qua della linea Stintino-Dorgali, diversi dovevano essere i regimi di P e T durante l'evento metamorfico ercinico: a SW di tale allineamento doveva esistere un regime di pressione medio-bassa, a NE un regime di pressione intermedia.

E' da sottolineare inoltre che nella Nurra il passaggio fra la fascia con carattere di più bassa pressione a quella con carattere di pressione intermedia è apparentemente continuo e graduale.

Dato che il metamorfismo regionale mostra in Sardegna un aumento di grado procedendo da SW verso NE, e poiché tale aumento

della temperatura sembra essere accompagnato da una diminuzione del gradiente geotermico, è necessario ammettere che durante l'evento metamorfico ercinico a NE dell'allineamento Stintino-Dorgali si sia verificato un rapido approfondimento della serie paleozoica in una zona con isoterme approfondite e conseguentemente rarefatte.

Attualmente non è possibile precisare se tale approfondimento sia da mettere in relazione con una più intensa subsidenza di questa zona già durante la sedimentazione paleozoica, o con una più intensa attività tettonica di queste aree durante l'orogenesi ercinica, per esempio a causa dell'accumulo di coltri alloctone.

La mancanza di un sufficiente numero di dati sedimentologici, stratigrafici, geocronologici, che permettano di meglio confrontare le serie paleozoiche a SW e NE della linea Stintino-Dorgali, non ci consente per ora di prospettare un modello geodinamico che dia ragione dei diversi regimi di pressione che hanno interessato le serie paleozoiche durante il metamorfismo ercinico.

IL MAGMATISMO ERCINICO

Generalità.

L'attività magmatica ercinica è caratterizzata da due distinte associazioni cui corrispondono una prima fase intrusiva essenzialmente tardo-postorogenica e una seconda fase effusiva postorogenica.

Nello stadio tardo-postorogenico il complesso metamorfico è stato interessato da imponenti manifestazioni di magmatismo intrusivo che hanno portato alla graduale costruzione del batolite sardo-corso la cui area di affioramento in Sardegna è di oltre 6000 Km².

La situazione geologico-strutturale di insieme del basamento cristallino, quale è deducibile in Sardegna all'attuale livello di erosione, è caratterizzata da una molteplicità di aree di affioramento delle plutoniti, intruse in un complesso metamorfico che presenta, come si è visto, un progressivo aumento del grado del metamorfismo regionale procedendo da Sud verso Nord.

Dall'insieme delle nostre ricerche emerge che le plutoniti costituiscono un batolite composito, articolato in numerose masse di variabili dimensioni e composizione, che vengono a contatto con metamorfiti a diverso grado di ricristallizzazione metamorfica.

E' evidente che da una situazione così complessa emergono molteplici problematiche e nei successivi paragrafi verranno via via delineati anche gli elementi sinora acquisiti che possono contribuire alla loro risoluzione.

Per quanto concerne la petrografia, viene estesa a tutto il batolite la suddivisione delle plutoniti, proposta in un precedente lavoro (Ghezzi et Al., 1972) per il settore Ogliastro-Gallura, in tre gruppi comprensivi: il primo delle facies più basiche gabbro-tonalitiche; il secondo delle facies quarzodioritiche e granodioritiche; il terzo delle facies granitiche e di alcune facies granodioritiche che in questo lavoro, accogliendo le proposte IUGS del 1973 riguardanti la nomenclatura dei graniti, chiamiamo rispettivamente monzograniti e granodioriti monzogranitiche.

Dopo la messa in posto delle ultime masse intrusive ebbe inizio un ciclo di effusioni i cui prodotti certamente avevano una estensione areale ben superiore a quella testimoniata dagli affioramenti attuali.

In giacitura discordante direttamente sul basamento o per il tramite di livelli di sedimenti elastici di vario tipo si trovano infatti in Sardegna alcuni affioramenti di vulcaniti di limitata estensione areale. Tali vulcaniti sono stratigraficamente correlabili con le analoghe manifestazioni che in quasi tutto l'arco alpino e in varie altre zone dell'orogene ercinico europeo sono l'espressione più significativa del ben noto vulcanesimo permiano postorogenico.

Gli affioramenti più importanti, estesi su un'area complessiva di qualche centinaio di Km², sono quelli della Gallura (a SE di Trinità d'Agultu), del M. Ferru presso Tertenia, del M. Perdedu nella Barbagia di Seulo e di M. s'Impeddau nell'Iglesiente meridionale.

Il complesso intrusivo.

LE PLUTONITI.

Principali litofacies.

Di tutta l'ampia gamma composizionale che va dai gabbri ai leucograniti, vengono di seguito riferiti alcuni essenziali caratteri petrografici, tenendo conto della già citata distinzione in tre gruppi.

I gruppo. - Le plutoniti di questo gruppo costituiscono numerose masse di estensione limitata in affioramento, generalmente non superiore al Kmq., variamente distribuite nell'ambito del batolite sardo.

Tra i vari affioramenti di queste masse basiche, i principali dei quali sono riportati in Tav. 1, sono da segnalare, nel settore Ogliastra-Gallura, quello di P.ta Falcone, quelli localizzati nella zona Arzachena-Olbia (fig. 24), quello di Bortigiadas e quelli riportati nel F° Ozieri della Carta Geologica d'Italia, nonché quello di Burgos (Ghezze et AL., 1973).

Nel Sarrabus, oltre alle più grandi masse di Burcei e di Porto nel Golfo di Carbonara, è da segnalare tutta la serie di piccoli affioramenti presenti nelle pendici meridionali ed orientali (Costa Rei - Villasimius - Capo Carbonara) del massiccio intrusivo.

Di alcune di queste masse basiche esistono in letteratura notizie petrografiche, come ad esempio per quelle del Sarrabus (Cavinato, 1935), per quelle della zona di Buddusò (Simboli, 1962) e per qualche piccolo affioramento della zona di Orune (D'Amico, 1958).

Le masse basiche in oggetto risultano, dalle nostre ricerche, di norma inglobate nelle grandi intrusioni granitiche e caratterizzate da una forte variabilità dei caratteri tessiturali e composizionali. Talora da un nucleo gabbroide essenzialmente anfibolico si passa nelle zone marginali, con diminuzione di grana, a facies per lo più a carattere tonalitico con abbondante biotite. In altre masse basiche, e generalmente in quelle di minori dimensioni, è assente la facies gabbroide e prevalgono facies dioritico-tonalitiche spesso a grana fine.

Nelle facies gabbroidi sono a luoghi presenti (es. P.ta Falcone e zone circostanti la Costa Rei nel Sarrabus) motivi di tessiture listate (fig. 23). Da un punto di vista composizionale è da rilevare la netta prevalenza, tra i minerali femici, dell'anfibolo (in genere orneblenda); la biotite è infatti presente in quantità molto limitate, mentre raro è il pirosseno, generalmente in plaghe relitte entro l'orneblenda (fig. 26), e rarissima l'olivina. Tra i sialici, oltre a un plagioclasio labradoritico, è quasi sempre presente quarzo interstiziale in piccole quantità.

Nelle facies dioritico-tonalitiche insieme all'anfibolo è presente in notevole quantità la biotite: i frequenti motivi di implicazione tra questi due minerali (fig. 27) denunciano un probabile fenomeno di biotitizzazione dell'anfibolo; tra i sialici, insieme ad un plagioclasio andesinico-labradoritico fortemente zonato, talora con nuclei relitti labradoritico-bitownitici (figg. 28 e 29) e con frequenti strutture tipo « patchy zoning », è sempre presente quarzo con carattere interstiziale o pecilitico, e talora, in piccole quantità, anche feldspato potassico, a variabile stato strutturale.

Quanto ora, sia pur brevemente, esposto sui caratteri petrografici permette di sottolineare che in definitiva nell'ambito del I gruppo si possono distinguere due fondamentali insiemi di litofacies che sul terreno sono spesso tra loro strettamente associate: da un lato, facies gabbroidi le cui paragenesi e strutture fanno ritenere molto probabile per esse una genesi per cristallizzazione da magmi originari di tale composizione; dall'altro lato, facies per lo più a carattere tonalitico i cui motivi mineralogico-strutturali denunciano una chiara situazione di disequilibrio che sembra implicare meccanismi genetici ben più complessi.



Fig. 23. — Gabbro anfibolico a tessitura listata (Punta Falcone).

La massa intrusiva di Burgos, oltre ai suddetti motivi mineralogico-strutturali, presenta altre peculiari caratteristiche e cioè: una certa frequenza di inclusi melanocratici ed una graduale variazione della composizione mineralogica, e parallelamente della grana da media a fine, a partire da franche tonaliti (fig. 25) per arrivare a granodioriti biotitico-anfiboliche in prossimità dei contatti con le metamorfiti.

Qui di seguito vengono riportate a titolo esemplificativo alcune analisi modali indicative della variabilità composizionale (v. Tabella 8 e fig. 30) delle rocce in oggetto, rimandando a pubblicazioni specifiche il compito di illustrarne in dettaglio i caratteri.

II gruppo. - Le plutoniti di questo gruppo, di estensione complessiva ben maggiore rispetto a quelle del gruppo precedente, costituiscono una serie di intrusioni prevalentemente ubicate lungo il bordo Sud-occidentale del batolite nel settore Ogliastro-Gallura (v. Tav. 1).

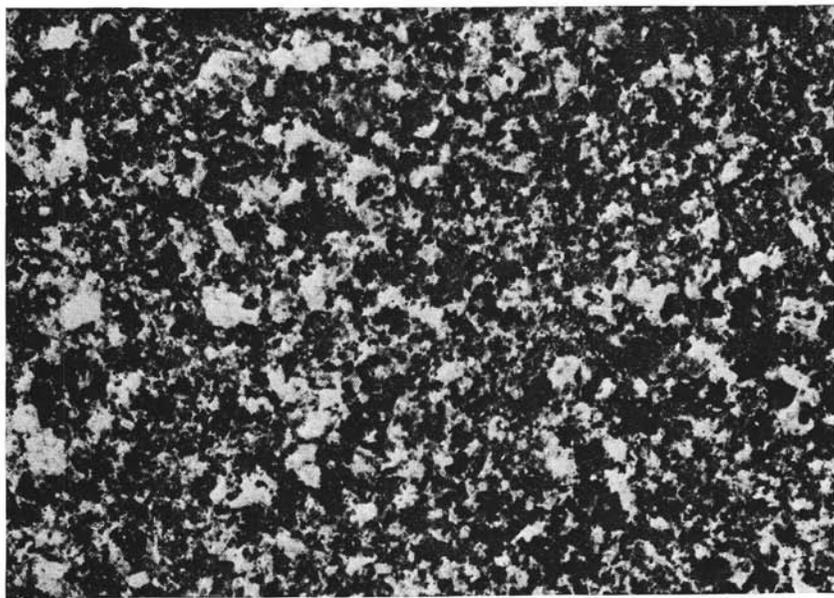


Fig. 24. — Gabbro anfibolico (Stazzo Paddaiu ad W di Olbia).
Grandezza naturale.

Tra le ricerche geopetrografiche di dettaglio condotte su queste masse intrusive sono da segnalare quelle di D'Amico (1962) per la massa quarzodioritica di Bitti-Onani, quella di Negretti (1966) per la massa di Sorgono, limitatamente al settore di Busachi, ed infine quelle di alcuni di noi (Ghezzo et Al., 1973) per le intrusioni del Goceano (zona Orotelli-Bolotana-Bultei).

In tutte le intrusioni costituite da plutoniti del II gruppo i litotipi prevalenti sono rappresentati da quarzodioriti biotitiche e biotitico-anfiboliche e da granodioriti biotitiche e biotitico-anfiboliche.

Il già citato studio di dettaglio condotto nell'area del Goceano ha permesso di evidenziare una situazione per molti aspetti complessa: le diverse litofacies in detta area si articolano in varie masse per lo più omogenee, accostate le une alle altre, spesso con contatti netti di tipo chiaramente intrusivo. Situazioni altrettanto complesse per quanto riguarda molteplicità di litofacies e di intrusioni, talora con variabilità

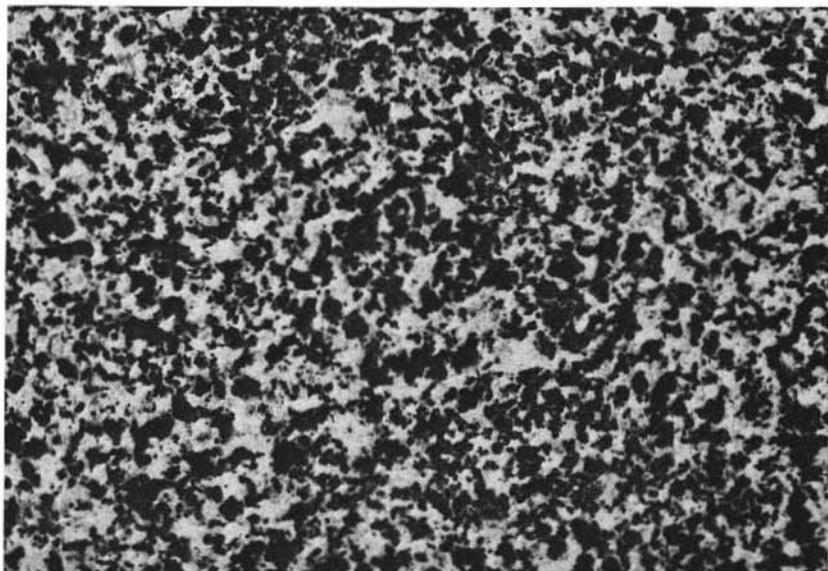


Fig. 25. — Tonalite (Burgos). *Grandezza naturale.*

composizionale nell'ambito di quest'ultime, sembrano essere presenti anche nelle altre masse granodioritico-quarzodioritiche e in particolare in quelle di Sorgono e di Lanusei. Nella Tav. 1 queste sono indicate come granodioriti e quarzodioriti in riferimento ai litotipi prevalenti senza una distinzione di dettaglio che esponga la suddetta molteplicità di intrusioni e di litofacies, come del resto si è fatto per il Goceano.



Fig. 26. — Gabbro (Punta Falcone). Orneblenda con relitti di pirosseno augitico nelle porzioni nucleari e con inclusioni di plagioclasì. *Nicols incr.; ingr. lin. 70.*

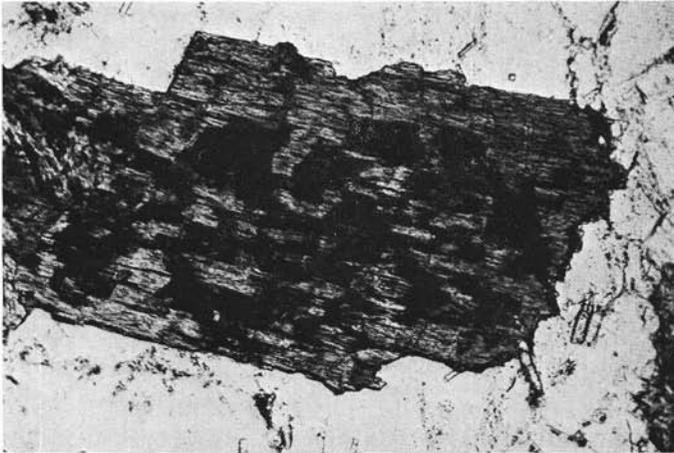


Fig. 27. — Gabbrodiorite (Ozieri). Motivi di implicazione biotite-actinolo. *Nicols parall.; ingr. lin. 70.*

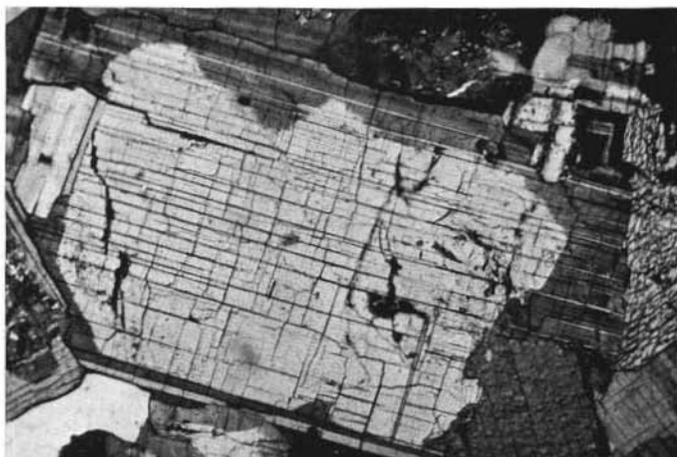


Fig. 28. — Diorite quarzifera (Punta Falcone). Plagioclasio andesinico zonato con nucleo relitto bitownitico.

Nicols incr.; ingr. lin. 70.



Fig. 29. — Tonalite (Osidda). Plagioclasio andesinico zonato con nucleo relitto labradoritico.

Nicols incr.; ingr. lin. 120.

E ciò in quanto la scala adottata non consente una chiara espressione grafica della situazione oggettiva.

Da un punto di vista macroscopico, queste plutoniti si caratterizzano per essere a grana media, equigranulari (fig. 31) o talora inequigranulari per la presenza di grossi cristalli euedrali di anfibolo o di grosse plaghe pecilitiche di K-feldspato a diverso stato strutturale, per la tessitura per lo più massiccia e la frequenza di inclusi melanocrati prevalentemente microgranulari.

TABELLA 8.

	G326	G234	G319	G600	G670
Plagioclasio	51,8	47,0	50,2	47,8	52,0
Quarzo	17,7	17,2	11,2	9,0	6,1
Feldspato potassico	2,5	—	—	—	—
Biotite	17,7	23,5	12,3	4,7	5,7
Anfibolo	9,9	11,6	25,6	34,2	32,1
Accessori	0,4	0,7	0,7	4,3	4,1

Per la localizzazione dei campioni vedasi Tabella 12.

Dalle granodioriti, le quarzodioriti si differenziano essenzialmente, oltre che per la maggior femicità, per la tessitura spesso orientata, nonché per la particolare frequenza di inclusi melanocrati microgranulari (rari sono gli inclusi di derivazione metamorfica), spesso iso-orientati in concordanza con l'orientazione della compagine della roccia includente.

Va precisato che nello schema di Tav. 1 sono inserite nel II gruppo anche facies a tessitura marcatamente orientata, di composizione genericamente granodioritico-quarzodioritica, per i cui caratteri petrografici e per le cui problematiche si rimanda al lavoro di Ghezze et Al., (1972).

Nel diagramma classificativo di fig. 30 sono riportati a titolo esemplificativo i punti rappresentativi delle medie di analisi modali eseguite su numerosi campioni provenienti dalle masse intrusive del Goceano (Ghezze et Al., 1973); da tale diagramma emerge chiaramente

il carattere tendenzialmente quarzodioritico proprio delle facies granodioritiche in oggetto.

III gruppo. - Comprende i litotipi intrusivi di gran lunga più diffusi nel batolite sardo, costituenti grosse intrusioni a composizione variabile da monzogranitico-granodioritica a monzogranitica sino a leucogranitica la cui cartografia di dettaglio, necessariamente a scala maggiore di quella di Tav. 1, verrà riportata in altro lavoro.

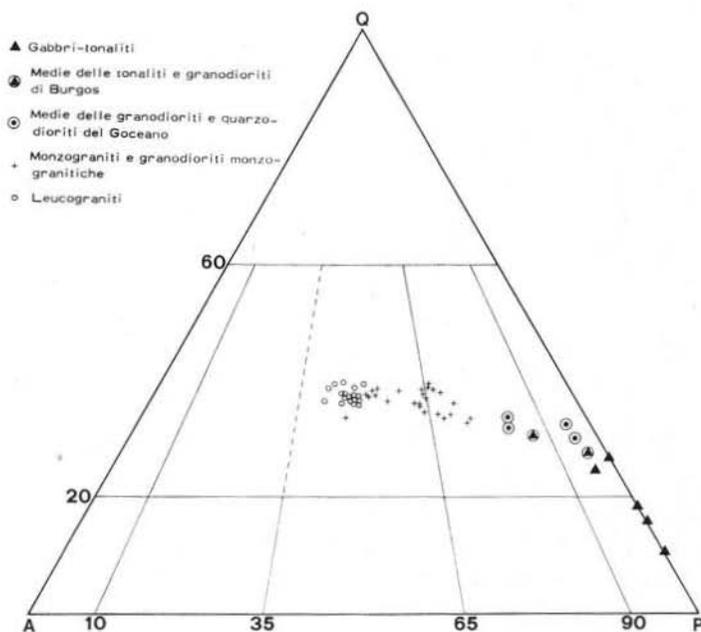


Fig. 30. — Diagramma Q-A-P (Streckeisen, 1967).

Tra gli studi condotti su rocce di questo gruppo, sono da citare in particolare quelli di D'Amico (1958, 1960), di Simboli (1961, 1962), di Pellizzer (1964), di Conti (1964, 1966), di Conti e Traversa (1968a, 1968b) e di Maccioni et Al., (1968).

In questo lavoro è stata presa in esame una prima serie di campioni il più possibile rappresentativi dei litotipi più diffusi nelle principali intrusioni.

Per lo studio modale, necessario per un loro inquadramento classificativo, sono state inizialmente condotte prove preliminari al contatore di punti, secondo il metodo messo a punto da Guasparri e Sabatini (1970), su numerose sezioni sottili di alcuni campioni di rocce equigranulari. Tali prove hanno messo in evidenza come, a causa delle notevoli dimensioni granulometriche, sia necessario esaminare un numero assai elevato di sezioni per contenere gli errori delle analisi entro limiti accettabili. Si è pertanto preferito in questa sede utilizzare le analisi chimiche per pervenire attraverso il calcolo normativo ad una definizione della composizione mineralogica quantitativa.

E ciò sia per il fatto che la paragenesi delle rocce analizzate è relativamente semplice (oltre ai tre usuali componenti sialici, plagioclasio, quarzo e feldspato potassico, è in genere presente un solo componente femico, la biotite), sia perchè a seguito di altre ricerche ancora in corso sono già disponibili numerose analisi chimiche dei feldspati potassici di tutti i fondamentali tipi di plutoniti, il che ha permesso di calcolare le quantità di feldspato potassico tenendo conto della sua reale composizione e in particolare del suo contenuto in fase albitica ^(*).

Attraverso la composizione modale così ottenuta per le rocce del III gruppo ed il loro inquadramento classificativo nel diagramma Q-A-P (fig. 30) si possono distinguere nell'ambito del gruppo stesso i seguenti litotipi fondamentali: leucograniti, monzograniti, granodioriti monzogranitiche.

Per queste plutoniti vengono di seguito schematicamente riferiti alcuni essenziali caratteri tessiturali e mineralogici, e segnalate le rispettive aree di affioramento.

Nello schema geologico di Tav. 1 sono state evidenziate le aree nelle quali affiorano prevalentemente i leucograniti, contrassegnando

(*) Per il calcolo delle biotite si sono utilizzati tutti i femici ad eccezione del titanio con il quale si è costruito rutilo; non si è tenuto conto della fase anortitica presente nel K-feldspato e di quella potassica del plagioclasio. Entrambe queste scelte sono state suggerite dall'esigenza di adottare un criterio compensativo che tenesse conto nel primo caso di un eccesso di ferro necessariamente utilizzato per la costruzione della biotite, nel secondo caso della sostanziale equivalenza del contenuto di calcio nel K-feldspato rispetto a quello di potassio nel plagioclasio. Per meglio esprimere la composizione modale, i dati ponderali derivanti dal calcolo normativo sono stati trasformati nei corrispondenti valori volumetrici mediante gli opportuni coefficienti.

con un'unica campitura tutti gli altri litotipi che costituiscono il III gruppo.

Leucograniti. Si presentano come rocce a grana medio-grossa, equigranulari, in cui sono rarissimi gli inclusi melanocreati. Sono interessate da una fitta rete di fessurazioni e spesso da un elevato grado di alterazione superficiale.

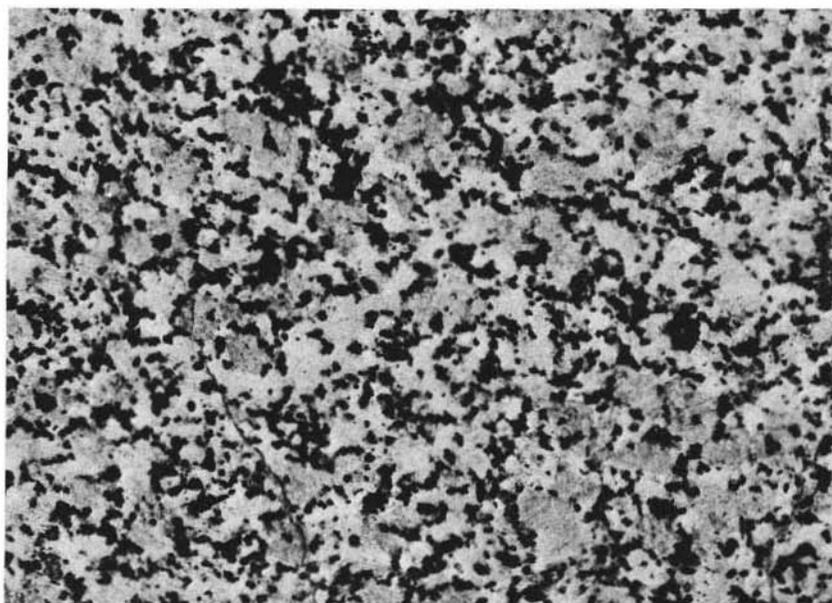


Fig. 31. — Granodiorite biotitica (Giuanne Longu presso Bottida).
Grandezza naturale.

Da un punto di vista composizionale si caratterizzano per la presenza di un plagioclasio a composizione oligoclasico-albitica, di feldspato potassico (ortoclasio e/o microclino), di quarzo e di biotite. La quantità di biotite è di norma inferiore al 5% ed il feldspato potassico si trova sempre in quantità superiore al plagioclasio, come è evidenziato dal diagramma Q-A-P, in cui i punti rappresentativi dei leucograniti cadono nel campo ove il rapporto feldspato alcalino/plagioclasio è maggiore di 1.

Nel settore Ogliastra-Gallura i litotipi in oggetto, fatta eccezione per l'intrusione di M. Borta Melone in Barbagia, sono prevalentemente localizzati nelle zone Nord-orientali e precisamente in una fascia costiera che si sviluppa lungo la Costa Smeralda, nella zona a sud di Aglientu, nella zona Capo Ceraso-Capo Coda Cavallo, nella zona Concas-Monti e nella zona Capo Comino-Irgoli. In tutte queste zone è presente un tipo di leucogranito di colore rossastro, colore impartito dal

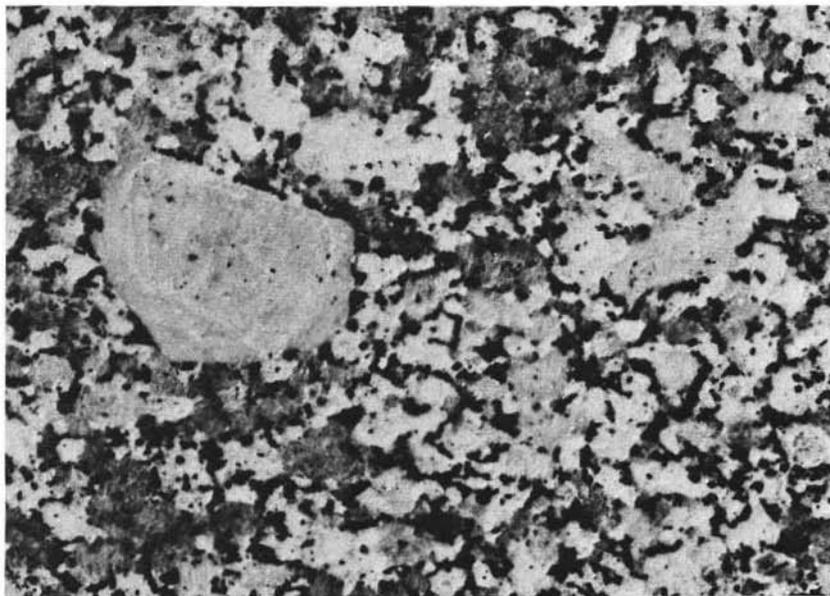


Fig. 32. — Granodiorite monzogranitica inequigranulare (Benetutti).
Grandezza naturale.

feldspato potassico, che per comodità di riferimento chiamiamo leucogranito tipo « Capo Comino ».

Leucograniti di colore biancastro o rosato costituiscono invece un ampio affioramento che si sviluppa nella zona Monti di Alà-Oschiri-M. Limbara (leucograniti tipo « Oschiri »); costituiscono altresì buona parte del massiccio del M. Borta Melone (fig. 34).

Nei settori meridionali dell'Isola tipi leucogranitici, per lo più giallo-rossastri, alcuni dei quali si possono mettere in parallelo con

quelli tipo « Capo Comino », affiorano nella regione di Quirra e nella parte settentrionale del Sarrabus, mentre tipi rosati prevalgono nell'Iglesiente-Sulcis.

In stretta associazione con le plutoniti ora illustrate sono molto frequenti ammassi, talora di notevole estensione, di micrograniti o porfidi granitici (M.te Limbara, Costa Paradiso, Monti di Alà, zone Sud-orientali dell'Iglesiente Sulcis, ecc.).

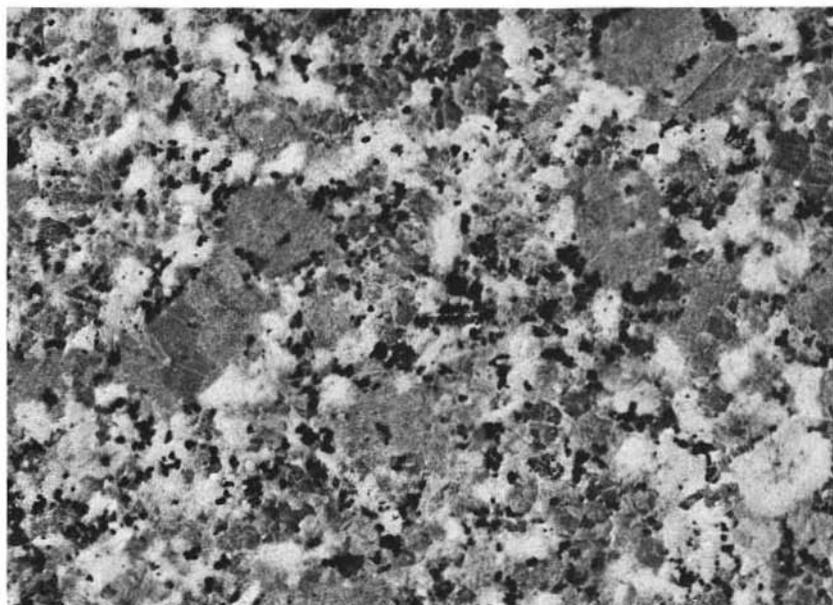


Fig. 33. — Monzogranito inequigranulare (Priatu). *Grandezza naturale*.

Monzograniti. Sono in netta prevalenza biotitici, dal momento che la muscovite compare quale minerale essenziale solo a luoghi o in affioramenti di limitata estensione (es. graniti a due niche di Monte Senes).

Affiorano essenzialmente nella Gallura ove sono caratterizzati da un colore rosato e da una inequigranularità più o meno marcata soprattutto per la presenza di megacrystalli di feldspato potassico rosa. Nell'ambito di queste rocce granitiche possono distinguersi due fonda-

mentali litofacies: una prima, marcatamente inequigranulare (fig. 33) con megacristalli di K-feldspato delle dimensioni di 2-3 cm, a contenuto in biotite relativamente basso (6-7%), trova il suo massimo sviluppo nella Gallura meridionale (Agius-Calangianus-Priatu-Padru); una seconda, ancora inequigranulare ma con cristalli di K-feldspato delle dimensioni di circa 1 cm, e con più elevato contenuto in biotite, affiora essenzialmente nella Gallura settentrionale nell'area Vignola-Bassacutena-Arzachena.

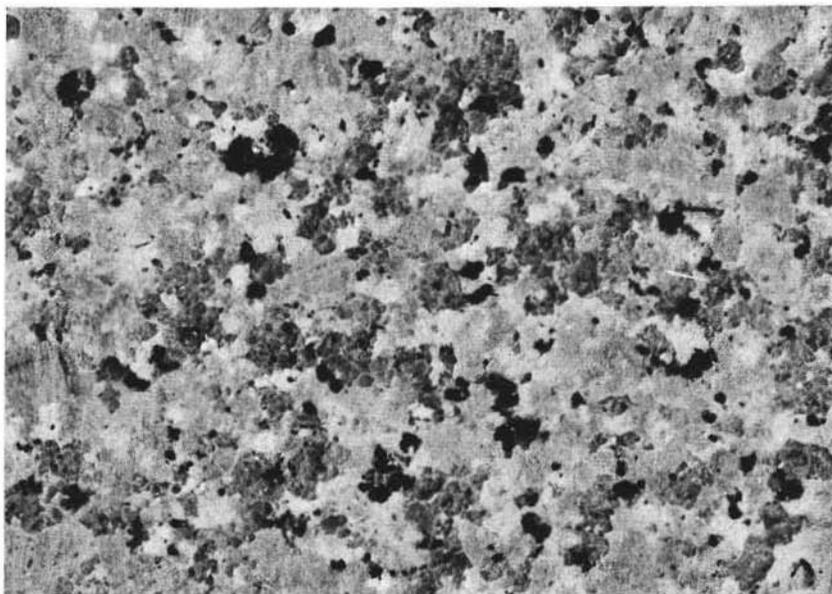


Fig. 34. — Leucogranito (Monte Borta Melone). *Grandezza naturale.*

Anche nelle zone centrali e meridionali del batolite, affiorano rocce a composizione monzogranitica; costituiscono in genere variazioni locali delle intrusioni più basiche di cui al successivo paragrafo e, più raramente, masse di rilevanti dimensioni come, per esempio, nella zona Villanova Strisaili-Arbatax.

Granodioriti monzogranitiche. Costituiscono i vasti affioramenti ubicati essenzialmente nelle zone meridionali del settore Ogliastro-Gal-

lura e si caratterizzano per il contenuto in biotite relativamente elevato (mediamente 10-12%), per il colore grigiastro, nonché per la presenza di inclusi melanoeratici in quantità decisamente superiori rispetto agli altri litotipi del III gruppo.

Nell'ambito di queste rocce possono distinguersi due fondamentali litofacies: l'una, tipicamente inequigranulare per la presenza di grossi cristalli di feldspato potassico le cui dimensioni possono talora raggiungere e superare i 10 cm, affiora essenzialmente in una vasta area



Fig. 35. — Granodiorite biotitica con numerosi inclusi melanoerati microgranulari. (Riu Misa a SE di Geremeas nel Sarrabus).

che può genericamente delimitarsi con gli abitati di Benetutti, Osidda, Nuoro ed Orotelli (fig. 32), ed in più piccole aree ad oriente di Fonni, a sud di Dorgali e nella zona fra Monti e Berchidda (in quest'ultima area con anfibolo); l'altra, a carattere prevalentemente equigranulare, costituisce vasti affioramenti nella Barbagia Ollolai e nell'Ogliastra.

Nella Sardegna meridionale sono da segnalare le facies granodioritiche equigranulari ed inequigranulari affioranti nelle zone centrali e meridionali del Sarrabus. Tali facies in corrispondenza della fascia

costiera meridionale, ove affiorano anche diverse masse basiche del I gruppo, si caratterizzano per la locale abbondanza di inclusi melancrati, per essere spesso biotitico-anfiboliche e per un carattere talora tendenzialmente quarzodioritico (fig. 35).

Nell'Iglesiente, e precisamente nella zona dell'Arburese e nella zona di Capo Pecora, è prevalente una facies per lo più equigranulare.

Caratteri petrochimici.

Nelle Tabelle 9-10-11-12 sono riportate le analisi chimiche dei campioni rappresentativi di alcune delle facies a maggior diffusione areale presenti nel batolite sardo. Parte delle analisi di cui alle suddette tabelle si riferiscono al lavoro in corso di stampa di Del Moro et Al., 1974.

La massima attenzione è stata posta nella scelta dei campioni e in particolare nell'evitare di prendere in considerazione campioni provenienti da fasce o zone « differenziate » rispetto al litotipo fondamentale che caratterizza l'intrusione cui sono legate, o comunque campioni provenienti da stocks di piccole dimensioni, in quanto arealmente non rappresentativi del batolite (⁷).

Ciò è stato relativamente semplice nel caso dei leucograniti che si presentano in generale come corpi intrusivi nell'insieme assai omogenei, meno semplice nel caso degli altri litotipi del III gruppo, ed in particolare per le facies granodioritico-monzogranitiche, per la loro frequente variabilità composizionale.

Anche nell'ambito del II gruppo, per la molteplicità di intrusioni e di litofacies, è sensibile la variabilità della composizione chimica. Per la sua illustrazione si sono eseguite le analisi chimiche di sette campioni scelti fra i più rappresentativi dei vari affioramenti (Tabella 11); nei diagrammi di figg. 30, 36, 37 e 38 si sono inoltre riportati i punti rappresentativi delle medie di analisi eseguite su plutoniti di questo tipo affioranti nel Goceano (Ghezze et Al., 1974).

(⁷) Si è ritenuto opportuno in questa sede non prendere in esame le pur numerose analisi di rocce intrusive disponibili in letteratura. E ciò in quanto sia per il diverso criterio di campionatura adottato dai vari Autori, sia per le diverse metodologie analitiche utilizzate, tali dati non sempre offrono quei requisiti di rappresentatività e di omogeneità che sono richiesti per un esame comparativo del chimismo delle fondamentali plutoniti costituenti il batolite.

TABELLA 9.

	G698	G307	G302	G612	G454	G459	G26	G468	G697	G25	G606*	G205*	G270*	G609	G349*	G503	G447	G327
SiO ₂	76.36	76.29	76.13	76.00	75.99	75.99	75.94	75.87	75.86	75.77	75.65	75.06	75.00	74.97	74.93	74.66	74.19	74.06
TiO ₂	0.09	0.08	0.06	0.11	0.10	0.12	0.08	0.11	0.07	0.11	0.13	0.12	0.18	0.17	0.17	0.11	0.16	0.20
Al ₂ O ₃	12.59	12.79	13.02	13.31	12.73	13.12	12.73	12.95	12.93	13.03	12.98	13.22	13.16	13.37	13.28	13.70	13.80	13.16
FeO ₃	0.25	0.30	0.25	0.25	0.37	0.12	0.42	0.29	0.35	0.48	0.29	0.28	0.53	0.38	0.47	0.16	0.41	0.62
FeO	0.94	0.82	0.72	0.84	0.92	0.87	0.92	0.79	0.75	0.77	1.00	1.08	0.93	1.06	0.93	1.22	1.08	1.20
MnO	0.08	0.06	0.05	0.08	0.05	0.08	0.05	0.07	0.08	0.09	0.05	0.06	0.06	0.04	0.07	0.06	0.05	0.06
MgO	0.19	0.14	0.16	0.22	0.18	0.12	0.17	0.28	0.12	0.32	0.24	0.23	0.39	0.25	0.35	0.35	0.32	0.42
CaO	0.96	0.86	0.61	0.97	1.01	0.82	0.77	1.09	0.94	1.01	1.10	1.19	1.16	1.53	0.98	1.14	1.04	1.33
Na ₂ O	3.57	3.17	3.64	3.50	3.35	3.55	3.67	3.52	3.65	3.18	3.04	3.40	3.45	2.76	3.34	3.33	3.30	3.16
K ₂ O	4.48	4.94	4.74	4.21	4.73	4.63	4.76	4.51	4.64	4.59	4.83	4.65	4.67	4.97	4.74	4.80	4.90	4.95
P ₂ O ₅	0.05	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04	0.05	0.08	0.06	0.05	0.06	0.07	0.05	0.07	0.05	0.12	0.07
P.C.	0.45	0.49	0.58	0.47	0.53	0.54	0.44	0.48	0.52	0.60	0.64	0.65	0.45	0.45	0.66	0.54	0.62	0.77

698. *Leucogranito*. Loc. St.²¹ Puttu Ischia, 7,5 Km ad E di Oschiri (F° 181 - Tempio Pausania).
307. *Leucogranito*. Strada Santadi-Pantaleo, 2 Km ad W di Pantaleo (F° 233 - Carbonia).
302. *Leucogranito*. Loc. Arcu de Su Generuxi, 4 Km a SW di Domus de Maria (F° 239 - Teulada).
612. *Leucogranito*. Presso P.ta di M. Pedrosu, 4,5 Km ad W-NW di Capo Coda Cavallo (F° 182 - Olbia).
454. *Leucogranito*. Loc. St.²¹ Monte li Capri, 4 Km a S-SW di Luogosanto (F° 168 - La Maddalena).
459. *Leucogranito*. Strada per M.te Limbara, quota 1150 (F° 181 - Tempio Pausania).
26. *Leucogranito*. Loc. Mastro Juanne, 11,5 Km a NE di Orosei (F° 195 - Orosei).
468. *Leucogranito*. Cantoniera Mazzinaiu, S.S. Monti-Alà dei Sardi (F° 181 - Tempio Pausania).
697. *Leucogranito*. Loc. St.²⁰ Osseddu, 8 Km a SE di Berchidda (F° 181 - Tempio Pausania).

25. *Leucogranito*. Loc. Cov.¹¹ Ghinipiru, 6,5 Km a N-NW di Lodè (F° 195 - Orosei).
606. *Leucogranito*. Loc. Santu Baigniu, 9,5 Km a N di Tempio Pausania (F° 181 - Tempio Pausania).
205. *Leucogranito*. 1,5 Km ad E-SE di Monti (F° 181 - Tempio Pausania).
270. *Leucogranito*. 3 Km ad W-SW di Palau (F° 168 - La Maddalena).
609. *Leucogranito*. Cava di Buddusò, ad E dell'abitato (F° 194 - Ozieri).
349. *Leucogranito*. 0,5 Km ad W di Porto Cervo (F° 169 - Isola Caprera).
503. *Leucogranito*. Presso M. Logorispanu, 2 Km a NW di Teti (F° 207 - Nuoro).
447. *Leucogranito*. Loc. P.^{1a} La Colbu, 7 Km a SE di Arzachena (F° 168 - La Maddalena).
327. *Leucogranito*. S.S. « Orientale Sarda », 1 Km a SW di S. Gregorio (F° 234 - Cagliari).

* Campioni analizzati per via radiometrica (Del Moro et Al., 1974).

TABELLA 10.

	G279*	G607	G531	G33*	G500	G23*	G411	G274*	G602*	G452	G390	G415	G34	G73
SiO ₂	74.26	74.18	74.01	73.93	73.34	72.88	72.49	72.41	72.47	71.35	71.13	70.80	70.62	70.24
TiO ₂	0.20	0.23	0.26	0.22	0.25	0.26	0.35	0.29	0.22	0.39	0.40	0.32	0.40	0.43
Al ₂ O ₃	13.42	13.56	13.82	13.52	13.92	13.83	13.94	14.06	14.74	14.45	14.31	14.76	14.47	15.08
Fe ₂ O ₃	0.51	0.57	0.65	0.43	0.50	0.44	0.79	0.67	0.49	0.76	0.74	0.97	1.39	0.65
FeO	1.00	1.17	0.92	1.43	1.65	1.61	1.50	1.94	1.51	1.72	1.98	1.89	1.81	2.20
MnO	0.09	0.09	0.10	0.06	0.04	0.06	0.07	0.09	0.06	0.07	0.08	0.09	0.09	0.07
MgO	0.53	0.53	0.51	0.50	0.30	0.49	0.74	0.71	0.46	0.83	0.87	0.84	0.89	0.80
CaO	1.58	1.74	1.75	1.62	1.54	2.03	2.03	1.96	1.53	2.28	2.79	2.65	2.49	2.00
Na ₂ O	3.72	3.50	3.20	3.11	3.02	3.28	3.53	3.48	3.24	3.48	3.22	3.16	3.22	2.80
K ₂ O	4.01	3.87	4.19	4.44	4.79	4.47	3.94	3.66	4.71	3.83	3.47	3.76	3.57	4.57
P ₂ O ₅	0.07	0.04	0.07	0.10	0.12	0.08	0.13	0.12	0.08	0.15	0.15	0.14	0.16	0.18
P.C.	0.61	0.52	0.52	0.64	0.53	0.57	0.49	0.61	0.49	0.69	0.86	0.64	0.89	0.98

	G91*	G337	G431	G343	G204	G312	G699	G268*	G289	G129*	G495*	G284	G321
SiO ₂	70.22	70.16	70.10	69.92	69.91	69.56	69.35	69.34	69.18	68.98	68.39	67.53	66.32
TiO ₂	0.45	0.40	0.43	0.48	0.51	0.34	0.47	0.48	0.51	0.44	0.50	0.54	0.65
Al ₂ O ₃	14.47	14.74	14.53	14.52	15.04	14.82	14.85	15.14	14.76	15.30	15.36	15.29	15.51
Fe ₂ O ₃	1.30	1.12	0.96	0.77	0.72	0.92	1.07	0.87	1.17	0.72	0.95	1.02	1.29
FeO	2.05	1.83	1.95	2.49	2.30	2.73	2.51	2.30	2.21	2.50	2.74	2.97	3.15
MnO	0.07	0.08	0.09	0.05	0.06	0.08	0.08	0.07	0.10	0.07	0.08	0.15	0.09
MgO	0.84	0.79	1.08	1.25	0.98	0.64	1.02	0.94	1.38	1.07	1.13	1.38	1.50
CaO	2.41	2.45	2.69	2.76	2.54	2.73	3.10	2.91	3.03	2.85	2.82	3.24	4.13
Na ₂ O	3.30	3.28	3.23	2.94	3.03	3.33	3.20	3.91	3.25	3.33	3.43	3.40	3.43
K ₂ O	4.02	3.77	4.00	3.74	3.54	3.88	3.51	3.19	3.52	3.75	3.69	3.48	2.95
P ₂ O ₅	0.19	0.17	0.13	0.16	0.18	0.13	0.16	0.16	0.15	0.19	0.22	0.20	0.23
P.C.	0.68	1.21	0.81	0.92	1.19	0.84	0.68	0.69	0.74	0.80	0.69	0.80	0.75

279. *Monzogranito*. Loc. S. Filippo, 3,5 Km a NW di Aggius (F° 181 - Tempio Pausania).
607. *Monzogranito*. Loc. Riadomos, 6 Km a NW di Calangianus (F° 181 - Tempio Pausania).
531. *Monzogranito*. Presso Priatu (F° 181 - Tempio Pausania).
33. *Monzogranito*. Presso sa Funt.^{na} e Botte, 9 Km a S di Benetutti (F° 194 - Ozieri).
500. *Monzogranito*. 1 Km a N di Olzai (F° 207 - Nuoro).
23. *Monzogranito*. Cava di Buddusò ad W dell'abitato (F° 194 - Ozieri).
411. *Monzogranito*. 3 Km ad E di Arzachena (F° 168 - La Maddalena).
274. *Monzogranito*. Loc. St.^{no} Aldiola, 10,5 Km a S di S. Teresa Gallura (F° 168 - La Maddalena).
602. *Monzogranito*. Loc. St.^{no} Conca di l'Éa, presso P.ta Sardegna (F° 168 - La Maddalena).
452. *Monzogranito*. Presso M. Puntarone, 5,5 Km ad W di Arzachena (F° 168 - La Maddalena).
390. *Granodiorite Monzogranitica*. 1 Km a SW di Orgosolo (F° 207 - Nuoro).
415. *Monzogranito*. 2 Km a NE di Ludurru (F° 182 - Olbia).
34. *Granodiorite Monzogranitica*. Presso Contra d'Oschiri, 9 Km a S di Benetutti (F° 194 - Ozieri).
737. *Monzogranito*. 13 Km a S di Dorgali lungo la S.S. « Orientale Sarda » (F° 208 - Dorgali).
91. *Monzogranito*. Cava di Orotelli (F° 207 - Nuoro).
337. *Monzogranito*. Presso M. Luas, 2,5 Km a SW di Villagrande Strisali (F° 219 - Lanusei).
431. *Monzogranito*. 0,3 Km a S di Teti (F° 207 - Nuoro).
343. *Granodiorite Monzogranitica*. Presso Cantoniera Giustizieri sulla S.S. « Orientale Sarda » (F° 208 - Dorgali).
204. *Granodiorite Monzogranitica*. 2 Km a NE di Alà dei Sardi (F° 194 - Ozieri).
312. *Granodiorite Monzogranitica*. Presso Capo Pecora (F° 224 - Capo Pecora).
699. *Granodiorite Monzogranitica*. Presso P.^{ta} Badu Ladu, 8 Km ad E di Berchidda (F° 181 - Tempio Pausania).
268. *Granodiorite Monzogranitica*. 1 Km ad E di Luogosanto (F° 168 - La Maddalena).
268. *Granodiorite Monzogranitica*. 1 Km ad E di Luogosanto (F° 168 - La Maddalena).
289. *Granodiorite Monzogranitica*. Presso P.^{ta} de Gusana, 6 Km a NE di Ovodda (F° 207 - Nuoro).
129. *Granodiorite Monzogranitica*. Presso S. Saturnino (F° 194 - Ozieri).
495. *Granodiorite Monzogranitica*. Cava di Nule (F° 194 - Ozieri).
284. *Granodiorite*. Presso Liscoi, 5 Km a S di Orotelli (F° 207 - Nuoro).
321. *Granodiorite*. Presso Stagno Notteri, 3 Km a S di Villasimius (F° 235 - Villasimius).

Nell'ambito delle rocce appartenenti al I gruppo è rilevabile, come è stato precedentemente riferito, una marcata variabilità composizionale anche in breve spazio. Per l'illustrazione del chimismo di queste rocce tra le varie analisi da noi eseguite sono state scelte quelle che mettono in luce detta variabilità composizionale (Tabella 12), rimandando a pubblicazioni specifiche il compito di illustrare in dettaglio i caratteri.

TABELLA 11.

	G422	G423	G293*	G122*	G338*	G311	G719
SiO ₂	66.00	65.65	65.41	65.04	64.57	63.15	62.31
TiO ₂	0.72	0.68	0.64	0.60	0.77	0.69	1.21
Al ₂ O ₃	15.53	15.90	15.78	15.76	15.20	15.36	15.82
Fe ₂ O ₃	0.94	0.91	1.13	1.08	1.16	0.79	0.45
FeO	3.83	3.77	3.40	3.39	3.69	4.29	5.65
MnO	0.09	0.09	0.09	0.10	0.10	0.10	0.12
MgO	1.76	1.66	2.16	2.79	2.60	2.93	2.16
CaO	3.98	3.86	4.35	4.40	4.43	4.36	4.63
Na ₂ O	2.85	2.89	2.90	2.92	2.93	2.98	2.85
K ₂ O	3.17	3.40	3.01	2.64	3.28	3.56	3.09
P ₂ O ₅	0.20	0.18	0.17	0.18	0.17	0.16	0.32
P.C.	0.93	0.92	0.96	1.10	1.10	1.63	1.38

422. *Granodiorite biotitica*. 5 Km ad W di Orani (F° 207 - Nuoro).

423. *Granodiorite biotitica*. 6 Km ad W di Orani (F° 207 - Nuoro).

293. *Granodiorite biotitico-anfibolica*. 2,5 Km a SE di Sorgono (F° 207 - Nuoro).

122. *Quarzodiorite biotitico-anfibolica*. Strada Bitti-Onani, a 5 Km da Bitti (F° 194 - Ozieri).

338. *Granodiorite biotitico-anfibolica*. Presso P.^{te} Pirastu, 6 Km a NE di Lanusei.

311. *Quarzodiorite a carattere tonalitico*. Strada Arbus-Guspini, 1,8 Km da Arbus (F° 225 - Guspini).

719. *Quarzodiorite biotitica*. 4 Km a S-SW di Nuoro (F° 207 - Nuoro).

Per quanto riguarda le rocce del III gruppo è da rilevare che la caratteristica saliente del chimismo dei leucograniti è rappresentata dalla loro marcata uniformità composizionale. Ciò appare tanto più significativo se si considera che le analisi riportate in Tabella 9 provengono da numerose e distinte intrusioni localizzate non solo in Gallura ma anche nella Barbagia, nel Sarrabus e nell'Iglesiente-Sulcis.

I dati indicano costantemente tenori molto elevati di SiO_2 e, rispetto al contenuto in SiO_2 , tenori abbastanza alti di CaO e bassi di alcali se confrontati con quelli di normali rocce leucogranitiche. Si tratta quindi in tutti i casi di termini non alcalini.

TABELLA 12.

	G326	G234	G319	G600	G670
SiO_2	59.70	56.75	53.77	50.84	49.31
TiO_2	1.05	1.04	1.23	0.96	1.38
Al_2O_3	16.94	17.29	17.05	17.53	18.31
Fe_2O_3	1.67	1.07	1.47	3.20	2.83
FeO	4.54	5.75	7.44	6.66	7.64
MnO	0.13	0.13	0.16	0.16	0.15
MgO	3.26	4.27	4.55	6.26	4.58
CaO	6.45	6.97	8.71	8.86	11.07
Na_2O	2.30	2.85	2.42	1.92	1.68
K_2O	2.28	2.27	1.65	0.79	0.97
P_2O_5	0.20	0.25	0.22	0.18	0.18
P.C.	1.38	1.37	1.33	2.64	1.90

326. *Tonalite*. 0,7 Km ad E di Burrei (F° 226 - Mandas).

234. *Tonalite*. Loc. Sa Rocca. 2 Km a NW di Osidda (F° 194 - Ozieri).

219. *Gabbrodiorite quarzifera*. Presso Porto, nel golfo di Carbonara (F° 235 - Villasimius).

600. *Gabbro quarzifero*. Loc. St.^o Paddaiu, 6 Km ad W-NW di Olbia (F° 181 - Tempio Pausania).

670. *Gabbro quarzifero*. P.^{1a} Falcione (F° 168 - La Maddalena).

Per le altre rocce del III gruppo la composizione chimica varia in un intervallo di valori piuttosto ampio: da chimismi granitici decisamente acidi si arriva attraverso tutte le sfumature intermedie a chimismi decisamente granodioritici. Come accennato, le stesse singole intrusioni possono presentare una disomogeneità che può giungere ad abbracciare gran parte dell'intervallo di chimismo coperto da queste litofacies, come avviene ad esempio per l'intrusione di Benetutti dalla quale provengono i campioni 33, 34, 129 e 495 di cui alla Tabella 10. Dette variazioni sono generalmente graduali nell'ambito della massa

intrusiva e spesso legate ad una evidente disomogeneità di distribuzione degli inclusi melanocrati che risultano più frequenti nelle zone più basiche delle intrusioni stesse. Proprio i due campioni più basici del gruppo, tra quelli riportati in Tabella 10, e cioè il campione 284 ed il campione 321, provengono da aree di affioramento che presen-

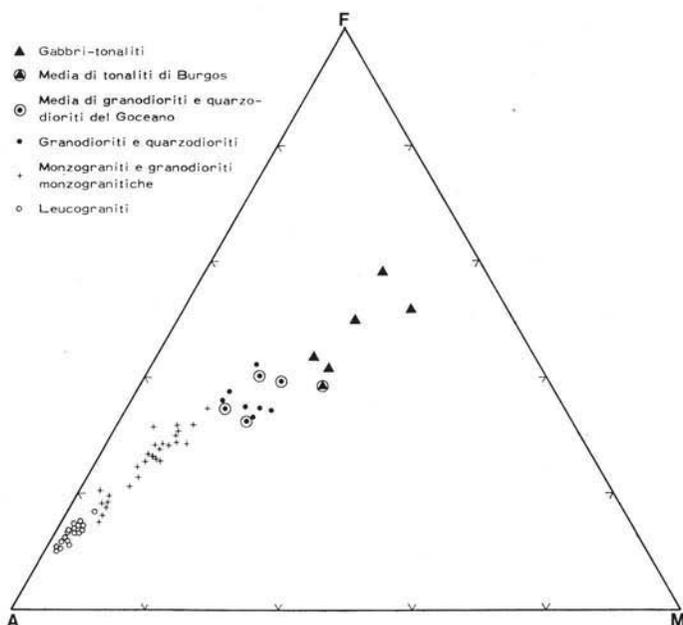


Fig. 36. — Diagramma A($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), F(Fe tot. come FeO), M(MgO).

tano in maniera assai evidente i fenomeni ora descritti, e sono proprio queste facies che tendono ad attenuare la soluzione di continuità composizionale che si ha nel passare alle rocce del II gruppo ⁽⁸⁾.

Le variazioni più evidenti nel passaggio a quest'ultimo gruppo sono rappresentate dalla decisa diminuzione del contenuto in SiO_2 a valori al di sotto del 66% e del contemporaneo aumento nei tenori di

⁽⁸⁾ Occorre precisare che quando si parla di soluzione di continuità composizionale non si intende ovviamente negare la possibilità che esistano termini a chimismo intermedio, ma che la frequenza di questi è certamente bassa.

MgO e di CaO al di sopra rispettivamente dell'1,5-2% e del 3,5-4%.

Una ulteriore netta variazione di chimismo in senso basico è rilevabile infine fra le rocce del II e quelle del I gruppo e sono ancora i contenuti in SiO_2 , CaO e MgO le variabili più significative.

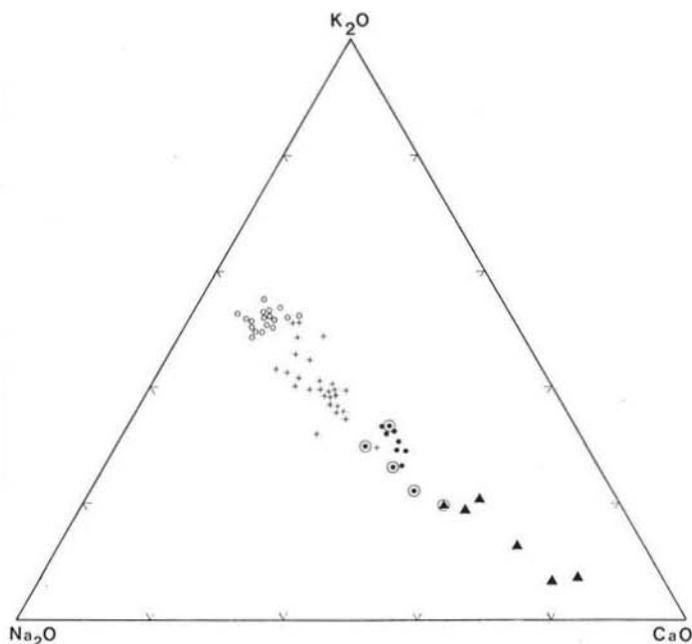


Fig. 37. — Diagramma Na_2O - K_2O -CaO.

I termini più basici giungono a chimismi gabbroidi; non è stata rilevata per il momento la presenza di prodotti ultrafemici in questa associazione.

I dati analitici di cui alle suddette tabelle sono riportati nei diagrammi di figg. 36, 37 e 38. In tutti i casi i punti rappresentativi delle rocce analizzate si dispongono nell'insieme secondo un allineamento tipico delle serie calcicoline. Rimandando ad un successivo paragrafo la discussione circa il significato di questi trends geochemici, ci limitiamo qui a sottolineare come, nonostante una certa dispersione dei valori, siano ben rilevabili le soluzioni di continuità composizionali esistenti fra I, II e III gruppo cui sopra si è fatto riferi-

mento. Per quanto riguarda le rocce che costituiscono quest'ultimo gruppo non è rilevabile una decisa soluzione di continuità composizionale fra i leucograniti e gli altri litotipi più basici. Va però osservato, con altrettanta obiettività, che i campioni di questi ultimi litotipi che

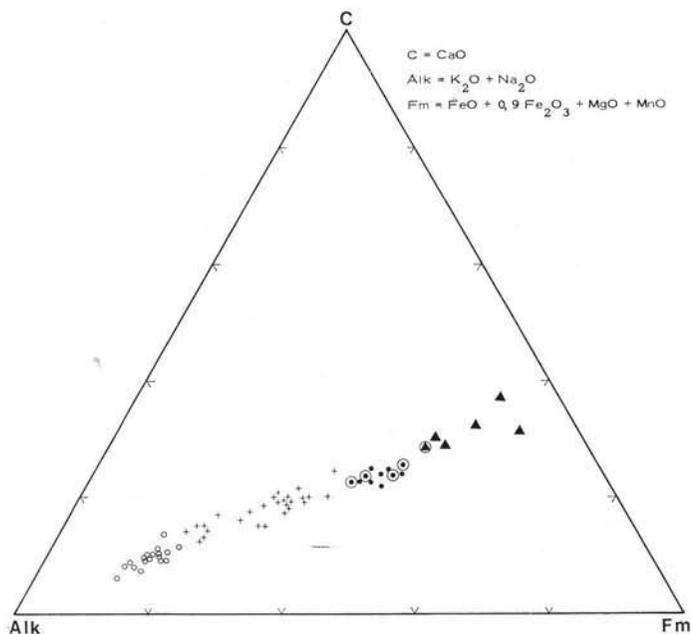


Fig. 38. — Diagramma Alk-C-Fm.

cadono in prossimità del « campo » dei leucograniti, presentano diffusione areale relativamente bassa. Infatti un campionamento che tenesse conto della abbondanza relativa in affioramento delle diverse litofacies presenterebbe senza alcun dubbio una distribuzione nettamente bimodale delle composizioni chimiche nell'ambito del III gruppo.

Se a ciò si aggiungono le già descritte diversità mineralogiche, tessiturali e giacaturali nonché altre caratteristiche geochimiche distinte, quali ad esempio i valori dei rapporti Rb/Sr (Del Moro et Al., 1974), appare ampiamente giustificato considerare i leucograniti come un sottogruppo ben preciso e comunque facilmente separabile dalle altre rocce granitiche del III gruppo.

I valori riportati in Tabella 13 mettono in risalto, a livello di medie, le caratteristiche composizionali dei due sottogruppi all'interno del III gruppo. Un dato di ulteriore interesse è offerto infine dal confronto, nella Tabella 10, fra i litotipi monzogranitico-grano-

TABELLA 13.

	<i>Leucograniti</i> (media 18 analisi)	<i>Monzograniti e</i> <i>Granodioriti Monzogranitiche</i> (media 25 analisi)
SiO ₂	75,48	71,17
TiO ₂	0,12	0,37
Al ₂ O ₃	13,10	14,44
Fe ₂ O ₃	0,33	0,80
FeO	0,93	1,92
MnO	0,06	0,08
MgO	0,24	0,80
CaO	1,03	2,33
Na ₂ O	3,36	3,29
K ₂ O	4,71	3,92
P ₂ O ₅	0,06	0,14
P.C.	0,58	0,73

dioritici delle zone nord-orientali (Gallura) e gli analoghi termini delle zone Sud-occidentali (Goceano-Barbagia-Ogliastra). E' evidente come un chimismo sensibilmente più acido caratterizza la Gallura rispetto alle altre regioni più meridionali.

Se si tiene anche conto della distribuzione spaziale, nel settore Ogliastra-Gallura, delle masse intrusive del II gruppo e dei leucograniti (vedi Tav. 1) si delinea, per questo settore, una zonalità composizionale con aumento di acidità verso NE, come già rilevato da Ghezze et Al. (1972). Tale zonalità si accompagna alla progressiva variazione del grado metamorfico regionale delle rocce incassanti.

Relazioni fra plutoniti e metamorfiti.

E' questo un argomento che costituisce una tematica di fondo delle nostre ricerche e che coinvolge molte ed interessanti problematiche. Si tratta in sostanza di definire le modalità di messa in posto

delle diverse masse intrusive da noi riconosciute, la profondità alla quale ciascuna di esse ha completato i processi di cristallizzazione, le interazioni fra metamorfiti e plutoniti in corrispondenza o in prossimità delle zone di contatto, le relazioni fra successione degli eventi intrusivi e il metamorfismo regionale.

Molte considerazioni al riguardo sono state esposte nel corrispondente paragrafo del lavoro di Ghezzi et Al. (1972), nel quale si sottolineava, tra l'altro, il carattere nettamente intrusivo di tutte le facies di plutoniti costituenti il batolite sardo e l'antecedenza del metamorfismo regionale rispetto al momento di messa in posto delle varie masse intrusive.

I dati acquisiti successivamente, pur non essendo ancora sufficienti a dare una risposta esauriente a tutti i suddetti interrogativi, consentono tuttavia di puntualizzare ulteriormente alcuni importanti aspetti della questione.

Per quanto concerne il metamorfismo di contatto, che interessa ovunque le metamorfiti in prossimità dei contatti nelle zone centrali e meridionali dell'Isola, Ricci e Sabatini (1973a), nel descrivere l'areola di contatto delle intrusioni di Bono e Anela nel Goceano, hanno messo in evidenza che gli effetti di ricristallizzazione termica, posteriori al metamorfismo regionale, sono da ascrivere essenzialmente alla facies delle *hornfels a K-feldspato e cordierite* ed a quella delle *hornfels ad orneblenda* ed hanno ipotizzato una cristallizzazione di queste masse intrusive a profondità di circa 4-5 Km. Una situazione dunque che presenta alcune sostanziali analogie con i caratteri del termometamorfismo descritti per il Sarrabus (Cavinato, 1935) e per l'Iglesiente (Conti et Al., 1970) e che, sia pure con variazioni da luogo a luogo anche in relazione con i tipi di metamorfiti incassanti, caratterizza diverse aree della Barbagia e comunque le zone dove il grado del metamorfismo regionale non è elevato.

Ben più complesse sono le relazioni metamorfiti-plutoniti nelle regioni Nord-orientali del batolite. Anche qui i contatti fra i due complessi litologici sono netti spesso chiaramente discordanti. Le facies di metamorfiti più comuni sono quelle degli gneiss, spesso listati, anche a carattere migmatite, per lo più con paragenesi fondamentale costituita da quarzo-plagioclasti-biotite-muscovite e talora K-feldspato. Le porzioni leucocrate sono in molti dei campioni esaminati costituite da quarzo e plagioclasti; lo sviluppo quantitativo di tali bande leucocrate non appare in relazione con la prossimità dei con-

tatti con le plutoniti. In alcuni gneiss degli affioramenti più settentrionali (per esempio a Capo d'Orso), in prossimità dei contatti è presente l'andalusite cui si accompagnano motivi strutturali delle niche, dei feldspati e del quarzo, riferibili ad effetti di ricristallizzazione legati ad un metamorfismo di contatto.

Anche per la Gallura e per le zone di S. Teodoro-Budoni si evidenzia pertanto il carattere intrusivo delle plutoniti ivi affioranti.

Il carattere migmatico delle metamorfite di queste zone è presumibilmente conseguente ad un processo che a nostro avviso non ha alcuna diretta relazione genetica con le plutoniti con le quali le migmatiti stesse vengono a contatto.

Con questo non si vuole qui affermare che l'evento metamorfico che ha determinato le facies migmatitiche non abbia avuto alcuna relazione con la genesi dei magmi che hanno dato luogo a dette plutoniti, ma più semplicemente che essi non si sono generati « in situ » con rapporti di autoctonia rispetto alle metamorfite incassanti, ma in zone ancora più profonde del basamento. Come è stato infatti precisato nel capitolo precedente, i dati radiometrici ottenuti sulle anfiboliti e sugli ortogneiss dell'area Siniscola-Golfo Aranci, indicano che l'evento metamorfico regionale è anch'esso ercinico e databile in queste aree intorno a 295 M.A. quale età di richiusura dei sistemi chimico-isotopici. Poiché l'età di raffreddamento delle plutoniti affioranti nella Gallura si aggira intorno a 290 M.A. ne consegue che processo anatettico e processo metamorfico sono sostanzialmente coevi.

Per quanto riguarda il carattere intrusivo delle plutoniti della Gallura non si vuole nemmeno affermare che le diverse masse intrusive hanno tutte una stessa ambientazione di cristallizzazione (cioè identità di livello di intrusione) con conseguente identità di interazioni con il complesso metamorfico. Va rilevato infatti a questo proposito come sia i dati giacitureali e petrografici, sia quelli radiometrici, indicano l'esistenza anche nelle zone in oggetto di eventi intrusivi multipli succedutisi via via nel tempo.

Poiché contemporaneamente l'assetto strutturale del basamento, per effetto anche delle stesse intrusioni, doveva necessariamente modificarsi, appare logico ipotizzare che la messa in posto delle diverse masse intrusive sia avvenuta a profondità diverse. In particolare le ultime intrusioni, che sono quelle leucogranitiche, si sono probabilmente messe in posto a minor profondità rispetto alle antecedenti intrusioni

monzogranitiche. Ciò è suggerito dalla costanza dei loro caratteri tessuturali nelle diverse aree di affioramento indipendentemente dal grado del metamorfismo regionale e dalla loro frequente associazione con ammassi leucogranitici ipoabissali.

IL SISTEMA FILONIANO.

Magmatiti ipoabissali in giacitura filoniana o in ammassi irregolari di estensione anche molto variabile, sono frequentissime in tutta l'area di affioramento del cristallino sardo. La gamma dei litotipi è molto estesa e comprende facies sia melanocrate che leucocrate, nonché filoni di idrotermaliti varie; da quest'ultime si prescinde in questa sede.

I riferimenti agli affioramenti di rocce ipoabissali sono numerosi nella letteratura, anche se non sono molti i lavori specifici (Cavinato, 1935; Lauro, 1944; Calvino, 1958; Emiliani, 1958; D'Amico, 1960; D'Amico e Paganelli, 1960; D'Amico e Guidicini, 1961; Conti, 1964, 1966; Negretti 1966; Armari et Al., 1967; Conti e Traversa, 1968; Maccioni et Al., 1968; note illustrative dei F.¹ 194, 195, 205).

Il quadro d'insieme offerto dalla letteratura esistente sull'argomento risulta poco chiaro.

Per le *facies melanocrate*, un primo esame della bibliografia mette in risalto la tendenza di alcuni Autori a definirle con il termine di « lamprofirici » intesi come « differenziati basici » dei graniti costituenti il batolite. Questo insieme di filoni appartarrebbe ad un ciclo magmatico posteriore a quello dei graniti stessi che, ad esempio, Cavinato (1939) definisce « fase dei diabasi » o « fase lamprofirica ».

In alcuni lavori vengono distinte facies lamprofiriche (spessariti, kersantiti, camptoniti ecc.), facies diabasiche e facies porfiritiche, e talora termini composizionalmente intermedi fra le suddette facies.

I vari litotipi sembrano coesistere praticamente in tutto il cristallino sardo. Nostre ricerche di dettaglio ancora inedite suggeriscono che, almeno in alcune aree della Barbagia-Gallura, i filoni melanocrati sono rappresentati esclusivamente da vari termini diabastico-porfiritici a carattere non alcalino.

Si pone quindi a nostro avviso un primo problema che è quello di meglio precisare i caratteri fisiografici e petrochimici delle facies ritenute di tipo lamprofirico e le loro relazioni petrogenetiche con le normali facies diabastico-porfiritiche.

Per quanto concerne le *facies leucocrate*, i litotipi più diffusi sono rappresentati da apliti, da porfidi per lo più granitici, da micrograniti a *facies granitoide*, tendenzialmente equigranulari, per lo più a due miche, e da subordinate pegmatiti.

Queste *facies*, oltre che in giacitura filoniana si trovano spesso in ammassi di forma irregolare e dimensioni talora rilevanti: tali ammassi sono particolarmente frequenti in associazione con le masse intrusive di tipo leucogranitico e comunque con le *facies granitiche* più acide, quali quelle tipo « Oschiri », tipo « Capo Comino », i leucograniti dell'Iglesiente-Sulcis, i vari graniti della Gallura.

Le *facies leucocrate* non presentano a nostro avviso problemi petrogenetici di particolare difficoltà: trattasi chiaramente di *facies* non differenziate, o differenziate sino a termini aplitici, che mostrano stretta affinità petrochimica con le plutoniti costituenti i corpi intrusivi cui sono geneticamente associate.

Come è noto uno dei problemi più discussi circa le *facies filoniane* è quello della loro età relativa, problema al quale numerosi Autori hanno tentato di dare una soluzione sulla base delle intersezioni fra i vari filoni e degli inclusi in essi contenuti.

I risultati di tali tentativi applicati al batolite sardo non prospettano una soluzione univoca a questo problema: vengono infatti descritte situazioni che denunciano una antecedenza di alcuni tipi di filoni melanocrati rispetto a filoni leucocrati ed altre esattamente contrarie; non mancano riferimenti a probabili ricorrenze nel tempo dei due diversi litotipi cui sono associate ipotesi di esistenza di più generazioni di filoni melanocrati.

Il problema appare ulteriormente complicato dal fatto che, come ha recentemente messo in evidenza Traversa (1968, 1969), le vulcaniti permiane della Gallura sono localmente attraversate da filoni basici che presentano evidenti analogie composizionali e strutturali con alcuni filoni melanocrati appartenenti al sistema filoniano del batolite sardo.

Per quanto in precedenza accennato circa la molteplicità delle grandi masse intrusive e l'interdipendenza delle *facies ipoabissali leucocrate* con ciascuna di esse, il problema della cronologia delle *facies filoniane* si riduce secondo noi alle sole *facies melanocrate*: la sua risoluzione è legata alla possibilità di stabilire se esistono più generazioni di filoni melanocrati ben differenziate cronologicamente (sino ad essere alcune decisamente posteriori al ciclo magmatico intrusivo ed

anche a quello effusivo) e se a tali differenti età è associata o meno una variazione composizionale (facies diabasico-porfiritiche e facies lamprofiriche).

E' evidente che la soluzione del problema dell'età delle manifestazioni filoniane melanocrate e delle loro interferenze con quelle leuconate e con i vari corpi intrusivi costituenti il batolite potrà dare un notevole contributo alla petrologia del batolite stesso. E ciò in quanto riteniamo che i magmi basici che hanno dato luogo ai filoni melanocrati hanno una provenienza subcrustale e come tali sono sostanzialmente indipendenti, temporalmente e geneticamente, dal magmatismo anatettico che ha dato luogo alle plutoniti granitiche, ai filoni leuconati ed alle vulcaniti permiane.

La risoluzione del problema ovviamente non può prescindere da uno studio articolato anche su datazioni radiometriche, che del resto sono specifico oggetto dei nostri programmi di ricerche.

CRONOLOGIA DEGLI EVENTI INTRUSIVI.

Elementi giaciturali.

La messa in posto del batolite sardo è tradizionalmente riferita all'orogenesi ercinica, in quanto nelle zone meridionali dell'Isola le plutoniti sono chiaramente intruse entro le formazioni silurico-devoniche nelle quali hanno determinato vistose aureole di contatto, mentre sono chiaramente trasgressivi su di esse terreni permo-carboniferi ed anche mesozoici.

Come è stato messo in evidenza da alcuni di noi (Ghezzi et Al., 1972) la presenza quasi ubiquitaria nelle metamorfiti appartenenti alla facies degli scisti verdi ed a quella delle anfiboliti di effetti di ricristallizzazione termometamorfica sovrainposti a strutture e paragenesi riferibili al metamorfismo regionale, unitamente alla presenza nelle plutoniti di inclusi di metamorfiti varie (comprese le facies migmatitiche) è a favore di una ambientazione sostanzialmente tardo-postorogena degli eventi intrusivi e quindi post-metamorfica. Solo alcuni motivi giaciturali e tessiturali da noi riscontrati in alcune facies granodioritiche e quarzodioritiche del II gruppo (tessiture orientate associate talora a giacitura in apofisi concordanti con la scistosità) suggeriscono, limitatamente a queste rocce, una ambientazione almeno parzialmente sincinematica.

Ciò premesso, il fatto che siano stati da noi riconosciuti diversi gruppi di plutoniti cui corrispondono, secondo quanto abbiamo in precedenza delineato, almeno altrettanti eventi intrusivi, pone il problema di definire una cronologia relativa degli stessi.

Quanto di seguito prospettato a questo riguardo costituisce un quadro necessariamente non definitivo che verrà via via integrato con il proseguire delle ricerche sul cristallino sardo.



Fig. 39. — Fenomeni di permeazione e smembramento al contatto fra massa basica e granito incassante (Punta Falcione).

Le plutoniti del primo gruppo costituiscono piccole masse generalmente inglobate in litofacies appartenenti al III gruppo e chiaramente antecedenti rispetto a queste ultime: lo dimostrano in particolare la presenza nelle zone di contatto di vene e permeazioni di materiale granitico entro le rocce basiche e motivi tessiturali che denunciano un loro smembramento in blocchi e frammenti di forma e dimensioni variabili che vengono inglobati nella compagine granitica (fig. 39). Si ricorda qui che nelle plutoniti del II gruppo e in alcune del III sono particolarmente frequenti, accanto agli inclusi metamor-

fici, inclusi melanocrati per i quali Ghezzi et Al., (1972) hanno avanzato l'ipotesi di una derivazione per frammentazione di originarie masse gabbro-tonalitiche.

Alcune di queste masse intrusive del I gruppo, come quelle di Bureci, di Bortigiadas, di Burgos, si trovano contemporaneamente a contatto sia con plutoniti più acide sia con metamorfiti. Rispetto a queste ultime presentano contatti di tipo intrusivo accompagnati da marcati effetti termometamorfici sulle metamorfiti stesse. Per quanto concerne i loro contatti con le plutoniti più acide si osservano motivi di implicazione, come quelli sopra descritti, che dimostrano una precedenza delle masse basiche rispetto a: leucograniti tipo « Capo Comino » nel caso di Bureci; a granodioriti biotitico-anfiboliche nel caso di Burgos; a monzograniti biotitici nel caso di Bortigiadas.

Le quarzodioriti e le granodioriti del II gruppo sono chiaramente antecedenti rispetto alle plutoniti del III gruppo: lo dimostrano, particolarmente nel Goceano, nella Barbagia e nell'Ogliastra, le numerose apofisi granitiche ad articolazione varia e talora complessa che risultano intruse entro le prime nelle zone di contatto.

Per quanto concerne la cronologia relativa all'interno del II gruppo, che almeno nel Goceano è costituito, come si è visto, da molteplici masse intrusive, non sono emersi sino ad ora elementi chiaramente esplicativi. All'interno invece del III gruppo vi sono chiare evidenze che alcuni tipi di leucograniti, quali quelli rosa tipo « Capo Comino » e quelli biancastri tipo « Borta Melone », sono posteriori alle facies circostanti e cioè rispettivamente ai monzograniti inequigranulari rosati della Gallura ed alle granodioriti monzogranitiche della Barbagia di Ollolai.

Analoga situazione si riscontra nel Sarrabus dove ancora le facies leucogranitiche risultano posteriori a monzograniti biotitici.

Quanto sopra esposto consente in conclusione di prospettare che gli eventi intrusivi sono in linea di massima articolati nel modo seguente procedendo da quelli più antichi a quelli più recenti:

gabbri → quarzodioriti e granodioriti a carattere quarzodioritico →
monzograniti e granodioriti monzogranitiche → leucograniti.

Ciò ovviamente a prescindere dalle facies filoniane per le quali si rinvia a quanto ampiamente discusso nel relativo paragrafo.

Nel caso dei leucograniti dell'Iglesiente la risoluzione dell'età relativa della loro messa in posto, rispetto agli altri leucograniti del-

l'Isola, può essere affidata soltanto a ricerche radiometriche, mancando qualunque condizione per una valutazione sulla base dei rapporti giacitureali.

Soltanto nella zona dell'Arburese la loro messa in posto sembra comunque posteriore alle facies grano-quarzodioritiche ivi affioranti, entro le quali risultano intrusi anche grossi dicchi di micrograniti a carattere leucogranitico.

Età radiometrica.

Dati radiometrici sulle plutoniti sono disponibili per il momento solo per il settore Ogliastro-Gallura.

Una prima serie di dati indica che in questo settore la messa in posto dei « graniti » è da riferirsi all'orogenesi ercinica.

Una tale indicazione, prospettata inizialmente dai risultati di Ferrara et Al., (1962) acquisiti con il metodo Rb/Sr sulla biotite di un campione di granito e su muscoviti di una aplite e di una pegmatite prelevate nei pressi di Olbia, è chiaramente emersa dai risultati delle ricerche da noi condotte, estese a molti dei fondamentali litotipi costituenti il batolite (Del Moro et Al., 1972a-b).

In particolare la retta isocrona delle « rocce totali » costruita secondo il metodo Rb/Sr su 19 campioni di plutoniti e facies filoniane, ha permesso di assegnare al batolite sardo una età di 278 M.A.; una età all'incirca analoga è emersa dai risultati analitici di nove campioni di biotiti.

Un'età genericamente ercinica è prospettata anche dai risultati di Cozzupoli et Al. (1971-1972) ottenuti con il metodo K/Ar su sette campioni di roccia totale e su alcuni minerali separati da plutoniti della Barbagia-Ogliastro.

Più recentemente, poiché le nostre ricerche geopetrografiche avevano delineato l'esistenza di una successione di molteplici eventi intrusivi, abbiamo ritenuto opportuno spingere lo studio radiometrico in un maggior dettaglio, nel tentativo di quantificare l'età almeno dei fondamentali episodi intrusivi.

I primi risultati di tali ricerche, limitati essenzialmente a litotipi del II e del III gruppo del settore Ogliastro-Gallura, (Del Moro et Al., 1974), hanno consentito di evidenziare per le facies granodioritiche e quartzodioritiche del II gruppo una età di messa in posto di 297 ± 6 M.A. (con $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniziale di $0,7099 \pm 0,0006$) e per le fa-

cies leucogranitiche rosa tipo « Capo Comino » un'età di 279 ± 1 M.A. (con $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniziale di $0,7085 \pm 0,0005$); un'età intermedia di 292 ± 5 M.A. (con $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniziale di $0,7107 \pm 0,0008$) è emersa per le altre facies granitiche e granodioritiche del III gruppo.

I suddetti risultati, se si tiene conto che i litotipi analizzati rappresentano la maggior parte degli affioramenti di un vastissimo settore della Sardegna, quale quello dell'Ogliastra-Gallura, dimostrano che le fasi principali del magmatismo intrusivo ercinico si sono realizzate in un arco di tempo di circa 20 M.A., che va dal Westfaliano medio allo Stefaniano alto al limite con il Permiano e confermano pienamente quanto era emerso dallo studio geologico-petrografico circa la successione e l'età relativa degli eventi intrusivi, avvalorando peraltro quanto da noi delineato nei capitoli precedenti circa le relazioni intercorrenti fra orogenesi e metamorfismo e fra metamorfismo e messa in posto delle varie masse intrusive.

Il complesso effusivo.

I pochi lembi residui di quello che era probabilmente un complesso vulcanico paragonabile per estensione ai maggiori complessi coevi delle Alpi, non consentono di delineare un esauriente quadro delle sue originarie caratteristiche strutturali e magmatologiche.

Inoltre solo recentemente è stato intrapreso uno studio organico e sistematico di detti affioramenti essenzialmente da parte di ricercatori della Scuola di Roma.

A parte qualche lavoro a carattere regionale (Vardabasso, 1950, 1959) gli studi di dettaglio sinora pubblicati (Lauro et Al., 1963; Lauro, 1970; Traversa, 1965, 1966, 1967, 1968; Cozzupoli e Lombardi, 1969; Cozzupoli et Al., 1971) si riferiscono essenzialmente all'affioramento della Gallura e subordinatamente a quelli del M. Perdedu e di Seui in Barbagia.

Da tali lavori emerge che il complesso vulcanico in questione è costituito, sia pure con situazioni litostratigrafiche diverse da luogo a luogo, da facies tufacee, laviche ed ignimbriche, con netta prevalenza quantitativa di queste ultime sulle prime.

In Gallura i prodotti del vulcanesimo permiano sono rappresentati (v. op. citate di G. Traversa) procedendo dal basso verso l'alto da « tufi conglomeratici », « ignimbriti riolitiche e quarzolattitiche »,

« vulcaniti laviche metasomatizzate a composizione quarzo-cheratofirica » e infine da un livello di « tufi per lo più conglomeratici ».

Nella Barbagia di Seulo, la successione degli eventi effusivi appare più complessa ed articolata. Sul basamento metamorfico della zona di Seui poggia infatti (Lauro, 1970) una successione di complessi sedimentari clastici riferiti all'Autuniano, talora antracitiferi, ai quali sono intercalati orizzonti di « porfiriti feldspatico-piroseniche »; chiude la serie verso l'alto una successione di « porfidi quarziferi ».

Nella vicina zona del M. Perdedu la situazione litostratigrafica è ancora diversa. La successione secondo Cozzupoli e Lombardi (1969) ha inizio con un « complesso tufaceo di base » seguito verso l'alto da due livelli di « ignimbriti riolitiche » fra le quali è intercalato un secondo complesso tufaceo. Variamente inserite in questa successione si trovano anche facies aventi giacitura subvulcanica e rappresentate da « rioliti » e da « quarzolatiti ». Tutte le vulcaniti analizzate per i diversi settori dai suddetti AA. denunciano di essere state interessate, prevalentemente in fase deutERICA, da più o meno intensi processi di alterazione e metasomatosi che hanno modificato l'originaria composizione chimica e mineralogica, con formazione nei vari casi di facies a chimismo spiccatamente sodico o potassico, fenomeni questi molto comuni nelle vulcaniti permiane dell'arco alpino. Dai dati analitici, mineralogici e litostratigrafici riportati dai suddetti Autori si delinea in ogni caso che il vulcanismo ha un carattere essenzialmente ignimbritico a chimismo riodacitico-riolitico, subordinatamente lavico a chimismo andesitico-dacitico sino al riolitico. Sostanzialmente simile sembra essere la situazione anche nelle altre zone di affioramento di vulcaniti permiane in Sardegna.

Un elemento a nostro avviso molto significativo per la comprensione dell'evoluzione geologico-strutturale del basamento cristallino è rappresentato dai particolari rapporti giacitureali degli affioramenti sopra citati rispetto al basamento stesso.

Nella Gallura (v. Charrier, 1958), nell'Ogliastra (al M. Ferru) e nell'Iglesiente meridionale le vulcaniti poggiano in parte direttamente sulle plutoniti; inoltre si può constatare che nelle diverse regioni dell'Isola le vulcaniti stesse poggiano anche su metamorfiti a diverso grado metamorfico. Ciò testimonia inequivocabilmente che prima della messa in posto del complesso vulcanico il basamento è stato interessato da fenomeni di sollevamento differenziale accompa-

gnati da intensi processi erosivi e probabilmente anche di denudamento tettonico, fenomeni questi che hanno portato, particolarmente nella Gallura, ad affiorare livelli strutturali anche molto profondi.

In conclusione il vulcanismo permiano in Sardegna sembra caratterizzato da situazioni litostratigrafiche, giaciture e composizionali simili a quelle degli altri complessi effusivi coevi dell'arco alpino, caratterizzati dal prevalere delle facies riodacitico-riolitiche di affinità calcalcalina.

Pur mancando dati isotopi al riguardo, la genesi di queste vulcaniti, in particolare di quelle riodacitiche e riolitiche, è da riferirsi a processi anatettico-crustali.

Considerazioni sul magmatismo ercinico.

Quanto in precedenza esposto sul complesso intrusivo ercinico delinea un quadro fenomenologico d'insieme da cui emerge chiaramente che il batolite sardo è costituito da molteplici masse intrusive, variamente articolate e fra loro ben differenziabili composizionalmente ed anche cronologicamente.

Come si è accennato nel commento al chimismo delle plutoniti, che i diagrammi delle figg. 20, 21, 22 riassumono e sintetizzano, i punti rappresentativi delle litofacies principali del batolite delineano un trend tipico delle serie calcalcaline.

L'andamento evolutivo della composizione chimica della intera associazione intrusiva, pur con le soluzioni di continuità messe in evidenza precedentemente nella parte petrografica, induce a prima vista ad ipotizzare un meccanismo genetico unitario sul tipo di quello classico che prevede una differenziazione per cristallizzazione frazionata.

La notevole similitudine dei rapporti isotopici iniziali $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Del Moro et Al., 1974) di tutta la gamma di litotipi compresa fra i leucograniti e le quarzodioriti accresce d'altro canto la suggestione di trovarsi di fronte ad una serie di differenziazione. Altrettanto può dirsi per l'evoluzione composizionale nel tempo, dal momento che la successione cronologica di messa in posto delle diverse masse intrusive risulta, sia su basi giaciture che radiometriche, articolata secondo un ordine che, a partire da termini basici iniziali, giunge via via a quelli più acidi finali.

Una tale ipotesi, che più o meno apertamente ha dominato l'interpretazione genetica delle magmatiti costituenti il « plutone sardo » nella letteratura precedente, è a nostro avviso improponibile.

Ciò in primo luogo perché i rapporti quantitativi fra i vari litotipi sono nettamente diversi da quanto sarebbe logico aspettarsi come conseguenza di un simile meccanismo genetico, sia prevedendo un « parent magma » di natura genericamente quarzodioritica, sia tanto meno prevedendo un « parent magma » di natura gabbroide. In secondo luogo perché appare altamente improbabile che le variazioni di chimismo su vasta scala, che portano da facies prevalentemente granodioritiche nella fascia Goceano-Barbagia-Ogliastra a facies monzogranitiche nella Gallura, siano dovute ad un semplice processo di differenziazione magmatica e che pertanto le plutoniti delle due suddette zone siano geneticamente interdipendenti.

D'altra parte non appare verosimile nemmeno ipotizzare per le rocce tonalitico-gabbroidi, ed ancor meno per le rocce grano-quarzodioritiche, una derivazione per differenziazione in senso basico di magmi più acidi come era stato prospettato in passato da alcuni Autori.

In conclusione i dati disponibili suggeriscono che nel corso dell'evoluzione orogenetica e quindi verosimilmente in risposta a variazioni di parametri soprattutto fisici, si sono originati di volta in volta magmi a chimismo diverso che, frazionati in molteplici corpi intrusivi, sono risaliti verso zone più superficiali inserendosi o nella copertura metamorfica, o investendo altre masse intrusive di precedente solidificazione.

In questo quadro la suddivisione delle plutoniti in tre gruppi (o meglio in quattro, tenuto conto dei leucograniti) trova forse la sua migliore giustificazione, dal momento che essi indicano il tipo di prodotti che si rendevano man mano disponibili al variare delle condizioni petrogenetiche. Naturalmente in un processo dinamico di questo tipo il susseguirsi dei diversi tipi magmatici non può che avere una validità statistica e, d'altra parte, sarebbe assurdo, in un simile contesto, immaginare episodi rigidamente confinati nel tempo e nello spazio.

Per di più altri fattori hanno certamente contribuito ad accrescere la complessità del quadro magmatologico. Tra questi hanno sicuramente giocato un ruolo importante, anche se circoscritto, fenomeni di contaminazione ed anche di differenziazione magmatica delle singole masse intrusive.

A proposito del fenomeno della contaminazione si è più volte accennato alla presenza di inclusi melanocrati nelle rocce del II e del III gruppo (esclusi i leucograniti). Si è più volte alluso alla presenza di zone, all'interno di una massa intrusiva, con particolare frequenza di tali inclusi ed al fatto che la roccia ospite mostri in tali casi un aumento di « basicità » più o meno marcato. E' stata d'altra parte descritta la situazione di alcune grosse masse basiche incluse nel granito che mostrano un progressivo aumento di « acidità » verso i contatti con il granito stesso.

Noi riteniamo che questi fenomeni siano da ricondursi a veri e propri processi di contaminazione, vuoi per parziale mescolamento, e vuoi soprattutto per fenomeni di scambio di elementi, sotto la spinta di gradienti chimici, scambio facilitato da una probabile parziale fluidità dei due sistemi.

Senza addentrarsi, in questa sede, nei particolari di questi fenomeni che rimandiamo a studi specifici, ci limitiamo a segnalare che essi sono particolarmente evidenti in certe zone del Sarrabus meridionale, nella Barbagia (per esempio zone di Liscoi-Sarule) e nella Gallura (per esempio zone di Luogosanto-alto corso del T. Liscia) e nel Goceano (Serra di Orotelli e Burgos). Per esempio in quest'ultima regione, la complessa e peculiare intrusione di Burgos è probabilmente la risultante dell'interazione di un magma quarzodioritico con una massa di natura originariamente gabbroide.

E' evidente che il sovrapporsi ai fondamentali processi petrogenetici di fenomeni di contaminazione od anche di differenziazione magmatica dà l'impressione di un continuo compositivo che i diagrammi di figg. 20, 21, 22 in effetti, ma solo a prima vista, suggeriscono.

Tuttavia, se da un lato appare giustificato l'abbandono dell'ipotesi di una classica differenziazione magmatica su grande scala per spiegare la natura composita del batolite sardo, ciò crea più problemi di quanti non ne risolve.

Resta infatti da spiegare non solo l'origine dei vari tipi di magmi, ma anche la loro successione temporale ed in particolare il tipo di successione. Per quanto riguarda quest'ultimo problema diciamo subito che il succedersi di intrusioni da basiche ad acide in un batolite è un fenomeno riconosciuto da molti Autori in numerose catene orogetiche nelle più diverse parti del mondo. Si tratta quindi di un feno-

meno petrologico di vastissima portata che non ha ricevuto a tutt'oggi spiegazioni soddisfacenti. Noi non analizzeremo qui le varie ipotesi prospettate, limitandoci a rimandare al testo e all'ampia letteratura citata da Pitcher e Berger (1973) ed a constatare che proprio l'ipotesi avanzata da questi Autori è, forse, una delle più convincenti al momento attuale.

Per quanto riguarda la provenienza dei magmi i dati isotopici da noi acquisiti indicano una natura genericamente crustale per almeno gran parte delle rocce del II e del III gruppo.

La notevole similitudine del valore dei rapporti isotopici iniziali indica inoltre la loro origine per anatessi di una porzione di crosta sufficientemente omogenea almeno per questo parametro.

Per le facies gabbroidi del I gruppo è verosimile, sulla base del chimismo, una genesi suberustale. Per queste rocce non sono purtroppo ancora disponibili dati isotopici.

Come è stato ricordato certi motivi giacitureali portano a ritenerle fra i primi prodotti del magmatismo ercinico.

D'altra parte niente vieta di pensare che alcune di queste masse siano risalite contemporaneamente alle grandi masse granitiche e, inglobate da queste, si siano disarticolate variamente nel corso della risalita. Un simile meccanismo che avrebbe messo in contatto magmi basici con magmi acidi in zone profonde, forse proprio nelle stesse zone di anatessi di questi ultimi, consentirebbe di interpretare agevolmente tutta una serie di fenomeni di rilevante interesse petrologico, quali la natura e le caratteristiche degli inclusi melanoerati di derivazione magmatica, la genesi delle facies tonalitiche del I gruppo e in generale la variabilità composizionale delle masse basiche e delle rocce ospiti in prossimità dei contatti con queste ultime.

Al di là dei numerosi e complessi problemi magmatologici resta infine l'ancora più arduo problema di individuare le cause ed i meccanismi dell'orogenesi dalle quali anche dipendono il tipo e l'evoluzione del magmatismo.

Ghezzo et Al. (1972) hanno tentato l'applicazione dei modelli forniti dalla « plate tectonics » al fine di inquadrare le caratteristiche oggettive, emerse fino ad allora dallo studio della distribuzione delle plutoniti costituenti il batolite sardo. Tale tentativo si chiudeva con un elenco di difficoltà e di realtà incongruenti che il modello stesso

non permetteva di superare. L'unico dato che consentiva, e consente tutt'ora di mantenere a livello di ipotesi di lavoro un tale meccanismo geodinamico è rappresentato dal fatto che esso dà ragione di una asimmetria termica sulla cui base può essere interpretata la asimmetria composizionale rilevata nel settore Ogliastro-Gallura.

Questo dato non è sufficientemente probante ed è quindi giustificata la conclusione dei suddetti AA. di rimandare l'interpretazione al momento in cui ben più vaste porzioni della catena ercinica europea saranno note con sufficiente dettaglio geo-petrografico e meglio definiti saranno gli originari lineamenti geo-strutturali della catena stessa.

D'altra parte, sulle difficoltà che presenta l'interpretazione geodinamica dell'orogene ercinico, è stato trattato abbondantemente nel corso del recente Convegno di Bergamo sull'argomento (14-16 marzo 1974), ed agli atti di tale Convegno rimandiamo per una più esauriente valutazione delle attuali conoscenze in proposito.

CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Una ricostruzione di quelli che sono stati gli eventi genetici e le linee evolutive del cristallino sardo non può che articolarsi sugli elementi oggettivi via via evidenziati nel corso della presente memoria, alcuni dei quali vengono qui schematicamente riassunti in quanto li riteniamo particolarmente significativi per un serio e fondato tentativo di interpretazione geologica:

a) testimonianze attraverso i derivati metamorfici di un magmatismo acido correlabile almeno cronologicamente con la cosiddetta « fase sarrabese » della tettonica pre-ercinica;

b) testimonianze attraverso i derivati metamorfici di un magmatismo basico di età genericamente gotlandiana;

c) aumento del grado di metamorfismo regionale procedendo da SW verso NE, con carattere Barroviano nelle aree Nord-orientali;

d) carattere composito del batolite dovuto ad una molteplicità degli eventi intrusivi succedutisi in un arco di tempo di almeno 20 M.A. a partire da termini basici sino a termini via via più acidi che sono di gran lunga i prevalenti;

e) giacitura discordante delle masse intrusive rispetto alle metamorfiti con metamorfismo di contatto indotto su quest'ultime e quindi carattere tardo-postorogenico del plutonismo;

f) corrispondenza tra zonalità composizionale del complesso intrusivo e zoneografia del complesso metamorfico;

g) età radiometrica sicuramente ercinica sia dell'evento metamorfico principale, sia delle plutoniti costituenti il batolite;

h) origine anatettico-crustale delle masse intrusive sialiche e origine subcrustale di quelle basiche;

i) giacitura discordante delle vulcaniti permiane sia su metamorfiti a grado di metamorfismo variabile, sia sulle plutoniti.

Gli elementi sopra richiamati permettono a nostro avviso di prospettare la seguente successione di eventi in riferimento soprattutto agli episodi di magmatismo e di metamorfismo.

Tra l'Ordoviciano e il Gotlandiano, in concomitanza con una fase tettonica i cui effetti sono rilevabili solo nel Sarrabus (discordanza sarrabese), si sono avute estese manifestazioni di magmatismo acido essenzialmente effusivo i cui prodotti, successivamente metamorfosati nel corso dell'orogenesi ercinica, sono rappresentati dai potenti orizzonti di porfiroidi distribuiti su vaste aree della Sardegna.

L'inquadramento di tale evento magmatico ed il suo ruolo nel complesso degli eventi di età caledoniana costituiscono tuttora un problema aperto, anche se il carattere del chimismo è in accordo con quello dei tipici prodotti anatettici postorogenici e non mostra alcuna affinità con quello dei prodotti alcalini legati ad episodi anorogenici.

Non è infatti possibile postulare che l'attività magmatica si sia svolta in fase postorogenica solo in base al chimismo dei suoi prodotti, né bastano allo scopo le testimonianze di una discordanza all'interno di serie epicontinentali. Sarebbe necessario trovare anche sicure tracce di importanti eventi erogenetici «sensu stricto» che abbiano preceduto l'attività stessa.

Successivamente, durante il Gotlandiano la sedimentazione diventa gradualmente più pelagica rispetto a quella ordoviciana. In connessione con questo lento movimento di subsidenza sono da porre gli epi-

sodi di magmatismo basico, almeno in parte sottomarino, di origine subcrustale, i cui prodotti interposti fra i terreni gotlandiani sono ora rappresentati da metabasiti di vario tipo.

Della sedimentazione devonico-carbonifera (« Post-Gotlandiano ») rimangono chiare testimonianze solo nelle aree centrali e meridionali. Purtroppo sedimenti di questa età non risultano attualmente presenti nelle aree Nord-orientali dell'Isola, ma ciò non significa necessariamente che essi non si siano mai depositi in tali aree.

Se si considera infatti la zoneografia del complesso metamorfico e si tiene conto dell'abbondanza di facies migmatitiche in dette aree, è necessario ammettere che su esse doveva insistere al momento del metamorfismo ercinico un rilevante spessore di materiali forse in parte costituiti da sedimenti devonico-carboniferi.

In un momento ancora imprecisabile del Carbonifero inferiore-medio ebbe inizio la fase parossistica ercinica. Per quanto è possibile rilevare all'attuale livello di erosione, le deformazioni tettoniche hanno avuto carattere prevalentemente plicativo con formazione di strutture piegate con assi NW-SE sino a E-W.

A tali deformazioni si è accompagnata una diffusa ricristallizzazione metamorfica che si delinea con caratteri barici diversi a NE e a SW dell'allineamento Stintino-Dorgali e cioè con caratteri di pressione intermedia nelle zone a NE e di pressione medio-bassa in quelle a SW di tale allineamento.

La messa in posto della gran parte del vasto corteo di plutoniti si è svolta nell'arco di tempo compreso tra circa 300 e 280 M.A. ed è posteriore agli eventi cinematici cui è legato il metamorfismo regionale.

La successione degli eventi intrusivi è caratterizzata, come si è visto, da una messa in posto, nel corso dell'evoluzione orogenetica, di masse via via più acide secondo un trend tipico delle serie calcocaline, e da un netto predominio dei termini più acidi composizionalmente compresi fra le granodioriti ed i leucograniti.

Già in sede di considerazioni sul magmatismo ercinico, si è sottolineato come il succedersi di eventi a diverso chimismo costituisca ancora un problema aperto per tutti i grandi batoliti compositi. In Sardegna tale fenomeno, secondo la nostra opinione, è concomitante con l'evoluzione geo-strutturale del basamento e quindi causalmente correlato con questa.

Infatti mentre la presenza, pur sporadica, di marcate tessiture orientate nelle rocce quarzodioritiche indica per esse una messa in posto almeno in parte tardo-sincinematica, la messa in posto dei leucograniti risulta decisamente postcinematica e addirittura posteriore ad un sollevamento di rilevante entità di tutto il basamento cristallino.

Tale sollevamento, che nelle zone Nord-orientali ha portato in affioramento metamorfiti di alto grado, mentre nelle zone Sud-occidentali ha corrispondentemente portato in affioramento metamorfiti di basso grado, deve ritenersi contemporaneo alla risalita delle grandi masse granodioritico-monzogranitiche e certamente esaurito al momento della messa in posto delle vulcaniti permiane. Noi riteniamo che l'entità di questo sollevamento, se si tiene conto e del diverso grado metamorfico da zona a zona e del diverso regime P-T del metamorfismo regionale rispetto alla direttrice Stintino-Dorgali, deve essere stato di circa 4-7 Km per le regioni a SW e di circa 20 Km per le regioni a NE di tale direttrice.

Deve essere stato dunque di quest'ordine di grandezza lo spessore dei materiali asportati per erosione e/o denudamento tettonico prima della sedimentazione continentale postorogenica e della messa in posto delle vulcaniti permiane.

La genesi del magmatismo, cui è dovuta la formazione del grande batolite composito sardo-corso, e le imponenti modificazioni dell'assetto strutturale che hanno interessato il basamento crustale dall'acme cinematico sino all'esaurirsi del sollevamento, sono, a nostro avviso, interdipendenti.

In conclusione, da quanto precede risulta in modo evidente che se da un lato è stato possibile individuare una serie di fatti che ci hanno consentito di ricostruire a grandi linee l'evoluzione geologica della Sardegna durante il Paleozoico, dall'altro emerge come tale ricostruzione apra problemi di più vasta portata quali l'individuazione delle cause e dei meccanismi geodinamici che hanno determinato e caratterizzato l'evento orogenico ercinico non solo in Sardegna ma in tutto il continente europeo.

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- ARMARI G., GIAMMETTI F., ZERBI M. (1968) - *Petrografia del complesso agmatitico del torrente Liscia (Gallura)*. Ateneo Parmense, 4, 97-237.
- BARBERI F., INNOCENTI F. (1966) - *I fenomeni di metamorfismo termico nelle rocce peridotitico-serpentinose dell'anello del M. Capanne (Isola d'Elba)*. Per. Min., 35, 735-760.
- BORNEMANN J. G. (1886) - *Die Versteinerungen des Cambrischen Schichtensystems der Insel Sardinien*. Nova Acta K. Leop. Carol. dtseh. Akad. Naturf., 51, 1, 1-147.
- BORNEMANN J. C. (1891) - *Die Versteinerungen des Cambrischen Schichtensystems der Insel Sardinien*. Nova Acta K. Leop. Carol. dtseh. Akad. Naturf., 51, 3, 427-538.
- BOSELLINI A., OGNIBEN G. (1968) - *Ricoprimenti ercinici nella Sardegna centrale*. Ann. Univ. Ferrara, nuova serie, 1, 14 pp.
- CADISCH J. (1938) - *Zur Geologie der Insel Sardinien*. Geol. Rundschau, 29, 52-72.
- CALVINO F. (1956) - *I porfidi grigi del Sarrabus*. Boll. Serv. Geol. Ital. 78, 265-276.
- CALVINO F. (1958) - *Contributo alla cronologia delle rocce filoniane sarde (Baronia, Ogliastra sud-orientale, Salto di Quirra)*. Ass. Min. Sarda 62, 6, 31-38.
- CALVINO F. (1959) - *Primi risultati di uno studio stratigrafico e tettonico della Sardegna sud-orientale*. Mem. Acc. Patavina Sc. Lett. Arti 71, 14 pp.
- CALVINO F. (1962) - *Lineamenti strutturali del Sarrabus-Gerrei (Sardegna sud-orientale)*. Boll. Serv. Geol. Ital., 81, 489-556.
- CALVINO F. (1972) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia. F° 227 Muravera*. A cura del Serv. Geol. d'It., Roma.
- CALVINO F., DIENI I., FERASIN F., PICCOLI G. (1958) - *Relazione preliminare sui rilevamenti geologici nel F° 195 Orosei (Sardegna)*. Boll. Soc. Geol. It., 77, 21.
- CALVINO F., DIENI I., FERASIN F., PICCOLI G. (1972) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia. F° 195 Orosei*. A cura del Serv. Geol. d'It., Roma.
- CARAPEZZA M., D'AMICO C., EMILIANI F., GANDOLFI G., GAZZI P., MONTELLA S., PAGANELLI L., SIMBOLI G. (1972) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia. F° 194 Ozieri*. A cura del Serv. Geol. d'It., Roma.
- CAVINATO A. (1933) - *Appunti di geologia e petrografia del Sarrabus e del Gerrei*. Boll. Uff. Geol. Ital., 58, 4, 1-12.
- CAVINATO A. (1935) - *Studi petrografici sulla Sardegna sud-orientale*. Padova, 284 pp.
- CAVINATO A. (1939) - *Epoche metallogeniche in Sardegna*. Ass. Min. Sarda, 45, 158-164.
- CAVINATO A. (1948) - *Cicli magmatici in Sardegna*. Atti Congr. Miner. Ital. Iglesias, 131-133.

- CAVINATO A. (1954) - *Aree metamorfiche in Sardegna*. Resoconto Ass. Min. Sarda, 57, 12.
- CAVINATO A. (1956a) - *Contributo alla conoscenza geologica della Sardegna. II - Gli scisti cristallini*. Rend. Acc. Naz. Lincei, 21, 22-28.
- CAVINATO A. (1956b) - *Contributo alla conoscenza geologica della Sardegna. I - Le pietre verdi*. Rend. Acc. Naz. Lincei, 20, 572-575.
- CHARRIER G. (1957) - *Gli scisti cristallini della Sardegna settentrionale*. Studio geologico-petrografico. Boll. Serv. Geol. It., 79, 101-260.
- CIPRIANI C., SASSI F. P., VITERBO-BASSANI C. (1968) - *La composizione delle miche chiare in rapporto con le costanti reticolari e col grado metamorfico*. Rend. S.I.M.P., 24, 153-187.
- COCOZZA T. (1972) - *Stratigraphic-structural map of Sardinia*. Grafica Editoriale Cartografica Roma.
- COCOZZA T., CONTI L., LOMBARDI G., TRAVERSA G. (1972) - *Le Précambrien en Sardaigne*. 24° Congres Géol. Intern. Montreal. Résumés, p. 7.
- 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 de La Maddalena. Nota I: l'Isola de La Maddalena*. Boll. Soc. Geol. It., 83, 5-86.
- CONTI L. (1966) - *Studio geopetrografico dell'Arcipelago de La Maddalena. Nota II: l'Isola di Caprera*. Per. Min., 35, 603-730.
- CONTI L., COZZUPOLI D., LOMBARDI G., TRAVERSA G. (1970) - *Contributo alla conoscenza del Cambriano metamorfico della Sardegna meridionale. I. Su alcune contattati nei pressi di Teulada*. Per. Min., 39, 415-451.
- CONTI L., TRAVERSA G. (1968a) - *Studio petrografico dell'Arcipelago de La Maddalena. Nota III: l'Isola di S. Stefano*. Per. Min., 37, 145-220.
- CONTI L., TRAVERSA G. (1968b) - *Sui minerali presenti nel cristallino dell'Arcipelago de La Maddalena. II. La biotite a distribuzione isotropa nel granito di Cala Francese*. Per. Min., 37, 577-594.
- COZZUPOLI D., DISCENDENTI A., LOMBARDI G., NICOLETTI M. (1971) - *Cronologia K/Ar delle manifestazioni eruttive del settore di Seui-Seulo (Barbagia-Sardegna)*. Per. Min., 40, 113-124.
- COZZUPOLI D., DISCENDENTI A., LOMBARDI G., NICOLETTI M. (1972) - *Datazioni K/Ar di rocce granitoidi della Barbagia e dell'Ogliastra (Sardegna centro-orientale)*. Per. Min., 41, 311-325.
- COZZUPOLI D., LOMBARDI G. (1969) - *Le facies eruttive nella Barbagia di Seulo e Seui (Nuoro). La serie del M.te Perdedu*. Quaderni Ist. Petr. Univ. Roma, 6.
- D'AMICO C. (1958a) - *Notizie petrografiche sui graniti e su alcune loro differenziazioni nel quadrante Bitti*. Acta Geol. Alpina, 7, 25-60.
- D'AMICO C. (1958b) - *Relazione sul rilevamento geologico delle tavolette orientali del quadrante Bitti F° 194 (Ozieri) e petrografia delle formazioni rociose*. Boll. Serv. Geol. It., 80, 633-656.
- D'AMICO C. (1960) - *La massa dioritico-quarzifera di Bitti-Onani (Sardegna)*. Acta Geol. Alpina, 7, 129-180.

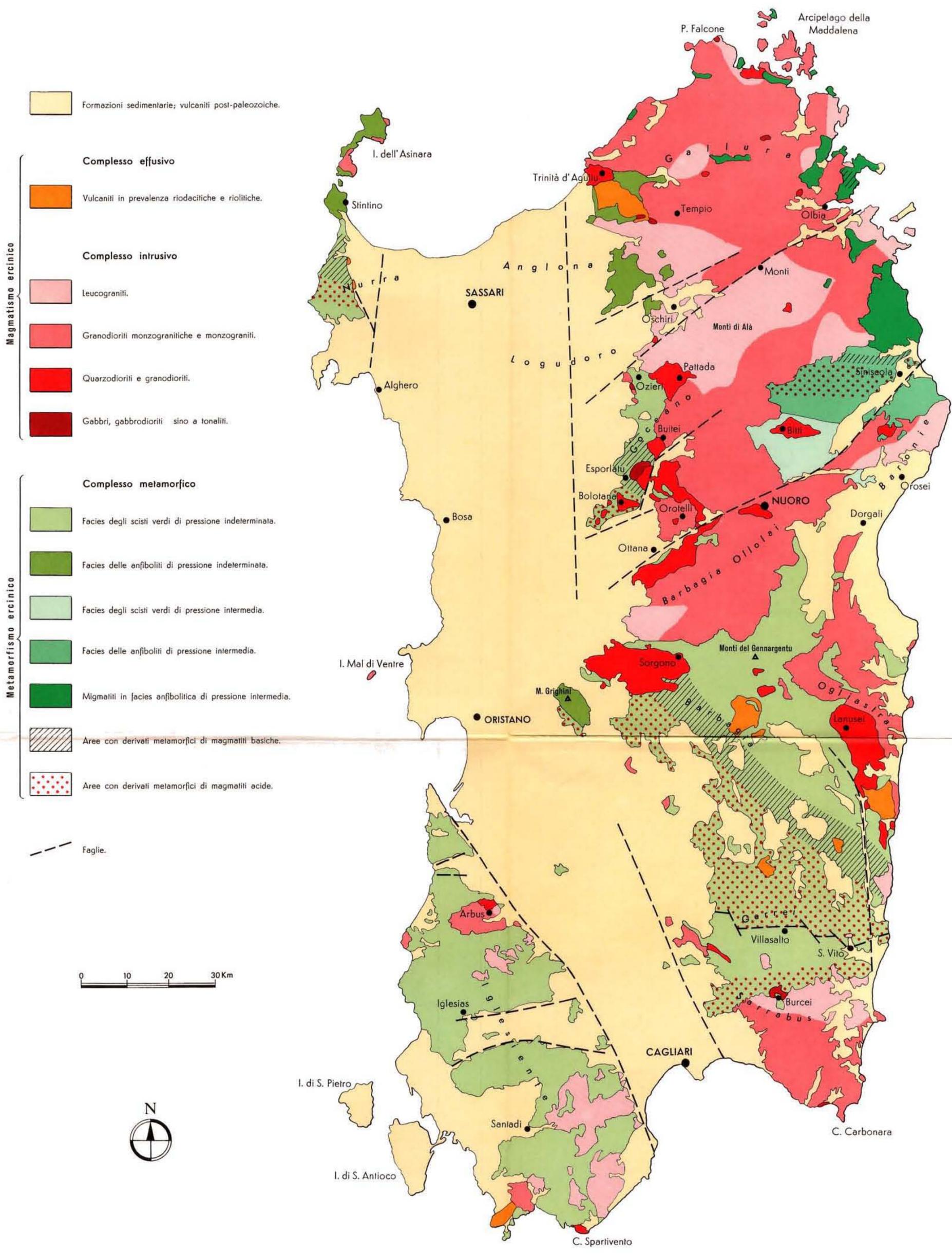
- D'AMICO C., GAZZI P., PELLIZZER R., SIMBOLI G. (1960) - *Notizie geologiche e petrografiche sui terreni eruttivi e metamorfici nel F° Dorgali (Sardegna orientale)*. Rend. Acc. Naz. Lincei, 29, 201-206.
- D'AMICO C., GUIDICINI B. M. (1961) - *Le rocce filoniane diabasiche e spessartitico-porfirite di S. Efisio (Nuoro)*. Rend. Soc. Miner. It., 17, 245-300.
- D'AMICO C., PAGANELLI L. (1960) - *Petrografia di alcuni filoni meso-persilicici nel cristallino del quadrante Bitti*. Acta Geol. Alpina, 8, 93-127.
- DEL MORO A., DI SIMPLICIO P., GHEZZO C., GUASPARRI G., RITA F., SABATINI G. (1972a) - *Rb/Sr age determination of some fundamental intrusive rock types from central and northern Sardinia island*. Fortschr. Miner., 50, 1-3.
- DEL MORO A., DI SIMPLICIO P., RITA F. (1972b) - *Lineamenti geopetrologici del cristallino sardo. Età radiometrica delle plutoniti del settore Ogliastra-Gallura*. Miner. Petr. Acta, 18, 245-254.
- DEL MORO A., DI SIMPLICIO P., GHEZZO C., GUASPARRI G., RITA F., SABATINI G. (1974) - *Radiometric data and intrusive sequence in the Sardinia batholith*. In corso di pubblicazione.
- DERIU M., NEGRETTI G. C. (1960) - *Il giacimento marmifero di Asuni*. Stab. Tipografico Failli, Roma.
- DERIU M., SPINELLI L. (1964) - *Il metamorfismo nella serie paleozoica di Ozieri nel Logudoro (Sassari)*. L'Ateneo Parmense, 35, 1-36.
- DERIU M., ZERBI M. (1967) - *Notizie sulla costituzione geopetrografica dell'Isola di Mal di Ventre*. L'Ateneo Parmense, 3, 113-143.
- EMILIANI F. (1958) - *Studio delle rocce filoniane nel granito a NE di Buddusò (Sassari)*. Act. Geol. Alpina, 7, 101-119.
- FERRARA G., SEGRE A. G., TONGIRGI E. (1962) - *Datazione assoluta con il metodo Rb/Sr di alcune rocce della Sardegna settentrionale*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., 69, 469-475.
- GHEZZO C., RICCI C. A. (1970) - *Relazione fra rocce granitiche e metamorfiche nella Sardegna centro-settentrionale. Nota II - I porfiroidi della regione Bolotana-Illorai*. Rend. Soc. It. Miner. Petrol., 26, 109-146.
- GHEZZO C., GUASPARRI G., SABATINI G. (1972) - *Lineamenti geopetrologici del cristallino 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-Bolotana-Bultei: rilevamento con studio modale*. Miner. Petrogr. Acta, 19, 155-186.
- GHEZZO C., GUASPARRI G., SABATINI G. (1974) - *Relazioni fra rocce granitiche e metamorfiche nella Sardegna centro-settentrionale. Nota VI - Le intrusioni della zona Orotelli-Bolotana-Bultei: studio chimico-petrografico*. In corso di pubblicazione.
- GORTANI M. (1922) - *Faune paleozoiche della Sardegna. Parte I: Le Graptoliti di Goni. Parte II: Graptoliti della Sardegna orientale*. Paleontographia it., 28, 41-68.

- GORTANI M. (1923) - *Osservazioni sul paleozoico della Sardegna*. Boll. Soc. Geol. It., 41, 362-371.
- GUASPARRI G., SABATINI G. (1970) - *Studio metodologico per l'analisi modale al contatore di punti: risultati su ricerche di rocce magmatiche della Sardegna centro-settentrionale*. Rend. Soc. It. Miner. Petr., 26, 147-178.
- HAVRE H. (1932) - *Esquisse géologique de l'Iglesiente*. Ass. Min. Sarda, 37, 4-12.
- LA MARMORA A. F. (1857) - *Viaggio in Sardegna, III, Descrizione geologica*. Edizione Il Nuraghe, Cagliari, 1927.
- LANPHERE M. A., WANERBURG G. J. F., ALBEE A. L., TILTON G. R. (1964) - *Redistribution of strontium and rubidium isotopes during metamorphism World Beater Complex, Panamint Range, California*. In «Isotopic and cosmic chemistry, North Holland Publishing Company, Amsterdam, 269-320.
- LAURO C. (1944) - *Le rocce filoniane nei graniti dell'Ogliastra di Lanusei. Nota preliminare*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, 14, 33-52.
- LAURO C., NEGRETTI G. C., SBARACANI M. L. (1963) - *Contributo alla conoscenza delle formazioni permiane di Seui (Barbagia - Sardegna)*. Giorn. Geol. Ann. Museo Geol. Bologna, 31, 2.
- MACCIONI L. (1967) - *L'eruttivo nel Cambrico sardo. Nota I - Le spiliti di Serra Siliqua (Fuminimaggiore - Sardegna sud-occidentale)*. Per. Min., 36, 65-94.
- MACCIONI L. (1968) - *Vulcanismo paleozoico antico in Sardegna*. Vol. Comm. Cent. Comit. Geol. Ital., pre-stampa, Parma, 3 pp.
- MACCIONI L., OPPI G., ROSSETTI V. (1968) - *Osservazioni geopetrografiche sui graniti di Capo Testa (Sardegna settentrionale)*. Res. Ass. Min. Sarda, 73, 70 pp.
- MINZONI N. (1972) - *Lineamenti geologico-petrografici delle formazioni paleozoiche affioranti nella zona di Meana Sardo (Sardegna centrale)*. Annali Univ. Ferrara, Sezione XVII, 1, 67-87.
- NEGRETTI G. C. (1966) - *Ricerche petrografiche sul complesso granitoide del settore di Busachi (Sardegna centrale)*. Boll. Serv. Geol. It., 87, 145-247.
- NOVARESE V. (1914) - *Il rilevamento geologico delle tavolette di Iglesias e di Nebida. Nota preliminare*. Ass. Min. Sarda, 19, 49-74.
- PELLIZZER R. (1961) - *Le ofioliti dell'Appennino Emiliano*. Atti Acc. Sc. Ist. Bologna Mem., 1, 183.
- 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 pp.
- PITCHER W. S., BERGER A. R. (1972) - *The Geology of Donegal*. Regional Geology Series ed. De Sitter. Wiley Inters.
- POLL J. J. K. (1966) - *The geology of the Rosas-Tereseo area, Sulcis, south Sardinia*. Leidse Geol. Mededelingen, 35, 117-208.
- POMESANO CHERCHI A. (1962) - *Ricerche sul vulcanismo gotlandiano del Gerrei (Sardegna sud-orientale)*. La ricerca scientifica.
- POMPECKI J. F. (1901) - *Versteinerungen des Paradoxides Stufe von La Cabitza in Sardinia, und Bemerkungen zur Gliederung des Sardischen Cambrium*. Zeitschr. deutsch. geol. Gesell., 53, 1-23.

- RICCI C. A. (1968) - *Le rocce metamorfiche di natura basica e ultrabasica nelle serie a facies toscana. Studio chimico e petrografico.* Atti Soc. Tose. Sc. Nat. Mem. A, 75, 1-67.
- RICCI C. A. (1972) - *Geo-petrological features of the sardinian crystalline basement. The metamorphic formations.* Min. Petr. Acta, 18, 235-244.
- RICCI C. A., SABATINI G. (1973a) - *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., SABATINI G. (1973b) - *Ibidem. Nota V - Le anfiboliti della zona Esporatu-Anela.* Miner. Petr. Acta, 19, 195-214.
- RIVA C. (1904) - *Le rocce granitoidi e filoniane della Sardegna.* Rend. Acc. Sc. Fis. Mat. 10, 161 pp.
- SALVADORI I., ZUFFARDI P. (1973) - *Guida per l'escursione a Montevecchio e all'Arcuentu.* In *Itinerari geologici, mineralogici, giacimentologici in Sardegna*, vol. 1, a cura dell'Ente Minerario Sardo.
- SASSI F. P. (1972) - *The petrological and geological significance of the b_0 value of potassic white micas in low-grade metamorphic rocks. An application to the Eastern Alps.* Tsch. Min. Petr. Mitt., 18, 105-113.
- SASSI F. P., SCOLARI A. (1974) - *The b_0 value of the potassic white micas as a barometric indicator in low-grade metamorphism of pelitic schists.* Contr. Min. Petr., 45, 143-152.
- SCHWABZBACH M. (1939) - *Das Normalprofil des Sardischen Kambriums. Nach Beobachtungen über normale und überkippte Schichtlagerung.* Zentralbl. Min. Geol. Pal., ABT. B, 49-60.
- SEGRE A. (1964) - *Bibliografia geologica d'Italia. Sardegna.* Vol. XV, C.N.R.
- SIMBOLI G. (1962a) - *Studio petrografico dei graniti e di alcune loro differenziazioni nella zona di Buddusò (Sardegna).* Acta Geol. Alpina, 8, 337-378.
- SIMBOLI G. (1962b) - *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.
- TARICCO M. (1912) - *Contributo allo studio del Cambriano della Sardegna.* Rend. Acc. Naz. Lincei, 21, 116-121.
- TARICCO M. (1928) - *Il Cambriano del Sulcis.* Ass. Min. Sarda, 33, 10-29.
- TEICHMULLER R. (1931) - *Zur Geologie des Tyrrhenysgebiete.* Abh. d. Ges. d. Wiss. zu Göttingen, III, 3.
- TRAVERSA G. (1965) - *Contributo alla conoscenza delle vulcaniti acide permiane della Sardegna. Le facies ignimbristiche prospicienti la foce del Coghinias.* Rend. Soc. Min. It., 21, 291-298.
- TRAVERSA G. (1966) - *Studio geopetrografico del complesso vulcanico permiano della Gallura (Sardegna settentrionale). Nota I: Le vulcaniti ignimbristiche del settore settentrionale.* Per. di Min., 35, 503-601.
- TRAVERSA G. (1967) - *Ibidem. Nota II: Le facies laviche del settore settentrionale.* Per. di Min., 36, 199-244.
- TRAVERSA G. (1969a) - *Sulla giacitura ed età di alcuni filoni basici nelle vulcaniti ignimbristiche permiane della Gallura (Sardegna settentrionale).* Rend. Soc. Min. It., 25, 149-155.

- TRAVERSA G. (1969b) - *Studio geopetrografico del complesso vulcanico permiano della Gallura (Sardegna settentrionale)*. Quaderni Ist. Petr. Univ. Roma, n° 6.
- VARDABASSO S. (1933) - *Sulla giacitura e forma del nucleo granitico del Massiccio Sardo-Corso*. Ass. Min. Sarda, 38, 25-29.
- VARDABASSO S. (1939) - *La formazione cambrica in Sardegna ed il rilevamento geologico dei fogli Iglesias e Teulada-S. Efisio*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, 9, 180.
- VARDABASSO S. (1950a) - *Il problema stratigrafico del Cambriano sardo*. Rend. Acc. Lincei, 11, 320-325.
- VARDABASSO S. (1950b) - *Osservazioni geologiche sul Cambriaco del Fluminese*. Ass. Min. Sarda, 55, 27-33.
- VARDABASSO S. (1956) - *La fase sarda dell'orogenesi caledonica in Sardegna*. Geotektonisches Symposium, Deutsch Geol. Gesell., 120-127.
- VARDABASSO S. (1959) - *Der permische Vulkanismus in Sardinien*. Geol. Rundschau, 48, 159-172.
- VARDABASSO S. (1960) - *Questions concerning the Caledonian era in Sardinia*. XXI Internat. Geol. Congr., Abstracts.
- VARDABASSO S. (1966) - *Orogenesi e metamorfismi in Sardegna*. Acc. Naz. Lincei, 40, 355-360.
- VUAGNAT M. (1949) - *Variolites et spilites*. Arch. Sci., 2, 223-236.
- ZOPPI G. (1888) - *Descrizione geologico-mineraria dell'Iglesiente*. Mem. descr. Carta geol. d'It., Serv. Geol., 4, 12-154.
- ZUFFARDI P. (1967) - *Sedimentary ores of the middle Silurian in Sardinia*. In «Sedimentary ores: Ancient and modern». Proc. 15th Inter. University Geological Congress. Leicester, 207-239.
- ZWART H. Y., CORVALAN Y., JAMES H. L., MIYASHIRO A., SAGGERSON E. P., SOBOLEV V. S., SUBRAMARIAN A. P., VALLANCE T. G. (1967) - *A scheme of metamorphic facies for the cartographic representation of regional metamorphic belts*. Int. Union Geol. Sc., Geol. Newsletter, 57-72.

C. GHEZZO - G. GUASPARRI - R. PELLIZZER - C.A. RICCI - G. SABATINI
CARTA GEOLOGICO-PETROGRAFICA DEL CRISTALLINO SARDO



SCHEMA DEI RAPPORTI STRATIGRAFICI NEL TARDO PALEOZOICO

