

La complessità dei rapporti tra le differenti litologie, dovuta sia a cause sin-deposizionali sia alle intense deformazioni e al metamorfismo, rende molto difficile la ricostruzione dell'originaria successione. I rapporti con la sottostante successione paleozoica sono quasi sempre di natura tettonica. Gli originari rapporti stratigrafici con il resto della successione paleozoica sono conservati soltanto in alcuni affioramenti del Gerrei ed in particolare in un famoso piccolo affioramento presso il cimitero di Villasalto (TEICHMÜLLER, 1931; SPALLETTA & VAI, 1982; BARCA & SPALLETTA, 1985), dove il contatto alla base è erosivo, discordante sui "Calcari di Villasalto" *Auct.*. La mancanza di sicuri livelli stratigrafici di riferimento impedisce di accertare la presenza di importanti raddoppi o di grandi elisioni tettoniche nella successione. Per gli stessi motivi, anche lo spessore originario è difficile da stimare; quello apparente è almeno di 200 m nel Gerrei e di oltre 400 m nel Sarrabus orientale.

Questi depositi derivano molto probabilmente dallo smantellamento delle porzioni più interne, già emerse, della Catena ercinica e sono interpretabili come un complesso sin-orogenico depositosi nell'avanfossa della catena (BARCA, 1991). Vengono riferiti indirettamente al Carbonifero inferiore sulla base dei conodonti del Devoniano superiore (Frasniano, Famenniano) rinvenuti negli olistoliti calcarei (BARCA & OLIVIERI, 1991).

3.1.3.3. - Successione dell'Ordoviciano superiore-Carbonifero inferiore delle Falde interne

Filladi carboniose (45a)

Questa unità litostratigrafica (fig. 36) è rappresentata da una potente successione di filladi e quarziti carboniose attribuite per analogia litologica al Siluriano-Devoniano che affiorano nella Nurra (CARMIGNANI *et alii*, 1979b; DI PISA & OGGIANO, 1984), dove contengono intercalate rare lenti di metacalcari in cui sono stati rinvenuti resti di orthoceratidi. Filladi grafitose affiorano diffusamente anche in Barbagia (Arcu Correboi: DESSAU *et alii*, 1982). E' probabile che questa successione comprenda anche termini dell'Ordoviciano superiore, ma l'elevato grado di deformazione e ricristallizzazione non permette attribuzioni stratigrafiche sicure.

Marmi di Arcu Correboi (44)

Nelle Falde interne sono noti affioramenti isolati di marmi in diverse località della Barbagia (Arcu Correboi, Orani, Funtana Bona). Ad Arcu Correboi (Gennargentu) questi marmi arrivano ad uno spessore apparente di alcune centinaia di metri, ma le complicazioni strutturali della zona non consentono di valutare lo spessore originario.

Si tratta di marmi grigi con intercalazioni di calcescisti. Presso M. Armario sono stati rinvenuti conodonti devoniani (PILI & SABA, 1975; DESSAU *et alii*, 1982) che permettono di correlare questi marmi ai depositi di piattaforma carbonatica del Devoniano affioranti nel Gerrei ("Calcari di Villasalto" *Auct.*). Nelle zone con metamorfismo più elevato questa formazione è rappresentata da marmi a grana media e grossa, con grossularia e diopside.

Metagabbri e metadoleriti (45b)

Nelle Falde interne fino ad oggi non sono stati riconosciuti depositi sintettonici terrigeni del Carbonifero. In Nurra sono però descritte manifestazioni magmatiche attribuite al Carbonifero inferiore (fig. 41), correlate alle metavulcaniti intercalate ai depositi sintettonici carboniferi del Sarrabus (DI PISA *et alii*, 1992). Si tratta di metadoleriti e metagabbri che affiorano in *stock* di qualche decina di metri di diametro e *sill*, i quali intrudono successioni di probabile età siluriano-devoniana e mostrano affinità seriale analoga a quella delle metabasiti carbonifere intercalate nei depositi sin-orogenici delle Falde esterne. Queste metabasiti contengono relitti di tessitura intergranulare in cui il plagioclasio a composizione albitica si accompagna ad aggregati di anfibolo actinolitico e clorite pseudomorfi su pirosseno; nella massa di fondo cloritica, inoltre, sono presenti abbondanti epidoti, ilmenite e titanite.

4. - Complessi metamorfici connessi con la collisione ercinica

Come anzidetto, l'evoluzione stratigrafica pre-ercinica (?Precambriano-Carbonifero inferiore) è delineabile con sufficiente chiarezza solo nella Sardegna centro-meridionale, prevalentemente nella Zona esterna e nelle Falde esterne. Andando verso NE, metamorfismo e deformazione aumentano e diventa sempre più difficile l'attribuzione stratigrafica delle metamorfiti. Nelle Baronie, dove le metamorfiti di medio grado presentano la maggiore

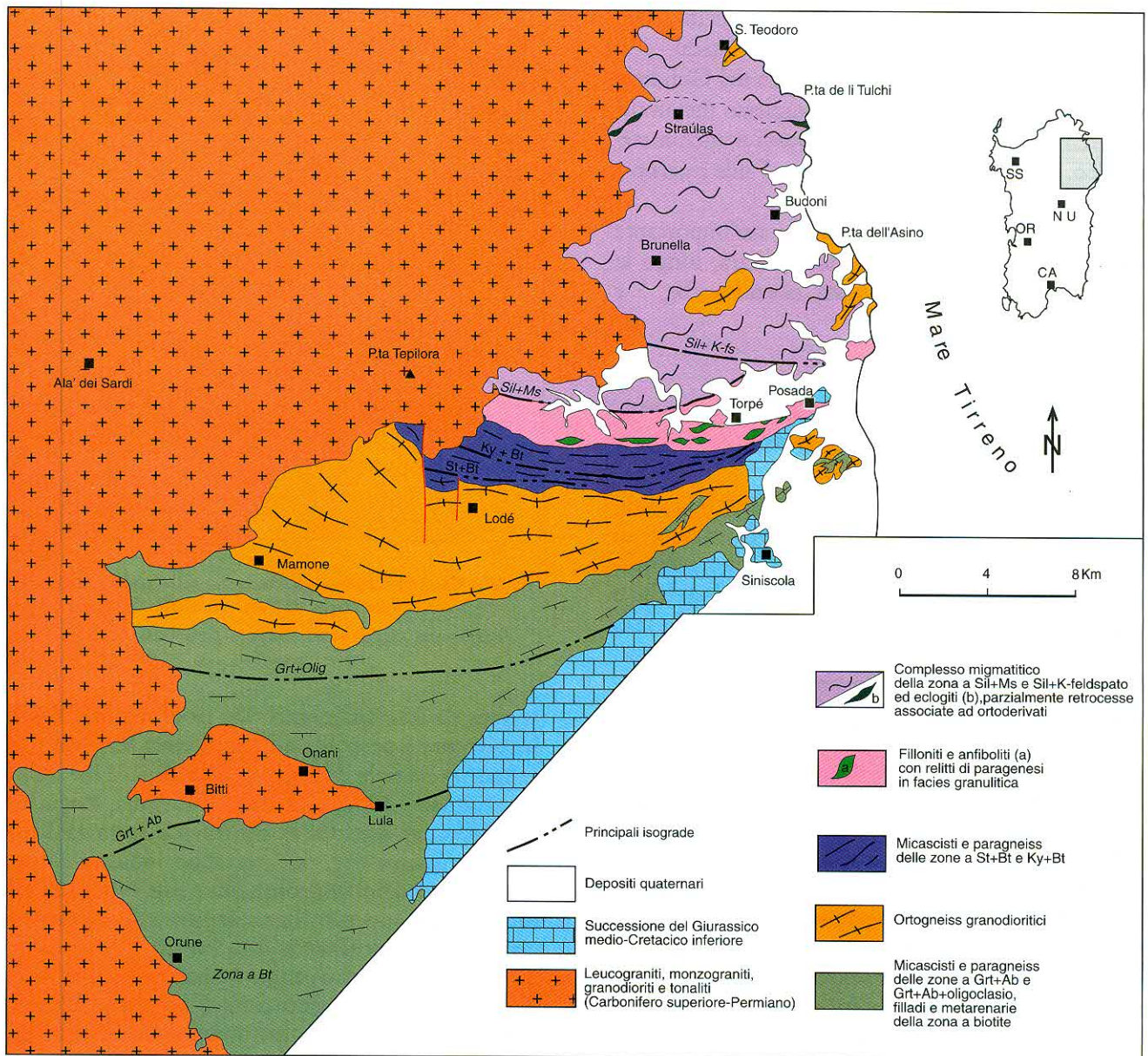


Fig. 49 - Carta schematica del Basamento metamorfico della Sardegna nord-orientale (da ELTER *et alii*, 1986).

- Tectonic sketch map of the metamorphic basement of northeastern Sardinia (after ELTER *et alii*, 1986).

continuità di affioramento, il grado metamorfico aumenta rapidamente verso NE; in una fascia larga circa cinquanta chilometri si passa infatti dalla facies a scisti verdi a quella anfibolitica e alle migmatiti (fig. 49). Da SW verso NE sono state distinte le zone a clorite, a biotite, a granato, a staurolite+biotite, cianite+biotite, sillimanite+muscovite e sillimanite+K-feldspato. Questa zoneografia è caratteristica di un metamorfismo di tipo barroviano. Nel complesso migmatitico, come lungo la Linea Posada-Asinara, relitti di paragenesi di alta pressione sono conservati nelle anfiboliti (41) e testimoniano un'evoluzione polimetamorfica per almeno una parte di questo basamento. Nella zona

più settentrionale (Gallura) gli affioramenti di metamorfiti sono isolati entro la massa dei granitoidi che diventano il litotipo dominante.

In questo paragrafo descriveremo: il Complesso intrusivo del Carbonifero superiore-Permiano e le metamorfiti di medio e alto grado della Zona interna della catena (Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica e Complesso migmatitico, fig. 5).

Secondo la ricostruzione geodinamica di CARMIGNANI *et alii* (1994b), il Complesso migmatitico deriva dalla crosta continentale armoricana, sovrascorsa sul margine gondwaniano subdotto nel quale sono stati riconosciuti:

a) il cuneo di accrezione (Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica);
 b) le coperture del margine paleozoico del Gondwana precedentemente descritte (Complesso metamorfico ercinico in facies degli scisti verdi e anchimeta-morfico, suddiviso in Falde interne, Falde esterne e Zona esterna).

I due margini sono separati da un'importante zona milonitica: la Linea Posada-Asinara, lungo la quale affiorano relitti di crosta oceanica (fig. 5 e fig. 6).

4.1.- COMPLESSO METAMORFICO ERCINICO PREVALENTEMENTE IN FACIES ANFIBOLITICA

Tutta la zona interna della Catena ercinica sud-europea è caratterizzata dal sovrascorrimento di basamenti precambriani di alto grado, con metamorfismo plurifaciale e relitti di paragenesi eclogitiche e granulitiche (*innermost crystalline nappes*: MATTE, 1983), su unità di grado metamorfico più basso (BURG & MATTE, 1978). Il sovrascorrimento si realizza in regime duttile anche con inversione delle isograde del metamorfismo barroviano nelle unità sottoscorrenti (BURG *et alii*, 1984). Nel contatto tettonico sono spesso implicati relitti di crosta oceanica (RIBEIRO *et alii*, 1964; BAYER & MATTE, 1979).

In Sardegna il Complesso migmatitico ercinico ed il Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica sono separati dalla Linea Posada-Asinara: una fascia milonitica, costituita da micascisti, paragneiss in facies anfibolitica e quarziti, che attraversa tutta la Sardegna settentrionale dalla foce del fiume Posada fino all'Isola dell'Asinara (fig. 5).

Come le suture oceaniche altrove descritte nella zona assiale della Catena ercinica europea, anche la Linea Posada-Asinara è caratterizzata per tutta la sua lunghezza da corpi di anfiboliti derivate da basalti di crosta oceanica, con relitti di metamorfismo di alta pressione. I corpi principali affiorano nella valle del Posada, nella bassa Gallura e all'Isola dell'Asinara. Queste anfiboliti contengono relitti di ambientazione granulitica (GHEZZO *et alii*, 1979; GHEZZO & ORSINI, 1982) e, nella bassa Gallura, di ambientazione eclogitica (OGGIANO & DI PISA, 1992). In termini di elementi maggiori tutte le anfiboliti mostrano composizioni simili a quelle riportate per le tholeiiti oceaniche e le concentrazioni degli elementi con alta forza di campo (HFSE) indicano che i protoliti delle anfiboliti derivano da basalti ad affinità MORB. Anche i pattern delle terre rare indicano una fusione parziale di una sorgente di tipo MORB impoverita,

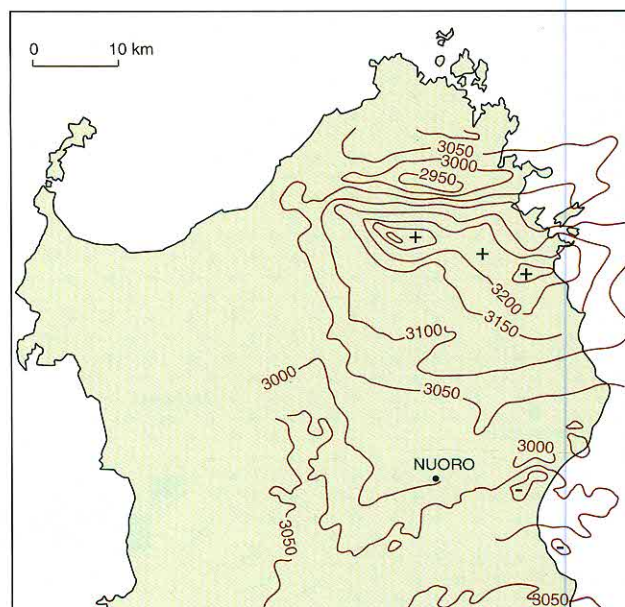


Fig. 50 - Carta areomagnetica schematica della Sardegna settentrionale (modificata da CASSANO *et alii*, 1979).

- Aeromagnetic map of northern Sardinia (after CASSANO *et alii*, 1979, modified).

seguita da frazionamento. Un'isocrona Sm/Nd ha fornito per i protoliti un'età di circa 950 Ma e un rapporto iniziale $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ di 0,51167 (CAPPELLI *et alii*, 1992). La forte anomalia magnetica (CASSANO *et alii*, 1979) che marca tutta la Linea Posada-Asinara (fig. 50) potrebbe indicare importanti corpi mafici in profondità e suggerisce che tale lineamento rappresenti una struttura di importanza crostale (CARMIGNANI *et alii*, 1994b).

La Linea Posada-Asinara ha costituito una "zona di debolezza" persistente fino al Terziario. È caratterizzata da un'importante metamorfismo retrogrado in facies a scisti verdi coevo con movimenti trascorrenti destri tardo-ercinici che interessano entrambi i complessi che essa mette a contatto (ELTER *et alii*, 1990; OGGIANO & DI PISA, 1992). Inoltre, nella valle del Posada lo stesso lineamento è riattivato come faglia trascorrente destra anche nel Terziario (PASCI, 1997). Gli originari rapporti tra i due complessi metamorfici conseguenti alla collisione ercinica sono stati quindi modificati a più riprese.

Micascisti e paragneiss (43)

Sono attribuiti a questo complesso metamorfico della zona a Grt + Ab e Grt + oligoclasio, derivate da originarie successioni silicoclastiche (fig. 49, fig. 51).

Si tratta di una importante, monotona successione di quarziti, metarenarie e micascisti. I termini più frequenti sono quelli a dominante fillosilicatica

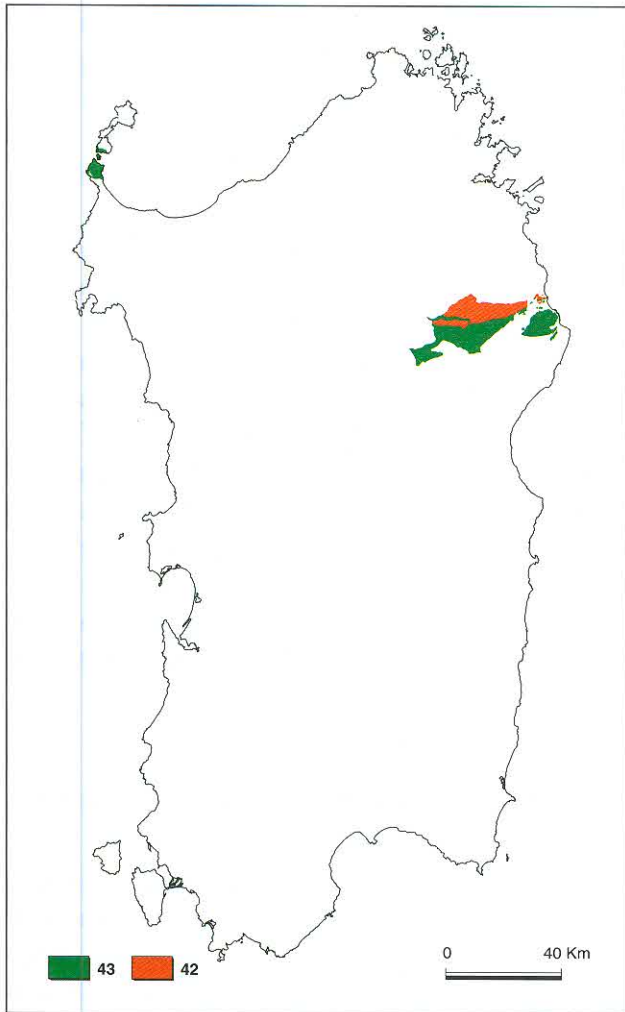


Fig. 51 - Ubicazione degli affioramenti di Ortogneiss granodioritici e granitici (42) e di Micascisti e paragneiss (43).
 - *Outcrops of granodioritic and granitic orthogneiss (42) and of micaschists and paragneisses (43).*

(micascisti a muscovite e biotite) con quantità subordinate di feldspati e quarzo. Seguono, in ordine di abbondanza, i termini metarenacei quarzoso-feldspatici con componente fillosilicatica variabile (paragneiss) ed infine i termini quarzitici, talvolta pressoché puri.

Ortogneiss granodioritici e granitici (42)

Gli ortogneiss granodioritici ("Ortogneiss di Lodè" *Auct.*) (fig. 51) sono costituiti da ortoderivati ben foliati e lineati, con inclusi melanocratici, di composizione gabbrodioritica, isorientati con la foliazione principale. La struttura blastica è costituita da un'associazione di quarzo, plagioclasio di composizione albitico-oligoclasica e subordinato microclino; le miche, rappresentate prevalentemente da biotite, sono organizzate in sottili livelli lepidoblastici anastomizzati intorno a domini a tessi-



Fig. 52 - Strutture milonitiche tipo "S-C" negli Ortogneiss granodioritici (Lodè: Baronie).
 - *"S-C" mylonitic fabric in the granodioritic orthogneiss (Lodè: Baronie).*

tura granoblastica, evidenziando la foliazione gneissica. Sono evidenti strutture indicative di un'importante deformazione milonitica, come livelli di quarzo ricristallizzato dinamicamente, strutture "S-C" (fig. 52), porfiroclasti asimmetrici, ecc.. FERRARA *et alii* (1978) datano queste rocce a 453 ± 10 Ma.

Le facies leucocratiche ("Gneiss occhiadini" *Auct.*) (fig. 51) hanno un'età radiometrica di 441 ± 33 Ma (FERRARA *et alii*, 1978) e una struttura occhiadina con porfiroclasti di quarzo, K-feldspato e plagioclasio in matrice essenzialmente muscovitico-cloritico-biotitica.

Queste metamorfiti sono state oggetto di numerosi studi a carattere geochemico, petrografico e radiometrico (RICCI, 1972; DI SIMPLICIO *et alii*, 1974a; DI SIMPLICIO *et alii*, 1974b; FERRARA *et alii*, 1978; MEMMI *et alii*, 1982; ELTER *et alii*, 1990). La formazione deriva da una originaria intrusione composita. La facies dominante è di tipo granodioritico; le facies leucogranitiche ("Gneiss occhiadini" *Auct.*) sono sviluppate nelle zone periferiche del complesso plutonico.

Paragneiss e micascisti in facies anfibolitica (39) e con sovraimpronta di alta temperatura (40)

Paragneiss e micascisti in facies anfibolitica affiorano lungo la Linea Posada-Asinara, (fig. 53). Sono micascisti a $Qtz + Pl + Bt + Ms \pm St \pm Ky \pm Grt$,

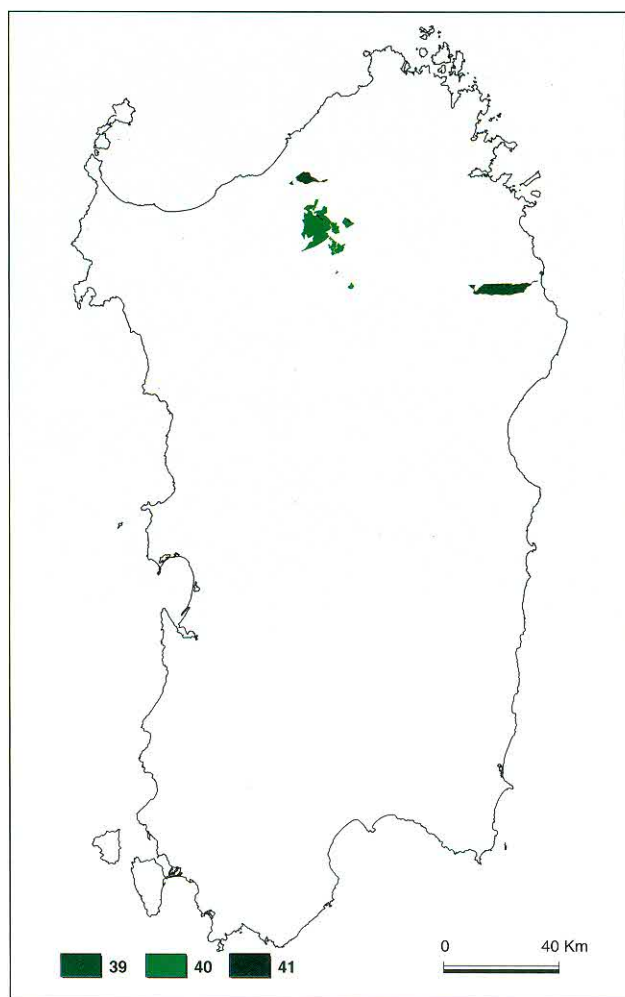


Fig. 53 - Ubicazione degli affioramenti di Paragneiss e Micascisti di pressione intermedia (39), delle stesse litologie con sovraimpronta termica (40) e Anfiboliti con relitti di paragenesi eclogitica (41).

- *Outcrops of paragneisses and micaschists of medium pressure (39), paragneisses and micaschists affected by high-temperature metamorphic overprinting (40) and amphibolites with eclogitic relics (41).*

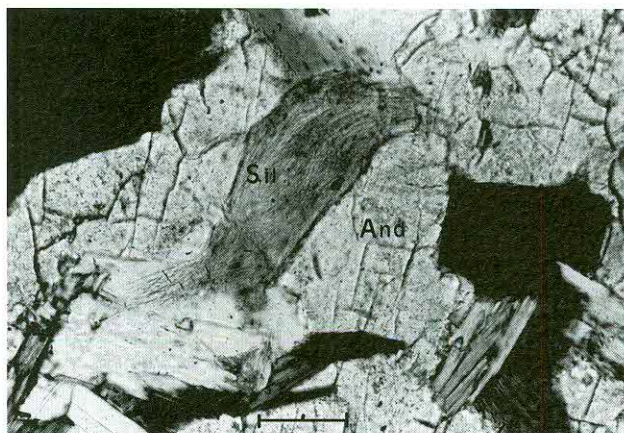


Fig. 54 - Inclusi di sillimanite (Sil) in porfiroblasti di andalusite (And) in micascisto in facies anfibolitica con sovraimpronta di HT-LP (Asinara settentrionale) (nicol incrociati, scala di riferimento: 1 mm).

- *Sillimanite (Sil) in andalusite porphyroblasts in an amphibolite facies micaschists with a HT-LP overprinting (crossed nicols, scale bar: 1 mm).*

alternati a paragneiss derivati da originali litotipi arenacei e pelitico-arenacei, affioranti in corpi isolati di spessore variabile e quarziti. I minerali indice, la staurolite e specialmente la cianite, sono spesso destabilizzati da processi retro-metamorfici.

In Anglona e nell'Isola dell'Asinara i litotipi sopra descritti hanno una differente evoluzione termobarica. Le paragenesi mineralogiche dominanti sono di alto grado e sono caratterizzate dalla presenza di Al_2SiO_5 quasi sempre accompagnato da cordierite. Questa impronta metamorfica di alto gradiente termico è posteriore all'evoluzione metamorfica di tipo barroviario testimoniata dai frequenti relitti mineralogici di staurolite, granato e plagioclasio (fig. 54). Le associazioni di alto gradiente termico documentano una rapida evoluzione decompressiva di alcune aree del basamento ercinico.

Anfiboliti con relitti di paragenesi eclogitica (41)

All'interno dei micascisti precedenti affiorano corpi di anfiboliti derivate dal metamorfismo di basalti ad affinità oceanica (CAPPELLI *et alii*, 1992). Sono corpi lenticolari ettometrici, talvolta con scistosità pervasiva parallela a quella dell'incassante, che affiorano nella valle del Posada, presso il Lago del Coghinas, nella bassa Gallura e nell'Isola dell'Asinara (fig. 53 e fig. 55). Queste anfiboliti mostrano caratteri mineralogici complessi che ne rivelano un'evoluzione metamorfica composita. L'associazione mineralogica dominante comprende anfibolo, plagioclasio e granato. Frequenti strutture simpletitiche ad albite e clinopirosseno salitico sono riconoscibili e sono probabili testimoni della destabilizzazione di pirosseno onfacitico di cui alcuni granuli sono conservati all'interno del granato (fig. 56) (OGGIANO & DI PISA, 1992). Altre evidenze, quali strutture coronitiche di titanite intorno a rutilo ed ilmenite e plagioclasio attorno a granato (comunemente ritenute tipiche di retrometamorfismo da condizioni di alta pressione in rocce basiche), permettono di interpretare queste anfiboliti come eclogiti retrocesse, la cui evoluzione sembra differente da quella delle retro-eclogiti segnalate da MILLER *et alii* (1976) e FRANCESCHELLI *et alii* (1998).



Fig. 55 - Corpi boudinati di eclogiti riequilibrata in facies anfibolitica all'interno di micascisti di pressione intermedia (Isola dell'Asinara).
 - *Boudins of amphibolite facies eclogites, in medium pressure micaschists (Isola dell'Asinara).*

4.2. - COMPLESSO MIGMATITICO ERCINICO

Migmatiti (36)

Il Complesso migmatitico affiora a N della Linea Posada-Asinara entro i granitoidi. I protoliti sono con ogni probabilità precambriani. Secondo CARMIGNANI *et alii* (1994b) il Complesso migmatitico costituisce una falda cristallina sovrascorsa, durante la collisione ercinica, sulle metamorfite di medio grado che affiorano lungo la Linea Posada-Asinara.

La litologia dominante è costituita da migmatiti che mostrano una certa eterogeneità di tipologie tessiturali e composizionali (metatessiti, diatessiti, ecc.). Le metatessiti comprendono rocce che mostrano una più o meno pronunciata differenziazione selettiva in domini composizionali. Questa si manifesta con la formazione di leucosomi disposti in alternanza discontinua (da millimetrica a decimetrica) con melanosomi e paleosomi (la terminologia qui adottata per illustrare i caratteri tessiturali delle migmatiti è quella proposta da JOHANNES,

1988). I leucosomi hanno composizione trondhjemitoide (contengono per lo più quarzo e plagioclasio, raro è il feldspato alcalino) ed hanno struttura granoblastica, spesso orientata. I melanosomi sono composti da biotite, quarzo, plagioclasio, sillimanite, granato, muscovite. Queste strutture di tipo stromatico sono da attribuire a processi di smistamento *in solidus*, cioè non dovuti a fusione parziale in clima anatettico, e sono piuttosto frequenti (FERRARA *et alii*, 1978; OGGIANO & DI PISA, 1988; PALMERI, 1992).

I processi responsabili di una tale strutturazione vengono ricondotti ad una molteplicità di fattori, tra i quali quelli legati a meccanismi di pressure solution sembrano i più efficaci (SAWYER & BARNES, 1988).

Le diatessiti sono rappresentate da rocce in cui è evidente una mobilitazione anatettica. Tra esse si osservano strutture agmatitiche (fig. 57), nebulitiche, a *schlieren*, che indicano un grado pronunciato di mobilitazione, come pure strutture di tipo stromatico discontinuo, testimoni di processi di fusione parziale essenzialmente in situ. Abbondante è lo sviluppo di feldspato alcalino che, assieme a

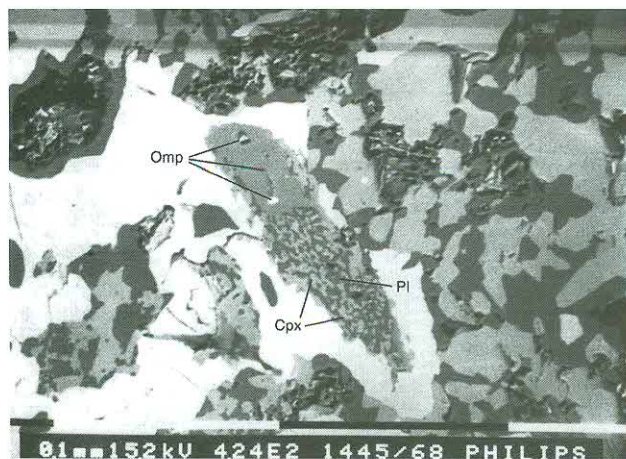


Fig. 56 - Relitti eclogitici rappresentati da onfacite (Omp) parzialmente destabilizzata in strutture simplettitiche ad albite (Pl) e clinopiroseni (Cpx) in anfibolite (bassa Gallura).

- Eclogite relicts with omphacite (Omp) with simplectitic structures with albite (Pl) and clinopyroxenes (Cpx) in amphibolite rocks (lower Gallura).

plagioclasio e quarzo, costituisce la paragenesi fondamentale dei leucosomi. La composizione modale e le strutture di cristallizzazione rinvenibili al loro interno porta a considerarli corrispondenti a termini di *minimum melt* crostale a spese di protoliti ricchi in componente arenacea, come potrebbe

essere suggerito dalla composizione isotopica iniziale dello stronzio calcolata a 300 Ma (età minima presunta per il processo anatettico) di alcuni di essi ($^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr} = 0,7105; 0,7108$; DEL MORO *et alii*, 1996). Il carattere tessiturale di maggior rilievo all'interno delle diatessiti è la compresenza di leucosomi a composizione trondhjemitoide, del tutto simili a quelli rinvenuti all'interno delle metatessiti, e di leucosomi a composizione granitica di natura anatettica. I rapporti di precedenza osservabili sul terreno indicano chiaramente che i leucosomi trondhjemitoidi sono precedenti a quelli anatettici a composizione granitica (OGGIANO & DI PISA, 1988).

Ortogneiss (37) e anfiboliti (38)

All'interno del Complesso migmatitico sono stati distinti ortogneiss (37) e corpi mafici e ultramafici (38) (fig. 58). Gli ortogneiss hanno caratteri composizionali e tessiturali molto vari; si va da gneiss monzogranitici, con relitti di grossi individui di K-feldspato in cui ancora si osservano relitti di tessiture occhiadine (Porto Ottiolu, Golfo Aranci: Gallura, P.ta Scorno: Isola dell'Asinara, fig. 59), a gneiss granodioritici (diga del Liscia, Gallura,



Fig. 57 - Struttura agmatitica in migmatite (Gallura settentrionale).

- Agmatitic structure in migmatite (northern Gallura).

Tanaunella: Baronie, ecc.). L'ortogneiss di Tanaunella, in virtù di un'età Rb/Sr di 458 ± 31 Ma, è stato assimilato agli ortogneiss ordoviciani conosciuti sia nella zona esterna che nel complesso in facies anfibolitica (DI SIMPLICIO *et alii*, 1974a).

Le mafiti ed ultramafiti (38) costituiscono corpi ettometrici all'interno delle migmatiti e mostrano un'evoluzione plurifaciale con uno stadio precoce di alta temperatura e pressione intermedio-alta (granulitico-eclogitico). I corpi mafici con relitti di metamorfismo granulitico, come quelli di Montigiù Nieddu in Gallura (GHEZZO *et alii*, 1979) e di P.ta Scorno all'Isola dell'Asinara (CASTORINA *et alii*, 1996), sono interpretati come corpi basici stratificati intrusi in crosta inferiore. Altre anfiboliti con relitti eclogitici (P.ta de li Tulchi: Gallura, MILLER *et alii*, 1976) potrebbero derivare da tholeiiti continentali e testimoniare una fase di *rifting* del Paleozoico inferiore (RICCI & SABATINI, 1978).

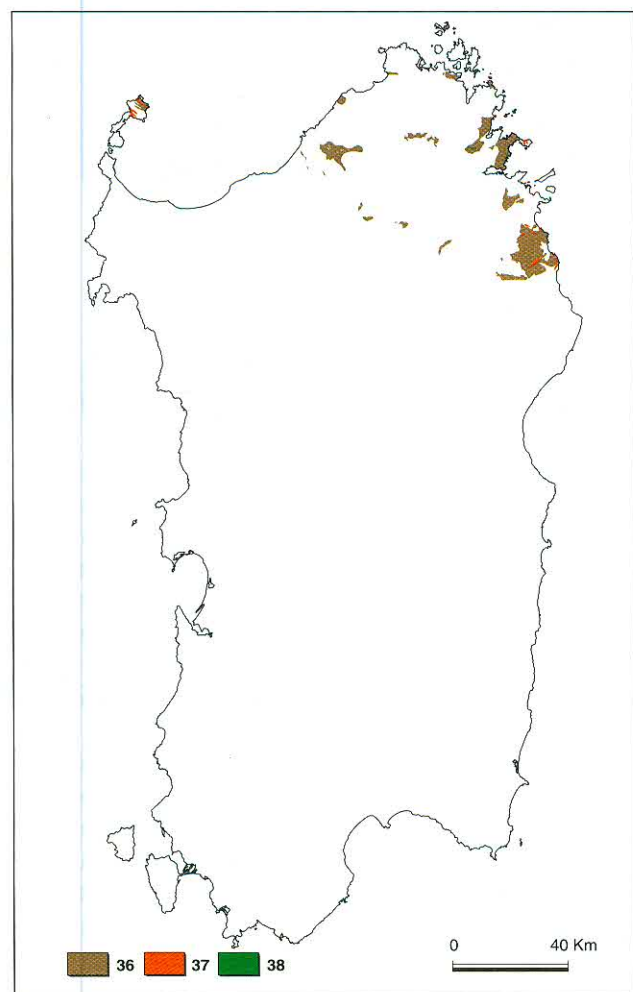


Fig. 58 - Ubicazione degli affioramenti di Migmatiti (36), Ortogneiss (37) e Anfiboliti ultramafiche (38).

- Outcrops of migmatites (36), orthogneisses (37) and ultramafic amphibolites (38).

4.3. - COMPLESSO INTRUSIVO

4.3.1. - *Complesso plutonico del Carbonifero superiore-Permiano*

I granitoidi tardo-ercinici costituiscono circa un terzo della superficie dell'Isola e insieme con quelli della Corsica formano il Batolite sardo-corso (vedi anche la Carta Geologica e Strutturale della Sardegna e della Corsica allegata). È questo uno dei batoliti più importanti della Catena ercinica europea, affiorando per una lunghezza di 400 km ed una larghezza di oltre 50. Il batolite è notoriamente composito; ha una grande variabilità strutturale, e si è messo in posto in un lasso di tempo piuttosto lungo. Considerando infatti che i granitoidi della Corsica settentrionale hanno età viseana-namuriana (ROSSI & COCHERIE, 1991) e che i massicci leucogranitici come quelli di Tempio Pausania (Gallura) hanno età permiana inferiore (DEL MORO *et alii*, 1975; COCHERIE, 1985; CASTORINA *et alii*, 1988; CASTORINA & PETRINI, 1989), la messa in posto dell'intero batolite sarebbe avvenuta in un intervallo di tempo di circa 40 Ma (da circa 320 a circa 280 Ma).

In un tale intervallo di tempo è lecito aspettarsi cambiamenti del quadro geodinamico che si riflettono sui caratteri strutturali e composizionali delle diverse intrusioni. Nel Batolite sardo-corso, infatti, vengono distinte due associazioni principali: una magnesio-potassica di età viseana-namuriana, presente solo nella Corsica settentrionale, ed una calcicalina riferibile essenzialmente al Carbonifero superiore-Permiano inferiore, la quale costituisce la quasi totalità dei granitoidi della Corsica meridionale e della Sardegna (ORSINI, 1980).

Per quanto concerne i rapporti tra messa in posto dei vari plutoni e la tettonica ercinica, GHEZZO *et alii* (1982) hanno distinto tra plutoniti sin-, tardo- e post-tettoniche in riferimento all'ultima fase deformativa ercinica, ritenuta da questi Autori ancora compressiva e, quindi, collocata all'interno della dinamica collisionale della catena. Tuttavia, solo le età radiometriche e le strutture esibite dai granitoidi appartenenti all'associazione magnesio-potassica della Corsica settentrionale sono compatibili con una messa in posto durante un regime compressivo ercinico ancora attivo.

In Sardegna, dove è presente soltanto l'associazione calcicalina, le età radiometriche e i rapporti tra foliazioni interne alle intrusioni e la struttura-



Fig. 59 - Ortogneiss monzogranitico all'interno del Complesso migmatitico ercinico (Isola dell'Asinara settentrionale).
- Monzogranitic orthogneiss in the Hercynian migmatitic complex (northern Isola dell'Asinara).

zione generale della catena indicano che l'acquisizione della deformazione, anche in condizioni di *solid state flow*, da parte delle intrusioni, sia da mettere in relazione a zone di taglio transtensive successive all'impilamento delle falde, come al M. Grighini (MUSUMECI, 1992), o comunque a zone di taglio connesse con una tettonica decompressiva, come nella bassa Gallura (OGGIANO & DI PISA, 1988; MACERA *et alii*, 1989). In definitiva, è da ritenere che la messa in posto del Batolite sardo-corso sia da ricondurre alla tettonica estensionale legata al collasso gravitativo della Catena ercinica. Tale tettonica in Sardegna fu sicuramente attiva a partire da almeno 308 Ma, dall'età di chiusura delle muscoviti legate all'evento metamorfico decompressivo di alto T/P (MACERA *et alii*, 1989), e proseguì almeno fino all'Autuniano; infatti questa tettonica si manifesta anche con un metamorfismo regionale di alto T/P, con lo sviluppo di bacini molassici stefano-autuniani e con un attivo vulcanismo calcalalino. Come conseguenza, gran parte del plutonismo calcalalino del Batolite sardo-corso deve ritenersi coevo sia con i sedimenti (almeno della loro parte basale stefano-autuniana) che con le vulcaniti presenti nei bacini continenta-

li stefano-permiani. Infatti, alcune vulcaniti sono termometamorfosate dalle intrusioni autuniane e probabilmente rappresentano le facies effusive delle plutoniti del batolite.

È evidente come la connotazione sin-tettonica (sensu GHEZZO & ORSINI, 1982) delle intrusioni vada più semplicemente ricondotta al quadro cinematico (comunque estensionale) esistente durante la loro messa in posto. Tale quadro, oltre che nel tempo, può variare anche nello spazio, per cui intrusioni coeve possono mostrare tessiture fortemente foliate oppure isotrope a seconda dei loro rapporti spaziali con zone di taglio.

Per questo motivo nella Carta geologica allegata abbiamo preferito distinguere le intrusioni in base alla composizione e alla tessitura, senza assegnare a quest'ultima particolari significati in relazione alla storia deformativa ercinica, distinguendo solo i granitoidi foliati in condizioni che variano dal *submagmatic flow* al *solid state flow*. Quasi tutte le altre intrusioni mostrano una più o meno marcata orientazione acquisita in condizioni di *magmatic flow*.

Per ciò che concerne gli aspetti composizionali, il carattere calcalalino dell'associazione granitoide

sarda è stato messo in evidenza da tempo (DI SIMPLICIO *et alii*, 1974a; ORSINI, 1980; BRALIA *et alii*, 1981; GHEZZO & ORSINI, 1982; POLI *et alii*, 1989). La maggioranza delle intrusioni mostra una grande variabilità che va dalle quarzodioriti fino ai leucograniti a due miche, definendo *trend* da calcalcalino-trondjemitici a calcalcalino-monzogranitici, in accordo con quelli definiti da LAMEYRE & BOWDEN (1982). La tipologia calcalcalina è indicata anche da alcuni caratteri minero-petrografici come la biotite ferri-ferica con tendenza evolutiva verso alti tenori in Fe+Mn, l'anfibolo di tipo ferro-orneblenda a tendenza tchermakitica, il plagioclasio con zonature tipo *patchy-zoning* (ORSINI, 1980).

Le proporzioni dei vari termini dell'associazione calcalcalina, secondo ORSINI (1980), sono così schematizzabili:

- a) granitoidi di composizione intermedia con SiO₂ 60-65% (tonaliti e granodioriti), 6-7% del totale d'affioramento;
- b) granitoidi a composizione acida con SiO₂ 65-75% (granodioriti e monzograniti), 60% del totale d'affioramento;
- c) granitoidi super acidi con SiO₂ 75-78% (monzograniti e alaskiti, leucograniti s.l.), occupanti circa il 30% del totale dell'affiorante;
- d) rocce intrusive basiche (gabbri e gabbro-tonaliti), occupanti l'1% del totale dell'affiorante.

I granitoidi a composizione acida (granodioriti e monzograniti) presentano maggiore disomogeneità; più omogenei sono invece i leucograniti, tra i quali non sono rare le intrusioni peralluminose.

La petrogenesi del batolite è stata interpretata secondo ipotesi differenti. Secondo ZORPI *et alii* (1989), le caratteristiche geologico-strutturali di alcune intrusioni composite (Bono e Buddusò: Goceano) e la variazione degli elementi maggiori nei principali massicci monzogranitici, dove si osserva una chiara zonatura composizionale, sono il risultato di processi complessi. Questi prevedono la presenza di camere profonde di grandi dimensioni di magma acido, nelle quali si realizzerebbero zonature composizionali per processi diffusivi allo stato liquido (termodiffusione, convezione doppio-diffusiva), o successivamente per cristallizzazione di parete. In tali camere si verificherebbero, in un secondo stadio, iniezioni di magma basaltico più denso, che determinerebbero la mobilitazione del sistema e la sua ascesa e messa in posto a livelli più superficiali. I processi di *mixing* soprattutto di tipo fisico, con trasferimento di fenocristalli in entrambi i sensi, sarebbero il meccanismo petrogenetico fondamentale responsabile delle variazioni chimiche osservate nei massicci zonati del batolite.

Secondo POLI *et alii* (1989), le variazioni geochemiche del batolite sarebbero invece il risultato di un processo petrogenetico a due stadi. Nel primo stadio si avrebbe interazione di magma sub-crosta-ale con un fuso monzogranitico prodotto per anatessi di crosta con composizione analoga ad un'anfibolite biotitica (grado di fusione 25-35%). L'interazione non è, secondo gli stessi Autori, un processo di *mixing*, bensì di assimilazione e cristallizzazione frazionata. A questa fase si attribuisce la formazione delle intrusioni granodioritiche e tonalitiche. Durante il secondo stadio si avrebbe la formazione di fusi leucogranitici in seguito a bassi gradi di fusione parziale (15-25%) della crosta continentale. Sulla base di questo modello generale, il ruolo dell'anatessi crostale è prevalente nella petrogenesi dell'intero batolite.

Nella Carta geologica della Sardegna allegata le plutoniti sono state distinte prevalentemente in base alla composizione modale procedendo dai vari termini più femici a quelli più sialici; questa successione, a grandi linee, corrisponde anche alla successione cronologica delle intrusioni come individuata da GHEZZO & ORSINI (1982). Due tipologie di plutoniti sono state invece distinte, per evidenziarne in un caso i particolari caratteri tessiturali (Granitoidi foliati, 35) e nell'altro la spiccata peraluminosità (Granitoidi a cordierite, 34). Ovviamente queste due litologie, peraltro poco rappresentate, comprendono intrusioni di varia composizione modale e di differente collocazione nella cronologia degli eventi intrusivi.

Granitoidi foliati (35)

Si tratta di granitoidi con differente composizione (fig. 60) ed età; vi sono rappresentati sia leucograniti peralluminosi, con età di messa in posto di circa 300±7 Ma (MACERA *et alii*, 1989), che granodioriti e tonaliti. Abbiamo compreso in questo tipo di intrusioni quelle interessate da deformazioni connesse con le fasi tettoniche regionali e che esibiscono una foliazione acquisita allo stato solido o in condizioni transizionali tra il flusso magmatico e il *solid state flow*.

La principale caratteristica tessiturale dei granitoidi affioranti nell'area di Porto Pollo-Barrabisa (Gallura) (INNOCENTI, 1990) è un'evidente foliazione marcata da nastri di quarzo, paralleli alla foliazione delle metamorfite incassanti. La grana è eterogenea e spesso si riscontra una facies con cristalli di plagioclasio centimetrici con inclusioni pecilistiche di biotite. Nella zona di Bortigiadas (Gallura) sono presenti granodioriti tonalitiche

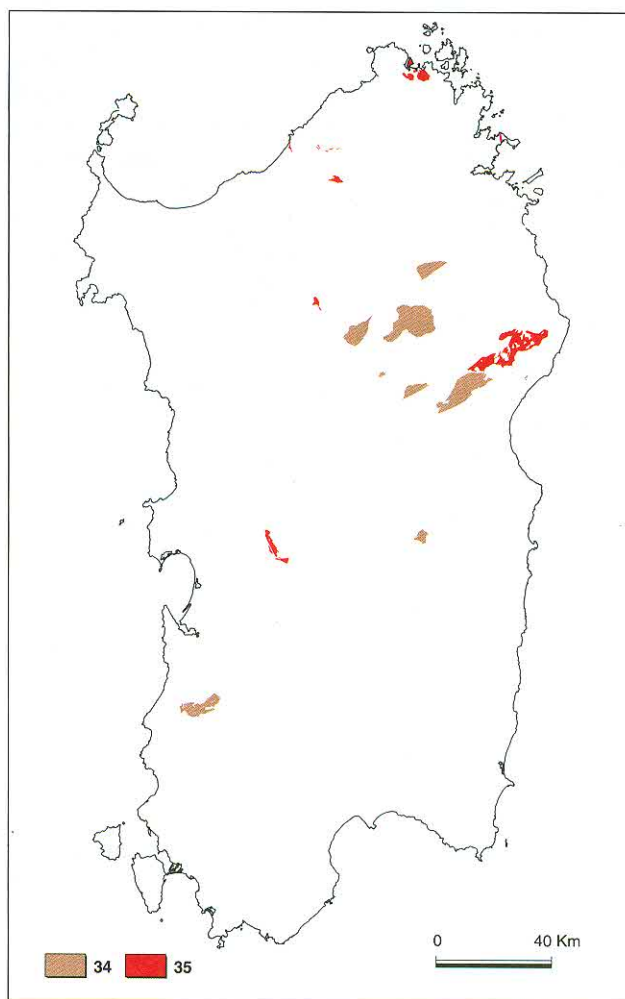


Fig. 60 - Ubicazione degli affioramenti di Granitoidi a cordierite (34) e Granitoidi foliati (35).
- *Outcrops of cordierite bearing granitoids (34) and foliated granitoids (35).*

fortemente orientate, caratterizzate dall'allineamento dei fenocristalli di plagioclasio e di quarzo. La tessitura è talvolta gneissica, la grana varia da medio-fine a grossa. Si differenziano dalle precedenti per l'assenza di fasi alluminose quali muscovite e cordierite. In alcuni casi è presente un anfibolo verde. A M. Senes (W di Orosei) affiorano tonaliti e granodioriti tonalitiche con tessitura fortemente orientata, marcata dall'isorientazione di biotite e da nastri di quarzo e feldspati; al loro interno sono presenti inoltre *enclave* biotitici fortemente appiattiti secondo il piano di foliazione.

Granitoidi a cordierite (34)

Si tratta di intrusioni granodioritiche e leucogranitiche a grana media, equigranulari, caratterizzate da uno spiccato carattere peralluminoso che si

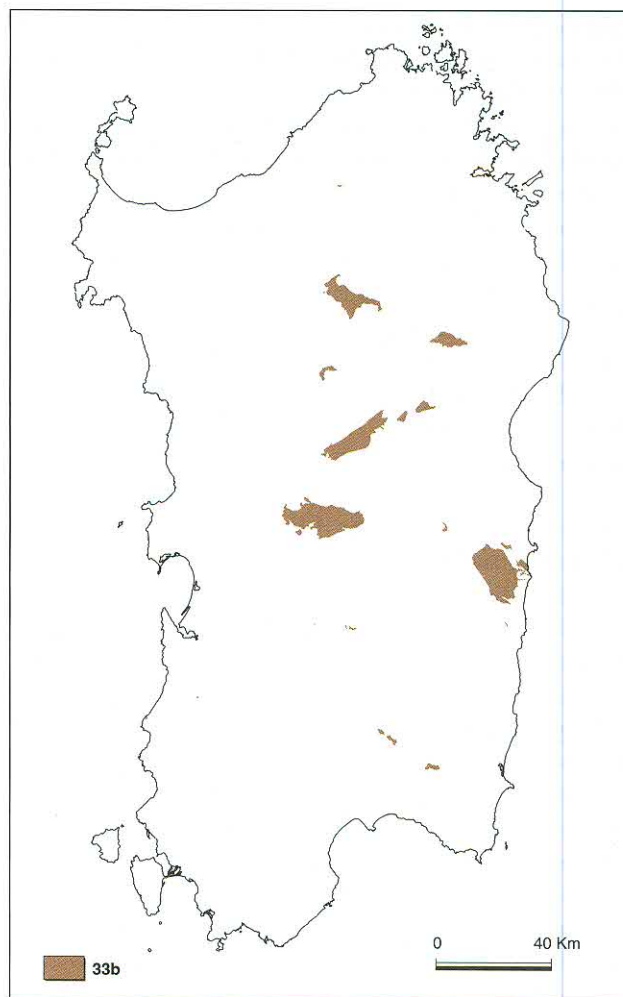


Fig. 61 - Ubicazione degli affioramenti di Tonaliti (33b).
- *Outcrops of tonalites (33).*

manifesta con la presenza di fasi come la muscovite, il silicato anidro d'alluminio e la cordierite, quest'ultima in cristalli di taglia centimetrica. Affiorano a M. Isalle nel Nuorese, a S di Buddusò (Sos Canales) nel Goceano (DI VINCENZO & GHEZZO, 1996) e costituiscono il nucleo dell'intrusione composita dell'Arburese (SECCHI *et alii*, 1991) (fig. 60). L'età varia da 305 ± 17 Ma (Plutone di M. Isalle, Nuorese: DI VINCENZO *et alii*, 1996) a 304 ± 21 Ma (Arburese: SECCHI *et alii*, 1991), a 298 ± 4 Ma (Intrusione di Sos Canales: DI VINCENZO & GHEZZO, 1996).

Tonaliti (33b), Gabbri e masse gabbro-tonalitiche (33a)

Le Tonaliti (33b) costituiscono singole intrusioni oppure porzioni di intrusioni composite zonate, e non di rado anche corpi isolati all'interno di intrusioni granodioritiche o monzogranitiche (fig. 61);

sono state studiate da diversi Autori (D'AMICO, 1960; NEGRETTI, 1966; GHEZZO *et alii*, 1973; COCIRTA & MICHON, 1989). Affiorano principalmente nella Sardegna centro-settentrionale e possono presentare tessiture fortemente orientate (Ottana: Nuorese) fino a scistose (Badesi: Gallura), oppure quasi isotrope come a Bitti (Barbagia), Lanusei (Ogliastra) o nel Mandrolisai.

Le tonaliti affioranti prevalentemente nel bordo occidentale del batolite (zona di Trinità d'Agultu: Gallura, Ottana: Nuorese) hanno un carattere granodioritico, grana media e sono moderatamente inequigranulari. Sono caratterizzate da una evidente anisotropia tessiturale marcata dall'allineamento di tutti i minerali e degli abbondanti inclusi microgranulari scuri di composizione dioritico-tonalitica. La biotite è in proporzioni modali non superiori al 25% ed è spesso associata ad un anfibolo verde in quantità modale non superiore al 5%.

Nella zona di Busachi-Ortuero (Barigadu), nella zona di Bitti-Lula (Barbagia) e a Lanusei-Barisardo (Ogliastra), le tonaliti si differenziano dalle precedenti per l'assenza di una evidente anisotropia tessiturale e per il carattere più marcatamente tonalitico (D'AMICO, 1960; NEGRETTI, 1966). Macroscopicamente hanno tessitura tendenzialmente isotropa, grana da media a fine ed equigranulare. La biotite è in proporzioni modali non superiori al 25%, inoltre è sempre presente l'anfibolo verde che mostra fenomeni di sostituzione da parte della biotite. A W di Atzara (Mandrolisai), sono presenti tonaliti granodioritiche a tessitura isotropa, a grana media, inequigranulare con rari individui di K-feldspato di dimensione fino a 1 cm. La biotite è in proporzioni modali non superiori al 20%, associata con rari anfiboli. Il quarzo, a carattere interstiziale, è stimato non superiore al 15%.

I Gabbri e le masse gabbro-tonalitiche (33a) sono molto rari all'interno del Batolite sardo-corso (come osservabile anche nella Carta Geologica e Strutturale della Sardegna e della Corsica allegata); costituiscono corpi di piccole dimensioni quasi sempre inglobati all'interno di plutoniti più acide. Gli affioramenti più importanti sono a P.ta Falcone, Bortigiadas (Gallura), Osidda (Barbagia di Bitti) e nel Sarrabus. Un tratto comune a queste plutoniti è la presenza di stratificazione da cumulo e l'associazione con termini a composizione da dioritica a tonalitica. La massa gabbrica meglio conosciuta è quella di P.ta Falcone. Si tratta di gabbri anfibolici con evidenti motivi di cumulo; le facies dominanti sono costituite da leucogabbri a orneblenda pecilitica, da gabbri e quarzo-gabbri pirosseno-anfibolici. BRALIA *et alii* (1981) e POLI *et alii* (1991) hanno interpretato questa massa gabbrica come il prodot-

to dello smembramento di un'intrusione basica, non ancora cristallizzata, risalita a livelli altocroscali, dove sarebbe stata inglobata da magmi anattettici con i quali avrebbe prodotto fenomeni di interazione meccanica. La massa gabbro-tonalitica di Bortigiadas ha un'estensione areale molto limitata ed è incluso in una granodiorite marcatamente foliata.

Granodioriti equigranulari (30) inequigranulari (31) e tonalitiche (32)

Le granodioriti affiorano estesamente nella parte sarda del Batolite sardo-corso (fig. 62), con

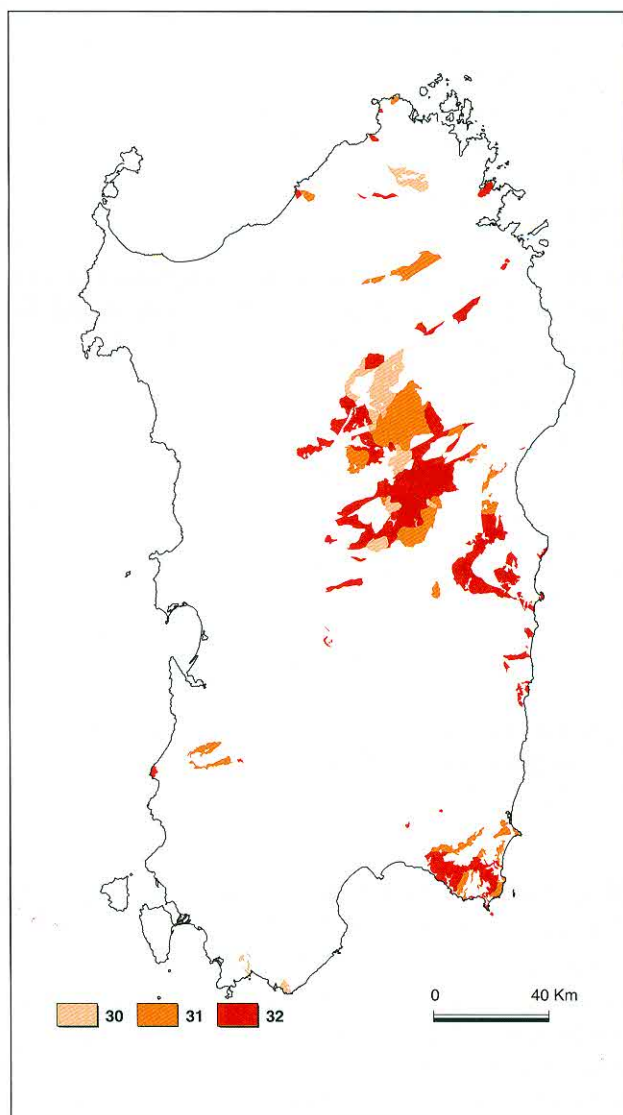


Fig. 62 - Ubicazione degli affioramenti di Granodioriti equigranulari (30), inequigranulari (31) e tonalitiche (32).

- Outcrops of equigranular granodiorites (30), inequigranular granodiorites (31) and tonalitic granodiorites (32).

intrusioni più frequenti nel complesso metamorfico in facies degli scisti verdi, mentre sono subordinate nei complessi metamorfici di medio ed alto grado della Sardegna NE. Presentano sempre una discreta anisotropia marcata dall'orientazione della biotite e degli inclusi femici sempre presenti in queste plutoniti. In base ai caratteri strutturali si possono distinguere granodioriti equigranulari e inequigranulari a tendenza monzogranitica, e granodioriti tonalitiche.

Le Granodioriti equigranulari (30) sono caratterizzate da una grana variabile da medio grossa a medio fine, dalla tessitura equigranulare e da una moderata isorientazione magmatica evidenziata da una isorientazione delle biotiti e degli inclusi microgranulari femici. La biotite, di dimensioni di circa 2 mm, è in proporzioni modali non superiori al 15%, il quarzo, raramente subedrale, è in proporzioni non superiori al 20%.

Nelle Granodioriti inequigranulari (31) la grana è da media a medio-fine e il carattere inequigranulare della tessitura è determinato dalla presenza di fenocristalli di K-feldspato pluricentimetrici la cui distribuzione è disomogenea a scala dell'affioramento. Anche qui la fluidalità magmatica è ben marcata dall'isorientazione della biotite e del K-feldspato oltre che dai numerosi inclusi femici. Tra le fasi femiche si osserva sporadicamente anfibolo verde, mentre la biotite presenta proporzioni modali tra il 15 e 20%.

Le Granodioriti tonalitiche (32) sono invece caratterizzate da grana medio-grossa per la presenza sporadica di cristalli di K-feldspato bianco-rosati, di dimensioni pluricentimetriche e con inclusioni pecilitiche di biotite. L'isorientazione di flusso magmatico è ben evidenziata oltre che dalla biotite e dai fenocristalli di K-feldspato anche dagli inclusi femici. La biotite cristallizza spesso in aggregati policristallini a contorno di minerali silicici; la proporzione modale di questo minerale è attorno al 20%.

Monzograniti equigranulari (28b), inequigranulari (28a) e Sieniti sodiche (29)

Queste rocce intrusive (fig. 63) presentano varietà di facies derivanti dai diversi gradi sia di orientazione delle tessiture che di variabilità di grana. Queste disomogeneità, spesso presenti all'interno di una stessa intrusione, hanno notevole importanza nella caratterizzazione merceologica di tali rocce ampiamente sfruttate per usi ornamentali. Nella carta ci siamo limitati a distinguere tra facies equigranulari, con orientazione meno marcata, e facies inequigranulari con forte orientazione prefe-

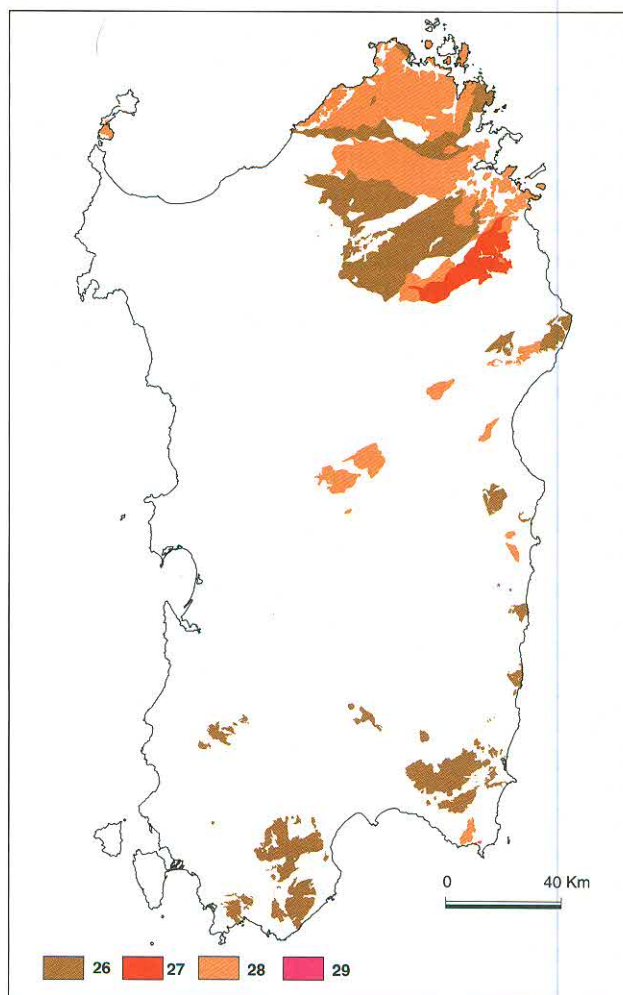


Fig. 63 - Ubicazione degli affioramenti di Leucograniti equigranulari (26), a granato (27), di Monzograniti (28) e Sieniti sodiche (29).

- Outcrops of equigranular leucogranites (26), garnet bearing leucogranites (27), monzogranites (28) and Na-rich syenite (29).

renziale, marcata da megacristalli di feldspato potassico e dalla forma allungata degli inclusi femici.

Monzograniti equigranulari (28b) affiorano nell'area di Buddusò-Alà dei Sardi (ORSINI, 1980). Si tratta di monzograniti leucocrati, con tessitura equigranulare e con fluidalità planare non sempre ben espressa. Questo litotipo è caratteristico per il colore grigio perlaceo, una discreta omogeneità cromatica e granulometrica interrotta da sporadici fenocristalli eudrali di K-feldspato bianco latte. Rispetto ai monzograniti inequigranulari, quelli equigranulari si caratterizzano per il basso contenuto di biotite. Nell'area di Olzai-Gavoi (Barbagia) e a S di Dorgali (Golfo di Orosei), i monzograniti equigranulari hanno tendenza leucocrata, grana medio-fine e tessitura equigranulare, con K-feldspato bianco di taglia sub-centimetrica cristallizzato in individui policristallini. La biotite è in proporzio-

ni modali non superiori al 5%. Talvolta è presente come minerale accessorio il granato, in cristalli millimetrici.

Per quanto riguarda i Monzograniti inequigranulari (28a), sono da segnalare le masse isolate comprese tra Olzai e Irgoli (Baronie). Si tratta di rocce caratterizzate da una tendenza unimodale della dimensione del K-feldspato di colore rosato, che varia tra 3 e 5 cm. Localmente è apprezzabile una moderata isorientazione lungo linee di flusso magmatico. A nucleo dell'estesa intrusione zonata di Tempio Pausania (Gallura), si rinvengono monzograniti con individui di K-feldspato rosati isorientati di grossa taglia (8-12 cm), che tuttavia non rappresentano più del 10% del K-feldspato totale. Il litotipo più diffuso della famiglia dei monzograniti affiora in continuità nella zona a N di Tempio Pausania-Calangianus, fino a Telti. Si distingue dal precedente per la taglia decisamente minore dei fenocristalli che non supera i 5-6 cm, mantenendosi in media intorno a 3-3,5 cm. Inoltre, a differenza dei precedenti, la quasi totalità del K-feldspato è rappresentato da fenocristalli euedrali isorientati. L'esteso affioramento dell'area compresa tra Aglientu ed Arzachena (Gallura) è rappresentato da litotipi ben differenziabili dai precedenti essendo più marcatamente equigranulari e con una sensibile diminuzione della dimensione del feldspato potassico, che spesso ha taglia confrontabile con quella del plagioclasio. Tuttavia sono ancora riscontrabili, anche in percentuale limitata, fenocristalli di K-feldspato di dimensione media intorno a 1 cm, a tendenza euedrale, che presentano una modesta isorientazione ben rilevabile soltanto in particolari condizioni di affioramento. Le età radiometriche determinate dai vari Autori si attestano intorno a 280 Ma (COCHERIE, 1985; CASTORINA & PETRINI, 1989).

Insieme ai monzograniti ricordiamo i piccoli *stock* di sieniti sodiche (29) che si sviluppano in direzione E-W all'interno delle granodioriti del Sarrabus (BROTZU *et alii*, 1978).

Leucograniti equigranulari (26) e Leucograniti a granato (27)

I leucograniti affiorano diffusamente in tutti i settori del basamento sardo (fig. 63). Si contraddistinguono per l'omogeneità composizionale e per le tessiture debolmente orientate o quasi isotrope. Il *trend* generale delle intrusioni è generalmente discordante rispetto a quello delle rocce incassanti e a quello delle intrusioni precedenti (fig. 64). La

direzione dominante varia da N-S a NE-SW (GHEZZO & ORSINI, 1982). Le età radiometriche disponibili variano da 289 ± 1 Ma a 274 ± 9 Ma (DEL MORO *et alii*, 1975; COCHERIE, 1978; COCHERIE, 1985; CASTORINA & PETRINI, 1989).

In alcune aree sono segnalati anche leucograniti a facies inequigranulari, i quali affiorano con continuità nel massiccio del M. Limbara e del M. Lerno (Gallura). Si tratta di granitoidi a tendenza leucocrata inequigranulare, a cui il quarzo globulare conferisce un aspetto tendenzialmente porfirico. Nella massa di fondo microcristallina spiccano inoltre fenocristalli subedrali di K-feldspato. La biotite è presente in proporzioni modali non superiori al 5%. I leucograniti che affiorano lungo la valle di Oschiri e nella zona di Olbia, a S di S. Teresa-Porto Pozzo (Gallura), si differenziano dai precedenti per la grana che va da media a grossa e la tessitura inequigranulare, evidenziata da cristalli subedrali di K-feldspato rosato di taglia centimetrica, localmente isorientati lungo linee di flusso magmatico. La biotite cristallizzata in individui isolati di taglia attorno a 3 mm e in proporzioni modali non superiori a 5%. Le intrusioni più estese di leucograniti affiorano a NW di Luras, a San Pantaleo ed a W di Olbia (Gallura). Sono caratterizzate da una grana media equigranulare, con K-feldspato equidimensionale di taglia sub-centimetrica, cristallizzato in individui policristallini che conferiscono alla roccia la caratteristica colorazione rosata (fig. 65). La biotite, di taglia non superiore a 2 mm, è in proporzioni modali non superiori al 7%. Le facies affioranti nel Sarrabus si differenziano dalle precedenti per la grana fine, per la tendenza ololeucocrata derivante dalla quasi totale assenza della biotite e per la tessitura in genere isotropa, ma talvolta anche orientata (fig. 66).

Dai leucograniti precedentemente descritti si differenziano nettamente quelli affioranti nell'area di P.ta Tepilora (Baronie) per il loro carattere peralluminoso che si manifesta con la presenza di granati e muscovite (Leucograniti a granato 27). Si tratta composizionalmente di un leucogranito rosato a tessitura isotropa e grana medio-fine, caratterizzato dalla presenza di un granato rosso, di dimensioni fino a 6-7 mm, e da rari cristalli di muscovite millimetrica. Il K-feldspato, subedrale, è di colore rosato e talvolta presenta inclusioni peclitiche di biotite, la quale cristallizza anche in individui subedrali di dimensioni millimetriche, uniformemente diffusi ed in proporzioni modali non superiori al 4 %.



Fig. 64 - Contatto intrusivo con stoping tra i leucograniti del Sarrabus e le formazioni anchimetamorfiche dell'Unità del Sarrabus (San Vito: Sarrabus).
- *Intrusive contact by stoping between leucogranites of the Sarrabus area and anchimetamorphic rocks of the Sarrabus unit (San Vito: Sarrabus).*

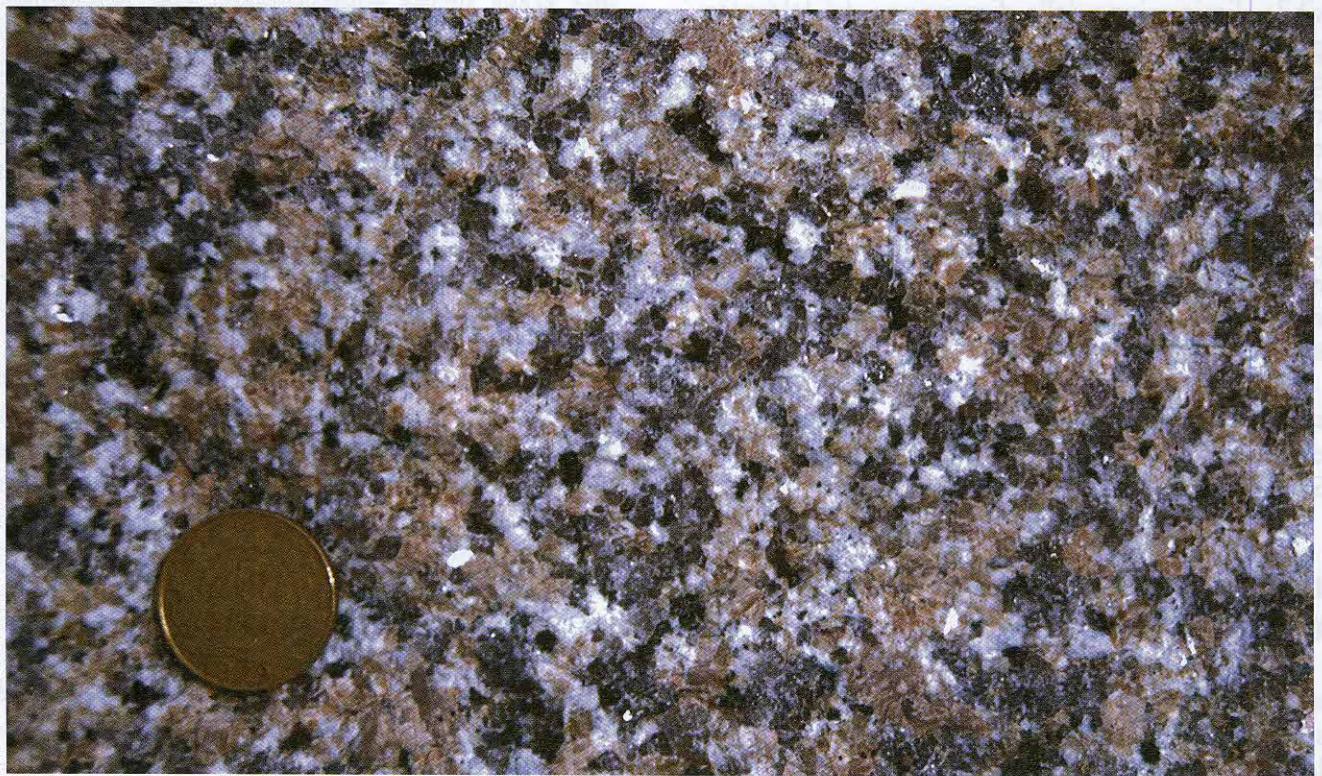


Fig. 65 - Leucogranito equigranulare a tessitura isotropa, con K-feldspato subcentimetrico, cristallizzato in aggregati policristallini (M. Pulchiana: Gallura).
- *Equigranular leucogranite with isotropic structure, with cm-sized K-feldspar crystallized in aggregates (M. Pulchiana: Gallura).*



Fig. 66 - Leucogranito con tessitura orientata, evidenziata dall'isorientazione degli inclusi femici (Capo Ferrato, Sarrabus).
 - *Leucogranite with oriented structure, marked by alignment of mafic enclaves (Capo Ferrato: Sarrabus).*

4.3.2. - *Complesso filoniano del Carbonifero superiore-Permiano*

Filoni basici (25), filoni di quarzo (24) e filoni di porfidi granitici (23)

Tutto il basamento sardo presenta numerose manifestazioni sub-vulcaniche (fig. 67), l'inquadramento delle quali, all'interno dell'evoluzione geodinamica della Sardegna ercinica, ha bisogno di ulteriori approfondimenti. I dati disponibili consentono solo di distinguere cartograficamente in tutta l'Isola i filoni a composizione femica da quelli a composizione sialica; non è invece possibile una distinzione in base ai criteri di affinità che probabilmente sarebbe molto più interessante.

La cronologia di queste fenomenologie sub-vulcaniche è vincolata in prima istanza da evidenze giacitureali. Molti filoni tagliano i granitoidi del batolite ed alcuni perfino le vulcaniti permiane (TRAVERSA, 1969). I dati radiometrici indicano per le manifestazioni filoniane acide età Rb/Sr su minerali comprese tra 268 ± 4 Ma e 298 ± 4 Ma (VACCARO *et alii*, 1991).

I filoni basici alcalini (fig. 68) rappresentati da diverse litologie (spessartiti, comptoniti, ecc.), anche in base alle osservazioni di campagna, sembrano i più recenti. Una datazione mediante l'analisi di trac-

ce di fissione su apatite e biotite fatta su un filone comptonitico delle Baronie ha fornito un'età al limite tra Permiano e Triassico (BALDELLI *et alii*, 1987).

Nella Carta geologica sono stati distinti:

a) corpi filoniani a composizione basica sia alcalini che calcocalcinali (25), generalmente alterati, a struttura sub-afirica o debolmente porfirica con fenocristalli di plagioclasio, anfibolo, clinopirosseno e olivina; la massa di fondo ha tessitura intersertale e/o sub-oftica;

b) filoni di porfidi granitici, microgranitici, aplitici e pegmatitici (23). Presentano tessitura isotropa, talvolta porfirica con fenocristalli di feldspato alcalino potassico, quarzo e più raramente biotite e muscovite dispersi in una massa di fondo granofirica. Si tratta prevalentemente di termini a composizione leucogranitica, spesso intimamente associati alle grandi intrusioni tardive delle quali rappresentano le fasi di cristallizzazione tardiva ipoabisale (GHEZZO & ORSINI, 1982).

La direzione del sistema filoniano è molto varia e caratteristica. Nella Sardegna settentrionale prevalgono direzioni da NE-SW a NNE-SSW (fino a N-S nell'estremità settentrionale della Gallura). Nella Sardegna meridionale prevalgono invece direzioni NW-SE fino NNW-SSE nel Sarrabus meridionale. Nella Sardegna SW (Iglesiente-Sulcis) il sistema filoniano è meno presente.

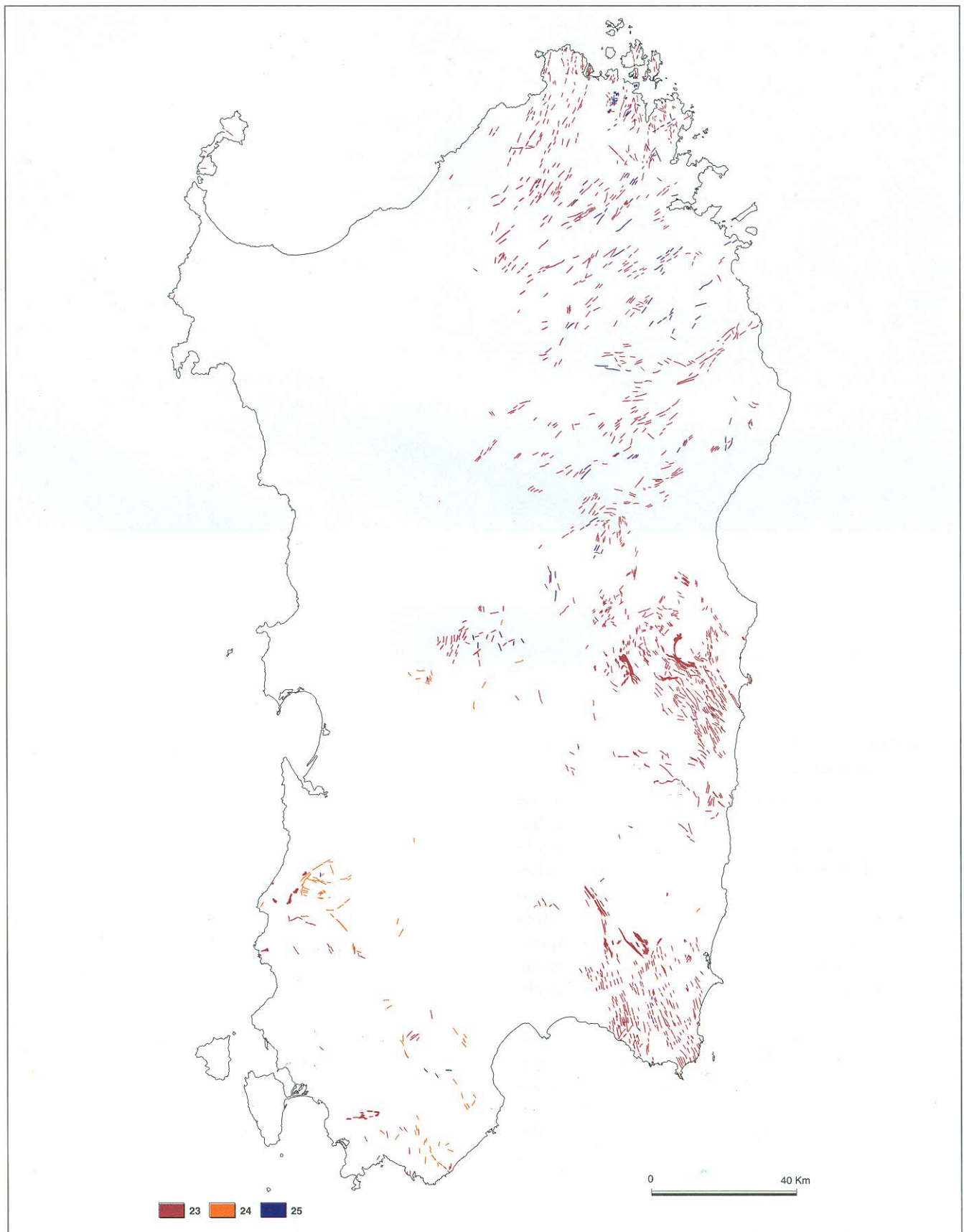


Fig. 67 - Ubicazione dei principali Filoni basici (25), di quarzo (24) e porfidi granitici (23).
- Main outcrops of mafic dykes (25), quartz dykes (24), porphyritic granites (23).

Questa sistematica differenza di direzione del campo filoniano tra Sardegna settentrionale e meridionale rappresenta, specialmente dentro il batolite, una anisotropia meccanica di primo ordine. Essa costituisce un elemento strutturale che condiziona notevolmente tutta l'evoluzione tettonica post-ercinica di tutta l'Isola, ed in particolare quella terziaria (PACI, 1997). Come sarà discusso più avanti, sia il sistema trascorrente dell'Oligocene-Miocene inferiore che le faglie dirette che hanno condizionato la sedimentazione durante il Miocene medio, il Miocene superiore ed il Plio-Quaternario, sono tutti strettamente controllati dalla direzione del campo filoniano tardo-ercinico.

Tra le manifestazioni filoniane peri-plutoniche, oltre alle pegmatiti ed alle apliti già citate, sono stati distinti nella Carta geologica anche i principali filoni idrotermali (24). Si tratta prevalentemente di filoni di quarzo, spesso mineralizzati a fluorite, barite e solfuri misti.

5 - TETTONICA DEL BASAMENTO PALEOZOICO

In questo capitolo verrà descritta l'evoluzione tettonica del basamento. Un'esauriente trattazione di tutti i dati e delle numerose interpretazioni, spesso contrastanti, ci è sembrata decisamente eccessiva per una nota illustrativa di una carta di sintesi. Pertanto, qui saranno esposte essenzialmente le interpretazioni degli Autori, ma nella bibliografia abbiamo cercato di riportare i contributi più significativi degli ultimi anni sulla tettonica del basamento sardo e anche alcuni riferimenti bibliografici sulla Catena ercinica europea, in modo da fornire strumenti utili a quanti volessero farsi una opinione più completa partendo dai dati originali.

I dati e le interpretazioni che esporremo sono stati in gran parte già presentati in alcuni lavori di sintesi degli ultimi anni (CARMIGNANI *et alii*, 1992a; 1992c; 1994b); molte illustrazioni e considerazioni esposte derivano da questi lavori.



Fig. 68 - Filoni basici che intrudono le granodioriti erciniche (Torre vecchia-Villasimius: Sarrabus meridionale).

- Mafic dykes intruding Hercynian granodiorites (Torre vecchia-Villasimius: southern Sarrabus).