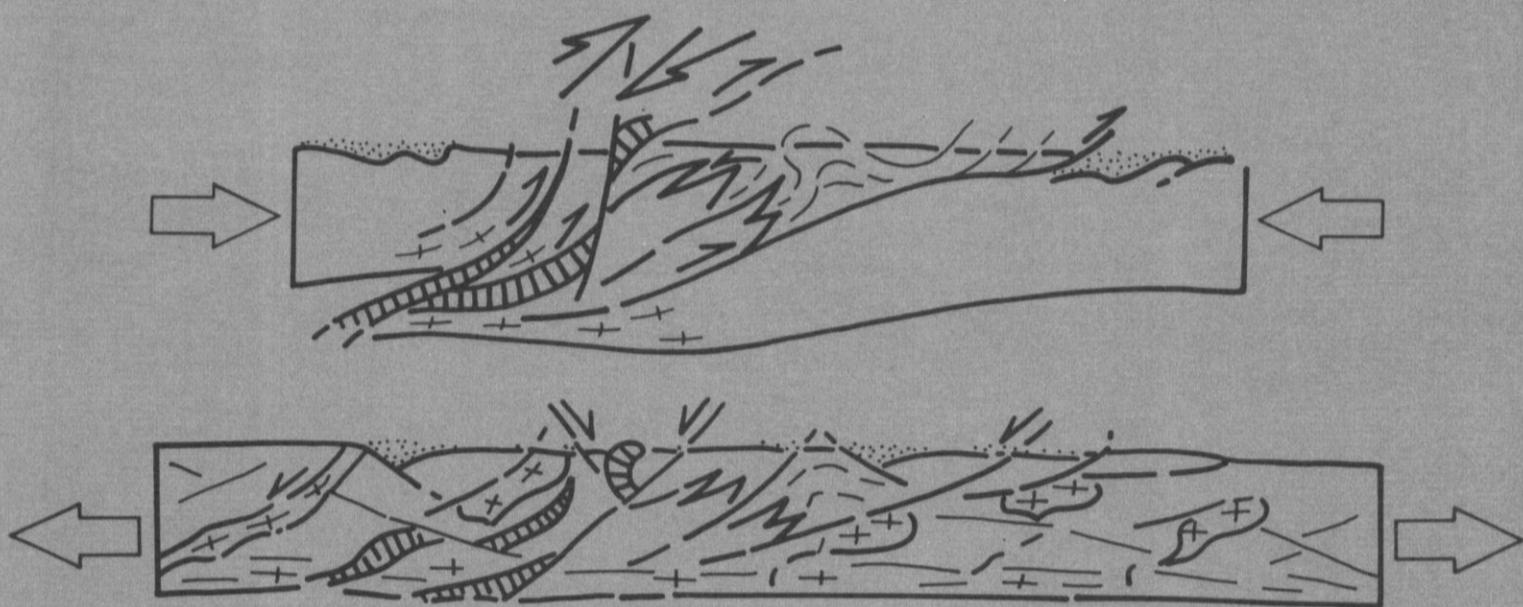


# STRUTTURA DELLA CATENA ERCINICA IN SARDEGNA



## guida all'escursione

A cura di: Luigi Carmignani, Piero Carlo Pertusati, Sebastiano Barca, Rodolfo Carosi,  
Anselmo di Pisa, Marco Gattiglio, Giovanni Musumeci, Giacomo Oggiano

Edito dal "Gruppo informale di Geologia Strutturale"



# STRUTTURA DELLA CATENA ERCINICA IN SARDEGNA

**guida all' escursione**

*SCHEMA DELL' EVOLUZIONE DEL BASAMENTO SARDO*

*ZONA ESTERNA: GUIDA ALL' ESCURSIONE*

*ZONA A FALDE: GUIDA ALL' ESCURSIONE*

*ZONA ASSIALE: GUIDA ALL' ESCURSIONE*

A CURA DI: LUIGI CARMIGNANI, PIERO CARLO PERTUSATI, SEBASTIANO BARCA, RODOLFO CAROSI,  
ANSELMO DI PISA, MARCO GATTIGLIO, GIOVANNI MUSUMECI, & GIACOMO OGGIANO

- Stampato con il contributo finanziario di:
- CENTRO DI STUDIO PER LA GEOLOGIA STRUTTURALE E DINAMICA DELL'APPENNINO C.N.R., PISA (Dir. A. Rau);
  - C.N.R. Università di Siena (contributo n. 910012/05) Evoluzione delle catene collisionali (Titolare Prof. A. Lazzarotto);
  - PROGEMISA S.P.A. Via Contivecchi 7, Cagliari (Presidente F. Serra);
  - PROGETTO NAZIONALE M.U.R.S.T. 40%: "Basamento italiano e sua evoluzione nelle catene Alpina, Appenninica e Magrebite". (Coordinatore Prof. L. Carmignani);
  - FINANZIAMENTI M.U.R.S.T. 60%: Università di Pisa (Prof. P.C. Pertusati), Sassari (Prof. G. Oggiano) e Siena (Prof. L. Carmignani).
  - GRUPPO INFORMALE DI GEOLOGIA STRUTTURALE - Coordinatore Prof. F.A. Decandia.

*in ricordo dell' amico Tommaso*



pag. 11

pag. 43

pag. 77

pag. 147

# INDICE

## PARTE I

### Schema del Basamento Sardo

CARMIGNANI L., BARCA S., CAROSI R., DI PISA A., GATTIGLIO M., MUSUMECI G., OGGIANO G. & PERTUSATI P.C. ....pag. 11

## PARTE II

### Geologia della catena ercinica in Sardegna: Zona Esterna

CAROSI R., GANDIN A., GATTIGLIO M. & MUSUMECI G. ....pag. 43

### Geologia della catena ercinica in Sardegna: Zona a Falde

CAROSI R., GATTIGLIO M., MUSUMECI G. & OGGIANO G. ....pag. 77

### Geologia della catena ercinica in Sardegna: Zona Assiale

OGGIANO G. & DI PISA A. ....pag. 147

## CONTRIBUTI

CARMIGNANI L., ELTER F.M.,  
GANDIN A., GHEZZO C.

Dipartimento di Scienze della Terra - Via delle Cerchia, 3  
53100 SIENA.

CAROSI R., MUSUMECI G., PERTUSATI P.C.

Dipartimento di Scienze della Terra - Via S. Maria, 53  
56100 PISA

DI PISA A., OGGIANO G.

Istituto di Scienze Geologico-Mineralogiche - Corso Angioi, 10  
07100 SASSARI

BARCA S., ELTRUDIS A.

Dipartimento di Scienze della Terra - Via Trentino, 51  
09100 CAGLIARI

GATTIGLIO M.

Dipartimento di Scienze della Terra - Via Valperga Caluso, 37  
10125 TORINO

SARRIA E., SERRI R.

Progemisa S.p.A. - Via Contivecchi 09100  
CAGLIARI

CHERCHI G.P.

Istituto di Giacimenti Minerari, Geof. e Scienze Geologiche  
Piazza d'Armi, 09100 CAGLIARI  
Progemisa S.p.A. - Via Contivecchi 09100 CAGLIARI

## PREFAZIONE

Le ricerche collegate al progetto sulla crosta profonda (CROP) hanno sviluppato nei ricercatori italiani l'esigenza di un più approfondito scambio di idee sulle diverse problematiche relative ai basamenti della penisola italiana; a questa esigenza è principalmente legata la scelta di una escursione del Gruppo Informale di Geologia Strutturale sul paleozoico sardo.

La Sardegna rappresenta una situazione ideale per lo studio del basamento italiano sia perché sono rappresentate qui tutte le zone tettono-metamorfiche della catena ercinica, senza importanti deformazioni alpine, sia perché la buona continuità degli affioramenti consente uno studio dettagliato dei processi tettonici, sedimentari e metamorfici.

Lo stato delle conoscenze della geologia di questo basamento è avanzato in modo significativo anche in questi ultimi anni grazie al lavoro di ricercatori di diverse istituzioni universitarie, tra le quali una speciale menzione meritano i Dipartimenti di Scienze della Terra di Cagliari, Pisa, Siena, Sassari e la Progemisa S. p. A. che si sono particolarmente impegnati nella preparazione di questa escursione.

Nel 1982 in occasione del primo centenario della Società Geologica Italiana e nel 1986 per i Final Meeting dell' IGCP Project N. 5 furono edite due guide della geologia del basamento sardo ormai esaurite. Alla semplice ristampa abbiamo preferito una nuova stesura che è basata sulle guide precedenti, ma con importanti elementi di novità degli ultimi anni. Tra i quali vogliamo ricordare: la soluzione dell'annosa questione sulla presenza o meno del flysch ercinico, che finalmente ha trovato dei supporti paleontologici, la individuazione di una probabile sutura oceanica e il riconoscimento di una tettonica distensiva duttile sinmetamorfica.

Questi elementi costituiscono un ulteriore progresso nella definizione dei tratti essenziali della catena ercinica delineati nella prima metà degli anni ottanta e consentono un ulteriore tentativo di coordinare in un unico quadro geodinamico l'evoluzione stratigrafica, strutturale, metamorfica e magmatica.

Nella guida, oltre alla descrizione degli stop ed ad una nota introduttiva sulla geologia sarda, sono raccolti i numerosi contributi di ricercatori che negli ultimi anni hanno studiato le diverse aree.

Per finire vogliamo ringraziare: tutti gli autori, il cui grande entusiasmo ha consentito di preparare questa guida; la Progemisa S.p.A., il CNR ed il Gruppo Informale di Geologia Strutturale per il generoso contributo da essi fornito per la stampa.

Siena - Pisa Maggio 1992

Prof. Luigi Carmignani  
Prof. Francesco Antonio Decandia  
Prof. Pier Carlo Pertusati

Escursione in Sardegna del 24 - 29 maggio 1992



## SCHEMA DELLA DIVISIONE DEL BASAMENTO SARDO

di G. Basso, G. Carrà, F. Di Pisa, A. Gattuso, M. Mignone, G. Orlandini & P. Pertusati

### PARTE I - INTRODUZIONE

La geologia del basamento sardo è stata oggetto di numerosi studi, sia in termini di geologia descrittiva, sia in termini di geologia strutturale. In particolare, la geologia strutturale del basamento sardo è stata oggetto di numerosi studi, sia in termini di geologia descrittiva, sia in termini di geologia strutturale. In particolare, la geologia strutturale del basamento sardo è stata oggetto di numerosi studi, sia in termini di geologia descrittiva, sia in termini di geologia strutturale.

Da più di dieci anni, infatti, il basamento sardo è stato oggetto di una riconsiderazione critica, sia in termini di geologia descrittiva, sia in termini di geologia strutturale. In particolare, la geologia strutturale del basamento sardo è stata oggetto di numerosi studi, sia in termini di geologia descrittiva, sia in termini di geologia strutturale.

La geologia del basamento sardo è stata oggetto di numerosi studi, sia in termini di geologia descrittiva, sia in termini di geologia strutturale. In particolare, la geologia strutturale del basamento sardo è stata oggetto di numerosi studi, sia in termini di geologia descrittiva, sia in termini di geologia strutturale.

La geologia del basamento sardo è stata oggetto di numerosi studi, sia in termini di geologia descrittiva, sia in termini di geologia strutturale. In particolare, la geologia strutturale del basamento sardo è stata oggetto di numerosi studi, sia in termini di geologia descrittiva, sia in termini di geologia strutturale.

## SCHEMA DELL'EVOLUZIONE DEL BASAMENTO SARDO

CARMIGNANI L., BARCA S., CAROSI R., DI PISA A., GATTIGLIO M., MUSUMECI G., OGGIANO G. & PERTUSATI P.C.

### 1. PREMESSA

L'obiettivo di questa prima parte della guida è fornire una sintesi dell'evoluzione del basamento sardo. Una esauriente trattazione con adeguata discussione dei dati e delle interpretazioni, spesso contrastanti, sarebbe troppo pesante per una guida e forse non sarebbe nemmeno di aiuto a quanti avvicinandosi per la prima volta alla geologia del basamento sardo hanno soprattutto bisogno di uno schema che evidenzia gli aspetti geodinamici fondamentali in cui inserire le osservazioni sparse nei diversi *stop*. Qui sono esposte essenzialmente le interpretazioni degli autori, ma nella bibliografia abbiamo cercato di riportare i contributi più significativi degli ultimi anni sul basamento sardo e anche molti lavori fondamentali sulla catena ercinica europea, in modo da fornire gli strumenti a quanti volessero farsi una opinione partendo dai dati originali.

Il modello evolutivo che proponiamo è stato presentato anche al Convegno in Memoria di Tommaso Cocozza tenuto a Siena il 21 e 22 Marzo 1991 (CARMIGNANI et al., 1991a); la maggior parte dei dati e delle considerazioni esposte qui derivano da quest'ultimo lavoro.

### 2. INTRODUZIONE

L'impronta fondamentale del basamento sardo deriva dall'orogenesi ercinica che ha prodotto deformazioni, metamorfismo e un importante magmatismo effusivo e intrusivo. Restaurando la deriva miocenica della Sardegna, le strutture fondamentali del basamento trovano la loro prosecuzione nei Mauri (WESTPHAL et al., 1976), nella Montagna Nera e nel Massiccio Centrale Francese (ARTHAUD & MATTE, 1977a). Il basamento sardo è un segmento della catena ercinica sudeuropea, considerata dalla maggior parte degli autori una catena collisionale associata a subduzione di crosta oceanica e metamorfismo di alta pressione nel Siluriano e collisione continentale con importante inspessimento crostale, metamorfismo e magmatismo durante il Devoniano e il Carbonifero (es. COGNÉ, 1977; BURG & MATTE 1978; AUTRAN & COGNÉ, 1980; BARD et al., 1980; MATTE & BURG, 1981; MATTE, 1983; 1986; BURG et al., 1984; PIN & PEUCAT 1986; COSTA & MALUSKI, 1988; FRANKE, 1989; PIN, 1990).

Da più di dieci anni è noto che il basamento sardo è caratterizzato da una zonazione tettonometamorfica identica a quella delle catene collisionali, da falde erciniche vergenti a SW interposte tra il complesso migmatitico della Sardegna settentrionale e una zona esterna piegata, ma sostanzialmente autoctona, che affiora nell'angolo SW dell'isola (CARMIGNANI & PERTUSATI, 1979; CARMIGNANI et al., 1980 a, b; 1981; 1982b). Ciò nonostante, la mancanza di prove della presenza di crosta oceanica coinvolta nell'orogene ha portato a interpretazioni completamente ensialiche dell'evoluzione della catena: inversione di zone di *rifting* continentale (CARMIGNANI et al., 1980 b) o grandi movimenti trascorrenti attivi dal Cambriano superiore al Carbonifero (VAI & COCOZZA, 1986). Queste interpretazioni erano sostenute anche dall'opinione, allora ampiamente diffusa, che l'orogene ercinico europeo fosse privo di grandi falde cristalline e di associazioni ofiolitiche con metamorfismo di alta pressione (ZWART, 1967 e bibliografia; KREBS & WACHENDORF, 1973; BADHAM, 1982), cosicché le concezioni mobilistiche della tettonica a placche hanno tardato molto ad affermarsi.

Quasi un trentennio di ricerche hanno dimostrato come molti caratteri degli orogeni "alpinotipi" e "ercinotipi" non siano così contrastanti.

Grandi falde sono state scoperte su tutta la lunghezza della catena ercinica europea, sia nelle zone esterne, ove sono appilate le coperture paleozoiche (ARTHAUD & MATTE, 1966; JULIVERT, 1971; CARMIGNANI & PERTUSATI, 1979) che nelle zone interne, ove la tettonica ercinica è associata a riattivazione del basamento con falde cristalline, metamorfismo di alto grado e migmatizzazione (RIES & SHACKLETON, 1971; MATTAUER & ETCHECOPAR, 1976; BURG & MATTE, 1978; BEHR et al., 1984; MATTE, 1983).

I primi tentativi di applicare i modelli orogenetici della tettonica a placche alla catena ercinica risalgono alla prima metà degli anni settanta (BURRET, 1972; LAURENT, 1972; NICOLAS, 1972; RIDING, 1974), ma furono soprattutto le ricerche di geologia strutturale della fine degli anni settanta - inizio anni ottanta a confermare la struttura collisionale della catena ercinica e a negare il modello ensialico (COGNÉ, 1977; BURG & MATTE, 1978; AUTRAN & COGNÉ, 1980; BARD et al., 1980; MATTE & BURG, 1981; BEHR et al., 1984; MATTE,

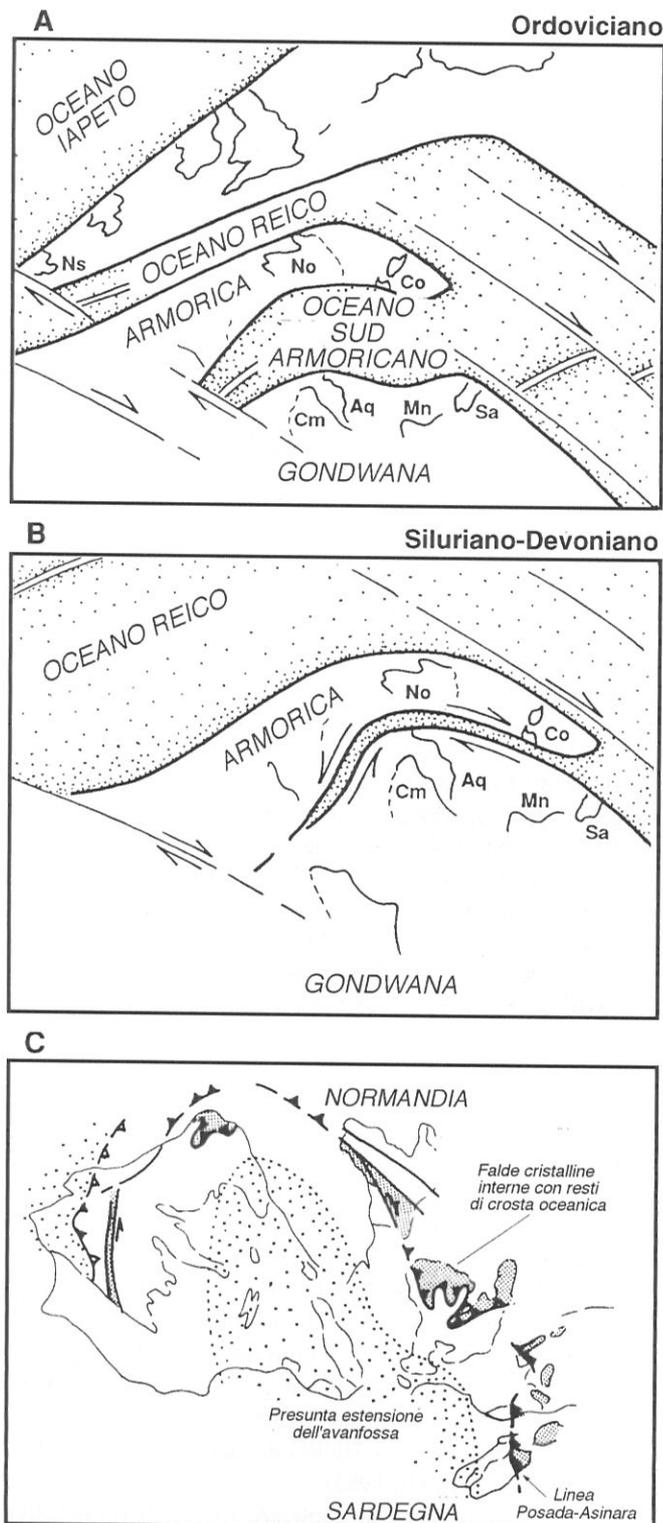


Fig. 1.1 - A e B - Paleogeografia ordoviciano e siluro-devoniana. la crosta oceanica è puntinata; la crosta continentale è bianca. Sa: Sardegna centrale e meridionale ("Complesso Metamorfico di Basso e Medio Grado"); Co: Sardegna settentrionale e Corsica ("Complesso Metamorfico di Alto Grado"); No: Normandia; Cm: Catena Cantabrica; Aq: Aquitania; Mn: Montagna Nera; Ns: Nuova Scozia. (Da VAI & COCOZZA, 1986, PARIS & ROUBARDET, 1990, VAI, 1991 con modifiche)  
C - Catena ercinica sud-europea (Da MATTE, 1986 e FRANKE, 1989 con modifiche).

1986), stimolando così ricerche anche geochimiche e geocronologiche sulle metabasiti con relitti di paragenesi di alta pressione sparse lungo la zona assiale della catena dalla Spagna meridionale alla Boemia.

Molte di queste metabasiti mostrano affinità geochimica con basalti di fondo oceanico (BODINIER et al., 1986; BOUCHARDON et al., 1989; PIN, 1990; e bibliografie); dati geochimici e isotopici (FLOYD, 1984; CABANIS et al., 1982; BERNARD-GRIFFITHS et al., 1985 b, PIN & CARME, 1987) indicano derivazione da un mantello impoverito e molti complessi metamorfici basici e ultrabasici sono ritenuti derivati da associazioni ofiolitiche (Cornovaglia: KIRBY, 1979; Polonia: PIN et al., 1988; Galizia: BERNARD-GRIFFITHS et al., 1985; Massiccio Armoricano: PAQUETTE et al., 1985; Massiccio Centrale: DUBUISSON et al., 1988; Alpi Occidentali: MÉNOT et al., 1988; Boemia: MISAR, 1984). L'età radiometrica più frequente dei protoliti è del Paleozoico inferiore (PIN, 1990 e bibliografia) e più raramente Precambriano (PEUCAT et al., 1982; PAQUETTE et al., 1985). Quasi tutte queste metabasiti mostrano relitti con metamorfismo eclogitico o granulitico di alta pressione che di solito hanno età comprese tra il Devoniano inferiore e il Siluriano (PEUCAT et al., 1982; PEUCAT, 1986; GUIRAUD et al., 1987; WIESER, 1978; PIN & LANCELOT, 1982; PAQUETTE, 1987; PAQUETTE et al., 1987; QUADT & GEBAUER, 1988). Tutti questi dati, che possono essere facilmente interpretati solo in termini di subduzione di crosta oceanica prima della collisione continentale del Carbonifero inferiore, hanno aperto la via a nuove interpretazioni della catena ercinica europea.

Sebbene molti autori ormai ritengano che resti di crosta oceanica siano coinvolti nell'orogene ercinico, dalla letteratura non emerge un'unica interpretazione della catena in termini di tettonica a placche. Molte mafiti del Paleozoico inferiore derivano da basalti alcalini e toleiti continentali talvolta associati con metaroliti derivate da crosta continentale (associazione leptinoanfibolitica degli autori francesi). L'interpretazione geodinamica di queste associazioni è controversa: in base all'affinità calcicalcina delle mafiti di alcune associazioni leptinoanfibolitiche alcuni Autori (BODINIER et al., 1986; 1988 e bibliografie) propongono una genesi di arco o retroarco durante una complessa evoluzione di un margine continentale attivo; mentre altri (PIN, 1990) propongono un *rifting* ensialico che evolve in apertura oceanica senza attivazione di processi di subduzione.

Un dibattito è aperto anche sulle modalità e tempi di consunzione della litosfera oceanica:

— Secondo MATTE (1986), esiste continuità tra la subduzione siluro-devonica ("Fase Eoercinica") e la collisione continentale carbonifera.

— Secondo altri Autori invece sono esistiti distinti episodi di subduzione: le età siluro-devoniche di alcune eclogiti rappresenterebbero un episodio orogenico distinto (Caledoniano o Acadiano) derivato dalla chiusura di piccoli bacini oceanici mediante altrettante collisioni continen-

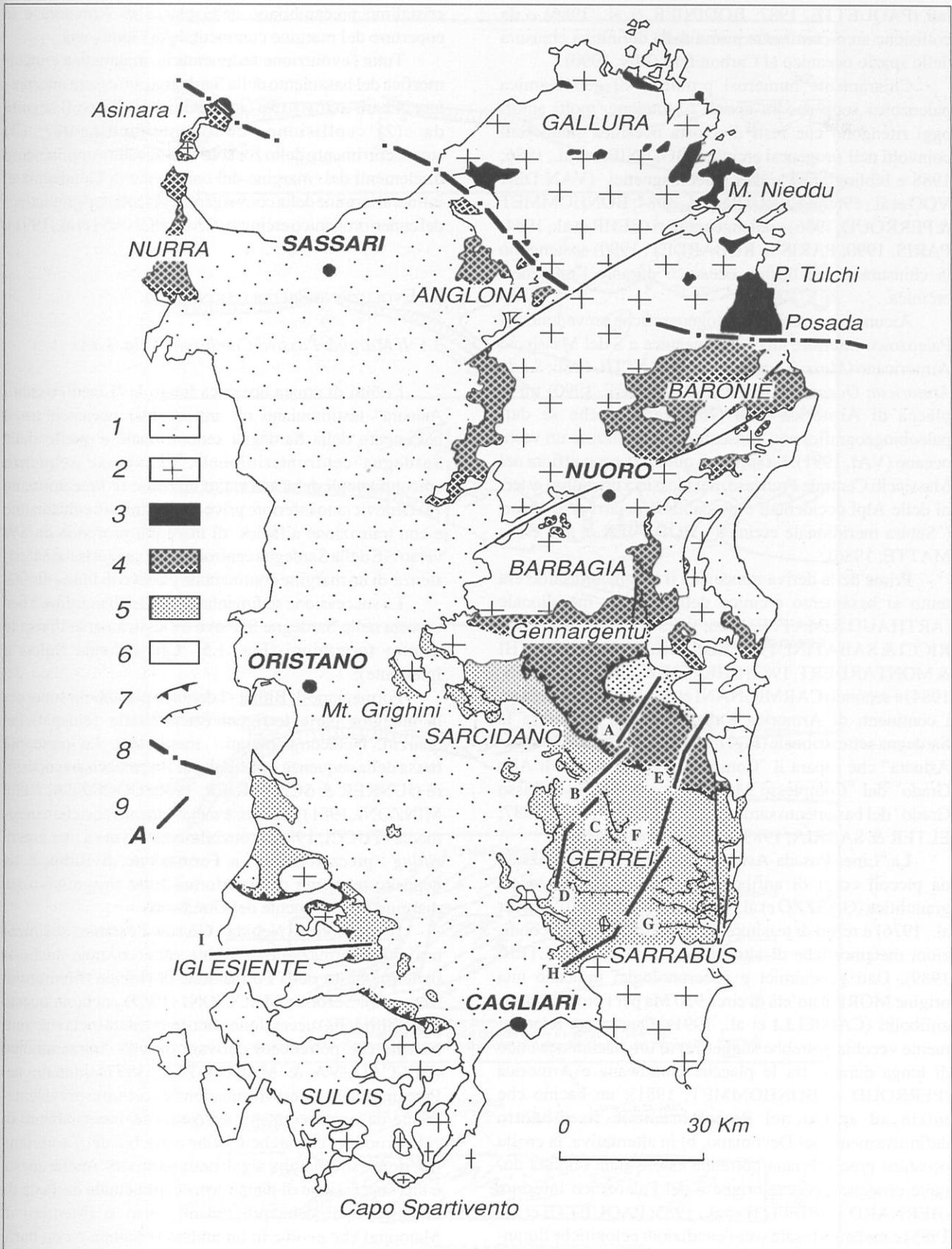


Fig. 1.2 - Principali elementi strutturali del basamento sardo. 1: Coperture posterciniche; 2: Batolite tardoercinico; 3: "Complesso Metamorfico di Alto Grado". 4: "Falde Interne"; 5: "Falde Esterne"; 6: "Zona Esterna"; 7: Accavallamenti principali e minori; 8: "Linea Posada-Asinara"; 9: Tracce delle sezioni geologiche di Fig. 1.6.

tali (PAQUETTE, 1987; BODINIER et al., 1986) o da collisione arco-continente prima della definitiva chiusura dello spazio oceanico al Carbonifero (PIN, 1990).

Chiaramente numerosi problemi di geodinamica paleozoica sono ancora aperti. Comunque, molti autori oggi ritengono che resti di crosta oceanica siano stati coinvolti nell'orogenesi ercinica (BODINIER et al., 1986; 1988 e bibliografia), e dati paleomagnetici (VAN DER VOO et al., 1980; PERROUD et al., 1984; BONHOMMET & PERROUD, 1986) e paleogeografici (BEHR et al., 1984; PARIS, 1990; PARIS & ROBARDET, 1990) sostengono la chiusura di un bacino oceanico durante l'orogenesi ercinica.

Alcune ricostruzioni paleogeografiche prevedono nel Paleozoico inferiore una zona oceanica a S del Massiccio Armoricano (*Massif Central Ocean*: MATTE, 1986; *South Armorican Ocean*: PARIS & ROBARDET, 1990) tra la placca di Armorica e di Gondwana, anche se dati paleobiogeografici non consentono di ipotizzare un vasto oceano (VAI, 1991). La sutura di questo oceano affiora nel Massiccio Centrale Francese, nei massicci cristallini esterni delle Alpi occidentali e probabilmente arriva ai Mauri ("Sutura meridionale ercinica", BODINIER et al., 1986; MATTE, 1986).

Prima della deriva miocenica il basamento sardo era unito al basamento ercinico della Francia meridionale (ARTHAUD & MATTE, 1966; WESTPHAL et al., 1976; RICCI & SABATINI, 1978; EDEL et al., 1981; CHERCHI & MONTARDERT, 1982; CHERCHI & TRÉMOLIERÉS, 1984) e secondo CARMIGNANI et al. (1991a) la sutura tra i continenti di Armorica e di Gondwana attraversa la Sardegna settentrionale (Fig. 1.1C) lungo la "Linea Posada-Asinara" che separa il "Complesso Metamorfico di Alto Grado" dal "Complesso Metamorfico di Medio e Basso Grado" del basamento sardo (Fig. 2) (ELTER, 1985; 1987; ELTER & SARRIA, 1989; ELTER et al., 1990).

La "Linea Posada-Asinara" è una fascia caratterizzata da piccoli corpi di anfiboliti con relitti di paragenesi granulitica (GHEZZO et al., 1982), eclogitica (MILLER et al., 1976) e relitti di tessiture milonitiche tipiche di condizioni metamorfiche di alto grado (CAROSI & ELTER, 1989). Dati geochimici e geocronologici indicano una origine MORB e un'età di circa 950 Ma per i protoliti delle anfiboliti (CAPPELLI et al., 1991). Questa età relativamente vecchia potrebbe suggerire: a) un bacino oceanico di lunga durata tra le placche Gondwana e Armorica (PERROUD & BONHOMMET, 1981); un bacino che iniziò ad aprirsi nel Precambriano e fu subdotto definitivamente nel Devoniano; b) in alternativa, la crosta oceanica precambriana potrebbe essere stata obdotta durante orogenesi precambriane o del Paleozoico inferiore (BERNARD - GRIFFITH et al., 1985; PAQUETTE et al., 1985) e metamorfosata sotto condizioni eclogitiche durante l'orogenesi ercinica.

Noi riteniamo che la "Linea Posada - Asinara" divida due *terrane* saldati durante l'orogenesi ercinica e rappresenti una paleosutura oceanica compresa tra un basamento

cristallino precambriano della placca di Armorica e le coperture del margine continentale di Gondwana.

Tutta l'evoluzione sedimentaria, magmatica e metamorfica del basamento della Sardegna può essere interpretata in base a (Fig. 1. 3): (1) subduzione di tipo B seguita da (2) collisione continente-continente, (3) sovrascorrimento dello zoccolo armoricano e appilamento di elementi del margine del continente di Gondwana e, infine, al termine della convergenza, (4) collasso gravitativo del cuneo orogenico ercinico (CARMIGNANI et al., 1991).

### 3. EVOLUZIONE PRECOLLISIONALE

#### 3.1 Il Margine Passivo Cambriano (Fig. 1.3A)

I relitti di crosta oceanica lungo la "Linea Posada - Asinara" testimoniano un antico *iatius* oceanico tra il basamento della Sardegna settentrionale e quello della Sardegna centromeridionale. Le spesse sequenze epicontinentali del Cambriano inferiore (e Precambriano ?) - Ordoviciano inferiore prive di vulcanismo calcalkalino e con transizione a facies di mare più profondo da SW verso NE della Sardegna centroorientale suggeriscono l'esistenza di un margine continentale passivo di lunga durata.

La successione sedimentaria di questo margine è ben esposta nella Sardegna SW ove è classicamente divisa in quattro formazioni (Fig. 1.5 Cfr. colonna Sulcis e Iglesias):

**Formazione di Bithia** - I depositi più antichi sono per la maggior parte terrigeni (metarenarie feldspatiche, quarziti, metaconglomerati, metasiltiti). La parte più bassa della sequenza è attribuita al Precambriano superiore (JUNKER & SCHNEIDER, 1980; COCOZZA, 1980; MINZONI, 1981) e contiene metavulcaniti basiche e intermedie (TUCCI, 1983) probabilmente dovute a una fase di *rifting* precambriana. La Formazione di Bithia è un deposito terrigeno di piattaforma forse trasgressivo sul margine del continente del Gondwana.

**Formazione di Nebida** - Gli stessi caratteri sedimentari della Formazione di Bithia caratterizzano anche la parte più bassa della Formazione di Nebida (Membro di Matoppa). Secondo MACCIONI (1967) anche in questo intervallo della successione sono intercalate metavulcaniti basiche che potrebbero derivare dal *rift* intracratonico (BECCALUVA & MACCIOTTA, 1977) iniziato nel Precambriano. Questa formazione è costituita prevalentemente da metasedimenti terrigeni con intercalazioni di calcari oolitici con archeociatine e trilobiti del Cambriano inferiore e stromatoliti algali nella parte alta. Anche questa è una successione di piattaforma continentale derivata da un sistema di delta progradanti verso E (Membro di Matoppa) che evolve in un ambiente lagunare con barre oolitiche (Membro di Punta Manna).

**Formazione di Gonnese** - La successione prevalentemente terrigena della Formazione di Nebida è sormontata da una spessa successione carbonatica costituita da dolomie

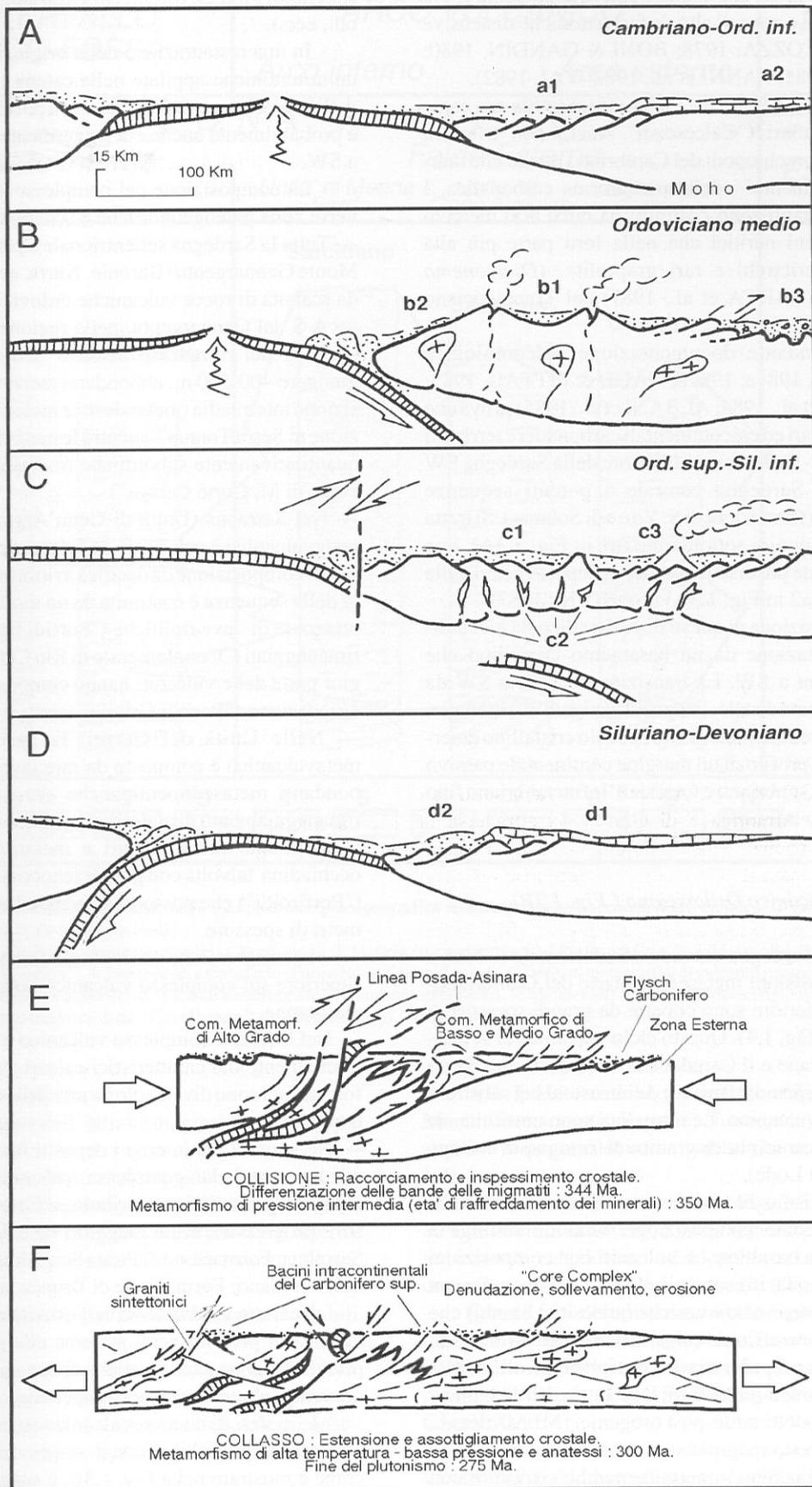


Fig. 1.3 - Schema dell'evoluzione geodinamica del basamento ercinico sardo (spiegazioni nel testo).

e calcari deposti su una piana tidale frammentata a più riprese in bacini e zone di alto da fasi tettoniche distensive (BONI & COCOZZA, 1978; BONI & GANDIN, 1980; BONI et al., 1981; FANNI et al., 1982; VAI, 1982).

**Formazione di Cabitza** - Inizia con un sottile orizzonte di calcari nodulari ("Calcescisti" Auct.) con trilobiti, echinodermi e brachiopodi del Cambriano medio che marciano l'"annegamento" della piattaforma carbonatica. I depositi sovrastanti sono costituiti da circa 400 metri di depositi terrigeni neritici che nella loro parte più alta contengono acritarchi e rari graptoliti (*Dictyonema flabelliforme*) (BARCA et al., 1987) del Tremadociano ("Argilloscisti di Cabitza", Auct.).

Un'abbondante documentazione paleontologica (BARCA et al., 1981a; 1981b; NAUD & PITTAU, 1985; TONGIORGI et al., 1984; ALBANI et al., 1985) prova che i depositi lagunari ed epicontinentali carbonatici e terrigeni del Cambriano - Ordoviciano inferiore della Sardegna SW passano nella Sardegna centrale a potenti sequenze silicoclastiche (formazioni di S. Vito e di Solanas). Si tratta di depositi di conoidi sottomarine (a1 in Fig. 1.3A), una facies nettamente più distale rispetto ai depositi coevi della Sardegna SW (a2 in Fig. 1.3A) (GANDIN, 1987).

La composizione di questi depositi silicoclastici indica una alimentazione da un basamento cristallino che doveva affiorare a SW. La transizione da NE a SW da depositi di scarpata distale, a depositi terrigeni e carbonatici di piattaforma continentale, a uno zoccolo cristallino emerso suggerisce il profilo di un margine continentale passivo persistente dal Cambriano e forse dall'Infracambriano fino all'Ordoviciano inferiore.

### 3.2 L'Arco Vulcanico Ordoviciano (Fig. 1.3B).

In tutta la Sardegna centrale e Sudorientale ("Zona a Falde") le successioni metasedimentarie del Cambriano-Ordoviciano inferiore sono coperte da grandi spessori di metavulcaniti (Fig. 1.4). Questo ciclo vulcanico si sviluppò tra l'Arenigiano e il Caradociano ed è costituito da un gran numero di episodi effusivi e da intrusioni nel substrato del complesso vulcanico. Le intrusioni sono costituite sia da corpi subvulcanici che da granitoidi (ortogneiss di Capo Spartivento e di Lodè).

Il magmatismo ordoviciano costituisce una *suite* completa che come composizione varia da riolitica a andesitica fino a basaltica. Le vulcaniti con composizioni acide (rioliti e riodaciti) sono più abbondanti di quelle con composizioni intermedie e basiche (andesiti e basalti) che hanno una chiara affinità calcalcalina (MEMMI et al., 1982; 1983). Questi prodotti sono stati attribuiti all'attività di un arco vulcanico (GARBARINO et al., 1981) o interpretati come prodotti tardo-post orogenici (MEMMI et al., 1982; 1983). Questo magmatismo deve essere riferito ad un evento geodinamico importante perché vulcaniti con analoga composizione, affinità ed età sono note in quasi tutti i massicci ercinici dell'area mediterranea (Basamento

spagnolo, Pirenei, Massiccio Centrale, Mauri, Alpi orientali, ecc.).

In una restaurazione della originaria posizione delle unità tettoniche appilate nella catena l'attività vulcanica dell'Ordoviciano medio mostra una polarità composizionale e probabilmente anche età leggermente più recenti da NE a SW.

La composizione del complesso vulcanico nelle diverse zone paleogeografiche è schematizzata in Fig. 1.4: — Tutta la Sardegna settentrionale a partire dalla zona del Monte Gennargentu (Baronie, Nurra, ecc.) è caratterizzata da scarsità di rocce vulcaniche ordoviciane.

— A S del Gennargentu, nella regione del Sarcidano, lo spessore del complesso vulcano sedimentario può raggiungere 400-500 m, abbondano metavulcaniti di composizione intermedia (metandesiti e metadaciti della "Formazione di Serra Tonnai") mentre le metavulcaniti acide sono quantitativamente subordinate (metarioliti della "Formazione di M. Corte Cerbos").

— Nel Sarrabus (Unità di Genn'Argiolas) il complesso metavulcanico è composto da originarie lave, ignimbriti e tufi di composizione da dacitica a riolitica. La parte inferiore della sequenza è costituita da un modesto e discontinuo orizzonte di lave riolitiche ("Porfidi Bianchi") e da i loro rimaneggiati ("Conglomerato di Riu Ceraxa"), ma la maggior parte delle vulcaniti hanno composizione da dacitica a riodacitica ("Porfidi Grigi").

— Nelle Unità del Gerrei, la base del complesso metavulcanico è composto da rare lave andesitiche e abbondanti metasedimenti anche grossolani derivati dal rimaneggiamento di andesiti. Sopra questa sequenza basale dominano metariodaciti e metarioliti con struttura occhiadina talvolta con grandi fenocristalli di K-feldspato ("Porfiroidi") che possono arrivare ad alcune centinaia di metri di spessore.

La trasgressione dei depositi litorali dell'Ordoviciano superiore sul complesso vulcanico sembra sensibilmente eterocrona.

— Nel Gerrei il complesso vulcanico è talvolta ricoperto direttamente dai caratteristici calcari ashgilliani o le due formazioni sono divise solo da un sottile orizzonte di arcosi o quarziti.

— Nelle unità più interne i depositi fossiliferi ashgilliani sono separati dal complesso vulcanico da formazioni terrigene generalmente attribuite al Caradociano con spessori progressivamente maggiori da SW a NE (150m nel Sarrabus: Formazione di Punta Serpeddi, fino a 400m circa nel Sarcidano: Formazione di Bruncu su Pizzu).

Il carattere subacalino dell'attività magmatica, la prevalenza di prodotti acidi assieme alle grandi quantità di piroclastiti sono caratteristiche di una *suite* orogenica con coinvolgimento di crosta continentale.

L'ipotesi di un arco vulcanico su crosta continentale connesso a una subduzione di crosta oceanica verso SW, come è mostrato nella Fig. 1.3B, è suggerita dai seguenti elementi (Fig. 1.4):

(a) aumento progressivo del contenuto in silice nelle

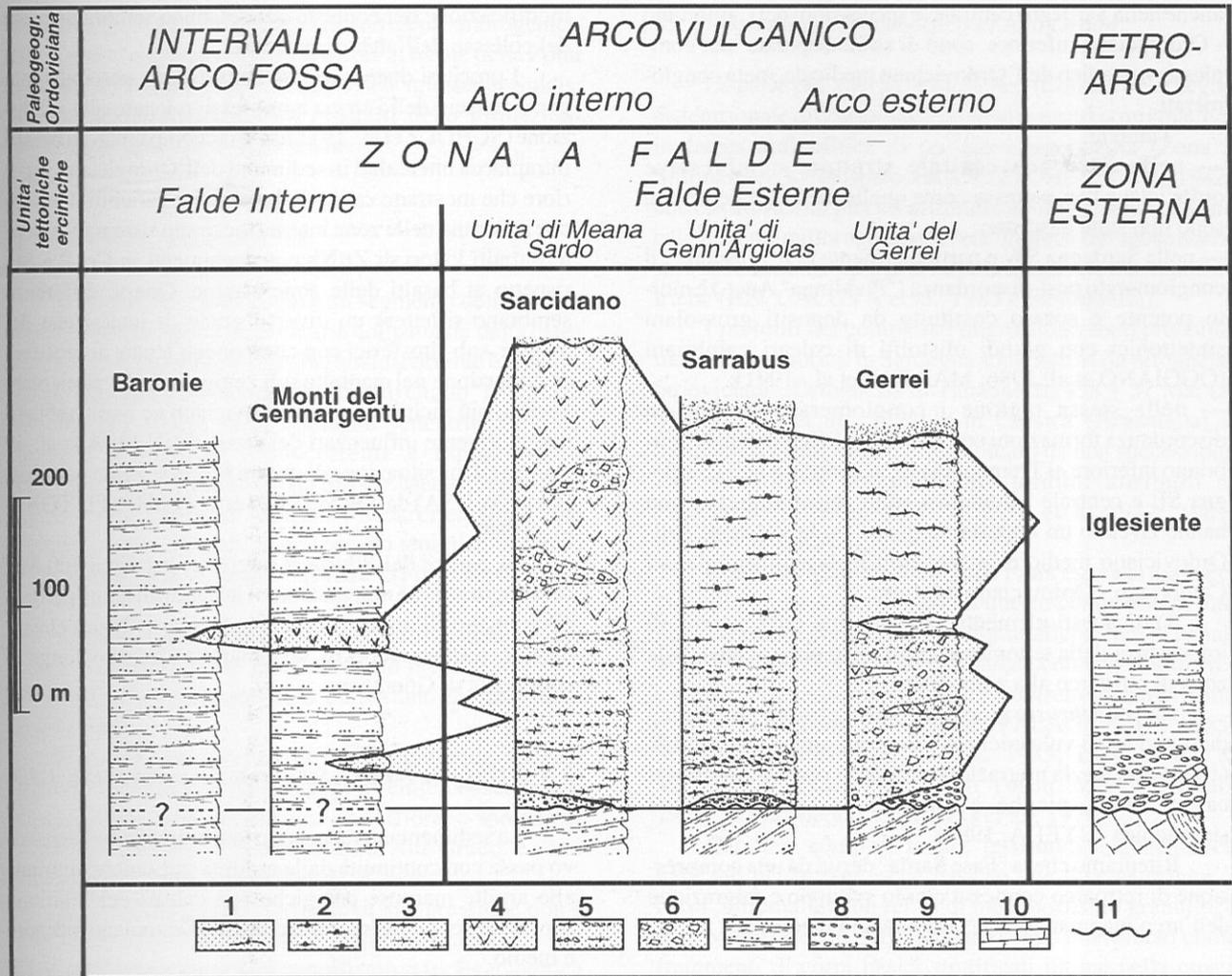


Fig. 1.4 - Successioni ordoviciane collocate nella loro posizione paleogeografica relativa prima del raccorciamento ercinico; in grigio è evidenziato il complesso vulcanico dell' Ordoviciano medio.

1: Metarioliti e metariodaciti con tessitura occhiadina ("Porfiroidi"). 2: Metadaciti e metariodaciti ("Porfiroidi Grigi"). 3: Metarioliti (Formazione di Monte Corte Cerbos e "Porfidi Bianchi"). 4: Metandesiti e metadaciti (Formazione di Serra Tonnai). 5: Derivati metamorfici di vulcaniti rimaneggiate (Formazione di Manixeddu). 6: Derivati metamorfici di vulcaniti rimaneggiate di chimismo intermedio. 7: Metarenarie e scisti. 8: Metaconglomerati. 9: Metarcosi e quarziti. 10: Successione cambrica della "Zona Esterna" (Iglesiente-Sulcis). 11: Discordanza Sarda.

vulcaniti da NE verso SW;

(b) probabile *younging* dell'attività magmatica nella stessa direzione;

(c) grandi volumi di andesiti rimaneggiate alla base della sequenza vulcanica nella parte esterna dell'arco (Unità del Gerrei) probabilmente provenienti dalla parte più interna dell'arco; anch'essi indicano che l'attività vulcanica è più precoce a NE;

(d) presenza di intrusioni di granitoidi calcocalini riferibili allo stesso ciclo.

L'arco vulcanico (b1 in Fig. 1.3B) è migrato da NE verso SW tra l'Arenig e il Caradoc con coinvolgimento di spessori sempre maggiori di crosta continentale e conseguente progressivo viraggio del chimismo dominante da intermedio ad acido.

Durante la collisione ercinica l'area compresa tra la fossa e l'arco (*arc-trench gap*: b2 in Fig. 1.3B) fu incorpo-

rato nelle falde erciniche più interne ("Falde interne": a Monte Gennargentu, Baronie, Nurra, ecc.), caratterizzate appunto da scarsità di rocce vulcaniche ordoviciane (Fig. 1.4).

Il bacino di retroarco (b3 in Fig. 1.3B) corrisponde all'Iglesiente-Sulcis (Fig. 1.4); la regione è infatti priva di vulcanismo calcocalino ed è caratterizzata da una fase compressiva dell'Ordoviciano medio ("Fase Sarda").

Questa fase deformativa, nota in molte zone d'Europa, è molto evidente nell'Iglesiente, dove la sequenza del Cambriano-Ordoviciano inferiore fu raccorciata secondo pieghe dirette circa EW e profondamente erosa prima del Caradociano.

I prodotti di questa erosione possono raggiungere varie centinaia di metri di spessore ("Puddinga" Auct.).

Questa discordanza angolare è nota anche nel Sarrabus (CALVINO, 1961; 1967; NAUD, 1981), nel Gerrei e

anche nella Sardegna centrale le successioni del Cambriano - Ordoviciano inferiore sono di solito separate dal complesso vulcanico dell'Ordoviciano medio da meta conglomerati.

Tuttavia:

— nella Sardegna centrale strutture compressive ordoviciane ben espresse come quelle dell'Iglesiente non sono mai state descritte;

— nella Sardegna SW e particolarmente nell'Iglesiente, il conglomerato post-discordanza ("Puddinga" Auct.) è molto potente e spesso costituito da depositi grossolani sintettonici con grandi olistoliti di calcari cambriani (OGGIANO et al., 1986; MARTINI et al., 1991);

— nella stessa regione i conglomerati coprono in discordanza formazioni con età molto differente: dal Cambriano inferiore al Tremadociano; al contrario nella Sardegna SE e centrale i numerosi studi biostratigrafici non hanno rivelato un importante *hiatus* tra le vulcaniti dell'Ordoviciano medio e la sequenza metasedimentaria del Cambriano - Ordoviciano inferiore.

Tutti questi elementi indicano una diminuzione di importanza della tettonica compressiva ordoviciano dalla zona di retroarco alla zona di arco.

Catene a *thrust* e pieghe associate a bacini sintettonici dietro ad archi vulcanici sono descritti anche da CONEY (1973). In Cile, la migrazione dell'arco verso il continente causa *thrust*, pieghe e una veloce sedimentazione sintettonica (UYEDA, 1981).

Riteniamo che la "Fase Sarda" derivi da una compressione di retroarco connessa con lo sviluppo e migrazione dell'arco magmatico dell'Ordoviciano medio.

### 3.3 Il Collasso dell'Arco Vulcanico (Fig. 1.3C)

Nell'Ordoviciano superiore sia i depositi clastici sintettonici della Zona Esterna (b3 in Fig. 1.3B) ("Puddinga" Auct.) che il complesso vulcanico dell'Ordoviciano medio della Sardegna centrale e sud orientale (b1 in Fig. 1.3B) sono ricoperti da sedimenti terrigeni da continentali a litorali ("Trasgressione Caradociana") contemporanei ad un magmatismo basico alcalino che si manifesta con intercalazioni di basalti intraplacca e sistemi di filoni (c2, c3 in Fig. 1.3C). Questi depositi sono spesso grossolani, mostrano una grande variabilità di spessore e di facies e passano verso l'alto a depositi neritici argillosi e carbonatici ("Calcari Ashgilliani"). Solo con le argilliti carboniose con liditi del Siluriano inferiore viene ristabilita una buona uniformità di sedimentazione su vaste aree (Fig. 1.5). Questa successione suggerisce una variazione di ambiente deposizionale da *sin-rift* a *post-rift* (VAI, 1982; 1991): il primo dovuto al collasso dell'arco magmatico, il secondo alla successiva subsidenza termica e alla variazione eustatica positiva del Siluriano.

L'assenza di magmatismo calcalkalino dall'Ordoviciano superiore in poi testimonia l'interruzione del processo di subduzione. Questa importante

modificazione del contesto geodinamico sembra la causa del collasso dell'arco magmatico.

I processi distensivi che si innescano possibilmente per il rilascio dello *stress* compressivo legato alla subduzione (SCHOLZ et al., 1971), sono accompagnati da basalti intraplacca intercalati in sedimenti dell'Ordoviciano superiore che mostrano caratteri geochimici variabili. I basalti che affiorano nelle zone interne mostrano sistematicamente più alti valori di Zr/Nb e arricchimenti in Ce, P e Sm rispetto ai basalti delle zone esterne. Queste differenze sembrano riflettere un diverso grado di interazione dei magmi sub-litosferici con componenti legate al processo di subduzione nel mantello subcontinentale. In particolare i primi, più vicini al *trench* ordoviciano ne risulterebbero maggiormente influenzati dei secondi (DI PISA et al., in stampa). Una situazione di questo tipo è descritta nel Great Basin (W USA) da ORMEROD et al. (1988) e FITTON et al. (1988).

A partire dal Siluriano inferiore, per circa 100 Ma, cessa ogni attività magmatica e si instaura un lungo periodo (Devoniano-Siluriano) di sedimentazione pelagica che indica la restaurazione di un margine passivo lungo il continente di Gondwana.

### 3.4 Il Margine Passivo Siluriano-Devoniano (Fig. 1.3D)

La sedimentazione pelagica sul nuovo margine passivo passa con continuità dalle argilliti carboniose siluriane alle argille marnose pelagiche con calcari del Siluriano superiore e con calcari a tentaculiti del Devoniano inferiore e medio.

Specialmente nel Gerrei il Devoniano medio-superiore e il Carbonifero inferiore (Tournaisiano) è rappresentato da potenti successioni di calcari pelagici (d1 in Fig. 1.3D). Queste successioni carbonatiche verso NE sono parzialmente o totalmente sostituite da depositi terrigeni (DI PISA & OGGIANO, 1984) (d2 in Fig. 1.3D).

L'incremento della sedimentazione carbonatica a partire dal Devoniano inferiore è documentata anche in altre aree dell'Europa meridionale ed è dovuta al movimento del margine settentrionale del continente di Gondwana verso paleolatitudini più calde (VAI, 1976; 1982; BABIN et al., 1980).

La discontinuità della piattaforma carbonatica del Devoniano superiore è attribuita a una fase di attività tettonica trascorrente che ha portato alla frammentazione della piattaforma continentale e allo sviluppo di bacini di *pull-apart* (VAI & COCOZZA, 1986; VAI, 1991). Questa fase trascorrente è associata a vulcanismo basico alcalino ed è riferita a uno stadio precoce della collisione tra le placche di Armorica e di Gondwana (DI PISA et al., 1991).

Nelle piattaforme esterne la sedimentazione carbonatica del Devoniano-Carbonifero inferiore è improvvisamente interrotta dalla deposizione del *flysch* carbonifero (SPALLETTA & VAI, 1982; MAXIA, 1984; BARCA & SPALLETTA, 1985; BARCA, 1991; BARCA

et al., 1991). Si tratta di un deposito terrigeno sinorogenico tipo Culm che affiora prevalentemente al fronte della Zona a Falde: nel Sarrabus meridionale e nell'Iglesiente-Sulcis. Esso contiene olistostromi e olistoliti delle formazioni devoniane, siluriane e ordoviciane.

#### 4. STRUTTURA COLLISIONALE

Il basamento sardo-corso è un segmento della catena ercinica sudeuropea. La geometria collisionale della catena è ben riconoscibile: il margine sovrascorrente è costituito dal "Complesso Metamorfico di Alto Grado" (Figg. 1.2 e 1.3E) che affiora nella Sardegna settentrionale e in Corsica. Il margine sottoscorrente è rappresentato dal "Complesso Metamorfico di Basso e Medio Grado" che affiora nella Sardegna centrale e centrorientale; i due complessi sono separati da un contatto tettonico di primo ordine: la "Linea Posada - Asinara" (Figg. 1.1C, 1.2 e 1.3E).

La convergenza e la collisione sono registrate da due eventi metamorfici: un metamorfismo precoce in facies eclogitica e un metamorfismo barroviano di pressione intermedia.

— Metamorfismo precoce in facies eclogitica. Questo evento è testimoniato da paragenesi relitte conservate in metabasiti in facies anfibolitica che affiorano sporadicamente nel "Complesso Metamorfico di Alto Grado" e sono distribuite lungo la "Linea Posada-Asinara".

In Sardegna il metamorfismo di alta pressione non è stato datato, ma nel Massiccio Centrale Francese e nel Massiccio Armoricano il metamorfismo in facies eclogitica ha età radiometriche comprese tra 430 e 380 Ma (PEUCAT & COGNÉ, 1977; PEUCAT et al., 1982; DUCROT et al., 1983; POSTAIRE, 1983; PAQUETTE, 1987; PAQUETTE et al., 1987; QUATD & GEBAUER, 1988) ed è stato attribuito a subduzione di litosfera oceanica (MATTE, 1986; PAQUETTE, 1987; BODINIER et al., 1986; PIN, 1990).

— Metamorfismo barroviano. Le rocce appartenenti al "Complesso Metamorfico di Medio e Basso Grado" e le rocce della "Linea Posada - Asinara" hanno subito metamorfismo Barroviano connesso con l'appilamento crostale causato dalla collisione continentale.

Il metamorfismo è progrado dalle "Falde Esterne" verso le "Falde Interne" e la "Linea Posada - Asinara" varia dalla facies scisti verdi alla facies anfibolitica.

Nelle "Falde Interne" determinazioni radiometriche (Rb/Sr e Ar/Ar) di chiusura di muscovite e anfibolo della paragenesi barroviana danno una età di circa 350 Ma (DEL MORO et al., 1991). Una età simile è quella di chiusura degli scambi isotopici Rb/Sr fra le bande di una migmatite nel "Complesso Metamorfico di Alto Grado" (344 Ma; FERRARA et al., 1978). Questa è l'età minima della collisione intracontinentale: potrebbe rappresentare la fine della collisione continentale o una prima fase di *uplift*.

#### 4.1 Il Complesso Metamorfico di Alto Grado

La parte più interna della catena (Corsica e Sardegna settentrionale) è costituita da migmatiti e gneiss migmatitici in facies anfibolitica di pressione intermedia (Zona a Sillimanite e K-feldspato; FRANCESCHELLI et al., 1982) che costituiscono piccoli affioramenti dispersi nel batolite calcocalcino tardorogenico. L'età ercinica del metamorfismo in facies anfibolitica si basa su numerose età radiometriche (BECCALUVA et al., 1985 e bibliografia).

I protoliti del complesso migmatitico sono probabilmente precambri: in Sardegna sono intrusi da ortogneiss ordoviciani (Ortogneiss di Tanaunella,  $458 \pm 31$  Ma; DI SIMPLICIO et al., 1974) e in Corsica (Argentella) il basamento metamorfico è sormontato da una successione epimetamorfica comprendente termini attribuiti al Paleozoico inferiore (BAUDELLOT et al., 1977; 1981; MÉNOT & ORSINI, 1990).

Come nel Massiccio Centrale Francese e nei massicci cristallini delle Alpi occidentali questo complesso di alto grado contiene corpi mafici ed ultramafici alcuni dei quali mostrano una evoluzione plurifaciale con uno stadio precoce di HP (granulitico o eclogitico) e un retrometamorfismo di tipo barroviano (Belgodere: PALAGI et al., 1985; Solenzara-Fautéa: LIBOUREL, 1985; LIBOUREL & VIELZEUF, 1988; Punta de li Tulchi: MILLER et al., 1976, M.giu Nieddu: GHEZZO et al., 1979).

Caratteri composizionali, tessiturali e geochimici, indicano per queste rocce basiche due diverse origini. I corpi ultramafici con relitti di metamorfismo granulitico (es.: M.giu Nieddu, NE Sardegna) sono interpretati come frammenti di corpi basici stratificati intrusi nella crosta inferiore (GHEZZO et al., 1979), mentre altre anfiboliti derivano da basalti tholeitici (T ed N MORB) (RICCI & SABATINI, 1978; CAPPELLI et al., 1991). Le prime, a volte, sono strettamente associate a ortoderivati acidi e, secondo ARTHAUD & MATTE (1977 a) e RICCI & SABATINI (1978), potrebbero testimoniare una fase di *rifting* continentale del Paleozoico inferiore.

Noi interpretiamo il "Complesso Metamorfico di Alto Grado" come una falda cristallina accavallata sulle metamorfiti di medio grado della "Linea Posada - Asinara" durante la collisione continentale.

#### 4.2 La Linea Posada - Asinara

Tutta la zona interna della catena ercinica sudeuropea è caratterizzata dall'accavallamento di basamenti precambriani di alto grado con metamorfismo plurifaciale e relitti di paragenesi eclogitiche e granulitiche (*Innermost Crystalline Nappes*: MATTE, 1983; 1986) su unità di grado metamorfico più basso (BURG & MATTE, 1978). L'accavallamento si realizza in regime duttile anche con inversione delle isograde del metamorfismo barroviano nelle unità sottoscorrenti (BURG et al., 1984). Nel contatto tettonico sono spesso "pizzicati" relitti di crosta oceanica

(RIBEIRO et al., 1964; BAYER & MATTE, 1979).

In Sardegna il "Complesso Metamorfo di Alto Grado" e il "Complesso Metamorfo di Medio e Basso Grado" sono separati dalla "Linea Posada - Asinara": come già accennato si tratta di una fascia milonitica costituita da micascisti e paragneiss in facies anfibolitica e quarziti che taglia tutta la Sardegna settentrionale dalla foce del fiume Posada fino all'isola di Asinara (Fig. 1.2). Nella valle del Posada la fascia milonitica può arrivare ad alcuni chilometri di spessore, è caratterizzata da un importante retrometamorfismo in facies scisti verdi coevo con movimenti trascorrenti destri tardo ercinici. Nella "matrice" fillonitica sono "imballati" elementi fortemente retrocessi di rocce dei due complessi che mette a contatto (ELTER et al., 1990).

Sia all'Asinara che in Bassa Gallura il "Complesso Metamorfo di Alto Grado" è accavallato sulle metamorfite di medio grado della "Linea Posada - Asinara": all'isola dell'Asinara il contatto è piegato e lungo la valle del Posada verticalizzato dai movimenti trascorrenti tardoercinici. Ovunque i rapporti originari tra i due complessi sono stati modificati durante l'esumazione del basamento.

Come le suture oceaniche descritte nella zona assiale della catena ercinica europea anche la "Linea Posada-Asinara" è caratterizzata, per tutta la sua lunghezza, dalla presenza di corpi di anfiboliti derivate da basalti di crosta oceanica e con talvolta relitti di metamorfismo di alta pressione.

I corpi principali affiorano nella valle del Posada, nella Bassa Gallura e all'isola dell'Asinara.

In queste anfiboliti sono stati rinvenuti relitti granulitici (GHEZZO et al., 1982) ed eclogitici (MILLER et al., 1976; CAPPELLI et al., 1991) e relitti di tessiture milonitiche sviluppate in condizioni metamorfiche di alto grado (CAROSI & ELTER, 1989).

In termini di elementi maggiori tutte le anfiboliti mostrano composizioni simili a quelle riportate per le tholeiiti oceaniche e le concentrazioni relative degli elementi incompatibili ad alta forza di campo (HFSE) indicano che i protoliti delle anfiboliti derivano da basalti di tipo MORB (CAPPELLI et al., 1990). Anche i *patterns* delle terre rare indicano una fusione parziale di una sorgente di tipo MORB impoverita seguita da frazionamento. Una 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 al., 1991).

Una forte anomalia magnetica (CASSANO et al., 1979) marca la "Linea Posada - Asinara" per tutta la sua lunghezza. Questa anomalia potrebbe indicare importanti corpi mafici in profondità e suggerisce che il lineamento sia una struttura di importanza crostale (VAI, 1988).

La "Linea Posada - Asinara" è da noi interpretata come un segmento della "Sutura Ercinica suduropea" (CARMIGNANI et al., 1991).

#### 4.3 Il Complesso Metamorfo di Medio e Basso Grado

Le coperture del Cambriano-Carbonifero inferiore del margine sottoscorrente, sono scollate dal loro basamento ed accumulate in una pila di falde comprese tra la "Linea Posada - Asinara" e la Zona Esterna della catena che affiora nella Sardegna SW (Fig. 1.3E).

Sulla base dei caratteri stratigrafici e strutturali questo complesso alloctono può essere diviso in "Falde Interne" e "Falde Esterne" (Figg. 1.2, 1.5 e 1.6).

##### — Le "Falde Interne".

Le "Falde Interne" affiorano tra la "Linea Posada-Asinara" e la Barbagia.

Probabilmente tutte le rocce metamorfiche delle "Falde Interne" derivano da una successione paleozoica analoga a quella che affiora nella Sardegna centromeridionale, ma a causa del più alto grado metamorfo e della mancanza di dati geocronologici, in alcune aree l'età dei protoliti è ancora incerta.

Le principali differenze tra le successioni delle "Falde Esterne" ed "Interne", come la scarsità di vulcaniti ordoviciane e di calcari siluro-devoniani in queste ultime, derivano dalla diversa posizione dei bacini paleozoici sul margine continentale di Gondwana.

La fase di collisione e ispessimento crostale è testimoniata da un metamorfismo progrado di pressione intermedia e di grado variabile dalla facies scisti verdi a quella anfibolitica, quest'ultima sviluppata solo in prossimità della "Linea Posada - Asinara" (DI SIMPLICIO et al., 1974; GHEZZO & RICCI, 1977, FADDA et al., 1991).

La struttura delle "Falde Interne" è caratterizzata da una foliazione sinmetamorfica ben sviluppata, pronunciate lineazioni di estensione, accavallamenti sinmetamorfici e pieghe isoclinali.

Grandi pieghe coricate con assi paralleli alla catena sono state descritte da CARMIGNANI et al. (1980 a) nella Sardegna NW. Falde senza pieghe di importanza regionale sono sviluppate nelle monotone successioni del Gennargentu e più a N in prossimità della "Linea Posada-Asinara". In queste zone (Gennargentu, Baronie, Goceano, ecc.) la deformazione progressiva ha creato una scistosità composita (sensu WILLIAMS & COMPAGNONI, 1983 e TOBISCH & PATERSON, 1988) e complesse interferenze di pieghe (CAROSI & PERTUSATI, 1990). Le lineazioni di estensione sono spesso parallele alla catena e gli assi delle pieghe minori coeve sono ortogonali alla direzione della catena. Gli assi di queste pieghe sono spesso tagliati obliquamente dalla scistosità (*Transected Fold*). Questo tipo di pieghe (BORRADAILE, 1978; TREAGUS & TREAGUS, 1981) è stato descritto negli Appalachi dove è portato come prova della importanza della componente trascorrente associata al raccordo regionale (STRINGER, 1975; SANDERSON et al., 1980; STRINGER & TREAGUS, 1980; BLEWETT & PICKERING, 1988; SOPER & HUTTON, 1984; WOODCOCK et al., 1988;

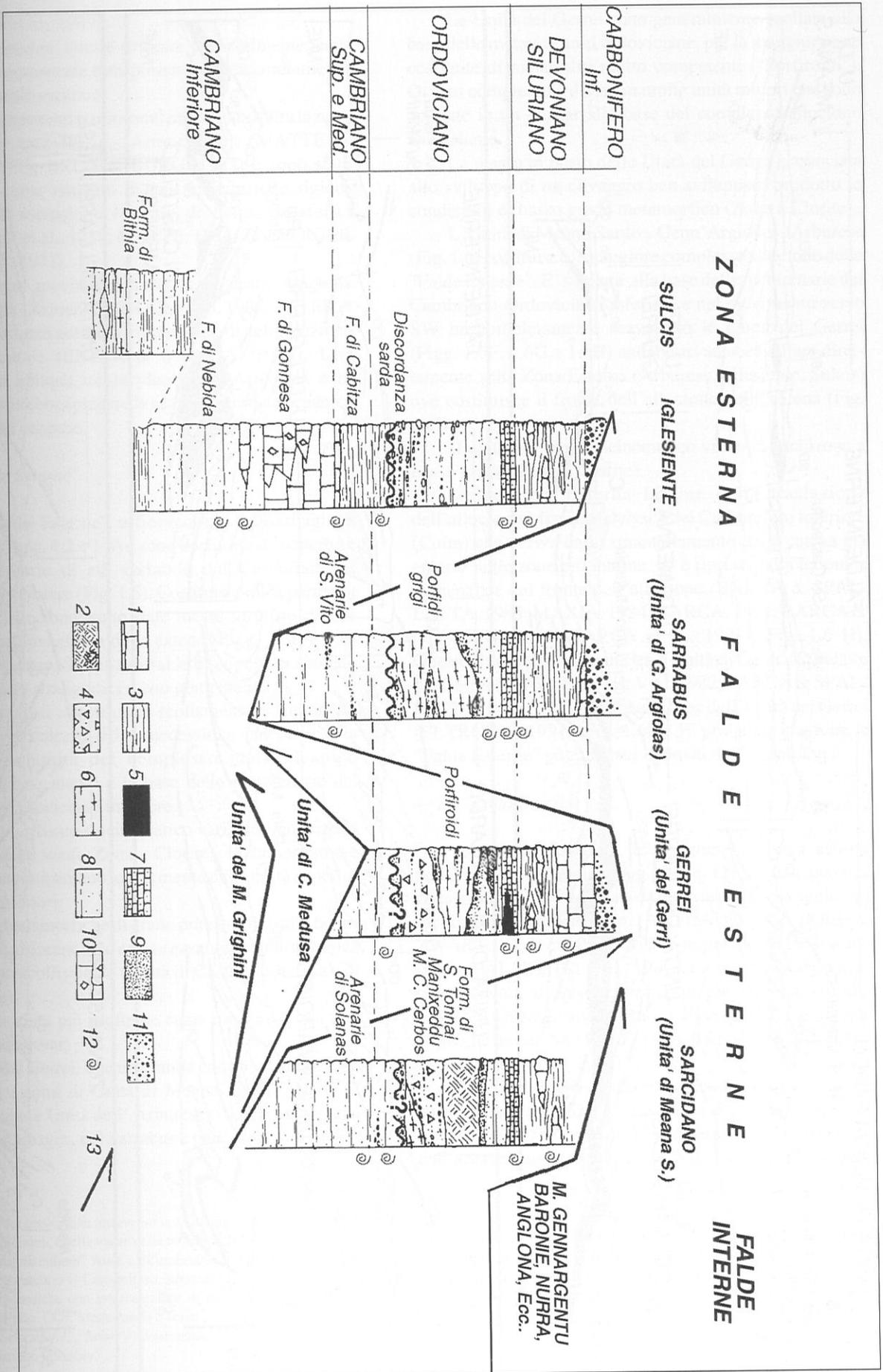
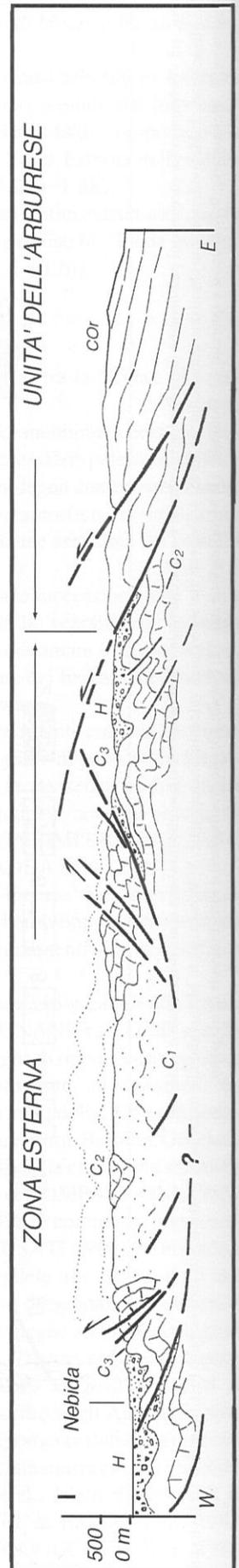
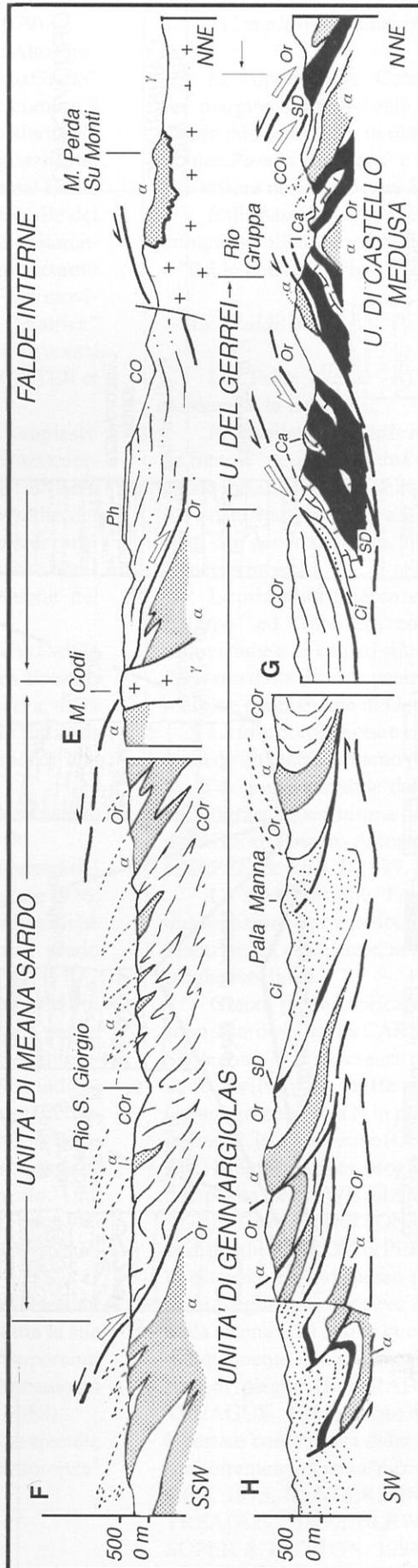
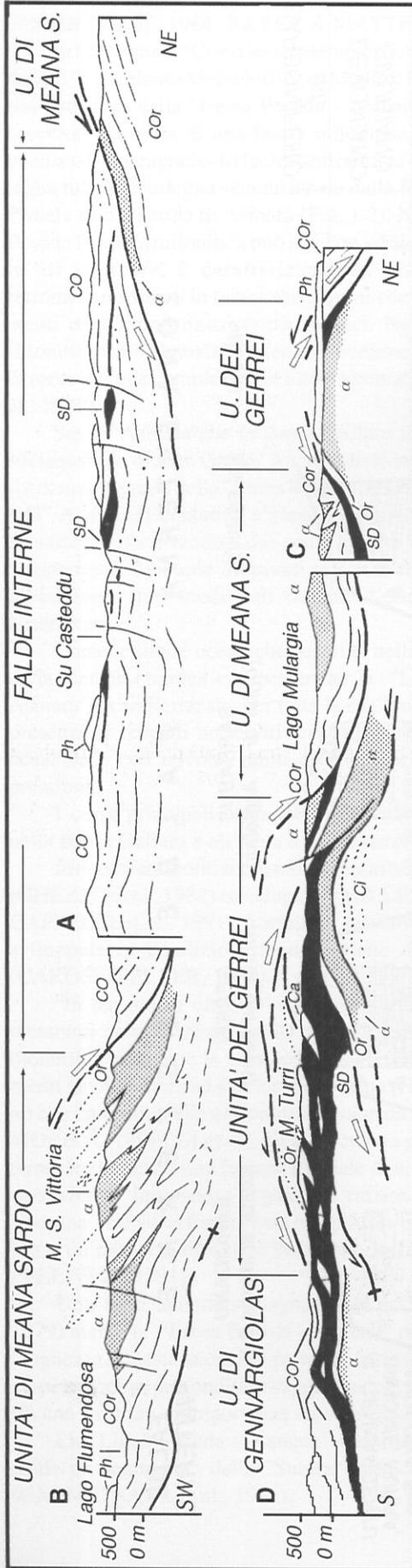


Fig. 1.5 - Schema delle successioni paleozoiche della Sardegna centrale e sudoccidentale e loro relazioni tettoniche (nessuna scala orizzontale e verticale).  
 1: Metacalcanti; 2: Metavulcaniti con chimismo intermedio; 3: Scisti; 4: Derivati metamorfici di vulcaniti rimaneggiate; 5: Metabasiti; 6: Metarodaciti e metaroliti; 7: Metasiltiti carbonatiche fossilifere dell'Ordoviciano superiore; 8: Metarenarie; 9: Metarconglomerati; 10: Dolomie; 11: Metarconglomerati; 12: Fossili; 13: Accavalamenti e loro direzione di trasporto.



LAFRANCE et al., 1989).

Analogamente, queste strutture probabilmente testimoniano la componente transpressiva del raccorciamento intracontinentale ercinico.

Forti componenti trascorrenti interessano tutta la zona interna dell' arco Ibero - Armoricano (MATTE & RIBEIRO, 1975; BRUN & BURG, 1982) e sono state interpretate come risultato di una indentazione rigido-plastica con estrusione laterale di cunei litosferici (TAPPONIER et al., 1982; MATTE, 1986; TAPPONIER & MOLNAR, 1977).

Importanti movimenti trascorrenti destri lungo la "Linea Posada - Asinara" (ELTER, 1985; 1987; ELTER et al., 1990) sono stati attribuiti a questo tipo di deformazione intracontinentale (ELTER & SARRIA, 1989). Una convergenza obliqua tra le placche di Armorica e di Gondwana potrebbe spiegare la scarsità di crosta oceanica coinvolta nell'orogene.

#### —Le "Falde Esterne"

Le "Falde Esterne" affiorano tra la Barbagia e l'Iglesiente (Figg. 1.2 e 1.6) e sono costituite da coperture metasedimentarie di età variabile dal Cambriano al Carbonifero inferiore (Fig. 1.5). Costituiscono la parte più esterna dell'alloctono; sono state messa in posto da NE verso SW nell'avanfossa della catena (Figg. 1.3E e 1.6) durante il Viseano. Si tratta di falde di copertura scollate lungo orizzonti stratigrafici meno competenti.

Le principali superfici di scollamento seguono tre orizzonti di debolezza della successione paleozoica: la base e la sommità del complesso metavulcanico dell'Ordoviciano medio e la base delle metarenarie del Cambriano-Ordoviciano inferiore.

Il metamorfismo sincinemato varia dall'anchizona alla facies scisti verdi (Zona a Clorite). Metamorfismo e deformazione aumentano leggermente dalle unità superiori a quelle inferiori.

Rocce metamorfiche di grado più alto (fino alla facies anfibolitica) affiorano solo nei *core complex* della tettonica distensiva postcollisionale (Unità di Castello Medusa e di M. Grighini).

Queste unità più profonde sono sormontate da due complessi alloctoni:

a) le Unità del Gerrei, b) e un grande complesso alloctono che prende i nomi di Unità di Meana Sardo, Unità di Genn'Argiolas e Unità dell' Arburese rispettivamente nel Sarcidano-Barbagia, nel Sarrabus e nell' Arburese (Figg. 1.5 e 1.6).

Le Unità del Gerrei sono generalmente scollate alla base delle metavulcaniti ordoviciane, per la maggior parte costituite di metarioriti molto competenti ("Porfiroidi"). Questo complesso è diviso in molte unità minori che sono appilate in un *duplex* alla base del complesso alloctono sovrastante.

La messa in posto delle Unità del Gerrei è associata allo sviluppo di un clivaggio ben sviluppato prodotto in condizioni di basso grado metamorfico (Zona a Clorite).

L'Unità di Meana Sardo - Genn'Argiolas - Arburese (Fig. 1.6) costituisce il maggiore complesso alloctono delle "Falde Esterne". E' scollata alla base delle metarenarie del Cambriano-Ordoviciano inferiore e nel movimento verso SW ha completamente scavalcato le Unità del Gerrei (Figg. 1.6F, 1.6G e 1.6H) andandosi ad accavallare direttamente sulla Zona Esterna (Arburese, Iglesias, Sulcis) ove costituisce il fronte dell'alloctono della catena (Fig. 1.6I).

Il metamorfismo sincinemato varia da anchizona a basso grado (Zona a Clorite).

Nella Zona Esterna la fine della traslazione dell'alloctono è fissata dal *flysch* del Carbonifero inferiore (Culm) che deriva dallo smantellamento della catena già emersa nelle zone più interne ed è ripreso dalla tettonica tangenziale del fronte dell'alloctono (BARCA & SPALLETTA, 1985; MAXIA, 1984; BARCA, 1991; BARCA & OLIVIERI, 1991; BARCA et al., 1991) (Fig. 1.6 H). Questo *flysch* affiora anche tra l'Unità di Genn'Argiolas e del Gerrei (SPALLETTA & VAI, 1982; BARCA & SPALLETTA, 1985) (Fig. 1.6G) e alla base dell'Unità del Gerrei (ELTRUDIS, 1991) (Fig. 1.6D). E' probabile che tutte le "Falde Esterne" poggino sui depositi dell'avanfossa.

#### —La "Zona Esterna"

La "Zona Esterna" della catena ercinica affiora nell'Iglesiente-Sulcis (Figg. 1.2 e 1.5); è una classica zona a pieghe caratterizzata da piani assiali e clivaggio con inclinazioni da medie a forti (ARTHAUD, 1963; POLL & ZWART, 1964) e metamorfismo regionale di bassissimo grado (PALMERINI et al., 1980). La struttura fondamentale è dovuta all'interferenza di pieghe erciniche dirette EW dell'Ordoviciano medio ("Fase Sarda") e pieghe erciniche dirette NS (POLL, 1966; BRUSCA & DESSAU, 1968; ARTHAUD, 1970).

E' probabile che esista uno scollamento alla base della successione cambrica piegata (Fig. 1.6 I). Una zona triangolare al fronte dell'alloctono è delimitata dall'accavallamento vergente a SW dell'unità dell' Arburese

Fig. 1.6 - Sezioni geologiche attraverso la Sardegna centrale e sudoccidentale (tracce in Fig. 1.2). Le frecce piene indicano la direzione di trasporto della tettonica compressiva, quelle vuote della tettonica distensiva. Ph: Coperture posterciniche,  $\gamma$ : granitoidi, Carbonifero sup. Falde Interne - CO: Metarenarie e filladi ("Postgotlandiano" Auct.); ?Cambriano - ?Ordoviciano. Falde Esterne - Ci: Depositi sintettonici (Culm); Carbonifero inferiore. Ca: Marmi e metacalcari; Devoniano - Carbonifero inferiore. SD: Scisti carboniosi, "liditi" e scisti marnosi; Siluriano - Devoniano. Or: Metarcosi, metarenarie, e metasiltiti carbonatiche con intercalazioni di metabasiti; Ordoviciano superiore.  $\alpha$ : Metavulcaniti e derivati metamorfici di vulcaniti rimaneggiate; Ordoviciano medio. CO: Metarenarie e scisti; Cambriano superiore - Ordoviciano inferiore. Zona Esterna - H: Metaconglomerati, metarenarie e scisti; Ordoviciano-Siluriano. C<sub>2</sub>: Scisti e metarenarie; Cambriano medio - Ordoviciano inferiore. C<sub>1</sub>: Calcari e dolomie; Cambriano inferiore. C<sub>1</sub>: Metarenarie e Scisti; Cambriano inferiore.

e dai retroaccavallamenti del sistema del Marganai (Fig. 6I) (CARMIGNANI et al., 1991b).

Strutture simili sono state messe in evidenza nelle zone frontali di altri segmenti della catena ercinica attraverso profili sismici (CAZES et al., 1986).

#### 4.4 Osservazioni riassuntive sulla Fase Collisionale

Nel basamento delle Sardegna, come nel Massiccio Centrale Francese, un complesso migmatitico di alto grado probabilmente precambriano comprendente rocce basiche con relitti di paragenesi eclogitiche e granulitiche è tettonicamente sovrapposto a un complesso di basso-medio grado derivato da coperture paleozoiche. In Sardegna le condizioni di P/T hanno una evoluzione in senso progrado nel Complesso di Basso e Medio Grado ed in senso retrogrado, essenzialmente decompressivo, nel Complesso di Alto Grado; diversi sono anche i paleogradienti geotermici: 400-600 °C e 6-7 Kb per le metamorfite di medio grado a S della "Linea Posada - Asinara" e 550-650 °C e 3-4 Kb per le migmatiti a N di questa linea (FRANCESCHELLI et al., 1982; ELTER et al., 1985).

Una fascia milonitica marcata da frammenti di crosta oceanica con paragenesi relitte di alta pressione e che separa due complessi di importanza regionale con opposta traiettoria termobarica porta inevitabilmente alla mente una paleosutura oceanica trasportata tettonicamente alla base di un cuneo di crosta continentale sovrascorrente sul margine della placca sottoscorrente.

Il sottile orizzonte (non più di qualche migliaio di metri) di paragneiss e di micascisti milonitici con quarziti costantemente associati alle anfiboliti lungo la "Linea Posada - Asinara" potrebbero derivare dai sedimenti pelitico-arenacei oceanici del cuneo di accrezione. Queste metamorfite probabilmente rappresentano un relitto dell'originario *melange*, la maggior parte del quale deve essere stato subdotto durante la convergenza e obdotto a livelli alto-crosta durante la collisione e quindi non conservato.

L'evoluzione metamorfica delle rocce eclogitiche, equilibrate a 850 °C e 20 Kb sembra, almeno in parte, indipendente da quella del complesso migmatitico (MILLER et al., 1976; GHEZZO et al., 1982) e in base a modelli attualistici queste paragenesi relitte in metabasiti derivate da tholeiiti oceaniche sono interpretabili solo in termini di subduzione di litosfera oceanica.

La presenza di anfiboliti con paragenesi eclogitiche relitte all'interno del Complesso di Alto Grado sembra un carattere comune a tutta la catena ercinica sudeuropea (MATTE, 1986). In Sardegna paragenesi eclogitiche affiorano anche a N della sutura fino in Corsica. Scaglie di crosta oceanica possono essere state accorpate alla base della crosta continentale del margine sovrascorrente durante la fase di subduzione della litosfera oceanica (*Underplating*; PLATT, 1986; 1987) ed esumate secondo traiettorie che hanno attraversato tutto il cuneo di crosta

continentale sovrascorrente sia durante la crescita del cuneo orogenico che durante il suo collasso gravitativo alla fine della convergenza. Un percorso di questo tipo è stato proposto anche per le unità ofiolitiche di alta pressione delle Alpi (POLINO et al., 1990) e questa ipotesi è confortata dalla importante tettonica distensiva postcollisionale che, come vedremo nel prossimo capitolo, interessa tra il Carbonifero sup. e il Permiano tutto il basamento sardo. Il collasso del cuneo orogenico collisionale ha determinato la risalita nella zona assiale di rocce provenienti da tutti i livelli crosta e determinato la giustapposizione all'interno del complesso migmatitico di rocce con diversa affinità e storia metamorfica (es.: anfiboliti con relitti eclogitici, granulitici, complessi basici stratificati con relitti granulitici).

La "Linea Posada - Asinara" è la sutura della catena ercinica in Sardegna; la grande varietà delle strutture da blastomilonitiche a cataclastiche associate a direzioni di movimento suborizzontali (ELTER, 1985; ELTER & SARRIA, 1989) dimostrano che questa linea è stata ripetutamente attivata come zona di taglio trascorrente a diversi livelli crosta; è possibile che una componente trascorrente fosse presente anche precocemente durante la collisione continentale come del resto avviene in tutta la zona interna dell'arco iberico-armoricano (MATTE, 1986) (Fig. 1.1). Una componente transpressiva durante le ultime fasi di appilamento delle falde è suggerita anche dalle numerose zone con direzioni di estensione parallele alla catena tra la "Linea Posada - Asinara" e il Gennargentu (ARTHAUD & SAUNIAC, 1981; DESSAU et al., 1983; ELTER & SARRIA, 1989).

## 5. STRUTTURA POSTCOLLISIONALE

La scoperta negli anni '70 di un importante raccorciamento ercinico testimoniato da falde di ricoprimento ha portato a interpretare per lungo tempo tutte le strutture del basamento, e in particolare le deformazioni duttili sinmetamorfiche, esclusivamente in termini di tettonica compressiva.

Una importante tettonica distensiva con esumazione di metamorfite sembra una conseguenza necessaria al riequilibrio gravitativo dei cunei orogenici che si sviluppano nelle collisioni di crosta continentale (PLATT, 1986) e l'esumazione di rocce dalla crosta media o inferiore induce necessariamente deformazioni duttili sinmetamorfiche.

Inversione della tettonica da compressiva a distensiva con riattivazione degli accavallamenti come faglie normali a basso angolo e sviluppo di bacini molassici, duomi di metamorfite (*Core complex*) con metamorfismo sincinemato di bassa pressione e alta temperatura contemporaneo alla messa in posto di granitoidi sincinematici, etc. oltre che nelle zone classiche del Basin Range e nelle catene alpine sono state documentate anche nelle catene caledoniane (McCLAY et al., 1986; NORTON, 1986; SÉRANNE & SÉGURET, 1987; CHAUVET &

SÉRANNE, 1989; SÉGURET et al., 1989) ed erciniche (GUIHOT, 1987; ECHTLER et al., 1988; MENARD & MOLNAR, 1988; ECHTLER & MALAVIELLE, 1990; MALAVIELLE et al., 1990).

Tra il Carbonifero superiore e il Permiano anche nel basamento sardo si realizza una lunga evoluzione distensiva postcollisionale che inizia con la risalita della zona interna e la contemporanea messa in posto delle "Falde Esterne" sui depositi sintettonici dell'avanfossa della catena (Culm) e prosegue tra il Westfaliano e il Permiano inferiore con la completa dissipazione della radice sialica collisionale, principalmente attraverso l'estensione della crosta e l'intrusione dei plutoni calcocalcinali, che a partire dal Westfaliano superiore sono contemporanei ai bacini molassici e al vulcanismo tardopaleozoici.

La distensione interessa tutta la trasversale dell'orogene e tutto lo spessore della crosta. E' evidente sia nelle rocce in facies anfibolitica, dove è associata a deformazioni penetrative, metamorfismo di alta temperatura e bassa pressione e intrusione di granitoidi sincinemati, che nei livelli strutturali più superficiali, ove si manifesta con zone di taglio distensive e faglie dirette a basso e ad alto angolo (Fig. 1.3F).

Una struttura caratteristica della tettonica distensiva a livelli mediocrostaali è rappresentata dai *metamorphic core complex* (CRITTEDEN et al., 1980; ARMSTRONG, 1982; ecc.): duomi di rocce metamorfiche fortemente deformate (*Lower Plate*) sottostanti a rocce sedimentarie o con metamorfismo di basso e bassissimo grado, meno deformate (*Upper Plate*), e separate da zone di taglio milonitiche o duttili/fragili, dirette o trascorrenti con componente normale.

Nella Sardegna centrale e meridionale metamorfiti in facies anfibolitica affiorano in *core complex* a Capo Spartivento, nell'estremità SW dell'isola e al M. Grighini, in corrispondenza della maggiore culminazione tettonica della Zona a Falde: l'Antiforme del Flumendosa (Figg. 1.2, 1.6G, 1.6D, 1.7).

A Capo Spartivento il nucleo del *core complex* è costituito da un complesso gneissico con un metamorfismo ercinico in facies anfibolitica di HT-LP (andalusite + sillimanite + granato (SCHARBERT, 1978; MAZZOLI & VISONÀ, 1991) ("Gneiss di M. Filau" o "Gneiss di Capo Spartivento") derivato da un granitoide ordoviciano (COCOZZA et al., 1977; DELAPERRIERE & LANCELOT, 1989) in rapporti intrusivi con un piccolo lembo di scisti di età sconosciuta ("Scisti di M. Settiballas" o "Micascisti di M. Settiballas": MINZONI, 1981). Il nucleo gneissico è sormontato da una potente successione di rocce detritiche in facies scisti verdi (Formazione di Bithia) generalmente riferite al Precambriano (COCOZZA et al., 1977; COCOZZA, 1980; JUNKER & SCHNEIDER, 1980; MINZONI, 1981).

Il salto di grado metamorfico tra il nucleo gneissico in facies anfibolitica e le metapeliti di basso grado della Formazione di Bithia e la costante presenza di miloniti lungo questo contatto provano che i due complessi sono

separati da un importante contatto tettonico (SASSI & VISONÀ, 1989).

La deformazione del complesso gneissico a livelli strutturali più superficiali ha sovrapposto alla paragenesi anfibolitica una paragenesi in facies scisti verdi limitata a zone di taglio discrete e fasce cataclastiche.

La struttura delle rocce di basso grado sovrastanti è complessa anche per l'interferenza delle strutture distensive duttili con le precedenti strutture compressive. Gli effetti della distensione a livelli medio e alto crostaali è comunque ben evidente nelle rocce di basso grado sia sul fianco orientale che occidentale dell'antiforme. Specialmente in prossimità del contatto con il nucleo gneissico una scistosità composita mostra gli effetti di una complessa deformazione progressiva; gli indicatori cinematici più comuni sono pieghe di trascinamento intrafoliari, *boudinage* asimmetrico (HAMMER, 1986; LACASSIN, 1988) ed *extensional shear bands* che indicano una importante distensione duttile di solito concentrata nei livelli meno competenti. La distensione duttile è seguita da faglie a basso angolo che seguono i livelli pelitici e tagliano i livelli più competenti ad alto angolo. Un completo campionario di strutture distensive duttili, duttili/fragili e fragili è ben esposto per esempio sul fianco orientale dell'antiforme, lungo la costa sulla falesia sottostante alla Torre di Chia.

Il senso di taglio delle strutture distensive, la sovrapposizione di rocce di basso grado su rocce di medio grado con "salto di metamorfismo" e il metamorfismo sincinemato di bassa pressione e alta temperatura depongono a favore di una zona di assottigliamento crostale con denudazione tettonica e risalita del nucleo gneissico relativamente alle rocce di basso grado lungo le miloniti che separano i due complessi.

Al M. Grighini e al M. Trempu metamorfiti in facies anfibolitica intruse da granitoidi foliati, costituiscono gli unici affioramenti di rocce di medio grado nella zona delle "Falde Esterne" e come gli Gneiss di M. Filau sono completamente "fuori" dalla zoneografia metamorfica collisionale della catena che vede comparire la facies anfibolitica in prossimità della "Linea Posada - Asinara", quasi 100 Km più a NE. I due affioramenti sono allineati sull'asse dell'Antiforme del Flumendosa e costituiscono la principale culminazione di questa antiforme di falde (Figg. 1.2, 1.6G, 1.6D, 1.7).

Al M. Grighini la struttura tipo *core complex* si ripropone chiaramente. Il nucleo centrale del massiccio è costituito da metamorfiti in facies anfibolitica (Unità di M. Grighini), intruse da un complesso granitoide ercinico ( $312 \pm 12$  Ma isocrona Rb/Sr su roccia totale e  $298 \pm 5$  Ma isocrona Rb/Sr interna: CARMIGNANI et al., 1985; MUSUMECI, 1991) costituito da leucograniti e monzograniti con una costante anisotropia magmatica e più frequentemente protomilonitica e milonitica con strutture S/C che interessano anche le metamorfiti e lineazioni di estensione poco inclinate. La scistosità più evidente delle metamorfiti è diretta NW-SE con immersione opposta sui due fianchi del complesso. La foliazione nei

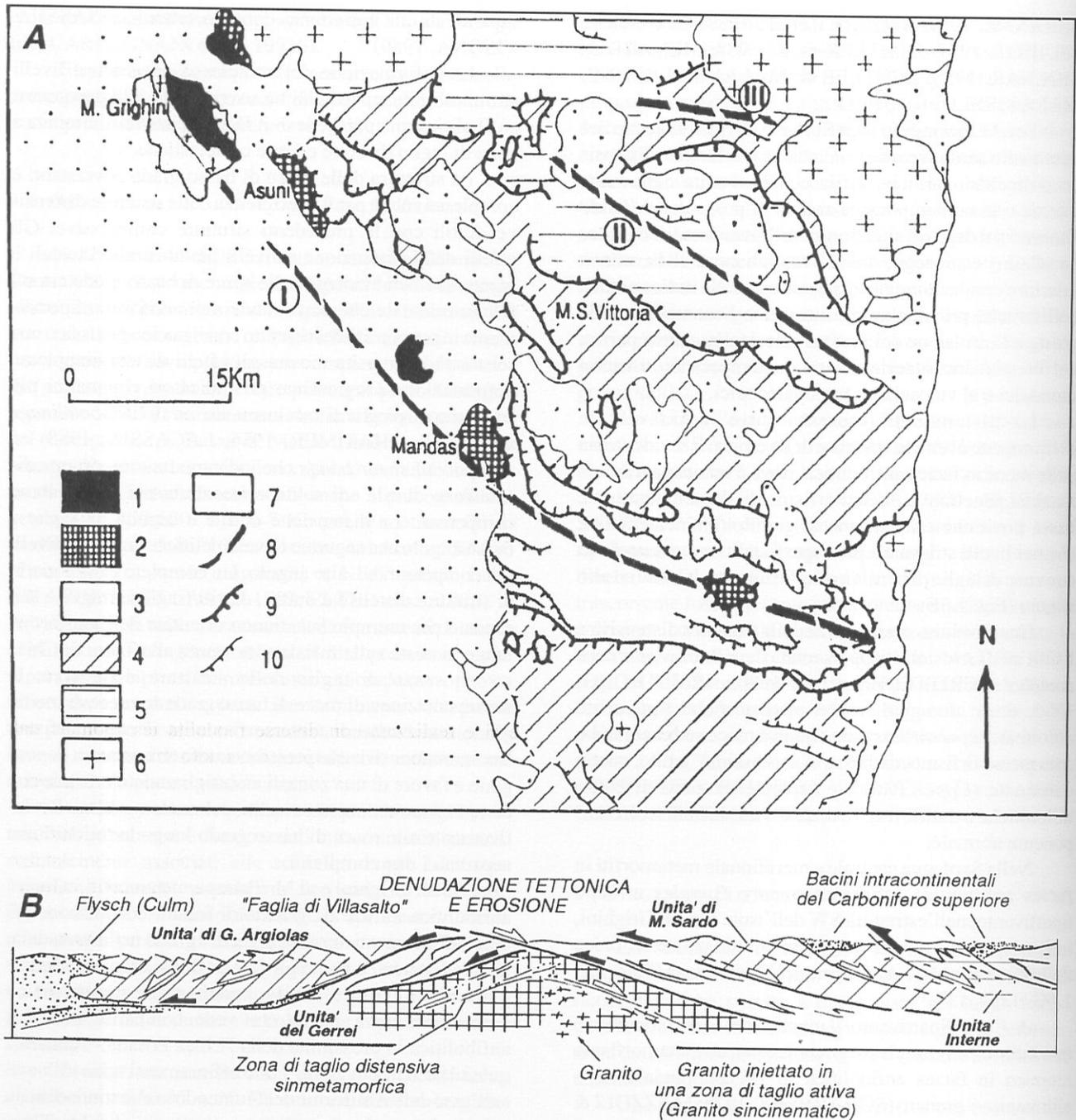


Fig. 1.7 - A - Schema strutturale della Sardegna centro-orientale. 1: Unita' del M. Grighini; 2: Unita' di Castello Medusa; 3: Unita' del Gerrei; 4: Unita' di Meana Sardo e Genn' Argiolas; 5: Falde Interne; 6: Granitoidi; 7: Coperture posterciniche; 8: Principi antiformali e sinformi post-nappe; 9: Accavallamenti principali; 10: Accavallamenti minori. I - Antiforme del Flumendosa, II - Sinforme della Barbagia, III - Antiforme del Gennargentu. B - Sezione schematica attraverso l'Antiforme del Flumendosa. Le frecce piene indicano il senso di taglio dei thrust della tettonica compressiva; le frecce vuote il movimento lungo faglie, zone di taglio dirette e i thrust riattivati come faglie dirette a basso angolo durante la tettonica distensiva.

granitoidi, costituiti da intrusioni allungate in direzione NW-SE, ha giaciture concordanti con quelle delle metamorfiti incassanti. Nelle metamorfiti l'evoluzione tettonometamorfica compressiva ercinica è caratterizzata da un metamorfismo progrado di pressione intermedia che arriva alla facies anfibolitica (Zona a Staurolite) (ELTER et al., 1990; CAROSI et al., 1991).

Su questo nucleo cristallino poggiano unità tettoniche costituite da coperture paleozoiche (Cambriano-Devoniano) in facies scisti verdi:

— A SW le Unità del Gerrei (Zona a Clorite) sono a contatto con il complesso granitico scistoso tramite una zona di taglio destra orientata NW-SE, fortemente inclinata a SW e marcata per tutta la sua lunghezza da una fascia

continua di miloniti e ultamiloniti (ELTER et al., 1990); — A NE l'Unità di Castello Medusa (Zona a Biotite) è sovrapposta alle metamorfite in facies anfibolitica dell'Unità del M. Grighini tramite un contatto tettonico mediamente inclinato a NE.

Riteniamo che l'esumazione del complesso di medio grado sia avvenuta tramite una zona di taglio normale alla base dell'Unità di Castello Medusa (inversione del *thrust* di base dell'unità) e una zona di taglio trascorrente destra con componente diretta (inclinazione verso NW fino a 30° delle lineazioni milonitiche) lungo la quale si sono messi in posto i granitoidi sincinemati di circa 300 Ma. La strutturazione magmatica e milonitica dei granitoidi è concordante con la fascia di taglio trascorrente e prova che queste plutoniti si sono intruse lungo questa discontinuità tettonica quando era ancora attiva. L'età dei granitoidi data quindi anche la tettonica trascorrente. Nell'Unità del M. Grighini associazioni sincinematiche di alta temperatura - bassa pressione, che dalla Zona a sillimanite-andalusite arrivano alla clorite durante l'*uplift* (CAROSI et al. 1991), indicano una evoluzione metamorfica simile a quella di Capo Spartivento e coerente con una progressiva deformazione distensiva iniziata in crosta media.

*Core complex* tardoercinici con struttura analoga al massiccio del M. Grighini sono descritti da ECHTLER & MALAVIELLE (1990) nella Montagna Nera. Anche in questo massiccio la *Lower Plate*, costituita da metamorfite di alto grado ("Zona Assiale della Montagna Nera") e la *Upper Plate*, costituita da successioni paleozoiche alloctone di basso e bassissimo grado ("Falde della Montagna Nera") (ARTHAUD, 1970), sono separate da zone di taglio trascorrenti destre con componente diretta. La somiglianza tra l'evoluzione tardoercinica della Montagna Nera con quella del M. Grighini è rinforzata dal fatto che le "Falde della Montagna Nera" e le "Falde Esterne" del basamento sardo occupano una posizione identica nella zoneografia tettonometamorfica della catena ercinica sudeuropea.

Gli effetti della tettonica distensiva post collisionale non sono limitati ai *core complex* descritti, ma sono ben evidenti in tutta la Zona a Falde.

*Drag fold* con vergenze opposte rispetto alle zone di culminazione delle antiformali di falde sono state descritte da DESSAU et al. (1983) per l'Antiforme del Gennargentu e da CAPPELLI (1989, 1991) per l'Antiforme del Flumendosa.

Tutte le strutture della tettonica compressiva della Zona a Falde (scistosità, lineazioni, assi di pieghe, superficiali di accavallamento) sono riprese da successive fasi deformative *post-nappe* (o "tardive", CARMIGNANI et al., 1982b; DESSAU et al., 1983) di intensità e stile tipicamente variabile a seconda del tipo litologico e dell'ambientazione termo-barica in cui si sono sviluppate, ma tutte riferibili allo stesso quadro cinematico distensivo.

La deformazione è tipicamente concentrata lungo zone di taglio parallele ai fianchi delle antiformali di falde che generalmente seguono i livelli meno competenti del *layering* precedente. Questi livelli possono avere spessori

da metrici a centimetrici, ove si sviluppano pieghe mesoscopiche di stile variabile, disarmoniche e associate ad una scistosità più o meno penetrativa che fa un angolo da medio a piccolo con i limiti della zona di taglio, oppure da decametrici ad ettometrici, in cui possono svilupparsi pieghe rovesciate ("Pieghe in cascata") alla scala del versante. Le relazioni angolari tra scistosità e i limiti delle zone di taglio e il senso di rovesciamento delle pieghe indicano che il tetto delle zone di taglio si è spostato verso il basso rispetto al letto (zone di taglio dirette). Il senso di taglio è opposto sui due fianchi delle antiformali. Le direzioni più frequenti della nuova scistosità e degli assi delle pieghe coeve variano tra NW-SE ed EW.

Il quadro cinematico è quindi quello di un movimento divergente dalla zona di cresta, rispettivamente verso NE sul fianco NE delle antiformali e verso SW su quello sudoccidentale (Figg. 1.6, 1.7B).

L'estensione ortogonale all'asse delle antiformali determina la denudazione tettonica della zona di cresta e l'affioramento dei nuclei di rocce più metamorfiche lungo la zona assiale. Il denudamento tettonico lungo la linea cresta dell'Antiforme del Flumendosa è evidenziato dall'allineamento di finestre tettoniche in cui affiorano i nuclei più metamorfici di Rio Grappa, Mandas e più a NW il *core complex* del Grighini (Fig. 1.7).

Nelle diverse unità della pila di falde la distensione è associata a diversi gradi di riorganizzazione metamorfica e si è realizzata con diverse modalità testimoniate dal diverso stile e distribuzione della deformazione.

Molto schematicamente nel settore di crosta esposto nell'Antiforme del Flumendosa si riconoscono tre intervalli con diversa storia deformativa (Fig. 1.6G e 1.6D):

— il più profondo (Unità di M. Grighini e di Castello Medusa) ha realizzato quasi tutta la sua estensione mediante deformazione duttile,

— l'intermedio (Unità del Gerrei) è caratterizzato da una deformazione distensiva iniziata con zone di taglio duttili nei livelli più incompetenti e terminata con faglie poco inclinate.

— il più superficiale (Unità di Genn'Argiolas) mostra una estensione quasi esclusivamente fragile.

La sistematica sovrapposizione di deformazioni fragili su strutture duttili indica una distensione contemporanea alla risalita del basamento. Durante buona parte di questa evoluzione le unità del Gerrei hanno costituito la zona di transizione tra il dominio duttile e quello fragile.

L'estensione delle unità appilate dalla tettonica compressiva ha determinato la riattivazione di molti *thrust* come faglie dirette a basso angolo (Fig. 1.6).

Il migliore esempio di questa "inversione tettonica" è rappresentato da uno dei maggiori *thrust* della catena: l'"Accavallamento di Villasalto", che sovrappone le metarenarie cambriane dell'Unità di Genn'Argiolas alle formazioni del Devoniano-Carbonifero inferiore del Gerrei lungo il fianco meridionale dell'Antiforme del Flumendosa (Fig. 1.6G, 1.7B). Il contatto è marcato per tutta la sua lunghezza da una fascia di cataclasi che può arrivare ad

alcune centinaia di metri di spessore. Questa breccia tettonica è costituita da elementi di tutta la successione paleozoica, già metamorfosati e deformati prima della clastesi e immersi in una matrice costituita da filladi carboniose finemente cataclastiche (CARMIGNANI & PERTUSATI, 1979). Alcuni clasti contengono anche crenulazioni della tettonica distensiva duttile. Gran parte della cataclasite deriva dalla riattivazione dell'accavallamento come faglia diretta e/o trascorrente-diretta.

Le relazioni fra strutture compressive e distensive suggeriscono che la cinematica della tettonica distensiva sia ereditata dalla geometria realizzata durante la fase compressiva. L'Antiforme del Flumendosa è una struttura realizzata durante la fase di raccorciamento: una *antiformal stack* sul *duplex* delle Unità del Gerrei. Durante la fase distensiva delle due possibili traiettorie delle zone di taglio coerenti con una direzione di massima estensione suborizzontale e diretta NE-SW, il sistema inclinato verso NE si è sviluppato dove le superfici precedenti (stratificazione, scistosità della fase compressiva e *thrust*) erano inclinate a NE e quella verso SW dove le superfici precedenti erano inclinate verso SW. La zona di massima estensione durante la fase distensiva viene così a coincidere con quella che aveva subito il massimo raccorciamento durante la precedente fase compressiva.

### 5.1 L'età della Tettonica Distensiva

Nelle zone delle "Falde Interne" interessate da metamorfismo di bassa pressione e alta temperatura associato alla fase distensiva (DI PISA & OGGIANO, 1987b) l'età di chiusura del sistema Rb/Sr della muscovite è di  $303 \pm 6$  Ma (DEL MORO et al., 1991). I graniti sintettonici della Bassa Gallura hanno età di raffreddamento della muscovite comprese tra  $308 \pm 9$  Ma e  $298 \pm 9$  Ma ed età di messa in posto di una *suite* cogenetica fra essi di  $300 \pm 7$  (isocrona Rb/Sr su rocce totali;  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ : 0.7134, MSWD: 0.19; MACERA et al., 1989). Anche al M. Grighini l'età dei granitoidi iniettati durante la fase distensiva è prossima al limite Westfaliano-Stefaniano ( $312 \pm 12$  Ma) e l'età del metamorfismo di alta temperatura - bassa pressione è di  $307 \pm 5$  (Ar/Ar su muscovite, MUSUMECI, 1991).

Queste magmatiti messe in posto lungo zone di taglio trascorrenti o dirette connesse con la fase distensiva, spesso hanno subito ulteriori deformazioni milonitiche e cataclastico milonitiche anche dopo la loro solidificazione. Quindi le età di messa in posto al limite Westfaliano-Stefaniano (303 Ma; HARLAND et al., 1989) non rappresentano né l'inizio né la fine della distensione, ma piuttosto un momento della sua evoluzione.

I depositi lacustri e continentali con vulcaniti prevalentemente acide del Carbonifero sup. - Permiano, sono nettamente discordanti sul basamento e sono tradizionalmente ritenuti "posttettonici" (o "postercinici"). In Europa sono generalmente riferiti allo Stefaniano-Permiano o al Westfaliano terminale - Permiano (AUBOIN, 1974;

CASTERAS, 1974; CAMPRENDON & BOUCART, 1975). Anche in Sardegna è presente lo Stefaniano e l'Autuniano (Bacino di S. Giorgio: COCOZZA, 1967; Bacino di Seui: DEPLANO, 1985; Guardia Pisano: BARCA et al., 1991b) e forse anche il Westfaliano D (FONDI, 1980). Le età radiometriche delle vulcaniti intercalate in questi depositi si distribuiscono su un vasto intervallo compreso tra il Carbonifero sup. e il Trias (COZZUPOLI et al., 1971; LOMBARDI et al., 1974; dati radiometrici di EDEL et al., 1981; COZZUPOLI et al., 1984). Alcune età sarebbero però da scartare perché in contrasto con evidenze stratigrafiche (FONTANA et al., 1982). Comunque gli Autori sono generalmente concordi nel ritenere che i primi bacini si siano impostati nello Stefaniano o nel Westfaliano D; periodi di distensione con sedimentazione e vulcanismo si sono successivamente alternati a periodi di stasi della tettonica e della sedimentazione fino al Trias.

Le età radiometriche del batolite calcocalino sardo sono sparpagliate su un intervallo che va da 307 Ma (DEL MORO et al., 1975;) a 274 Ma (COCHERIE, 1978; CASTORINA & PETRINI, 1989), cioè tra il Westfaliano superiore e il Permiano inferiore (HARLAND et al., 1989).

Quindi l'età del plutonismo calcocalino, del vulcanismo calcocalino e del magmatismo ipovulcanico associato sono abbondantemente sovrapposte, e tra queste manifestazioni magmatiche sembra esistere una evoluzione continua.

Quindi anche nell'ipotesi più conservativa, che non prenda in considerazione alcune età radiometriche di minerali di associazioni sincinematiche di alta temperatura che arrivano fino al Permiano inferiore (280 Ma per una biotite dello gneiss di M. Filau: SCHARBERT, 1978;  $281 \pm 4$  e  $277 \pm 4$  per due biotiti dei micascisti dell'Anglona: DEL MORO et al., 1991), si deve dedurre che la messa in posto del batolite e il vulcanismo tardo-paleozoico e buona parte dell'evoluzione dei bacini carbonifero-permiani sono contemporanei all'estensione tardo ercinica della crosta.

Pertanto a nostro avviso i bacini tardopaleozoici non possono essere considerati "postrogenici", perché essi rappresentano l'espressione superficiale della parte finale dell'estensione postcollisionale della catena, che è probabilmente coeva con la tettonica trascorrente che taglia l'orogene ercinico durante il Carbonifero superiore e il Permiano (ARTHAUD & MATTE, 1977b; ZIEGLER, 1982; 1984; VAI, 1991). Gli accavallamenti di basamento su depositi permiani segnalati da SARRIA & SERRI (1986) potrebbero essere dovuti a locali transpressioni.

## 6. OSSERVAZIONI CONCLUSIVE SULLA FASE DISTENSIVA

L'importanza della tettonica distensiva tardoercinica è a nostro avviso dimostrata dalle seguenti evidenze:

— a Capo Spartivento e al M. Grighini nuclei isolati di rocce con forte deformazione e metamorfismo ercinico in facies anfibolitica sono tettonicamente ricoperti da rocce di grado basso o molto basso. "Salti di metamorfismo" meno grandi, ma comunque evidenti, sono presenti anche in

corrispondenza delle finestre tettoniche dell'Antiforme del Flumendosa;

— sia a Capo Spartivento che al M. Grighini zone di taglio milonitiche dirette o trascorrenti con componente diretta separano i complessi con diverso grado metamorfico;

— metamorfismo sincinematico di alta temperatura e bassa pressione sovrapposto a un metamorfismo barroviano, processi anatettici e intrusione di granitoidi sincinematici sono associati a tettonica distensiva in crosta media nei nuclei anfibolitici di Capo Spartivento, del M. Grighini, in Anglona e nella Gallura SW (DI PISA & OGGIANO, 1987; OGGIANO & DI PISA, 1988);

— sovrapposizione di deformazioni distensive duttili (non riferibili quindi a deformazioni posterciniche: alpine, ecc.) su deformazioni compressive è particolarmente diffusa ed evidente nelle rocce di basso grado;

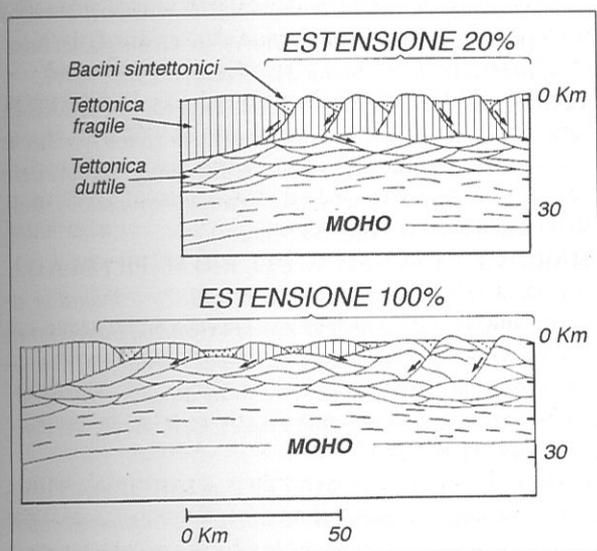


Fig. 1.8 - Schema di estensione simmetrica della crosta (da SIBSON, 1983; semplificato)

— deformazione distensiva progressiva con evoluzione nelle metamorfite di basso grado da deformazioni duttili a deformazioni fragili, che testimonia la progressiva transizione da livelli strutturali profondi verso livelli strutturali più superficiali durante la deformazione;

— sviluppo dei bacini carbonifero-permiani in parte contemporaneo alla tettonica distensiva duttile dei livelli mediocrostaali e alla messa in posto del batolite calcocalcino tordorogenico.

Tutti questi caratteri sono tipicamente associati nelle zone di forte distensione continentale. Nella Sardegna centromeridionale, la distensione è iniziata almeno a partire dal Westfaliano ed è proseguita, accompagnata da magmatismo calcocalcino, fino al Permiano. Probabilmente nelle zone interne dell'orogene la distensione inizia molto più precocemente (Carbonifero inferiore ?) per *underplating* (PLATT, 1986) sotto al complesso migmatitico della Sardegna settentrionale. La distensione

si è poi estesa a tutto il basamento quando la convergenza è terminata e, su tutta la trasversale della catena, è subentrato il collasso gravitativo della crosta inspessita (MENARD & MOLNAR, 1988). Questa evoluzione tar-do/postcollisionale è stata recentemente proposta per catene di diversa età (MALAVIELLE, 1987; POLINO et al., 1990 e bibliografie) e consente di coordinare in un unico quadro evolutivo: assottigliamento crostale, estensione, denudamento tettonico ed esumazione dei livelli strutturali profondi degli orogeni.

Anche in Sardegna questi processi sono associati ad anatessi e messa in posto di graniti, variamente ripresi nella deformazione distensiva duttile ("graniti sincinematici"), che si intrudono fino ai livelli strutturali più elevati (epizona e anchizona) e pensiamo siano "collegati" tramite i filoni calcocalcinali al vulcanismo fissurale intercalato nei depositi discordanti del Westfaliano superiore, Stefaniano e Permiano inferiore. La stabilità delle paragenesi di bassa pressione, oltre che all'assottigliamento crostale, è dovuta all'aumento della temperatura causato da queste intrusioni che deve aver contribuito ad aumentare la velocità di estensione della crosta ("ammorbidimento termico") e alla rapida esumazione delle metamorfite di medio grado lungo fasce milonitiche impedendo la completa retrocessione delle paragenesi anfibolitiche.

Tra i graniti del Sarrabus e quelli della Barbagia affiorano con buona continuità quasi 4000 Km<sup>2</sup> di metamorfite, la struttura estensiva è esposta su una trasversale ortogonale alla catena di oltre 100 Km. Il modello di taglio asimmetrico proposto da WERNIKE (1985) non è confermato; in quest'area la cinematica è caratterizzata da sistemi di taglio coniugati divergenti rispetto alle linee di cresta delle antiforme di falde (Fig. 1.6).

Questa geometria è probabilmente determinata da preesistenti *antiformal stack*: il massimo assottigliamento si è realizzato in corrispondenza delle zone più raccorciate nella fase collisionale.

Sistemi di taglio con opposto senso di movimento ricordano il modello di estensione mediante zone di taglio coniugate proposto per i livelli medio crostaali del Basin Range in base a profili sismici a riflessione (HAMILTON, 1987) e studi di modelli (KLIGFIELD et al., 1984). Secondo questi autori la crosta media sarebbe estesa mediante fasce di taglio duttili poco inclinate, con senso di taglio opposto che individuano grandi "lenti" di metamorfite che iniziano l'estensione in crosta media e risalgono gradualmente verso la superficie man mano che l'estensione e il denudamento procedono (Fig. 1.8).

L'evoluzione tardoercinica del basamento della Sardegna meridionale corrisponde abbastanza a questo schema. Le zone di culminazione da cui diverge il movimento delle zone di taglio normali sono sottoposte a denudamento tettonico accompagnato da erosione più o meno importante, decompressione e sollevamento rispetto alle zone di convergenza delle zone di taglio in cui si accumulano le successioni terrigene e vulcaniche del Paleozoico superiore.

## BIBLIOGRAFIA

- ALBANIR., DIMILIA A., MINZONIN. & TONGIORGI M. (1985) - Nuovi dati palinologici e considerazioni geologiche sull'età delle Arenarie di Solanas (Cambro-Ordoviciano - Sardegna centrale). Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., **91**, 1-20.
- ARMSTRONG R. L. (1982) - Cordilleran metamorphic core complexes from Arizona to southern Canada. Am. Rev. Earth Planet Sci., **10**, 129-154.
- ARTHAUD F. (1963) - Un exemple de tectoniques superposées dans le Paléozoïque de l'Iglesiente (Sardaigne). C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., **9**, 303-304.
- ARTHAUD F. (1970) - Etude tectonique et microtectonique comparée de deux domaines Hercyniens: les nappes de la Montagne Noire (France) et l'anticlinorium de l'Iglesiente (Sardaigne). Thèse Dc. Sc. Montpellier, U.S.T.L. Publ., Ser. Geol. Struct., pp. 175.
- ARTHAUD F. & MATTE Ph. (1966) - Contribution à l'étude de la tectoniques superposées dans la chaîne hercynienne: étude microtectonique des séries métamorphiques du Massif des Maures. C. R. Acad. Sci. Paris, **262**, 436-439.
- ARTHAUD F. & MATTE P. (1977 a) - Synthèse provisoire sur l'évolution tectonique et les raccords entre les segments hercyniens situés autour du bassin nord-Baléare (Sud de la France, Espagne, bloc corso-sarde). Coll. Int. CNRS (Rennes), **243**, 497-513.
- ARTHAUD F. & MATTE P. (1977 b) - Late Paleozoic strike slip faulting in southern Europe and northern Africa: Results of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. Geol. Soc. Am. Bull., **88**, 1305-1320.
- ARTHAUD F. & SAUNIAK S. (1981) - Une coupe synthétique à travers la chaîne varisque de Sardaigne commentaires sur l'évolution tectono-metamorphique. Bull. Soc. Géol. France, **23**, 535-539.
- AUBOUIN J. (1974) - La Provence. In: DEBELMANS J. - Géologie de la France, Doin, Paris, 346-386.
- AUTRAN A. & COGNÉ J. (1980) - La zone interne de l'orogène Varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. In: Géologie de l'Europe. Mem. BRGM, **108**, 90-111.
- BABIN C., COCKS L.R.R. & WALLISER H. (1980) - Faciès faunes et paléogéographie antécarbonifère de l'Europe. 26° Congr. Géol. Intern.. Coll. 6 " Geol. de l'Europe", Paris 7- 17 juillet 1980, 191-202.
- BADHAM J.P.N. (1982) - Strike-slip orogens: an explanation for the Hercynides. J. Geol. Soc. London, **139**, 493-504.
- BARCA S. & OLIVIERI R. (1991) - Age and source of calcareous blocks resedimented into Hercynian flysch type sediments of Sarrabus (southeastern Sardinia). In: Geologia del Basamento Italiano, Siena, 21-22 marzo 1991.
- BARCA S. (1991) - Phénomènes de resédimentation et flysch hercynien à faciès Culm dans le "synclinal du Sarrabus" (SE de la Sardaigne, Italie). C.R. Acad. Sci. Paris, t.**313**, s2, 1051 - 1057.
- BARCA S. & SPALLETTA C. (1985) - Nuove osservazioni sul conglomerato di Villasalto (Carbonifero inferiore-medio, Sardegna). Giorn. di Geologia, **46**, 25-32.
- BARCA S., DEL RIO M. & PITTAU D. (1981a) - Acritarchs in the Arenarie di San Vito of south-east Sardinia: stratigraphical and geological implications. Boll. Soc. Geol. It., **100**, 369-375.
- BARCA S., DEL RIO M. e PITTAU P. (1991b) - The Permian-Carboniferous at Guardia Pisana in the Sulcis area (southwest Sardinia, Italy). In: Geologia del Basamento Italiano, Siena 21-21 marzo 1991, 98-100.
- BARCA S., CARMIGNANI L., GATTIGLIOM. & PALA L. (1991) - New stratigraphic and structural data on the Genn'Argiolas Hercynian Unit in eastern Sarrabus (southeastern Sardinia, Italy). In: Geologia del Basamento Italiano, Siena 21-22 marzo 1991, 96-97.
- BARCA S., COCOZZA T., DEL RIO M. & PITTAU D. (1981 b) - Discovery of Lower Ordovician Acritarchs in the "Postgotlandiano" sequence of southwestern Sardinia (Italy): age and tectonic implications. Boll. Soc. Geol. It., **100**, 377-392.
- BARCA S., COCOZZA T., DEL RIO M., PILLOLA G.L. & PITTAU DEMELIA P. (1987) - Datation de l'Ordovicien inférieur par Dictyonema flabelliforme et Acritarches dans la partie supérieure de la formation "Cambrienne" de Cabitza (SW de la Sardaigne, Italie): Conséquences géodinamiques. C. R. Acad. Sc. Paris, **305**, 1109-1113.
- BARD J.P., BURG J.P., MATTE P. & RIBEIRO A. (1980) - La grande chaîne Hercynienne d'Europe Occidentale en termes de tectonique des plaques. In: Int. Geol. Congr., 26 th (Paris). Mém. BRGM, **108**, 233-246.
- BAUDELLOT S., DOUBINGER J., DURAND-DELGA M., & VELLUTINI P. (1977) - Caractéristiques et age des cinq cycles paléozoïques du Nord-Ouest de la Corse. Bull. Soc. Géol. Fr., **7**, XVIII, 1221-1228.
- BAUDELLOT S., DURAND-DELGA M., MIROUSE R., PERRET M.F. & TAUGOURDEAU-LANTZ J. (1981) - Le Dévonien de Galéria en Corse septentrionale, sa datation et sa place dans le cadre de la Méditerranée occidentale. C.R. Acad. Sci., Paris, **292**, 347-354.
- BAYER R. & MATTE Ph. (1979) - Is the mafic/ultramafic massif of Cabo-Ortega (Northwest Spain) a nappe emplaced during a Variscan obduction, a new gravity interpretation. Tectonophysics, **57**, T9-T18.
- BECCALUVA L. & MACCIOTTA G. P. (1977) - The problem of the Sardinian Paleozoic metabasites (Italy). In: Escursione in Sardegna 1977: risultati e commenti (a c. di G. B. Vai. GLP, 2 - 1977, Suppl., 7-10.
- BECCALUVA L., CIVETTA L., MACCIOTTA G. & RICCI A. (1985) - Geochronology in Sardinia results and problems. Rend. Soc. It. Miner. e Petr., **40**, 57-72.

- BEHR M.J., ENGEL W., FRANKE W., GIESE P. & WEBER K. (1984) - *The Variscan Belt in Central Europe: main structures, geodynamic implications, open questions*. *Tectonophysics*, **109**, 15-40.
- BERNARD-GRIFFITH J. & CORNICHE J. (1985) - *Origin of eclogites from South Brittany (France): a Sm-Nd isotopic and REE study*. *Chem. Geol.*, **52**, 185-201.
- BERNARD-GRIFFITH J., PEUCAT J.J., CORNICHE J., IGLESIAS PONCE DE LEON M.I. & GIL IBARGUCHI J.I. (1985 b) - *U-Pb-Nd isotope and REE geochemistry in eclogites from the Cabo Ortegal complex, Galicia, Spain: an example of REE immobility conserving MORB-like patterns during high grade metamorphism*. *Chem. Geol.*, **52**, 217-225.
- BLEWETT R.S. & PICKERING K.T. (1988) - *Sinistral shear during Acadian deformation in north-central Newfoundland, based on transecting cleavage*. *J. Struct. Geol.* **10**, 125-127.
- BODINIER J.L., BURG J.P., LEYRELOUP A. & VIDAL H. (1988) - *Reliques d'un bassin d'arrière-arc subducté, puis obducté dans la région de Marvejols (Massif Central)*. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **8**, IV, 21-33.
- BODINIER J.L., GIRAUDA A., DUPUY C., LEYRELOUP A. & DOSTAL J. (1986) - *Caractérisation géochimique des metabasites associées à la suture hercynienne. Massif Central Française et Chamrouse (Alpes)*. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **1**(2), 115-123.
- BONIM. & COCOZZA T. (1978) - *Depositi mineralizzati di canale di marea nella Formazione di Gonnessa del Cambrico inferiore della Sardegna*. *Giorn. di Geol.*, **43**, 1-20.
- BONIM. & GANDIN A. (1980) - *Analisi sedimentologica e giacimentologica del passaggio Formazione di Gonnessa-Formazione di Cabitza del Cambriano sardo*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **20** (1979), 453-459.
- BONI M., COCOZZA T., GANDIN A. & PERNA G. (1981) - *Tettonica, sedimentazione e mineralizzazioni delle brecce al bordo sud-orientale della piattaforma carbonatica cambrica (Sulcis, Sardegna)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **22**, 111 - 122.
- BONOHOMMET P. & PERROUD E. (1986) - *Apport du paléomagnétisme à la compréhension de l'orogénèse hercynienne en Europe occidentale*. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **8** (2), 35-42.
- BORRADAILE, G.J. (1978) - *Transected folds: a study illustrated with examples from Canada and Scotland*. *Bull. geol. Soc. Am.* **89**, 481-493.
- BOUCHARDON J.L., SANTALLIER D., BRIAND B., MENOT R.P. & PIPOULE M. (1989) - *Eglogites in the French Palaeozoic Orogen: geodynamic significance*. *Tectonophysics*, **169**, 317-332.
- BRUN J. & BURG J. (1982) - *Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc: a corner effect during continental collision*. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **61**, 319-332.
- BRUSCA C. & DESSAU G. (1968) - *I giacimenti piombo-zinciferi di S. Giovanni (Iglesias) nel quadro della geologia del Cambrico sardo*. *L'Industria Mineraria*, **19**, 470-494, 533-556, 597-609.
- BURG J.P. & MATTE Ph. (1978) - *A cross section through the French Massif Central and the scope of its Variscan evolution*. *Z. Dtsch. Geol. Ge.*, **129**, 429-440.
- BURG J.P., LEYRELOUP A., MARCHAND J. & MATTE Ph. (1984) - *Inverted metamorphic zonation and large-scale thrusting in the Variscan belt: an example in the French Massif central*. - In: HUTTON D.H.W. and SANDERSON D.J., Eds: *Variscan tectonics of the North-Atlantic region*. - *Spec. Publ. Geol. Soc. London*. **14**, 47-61.
- BURRET C.F. (1972) - *Late tectonics and the Hercynian continental orogeny*. *Nature*, **239**, 155-156.
- CABANIS B., CHANTRAINE J., HERROUIN Y. & TREUIL M. (1982) - *Etude géochimique (majeurs et traces) des spilites et dolérites de Bolazet. Mise en évidence d'un domaine en distension crustale au Dévonien inférieur in Bretagne centre-ouest*. *Bull. BRGM*, **2** (1), 47-61.
- CALVINO F. (1961) - *Lineamenti strutturali del Sarrabus-Gerrei (Sardegna sud-orientale)*. *Boll. Serv. Geol. d'It.*, **81** (1959), 489-556.
- CALVINO F. (1967) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia. Foglio 227 Muravera*. *Soc. Coop. Tipog. Padova*. pp 60.
- CAMPREDON R. & BOUCART M. (1975) - *Alpes Maritimes, Maures, Esterel. Guide géologique régionale*. *Masson & C., Paris* pp. 175.
- CAPPELLI B. (1989) - *Evidence of extensional tectonics in the nappe zone of Hercynian chain of Sardinia*. - In: *Geologia strutturale e strutture crostali profonde*, Pisa, 45.
- CAPPELLI B. (1991) - *LP-HT metamorphic core complexes in the nappe zone of the Hercynian Chain in Sardinia (Italy)*. In: *Geologia del Basamento Italiano*, Siena 21-22 marzo 1991, 118-121.
- CAPPELLI B., CARMIGNANI L., CASTORINA F., DI PISA A., OGGIANO G. & PETRINI R. (1990) - *The Hercynian suture zone in Sardinia: geological, geochemical and isotopic evidence*. *Plinius*, **4**, 116-118.
- CAPPELLI B., CARMIGNANI L., CASTORINA F., DI PISA A., OGGIANO G. & PETRINI R. (1991) - *A Hercynian suture zone in Sardinia: geological and geochemical evidence*. *Geodinamica Acta*, in press.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., MINZONI N. & PERTUSATI P.C. (1981) - *Structural and paleogeographic lineaments of the variscan cycle in Sardinia*. In: H.J. ZWART & U.F. DORNSIEPEN (Eds.), *The variscan orogen in Europe* *Geol. Mijnobown*, **6Φ**, 171-181.
- CARMIGNANI L. & PERTUSATI P.C. (1979) - *Analisi strutturale di un segmento della catena ercinica: il Gerrei (Sardegna SE)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **96**, (1977),

- 339-364.
- CARMIGNANI L., BARCA S., CAPPELLI B., DI PISA A., GATTIGLIO M., OGGIANO G. & PERTUSATI P.C. (1991a) - *A tentative geodynamic model for the Hercynian basement of Sardinia*. In: *Geologia del Basamento Italiano*. Siena 21-22 marzo 1991, 23-27.
- CARMIGNANI L., CAROSI R., MUSUMECI G. & PERTUSATI P.C. (1991b) - *The Hercynian backthrusts of eastern Iglesias (Sardinia)*. In: *Geologia del basamento italiano*, Siena 21 - 22 Marzo, 1991, 123.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GANDIN A. & PERTUSATI P. C. (1982a) - *Lineamenti della geologia dell'Iglesiente - Sulcis*. Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo. Guide Geologiche Regionali. Soc. Geol. It., 65-77.
- CARMIGNANI L., FRANCESCHELLI M., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1980 a) - *Evoluzione tettonico-metamorfica del basamento ercinico della Nurra (Sardegna NW)*. Mem. Soc. Geol. It., **20**, (1979), 57-84.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1982b) - *Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo*. Guide Geologiche Regionali. Soc. Geol. It., pp. 215.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., MINZONI N., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1980 b) - *E' la Corsica il retropaese della catena ercinica della Sardegna?* Mem. Soc. Geol. It., **20** (1979), 47-55.
- CARMIGNANI L., DEL MORO A., FRANCESCHELLI M., GHEZZO C. & PERTUSATI P.C. (1985) - *Sistematica Rb/Sr dei graniti sincinematici del Monte Grighini, Sardegna centrale (Risultati preliminari)*. In: COCOZZA T. & RICCI C.A. (eds.), "Evoluzione stratigrafica tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano". Riunione Scientifica, Siena 13-14 dicembre, 61-63.
- CAROSI R. & ELTER F.M. (1989) - *Le microstrutture deformative di alto grado delle anfiboliti di Torpé (Sardegna NE)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., **A, 96**, 241-255.
- CAROSI R. & PERTUSATI P.C. (1990) - *Evoluzione strutturale delle unità tettoniche erciniche nella Sardegna centro-meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **109**, 249-258.
- CAROSI R., MUSUMECI G., PERTUSATI P. C. (1991) - *Le unità di Castello Medusa e Monte Grighini (Sardegna - centro meridionale), nell'evoluzione tettonica del basamento ercinico*. Boll. Soc. Geol. It., **109** (1990), 643-654.
- CASSANO E., MARCELLO A., NANNINI R., PRETTI S., RANIERI G., SALVADORI R. & SALVADORI I. (1979) - *Rilievo aeromagnetico della Sardegna e del mare circostante*. Ente Minerario Sardo, **3/4**, 7-30.
- CASTERAS M. (1974) - *Les Pyrénées*. In: DEBELMANS J. - *Géologie de la France*. 296-345. Doin, Paris.
- CASTORINA F. & PETRINI R. (1989) - *Radiometric geochronology: some constraints to the isochron method by an iterative least-squares approach*. *Geochemical Journal*, **23**, 101-109.
- CASTORINA F., CAPPELLI B., PETRINI R., CARMIGNANI L., DI PISA A., OGGIANO G. & PARDINI G. (1991) - *Geochemistry and Sr-ND isotopes on amphibolites and retrogressed eclogites from Posada line (Northern Sardinia, Italy)*. EUG VI, Strasbourg.
- CAZES M., BOIS C., DAMOTTE B., GALDEANO A., HIRN A., MASCLE A., MATTE PH., PHAM VAN N., RAOULT J.F. & TOREILLES G., (1986) - *The Hercynian crust in Northern France. First result from the ECORS-Nord de la France deep seismic profile*. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **6**, 925-941.
- CHAUVET A. & SERANNE M. (1989) - *Microtectonic evidence of Devonian extensional westward shearing in Southwest Norway*. In: R. Gayer and C. Townsend (Editors), *The Caledonian and Related Geology of Scandinavia*. Graham and Trotman, 245-254.
- CHERCHI A. & MONTADERT L. (1982) - *The oligo-miocene rift of Sardinia and the early history of the western mediterranean basin*. *Nature*, **298**, 736-739.
- CHERCHI A. & TRÉMOLIERES P. (1984) - *Nouvelles données sur l'évolution structurale au Mésozoïque et au Cénozoïque de la Sardaigne et leurs implications géodynamiques dans le cadre méditerranéen*. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **298**, 889-894.
- COCHERIE A. (1978) - *Géochimie des terres rares dans les granodiorites*. Thèse, 3.me cycle, Univ. Rennes.
- COCOZZA T. (1967) - *Il Permo-Carbonifero del bacino di San Giorgio (Iglesiente, Sardegna sud-occidentale)*. Mem. Soc. Geol. It., **6**, 607-642.
- COCOZZA T. (1980) - *The Cambrian of Sardinia*. Mem. Soc. Geol. It., **20** (1979), 163-187.
- COCOZZA T., CONTIL., COZZUPOLID., LOMBARDI G., SCHARBERT S. & TRAVERSA G. (1977) - *Rb/Sr age and geo-petrologic evolution of crystalline rocks in the Southern Sulcis (Sardinia)*. *N. Jb. Geol. Paleont. Mh.*, **2**, 95-102.
- COGNÉ J. (1977) - *La chaîne Hercynienne Ouest-Européenne: correspond-elle à un orogène par collision? Propositions pour une interprétation géodynamique globale*. In: *Ecologie et Géologie de l'Himalaya*. Colloq. int. CNRS, **268**, 111-129.
- CONEY P.J. (1973) - *Plate tectonics of marginal foreland thrust-fold belts*. *Geology*, **1**, 131-134.
- COSTA S. & MALUSKI H. (1988) - *Ar-Ar dating for terrane boundary definition. The example of the French Massif Central*. Int. Conf. (Montpellier), IGCP Proj. 233.
- COZZUPOLID., DISCENDENTI A., LOMBARDIG., & NICOLETTI M., (1971) - *Cronologia K-Ar delle manifestazioni eruttive del settore di Seui-Seulo (Barbagia-Sardegna)*. *Per. Min.*, **40**, 113-124.
- COZZUPOLI D., GERBASI G., NICOLETTI M., & PETRUCCIANI C. (1984) - *Età K-Ar delle ignibriti permiane di Galtelli (Orosei - Sardegna orientale)*.

- Rend. Soc. It. Min. Petr., **39**, 471-476.
- CRITTEDEN M. D., CONEY P.J. & DAVIS G. H. (1980) - *Cordilleran Metamorphic Core Complexes*. Geol. Soc. Am. Mem., **153**, pp 490.
- DELAPERRIERE E. & LANCELOT J. (1989) - *Datation U-Pb sur Zircons de l'orthognéiss du Capo Spartivento (Sardaigne, Italie), nouveau témoin d'un magmatisme alcalin ordovicien dans le Sud de l'Europe*. C. R. Acad. Sci. Paris, **309**, 835-842.
- DEL MORO A., DI PISA A., OGGIANO G. & VILLA I.M. (1991) - *Isotopic ages of two contrasting tectono-metamorphic episodes in the Variscan chain in northern Sardinia*. In: Geologia del Basamento Italiano, Siena 21-22 marzo 1991
- DEL MORO A., DI SIMPLICIO P., GHEZZO C., GUASPARRI G., RITA F. & SABATINI G. (1975) - *Radiometric data and intrusive sequence in the Sardinian Batholith*. N. Jb. Miner. Abh., **126** (1), 28-44.
- DEPLANO A. (1985) - *Contributo alla conoscenza delle coperture permo-carbonifere e mesozoiche del territorio di Seui*. Università di Cagliari, Tesi Laurea.
- DESSAU G., DUCHI G., MORETTI A. & OGGIANO G. (1983) - *Geologia della zona del Valico di Correboi (Sardegna centro-orientale)*. Rilevamento, tettonica e giacimenti minerali. Boll. Soc. Geol. It., **101** (1982), 497-522.
- DI PISA A. & OGGIANO G. (1984) - *Segnalazione di un orizzonte carbonatico nella Nurra paleozoica e suo significato stratigrafico nelle successioni dell'Ercinico Sardo*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Serie A, **16**, 141-146.
- DI PISA A. & OGGIANO G. (1987) - *Low-pressure and High temperature metamorphic rocks in Anglona region (Northern Sardinia)*. Rend. Soc. It. Mineral. Petrol.. Special Issue on "Granites and their surroundings", 89-90.
- DI PISA A., GATTIGLIO M. & OGGIANO G. - *Some specifications on the pre-Hercynian basic magmatic activity in the Nappe Zone of Sardinia: evidence of two alkaline magmatic cycles*. In: Geologia del Basamento Italiano. Riunione scientifica, Siena 21-22 Marzo 1991, 148-149.
- DI PISA A., GATTIGLIO M. & OGGIANO G. (1991) - *Pre-Hercynian magmatic activity in the Nappe Zone (internal and external) off Sardinia: evidence of two Within Plate basaltic cycles*. Newsletter, Special Issue, in stampa.
- DI SIMPLICIO P., FERRARA G., GHEZZO C., GUASPARRI G., PELLIZZERRI, RICCI C.A., RITA F. & SABATINI G. (1974) - *Il metamorfismo e il magmatismo paleozoico della Sardegna*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **30**, 979-1068.
- DUBUISSON G., HIRN A., GIRARDEAU J., MERCER J.C.C. & VEINANTE J.L. (1988) - *Multiple Variscan nappes in Limousin, western Massif Central, France: geophysical constraints on the geological model and geodynamic implications*. Tectonophysics, **147**, 19-31.
- DUCROT J., LANCELOT J.R. & MARCHAND J. (1983) - *Datation U-Pb sur zircons de l'éclotite anté-hercynienne de l'Europe occidentale*. Earth Planet. Sci. Lett., **62**, 385-394.
- ECHTLER H. & MALAVIEILLE J. (1990) - *Extensional tectonics, basement uplift and Stephano-Permian collapse basin in a late Variscan metamorphic core complex (Montagne Noire, Southern Massif central)*. In: Ph. Matte (Ed), Terranes in the Variscan Belt of Europe and Circum-Atlantic Paleozoic Orogens. Tectonophysics, **177**, 125-138.
- ECHTLER H., MALAVIEILLE J., MATTE Ph. & BRUNEL M. (1988) - *Kinematics of late orogenic uplift, extension and wrenching in the Montagne Noire (Southern French Massif Central)*. Int. Conf. (Montpellier), IGCP Proj. **233**, p. 21.
- EDEL J.B., MONTIGNY R. & THUIZAT R. (1981) - *Late Paleozoic rotations of Corsica and Sardinia: New evidence from paleomagnetic and K-Ar studies*. Tectonophysics, **79**, 201-223.
- ELTER F.M. (1985) - *La fascia blastomilonitica della valle del Posada (Sardegna nord-orientale)*: In: Evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano. Siena, riunione scientifica, 13-14 Dicembre, 94-96.
- ELTER F.M. (1987) - *La fascia blastomilonitica tardo ercinica della Valle del Posada nella zona assiale della Sardegna*. Università di Siena, Tesi di Dottorato, pp.122.
- ELTER F.M. & SARRIA (1989) - *Assetto strutturale del basamento ercinico e relazioni fra i vari complessi tettonici del nord est della Sardegna*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., A, **96**, 81-105.
- ELTER F.M., FRANCESCHELLI M., MEMMI I., PALMERI M. & RICCI C.A. (1985) - *Diacronismo degli equilibri mineralogici nelle rocce del basamento metamorfico della Sardegna nord-orientale: riflessioni su un modello di evoluzione pressione - temperatura - tempo*. In Evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano. Riunione Scientifica, Siena 13 - 14 dicembre, 59 - 60.
- ELTER F.M., MUSUMECI G. & PERTUSATI P.C. (1990) - *Late Hercynian shear zones in Sardinia*. Tectonophysics, **176**, 387-404.
- ELTRUDIS A. (1991) - *Una nuova interpretazione delle fasi tettoniche erciniche tardive: estensione ed esumazione nella zona a falde nel tratto sardo di catena ercinica (area tra il lago di Mulargia e Mandas)*. Università di Cagliari, Tesi di Laurea, pp. 199.
- FADDA S., FRANCESCHELLI M., GATTIGLIO M. & PANNUTI F. (1991) - *The crystallinity of white K-mica in pelitic rocks of the Hercynian tectonic units from south and central Sardinia, Italy*. In: Geologia del Basamento Italiano, Siena 21-22 marzo 1991, 155 - 156.
- FANNI S., GANDIN A., GRILLO S.M., LIPPI F.,

- MARRAS G., SALVADORIA. & TOCCOS. (1982) - *La piattaforma carbonatica cambrica della Sardegna sud-occidentale: sedimentazione e deposizione metallifera*. Mem. Soc. Geol. It., **22** (1981), 123-137.
- FERRARA G., RICCI C.A. & RITA F. (1978) - *Isotopic ages and tectonometamorphic history of the metamorphic basement of north-eastern Sardinia*. Contrib. Mineral. Petrol., **68**, 99-106.
- FITTON J.G., JAMES D., KEMPTON P.D., ORMEROD D.S. & LEEMAN W.P. (1988) - *The role of lithospheric mantle in the generation of late Cenozoic basic magmas in the westren United States*. In: "Oceanic and Continental Lithosphere: similarities and differences" (MENZIES M.A. & COX K.G., Eds.). J. Petrol., Special volume, 331-349.
- FLOYD P.A. (1984) - *Geochemical characteristics and comparison of the basic rocks of the Lizard Complex and the basaltic lavas within the Hercynian troughs of SW England*. J. Geol. Soc. London, **141**, 61-70.
- FONDI R. (1980) - *Orme di microsauro nel Carbonifero superiore della Sardegna*. Mem. Soc. Geol. It., **20**, (1979), 347-356.
- FONTANA D., GELMINI R. & LOMBARDO G. (1982) - *Le successioni sedimentarie e vulcaniche carbonifere e permo-triassiche della Sardegna*. In: Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo. Guide Geologiche Regionali. Soc. Geol. It. 183-192.
- FRANCESCHELLI M., MEMMI I. & RICCI C.A. (1982) - *Zoneografia metamorfica della Sardegna settentrionale*. In: Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo; Guide Geologiche Regionali. Soc. Geol. It., 137 - 149.
- FRANKE W. (1989) - *Variscan plate tectonics in Central Europe - current ideas and open questions*. Tectonophysics, **169**, 221-228.
- GANDIN A. (1987) - *Depositional and paleogeographic evolution of the Cambrian in south-Western Sardinia*. In: SASSI & BOURROUILH Eds. IGCP proj. n° 5 Newsletter **5**, 151-166.
- GARBARINOC., MACCIONI L., PADALINO G., TOCCO S. & VIOLO M. (1981) - *Le mineralizzazioni stratiformi di solfuri misti della Sardegna centrale quale prodotto di un vulcanismo di margine continentale di eta' ordoviciana: proposta di un modello geodinamico e genetico*. Mem. Soc. Geol. It., **22**, 145-150.
- GHEZZO C. & RICCI C. A. (1977) - *Aspetti petrologici del Basamento cristallino della Sardegna*. In: Escursione in Sardegna 1977: risultati e commenti (a c. di G.B. VAI). GLP, **2**, Suppl., 41 - 51.
- GHEZZO C., MEMMI I. & RICCI C.A. (1979) - *Un evento granulitico nella Sardegna nord-orientale*. Mem. Soc. Geol. It., **20**, 23-38.
- GHEZZO C., MEMMI I. & RICCI C.A. (1982) - *Le eclogiti e le granuliti della Sardegna nord-orientale*. In: Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo. Guide Geologiche Regionali. Soc. Geol. It., 151-156.
- GUIHOT P. (1987) - *Failles normales ductiles et mécanismes d'amincissement d'une croûte épaisse: l'exemple du Mont Pilat (Loire)*. Thèse DEA, Montpellier, pp.95.
- GUIRAUD M., BURG J.P. & POWELL R. (1987) - *Evidence for a Variscan suture zone in the Vendée, France: a petrological study of blueschist facies rocks from Bois de Cené*. J. Metamorph. Geol., **5**, 225-237.
- HAMILTON W.B. (1987) - *Crustal extension in the Basin and Range Province, southwestern United States*. In: M. COWARD, J. DEWEY and p. HANCOCK (eds): Continental Extensional Tectonics. Geological Society London, Special Publication, **28**, 155-176.
- HAMMER S.K. (1977) - *Age and tectonic implications of the Baie d'Audierne basic - ultrabasic complex*. Nature, **270**, 336 - 3.
- HAMMER S. (1986) - *Asymmetrical pull-apart and foliation fish as kinematics indicators*. J Struct. Geol. **8**, 111 - 122.
- HARLAND W.B., COX A.V., ARMSTRONG R.L., COX A.V., CRAIG L.E., SMITH L.E., SMITH D.G., (1989). *Geological Time Scale 1989*. Cambridge University Press, pp 185.
- JULIVERT M. (1971) - *Décollement tectonics in the Hercynian cordillera of Northwestern Spain*. Am. J. Sci., **270**, 1-29.
- JUNKER B. & SCHNEIDER H.H. (1980) - *L'infra-cambriano della Sardegna sud-occidentale*. Mem. Soc. Geol. It., **20** (1979), 461.
- KIRBY G.A. (1979) - *The Lizard complex as an ophiolite*. Nature, **282**, 58-61.
- KLIGFIELD R., CRESPI J., NARUK S. & DAVIS G.H. (1984) - *Displacement and strain patterns of extensional orogens*. Tectonics **3**, 577-609.
- KREBS W. & WACHENDORF H. (1973) - *Proterozoic - Paleozoic geosynclinal and orogenic evolution of central Europe*. Geol. Soc. Am. Bull., **84**, 2611-2630.
- LACASSIN R. (1988) - *Large-scale foliation boudinage in gneisses*. J. Struct. Geol., **10**, 643-647.
- LAFRANCE B., WILLIAMS P.F. & ELLIOTT C.G. (1989) - *Sinistral shear during Acadian deformation in north-central Newfoundland, based on transecting cleavage: discussion*. J. Struct. Geol. **11**, 365-366.
- LAURENT R. (1972) - *The Hercynides of South Europe, a model*. Int. Geol. Congr., 24 th. (Montréal), **3**, 363-370.
- LIBOUREL G. & VIELZEUF D. (1988) - *Isobaric cooling at high-pressure: example of Corsican high-pressure granulites*. "Granulites conference", Clermont Ferrand, France, Abst. in: Terra Cognita, **8**, 268.
- LIBOUREL G. (1985) - *Le complexe de Santa Lucia di Mercurio (Corse), ultramafites mantelliques, intrusion basique stratifiée, paragneiss granulitiques. Un équivalent possible des complexes de la zone d'Ivrée*. Thèse Univ. Paul Sabatier, Toulouse, pp.461.
- LOMBARDI G., COZZUPOLI D. & NICOLETTI M. (1974) - *Notizie geopetrografiche e dati sulla*

- geocronologia K-Ar del vulcanismo tardo paleozoico sardo*. Period. di Mineral., **43**, 221-312.
- MACCIONI L. (1967) - *L'eruttivo nel Cambrico Sardo. Nota 1. Le spilite di Serra Siliqua (Fluminimaggiore, Sardegna sud-occidentale)*. Periodico di Mineralogia, **36**, 65-94.
- MACERA P., CONTICELLIS., DEL MORO A., DIPISA A., OGGIANO G., & SQUADRONE A. (1989) - *Geochemistry and Rb/ Sr ages of syn-tectonic peraluminous granites of western Gallura, northern Sardinia: constraints on their genesis*. Period. Miner., **58**, 25-43.
- MALAVIELLE J. (1987) - *Kinematics of compressional and extensional ductile shearing deformation in a metamorphic core complex of the northeastern Basin and Range*. J. Struct. Geol., **9**, 541-554.
- MALAVIELLE J., GUIHOT P., COSTA S., LARDEAUX J.M. & GARDIEN V. (1990) - *Collapse of the thickened Variscan crust in the French Massif Central: Mont Pilat extensional shear zone and St. Etienne Late Carboniferous basin*. Tectonophysics, **177**, 139-149.
- MARTINI I.P., TONGIORGI M., OGGIANO G. & COCOZZA T. (1991) - *Ordovician alluvial fan to marine shelf transition in SW Sardinia, Western Mediterranean Sea: tectonically ("Sardic phase") influenced clastic sedimentation*. Sedimentary Geology, **72**, 97-115.
- MATTAUER M. & ETCHECOPAR A. (1976) - *Argument en faveur de chevauchements de type himalayen dans la chaîne hercynienne du Massif Central Français*. In: Ecologie et géologie de l'Himalaya. Coll. Int. CNRS, p. 268.
- MATTE Ph. (1983) - *Two geotraverses across the Ibero-Armorican Variscan arc of western Europe*. In: N. Rast and F. Delany (Eds.), Profiles of Orogenic Belts. Am. Geophys. Union, Geodyn., Ser., **10**, 53-81.
- MATTE Ph. (1986) - *La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri atlantiques, modèle d'évolution et position des blocs continentaux au Permo-Carbonifère*. Bull. Soc. Géol. France, **8**, 9-24.
- MATTE Ph. & BURG J.P. (1981) - *Sutures, thrusts and nappes in the grande Variscan arc of Western Europe: plate tectonic implications*. In: K. MCCLAY & N.J. PRICE (Eds.): Thrust and Nappe Tectonics. Geol. Soc. London Spec. Publ., **8**, 353-357.
- MATTE Ph. & RIBEIRO A. (1975) - *Forme et orientation de l'ellisoïde de déformation dans la virgation de Galice. Relation avec le plissement et hypothèses sur la genèse de l'arc ibéro-armoricain*. C. R. Acad. Sci., D, **280**, 2825-2827.
- MAXIA M. (1984) - *Segnalazione di potenti successioni carbonifere marine nella Sardegna meridionale*. Rend. Soc. Geol. It., **6** (1983), 21-24.
- MAZZOLI C. & VISONA' D. (1991) - *Chemical and petrological characters of the M. Filau gneisses (SW Sardinia, Italy)*. In: Geologia del Basamento Italiano. Riunione scientifica, Siena 21-22 Marzo 1991, 191.
- MCCLAY H. R., NORTON M. G., CONEY, P. & DAVIS G. H. (1986) - *Collapse of the Caledonian orogen and the Old Red sandstone*. Nature, **323**, 147-149.
- MEMMI I., BARCA S., CARMIGNANI L., COCOZZA T., ELTER F.M., FRANCESCHELLI M., GATTIGLIOM., GHEZZOC., MINZONIN., NAUD G., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1983) - *Further geochemical data on the Pre-Hercynian igneous activities of Sardinia and on their geodynamic significance*. In: SASSI & SFEDERKENYI Eds., IGCP n°5 Newsletter, **5**, 87-91.
- MEMMI I., BARCA S., CARMIGNANI L., COCOZZA T., FRANCESCHELLI M., GATTIGLIO M., GHEZZOC., MINZONIN., NAUD G., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1982) - *Il magmatismo pre-ercinico della Sardegna*. In: Guida alla Geologia del Paleozoico sardo. Guide Geologiche Regionali. Soc. Geol. It., 157-164.
- MENARD G. & MOLNAR P. (1988) - *Collapse of Hercynian Tibetan plateau into a late Paleozoic European basin and range province*. Nature, **334**, 235-237.
- MENOT R.P. & ORSINI J.B. (1990) - *Evolution du socle anté-stéphaniens de Corse: événements magmatiques et métamorphiques*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. **70**, 35-53.
- MENOT R.P., PEUCAT J.J., SCARENSID. & PIBOULE M. (1988) - *496 My age of plagiogranites in the Chamrousse ophiolite complex (external crystalline massifs in the French Alps): evidence of a Lower Paleozoic oceanization*. Earth Planet. Sci. Let., **88**, 82-92.
- MILLER L., SASSI F.P. & ARMARI G. (1976) - *On the occurrence of altered eclogite rocks in north-eastern Sardinia and their implications*. N. Jb. Geol. Paleont. **11**, 683-689.
- MINZONIN. (1981) - *Il Precambriano del Sulcis meridionale (Sardegna)*. Miner. Petr. Acta, **24**, 51-56.
- MISAR Z. (1984) - *Ophiolites and related rocks of Czechoslovakia and their correlation*. Krystalinikum, **17**, 7-11.
- MUSUMECI G. (1991) - *Tettonica trascorrente, magmatismo e metamorfismo nel basamento ercinico sardo: il complesso del M. Grighini (Sardegna centro-occidentale)*. Università' di Pisa., Tesi di dottorato, pp. 287.
- NAUD G. (1981) - *Confirmation de l'existence de la discordance angulaire anté-ordovicienne dans le Sarrabus (Sardaigne sud-orientale): conséquences géodynamiques*. C.R. Acad. Sci., **292**, Ser. II, 1153-1156.
- NAUD G. & PITTAU DEMELIA P. (1985) - *Première découverte d'Acritarches du Cambrien moyen à supérieur basal et du Tremadoc-Arenigien dans la basse vallée du Flumendosa: mise en évidence d'un nouveau témoin de la Phase sarde en Sardaigne*. In:

- COCOZZA T. & RICCI C.A. (Eds.), "Evoluzione stratigrafica tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano". Riunione Scientifica, Siena 13-14 dicembre, 39-41.
- NICOLAS A. (1972) - *Was the Hercynian orogenic belt of Europe of the Andean type?*. Nature, **236**, 221-223.
- NORTON M. G. (1986) - *Late Caledonide extension in Western Norway: A response to extreme crustal thickening*. Tectonophysics, **173**, 195-204.
- OGGIANO G. & DI PISA A. (1988) - *I graniti peralluminiferi sin-tettonici nell'area di Aggius-Trinità d'Agultu e i loro rapporti con le metamorfiti di alto grado della Bassa Gallura (Sardegna settentrionale)*. Boll. Soc. Geol., **107**, 471-480.
- OGGIANO G. & MARTINI G. & TONGIORGI G. (1986) - *Sedimentology of the Ordovician "Pudding" Formation (SW Sardinia)*. I.G.C.P. Project. Correlation of Prevariscan and Variscan Event in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts. Final Meeting, Cagliari, Sardinia, May 25-31, 1986, Abstracts, p. 61.
- ORMEROD D.S., HAWKESWORTH C.J., ROGERS N.W., LEEMAN W.P. & MENZIES M.A. (1988) - *Tectonic and magmatic transition in the Western Great Basin, USA*. Nature, **333**, 349-353.
- PALAGI P., LAPORTE D., LARDEAUX J.M., MENOT R.P. & ORSINI J.B. (1985). - *Identification d'un complexe leptyno-amphibolitique au sein des "gneiss de Belgodere" (Corse occidentale)*. C.R. Acad. Sci., Paris, **301**, II, 14, 1047-1052.
- PALMERINI V., PALMERINI SITZIA R & PILO L. (1980) - *Le facies pelitiche degli "argilloscisti di Cabitza" (Cambriano medio della Sardegna)*. Mem. Soc. Geol. It., **20** (1979), 365-377.
- PAQUETTE J.L. (1987) - *Comportement des systèmes isotopiques U/Pb et Sm/Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne hercynienne et chaîne alpine*. Mem. Doc. Cent. Armoricaïn Etud. Struct. Socles, **14**, 1-130.
- PAQUETTE J.L., BALE', BALLEVRE M. & GEORGET Y. (1987) - *Géochronologie et géochimie des éclogites du Léon: nouvelles contraintes sur l'évolution géodynamique du Nord-Ouest du Massif Armoricaïn*. Bull. Minéral., **110**, 683-696.
- PAQUETTE J.L., PEUCAT J.J., BERNARD-GRIFFITHS J. & MARCHAND J. (1985) - *Evidence for old Precambrian relics shown by U-Pb zircon dating of eclogites and associates rocks in the Hercynian belt of South Brittany, France*. Chem. Geol., **52**, 203-216.
- PARIS F. & ROBARDET M. (1990) - *Early Paleozoic palaeobiogeography of the Variscan regions*. Tectonophysics, **177**, 193-213.
- PARIS F. (1990) - *The Ordovician chitinozoan biozones of the Northern Gondwana Domain*. Review of Palaeobotany and Palynology, **66**, 181-209.
- PERROUD H. & BONHOMMET N. (1981) - *Paleomagnetism of the Ibero-Armorican arc and the Hercynian orogeny in Western Europe*. Nature, **292**, 445-447.
- PERROUD H., VAN DER VOOR. & BONHOMMET N. (1984) - *Paleozoic evolution of the Armorica plate on the basis of paleomagnetic data*. Geology, **12**, 579-582.
- PEUCAT J.J. (1986) - *Rb-Sr and U-Pb dating of the blueschist of the Ile the Groix*. Geol. Soc. Am. Mem., **164**, 229-238.
- PEUCAT J. & COGNE' J. (1977) - *Geochronology of some blueschists from Ile de Groix (France)*. Nature, **28**, 131-132.
- PEUCAT J.J., VIDAL P., GODARD G. & POSTAIRE B. (1982) - *Precambrian U-Pb zircon ages of eclogites and garnet pyroxenites from S. Brittany (France): an old oceanic crust in the W. European Hercynian Belt*. Earth Planet. Sci. Let., **60**, 70-78.
- PIN C. & PEUCAT J.J. (1986) - *Ages des épisodes de méthanormorphisme paleozoïque dans le Massif central et le Massif armoricaïn*. Bull. Soc. Geol. France, **11**, 461-469.
- PIN C. & CARME F. (1987) - *A Sm-Nd isotopic study of 500 Ma old oceanic crust in the Variscan belt of Western Europe: the Chamrousse ophiolite complex, Western Alps (France)*. Contr. Miner. Petrol., **96**, 406-413.
- PIN C. & LANCELOT J. (1982) - *U-Pb dating of an early Paleozoic bimodal magmatism in the French Massif Central and of its further metamorphic evolution*. Contrib. Mineral. Petrol., **79**, 1-12.
- PIN C. (1990) - *Variscan oceans: ages, origins and geodynamic implications inferred from geochemical and radiometric data*. Tectonophysics, **177**, 215-227.
- PIN C., MAJEROWICZ A. & WOJCIECHOWSKA I. (1988) - *Upper Paleozoic oceanic crust in the Polish Sudetes: Nd-Sr isotope and trace element evidence*. Lithos, **21**, 195-209.
- PLATT J.P. (1986) - *Dynamics of orogenic wedges and uplift of high-pressure metamorphic rocks*. Geol. Soc. of Am. Bull., **97**, 1037-1053.
- PLATT J.P. (1987) - *The uplift of high-pressure - low-temperature metamorphic rocks*. Phil. Trans. R. Soc., London, A **321**, 87-103.
- POLINO R., DAL PIAZ G.V. & GOSSO G. (1990) - *Tectonic erosion at the Adria margin and accretionary processes for the Cretaceous orogeny of the Alps*. Mem. Soc. Geol. Fr., **156**, 345-367; Mem. Soc. Geol. suisse, **1**, 345-367; Vol. Spec. Soc. Geol. It., **1**, 345-367.
- POLL J.J.K. (1966) - *The geology of the Rosas-Terreseo area, Sulcis, South Sardinia*. Leidse Geol. Med., **35**, 117-208.
- POLL J.J.K. & ZWART H.J. (1964) - *On the tectonics of the Sulcis area, S-Sardinia*. Geol. en Mijnbouwn, **43**, 144-146.
- POSTAIRE B. (1983) - *Systématique Pb commun et U/Pb sur zircons. Applications aux roches de haut grade métamorphique impliquées dans la chaîne hercynienne*

- (Europe de l'Ouest et aux granulites de Laponie (Finlande). Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne, **15**, 29-72.
- QUADT A. & GEBAUER D. (1988) - *Sm/Nd, U/Pb and Rb/Sr dating of high-pressure ultramafic to felsic rocks from the Moldanubian area of NE Bavaria (FRG) and the Saxonian Granulite Massif (GDR). Comf. Bohemian Massif (Prague)*, 71.
- RIBEIRO A., CRAMEZ C. & ALMEIDA REBELO J. (1964) - *Sur la structure de Tras-os-Montes (Nord-Est du Portugal)*. C.R. Acad. Sci. Paris, **258**, 263-265.
- RICCIC.A. & SABATINI G. (1978) - *Petrogenetic affinity and geodynamic significance of metabasic rocks from Sardinia, Corsica and Provence*. N. Jb. Miner. Mh., **1**, 23-38.
- RIDING R. (1974) - *Model of the Hercynian Fold Belt*. Earth Planet. Sci. Let., **24**, 125-135.
- RIES C.A. & SHACKLETON R.M. (1971) - *Catazonal complexes of north-west Spain and north Portugal remnants of a Hercynian thrust plate*. Nature Phys. Sci., London, **234**, 65-68.
- SANDERSON D.J., ANDREWS J.R., PHILLIPS W.E.A. & HUTTON D.H. (1980) - *Deformation structures in the Irish Caledonides*. J. Geol. Soc. Lond. **137**, 289-302.
- SARRIA E. & SERRI R. (1986) - *Tettonica compressiva tardopaleozoica nel bacino antracifero di Seui (Sardegna centrale)*. Rend. Soc. Geol. It., **9**, 7 - 10.
- SASSI F.P. (1990) - *Caratterizzazione petrografica delle Formazioni di Nebida e di Bithia nel Sulcis, con particolare riguardo alla fascia limite*. EMSA, Cagliari (Relazione inedita).
- SASSI F.P. & VISONA' D. (1989) - *Gli gneiss di M. Folau ed i loro rapporti con le rocce circostanti*. Progemisa SpA, (Relazione inedita).
- SCHARBERT S. (1978) - *Supplementary remarks on Rb/Sr age and geopetrologic evolution of crystalline rocks in southern Sulcis ( Sardinia ) by T.Cocozza et al. (1977)*. N. Jb. Geol. Palaont. Mh., H. **1**, 59 - 64.
- SCHOLZ C.H., BARAZANGI M. & SBAR M.C. (1971) - *Late Cenozoic evolution of the Great Basin, Western United States, as an ensialic interarc basin*. Geol. Soc. Am. Bull., **82**, 2979-2990.
- SÉGURET M., SÉRANNE M., CHAUVET A. & BRUNEL M. (1989) - *Collapse basin: A new type of extensional sedimentary basin from the Devonian of Norway*. Geology, **17**, 127 - 130.
- SÉRANNE M. & SÉGURET M. (1987) - *The Devonian basins of western Norway: tectonics and kinematics of an extending crust*. In: M.P.COWARD, J.F. DEWEY & P.L. HANCOCK (Eds.): Continental Extensional Tectonics. Geol. Soc. London Spec. Publ., **28**, 537 - 548.
- SIBSON R. H. (1983) - *Continental fault and the shallow earthquake source*. J. geol.Soc. London, **140**, 741-767.
- SOPERN J. & HUTTON D.H.W. (1984) - *Late Caledonian sinistral displacements in Britain: implications for a three-plate model*. Tectonophysics **171**, 781-794.
- SPALLETTA C. & VAIG.B. (1982) - *Contatto Devoniano pelagico- Flysch ercinico a Villasalto (Gerrei)*. In: Guida alla Geologia del Paleozoico sardo. Guide Geologiche Regionali. Soc. Geol. It., 117-118.
- STRINGER P. (1975) - *Acadian slaty cleavage noncoplanar with fold axial surfaces in the northern Appalachians*. Can. J. Earth Sci. **12**, 949-961.
- STRINGER P. & TREAGUS J. E. (1980) - *Non-axial planar S<sub>1</sub> cleavage in the Hawick rocks of the Galloway area, Southern Uplands, Scotland*. J. Struct. Geol. **2**, 317-331.
- TAPPONIER P. & MOLNAR P. (1977) - *Rigid Plastic Indentation: the origin of syntaxis of Himalayan belt*. In: Coll. Intern. CNRS. Ecologie et Geologie de l'Himalaya, Paris, 1976, CNRS, **268**, 431-432.
- TAPPONIER P., PELTZER G., LE DAIN A.Y., ARMIJO R. & COBBOLD P. (1982) - *Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine*. Geology, **110**, 611-616.
- TOBISH O.T. & PATERSON S.R. (1988) - *Analysis and interpretation of composite foliations in areas of progressive deformation*. Journal of Structural Geology, **10**, 745-754.
- TONGIORGI M., ALBANI R. & DI MILIA A. (1984) - *The Solanas sandstones of Central Sardinia: New paleontological data (Acritarchs) and an attempt of geological interpretation (a "post-sardinia" molasse?)*. Bull. Soc. Géol. France, **26** (4), 665-680.
- TREAGUS J.E. & TREAGUS S.H. (1981) - *Folds and the strain ellipsoid: a general model*. J. Struct. Geol. **3**, 1-17.
- TUCCI P. (1983) - *Le metamorfiti dinamometamorfiche di Capo Malfatano (Sulcis ,Sardegna)*. Per. Min., **52**, 149-176.
- UYEDA S. (1981) - *Subduction zones and back arc basins - a review*. Geol. Rund., **70**, 552-569.
- VAI G.B. (1976) - *Stratigrafia e paleogeografia ercinica delle Alpi*. Mem. Soc. Geol. Ital., **13**, 7-37.
- VAI G. B. (1982) - *Fasi di "rifting" nuovi dati stratigrafici e conseguenze paleogeografiche nel Paleozoico inferiore*. In: Guida alla geologia del Paleozoico sardo. Guide Geol. Reg. S.G.I., 193-195.
- VAI G. B. (1988) - *Exhuming age, basement relation and structural setting of the lower crustal wedges outcropping in Italy*. Italy - U.S. Workshop on the nature of the lower continental crust. Abstracts. Univ. degli Studi di Milano. Verbania (Italy) May 23-27, 1988, 69-70.
- VAI G. B. (1991) - *Palaeozoic strike - slip rift pulses and palaeogeography in the circum-Mediterranean Tethyan realm*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **87**, 223-252.
- VAI G.B. & COCOZZA T. (1986) - *Tentative schematic zonation of the Hercynian chain in Italy*. Bull. Soc. Géol. France, **8**, 95-114.

- VANDER VOOR., BRIDEN J.C. & DUF A. (1980) - *Late Precambrian and Paleozoic palaeomagnetism of the Atlantic -bordering continents*. In: J. Cogné & M. Slansky (Eds), *Géologie de l'Europe*. Mém. BRGM, **108**, 203-212.
- WERNICKE B. (1985) - *Uniform sense of normal simple shear of the continental lithosphere*. *Can. J. Earth. Sci.* **22**, 108 - 125.
- WESTPHAL M., ORSINI J. & VELLUTINI P. (1976) - *Le microcontinent corso-sarde, sa position initiale: données paléomagnétiques et raccords géologiques*. *Tectonophysics*, **30**, 141-157.
- WIESER T. (1978) - *Glaucofane schists and associated rocks of Kopina Mt. ( Lasocki Range, Sudeten)*. *Mineral. Polon.*, **9**, 17 - 40.
- WILLIAMS P.F. & COMPAGNONI R. (1983) - *Deformation and metamorphism in the Bard area of Sesia Lanzo Zone, Western Alps, during subduction and uplift*. *J. Metamorphic Geol.*, **1**, 117-140.
- WOODCOCK N. H., AWAN M. A., JOHNSON T.E., MACKIE A.H. & SMITH R.D.A. (1988) - *Acadian tectonics of Wales during Avalonia/ Laurentia convergence*. *Tectonophysics*, **7**, 483-495.
- ZIEGLER P.A. (1984) - *Caledonian and Hercynian consolidation of western and central Europe - a working hypothesis*; *Geol. Mijnbouw*, **63**, 93 - 108.
- ZIEGLER P.A. (1982) - *Geological Atlas of Western and Central Europe*. Elsevier, Amsterdam, 130 pp.
- ZWART H.J. (1967) - *The duality of orogenic belts*. *Geol. Mijnbouw*, **46**, 283-309.

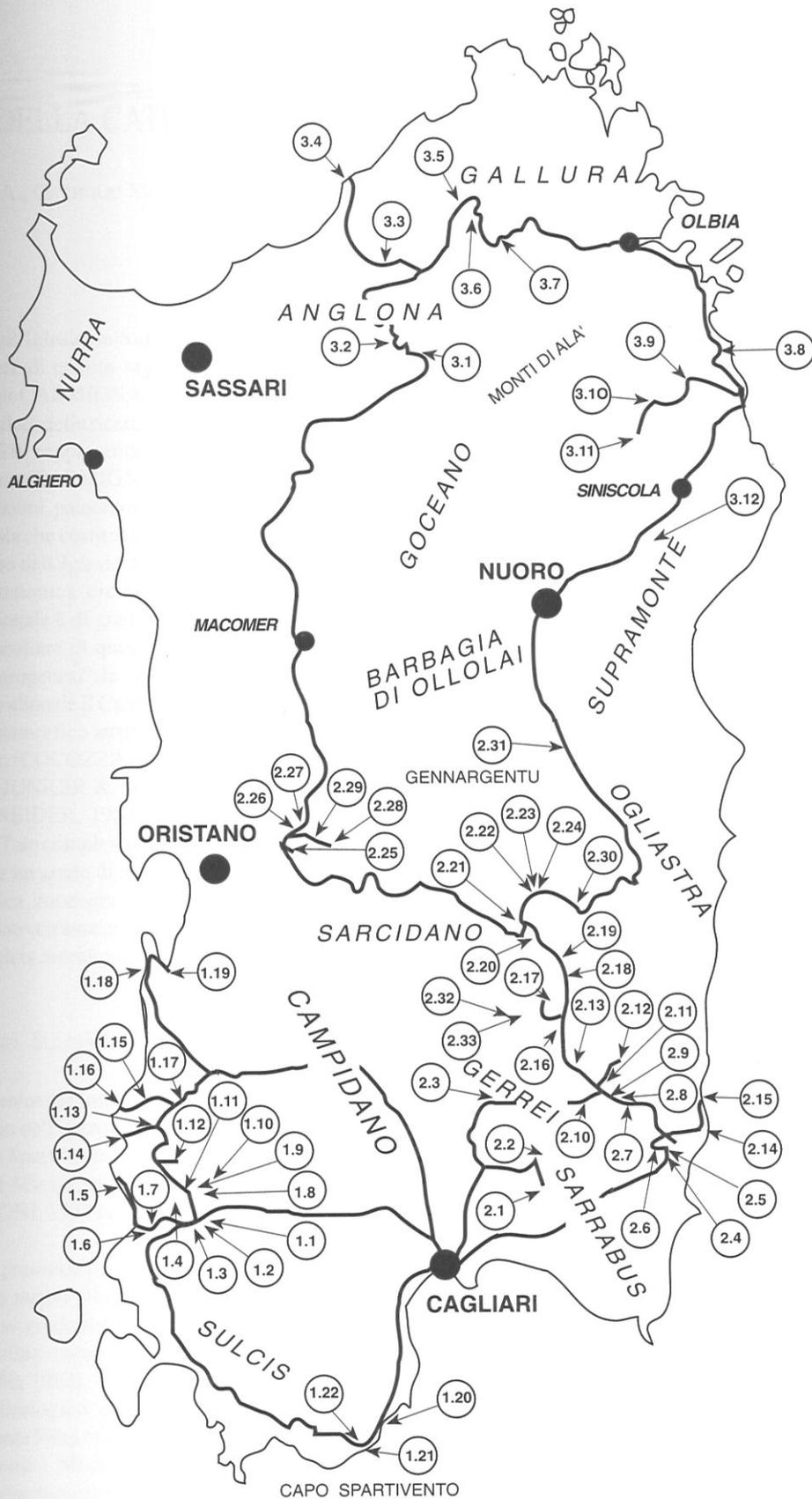
P A R T E II - GUIDA ALL'ESCURSIONE

L'itinerario è stato scelto in modo da fornire un quadro del Basamento Ercinico della Sardegna:

- il primo gruppo di stop è dedicato alla Sardegna SW, dove affiorano le tipiche successioni cambriane e le rocce meno deformate e più basso grado metamorfico;
- il secondo gruppo di stop illustra la Zona a Falde della catena procedendo dalle zone meno metamorfiche e deformate del Sarrabus fino alle Falde Interne del Gennargentu;
- il terzo gruppo è dedicato alle zone più interne e metamorfiche della catena e al batolite tardoercinico.

La figura a fronte mostra gli itinerari.

# UBICAZIONE DEGLI STOP



## GEOLOGIA DELLA CATENA ERCINICA IN SARDEGNA - ZONA ESTERNA -

CAROSI R., GANDIN A., GATTIGLIO M. & MUSUMECI G.

### 1. INTRODUZIONE

La geologia dell'Iglesiente-Sulcis è studiata da molto tempo e buona parte di quanto segue è tratto dalle due sintesi più recenti di CARMIGNANI et al. (1982; 1986) aggiornate con i risultati delle ricerche degli ultimi sei anni.

La Sardegna SW rappresenta la Zona Esterna della catena ercinica sarda (CARMIGNANI et al., 1980). Qui affiorano le formazioni paleontologicamente datate più antiche di tutta l'isola che costituiscono la classica successione del Cambriano dell'Iglesiente-Sulcis settentrionale. In quest'area la tettonica ercinica è polifasica ed il metamorfismo regionale è di grado molto basso.

Il carattere peculiare di questa area è rappresentato dagli effetti di due "orogenesi": la "caledonica" e la ercinica.

Nel Sulcis meridionale il Cambriano inferiore poggia su un complesso metamorfico attribuito all'Infracambriano e/o al Precambriano (COCOZZA et al., 1972; COCOZZA & LEONE, 1977; JUNKER & SCHOERSCHER, 1980; JUNKER & SCHNEIDER, 1980; 1983; NAUD, 1980; MINZONI, 1981). Tale complesso di età tuttora incerta, ha una deformazione e un grado di metamorfismo "anomali" rispetto alla classica zoneografia della catena ercinica sarda. Tale complesso verrà successivamente indicato come "Complesso del Sulcis meridionale".

### 2. IL COMPLESSO DEL SULCIS MERIDIONALE

Le litologie geometricamente più profonde di questo complesso affiorano nell'estremità meridionale della Sardegna presso Capo Spartivento (COCOZZA et al., 1972). Sono costituite dai Micascisti polimetamorfici di Monte Settiballas (MINZONI, 1981) e dall'Ortogneiss di Monte Filau.

Queste rocce presentano un metamorfismo di medio grado e affiorano a nucleo di un duomo circondato dalle metamorfiti di basso grado del Cambriano inferiore della Formazione di Bithia come definita da JUNKER & SCHNEIDER (1980, 1983).

L'elemento litologico e strutturale dominante è l'Ortogneiss di Monte Filau che presenta una estensione di circa 20 Km<sup>2</sup> mentre i Micascisti di Monte Settiballas costituiscono solo due piccoli affioramenti a E del suddet-

to rilievo.

L'ortogneiss deriva da magmatiti acide di origine crostale messe in posto nell'Ordoviciano; i micascisti sono rocce polimetamorfiche che secondo alcuni autori rappresenterebbero porzioni di uno zoccolo precambriano rimobilizzato durante l'orogenesi ercinica (MINZONI, 1981).

All'interno dell'ortogneiss COCOZZA et al. (1972) segnalavano la presenza di rocce blastomilonitiche nelle quali la deformazione ha in gran parte cancellato la struttura originaria. COCOZZA & LEONE (1977) segnalano inoltre, nella parte inferiore della Formazione di Bithia, livelli di macro e micro conglomerati contenenti ciottoli dubitativamente ritenuti elementi dell'ortogneiss e consideravano le rocce affioranti nel Sulcis meridionale di età Cambriano inferiore o Infracambriano.

L'età di messa in posto del protolite dell'Ortogneiss di Monte Filau, ottenuta mediante isocrona Rb/Sr su roccia totale, è risultata di 413±33 Ma (COCOZZA et al., 1977; SCHARBERT, 1978). COCOZZA et al. (1977) e NAUD (1980) non accettano questa età in quanto in contrasto con i sopracitati dati stratigrafici.

Questi autori spiegano l'apparente paradosso circa la presenza di elementi di ortogneiss di età ordoviciana in sedimenti del Cambriano inferiore, supponendo un ringiovanimento dell'età radiometrica dell'ortogneiss dovuto all'intenso metamorfismo di contatto indotto in questa area dai granitoidi tardo-ercinici (CONTI et al., 1970; 1972).

L'età radiometrica ottenuta da COCOZZA et al. (1977) è stata ricalcolata da FERRARA et al. (1978) con le nuove costanti di decadimento ed ha fornito un'età di 427±34 Ma.

Un'età precambriana sia per gli ortogneiss che per la sovrastante Formazione di Bithia era stata riproposta da NAUD (1980) che segnalava negli ortogneiss relitti di cianite ed una scistosità precedente a quella ercinica principale. Secondo questo autore le filladi della Formazione di Bithia presentano una scistosità che non si ritrova nelle sovrastanti formazioni cambriane. In base a questi elementi NAUD ipotizzava l'esistenza di un metamorfismo mesozonale precambriano e di una complessa storia tettonometamorfica in questa area prima della deposizione dei sedimenti cambriani.

### 2.1 *Micascisti polimetamorfici di Monte Settibalas*

Rappresentano le rocce entro cui si sono intrusi i protoliti magmatici dell'Ortogneiss di Monte Filau: infatti sono ancora riconoscibili gli originari rapporti di intrusione (SASSI & VISONA', 1989). Sono rocce ben foliate con sviluppato *layering* composizionale costituito da alternanze di livelli millimetrici granoblastici e lepidoblastici.

SASSI & VISONA' (1989) hanno riconosciuto in queste rocce due eventi tettonometamorfici: il più antico, di medio grado, è testimoniato da relitti deformati di andalusite, cordierite, granato e muscovite che indicano un alto gradiente termico metamorfico; il più recente, responsabile dello sviluppo del *banding* composizionale ha sviluppato blastesi di biotite e muscovite lungo i nuovi piani di scistosità.

### 2.2 *Ortogneiss di Monte Filau*

Gli ortogneiss derivano da rocce granitoidi di età ordoviciana come confermato dalle determinazioni radiometriche sull'età di messa in posto effettuate con vari metodi (COCOZZA et al., 1977; SCHARBERT, 1978; FERRARA et al., 1978; LUDWING & TURI, 1989; DELAPERRIERE & LANCELOT, 1989). Le biotiti dell'ortogneiss hanno fornito un'età di raffreddamento Rb/Sr di circa 280 Ma (COCOZZA et al., 1977; SCHARBERT, 1978) indicando che le magmatiti originarie sono state trasformate in gneiss dall'evento tettonometamorfico ercinico.

Questi granitoidi nell'Ordoviciano si sono intrusi nei protoliti dei Micascisti di Monte Settibalas all'interno dei quali sono presenti apofisi e filoncelli di gneiss.

La maggior parte del corpo gneissico è costituita da gneiss a grana medio-grossa con fenocristalli di quarzo e k-feldspato di taglia superiore a 10 mm isorientati e avvolti da fillosilicati (biotite e muscovite).

Si riconoscono inoltre gneiss aplitici ad andalusite a grana fine in corpi di dimensioni da centimetriche a metriche interpretati come originari filoni (SASSI & VISONA', 1989).

La parte esterna del corpo gneissico, a diretto contatto con la Formazione di Bithia, è costituita da gneiss blastomilonitici e cataclastici nei quali la foliazione gneissica è deformata lungo fasce milonitiche e bande cataclastiche dove si realizza una importante riduzione di grana. Queste nuove superfici di anisotropia meccanica non presentano evidente ricristallizzazione e sono orientate parallelamente al contatto con la Formazione di Bithia.

Secondo SASSI & VISONA' (1989) si tratta di rocce granitiche la cui composizione si approssima a quella del *minimum melt* e mostrano un originario carattere peralluminoso verosimilmente accentuato nel corso del processo metamorfico. Questo carattere chimico è in accordo con la presenza di restiti e con i valori relativamente elevati del rapporto isotopico iniziale dello stronzio (0.7112: COCOZZA et al., 1977).

SASSI & VISONA' (1989) concludono che i dati petrografici e chimici sono congruenti con un'origine anatettico-crostaletale.

### 2.3 *Formazione di Bithia*

Il complesso di medio grado precedentemente descritto è sormontato dalla Formazione di Bithia (JUNKER & SCHNEIDER, 1980)

JUNKER & SCHNEIDER (1983) suddividono la Formazione di Bithia in tre membri B<sub>1</sub>, B<sub>2</sub>, B<sub>3</sub>:

— B<sub>1</sub>, Membro basale, costituito da alternanze di filladi, quarziti e metarenarie quarzitiche con intercalazioni di marmi, metabasiti, metagrovacche e metaconglomerati minuti.

Le metabasiti sono rocce a struttura blastoporfirica con fenocristalli di plagioclasio, classificate da TUCCI (1983) come "metandesiti basaltiche".

Le metagrovacche si presentano come rocce compatte di colore verde-grigio in cui si riconoscono fenocristalli millimetrici di quarzo e plagioclasio e sono state classificate da TUCCI (1983) come "gneiss albitici".

I metaconglomerati affiorano in livelli in diverse località; sono eterometrici, poligenici e sono immersi in una matrice quarzoso-arenaceo-siltitica o in matrice quarzoso-feldspatica. Gli elementi del metaconglomerato sono costituiti da quarziti grigie e nere, quarzo di vena, e subordinati elementi di originarie rocce vulcaniche e carbonatiche.

Le intercalazioni carbonatiche presenti nel membro basale possono raggiungere i 15-20 m; si tratta di marmi impuri grigio-chiari con intercalazioni marnose e talvolta presentano una profonda dolomitizzazione secondaria.

— B<sub>2</sub>, Membro intermedio, costituito da una sequenza di metapeliti e metasiltiti con intercalazioni lenticolari di metarenarie quarzose nella parte alta;

— B<sub>3</sub>, Membro superiore, costituito da alternanze di metapeliti e metarenarie quarzose con strutture sedimentarie (*cross bedding*).

I sopracitati autori propongono per tutta la formazione un'evoluzione deposizionale corrispondente ad un ciclo regressivo.

Secondo GANDIN (1987) la parte basale della formazione, caratterizzata dalla presenza di metaconglomerati e lenti carbonatiche anche oolitiche, è costituita da originari sedimenti di acque basse. Solo per la parte più alta della formazione, marcata dalla presenza di metarenarie quarzose, è proponibile un *trend* regressivo.

L'età della formazione è stata considerata Infracambriana da JUNKER & SCHNEIDER (1980, 1983), COCOZZA (1980), CARANNANTE et al. (1984) per la sua posizione stratigrafica sottostante alla Formazione di Nebida, in cui è paleontologicamente documentato il Cambriano inferiore. COCOZZA (1980) in base alla composizione delle sue facies la correla all'Alcudiano della Meseta Iberica meridionale, al Brioveriano del Massiccio Armorico e all'Algonkiano p.p. del Massiccio Boemo di

età alto Precambriano.

Un'età dubitativamente precambriana è proposta anche da PITTAU DEMELIA & DEL RIO (1982) in base alla presenza di scarsi e mal conservati acritarchi.

GANDIN (1987) esclude un'età infracambriana e riferisce questa formazione al Cambriano inferiore in seguito al ritrovamento di resti di placche di echinodermi all'interno delle intercalazioni carbonatiche presenti nella parte basale.

Esistono opinioni contrastanti sul grado di metamorfismo ercinico che ha interessato questa formazione.

PALMERINI & PALMERINI-SITZIA (1978) definivano un metamorfismo di grado molto basso.

Secondo JUNKER & SCHNEIDER (1983) il grado metamorfico diminuisce verso l'alto stratigrafico; infatti nella parte alta della formazione si ha scomparsa del metamorfismo. TUCCI (1983) afferma che le rocce grossomodo corrispondenti al Membro B<sub>1</sub> di JUNKER & SCHNEIDER (1983) hanno subito un metamorfismo di basso grado, associato a deformazione, di chiaro carattere ercinotipo.

#### 2.4 Rapporti tra le formazioni

I Micascisti di Monte Settiballas mostrano chiaramente di essere stati intrusi dai protoliti granitoidi degli gneiss di Monte Filau (SASSI & VISONA', 1989).

Inoltre questi autori sottolineano il fatto che entrambi questi corpi rocciosi sono congruenti fra loro per quanto riguarda il grado di rielaborazione metamorfica, mineralogica e strutturale indicando un livello crostale relativamente profondo.

I rapporti tra la Formazione di Bithia e il nucleo gneissico di Monte Filau sono considerati da SASSI & VISONA' (1989) di natura tettonica in base a:

— inesistenza dei ciottoli di gneiss nei metaconglomerati di Bithia;

— diversità del livello crostale di appartenenza tra i due complessi rocciosi; infatti mentre la gneissificazione del granitoide ordoviciano avveniva in condizioni anfibolitiche, il metamorfismo principale della Formazione di Bithia si sarebbe sviluppato a temperature relativamente basse associate ad una intensa deformazione cataclastica.

I sopracitati autori evidenziano il fatto che la presenza di una fascia blastomilonitica nella parte "corticale" del nucleo gneissico ben si accorda con la natura tettonica del contatto, che giustappone due porzioni crostali diverse originariamente distanti tra loro nella struttura crostale ercinica: la porzione geometricamente inferiore costituita dall'insieme gneiss e micascisti rappresenta una crosta intermedio-alta in facies anfibolitica; mentre la porzione geometricamente superiore, costituita dalla Formazione di Bithia, rappresenta livelli crostali nettamente più superficiali corrispondenti alla parte più bassa della facies scisti verdi.

Circa i rapporti tra la Formazione di Bithia e la

Formazione di Nebida, SASSI (1990) ha condotto uno studio sul limite tra le due formazioni per verificare l'affermazione di JUNKER & SCHNEIDER (1983) relativa alla scomparsa del metamorfismo nella parte superiore della Formazione di Bithia.

In base a:

— stime geotermometriche sulle compatibilità mineralogiche;

— misure della cristallinità dell'illite;

— misure del parametro "b<sub>0</sub>" della muscovite;

l'autore sopracitato evidenzia come nessuno dei caratteri mineralogico-petrografici studiati giustifichi l'ipotizzato limite tra le due formazioni.

In base a questo studio quindi la Formazione di Bithia come definita da JUNKER & SCHNEIDER (1980, 1983) non può essere separata dalla Formazione di Nebida come già proposto da MINZONI (1981).

Le metamorfiti immediatamente sovrastanti al contatto tettonico con l'ortogneiss (circa corrispondenti al membro B<sub>1</sub> di JUNKER & SCHNEIDER, 1983) mostrano tuttavia caratteri litologici, strutturali e petrografici nettamente diversi dal resto della successione:

— da un punto di vista litologico per la presenza di metaconglomerati poligenici, gneiss albitici, metabasiti e marmi;

— da un punto di vista strutturale per la presenza di due scistosità penetrative, la prima delle quali è visibile solo in cerniere di pieghe relitte sradicate;

— da un punto di vista petrografico per l'ampia dispersione dell'indice di cristallinità e per i valori aberranti del "b<sub>0</sub>" delle miche chiare potassiche (SASSI, 1990).

### 3. LA SUCCESSIONE CAMBRIANA DELLA ZONA ESTERNA

La successione cambriana della Zona Esterna affiora nell'Iglesiente e nel Sulcis settentrionale e costituisce la classica successione cambriana descritta da numerosi autori. La formazione più antica paleontologicamente datata è la Formazione di Nebida che nel Sulcis meridionale è in continuità stratigrafica con la Formazione di Bithia.

La Formazione di Nebida è seguita dalla Formazione di Gonnese e dalla Formazione di Cabitza (Fig. 2.1)

Tutta la successione è interessata da un metamorfismo regionale ercinico di basso grado (anchizona) e da deformazioni che solo localmente traspongono le originarie strutture sedimentarie. Perciò nella descrizione delle litologie faremo riferimento alla natura originaria delle rocce, sempre facilmente riconoscibile.

#### 3.1 Formazione di Nebida

Questa formazione è stata suddivisa da RASETTI (1972) in due membri che dal basso verso l'alto sono: Membro di Matoppa e Membro di Punta Manna (Fig. 2.1)

Nel Sulcis settentrionale il Membro di Matoppa è costituito da una originaria alternanza argilloso-arenacea

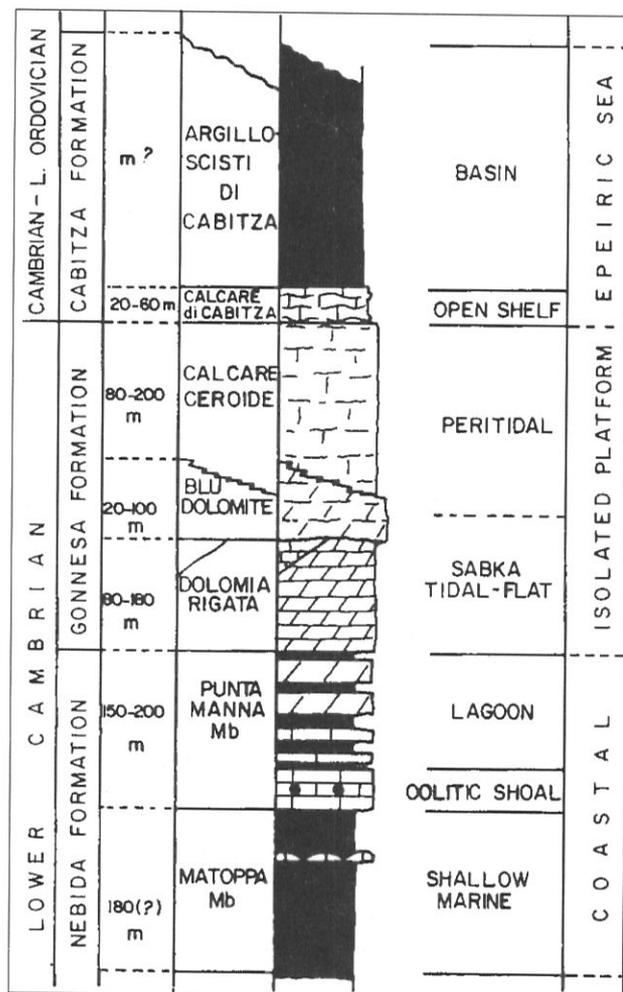


Fig. 2.1 - Successione paleozoica dell'Iglesiente (da GALASSI & GANDIN, 1992).

simile alla parte alta della Formazione di Bithia. Nell'Iglesiente il Membro di Matoppa rappresenta il termine più antico della successione affiorante e diviene sempre più siltitico e arenaceo procedendo da S verso N e NW. Al suo interno sono presenti lenti calcaree ad alghe e archeociati che in precedenza venivano raggruppate in almeno tre livelli con spessori crescenti dal basso verso l'alto (CARMIGNANI et al., 1982). Studi recenti attribuiscono i livelli precedenti a ripetizioni tettoniche di un unico livello (GALASSI & GANDIN, 1992). In questo livello alle alghe e agli archeociati, sono associati frequentemente resti di trilobiti, di *Hyolites*, *Chancelloria*, spicole di spongiani e più raramente di echinodermi (GANDIN & DEBRENNE, 1984). Il Membro di Matoppa è stato attribuito all'Atadabaniano sup. (?) - Botomiano inf. (Cambriano inferiore) da GANDIN & DEBRENNE (1984) in base ad associazioni di archeociati, in accordo con le datazioni di RASSETTI (1972) e PILLOLA & GROSS (1982) basate sui trilobiti.

L'ambiente deposizionale di questo membro era un fronte deltizio orientato verso E e SE, nelle cui aree più protette si instauravano localmente *mounds* algali o ad archeociati.

Direttamente sui depositi terrigeni e solo localmente sulle lenti calcaree ad alghe e archeociati, si ritrova un caratteristico orizzonte oolitico che costituisce la base del successivo Membro di Punta Manna. In alcune zone questo orizzonte si può seguire per vari chilometri, presenta spessori fino a 100 m e mantiene per tutto l'Iglesiente-Sulcis caratteri litologici e sedimentologici piuttosto costanti. Al suo interno sono comuni le facies oolitiche e oncolitiche, ma sono frequenti anche calcari a grana fine con stratificazione incrociata di tipo *harring-bone* (DEBRENNE et al., 1980). L'ambiente di deposizione corrisponde a quello di un sistema di barriera oolitica con subambienti di delta oolitico, laguna e spiaggia (DEBRENNE, et al., 1980; FANNI et al., 1982; DEBRENNE et al., 1985).

A questo orizzonte fa seguito una ritmica alternanza di arenarie, e calcari; nelle arenarie sono diffuse strutture sedimentarie quali stratificazione incrociata, *ripple marks* asimmetrici e bioturbazioni mentre i calcari sono più o meno dolomitizzati, talora oolitici con stratificazione incrociata e spesso ricchi di frammenti di archeociati, trilobiti, echinodermi e lingulidi. Nella parte alta della sequenza le intercalazioni carbonatiche sono dolomitiche e presentano strutture da disseccamento o tappeti algali che preannunciano i caratteri del successivo Membro della Dolomia Rigata. Lo spessore varia da 150 a 200 m (GALASSI & GANDIN, 1992). Le condizioni di deposizione di questo membro corrispondono ad un ambiente lagunare in cui l'apporto terrigeno si alternava alla deposizione carbonatica con apporto di organismi di mare aperto (CARMIGNANI et al., 1986).

### 3.2 Formazione di Gonnesa (Metallifero AUCT.)

La formazione inizia con il Membro della Dolomia Rigata (Fig.2.1) che generalmente segna la fine degli apporti terrigeni sulla piattaforma epicontinentale cambriana e l'inizio della sedimentazione prevalentemente carbonatica. Lo spessore di questo membro è estremamente variabile: da 80 m a 180 m (GALASSI & GANDIN, 1992).

Le litofacies sono rappresentate prevalentemente da dolomie primarie a tappeti algali, con strutture da disseccamento e diagenesi vadosa e con sottili intercalari oolitici o pellettiferi, spesso silicizzati e con pseudomorfi di solfati e di salgemma. Nell'Iglesiente, alla base di questo membro, sono presenti due o più sottili livelli di ossidi e idrossidi di ferro mentre nel Sulcis settentrionale si trovano frequenti lenti di barite zebrata talora silicizzata. Nel Sulcis settentrionale questo membro è rappresentato da calcari scuri che talora contengono brecce intraformazionali, come nella zona Mont'Ega - Sa Marchesa (BONI et al., 1981). L'ambiente di deposizione è assimilabile a un *tidal-flat* in ambiente arido e caldo che, nella parte più settentrionale, è stato soggetto a più frequenti e lunghi periodi di emersione (livelli a ossidi e idrossidi di ferro), nella parte centrale ha sviluppato un ambiente evaporitico (barite),

mentre nella parte meridionale si trovava in condizioni prevalentemente subtidali (CARANNANTE et al., 1981; GANDIN et al., 1973; 1974). La presenza di archeociati, ritrovati esclusivamente nella parte settentrionale dell'Iglesiente (Cala Domestica e Planu Sartu), nella parte superiore della sequenza permette di datare la Dolomia Rigata al Botomiano (DEBRENNE & GANDIN, 1985).

La transizione tra il Membro della Dolomia Rigata e il Calcare Ceroide è comunemente marcata dalla presenza di "Dolomia grigia massiva" (COCOZZA, 1980), indicata da GALASSI & GANDIN (1992) come Membro della Dolomia Blu.

Il Membro della Dolomia Blu è costituito da Dolomia massiva ed è eteropico con il Membro del Calcare Ceroide. Il passaggio tra Dolomia Rigata e Dolomia Blu è spesso sfumato ed è difficile da riconoscere in campagna in quanto la Dolomia Blu mantiene le stesse facies algali - peloidali del membro sottostante.

La differenza tra i due membri è invece evidente all'analisi petrografica; la Dolomia Blu mostra infatti una netta dolomitizzazione diagenetica, talora così spinta che però non cancella le tracce della parziale dolomitizzazione penecontemporanea ed inoltre è completamente priva di materiale terrigeno e di evaporiti. Il suo spessore è estremamente variabile: da 20 a 100m (GALASSI & GANDIN, 1992). A causa dell'intensa dolomitizzazione l'ambiente di deposizione non è facilmente precisabile, sembra comunque trattarsi ancora di una sedimentazione in zona peritidale.

Il Membro del Calcare Ceroide è rappresentato da calcare di colore grigio, generalmente mal stratificato, localmente intensamente dolomitizzato e trasformato in "Dolomia grigia" di origine tardo diagenetica e in "Dolomia gialla" epigenetica. Il Membro del Calcare Ceroide presenta quattro litofacies fondamentali (BONI et al., 1981; FANNI et al., 1982; DEBRENNE & GANDIN, 1985):

- 1 - *mudstone-wackestone* con bioclasti;
- 2 - *grainstone* con ooliti e/o oncoliti, echinodermi e resti di trilobiti;
- 3 - *boundstone* cryptoalgali, localmente *boundstone* scheletoalgali (*Epiphyton* e renalcidi) con archeociati;
- 4 - "pisoliti vadose" (sensu ESTEBAN, 1976).

Tali facies indicano ambienti che variano da supratidale a subtidale. La loro distribuzione rivela una paleomorfologia a "piattaforme e bacini" connessa alla tettonica distensiva sinsedimentaria (GANDIN, 1985; COCOZZA & GANDIN, 1990).

Nella parte superiore di questo membro si trovano frequentemente tracce di attività carsica rappresentate da riempimenti di calcite fibroso-raggiata o brecce con matrice costituita da "terra rossa" e/o litofacies appartenenti alla sovrastante Formazione di Cabitza. La presenza di archeociati nella metà superiore del Membro del Calcare Ceroide conferma una età del Cambriano inferiore terminale (Toyoniano inferiore-medio; DEBRENNE & GANDIN, 1985).

Lo spessore del Calcare Ceroide, precedentemente sovrastimato, si aggira su 80 - 200 m (GALASSI &

GANDIN, 1992).

### 3.3 Formazione di Cabitza

E' suddivisa in due membri: il Membro del Calcare Nodulare e il Membro degli Argilloscisti di Cabitza (COCOZZA, 1980). Il membro inferiore della formazione, costituito dal Membro del Calcare Nodulare (Fig. 2.1), poggia con contatto netto sul Calcare Ceroide e più raramente sulle facies scure del Calcare Ceroide o sui corpi lenticolari di breccia (GANDIN, 1985). E' costituito da una fitta alternanza di sottili livelli di argilloscisti più o meno siltosi rossi e verdi, più raramente neri e da calcari grigi, rosati o localmente neri, con struttura nodulare.

GANDIN (1987) distingue tre litotipi principali all'interno di questo membro:

- a) calcari massivi (prevalentemente *wackestone - packestone*);
- b) calcari nodulari più o meno marnosi e ricchi in resti fossili;
- c) alternanze di calcari e marne.

I calcari nodulari sono il litotipo più rappresentato e contengono abbondanti resti fossili di echinodermi, trilobiti, *Chancelloria*, brachiopodi, spicole di spugne e hyolithidi. L'associazione a trilobiti indica la parte bassa del Cambriano medio (RASETTI, 1972; PILLOLA, 1986).

L'ambiente di deposizione è nettamente marino neritico confinato, probabilmente non molto profondo e poco ossigenato (GANDIN & PILLOLA, 1985; GANDIN, 1987). Questo membro segna l'inizio dell'annegamento della piattaforma carbonatica all'inizio del Cambriano medio (COCOZZA & GANDIN, 1990) in conseguenza della attività tettonica distensiva. Lo spessore varia da 20 a 60 m (GALASSI & GANDIN, 1992).

Le facies nodulari sono da collegarsi alla deposizione su alti morfologici instabili, in via di subsidenza, mentre le facies massive e laminari testimoniano l'esistenza di zone morfologicamente più stabili sia su alti che in zone più profonde (COCOZZA & GANDIN, 1990).

Gradualmente, anche se in maniera rapida, si passa al Membro degli Argilloscisti di Cabitza che chiude la serie cambriana. Si tratta di una sequenza caratteristica formata da una ritmica alternanza di lamine argillitiche e siltitiche varicolori, millimetriche e centimetriche, raramente carbonatiche (PALMERINI et al., 1980) con subordinati livelli di arenarie generalmente molto fini.

GANDIN & PILLOLA (1985) suddividono il Membro degli Argilloscisti di Cabitza in due intervalli:

- a) un intervallo inferiore costituito principalmente da siltiti, argilliti, arenarie fini con rare e sottili lenti carbonatiche, con strutture sedimentarie tipo laminazioni parallele, convolute, *ripples*, *flute casts* e piste riferibili a *Cruziana*, *Planolites* e *Helmitopsis*. Secondo PALMERINI et al. (1980) alcune strutture sono riferibili a fenomeni di scivolamento gravitativo (*slumps*). Sono state ritrovate faune costituite da trilobiti, brachiopodi, hyolithidi e carpidi. I trilobiti hanno una distribuzione stratigrafica compresa

nel Cambriano medio;

b) un intervallo superiore costituito da laminite argillose-siltose con intercalazioni di quarziti micacee ed arenite con faune del Cambriano superiore ed altre a *Dictyonema*, acritarchi e tracce riferibili a *Oldhamia*, che indicano l'Ordoviciano inferiore (BARCA et al., 1987).

Raramente, verso la base del membro affiorano sottili intercalazioni lentiformi di calcari di color vinaccia o verdolini. In diverse aree la parte sommitale è costituita da arenarie fini con frequenti laminazioni incrociate (CARMIGNANI et al., 1982; GANDIN & PILLOLA, 1985). Il Membro degli Argilloscisti di Cabitza è ricoperto in discordanza dai sedimenti clastici ordoviciani (Discordanza Sarda).

Nella parte bassa della sequenza sono da tempo noti fossili del Cambriano medio: trilobiti, rari brachiopodi, carpidi sia interi che placche. Il recente ritrovamento di resti fossili nella parte medio-alta della formazione ha consentito di documentare il Cambriano superiore con i trilobiti (PILLOLA, 1986) e l'Ordoviciano inferiore (Tremadoc) tramite acritarchi e *Dictyonema* (GANDIN & PILLOLA, 1985; BARCA et al., 1987).

Questa datazione è di particolare importanza poiché consente di precisare l'età della Discordanza Sarda che risulta così compresa tra l'Ordoviciano inferiore (parte alta della Formazione di Cabitza) e l'Ordoviciano superiore (primi livelli datati trasgressivi sui depositi continentali della "Puddinga") e permette anche di correlare in maniera più precisa la Discordanza Sarda dell'Iglesiente con la Discordanza Sarrabese della Sardegna sud-orientale (BARCA et al., 1987).

#### 4. LA SUCCESSIONE POST-CAMBRIANA DELLA ZONA ESTERNA

Le formazioni cambriane sono state deformate e parzialmente erose prima dell'Ordoviciano superiore (Fase Sarda: STILLE, 1939). Al di sopra delle formazioni cambriane poggia con netta discordanza angolare un conglomerato poligenico a cemento generalmente arenaceo ematitico di colore prevalentemente rosso vinaccia e localmente siltoso (Puddinga Ordoviciano Auct.) a cui fanno seguito alternanze di arenarie, siltiti, argilliti e grovacche, con lenti di macroconglomerati (COCOZZA & VALERA, 1966).

All'interno della Puddinga, soprattutto nell'Iglesiente occidentale, sono presenti olistoliti calcarei di dimensioni molto varie, fino a diverse migliaia di metri cubi, che secondo BRUSCA & DESSAU (1968) sarebbero dovuti ad una attività tettonica sinsedimentaria. In tutto questo complesso sono stati ritrovati solo rari fillocaridi (TARICCO, 1922). Questi orizzonti grossolani sono ricoperti da arenarie talora a laminazione incrociata con intercalazioni di siltiti e argilliti che potrebbero essere riferite al Llandeilliano (COCOZZA & LEONE, 1977).

MARTINI et al. (1991) hanno distinto le seguenti

facies all'interno della Puddinga (Fig. 2.2):

- due facies di *alluvial fan*, caratterizzate da ciottoli arrotondati di calcari della piattaforma cambriana e da ciottoli spigolosi provenienti dagli Scisti di Cabitza;
- una diffusa facies di canale (*braided e braided-meandering channel environment*) caratterizzata da conglomerati quarzosi con cemento quarzoso-ematitico alternati a livelli di siltiti o arenarie siltose color rosso violaceo;
- una facies di canali meandrici poco diffusa (*fresh water coastal floodplain environment*), caratterizzata da siltiti e arenarie a bande grigie e rosse e da livelli di arenarie anche grossolane con locali stratificazioni incrociate;
- una facies con arenarie fini bioturbate (*brackish to saline, paralic environment ranging in the shoreline*);
- una facies con arenarie quarzose ben cementate (*strandplain environment*);
- una associazione di facies di piattaforma formata da tre litofacies costituite da arenarie fini bioturbate e originarie depositi fangosi grigi, alternanze di livelli fangosi e livelli siltitici ben cementati e livelli fangosi con fossili accumulati (crinoidi, brachiopodi, tentaculiti, cistoidi, gasteropodi) indicativa di condizioni di piattaforma più aperta.

Secondo MARTINI et al. (1991) la formazione rappresenta i depositi di un ciclo trasgressivo che inizia con due *fans* alluvionali, prosegue in una piana *fan*-alluvionale distale, con sedimenti sempre più fini, successivamente invasa da acque marine basse, in seguito approfondita a costituire una piattaforma semiristretta.

Il primo orizzonte della successione postcambriana ben datato è costituito da una alternanza di siltiti grigie, verde oliva, peliti e arenarie siltose fini e grossolane seguite da arenarie e siltiti grigio scure fossilifere e argilliti con pirite e noduli fosfatici (Formazioni di Monte Orri e Portixeddu di LEONE et al., 1991). Sono abbondanti, in questo orizzonte i resti fossili rappresentati da brachiopodi, briozoi, cistoidi, crinoidi e subordinati gasteropodi, bivalvi, trilobiti, *cornulites*, conularidi e coralli, di età Caradoc e Caradoc-Ashgill (MACCAGNO, 1965; GIOVANNONI & ZANFRA', 1979; LEONE et al., 1991).

Segue la Formazione di Domusnovas di età ashgilliana (LEONE et al., 1991), costituita, nella parte inferiore, da siltiti arenacee ed argillose, arenarie e arenarie quarziche grossolane e medie, con scarsi resti fossili (gasteropodi, briozoi e brachiopodi). Tali sedimenti indicano una tendenza regressiva e condizioni di alta energia e secondo gli autori sopracitati potrebbero derivare dall'erosione di edifici vulcanici acidi.

La parte superiore della Formazione di Domusnovas è costituita da argilliti rosse più o meno carbonatiche e siltiti, calcari marnosi rossi alternati ad argilliti calcaree rosse con abbondanti resti di faune bentoniche costituite da briozoi, crinoidi, cistoidi, brachiopodi e più rari trilobiti.

Tale Formazione si può seguire quasi senza interruzioni dal Marganai fino a Portixeddu (Fluminese) e, insieme all'orizzonte fossilifero caradociano, rappresenta il livello guida più caratteristico.

Ancora verso l'alto segue la Formazione di Rio S.

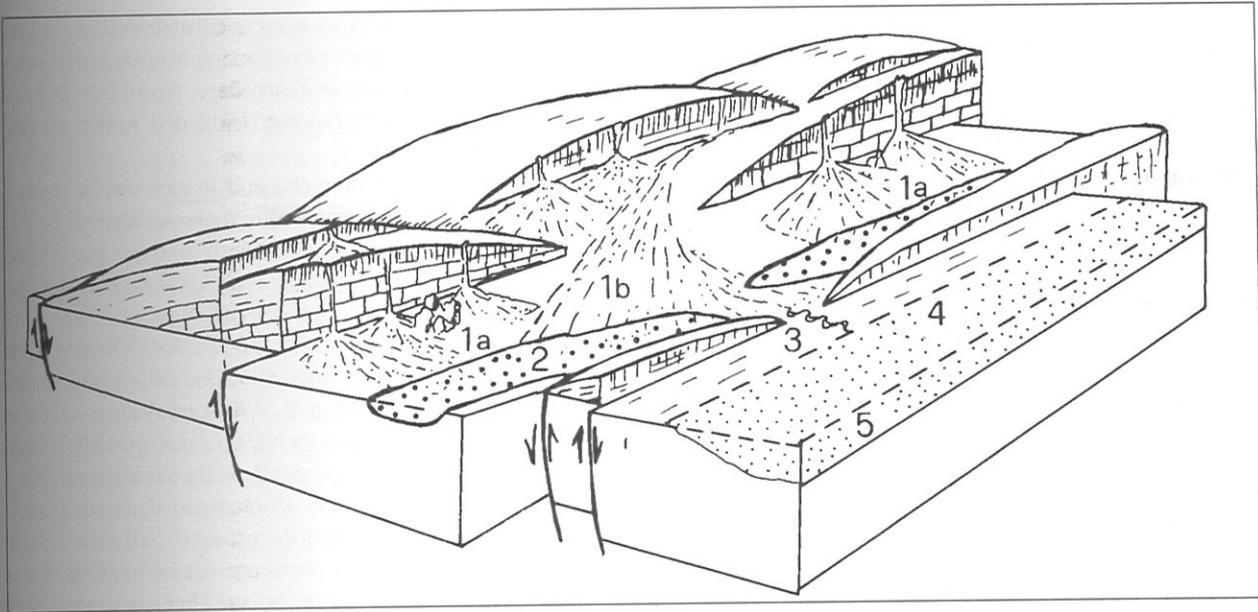


Fig. 2.2 - Ambiente tettono-sedimentario lungo la faglia di Gonnese (non in scala; da MARTNI et al., 1991). 1a: conoidi alluvionali basali carbonatiche; 1b: conoidi alluvionali basali con clasti scistosi; 2: delta conoidi lacustri; 3: piana alluvionale con corsi d'acqua meandriformi; 4: spiaggia esterna; 5: piattaforma.

Marco (Ashgill; LEONE et al., 1991), costituita da strati di breccie e conglomerati con clasti di vulcaniti basiche alternati con siltiti grigie e nere e argilliti silicee. Fanno seguito ripetizioni di strati torbiditici arenaceo-pelitici (con acritarchi; DEL RIO et al., 1980), siltiti grigio scure molto fini e infine siltiti, argilliti e arenarie molto fini con laminazioni parallele e incrociate.

L'orizzonte vulcanico risulta confinato nell' Ashgill inferiore-medio (LEONE et al., 1991), quindi anche l'attività vulcanica basica intraplacca (BECCALUVA et al., 1981), di cui nell'Iglesiente si conoscono solo elementi rimaneggiati, dovrebbe avere questa età o essere leggermente più antica. Il vulcanismo acido pre- Carcadociano, così diffuso ed abbondante nella Sardegna centrale e sud-orientale (MEMMI et al., 1982; 1983) e nell'Arburese, è invece assente nell'Iglesiente-Sulcis. Le uniche tracce di questo vulcanismo sono rappresentate da probabili prodotti di rimaneggiamento presenti nella Formazione di Domusnovas.

Nella parte alta della formazione di Rio S. Marco sono presenti orizzonti che sono stati interpretati come depositi glacio-marini (paratilliti) legati all'*inlandsis* che copriva l'Africa settentrionale nell'Ordoviciano superiore (COCOZZA et al., 1974; LEONE et al., 1991)

La successione siluriano-devoniana in questo settore del basamento sardo affiora in modo molto discontinuo per le laminazioni tettoniche dovute alla messa in posto della soprastante Unità dell'Arburese (BARCA et al., 1981b).

La successione siluriana è prevalentemente pelitica ed è costituita da argilliti e siltiti nere carboniose con intercalazioni di arenarie, quarziti e "liditi", tipiche di una sedimentazione epicontinentale condensata, in ambiente prevalentemente riducente (SERPAGLI, 1971). La parte

inferiore della successione è costituita quasi interamente da argilliti carboniose e liditi con graptoliti del Llandovery. La parte superiore della successione, costituita da argilliti con lenti di calcari a Cardiola e ortoceratidi del Wenlockiano sup. - Ludloviano, si è sedimentata in un ambiente più ossigenato rispetto a quello della parte inferiore.

Secondo GNOLI et al. (1980) l'ambiente di sedimentazione è rappresentato da un mare epicontinentale di limitata profondità, ossigenato in superficie e anossico sul fondo.

Mentre la sedimentazione ordoviciana risentiva della presenza dell'*inlandsis* africano, quella siluriana è condizionata da una variazione climatica che riducendo la calotta glaciale ha contribuito alla generalizzata trasgressione siluriana.

I sedimenti del Devoniano sono costituiti da argilliti e calcari finemente listati, con lenti di calcari nodulari a tentaculiti e localmente da calcari tipo "griotte" a crinoidi e conodonti. Affiorano in maniera discontinua lungo una stretta fascia che dal Fluminese arriva al Sulcis orientale con uno spessore variabile da qualche metro a 20 m nel Fluminese e ad oltre 600 m a M. Padenteddu.

Recentemente sono state istituite tre nuove unità litostratigrafiche nell'intervallo Siluriano - Devoniano inferiore (GNOLI et al., 1990):

— Formazione di Genna Muxerru: argilliti nere e siltiti carboniose con intercalazioni di liditi e arenarie nere, datate, in base ai graptoliti, al Llandovery;

— Formazione di Fluminimaggiore: alternanze di livelli carbonatici neri, peliti e argilliti nere con fossili costituiti da cefalopodi, graptoliti e conodonti (SERPAGLI, 1967; 1971), ostracodi e bivalvi. L'età è riferita al Wenlock inferiore - Lochkov inferiore (GNOLI et al., 1990);

— Formazione di Mason Porcus: calcari nodulari ben stratificati e calcari massivi alternati con argilliti e siltiti scure con crinoidi. Essa comprende anche il *mound* carbonatico a *stromatactis* di M. Padenteddu del Devoniano inferiore (Pragian superiore - Zlichoviano inferiore; GNOLI et al., 1990). I fossili presenti sono costituiti da Dacryoconaridi, cefalopodi, conodonti, ostracodi e frammenti di crinoidi (SERPAGLI et al., 1978; OLIVIERI et al., 1981; MASTANDREA, 1985; GNOLI et al., 1985; GNOLI, 1985; OLIVIERI & SERPAGLI, 1990). L'età Devoniano inferiore (Pragian), attribuita a questa formazione da ALBERTI (1963) è stata riconfermata da GNOLI et al. (1990).

Nella Sardegna SW il ciclo deposizionale ercinico termina con il Fammeniano inferiore. Le attuali conoscenze non consentono di stabilire se l'assenza di calcari del Tournaisiano, affioranti nella Sardegna sud-orientale, sia dovuta a cause deposizionali o a cause tettoniche (OLIVIERI, 1970). La presenza di sedimenti terrigeni del Carbonifero inferiore è stata ripetutamente ipotizzata, nonostante la mancanza di evidenze paleontologiche (VAI & COCOZZA, 1974; BARCA et al., 1981b; MAXIA, 1984). MAXIA (1984) ha descritto nel Sulcis orientale una successione silicoclastica sovrastante i depositi carbonatici del Devoniano, caratterizzata dalla presenza di liditi, vulcaniti basiche e livelli di conglomerati. Questa successione è stata correlata in base ad analogie litologiche, con la Formazione di Pala Manna affiorante nel Sarrabus meridionale, dove viene interpretata come deposito sinorogenetico, caratterizzato da olistoliti delle formazioni cambriano-devoniane e attribuito al Devoniano - Carbonifero inferiore (MAXIA, 1984; BARCA, 1991).

## 5. LA SUCCESSIONE DELL'UNITÀ DELL'ARBURESE

Nell'Arburese la successione paleozoica dell'Iglesiente descritta nel paragrafo precedente è sormontata tettonicamente da un complesso epimetamorfico costituito prevalentemente da una monotona alternanza di metarenarie, metasiltiti e metapeliti di colore grigio-verdastro con livelli di metarenarie grossolane più o meno conglomeratiche. Frequenti sono le strutture sedimentarie (laminazioni parallele e incrociate, impronte di base ecc.) che denotano un ambiente deposizionale del tipo conoide o piana di bacino.

Questo complesso, che ricopre con netta discordanza le formazioni ordoviciane, siluriane e devoniane dell'Iglesiente, è noto in letteratura con il nome di "Postgotlandiano" (TARICCO, 1922) ed è stato considerato per lungo tempo di età compresa tra il Devoniano superiore e il Carbonifero inferiore (VAI & COCOZZA, 1974). Lo studio di una abbondante associazione di acritarchi (*Stelliferidium*, *Cymatogalea*, *Vulcanisphaera*, *Acanthodiacrodium*, *Striatotheca*) ha permesso di attribuire questo complesso detritico al Tremadoc-Arenig basale (BARCA et al., 1981b). Il contatto di base del

"Postgotlandiano" Auct. è un contatto tettonico discordante sulle formazioni post-cambriane dell'Iglesiente; pertanto tutto il complesso dell'Arburese costituisce un'unità alloctona sulla Zona Esterna (Unità dell'Arburese: BARCA et al., 1981 b).

Le affinità litologiche con le metarenarie cambro-ordoviciane della Formazione delle Arenarie di S. Vito (Sardegna centrorientale) fanno ritenere che l'Unità dell'Arburese sia correlabile con l'Unità di Genn'Argiolas affiorante nel Sarrabus (BARCA et al., 1981a; b). Nell'Arburese affiorerebbe, quindi, l'estrema propaggine sud-occidentale delle falde alloctone della Sardegna centrale (CARMIGNANI et al., 1981) accavallate sulla zona più esterna della catena ercinica. L'analogia della successione dell'Arburese con quelle della Sardegna centrale è confermata anche dagli affioramenti della successione post-Ordoviciano inferiore presenti nell'area a N di Montevecchio e Monte Arcuentu. Qui affiorano sequenze ordoviciano-siluriane e devoniane identiche a quelle della Sardegna centrale e sudorientale (Fig. 2.1). Si tratta di metavulcaniti acide associate a metaconglomerati e metarenarie arcose, metarenarie e metasiltiti con quarziti e microconglomerati con una ricca fauna bentonica del Caradoc-Ashgill, metapeliti carbonatiche, liditi e lenti di metacalcari scuri ad *Orthoceras* e graptoliti (BARCA & SALVADORI, 1974; MAZZARINI & PERTUSATI, 1992). Nell'Arburese settentrionale, al di sotto dell'Unità dell'Arburese, affiorano alcune scaglie tettoniche caratterizzate da successioni litostratigrafiche e deformazioni penetrative comparabili con quelle delle unità tettoniche tipo Gerrei della Sardegna centromeridionale (MAZZARINI & PERTUSATI, 1992).

Nonostante che l'Unità dell'Arburese, attribuita originariamente al Devoniano superiore - Carbonifero inferiore, sia risultata di età molto più antica, non può ancora essere esclusa la presenza di un Carbonifero inferiore terrigeno nella Sardegna sud-occidentale. Al di sotto della superficie di accavallamento dell'Unità dell'Arburese affiorano in più punti del Fluminese sequenze detritiche fini, localmente conglomeratiche che potrebbero rappresentare lembi laminati di una formazione sinorogenetica carbonifera (VAI & COCOZZA, 1974).

Queste unità, così come le sottostanti successioni paleozoiche, sono attraversate da granitoidi post-tettonici, principalmente rappresentati da leucograniti a biotite e, nell'area di Arbus, da tonaliti-granodioriti a biotite o biotite e anfibolo e leucograniti a due miche o a cordierite.

## 6. DEPOSITI TARDO OROGENICI

Nell'Iglesiente, i primi sedimenti discordanti sulle metamorfite erciniche sono costituiti dai depositi continentali del bacino di S. Giorgio e Iglesias (GAMBERA, 1897). Si tratta di una successione clastica fluvio-lacustre composta da conglomerati, arenarie quarzose grossolane e dolomite detritica (spessore massimo 30 m). Tale successione è stata

attribuita allo Stefaniano da COCOZZA (1967) sulla base di una ricca macroflora. Tale età è stata successivamente confermata da una associazione di microflore (DEL RIO, 1973). FONDI (1980) suggerisce la presenza del Westafaliano D per la parte più antica della successione in base allo studio di tracce fossili.

La fase continentale, che si è protratta fino all'inizio del Mesozoico, ha determinato la peneplanazione di ampie aree e un'intensa carsificazione dei calcari cambriani, in parte conseguente dalle condizioni climatiche permotriassiche (COCOZZA, 1967; MOORE, 1972; COCOZZA & GANDIN, 1978; BONI, 1980).

La trasgressione medio triassica ha provocato una estesa dolomitizzazione dei calcari cambriani (Dolomia gialla Auct.). I sedimenti di questo periodo sono i depositi continentali, conglomeratici, evaporitici, dolomitici o calcarei di mare basso presenti a Campumari (Iglesias; COCOZZA & GANDIN, 1978), Is Arenas (Capo Pecora), Sciria (Montevecchio), Cuccuru Zeppera (Guspini) (DAMIANI & GANDIN, 1974) e Sa Bagattu (Monte San Giovanni; BRUSCA et al., 1967).

## 7. TETTONICA DELLA ZONA ESTERNA

### 7.1 *Tettonica del Sulcis meridionale*

Nella zonazione strutturale della Sardegna ercinica proposta da CARMIGNANI et al. (1980, 1981, 1982, 1986) l'Iglesiente ed il Sulcis rappresentano la Zona Esterna della catena. In questa area il metamorfismo regionale ercinico è di grado molto basso e la tettonica è caratterizzata da pieghe con foliazione di piano assiale verticale o molto inclinata, senza ripetizioni tettoniche di importanza regionale. Le strutture realizzate dalla "Fase Sarda" sono facilmente riconoscibili poiché in questa area le successive deformazioni erciniche sono state meno intense rispetto alle altre aree del basamento sardo.

Nel Sulcis meridionale affiorano le rocce strutturalmente più profonde della Zona Esterna, qui denominate Complesso del Sulcis meridionale, che mostrano un grado di deformazione ed un metamorfismo anomali rispetto alla zoneografia generale del basamento.

Si tratta del complesso di medio grado costituito dagli Ortogneiss di Monte Filau di età ordoviciana e dai Micascisti di Monte Settiballas di presunta età precambriana, con relitti di paragenesi anfibolitica. Questo complesso è ricoperto da metamorfiti in facies scisti verdi (Membro B<sub>1</sub> della Formazioni di Bithia di JUNKER & SCHNEIDER, 1983) che mostrano due scistosità pervasive, la prima delle quali è presente solo come relitto in cerniere di pieghe isoclinali sradicate.

Numerosi autori (DUNNET, 1969; ARTHAUD, 1970; MINZONI, 1981; CARMIGNANI et al., 1982) avevano segnalato in quest'area deformazioni e metamorfismo ercinici di grado più elevato rispetto al Sulcis settentrionale e all'Iglesiente. Questi autori descrivevano, da N verso

S, un passaggio graduale verso livelli strutturali progressivamente più profondi in concomitanza con l'aumento del grado metamorfico da condizioni anchizonali nell'Iglesiente a condizioni di scisti verdi nel Sulcis meridionale.

I recenti studi di SASSI & VISONA' (1989) e SASSI (1990) sui rapporti tra i vari complessi rocciosi del Sulcis meridionale hanno mostrato che :

— gli ortogneiss derivano da granitoidi intrusi nei protoliti dei Micascisti;

— il contatto con la sovrastante Formazione di Bithia è tettonico e marcato da blastomiloniti;

— tra la Formazione di Bithia e la sovrastante Formazione di Nebida non è rilevabile alcuna differenza di grado metamorfico, né si riesce a cogliere alcuna discordanza.

Secondo SASSI & VISONA' (1989) nel complesso di medio grado è registrata una storia metamorfico-deformativa riassumibile in due stadi:

a) metamorfismo di medio grado ( $P=3,5 - 4,8$  Kb e  $T=650$  °C) che ha determinato la gneissificazione dell'originario complesso granitico;

b) cataclasi e milonisi con modesta ricristallizzazione in facies scisti verdi (quarzo, albite, sericite, clorite).

Nelle metamorfiti di basso grado della Formazione di Bithia SASSI & VISONA' (1989) evidenziano la seguente storia tettono- metamorfica:

— metamorfismo sincinemato di bassissimo grado (facies delle zeoliti) lungo la superficie  $S_1$ ;

— successivo sviluppo della scistosità dominante  $S_2$  con associato metamorfismo sincinemato in facies scisti verdi (quarzo, albite, muscovite, epidoto);

— infine blastesi postcinematica di miche chiare, talvolta deformata da *kink* e pieghe a scatola.

In queste metamorfiti si riconoscono a scala dell'affioramento due fasi deformative sincistose. L'anisotropia più evidente è la  $S_2$  che mostra giaciture generalmente immergenti verso E e verso W negli affioramenti ubicati rispettivamente a E e a W delle metamorfiti di medio grado.

A scala cartografica la  $S_2$  realizza quindi un duomo di scistosità (Duomo o Cupola di Capo Spartivento) il cui asse è debolmente immergente verso N. Questa struttura a duomo ha un raggio di circa 10 Km al cui centro affiora il complesso più metamorfico.

Tutti questi dati sono stati riuniti da CARMIGNANI, (1990) e CARMIGNANI et al., (1991) in un modello coerente per spiegare la struttura del Sulcis meridionale: alla tettonica di raccorciamento ercinica, comune al resto della Zona Esterna, si è sovrapposta una successiva e importante fase di deformazione connessa a distensione crostale con formazione di un *core complex* corrispondente alla "Cupola di Capo Spartivento".

La fase distensiva è responsabile del contatto tettonico tra le metamorfiti di medio grado e la sovrastante Formazione di Bithia. Infatti questa discontinuità tettonica mostra un parallelismo a scala regionale con la  $S_2$  e paragenesi associate alle blastomiloniti realizzate durante il metamorfismo in facies scisti verdi. Questo contatto

tettonico è costantemente poco inclinato e ha tutti i caratteri di una zona di taglio distensiva di importanza regionale. In corrispondenza di questo contatto si verifica un brusco salto di grado metamorfico (almeno 200 °C) con elisione di uno spessore crostale valutabile tra 4 e 6 Km.

La presenza di metamorfismo di bassa pressione e alta temperatura con gli elevati valori del gradiente geotermico (40 °C/Km nel complesso di medio grado e 60°-70 °C/Km nelle sovrastanti metamorfite di basso grado: SASSI & VISONA', 1989; SASSI, 1990) in corrispondenza del Duomo di Capo Spartivento ben si inquadra in un contesto di tettonica distensiva a scala crostale.

### 7.2 Tettonica dell'Iglesiente-Sulcis settentrionale

La Zona Esterna è interessata da una strutturazione ercinica tipica di livelli strutturali alto-crostali (ARTHAUD, 1970) con un grado di deformazione e di metamorfismo ercinici sufficientemente bassi da permettere la ricostruzione delle deformazioni pre-erciniche.

La prima dettagliata analisi strutturale di una parte dell'Iglesiente si deve a ARTHAUD (1963) che riconosce nelle successioni cambriane quattro fasi deformative. Una simile sequenza deformativa è stata successivamente descritta anche nel Sulcis settentrionale da POLL & ZWART (1964) e in seguito da POLL (1966), DUNNET (1969), DUNNET & MOORE (1969) e ARTHAUD (1970).

Per quanto riguarda l'Iglesiente la storia deformativa accettata dalla maggioranza degli autori può essere così schematizzata:

- 1 - Fase Sarda: blandi piegamenti secondo assi E-W, nell'intervallo Arenig-Caradoc.
- 2 - Prima fase ercinica: blandi pieghe E-W che accentuano le precedenti.
- 3 - Seconda fase ercinica: deformazione principale con pieghe dirette circa N-S accompagnate da intensa foliazione molto inclinata.
- 4 - Terza fase ercinica: modeste deformazioni con direzioni assiali variabili.

Le grandi linee di questa evoluzione strutturale sono state messe in discussione da DEL BONO (1965) e da BROWER (1966; 1987) che, con argomentazioni differenti, negano l'esistenza della Fase Sarda.

In tutto il Cambriano dell'Iglesiente meridionale - Sulcis settentrionale le strutture cartograficamente più evidenti sono grandi pieghe con direzione circa E-W. La zona nord-occidentale dell'Iglesiente è invece prevalentemente strutturata secondo pieghe di dimensioni variabili dirette circa N-S, che interessano sia il Cambriano sia l'Ordoviciano. La forma a quadrilatero del grande affioramento di arenarie del Cambriano inferiore che occupa tutta la zona a NW di Iglesias è spesso citata come un classico esempio di interferenza di due sistemi di pieghe con piani assiali molto inclinati e direzioni assiali circa ortogonali.

### a - La deformazione secondo assi E-W

L'esistenza di deformazioni di età compresa tra l'Ordoviciano inferiore e l'Ordoviciano superiore (Fase Sarda: STILLE, 1939) è dimostrata dalla discordanza alla scala dell'affioramento tra le successioni cambro-ordoviciane e i conglomerati ordoviciani (Puddinga). Questa discordanza è netta in diverse località (Masua, Nebida, Domusnovas, ecc.) e sembra avere importanza regionale. È stato dimostrato, sia nell'Iglesiente (VARDABASSO, 1940; 1956; BRUSCA & DESSAU, 1968; DUNNET, 1969), sia nel Sulcis (POLL & ZWART, 1964; POLL, 1966), che grandi strutture E-W nei terreni cambriani sono ricoperte in discordanza dall'Ordoviciano.

La principale difficoltà per stabilire l'importanza della Fase Sarda deriva dal fatto che anche le formazioni post-cambriane sono ripiegate secondo assi E-W.

Pieghe metriche e decametriche con assi E-W interessano l'Ordoviciano in diverse zone a N di Domusnovas (ARTHAUD, 1970; DUNNET, 1969), a S di Gonnese e in molte altre zone dell'Iglesiente (Fig. 2.3).

La maggior parte degli autori sono concordi nel ritenere che la Fase Sarda e la prima fase ercinica abbiano circa la stessa direzione assiale. Il parallelismo delle direzioni assiali delle due fasi introduce pertanto grandi incertezze nel distinguere gli effetti delle deformazioni "caledoniche" da quelle erciniche. Perciò, sebbene ci siano chiare prove di "movimenti tettonici" pre-Ordoviciano superiore, la difficoltà nel separare gli elementi strutturali ercinici E-W da quelli "caledonici" e la sovrapposizione delle successive deformazioni della fase principale ercinica N-S, impediscono un'esatta definizione dello stile e dell'importanza della Fase Sarda.

Pieghe E-W con lunghezza d'onda di circa 10 m sono ben esposte nella siclinale di Iglesias, nell'area di Canalgrande, nell'anticlinale di Gonnese etc. Si tratta di pieghe concentriche, senza scistosità di piano assiale con piani assiali verticali o fortemente inclinati. Secondo CARMIGNANI et al. (1982; 1986) queste strutture minori riflettono la geometria delle grandi strutture E-W e la Fase Sarda ha determinato solo blandi pieghe E-W di grande lunghezza d'onda. (Fig. 2.3)

### b - Le deformazioni secondo assi N-S

Questa fase ha determinato il raccorciamento maggiore, ha prodotto sovrascorrimenti locali e pieghe di ogni dimensione accompagnate da una foliazione di piano assiale ben sviluppata, generalmente molto inclinata, ed una lineazione di estensione *down-dip*. La forma delle pieghe minori, la densità della foliazione e lo sviluppo di lineazioni di estensione sono molto variabili e dipendono principalmente dalla litologia e dalla posizione nelle grandi strutture.

Come mostrano le sezioni di Fig. 2.4 le grandi strutture della fase N-S hanno sempre il piano assiale molto inclinato.

Spesso le pieghe sono associate a sovrascorrimenti locali sia verso W che verso E, che possono portare le formazioni del Cambriano inferiore a contatto con l'Ordoviciano. La lunghezza d'onda di questo sistema di pieghe è variabile, comunque sempre molto minore della lunghezza d'onda del sistema E-W (confronta le sezioni di Fig. 2.4 con quelle di Fig. 2.3).

L'immersione degli assi N-S è molto variabile e strettamente regolata dalle pieghe con assi E-W. In corrispondenza dei fianchi delle grandi strutture E-W dell'Iglesiente meridionale gli assi minori e le lineazioni di intersezione stratificazione/foliazione N-S sono sempre molto inclinati o verticali, in qualche caso producono addirittura false sinclinali e false anticlinali che sulle sezioni geologiche 3 e 4 di Fig. 2.4 danno luogo a geometrie complesse.

Particolarmente interessanti sono le strutture realizzate al contatto "Calcare Metallifero Auct." / Argilloscisti di Cabitza. La forma caratteristica a cuspidi e lobi di queste strutture è mostrata in Fig. 2.5. Lungo questo contatto gli argilloscisti sono "pizzicati" in strette sinclinali dentro alla successione carbonatica che è piegata in anticlinali a cerniera arrotondata. Questo tipo di strutture, già descritto da ZUFFARDI (1965) e da DUNNET & MOORE (1969), è comune lungo tutti i contatti Argilloscisti di Cabitza / Calcare Metallifero Auct.. Le strette sinclinali N-S di Masua, Acquaresi e Buggerru, con a nucleo Argilloscisti di Cabitza e Puddingha ordoviciano, hanno una geometria analoga.

Successivamente queste fasce laminate hanno rigiocato ripetutamente come faglie la cui storia dello spostamento è complessa. Secondo VALERA (1967) le faglie dell'Iglesiente sono state ripetutamente attivate dal Cambriano fino al Terziario. In alcuni casi è possibile ricostruire la storia dei movimenti attraverso famiglie di strie successive. Generalmente i primi movimenti sono di trascorrenza e solo successivamente queste faglie hanno rigiocato come faglie dirette. E' probabile che il primo movimento rappresenti una prosecuzione dei raccorciamenti ercinici e potrebbe essere associato alle deboli deformazioni plicative posteriori alla fase N-S e per lo più rappresentate da *kinks* talvolta coniugati di direzione assiale variabile. I movimenti distensivi possono essere tardo ercinici, legati alla tettonica post collisionale e/o alpini.

#### c - I *backthrust*

Nell'Iglesiente occidentale la fase deformativa ercinica N-S è accompagnata dallo sviluppo di numerosi *thrusts* con direzione N-S, inclinazione verso W e senso di movimento verso E (*hinterland vergent thrusts*). I principali sono:

- il *backthrust* del M. Acqua che porta il Calcare Ceroide a sovrascorrere sulla Puddingha Ordoviciano Auct.;
- il *backthrust* di S. Benedetto-Baueddu-Arenas che taglia la sinclinale E-W di Malacalzetta. Esso porta le arenarie cambriane a sovrascorrere sulla Formazione di

Cabitza (Figg. 2.11 e 2.12);

— i numerosi *backthrust* minori della zona del Marganai, che tagliano le strutture E-W della sinclinale di Reigraxius.

Il senso di movimento (verso E) è stato dedotto dallo studio degli indicatori cinematici (superfici S-C e *slikenside*) presenti nelle fasce cataclastico/protomilonitiche che si sviluppano alla base dei *thrust*.

Nelle vicinanze di S. Benedetto, associate a pieghe rovesciate verso E, sono presenti piccole strutture a *duplex* a scala metrica, sviluppatesi nelle bancate quarzitiche della Formazione di Nebida (Fig. 2.12).

Secondo recenti studi di CAROSI et al. (in stampa), l'estesa formazione dei suddetti *backthrust* è dovuta ad una tettonica di inversione ercinica. Infatti, dapprima è stata attiva una tettonica distensiva che ha portato alla frammentazione della piattaforma carbonatica del Cambriano inferiore e ad un approfondimento del bacino andando da W verso E (GANDIN et al., 1987). La geometria di questo bacino è stata controllata da faglie N-S probabilmente di tipo listrico o con geometria *ramp-fault*, attive sin dal Cambriano inferiore. L'inizio delle deformazioni compressive erciniche ha causato la riattivazione delle faglie listriche estensionali come *thrust* molto inclinati vergenti verso l'esterno della catena. La forma concava verso l'alto di tali faglie avrebbe provocato, in accordo con i modelli sperimentali di McCLAY & BUCHANAN (1992) e BUCHANAN & McCLAY (1991), la formazione di *backthrust* poco inclinati, originando nel complesso dell'Iglesiente un struttura tipo *pop-up* (CAROSI et al., in stampa). L'elevato numero di *backthrust* sarebbe indice, secondo HAYWARD & GRAHAM (1989), di un alto grado di inversione tettonica.

## 8. TETTONICA DELL'UNITÀ DELL'ARBURESE

Recenti ricerche sull'Arburese (BARCA et al., 1981b; MAZZARINI & PERTUSATI, 1992), oltre a dimostrare l'allocaltonia di un vasto complesso epimetamorfico, hanno evidenziato una strutturazione ercinica più complessa di quanto fosse ritenuto in passato.

Nell'Arburese è presente una intensa tettonica compressiva caratterizzata da scistosità penetrativa, di tipo *slaty cleavage* associata a pieghe isoclinali rovesciate verso SW, connesse a sovrascorrimenti sub-orizzontali. Le direzioni assiali delle pieghe di prima fase sono prevalentemente E-W. Pieghe isoclinali e sovrascorrimenti sono deformati da successive fasi plicative ( $D_2$  e  $D_3$ ). La fase  $D_2$  genera pieghe aperte a piano assiale sub-verticale con locali rovesciamenti verso E-ENE, associate ad una foliazione tipo *crenulation cleavage*. Alla fase  $D_3$  sono attribuibili rare e deboli pieghe di tipo concentrico e *kinks*.

Un analogo quadro deformativo sembra essere presente nelle scaglie tettoniche di unità tipo Gerrei riconosciute al di sotto dell'Unità dell'Arburese.

L'evoluzione deformativa dell'Unità dell'Arburese presenta notevoli analogie con quella delle unità tettoniche

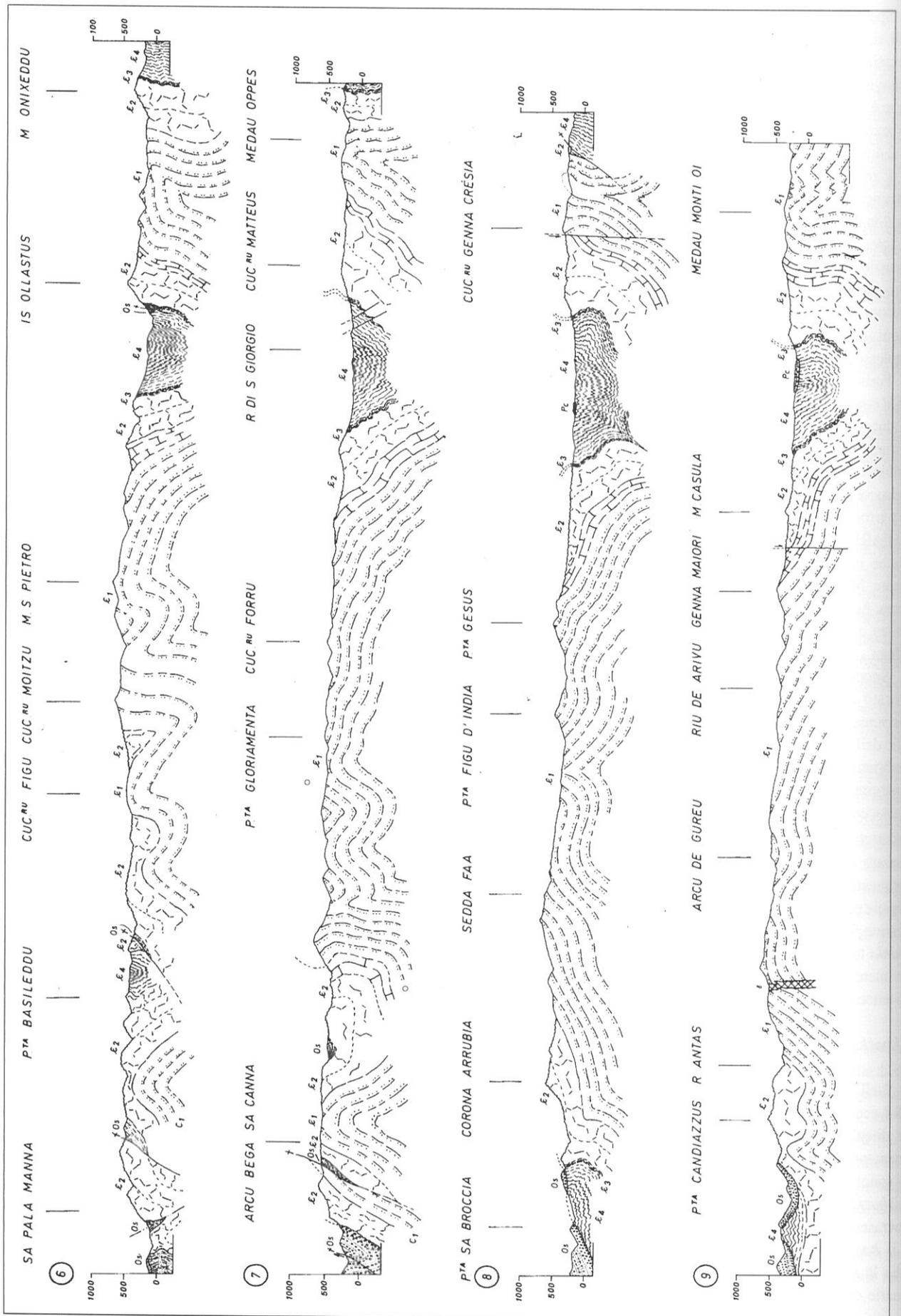


Fig. 2.3 - Sezioni geologiche N-S attraverso l'Iglesiente. La loro orientazione evidenzia le deformazioni della Fase Sarda. C<sub>1</sub>: Formazione di Nebida; C<sub>2</sub>: Formazione di Calcare Nodulare; C<sub>3</sub>: Membro dei Calceiusti di Cabitza; O<sub>1</sub>: sedimenti ordoviciani e siluriani; Pc: sedimenti del Carbonifero superiore; Tr: sedimenti triassici. Per la localizzazione delle sezioni vedi riquadro in fondo alla Fig. 2.4 (da CARMIGNANI et al., 1986).

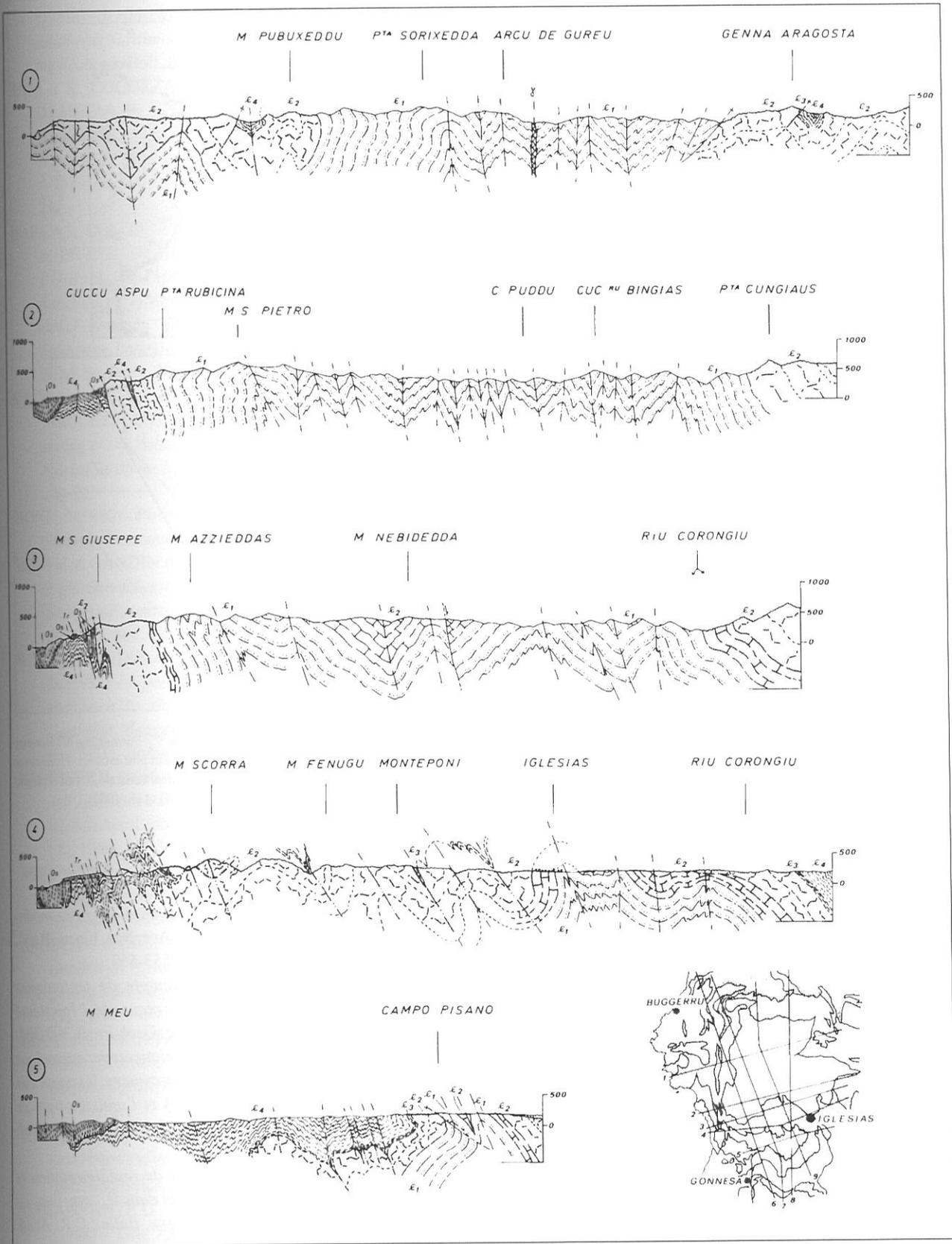


Fig. 24 - Sezioni geologiche WSW-ENE attraverso l'Ighesiente. La loro orientazione evidenzia le deformazioni plicative ercinee. Simboli come nella Fig. 23. La localizzazione delle sezioni è indicata nel riquadro in fondo alla pagina (da CARMIGNANI et al., 1986).

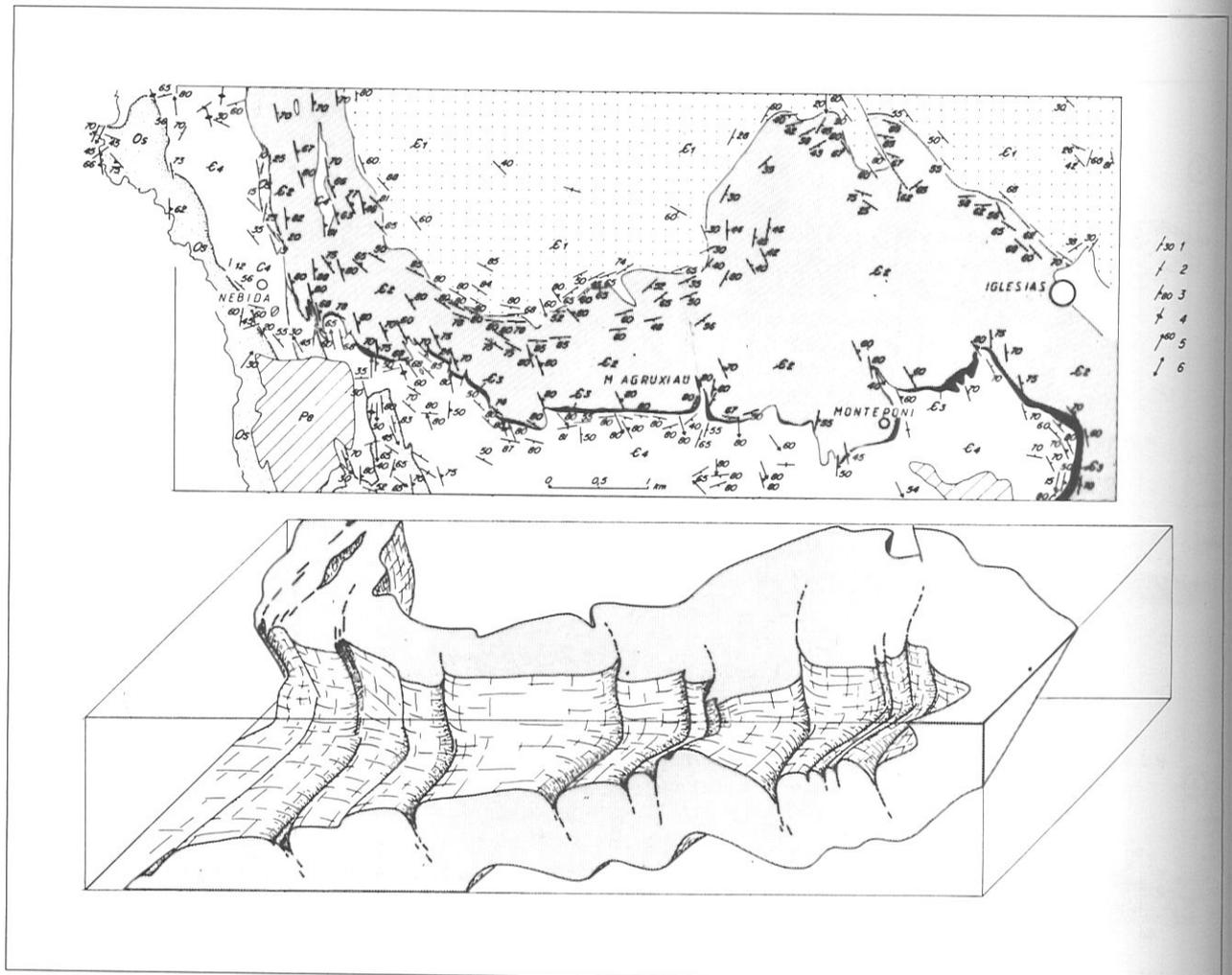


Fig. 2.5 - Schema geologico e *block-diagram* del fianco settentrionale della sinclinale di Iglesias. C<sub>1</sub>: Formazione di Nebida; C<sub>2</sub>: Formazione di Gonnese; C<sub>3</sub>: Membro del Calcare Nodulare; C<sub>4</sub>: Membro degli Argilloscisti di Cabitza; Os: sedimenti ordoviciano-siluriani; Pe: depositi post-ercinici. 1: direzione e immersione degli strati; 2: strati verticali; 3: direzione e immersione della foliazione legata alla fase ercinica N-S; 4: foliazione verticale; 5: assi di pieghe e lineazioni di intersezione tra stratificazione e foliazione della fase N-S; 6: assi e lineazioni orizzontali (da CARMIGNANI et al., 1982).

della Sardegna centrale e sud-orientale e si contrappone invece a quella mostrata dall'Iglesiente - Sulcis settentrionale. Nella zonazione strutturale della Sardegna proposta da CARMIGNANI et al. (1980; 1981) l'Arburese costituisce la parte più esterna della Zona a Falde, caratterizzata da sovrascorrimenti di importanza regionale e scistosità penetrativa sinmetamorfica.

## BIBLIOGRAFIA

- ALBERTI A. (1963) - *Sul Devoniano inferiore medio della Sardegna meridionale*. Acc. Naz. Lincei, Rend. Sc. Fis. Mat. Nat., **8**, 34 (5), 553-559.
- ARTHAUD F. (1963) - *Un exemple de tectoniques superposées dans le Paléozoïque de l'Iglesiente (Sardaigne)*. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., **9**, 303-304.
- ARTHAUD F. (1970) - *Etude tectonique et microtectonique comparée de deux domaines hercyniens: les nappes de la Montagne Noire (France) et l'anticlinorium de l'Iglesiente (Sardaigne)*. Pubbl. USTELA, Sér. Géol. Struct., **1**, 175 pp.
- BARCA S. (1991) - *Phénomènes de resédimentation et flysch hercynien à faciés culm dans le "synclinal du Sarrabus" (SE de la Sardaigne, Italie)*. C.R. Acad. Sci. Paris, **313** (2), 1051-1057.
- BARCA S. & SALVADORI I. (1974) - *Nuovo contributo alla geologia del paleozoico a nord di Monte Arcuentu (Sardegna sud-occidentale)*. Boll. Soc. Sarda Sc. Nat.,

- 14, 77-88.
- BARCA S., DEL RIO M. & PITTAU DEMELIA P. (1981a) - *Acrirarchs in the "Arenarie di San Vito" of south-east Sardinia: stratigraphical and geological implications*. Boll. Soc. Geol. It., **100**, 369-375.
- BARCA S., COCOZZA T., DEL RIO M. & PITTAU DEMELIA P. (1981b) - *Discovery of Lower Ordovician Acrirarchs in the "Postgotlandiano" sequence of southwestern Sardinia (Italy): age and tectonic implications*. Boll. Soc. Geol. It., **100**, 377-392.
- BARCA S., COCOZZA T., DEL RIO M., PILLOLA G.L. & PITTAU DEMELIA P. (1987) - *Datation de l'Ordovicien inferieur daté par Dycyonema flabelliforme et Acrirarches dans la partie supérieur de la Formation "Cambrienne" de Cabitza (SW de la Sardaigne, Italie): consequence géodynamiques*. C.R. Acad. Sc. Paris, **305**, 1109-1113.
- BECCALUVA L., LEONE F., MACCIONI L. & MACCIOTTA G. (1981) - *Petrology and tectonic setting of the Paleozoic basic rocks from Iglesias-Sulcis (Sardinia, Italy)*. N.Jb. Miner. Abh., **140** (2), 184-201.
- BONI M. (1980) - *Posterzynische Palaokarst-Erze in SW Sardinia*. Erzmetall., **33** (3), 169-172.
- BONI M. & GANDIN A. (1980) - *Analisi sedimentologica e giacimentologica del passaggio Formazione di Gonnesa-Formazione di Cabitza del Cambriano sardo*. Mem. Soc. Geol. It., **20** (1979), 453-459.
- BONI M., GANDIN A., MARINACCIP. & STANZIONE D. (1981) - *A paleoenvironmental and geochemical approach to the Gonnesa Formation (Lower Cambrian; Buggerru area SW Sardinia)*. I.A.S. 2nd Eur. MTG, Bologna, Abstract, 14-16.
- BROUWER H. (1966) - *Ricerche tettoniche sul Paleozoico dell'Iglesiente e del Sulcis (Sardegna sud-occidentale)*. Atti Acc. Lincei, Rend. Cl., Sc. Fis. Mat. e Nat., **40** (8), 1066 - 1072.
- BROUWER H. (1987) - *The Sardinic tectonic phase in SW Sardinia: a concept rejected*. IGCP project n.5, Newsletter **7**, 134-138.
- BRUSCA C. & DESSAU G. (1968) - *I giacimenti piombo-zincoferi di S. Giovanni (Iglesias) nel quadro della geologia del Cambriaco sardo*. L'Industria Mineraria, **19**, (2), 470-494, 533-556, 597- 609.
- BRUSCA C., PRETTIS. & TAMBURRINI D. (1967) - *Le mineralizzazioni baritose delle coperture di Monte sa Bagattu (Iglesiente- Sardegna)*. Ass. Min. Sarda, **62** (7), 89-106.
- BUCHANAN P.G. & McCLAY K.R. (1991) - *Sandbox experiments of inverted listric and planar fault system*. Tectonophysics, **188**, 97-115.
- CARANNANTE G., COCOZZA T. & D'ARGENIO B. (1984) - *Late Precambrian-Cambrian geodynamic setting and tectono-sedimentary evolution of Sardinia (Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **103**, 121- 128.
- CARANNANTE G., COCOZZA T. & D'ARGENIO B. (1981) - *Tectono-sedimentary trends and paleogeography of Sardinia during late Pre-Cambrian and cambrian*. IAS, 2nd Eur. MTG., Bologna, 227-230.
- CARANNANTE G., COCOZZA T., D'ARGENIO B. & SALVADORI I. (1975) - *Caratteri deposizionali e diagenetici della "dolomia rigata" del Cambriaco inferiore della Sardegna*. Rend. Soc. It. Miner. e Petrog., **30**, (1974), 2, 1159-1173.
- CARMIGNANI L. (1990) - *Convenzione "Area del Sulcis (Sardegna sud-occidentale)"*. EMSA Cagliari, (relazione inedita).
- CARMIGNANI L., BARCA S., CAPPELLI B., DI PISA A., GATTIGLIO M., OGGIANO G. & PERTUSATI P.C. (1991) - *A tentative geodynamic model for the Hercynian basement of Sardinia*. In: Geologia del Basamento Italiano. Siena 21 - 22 marzo 1991, 23-27.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GANDIN A. & PERTUSATI P.C. (1982) - *Lineamenti della geologia dell'Iglesiente-Sulcis*. In: Guida alla Geologia del Paleozoico sardo. Guide Geologiche Regionali. Soc. Geol. It., 55-77.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GANDIN A. & PERTUSATI P.C. (1986) - *The Geology of Iglesiasiente*. In: Guide book to the excursion on the Paleozoic basement of Sardinia. IGCP n.5, Newsletter (special issue), 31- 49
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., MINZONI N., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1980) - *E' la Corsica il retropaese della catena ercinica della Sardegna?*. Mem. Soc. Geol. It., **20** (1979), 47-55.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T. MINZONI N. & PERTUSATI P.C. (1981) - *Structural and paleogeographic lineaments of the Variscan cycle in Sardinia*. In: ZWART & DORNSIEPEN, Eds.: The Variscan orogen in Europe. Geologie en Mijnbow, **60**, 171-181.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T. & PERTUSATI P.C. (1983) - *La stratigrafia e la struttura dell'Iglesiente*. In: Idrogeologia del bacino minerario dell'Iglesiente. (Civita M., Cocozza T., Forti P., Perna G., & Turi B. Eds.). Mem. Ist. Speleol., ser. 2, (**2**), 21- 48
- CAROSI R., MUSUMECI G., PERTUSATI P.C. & CARMIGNANI L. - *The hercynian backthrusts of Eastern Iglesiasiente (SW Sardinia): an example of inversion tectonics*. Newsletter, special issue, in stampa.
- COCOZZA T. (1967) - *Il Permo-Carbonifero di San Giorgio (Iglesiente, Sardegna sud-occidentale)*. Mem. Soc. Geol. It., **6**, 607-642.
- COCOZZA T. (1980) - *The Cambrian of Sardinia*. Mem. Soc. Geol. It., **20** (1979), 163-187.
- COCOZZA T., CONTIL., COZZUPOLID., LOMBARDI G., SCHARBERT S. & TRAVERSA G. (1977) - *Rb/Sr age and geo-petrologic evolution of crystalline rocks in the Southern Sulcis (Sardinia)*. N.Jb. Geol. Palaont. Mh., **2**, 95-102.
- COCOZZA T., CONTI L., LOMBARDI G. & TRAVERSA G. (1972) - *Le Précambrien en Sardaigne*. 24 Congr. Géol. Intern.. Montréal. Résumeés, 7.

- COCOZZA T. & GANDIN A. (1978) - *Età e significato ambientale delle facies detritico-carbonatiche dell'altopiano di Campumari (Sardegna sud-occidentale)*. Boll. Soc. Geol. It., **95** (1976), 1521-1540.
- COCOZZA T. & GANDIN A. (1990) - *Carbonate deposition during early rifting: the Cambrian of Sardinia and the Triassic-Jurassic of Tuscany, Italy*. Spec. Publs., int. Ass. Sediment., **9**, 9-37.
- COCOZZA T., JACOBACCI A., NARDI R. & SALVADORI I. (1974) - *Schema stratigrafico-strutturale del massiccio sardo-corso e minerogenesi della Sardegna*. Mem. Soc. Geol. It., **13**, 85-186.
- COCOZZA T. & LEONE F. (1977) - *Sintesi della successione stratigrafica paleozoica della Sardegna sud-occidentale*. Escursione in Sardegna 1977: risultati e commenti (a c. di G.B. Vai), GLP, 2-1977, Suppl., 15-23.
- COCOZZA T. & VALERA R. (1966) - *Nuove osservazioni sulla "discordanza cambro-ordoviciano" nella zona di Nebida (Sardegna sud-occidentale)*. Res. Ass. Min. Sarda, **71** (7), 58-71.
- CONTI L., COZZUPOLI D., LOMBARDI G. & TRAVERSA G. (1970) - *Contributo alla conoscenza del Cambriano metamorfico della Sardegna meridionale. I: Su alcune contattiti nei pressi di Teulada*. Per. Min., **39**, 415 - 451.
- CONTI L., COZZUPOLI D. & TRAVERSA G. (1972) - *Contributo alla conoscenza del Cambriano metamorfico della Sardegna meridionale. II: Le contattiti andalusitico-cordieritiche nell'aureola di Domus de Maria*. Per. Min., **41**, 463-479.
- DAMIANI A.V. & GANDIN A. (1974) - *Il Muschelkalk della Sardegna centro meridionale*. Boll. Serv. Geol. d'It., **94** (1973), 1, 81-116.
- DEBRENNE F. (1972) - *Nouvelle Faune d'Archéocyathes de Sardaigne*. Annales de Paléontologie (Invertébrés), **58**, 12-22.
- DEBRENNE F. & GANDIN A. (1985) - *La Formation de Gonnese (Cambrien, SW Sardaigne): biostratigraphie, paléogéographie, paléoécologie des Archéocyathes*. Bull. Soc. Geol. Fr., (8), 1 (4), 531-540.
- DEBRENNE F., GANDIN A. & SIMONE L. (1980) - *Studio sedimentologico comparato di tre "lenti" calcaree ad archeociati dell'Iglesiente e Sulcis (Sardegna Sud-occidentale)*. Mem. Soc. Geol. It., **20** (1979), 379-393.
- DEBRENNE F., GANDIN A., PILLOLA G.L. (1985) - *La sezione tipo del Membro di Punta Manna (Formazione di Nebida, Cambriano inferiore, Sardegna SW)*. In: Evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano; (COCOZZA T. & RICCI C.A. Eds.) Riunione scientifica, Siena; extended abstract, 33-34.
- DELAPERRIERE E. & LANCELOT J. (1989) - *Datation U-Pb sur zircon de l'orthogneiss du Capo Spartivento (Sardaigne, Italie), nouveau témoin d'un magmatisme alcalin ordovicien dans le Sud de l'Europe*. C. R. Acad. Sci. Paris, **309**, Sér. 2, 835-842.
- DEL BONO G.L. (1965) - *Relazione generale su una nuova possibile interpretazione della serie cambro-ordoviciano dell'Iglesiente*. Res. Ass. Min. Sarda, **70**, 5-134.
- DEL RIO M. (1973) - *Palinologia di un livello "permo-carbonifero" del bacino di S. Giorgio (Iglesiente, Sardegna sud-occidentale)*. Boll. Soc. Geol. It., **92**, 485-494.
- DEL RIO M., LEONE F. & PITTAU DEMELIA P. (1980) - *Acritarchi siluriani della successione paleozoica di Domusnovas (Sardegna sud-occidentale)*. Mem. Soc. Geol. It., **20**, 289 - 299.
- DUNNET D. (1969) - *Deformation in the Paleozoic rocks of Iglesias, SW Sardinia*. Thesis Ph. D. University of London, 412 pp.
- DUNNET D. & MOORE J. Mc. M. (1969) - *Inhomogeneous strain and the remobilization of ores and minerals*. Meeting on remobilization of ores and minerals. Cagliari, August 1969, 81-100.
- ESTEBAN M. (1976) - *Vadose pisolite and caliche*. Amer. Ass. Petr. Geol. Bull., **60** (11), 2048-2057.
- FANNI S., GANDIN A., GRILLO S.M., LIPPI F., MARRAS G., SALVADORI A. & TOCCOS. (1982) - *La piattaforma carbonatica cambrica della Sardegna sud-occidentale: sedimentazione e deposizione metallifera*. Mem. Soc. Geol. It., **22** (1981), 123-13.
- FERRARA G., RICCI C.A. & RITA F. (1978) - *Isotopic ages and tectonometamorphic history of the metamorphic basement of north-eastern Sardinia*. Contrib. Mineral. Petrol., **68**, 99-106.
- FONDI R. (1980) - *Orme di Microsauri nel Carbonifero superiore della Sardegna*. Mem. Soc. Geol. It., **20** (1979), 347-356.
- GALASSI R. & GANDIN A. (1992) - *New structural data and their bearing on the Cambrian stratigraphy of the Iglesias region (SW Sardinia, Italy)*. C. R. Acad. Sci. Paris, **314** II, 93-100.
- GAMBERA V. (1897) - *Seduta del 21 febbraio 1897*. Res. Ass. Min. Sarda, **2** (2), 5-7.
- GANDIN A. (1980) - *Analisi sedimentologica preliminare della parte superiore della Formazione di Gonnese e della parte inferiore della Formazione di Cabitza (Cambriano inferiore e medio della Sardegna)*. Mem. Soc. Geol. It., **20** (1979), 395-404.
- GANDIN A. (1985) - *Anomalie al passaggio Formazione di Gonnese. Formazione di Cabitza (Cambriano inferiore e medio; Sardegna sud-occidente)*. In: Evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano; (COCOZZA T. & RICCI C.A. Eds.) Riunione scientifica, Siena; extended abstract, 28-29.
- GANDIN A. (1987) - *Depositional and paleogeographic evolution of the Cambrian in south-western Sardinia*. In: SASSI F.P. & BOURROUILH R., (Eds.) IGCP N5, Newsletter **7**, 151-166.
- GANDIN A. & DEBRENNE F. (1984) - *Lower Cambrian bioconstructions in Southwestern Sardinia (Italy)*.

- Geobios. Mém. Spécial, **8**, 231-240.
- GANDIN A., MINZONI N. & COURJAULT-RADE' P. (1987) - *Shelf to basin transition in the Cambrian-Lower Ordovician of Sardinia (Italy)*. Geologische Rundschau, **76**, 827-836.
- GANDIN A. & PILLOLA G.L. (1985) - *Biostratigrafia e sedimentologia della Formazione di Cabitza nell'Iglesiente*. In: Evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano; (COCOZZA T. & RICCI C.A. Eds.) Riunione scientifica, Siena; extended abstract, 30-31.
- GANDIN A., PADALINO G. & VIOLO M. (1974) - *Correlation between sedimentation and ore prospecting. Sedimentological and ore-genesis studies of Cambrian "arenarie" and "dolomia rigata" formations (Sardinia, Italy): deposition and concentration of barite in an evaporitic environment*. Soc. It. Min. e Petrol., **30**, 251-303.
- GANDIN A., PADALINO G., TOCCO S. & VIOLO M. (1973) - *Un esempio di deposizione stratiforme di barite nella "dolomia rigata" del Cambriaco della Sardegna occidentale. Tentativo di correlazione tra l'ambiente di sedimentazione e la precipitazione del solfato di bario*. Boll. Soc. Geol. It., **92**, 329-354.
- GIOVANNONI M.A. & ZANFRÀ S. (1979) - *Studio di brachiopodi Ordoviciani della Sardegna meridionale*. Boll. Serv. Geol. d'It., **94** (1978), 85-232.
- GNOLI M. (1985) - *Paleontological content, constituent analysis and microfacies of Early Devonian pelagic limestone from Fluminimaggiore area (SW Sardinia)*. Boll. Soc. Paleont. It., **23** (2), 221-238.
- GNOLI M., KRIZ F., LEONE F., OLIVIERI F., SERPAGLI E. & STORCH P. (1990) - *Lithostratigraphic Units and Biostratigraphy of the Silurian and Early Devonian of Southwest Sardinia*. Boll. Soc. Paleont. It., **23**, (2), 221-238.
- GNOLI M., LEONE F., OLIVIERI R. & SERPAGLI E. (1988) - *The Mason Porcus section as reference section for Uppermost Silurian - Lower Devonian in SW Sardinia*. Boll. Soc. Paleont. It., **27** (3), 323-334.
- GNOLI M., JAANUSSON V., LEONE F. & SERPAGLI E. (1981) - *A lower Devonian stromatolite-bearing carbonate mound from southern Sardinia*. N. Jb. Geol. Palaont. Mh., 1981, H.6, 339-345.
- GNOLI M., MASTANDREA A., SERPAGLI E. (1985) - *Lower Devonian of Fluminimaggiore*. In: 19th European Micropal. Colloquium, Guide Book, A. Cherchi (Ed.), 124-129.
- GNOLI M., PAREA G.C., RUSSO F. & SERPAGLI E. (1980) - *Paleological remarks on the "Orthoceras limestone" of southwestern Sardinia (Middle-Upper Silurian)*. Mem. Soc. Geol. It., **20** (1979), 405-423.
- GNOLI M. & SERPAGLI E. (1985) - *Paleozoic of southwestern Sardinia*. In: 19th European Micropal. Colloquium, Guide Book, A. Cherchi (Ed.), 39-43.
- HAYWARD A.B. & GRAHAM R.H. (1989) - *Some geometrical characteristics of inversion*. In: COOPER M.A. & WILLIAMS G.D. (Eds.), Inversion tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ. n.44, 17-39.
- JUNKER B. & SCHNEIDER H.H. (1980) - *L'infra-cambriano della Sardegna sud-occidentale*. Mem. Soc. Geol. It., **20** (1979), 461.
- JUNKER B. & SCHNEIDER H.H. (1983) - *The Infracambrian Bithia Formation - Its facies development in Southwest Sardinia*. N. Jb. Palaont. Mh., **6**, 369-384.
- JUNKER B. & SCHOERSCHER H.D. (1980) - *L'età delle cataclasi del Sulcis meridionale (Sardegna)*. Mem. Soc. Geol. It., **20** (1979), 462.
- LEONE F., HAMMANN W., LASKE R., SERPAGLI E. & VILLAS E. (1991) - *Lithostratigraphic units and biostratigraphy of the post-sardic Ordovician sequence in south-west Sardinia*. Boll. Soc. Paleont. It. **30** (2), 201-235.
- LUDWING K.R. & TURI B. (1989) - *Paleozoic Age of Capo Spartivento Orthogneiss, Sardinia*. Chem. Geol. (Is. Geos. Sect.), **79**, 147-153.
- MACCAGNO A.M. (1965) - *Contributo alla conoscenza della fauna ordoviciano della Sardegna. Gli Echinodermi di Portixeddu*. Nota I. Atti Acc. Sc. Fis. e Mat. di Napoli, **5** (5), 149-195.
- MARTINI I.P., TONGIORGI M., OGGIANO G. & COCOZZA T. (1991) - *Ordovician alluvial fan to marine shelf transition in SW Sardinia, Western Mediterranean Sea: tectonically ("Sardic phase") influenced clastic deformation*. Sedimentary Geology, **72**, 97-115.
- MASTANDREA A. (1985) - *Early Devonian (Lochkovian) conodonts from southwestern Sardinia*. Boll. Soc. Paleont. It., **23**, (2), (1984), 239-258.
- MAXIA M. (1984) - *Segnalazione di potenti successioni carbonifere marine nella Sardegna meridionale*. Rend. Soc. Geol. It., **6**, 21-24.
- MAZZARINI F. & PERTUSATI P.C. (1992) - *Structural evolution of Northern Arburese (SW Sardinia)*. Boll. Soc. Geol. It., **110** (1991), 747-755.
- McCLAY K.R. & BUCHANAN P.G. (1992) - *Thrust faults in inverted extensional basins*. In "Thrust Tectonics" edited by K.R., McClay, Chapman & Hall, 93-104.
- MEMMI I., BARCA S., CARMIGNANI L., COCOZZA T., FRANCESCHELLI M., GATTIGLIO M., GHEZZOC., MINZONIN., NAUDG., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1982) - *Il magmatismo pre-ercinico della Sardegna*. In: Guida alla geologia del Paleozoico sardo. Guide Geologiche Regionali. Soc. Geol. It., 157-164.
- MEMMI I., BARCA S., CARMIGNANI L., COCOZZA T., ELTER F.M., FRANCESCHELLI M., GATTIGLIO M., GHEZZOC., MINZONIN., NAUD G., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1983) - *Further geochemical data on the pre-Hercynian igneous activities of Sardinia and on their geodynamic significance*. In: SASSI F.P. & SFEDERKENYI (Eds.), IGCP project n.5, Newsletter, **5**, 87-91.
- MINZONI N. (1981) - *Precambriano nel Sulcis meridionale*.

- nale (Sardegna). Miner. Petrogr. Acta, **24**, 51-56.
- MOORE J. McM. (1972) - *Supergene mineral deposits and physiographic development in southwest Sardinia, Italy*. Trans. Inst. Mining and Metall. (Sect. B: Appl. earth sci.), **81**, B 59-66.
- NAUD G. (1980) - *Tentative de synthèse sur l'évolution géodynamique de la Sardaigne antepermienne*. Mem. Soc. Geol. It., **20**, (1979) 197985-96.
- NOVARESE V. & TARICCO M. (1923) - *Cenni sommari sul Paleozoico dell'Iglesiente*. Boll. Soc. Geol. It., **4** (1922), 316-325.
- OLIVIERI R. (1970) - *Conodonti e zonatura del Devoniano superiore e riconoscimento di Carbonifero inferiore nei calcari di Corona Mizziu (Gerrei-Sardegna)*. Boll. Soc. Paleont. It., **8**, 63-152.
- OLIVIERI R. (1984) - *Middle and late Devonian conodonts from southwestern Sardinia*. Boll. Soc. Paleont. It., **23** (2), 269-310.
- OLIVIERI R., MASTANDREA A. & SERPAGLI E. (1981) - *Riconoscimento di alcune zone a conodonti del Devoniano inferiore nei calcari di Monte Padenteddu nella Sardegna meridionale*. Atti Soc. Nat. Mat. Modena, **11** (1980), 15-26.
- OLIVIERI R. & SERPAGLI E. (1990) - *Late Silurian-Early Devonian conodonts from Masonporcus section near Fluminimaggiore in Southwest Sardinia*. Boll. Soc. Paleont. It., **29** (1), 59-76.
- PALMERINI V. & PALMERINI SITZIA R. (1978) - *Le facies pelitiche della Formazione di Nebida (Cambriano inf. sardo)*. Boll. Soc. Geol. It., **97**, 57-71.
- PALMERINI V., PALMERINI SITZIA R. & PILO L. (1980) - *Le facies pelitiche degli "argilloscisti di Cabitza" (Cambriano medio della Sardegna)*. Mem. Soc. Geol. It., **20** 365-377.
- PILLOLA G.L. (1986) - *Biostratigraphy of the Campo-Pisano and Cabitza Formation: preliminary report*. In: IGCP Project n.5, Final Meeting, May 25-31 Cagliari, 67-68.
- PILLOLA G.L. & GROSS U. (1982) - *Stratigrafia del Membro di Matoppa della Formazione di Nebida (Cambriano inferiore) nell'area di M.te S. Giovanni-M.te Uda*. In: Guida alla Geologia del Paleozoico sardo. Guide Geologiche Regionali. Mem. Soc. Geol. It., 79-82.
- PITTAU DEMELIA P. & DEL RIO M. (1982) - *Acritarchi e loro significato stratigrafico nelle successioni paleozoiche della Sardegna*. In: Guida alla Geologia del Paleozoico sardo; Guide Geologiche Regionali. Soc. Geol. It., 33-35.
- POLL J.J.K. (1966) - *The geology of the Rosas-Terreseo area, Sulcis, South Sardinia*. Leidse Geol. Med., **35**, 117-208.
- POLL J.J.K. & ZWART H.J. (1964) - *On the tectonics of the Sulcis area, S Sardinia*. Geol. en Mijnbouw, **43** (4), 144-146.
- RASETTI F. (1972) - *Cambrian Tribolite Faunas of Sardinia*. Mem. Acc. Naz. Lincei, **11** (1), 1-100.
- SASSI F.P. (1990) - *Caratterizzazione petrografica delle Formazioni di Nebida e di Bithia nel Sulcis, con particolare riguardo alla fascia limite*. EMSA, (relazione inedita).
- SASSI F.P. & VISONA' D. (1989) - *Gli gneiss di Monte Filau ed i loro rapporti con le rocce circostanti*. Progemisa SpA Cagliari, (relazione inedita).
- SCHARBERT S. (1978) - *Supplementary remarks on Rb/Sr age and geopetrologic evolution of crystalline rocks in Southern Sulcis (Sardinia)*. By T. Coccozza et al. (1977). N. Jb. Geol. Palaont. Mh., H. 1, 59-64.
- SERPAGLI E. (1967) - *Prima segnalazione di Conodonti nel Siluriano della Sardegna e relative osservazioni stratigrafiche*. Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Fis. Mat. Nat., ser. 8, **42** (6), 856-858.
- SERPAGLI E. (1970) - *Ordovician Canularids of Sardinia*. Boll. Soc. Paleont. It., **8** (1969), 1, 3-10.
- SERPAGLI E. (1971) - *Uppermost Wenlockian-Upper Ludlovian (Silurian) Conodonts from Western Sardinia*. Boll. Soc. Paleont. It., **9** (1), 76-96.
- SERPAGLI E. (1983) - *The conodont apparatus Icriodus woschmidti Ziegler*. Fossil and Strata, **15**, 155-161.
- SERPAGLI E., GNOLI M., MASTANDREA A. & OLIVIERI R. (1978) - *Paleontological evidence of the Gedinnian (Lower Devonian) in southwestern Sardinia*. Riv. It. Paleont. Stratigr., **84** (2), 305-312.
- SERPAGLI E. & MASTANDREA A. (1980) - *Conodont assemblages from the Silurian-Devonian boundary beds of south western Sardinia (Italy)*. N. Jb. Geol. Palaont. Mh., 1978, 1, 37-42.
- STILLE H. (1939) - *Bemerkungen betreffend die "Sardische" Faultung und den Ausdruck "Ophiolitisch"*. Zs. Deutsc. Geol. Ges., **91**, 771-773.
- TARICCO R. (1922) - *Sul Paleozoico del Fluminese*. Boll. R. Com. Geol. It., **48** (6), 1-22.
- TEICHMULLER R. (1922) - *Zur Geologie des Tyrrhenisgebets. P. 1: Alte und junge krustenbewegungen im sudlichen Sardinien*. Abh. Ges. Wiss. Gottingen, **3**, 5, 857-950.
- TUCCIP. (1983) - *Le metamorfite dinamometamorfiche di Capo Malfatano (Sulcis, Sardegna)*. Per. Min., **52**, 149-176.
- VAIG. B. & COCOZZA T. (1974) - *Il "Postgotlandiano" sardo, unità sinorogenica ercinica*. Boll. Soc. Geol. It., **93**, 61-72.
- VALERA R. (1967) - *Contributo alla conoscenza dell'evoluzione tettonica della Sardegna*. Res. Ass. Min. Sarda, **72** (6), 3-95.
- VARDABASSO S. (1940) - *Qual'è il profilo normale del Cambriaco sardo?* Res. Ass. Min. Sarda, **45**, 100-110.
- VARDABASSO S. (1956) - *La fase sarda dell'orogenesi caledonica in Sardegna*. Geotektonisches Symp. Ehren von H. Stille Deutsc. Geol. Ges., Stuttgart, 120-127.
- ZUFFARDI P. (1965) - *Conoscenze e ipotesi attuali sulla minerogenesi sarda*. Boll. Ass. Min. Subalpina, **2**, 197-238.

## DESCRIZIONE DEGLI STOP

## ESCURSIONE NELLA ZONA ESTERNA (IGLESIENTE E SULCIS)

A cura: CARMIGNANI L., CAROSI R., GATTIGLIO M., MUSUMECI G., OGGIANO G. & PERTUSATI P.C.

Andando da Cagliari ad Iglesias, si attraversano i depositi alluvionali quaternari del graben terziario del Campidano. Successivamente, dopo il paese di Siliqua, viene attraversata la Formazione del Cixerri, costituita da depositi continentali fluvio-lacustri di età Oligocene - Miocene. Lungo la strada sono anche visibili alcuni duomi magmatici appartenenti al ciclo vulcanico calcalcalino Oligocenico.

Pochi chilometri prima del paese di Domusnovas, è visibile in panorama il massiccio del Monte Marganai dove affiora la successione Cambro-Ordoviciano dell'Iglesiente; i rilievi a destra della strada sono costituiti dalla successione ordoviciano.

— STOP 1.1 - *Miniera di Campo Pisano: Formazione di Gonnese e di Cabitza nella località tipo e panorama della sinclinale E-W di Iglesias (Fig. 2.6) (da CARMIGNANI et al., 1986, modificato).*

In una sezione esposta lungo la nuova circonvallazione della città di Iglesias, poche centinaia di metri a Sud della vecchia stazione di Cabitza, sono esposte in successione le seguenti formazioni (Fig. 2.6 e 2.7):

— la Formazione di Cabitza (Cambriano medio - Ordoviciano inferiore), costituita alla base da calcari nodulari e verso l'alto da argilloscisti varicolori, arenarie e siltiti con laminazioni sedimentarie piano parallele e più raramente oblique. Nei calcari nodulari è osservabile una foliazione per dissoluzione con formazione di giunti stilolitici ad alto angolo con la stratificazione. Una parte dei giunti stilolitici hanno ombre di pressione.

Vicino all'area di sosta, lungo la strada, si può osservare un livello calcareo massivo (*grainstone*) ricco in placche di echinodermi intercalato ai vari livelli nodulari (GANDIN, 1980).

Scendendo al di sotto della strada, possiamo osservare il passaggio dal Calcare Nodulare agli Argilloscisti. Vicino al contatto si trova un livello fossilifero a trilobiti, visibile in alcuni piccoli scavi effettuati per la loro raccolta.

— la Formazione di Gonnese (Metallifero Auct., Cambriano inferiore), rappresentata dalla "Dolomia Grigia", Dolomia Gialla e rari relitti di Calcare Ceroide.

In particolare si può osservare il passaggio dal Calcare Ceroide, che in questa sezione è dolomitizzato e silicizzato, al Calcare Nodulare. Quest'ultimo segna l'inizio dell'annegamento della piattaforma isolata pericontinentale (Membro del Calcare Ceroide), dopo un breve periodo di emersione e la continuazione della sedimentazione marina in ambiente di piattaforma epicontinentale aperta influenzata da apporti terrigeni.

Verso W si estende la sinclinale di Iglesias, che costituisce una grande struttura diretta circa E-W, attribuita alla Fase Sarda

e complicata dall'interferenza con le strutture N-S (originate dalla fase principale ercinica). Gli argilloscisti della Formazione di Cabitza, al nucleo della struttura, affiorano nel fondovalle mentre la Formazione di Gonnese costituisce i fianchi della sinclinale e affiora in corrispondenza dei rilievi che bordano la valle a N e a S (Fig. 2.6).

— STOP 1.2 - *Di fronte alla miniera di Monteponi: Bacino di S. Giorgio, sedimenti permo - carboniferi discordanti sul Cambriano medio (Fig. 2.6) (da CARMIGNANI et al., 1986, modificato).*

Proseguendo lungo la circonvallazione di Iglesias, poche centinaia di metri oltre lo stop precedente, è ben visibile la discordanza fra la Formazione di Cabitza, vistosamente deformata, e i sedimenti detritici del Carbonifero superiore del bacino di S. Giorgio. Il contatto erosivo è caratterizzato da una superficie irregolare intagliata nel basamento. I sedimenti sono costituiti da conglomerati eterogenei, grossolani e poco maturi della successione cambro-devoniana. Verso l'alto si intercalano nella successione anche termini carbonatici (dolomie) di esiguo spessore.

Per quanto riguarda l'età dei depositi del bacino di S. Giorgio è stata rinvenuta una macroflora a *Pecopteris arborescens* (Schloth), *Callipteridium pteridium* (Schloth), *Neuropteris planchardi* (Zeiller), *Dicksonite plukeneti* (Schloth) *sterzeli* Zeiller, riferibile allo Stefaniano superiore (COCOZZA, 1967). L'età Carbonifero superiore (Westfaliano - Stefaniano) è inoltre confermata anche da dati palinologici (DEL RIO, 1973) e da una icnofauna a *Salichnium heringi* (Geinitz) (FONDI, 1980).

I sedimenti del bacino sono dislocati da faglie dirette molto inclinate orientate N20E-N80E immergenti verso SE.

— STOP 1.3 - *Località Bindua (di fronte alla miniera di S. Giovanni): strutture polideformate nella Formazione di Cabitza (Fig. 2.6) (da CARMIGNANI et al., 1986, modificato).*

Superato l'abitato di Bindua e la casa cantoniera dell'Anas in corrispondenza del km 33 della S.S. 126, si devia sulla destra in direzione della miniera di Monte Agruxiau. Alcune decine di metri dopo il ponte della vecchia ferrovia, affiora, in corrispondenza della zona di cerniera della sinclinale di Iglesias, la Formazione di Cabitza. Qui affiora prevalentemente la parte alta della formazione, caratterizzata da facies terrigene, con alternanze di prevalenti siltiti e sottili livelli arenacei in cui sono visibili alla scala dell'affioramento, strutture da interferenza fra la fase E-W ("eocaledonica": Fase Sarda) e la fase N-S (ercinica).

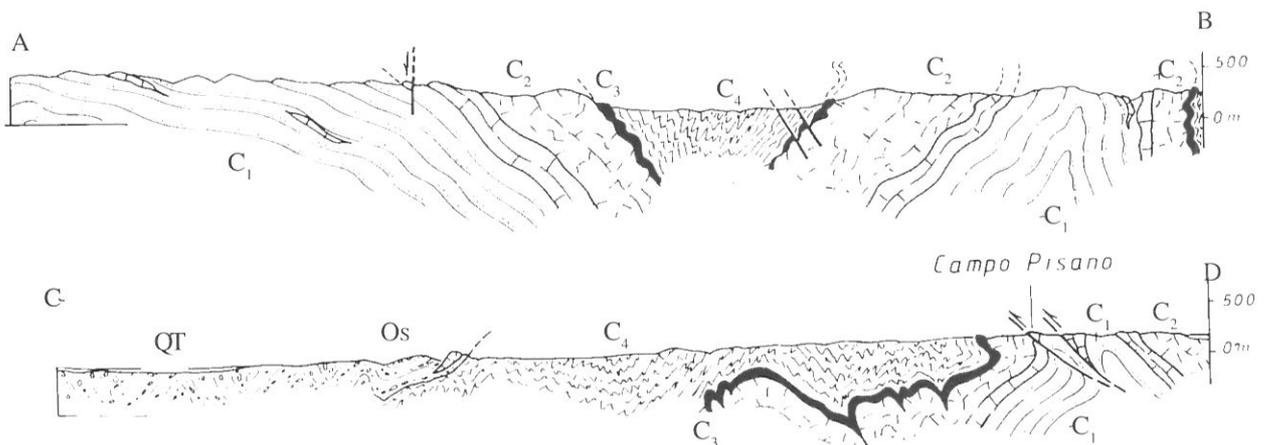
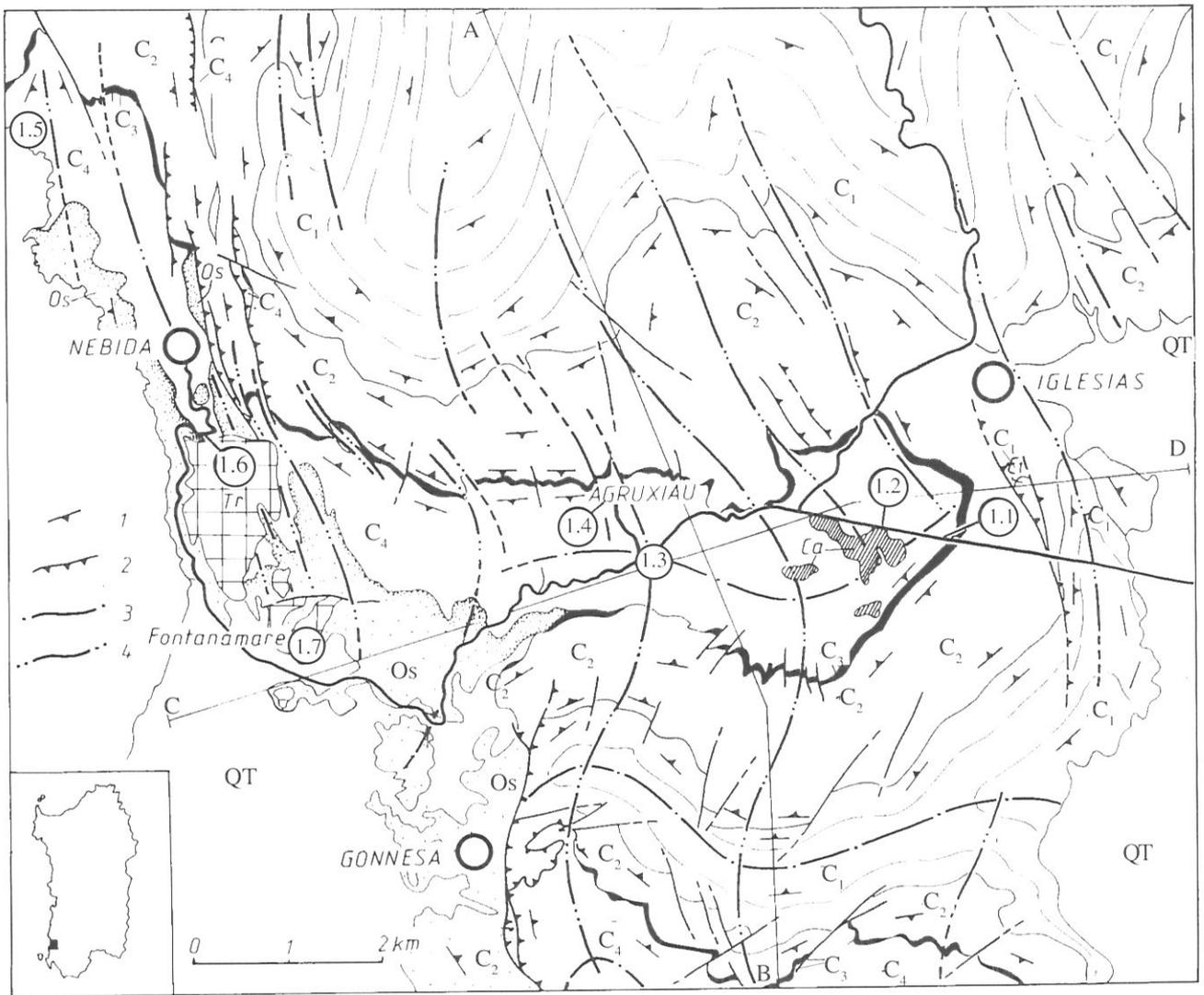


Fig. 2.6- Carta geologica schematica e sezioni geologiche dell'area di Iglesias con localizzazione degli stop (da CARMIGNANI et al., 1982). Qt: sedimenti e vulcaniti terziari e quaternari; Tr: conglomerati e dolomie (Trias medio); Os: argilliti carboniose con lenti di "calcarei ad *Orthoceras*" nei pressi di Fontanamare; arenarie e siltiti con brachiopodi, briozoi etc; conglomerati trasgressivi con blocchi di calcari cambriani (Ordoviciano-Siluriano); C<sub>4</sub>: Membro degli Argilloscisti di Cabitza (Cambriano superiore - Ordoviciano Inferiore); C<sub>3</sub>: Membro del Calcare Nodulare (Cambriano medio); C<sub>2</sub>: Formazione di Gonnese; C<sub>1</sub>: Formazione di Nebida; arenarie con lenti di calcari e dolomie ad archeociatidi (Cambriano inferiore); 1: direzione ed immersione degli strati; 2: faglie inverse e sovrascorrimenti; 3: tracce dei piani assiali delle pieghe maggiori dovute alla Fase Sarda; 4: tracce dei piani assiali delle pieghe della principale fase ercinica.

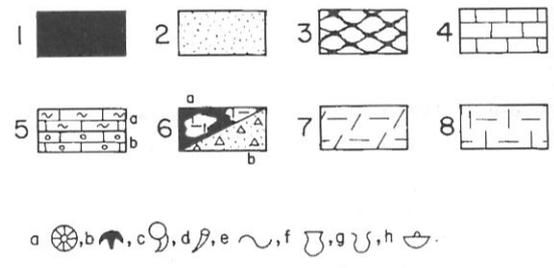
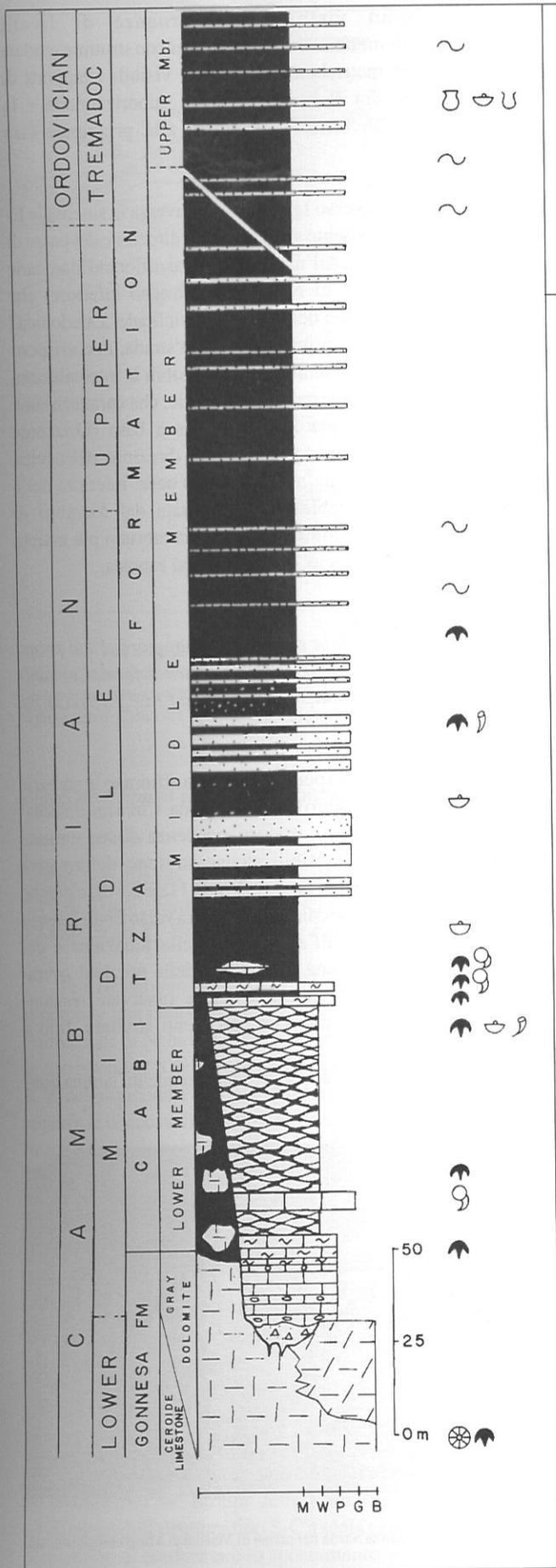


Fig. 2.7 - Parte superiore della Formazione di Gonnese e Formazione di Cabitza (da CARMIGNANI et al., 1986).

1: Argilliti e siltiti; 2: Arenarie; 3: Calcari marnosi con piccoli noduli; 4: Calcari stratificati; 5a: Argilliti e Siltiti; 5b: Calcare marnoso con grandi noduli; 6: Brecce con matrice argillitica; 7: Dolomia grigia; 8: Calcari massicci; a) Archeociatidi; b) Trilobiti; c) Echinodermi; d) Ioliti; e) Tracce fossili; f) *Dictyonema*; g) Acritarchi; h) Brachiopodi.

Un sistema di pieghe aperte, prive di scistosità di piano assiale, dirette N110E (Fase Sarda) è deformato da una fase successiva accompagnata da una scistosità ben espressa diretta N30E-N60E. La sovrapposizione della foliazione principale ercinica sulla  $S_0$  dà origine ad un ben sviluppato pencil cleavage.

— STOP 1.4 - Monte Agruxiau: Transizione fra la Formazione di Gonnese e la Formazione di Cabitza (Fig. 2.6) (da CARMIGNANI et al., 1986).

In una vecchia cava è visibile, nonostante la presenza di fenomeni di dolomitizzazione secondaria, la transizione fra il Membro del Calcare Cerroide (Formazione di Gonnese; Cambriano inferiore) e i Calcari Nodulari (Formazione di Cabitza; Cambriano medio - Ordoviciano inferiore)(Fig. 2.6). Gli ultimi metri del Calcare Cerroide sono interessati da fratturazioni e cavità riempite da calcite e da materiale ematitico. Alla sommità è presente un livello di brecce (Brecce di Monte Agruxiau) composto da clasti angolosi di Calcare Cerroide. La matrice della breccia, localmente molto abbondante è composta sia da materiale ematitico sia da marne giallastre simili a quelle presenti nel Calcare Nodulare in quest'area. La genesi di queste brecce è attribuita al rapido annegamento della piattaforma carbonatica che a causa della tettonica distensiva sinsedimentaria era stata precedentemente sottoposta a locale emersione ed erosione.

— STOP 1.5 - Marina di Masua: Discordanza Sarda (Fig. 2.6) (Carosi R., Gattiglio M., Musumeci G. & Pertusati P.C.).

Da Marina di Masua seguendo la costa verso S, si prende un sentiero sulla sinistra, che dopo un percorso di circa 20 minuti conduce ad una "sella", dalla quale possia-

mo scendere sul mare ad osservare una delle migliori esposizioni della Discordanza Sarda.

Lungo la costa affiorano la Formazione di Cabitza e i conglomerati poligenici ordoviciani (Puddinga Ordoviciana Auct.). Questi ultimi sono costituiti da clasti, di varie dimensioni, spesso arrotondati, provenienti dalle formazioni cambriane, fortemente appiattiti ed isoorientati secondo la foliazione della fase ercinica principale (Fase N-S). La discordanza tra le due formazioni è netta e la superficie di discordanza è deformata da pieghe con assi subverticali di età ercinica (Fig. 2.8). La presenza nella Puddinga di olistoliti (megabrecce) di Calcare Ceroide e di Dolomia Grigia, visibili lungo la costa, suggerisce fenomeni di crollo da una falesia attiva durante la sedimentazione ordoviciana (CARMIGNANI et al., 1986).

— STOP 1.6 - *Camionabile Nebida-Iglesias, località Monte S. Giuseppe: Accavallamenti ercinici vergenti ad W (Fig. 2.9) (Carosi R., Musumeci G. & Pertusati P.C.).*

Seguendo la camionabile si arriva ad una sella, da cui si raggiunge, dopo alcune decine di metri l'altopiano di Campumari.

Qui affiora una successione discordante sul Cambriano di età triassica, rappresentata da fanglomerati e da paleosuoli calcarei evoluti e calcari e calcari dolomitici, con intercalari siltoso-carbonatici. L'ambiente di sedimentazione si è evoluto, attraverso facies di conoide pedemontano a piana alluvionale costiera a facies di laguna protetta evaporitica (COCOZZA & GANDIN, 1978).

In questa zona sono visibili alcuni dei principali accavallamenti dell'Iglesiente, con vergenza occidentale, associati alla principale fase ercinica (Fig. 2.9). La sezione lungo la strada mostra l'accavallamento del Calcare Ceroide al di sopra degli Argilloscisti della Formazione di Cabitza e del conglomerato ordoviciano (Fig. 2.9). L'accavallamento è marcato dallo sviluppo di una cataclaste di dimensioni metriche.

Il contatto tra Calcare Ceroide e Argilloscisti di Cabitza è deformato da pieghe erciniche con assi circa N-S inclinati verso N di 70-80°. Le strutture plicative che si formano dalla loro sovrapposizione con la sinclinale caledonica orientata E-W, sono quindi delle "antiformi sinclinali" e delle "sinformi anticlinali" (Fig. 2.5). In questa zona il Calcare Ceroide è intensamente silicizzato e dolomitizzato. Si tratta per lo più di "dolomia gialla" epigenetica legata alla attività di faglie dirette (di probabile età triassica).

— STOP 1.7 - *Camionabile Nebida-Iglesias: Facies sedimentarie nel Conglomerato ordoviciano e strutture deformative erciniche (Fig. 2.10) (Carosi R., Musumeci G., Oggiano G. & Pertusati P.C.).*

Dopo aver superato i depositi triassici di Campumari si attraversa la Puddinga Ordoviciana Auct.. Lungo la

strada sono visibili le alternanze di livelli microconglomeratici e livelli arenacei con strutture gradate e bancature metriche. Sono inoltre visibili i rapporti di intersezione fra la stratificazione suborizzontale e la foliazione subverticale associata alla principale fase ercinica.

Tornando verso Iglesias, si attraversa la sinclinale E-W, e successivamente si prosegue in direzione del paese di Fluminimaggiore. All'uscita da Iglesias affiorano le arenarie della Formazione di Nebida (Cambriano inferiore) che costituisce il nucleo della grande anticlinale "caledonica" del Marganai. Nel primo tratto della strada, in corrispondenza del Lago di Gennarta, sono visibili le intercalazioni carbonatiche all'interno delle arenarie, che caratterizzano il Membro di Punta Manna alla sua base (Orizzonte Oolitico). Proseguendo verso N, in direzione del nucleo dell'anticlinale viene attraversata la parte inferiore della Formazione di Nebida, rappresentata dal Membro di Matoppa, che costituisce i depositi cambriani più antichi dell'Iglesiente e la cui base non è mai esposta.

— STOP 1.8 - *Strada per Fluminimaggiore, 1 km prima dell'abitato di S. Benedetto: strutture deformative nelle arenarie della Formazione di Nebida (Fig. 2.15) (Carosi R., Musumeci G. & Pertusati P.C.).*

Lungo la strada per S. Benedetto affiorano le arenarie cambriane del Membro di Punta Manna. Circa un chilometro prima dell'abitato, in corrispondenza di due tornanti della strada, sono visibili alcune strutture deformative erciniche costituite da *duplex* (Fig. 2.11a e 2.11b) e pieghe rovesciate a piccola scala con vergenza verso ENE. Il senso di taglio dedotto dall'andamento della foliazione e dei *backthrusts* indica una traslazione delle porzioni sovrastanti verso NE. Si possono anche osservare *tension-gashes* destre associate alle precedenti strutture, fino a scala metrica.

Nelle arenarie sono presenti frequenti laminazioni

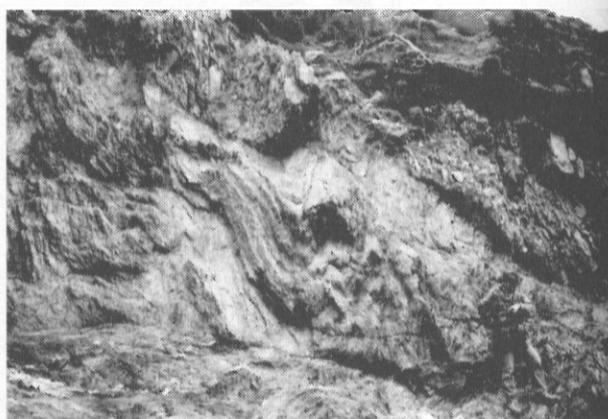


Fig. 2.8 - Discordanza Sarda nei pressi di Marina di Masua lungo la costa.

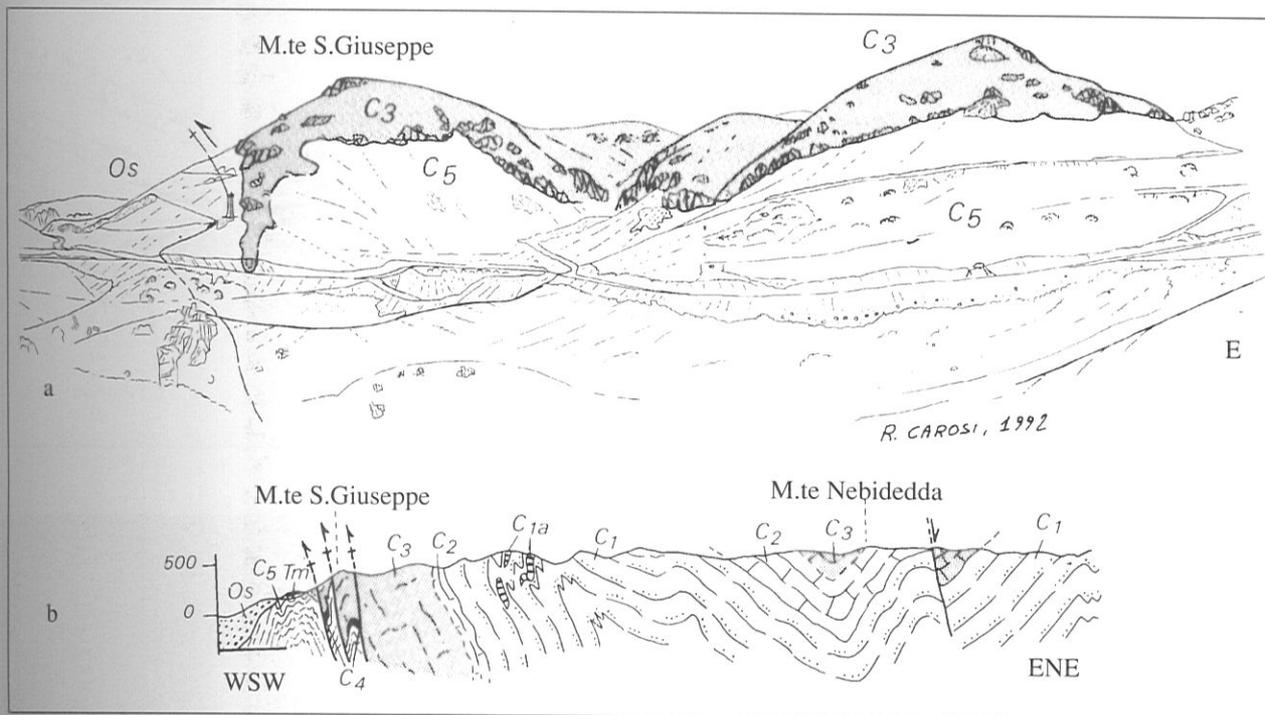


Fig. 2.9 - a) Panorama delle strutture di M. S. Giuseppe dall'altopiano di Campumari; C<sub>3</sub>: Formazione di Gonnese; C<sub>5</sub>: Formazione di Cabitza; Os: Puddinga. b) sezione geologica E-W dell'Iglesiente W, comprendente la panoramica di M.S.Giuseppe; C<sub>1</sub>: Formazione di Nebida; C<sub>1a</sub>: lenti di calcari e dolomie ad archeociatidi; C<sub>2</sub>: Membro della Dolomia Rigata; C<sub>3</sub>: Membro del Calcare Ceroide; C<sub>4</sub>: Membro del Calcare Nodulare; C<sub>5</sub>: Membro degli Argilloscisti di Cabitza; Os: Puddinga Ordoviciano.

incrociate e *ripples* che indicano una successione diritta.

— STOP 1.9 - Strada S. Benedetto - Malacalzetta Località Arcu sa Cruxi: *Backthrusts ercinici* (Figg. 2.12, 2.15a e 2.15b) (Carosi R., Musumeci G. & Pertusati P.C.).

Procedendo verso il villaggio minerario di Malacalzetta si percorre una lunga sezione attraverso le Arenarie della Formazione di Nebida. Circa 1 km prima di Malacalzetta, in corrispondenza della sella di Arcu sa Cruxi, le strutture E-W della sinclinale di Malacalzetta sono troncate da una superficie di accavallamento con direzione N-S che costituisce uno dei principali *backthrusts* dell'Iglesiente orientale (Figg. 2.12 e 2.15).

In corrispondenza di questa struttura le arenarie cambriane, localmente in giacitura rovesciata, sono sovrascorse sul Calcare Ceroide e sui litotipi della Formazione di Cabitza. Le arenarie cambriane affioranti rappresentano la parte alta della Formazione di Nebida. Il passaggio tra il Calcare Ceroide e il Calcare Nodulare è marcato in quest'affioramento da un livello di breccie intensamente deformate.

In corrispondenza del contatto tettonico si sviluppa una marcata deformazione, ben visibile nel Calcare Ceroide che presenta un aspetto foliato ed è intensamente ricristallizzato. Nei litotipi della Formazione di Cabitza sono osservabili strutture tipo S-C a scala centimetrica, che permettono di confermare lo spostamento verso NE delle

formazioni sovrastanti il *backthrust*.

— STOP 1.10 - Villaggio di Malacalzetta: *Klippe di M. Cuccheddu* (Fig. 2.13 e 2.15) (Carosi R., Musumeci G. & Pertusati P.C.).

Ci fermiamo al cartello del villaggio minerario di Malacalzetta per osservare in panorama la *klippe* del M. Cuccheddu. Questa struttura è costituita da una scaglia di

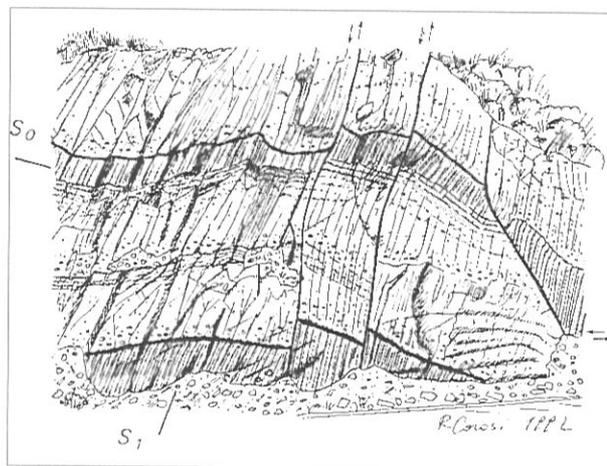


Fig. 2.10 - Rapporti tra S<sub>0</sub> ed S<sub>1</sub> nella Puddinga lungo la camionabile Nebida-Iglesias.

Calcare Ceroide (Formazione di Gonnesa) sovrascorsa al di sopra dei calcari nodulari e degli argilloscisti della Formazione di Cabitza (Fig. 2.13). Il contatto tettonico, caratterizzato da una giacitura suborizzontale immergente verso W è marcato da una fascia cataclastica di spessore metrico (Fig. 2.14). Gli elementi cinematici, rappresentati da strutture di tipo S-C, indicano un senso di movimento verso NE della porzione superiore.

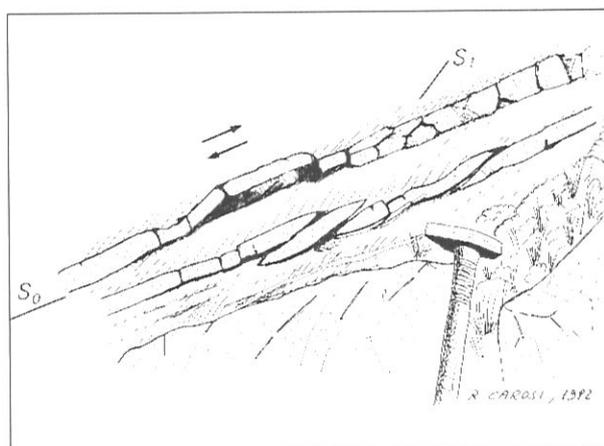
Si torna indietro sulla strada per Fluminimaggiore proseguendo verso N; al km 48.7, in un affioramento di calcare ad alghe ed archeociati del Membro di Matoppa, è stata ritrovata una fauna costituita da brachiopodi, molluschi e dai trilobiti più antichi finora conosciuti in Sardegna. In base alle faune ad archeociatidi risulta un'età compresa fra l'Atdabaniano superiore e il Botomiano inferiore (RASETTI, 1972).

— STOP 1.11 - *Cantoniera S. Angelo: Orizzonte oolitico* (Fig. 2.16 (da CARMIGNANI et al., 1986).

L'Orizzonte Oolitico, esteso su tutta l'area, segna la base del Membro di Punta Manna. Le sue sequenze indicano un ambiente deposizionale di barra e delta oolitico. La Fig. 2.17 mostra due sezioni di questa unità esposte in quest'area.

Dalla cantoniera S. Angelo si prosegue verso Fluminimaggiore, risalendo nella successione stratigrafica. Viene infatti attraversato il Membro di Punta Manna (Formazione di Nebida) e il Membro della Dolomia Rigata (Formazione di Gonnesa). Il passaggio fra i due membri è visibile in dettaglio nei pressi del Tempio di Antas.

— STOP 1.12 - *Tempio di Antas: Passaggio fra il Membro di Punta Manna (Formazione di Nebida) e il Membro della Dolomia Rigata (Formazione di Gonnesa);* (Fig. 2.16 e



a



b

Fig. 2.11 - a e b) strutture a duplex a scala metrica nelle arenarie cambriane presso S. Benedetto, indicanti uno spostamento verso NE della parte superiore.

2.18)(da CARMIGNANI et al., 1986).

La successione inizia con areniti a grana fine, seguite da dolomie plumbee con strutture a tappeti algali di facies

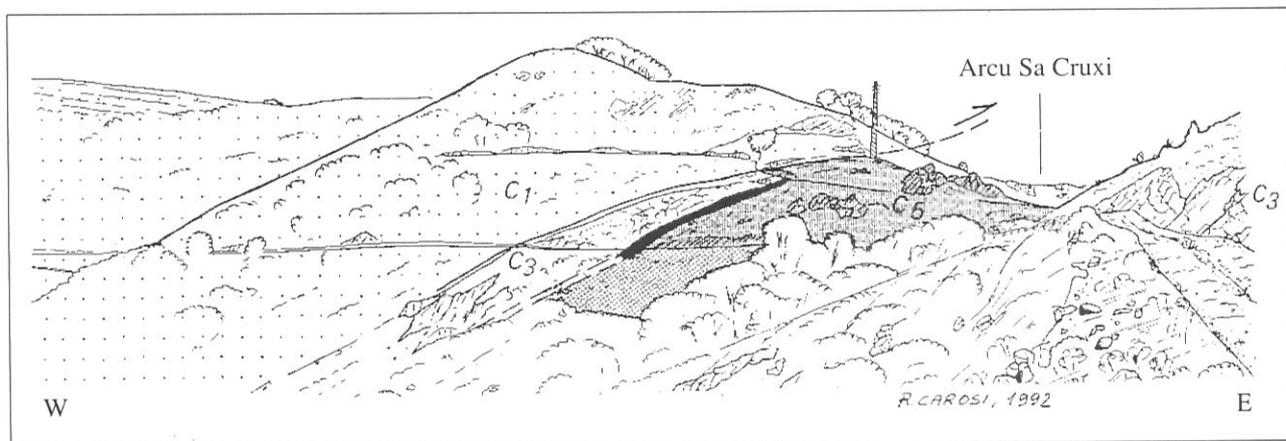


Fig. 2.12 - Panorama del sovrascorrimento delle arenarie cambriane (C<sub>1</sub>) verso E-NE ad Arcu Sa Cruxi; C<sub>3</sub>: Calcare Ceroide; C<sub>5</sub>: Formazione di Cabitza; in nero è indicato il livello di breccie tra le Formazioni di Cabitza e Gonnesa.

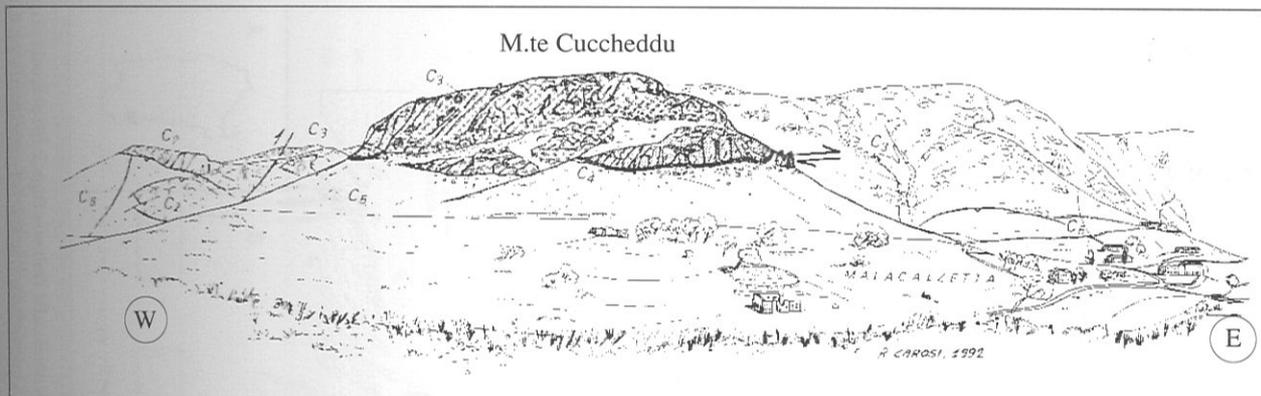


Fig. 2.13 - Panorama della Klippe di M.te Cuccheddu a Malacalzetta: C<sub>2</sub> Dolomia Rigata; C<sub>3</sub> Calcare Ceriide; C<sub>4</sub> Calcare Nodulare; C<sub>5</sub>: Argilloscisti di Cabitza. Il Calcare Ceriide è sovrascorso verso NE sulla Formazione di Cabitza.

simili a quelle del Membro della Dolomia Rigata. Alcuni livelli dololutitici fanno passaggio ad una nuova intercalazione arenitica e quindi a banchi dolomitici in cui sono visibili laminazioni, intraclasti piatti e cavità da disseccamento allineate. Seguono per uno spessore di circa 5 m alternanze di livelli carbonatici e livelli arenacei.

La successione prosegue verso l'alto con dolomie laminate, localmente silicizzate, fino alla base di un caratteristico livello ferroso a goethite. Proseguendo verso l'alto, sono presenti altri livelli ferrosi, di spessore variabile da alcuni centimetri a circa 4 m, che per la loro giacitura su superfici di erosione, rappresentano depositi di tipo continentale (CARANNANTE et al., 1975).

Verso l'alto la successione diventa completamente dolomitica (Membro della Dolomia Rigata) ed evolve da dolomie laminate, con strutture cupoliformi, a dolomie con lamine planari e strutture derivanti da cavità di disseccamento tipo *sheet crack*. Seguono strati contenenti selce in piccole cavità o costituenti noduli e liste; in corrispondenza di questi strati sono visibili strutture geopetali e breccie intraformazionali.

Proseguendo verso Fluminimaggiore dopo le formazioni cambriane vengono attraversati i conglomerati (Puddinga Ordoviciano Auct.) della Trasgressione Ordoviciano e successivamente i depositi detritici dell'Ordoviciano superiore. Vicino al cimitero di Fluminimaggiore questi depositi passano alla successione Siluriana del fianco settentrionale del duomo di arenarie cambriane dell'Iglesiente, costituita da argilloscisti neri e calcari.

—STOP 1.13 - *Bivio per Portixeddu: Contatto tettonico fra l'Unità dell'Arburese (Postgotlandiano Auct.) e le formazioni siluriano-devoniane dell'Iglesiente (Fig. 2.16)* (Carosi R., Musumeci G. & Pertusati P.C.).

Lungo la strada Fluminimaggiore - Arbus, poche decine di metri prima del bivio per Portixeddu, affiorano le metarenarie (Cambriano-Ordoviciano inferiore) dell'Unità dell'Arburese (Postgotlandiano Auct.) in contatto

tettonico sui sottostanti depositi siluro-devoniani dell'Iglesiente.

Il contatto tettonico, visibile alle spalle del muro di contenimento al bordo della strada, è caratterizzato da una struttura di intensa deformazione cataclastico-milonitica di spessore decametrico. A questa struttura sono associate tettoniti di tipo S-C in cui la scistosità regionale è deformata da piani di taglio a basso angolo (20° - 40°). Il senso di taglio dedotto dall'asimmetria delle strutture deformative a scala meso e microscopica e dalla direzione N-S delle *stretching lineations* indicano una traslazione dell'Unità dell'Arburese verso S e SW.

—STOP 1.14 - *Portixeddu: livelli fossiliferi dell'Ordoviciano superiore dell'Iglesiente (Fig. 2.16)* (da CARMIGNANI et al., 1986).

I rilievi a sud della baia di Portixeddu sono costituiti dal Calcare Ceriide (Formazione di Gonnese; Cambriano medio) di Buggerru che immerge verso N al di sotto delle sovrastanti sequenze ordoviciane. Lungo la linea di costa



Fig. 2.14 - Particolare della fascia cataclastica nei calcari nodulari alla base del sovrascorrimento di M. Cuccheddu. Si noti lo sviluppo di superfici C connesse con il sovrascorrimento.

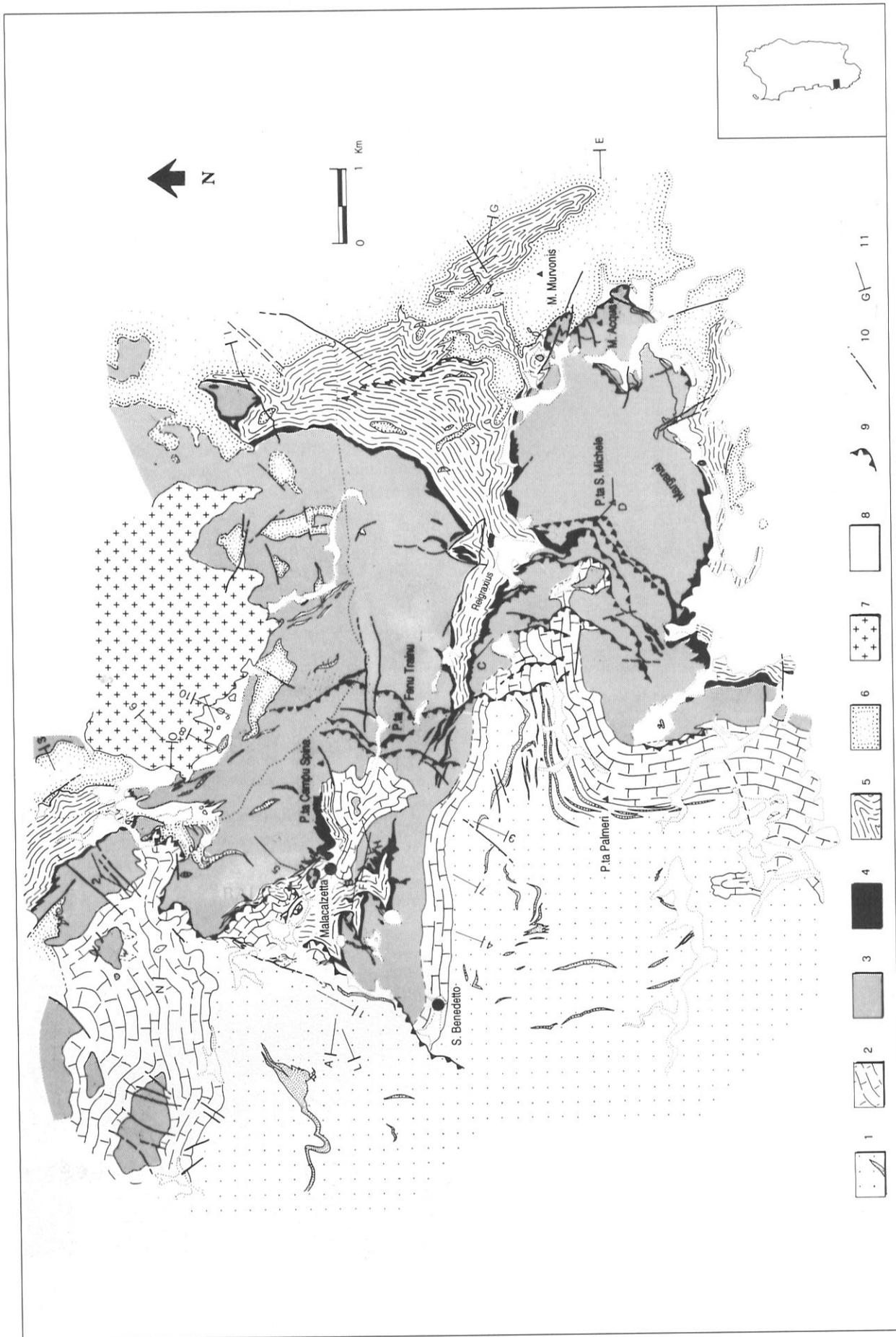


Fig. 2.15. a - Carta geologica schematica dell'Ighesiente orientale (da CAROSI et al., in stampa). 1: Formazione di Nebida; arenarie con lenti di calcari ad archeociti; 2: Membro della Dolomia Rigata (F. di Gonnessa); 3: Membro del Calcare Ceroidale (F. di Gonnessa); 4: Membro del Calcare Nodulare (F. di Cabitza); 5: Membro degli Argilloscisti di Cabitza (F. di Cabitza); 6: Formazione Ordoviciana; 7: granitoidi carboniferi (γ); 8: depositi post ercinici; 9: *backthrusts*; 10: faglie; 11: tracce delle sezioni geologiche.

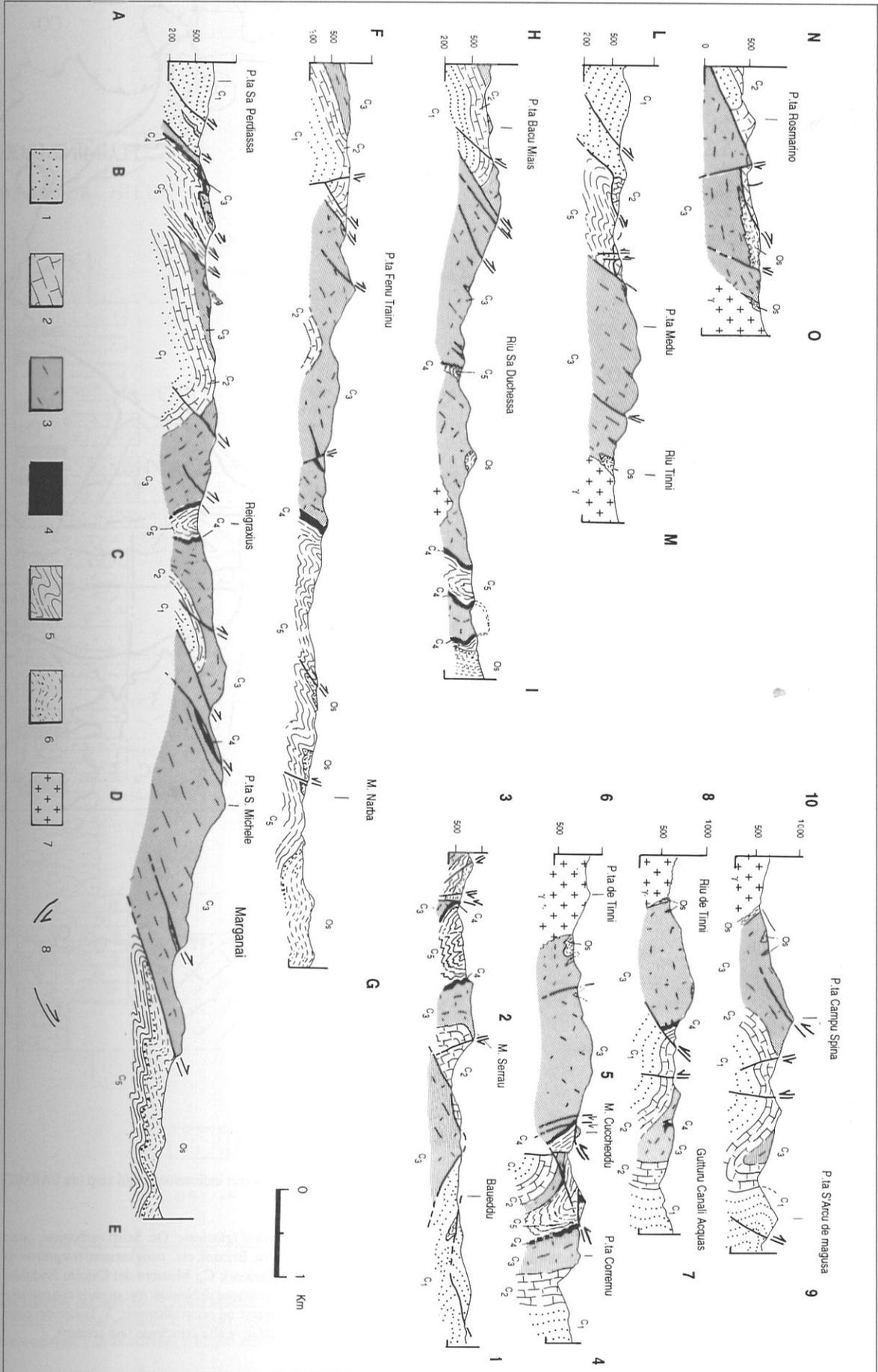


Fig. 2.1.5b. Sezioni geologiche attraverso l'iglesiente orientale (da CAROSI et al., in stampa). 1: Formazione di Nebida (C<sub>1</sub>); arenarie con lenti di calcari ad archeocritati; 2: Membro della Dolomia Rigata (C<sub>2</sub>) (F. di Gonnesa); 3: Membro del Calcare Ceroidale (C<sub>3</sub>) (F. di Gonnesa); 4: Membro del Calcare Nodulare (C<sub>4</sub>) (F. di Cabitza); 5: Membro degli Argilloscisti di Cabitza (C<sub>5</sub>) (F. di Cabitza); 6: Formazione Ordoviciana (O<sub>1</sub>); 7: granitoidi carboniferi (Y); 8: faglie; 9: *Duckhorni*.

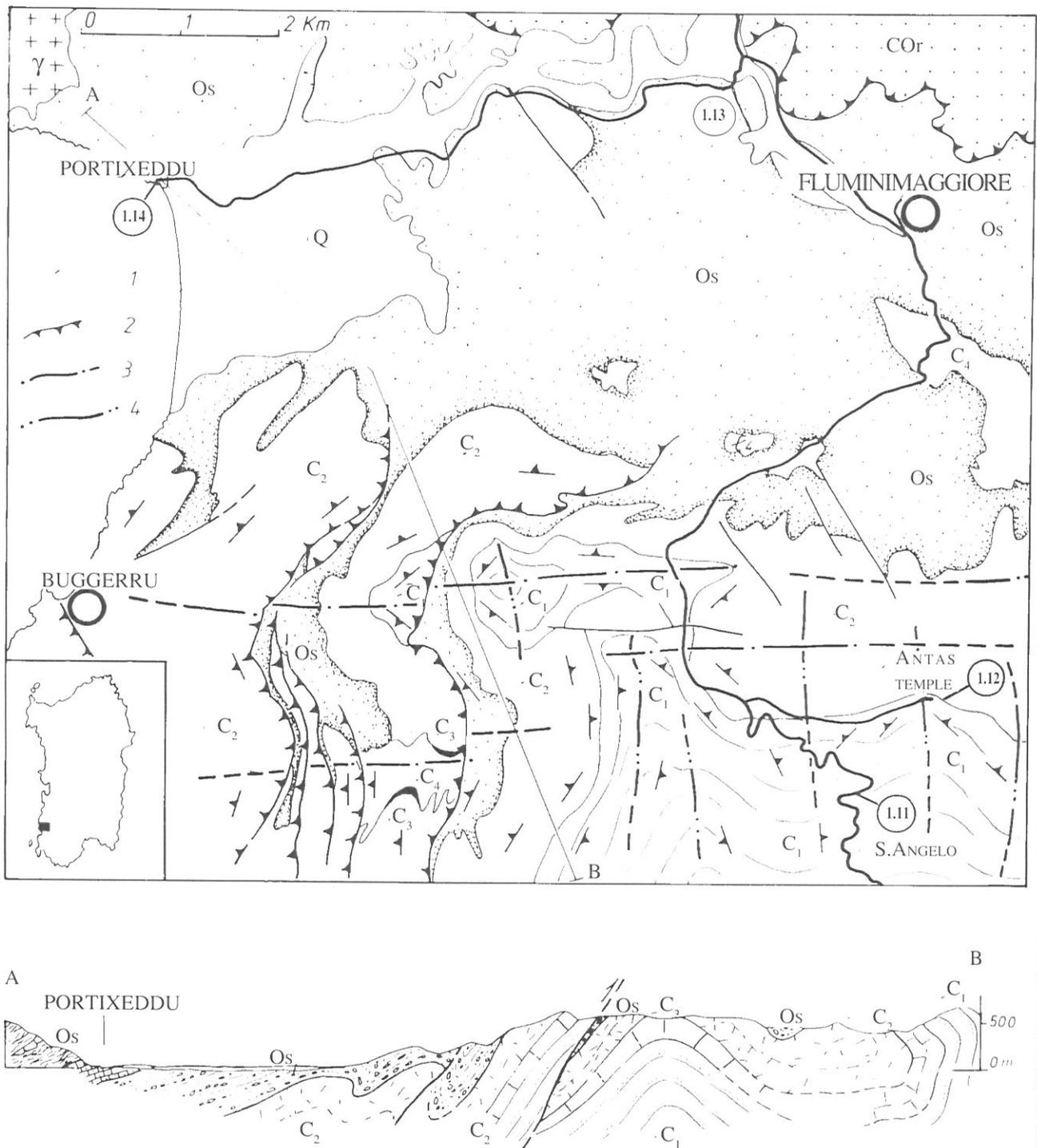


Fig. 2.16 - Carta geologica schematica e sezione geologica dell'area Fluminimaggiore-Buggerru con indicazione degli stop (da CARMIGNANI et al., 1986).

Q: Depositi quaternari;  $\gamma$ : granitoidi carboniferi

*Unità dell'Arburese*: Cor: Arenarie e scisti (Cambriano- Ordoviciano inferiore). *Successione dell'Iglesiente*: Os: Scisti carboniosi, quarziti ("Scisti a Graptoliti" e "Liditi" Auct.), calcari (Calcari a Orthoceras Auct.), arenarie e siltiti con Brachiopodi, Briozoi, etc., conglomerati trasgressivi (Ordoviciano-Devoniano); C<sub>2</sub>: Membro degli Argilloscistidi Cabitza (Cambriano superiore-Ordoviciano inferiore); C<sub>3</sub>: Membro del Calcare Nodulare (Cambriano medio); C<sub>4</sub>: Formazione di Gonnese: Membro della dolomia Rigata e del Calcare Ceroido; C<sub>1</sub>: Formazione di Nebida: metarenarie con calcari ad archeociti e lenti di dolomia (Cambriano inferiore); 1: Direzione ed immersione degli strati; 2: Faglie inverse ed accavallamenti; 3: Tracce dei piani assiali delle principali pieghe relative alla "Fase Sarda"; 4: Tracce dei piani assiali delle principali pieghe relative alla principale fase ercinica.

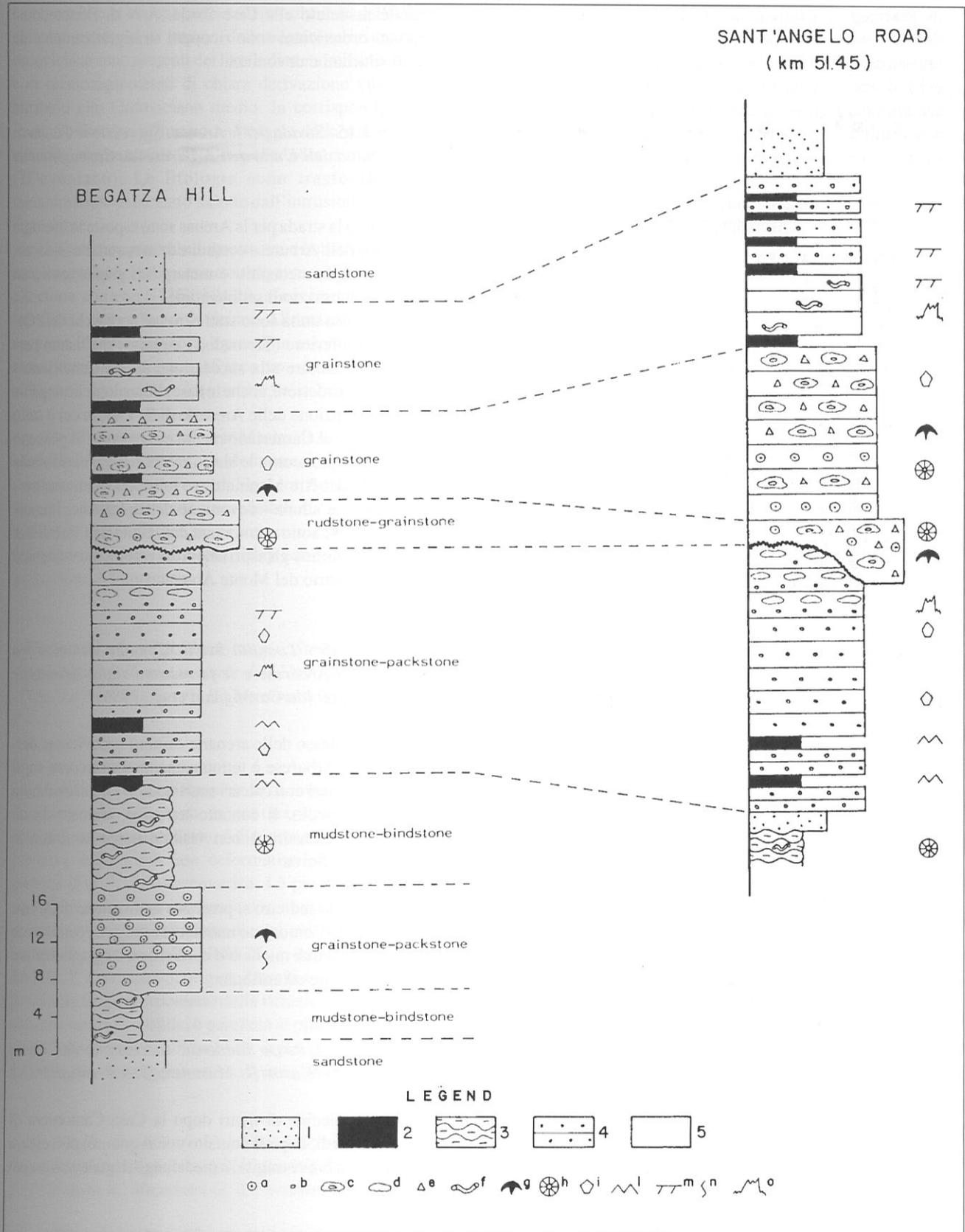


Fig. 2.17 - Parte inferiore del Membro di Punta Manna: unità oolitica (da CARMIGNANI et al., 1986).

1: Arenarie; 2: Siltiti; 3: Calcarei marnosi; 4: Calcarei arenacei; 5: Calcarei; a: Ooidi; b: Peloidi; c: Oncoidi; d: Fenestrae; e: Intraclasti/bioclasti; f: Girvanella; g: Trilobiti; h: Archeociatidi; i: Echinodermi; l: Ripple marks; m: Laminazioni incrociate; n: Burrows verticali; o: Stiloliti.

di Portixeddu affiorano argilloscisti e siltiti fossiliferi dell'Ordoviciano superiore (Caradociano-Ashgilliano). Questa costituisce una delle più famose località fossilifere del Paleozoico della Sardegna, studiate sin dalla metà del secolo scorso. Questo caratteristico livello guida dell'Ordoviciano superiore, indica un ritorno a generalizzate condizioni marine di sedimentazione dopo l'episodio conti-

mentale associato alla Fase Sarda. A N di Portixeddu i depositi ordoviciani sono ricoperti stratigraficamente da quelli siluriani e devoniani.

— Stop 1.15 - *Strada per Is Arenas: Successione Cambro-Ordovicianiana dell'Unità dell'Arburese* (da Carmignani et al., 1986).

Lungo la strada per Is Arenas sono esposte le litologie dell'Unità dell'Arburese costituite da metarenarie micacee, quarziti grigie, metasiltiti e metargilliti grigio-verdi con frequenti laminazioni sedimentarie.

In questa unità sono stati ritrovati acritarchi dell'Ordoviciano inferiore (Tremadoc - Arenig), che hanno permesso di attribuire alla successione un'età Cambriano - Ordoviciano inferiore, anche in base alle analogie litologiche con la Formazione delle Arenarie di S. Vito, in cui è stato documentato il Cambriano medio e superiore. Si possono osservare in panorama le strutture del fianco meridionale della valle del Riu Mannu, dove le successioni cambro-ordoviciane e siluro - devoniane dell'Iglesiente, immergenti verso N, sono sormontate dall'Unità dell'Arburese. Verso N, affiorano gli aspri rilievi del complesso vulcanico Plio-Quaternario del Monte Arcuentu.

— STOP 1.16 - *Località Scivu: Contatto tettonico fra L'Unità dell'Arburese e le formazioni siluro-devoniane dell'Iglesiente* (da Carmignani et al., 1986).

Il complesso delle arenarie cambro-ordoviciane dell'Unità dell'Arburese è tettonicamente sovrascorso sugli argilloscisti neri con calcari scuri nodulari del Devoniano inferiore e medio. Il contatto tettonico, marcato da un livello di cataclasiti, è ben visibile lungo la strada in prossimità di Scivu.

Tornando indietro si prosegue in direzione di Arbus, attraversando l'omonimo massiccio intrusivo costituito da leucograniti a due miche e/o cordierite e da granodioriti e tonaliti a biotite ed anfibolo.

— STOP 1.17 - *Passo Bidderdi: successione dell'Unità dell'Arburese* (Carosi R., Musumeci G. & Pertusati P.C.).

Poche decine di metri dopo la Casa Cantoniera di Passo Bidderdi, dopo il contatto con il granito, può essere effettuato un breve tragitto a piedi lungo il quale può essere

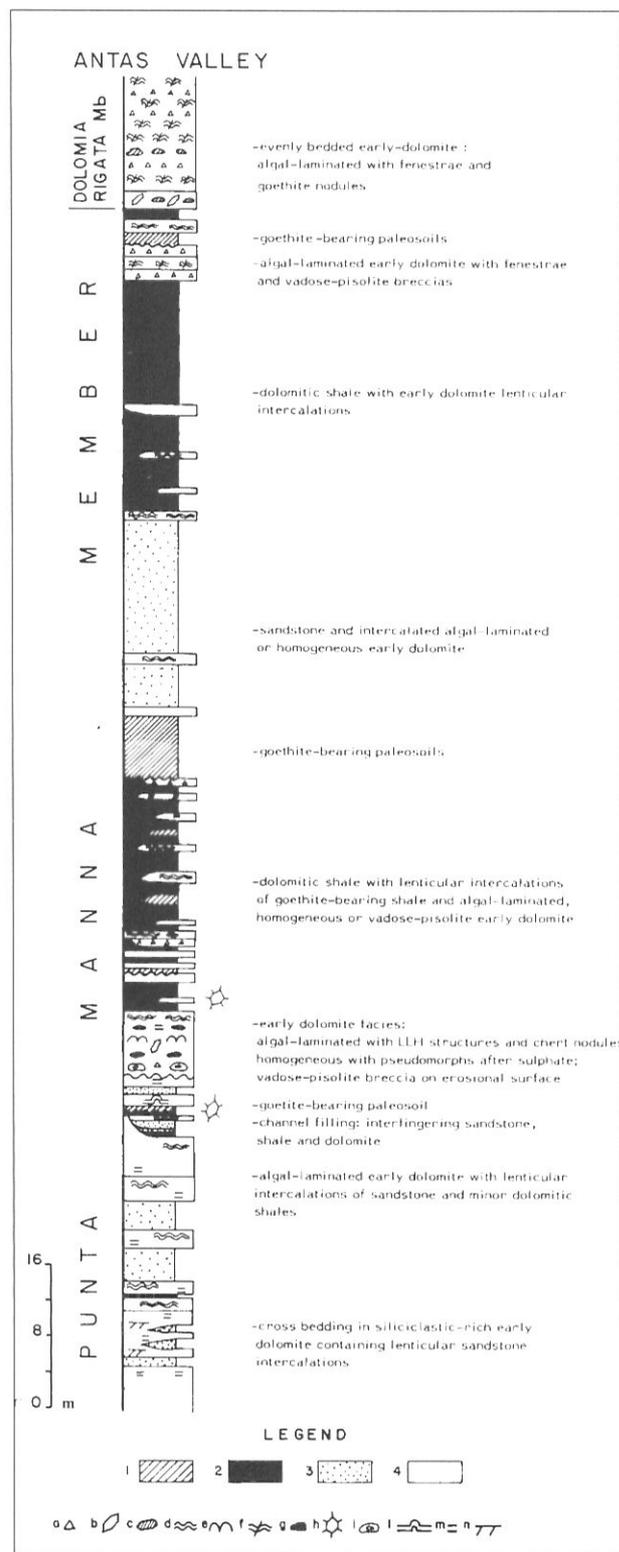


Fig. 2.18 - Parte superiore del Membro di Punta Manna (da CARMIGNANI et al., 1986).

1: Goethite; 2: Siltiti; 3: Arenarie; 4: Dolomie primarie; a: Intraclasti; b: Solfati pseudomorfi; C: Noduli di goethite; d: Algal mat; e: Strutture LLH; F: fenestral algal mats; g: Noduli di selce; h: Mud cracks; i: Pisoliti vadose; L: deformazioni da carico; m: laminazioni piano parallele; n: laminazioni incrociate.

osservata la successione ordoviciana - siluriana dell'Unità dell'Arburese. Al di sopra delle metarenarie cambro-ordoviciane sono presenti dei livelli di metavulcanoclastiti e di metaconglomerati di chiara derivazione vulcanica, attribuiti allo Ordoviciano medio. In corrispondenza di Punta Su Steddau affiorano le litologie della successione siluriana rappresentate da metapeliti nere e metacalcari (?Devoniano). Le litologie sono trasformate dal metamorfismo di contatto indotto dall'intrusione granitica circostante.

La struttura generale di questa zona è costituita da una mega piega anticlinale coricata vergente ad W dell'unità alloctona, con asse N135E NW28, al cui nucleo affiorano le metarenarie cambro-ordoviciane. Allontanandosi dal passo, verso Fluminimaggiore, è possibile osservare in panorama l'intera struttura, con il fianco rovesciato sovrascorso sulle successioni siluro - devoniane della Zona Esterna.

Da Arbus si prosegue verso Marina di Arbus, attraversando il villaggio minerario di Montevecchio e successivamente verso la località Torre di Flumentorgiu (o Torre dei Corsari). Lungo la strada sono visibili sia le successioni dell'Unità dell'Arburese sia le vulcaniti calcaree del complesso del Monte Arcuentu e i depositi oligo-miocenici della Fossa di Funtanazza.

— STOP 1.18 - Torre di Flumentorgiu: Strutture plicative di prima fase nelle metarenarie dell'Unità dell'Arburese (Figg. 2.19 e 2.20) (Carosi R., Musumeci G. & Pertusati P.C.).

Sulla costa immediatamente al di sotto della Torre di Flumentorgiu affiorano le metarenarie dell'Unità dell'Arburese caratterizzate dalla presenza di strutture plicative della prima fase deformativa ercinica a scala metrica (Fig. 2.19) e decametrica. Le pieghe presentano una geometria di tipo isoclinale con inspessimento della cerniera e sono caratterizzate da una scistosità di piano assiale,  $S_1$ , diretta N85E NNW25, e da un asse N70E ENE10. L'alternanza di originari livelli arenacei e livelli pelitici dà luogo al fenomeno della rifrazione della scistosità, che nei livelli pelitici è parallela al piano assiale delle pieghe, mentre nei livelli arenacei è più spaziata e forma un ventaglio convergente verso il piano assiale.

— STOP 1.19 - Case Casti: Unità tipo Gerrei affioranti in finestra tettonica al di sotto dell'Unità dell'Arburese (Fig. 2.20) (Carosi R., Musumeci G. & Pertusati P.C.).

All'estremità settentrionale dell'Arburese pochi km a SE di S. Antonio di Santadi, al di sotto dell'Unità dell'Arburese, affiorano in finestra tettonica alcune scaglie di un'unità la cui successione litostratigrafica è simile a quella delle Unità del Gerrei (Fig. 2.20). Infatti affiorano porfiroidi, quarziti, metarose, metasiltiti fossilifere e una

sottile fascia di metapeliti nere e metacalcari siluriani.

Andando a M. Fonnesu e guardando verso N si può osservare in panorama la suddetta finestra tettonica, in cui spiccano nella morfologia le quarziti ordoviciane. In quest'area, l'Unità dell'Arburese presenta una successione completa costituita da metarenarie cambro-ordoviciane alla base a cui fanno seguito metavulcaniti, metaconglomerati e metavulcanoclastiti ordoviciane, metasedimenti dello Ordoviciano superiore e metapeliti nere siluriane con lenti di metacalcari.

Partendo da Cagliari è possibile seguire un percorso alternativo che attraverso il Sulcis meridionale. Si segue la SS 195 per Teulada. Si attraversano dapprima i depositi Plio-Quaternari del Graben del campidano, quindi, tra i paesi di Sarroch e Pula si attraversano vulcaniti oligo-mioceniche costituite da lave andesitiche e piroclastiti. Proseguendo verso Teulada affiorano a N i leucograniti a biotite del complesso intrusivo tardoercinico del Sulcis. Superato s'Arcu de Genneruxi si devia lungo la strada costiera verso la Torre di Chia.

— STOP 1.20 - Torre Chia: Formazione di Bithia (Gattiglio M.)

In questa località, ubicata circa un Km ad E dei primi affioramenti di Ortogneiss di M. Filau affiora la parte stratigraficamente più profonda della successione cambriana del Sulcis meridionale.

L'affioramento di Torre Chia è ubicato sul lato orientale del Duomo di Capo Spartivento che presenta a nucleo gli Ortogneiss di Monte Filau.

La Formazione di Bithia in questa area è costituita da quarziti filladiche, metarenarie quarzoso-feldspatiche, metasiltiti con livelli e banchi di metacalcari dolomitici da centimetrici a metrici che localmente hanno subito intensa dolomitizzazione secondaria.

Tutta la sequenza è stata interessata da due fasi

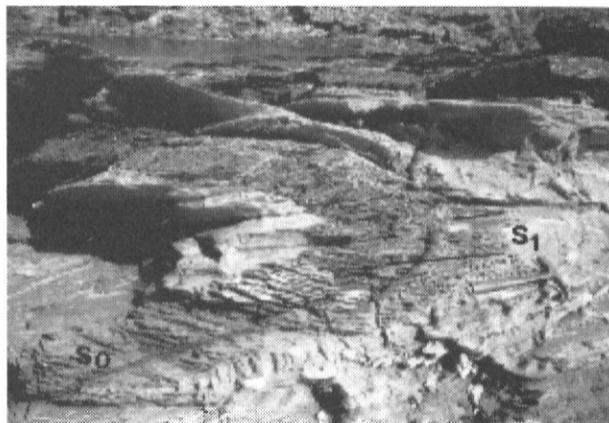
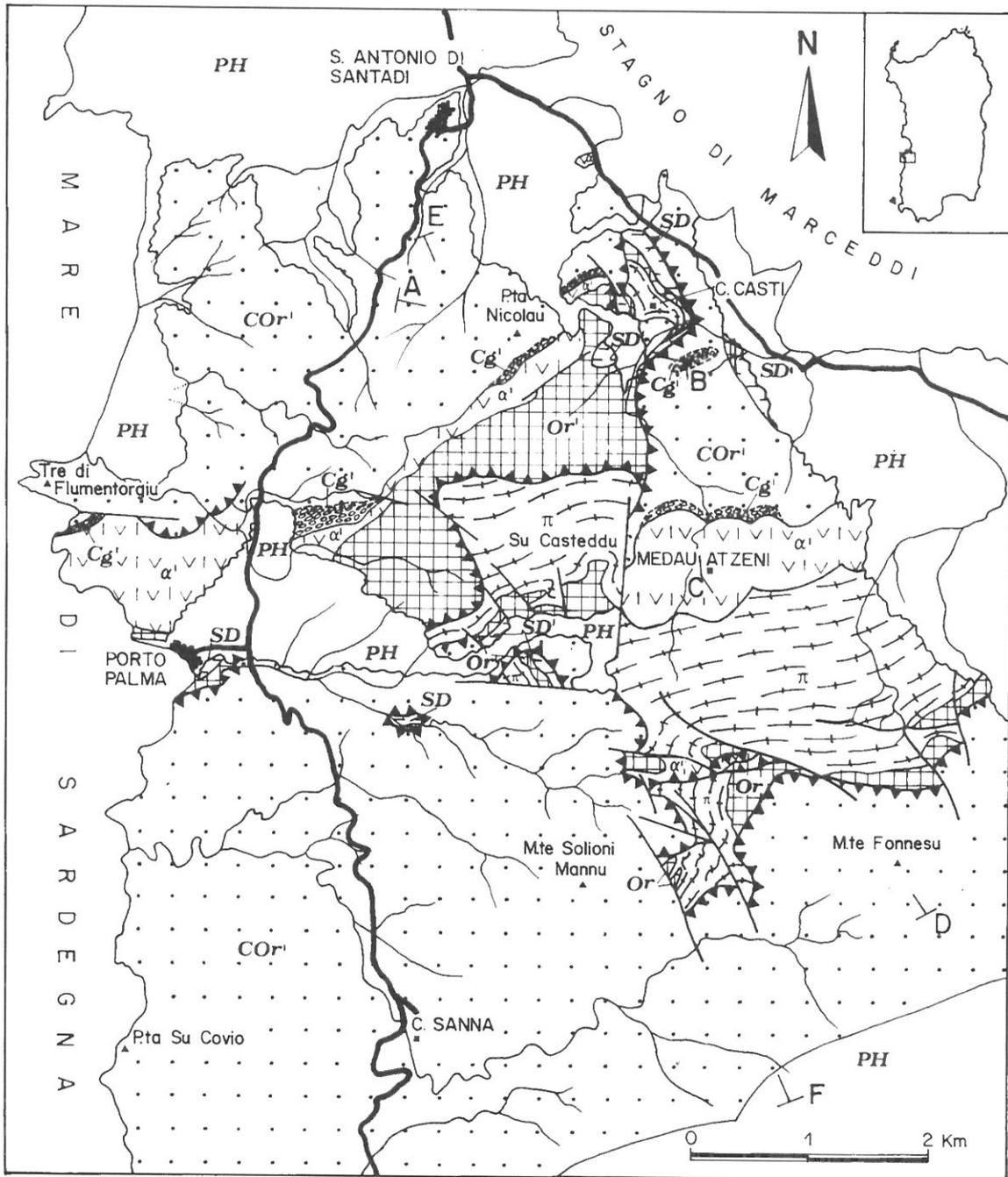
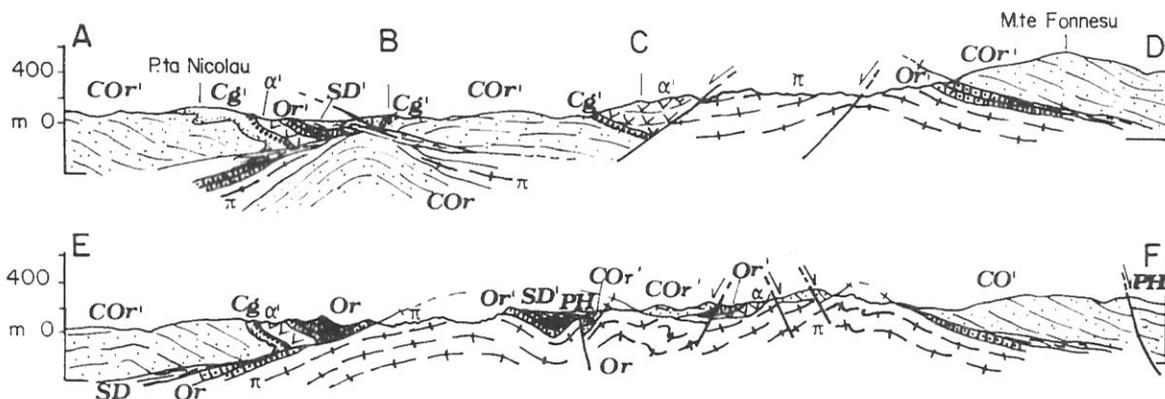


Fig. 2.19 - Pieghe isoclinale di prima fase rovesciate verso S nelle metarenarie e metapeliti cambro-ordoviciane dell'Unità dell'Arburese presso Torre di Flumentorgiu.



dis.: A. Mancini



deformativa carattere traspositivo: la  $S_2$  è la superficie più evidente in affioramento marcata dall'allineamento di *boudins e rods* di precedenti vene di quarzo; la  $S_1$  è visibile solo in relitti di cerniere di pieghe isoclinali sradicate.

La  $S_2$  è una superficie sinmetamorfica sviluppata in condizioni di facies scisti verdi (SASSI & VISONA', 1989). Questa scistosità è deformata da una successiva e importante fase crenulante che con assi N140E-N160E genera nei livelli di metacalcari pieghe asimmetriche rovesciate a E mentre nelle quarziti filladiche e metasiltiti è responsabile della formazione di numerose pieghe decimetriche di tipo concentrico a piano assiale subverticale o fortemente immergente a W. In questi ultimi litotipi si osservano sporadiche pieghe asimmetriche con senso di rovesciamento verso W, antitetiche cioè rispetto all'involuppo generale della  $S_2$  realizzato dalla fase crenulante.

Al margine E dell'affioramento di Torre Chia è presente una fascia milonitica, dello spessore di circa 100 m, post-fase crenulante nella quale sono molto evidenti strutture tipo S-C sviluppate a spese della scistosità  $S_2$  che danno un senso di movimento "top to the East."

La Formazione di Bithia così strutturata è "affettata" da numerose faglie dirette a basso angolo ritagliate da successive faglie dirette ad alto angolo.

Si torna sulla strada costiera in direzione di Capo Teulada e, percorse alcune centinaia di metri, si imbecca, subito dopo lo stagno di Chia, una strada sterrata che ci riporta sulla costa a NE di Monte Cogoni.

— STOP 1.21 - Monte Cogoni: Ortogneiss di Monte Filau e Micascisti di Monte Settiballas. (Gattiglio M.)

Questo affioramento è ubicato al margine E del Duomo di Capo Spartivento. Gli ortogneiss presentano una marcata foliazione gneissica evidenziata da fenocristalli di taglia superiore ai 10 mm di quarzo e k-feldspato isorientati e avvolti da fillosilicati (biotite e subordinata muscovite). La foliazione gneissica è generalmente orientata N70E - N120E mediamente immergente a NE. I fenocristalli evidenziano una ben sviluppata *stretching lineation* che presenta un massimo intorno a N150E immergente a NW.

Proseguendo lungo la costa, verso W, si raggiungono i Micascisti di Monte Settiballas. Il contatto con gli ortogneiss non è visibile perchè interessato dall'intrusione di un granitoide tardo ercinico. La superficie più evidente nei micascisti viene correlata da SASSI & VISONA' (1989) con la  $S_2$  presente nella Formazione di Bithia. Questa superficie metamorfica è una foliazione, traspositiva che deforma numerosi filoni acidi intrusi nei micascisti e

probabilmente connessi con la messa in posto del protolite granitico ordoviciano dell'ortogneiss.

La superficie  $S_2$  è orientata N110E immergente a N, su questa superficie si sviluppa una evidente lineazione mineralogica orientata N150E immergente a NW. La  $S_2$  nei micascisti è di piano assiale di pieghe isoclinali con assi sub-paralleli alle lineazioni di estensione. Una successiva fase crenulante genera pieghe con assi di direzione N140E i cui piani assiali sono sub-verticali o fortemente immergenti a W. I micascisti e gli ortogneiss sono intrusi da granodioriti tardo-erciniche che producono, nei livelli lepidoblastici dei micascisti, un metamorfismo termico evidenziato da idroblasti di biotite di dimensioni plurimillimetriche in aggregati a struttura decussata.

Sia le granodioriti che i micascisti sono a loro volta intrusi da numerosi filoni acidi tardo-ercinici di composizione granitica.

— STOP 1.22 - Località Schiena del Siciliano: Formazione di Bithia al margine W dell'ortogneiss. (Gattiglio M.)

Si procede lungo la strada asfaltata verso W in direzione di Teulada. Si attraversa tutto l'Ortogneiss di Monte Filau che all'altezza di Capo Spartivento è intruso da granodioriti tardoerciniche. Si giunge quindi al margine W dell'ortogneiss dove il contatto con la sovrastante Formazione di Bithia è coperto da depositi alluvionali. I primi affioramenti della Formazione di Bithia in località Schiena del Siciliano sono costituiti da una milonite realizzata a spese di una originaria successione pelitico-arenacea. La superficie più evidente è la superficie milonitica, marcata da *rods* di quarzo ed è orientata N30E - N40 E immergente mediamente verso NW. Questa superficie è a sua volta deformata da pieghe tipo *drag folds* orientate NS con senso di rovesciamento verso W a piano assiale sub-orizzontale, da crenulazioni estensionali con senso di movimento "top to the West" ed è attraversata da faglie a basso angolo.

Proseguendo verso W, all'interno della fascia milonitica, che può raggiungere spessori di alcune centinaia di metri, sono presenti anche originari filoni acidi intensamente milonitizzati. All'altezza di Capo Malfatano, e ancora oltre, verso W, sono ancora evidenti le deformazioni distensive che interessano la  $S_2$  della Formazione di Bithia concentrate in fasce di taglio dove si riconoscono strutture del tipo *drag folds* vergenti a W e crenulazioni estensionali.

Proseguendo verso il Porto di Teulada ci si reimmette sulla SS195 fino al paese di Giba, quindi percorrendo la SS 293 si raggiunge il paese di Siliqua, da dove si inizia l'itinerario dell'Iglesiente.

Fig. 2.20 - Carta geologica schematica e relative sezioni geologiche dell'Arburese settentrionale (modificata da MAZZARINI & PERTUSATI, 1992). PH: depositi post-ercinici. *Unità dell'Arburese*: SD: metasiltiti, metasiltiti carbonatiche con lenti di metacalcari ad *Orthoceras* (Siluriano-Devoniano). Or': metarose, metaconglomerati quarzosi, metasiltiti fossilifere (Ordoviciano superiore);  $\alpha'$ : metarioliti, prodotti metamorfici di metavulcaniti rimaneggiate e metagrovacche vulcaniche; Cor: metarenarie quarzitiche, quarziti e metasiltiti (?Cambriano-Ordoviciano inferiore); *Unità del Gerrei*: SD: siltiti marnose, metapeliti carbonatiche e lenti di metacalcari ad *Orthoceras* (Siluriano-?Devoniano); Or: metarenarie immature grossolane, metaconglomerati quarziticci, metarose e metasiltiti fossilifere e vulcaniti basiche vacuolari (Ordoviciano superiore);  $\pi$ : metarioliti con tessitura occhidina (Porfiroidi Auct.) (Ordoviciano); Cor: metarenarie, metasiltiti e metapeliti (?Cambriano-Ordoviciano inferiore).

## GEOLOGIA DELLA CATENA ERCINICA IN SARDEGNA - ZONA A FALDE

CAROSI R., GATTIGLIO M., MUSUMECI G. & OGGIANO G.

### 1. INTRODUZIONE

La Zona a Falde del basamento ercinico sardo comprende tutte le metamorfite ubicate tra la Linea Posada-Asinara e l'Iglesiente-Sulcis. In questo capitolo saranno illustrate le caratteristiche geologiche dei complessi alloctoni compresi tra i Monti del Gennargentu e il Sarrabus che costituiscono il più vasto affioramento di metamorfite della Sardegna.

Questa zona, che comprende tutta la Sardegna centro-meridionale, è caratterizzata dall'impilamento di unità tettoniche, messe in posto durante le fasi compressive dell'orogenesi ercinica e deformate da un insieme di eventi deformativi tardivi. Nella Zona a Falde le deformazioni duttili sono accompagnate da metamorfismo regionale in facies di scisti verdi, generalmente zona a clorite, che raggiunge la zona a biotite nelle unità tettoniche più profonde dell'edificio a falde (Unità di Castello di Quirra, Riu Gruppa, Mandas, M. Trempu, Castello Medusa). Nell'Unità del Monte Grighini il metamorfismo regionale raggiunge la facies anfibolitica.

Le litologie presenti nelle unità tettoniche della Zona a Falde, rappresentano successioni di copertura, le cui età vanno dal Cambriano medio al Carbonifero inferiore. Il livello di scollamento delle falde viene generalmente individuato alla base delle metarenarie cambro-ordoviciane, conosciute come "Arenarie di S.Vito" nella Sardegna sud-orientale (CALVINO, 1961), "Arenarie di Solanas" nella Sardegna centrale (MINZONI, 1975) e "Postgotlandiano Auct." nei Monti del Gennargentu e Arburese. Questi complessi pelitico - arenacei hanno fornito, sulla base di microflore ad acritarchi, età del Cambriano medio-superiore (BARCA et al., 1982a; BARCA et al., 1983) e del Cambriano superiore - Arenigiano superiore (TONGIORGI et al., 1984); risultano quindi coevi con alcune sequenze della successione cambriana dell'Iglesiente interessate dalla Fase Sarda.

Le metarenarie cambro-ordoviciane sono ricoperte, tramite metaconglomerati, da un complesso di metavulcaniti. Nel Sarrabus, questo passaggio, è stato da tempo riconosciuto come una importante discordanza stratigrafica (Discordanza Sarrabese; CALVINO, 1961).

La recente attribuzione paleontologica delle "Arenarie di S. Vito" (BARCA et al., 1982a) e degli "Argilloscisti di Cabitza" (GANDIN & PILLOLA, 1985; BARCA et al.,

1987) al Cambriano superiore-Ordoviciano inferiore ha permesso di correlare la Discordanza Sarrabese del Sarrabus (CALVINO, 1961) con la Discordanza Sarda dell'Iglesiente e quindi stabilire, con maggiore precisione l'età (compresa tra l'Ordoviciano inferiore e l'Ordoviciano superiore) e l'estensione delle deformazioni "caledoniche" all'interno del basamento sardo.

Il complesso metavulcanico, che caratterizza le successioni della Zona a Falde è compreso tra l'Ordoviciano inferiore e l'Ordoviciano superiore ed è costituito dai prodotti di una serie di episodi effusivi, generalmente subaerei, caratterizzati da forti variazioni laterali di spessore, composizione e natura.

Tali variazioni sono alla base delle importanti differenze nelle successioni stratigrafiche delle varie aree della Zona a Falde.

Gli episodi effusivi, accompagnati da intrusioni nel basamento pre-vulcanico, sono principalmente rappresentati da originarie lave porfiriche acide, ignimbriti riodacitiche-riolitiche e subordinate vulcaniti andesitiche-dacitiche e basalti. Questo ciclo vulcanico, compreso tra l'Arenig e il Caradoc, costituisce una *suite*, variante in composizione da basalti a rioliti, di chiara affinità subalcalina (MEMMI et al., 1982; 1983).

Secondo CARMIGNANI et al. (1991) il complesso metavulcanico ordoviciano testimonia la presenza di un arco magmatico di tipo andino su crosta continentale, connesso con una subduzione di crosta oceanica all'Ordoviciano medio.

Il ciclo sedimentario ercinico inizia nell'Ordoviciano superiore con la trasgressione marina sui precedenti apparati vulcanici parzialmente smantellati. I depositi presentano una notevole variabilità litologica e di spessore all'interno delle diverse unità tettoniche; sono costituiti da metarose, metarenarie con più o meno abbondanti livelli di metaconglomerati, filladi carbonatiche, metasiltiti fossilifere, metacalcari e metavulcaniti basiche. In questi metasedimenti è spesso possibile osservare un'evoluzione da depositi continentali a depositi di ambiente neritico. Le variazioni di facies e di spessore derivano dalla paleogeografia delineatasi nei vari domini dell'arco magmatico in seguito al suo collasso (CARMIGNANI et al., 1991).

Durante il Siluriano venivano raggiunte condizioni di sedimentazione più uniformi; infatti, in tutte le successio-

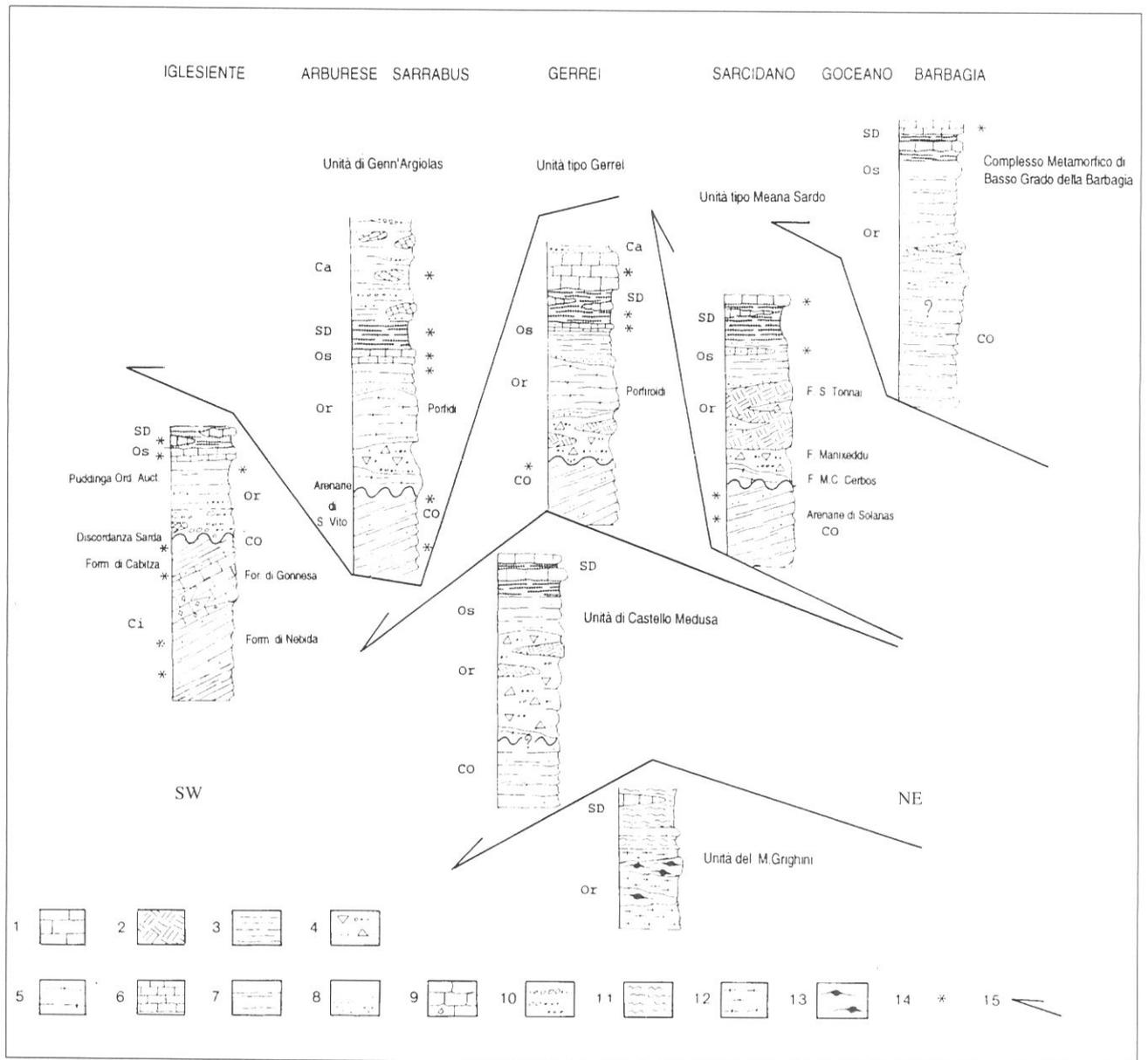


Fig. 3.1 - Schema delle successioni paleozoiche e delle loro relazioni tettoniche. 1: metacalcari; marmi nell'U. di C. Medusa; 2: metavulcaniti; 3: metapeliti; filladi nell'U. di C. Medusa; 4: metavulcaniti rimaneggiate; 5: "porfiroidi" (Gerrei); "porfidi bianchi e grigi" (Sarrabus); Formazione di M.C. Cerbos del Sarcidano; 6: metasiltiti e metacalcari dell'Ordov. sup.; 7: metarenarie; 8: metarose; 9: dolomie; 10: metaconglomerati; 11: micascisti dell'Unità del M. Grighini; 12: paragneiss dell'Unità del M. Grighini; 13: paragneiss occhiadini dell'U. del M. Grighini; 14: fossili; 15: contatti tettonici e senso di trasporto delle unità tettoniche; Ci: Cambriano inferiore e medio; CO: cambro-ordoviciano; Or: Ordoviciano; Os: Ordoviciano superiore; SD: Siluriano-Devoniano; Ca: Carbonifero inferiore.

ni, sono presenti metapeliti carboniose a graptoliti, liditi e metacalcari ad *Orthoceras*.

Localmente queste successioni sono ricoperte da depositi devoniani, rappresentati da metapeliti, calcescisti e metacalcari nodulari, contenenti abbondanti tentaculiti e rare Climenie.

Le successioni devoniane mostrano una progressiva riduzione dei calcari di piattaforma, sino ad una completa scomparsa, procedendo verso le "zone interne" della catena (Nurra meridionale e Baronie meridionali).

Depositi arenaceo-ruditici in facies Culm, costitui-

scono gli ultimi sedimenti coinvolti nell'orogenesi ercinica (SPALLETTA & VAI, 1982; MAXIA, 1984; BARCA & SPALLETTA, 1985; BARCA et al., 1986a; BARCA, 1991; BARCA et al., 1991; ELTRUDIS, 1991).

Nella Zona a Falde esistono differenze sia nelle successioni litostratigrafiche, sia nell'evoluzione strutturale tra le unità alloctone delle aree più interne (Falde Interne comprendenti: Nurra meridionale, Goceano p.p. e Monti del Gennargentu) e quelle delle aree più esterne della Zona a Falde (Falde Esterne comprendenti: Sarrabus, Arburese, Gerrei, Castello Medusa Sarcidano e Barbagia) (Fig. 3.1).

Le Falde Interne sono caratterizzate dalla estrema scarsità o mancanza dei prodotti magmatici dell'Ordoviciano medio e presentano potenti successioni clastiche dell'Ordoviciano superiore. Al contrario le Falde Esterne mostrano forti spessori con importanti variazioni laterali dei prodotti vulcanici dell'Ordoviciano medio e sono caratterizzate da una progressiva riduzione dei depositi trasgressivi dell'Ordoviciano superiore verso le unità originariamente più esterne.

Nelle falde più esterne, gli accavallamenti tagliano le pieghe riferibili al primo evento deformativo producendo fasce cataclastiche e grandi scaglie tettoniche e si assiste ad un aumento del grado metamorfico andando verso le unità più profonde. Questo suggerisce che almeno una parte dello spostamento delle falde sia avvenuto dopo la fine del metamorfismo regionale e che l'impilamento delle unità alloctone rappresenti, in questa area, una evoluzione dei raccorciamenti del primo evento deformativo (CARMIGNANI et al., 1982a).

Nelle falde più interne si assiste ad una variazione dello stile deformativo per l'approfondimento del livello strutturale e le unità tettoniche sono costituite da megapieghe isoclinali con fianchi rovesci ben conservati, come accade, ad esempio, in Nurra e nel Sarcidano.

## 2. SUCCESSIONI STRATIGRAFICHE DELLA ZONA A FALDE

Le unità tettoniche presentano differenze nelle successioni paleozoiche soprattutto nel substrato vulcanico pre-Ordoviciano superiore. Le successioni del Siluriano - Devoniano invece, non mostrano differenze sostanziali nelle successioni litostratigrafiche per le condizioni di sedimentazione relativamente uniformi raggiunte in questa età in aree molto vaste.

Tale considerazione suggerisce una impostazione delle unità tettoniche a partire da domini paleogeografici differenti.

La migliore esposizione della struttura a falde della Sardegna centro-orientale affiora in corrispondenza dell'antiforme della bassa valle del F. Flumendosa (Antiforme del Flumendosa) (CARMIGNANI et al., 1982b), che prosegue con direzione N130E-N140E fino al M. Grighini.

L'unità strutturalmente più profonda è l'Unità del M. Grighini tettonicamente ricoperta dall'Unità di Castello Medusa. Sul fianco meridionale dell'antiforme si sovrappongono le Unità del Gerrei e l'Unità di Genn'Argiolas, mentre sul fianco settentrionale si sovrappongono le Unità del Gerrei, le Unità tipo Meana Sardo e il Complesso Metamorfico di Basso Grado della Barbagia (Fig. 3.2).

Tutte queste unità tettoniche rappresentano distinti bacini paleogeografici e sono talvolta suddivise in unità tettoniche minori o sottounità.

### 2.1 Falde esterne

#### 2.1.1 Unità del Monte Grighini

L'Unità del Monte Grighini affiora al nucleo dell'omonimo complesso (Fig. 3.8), costituendo l'unità più profonda e di più alto grado metamorfico della Zona a Falde. È caratterizzata da un metamorfismo regionale progrado da condizioni di basso grado (zona a biotite) fino alla facies anfibolitica (zona a staurolite).

All'interno di questa unità sono state distinte due subunità costituite da una analoga successione litostratigrafica originaria e che si differenziano sulla base del grado metamorfico e dell'intensità della deformazione (MUSUMECI, 1991).

La subunità inferiore affiora nella porzione centro occidentale dell'unità e al suo interno sono intrusi granitoidi tardo ercinici costituiti da tonaliti, monzograniti e leucograniti peraluminosi. La sua successione è costituita dal basso verso l'alto da (Fig. 3.1):

- paragneiss minuti e paragneiss microchiadini con intercalazioni di micascisti e quarziti; al loro interno sono presenti livelli di spessore da metrico a decametrico di paragneiss occhiadini caratterizzati dalla presenza di porfiroclasti feldspatici di dimensioni centimetriche;
- micascisti a granato e staurolite con livelli di paragneiss a granato e biotite. In prossimità del contatto con i sottostanti paragneiss minuti, sono presenti alcuni livelli di quarziti grigio chiare. All'interno dei micascisti sono presenti alcuni lenti di marmo di spessore metrico.

La subunità superiore costituisce la porzione orientale dell'unità separata dalla precedente da un contatto di tipo cataclastico. Al di sopra di questa subunità poggia in contatto tettonico l'Unità di Castello Medusa, affiorante lungo il bordo orientale del complesso del Monte Grighini.

La successione è costituita da:

- metavulcaniti porfiroclastiche e metavulcanoclastiti a grana fine a biotite e muscovite, rappresentanti i derivati metamorfici di originarie vulcaniti e loro rimaneggiati;
- filladi a biotite e muscovite che rappresentano la copertura delle metavulcaniti, costituite da filladi grigie con intercalazioni di filladi quarzitiche scure e metarenarie filladiche.

Nonostante l'assenza di livelli fossiliferi di riferimento, le caratteristiche litologiche dei protoliti permettono di correlare questa successione con le successioni stratigrafiche delle sovrastanti unità tettoniche di basso grado.

#### 2.1.2 Unità di Castello Medusa

Affiora in una serie di finestre tettoniche, in corrispondenza delle culminazioni assiali della antiforme tardiva di falde, che da Castello di Quirra, attraverso Riu Grappa, Mandas, M. Trempu, si spinge fino al Monte

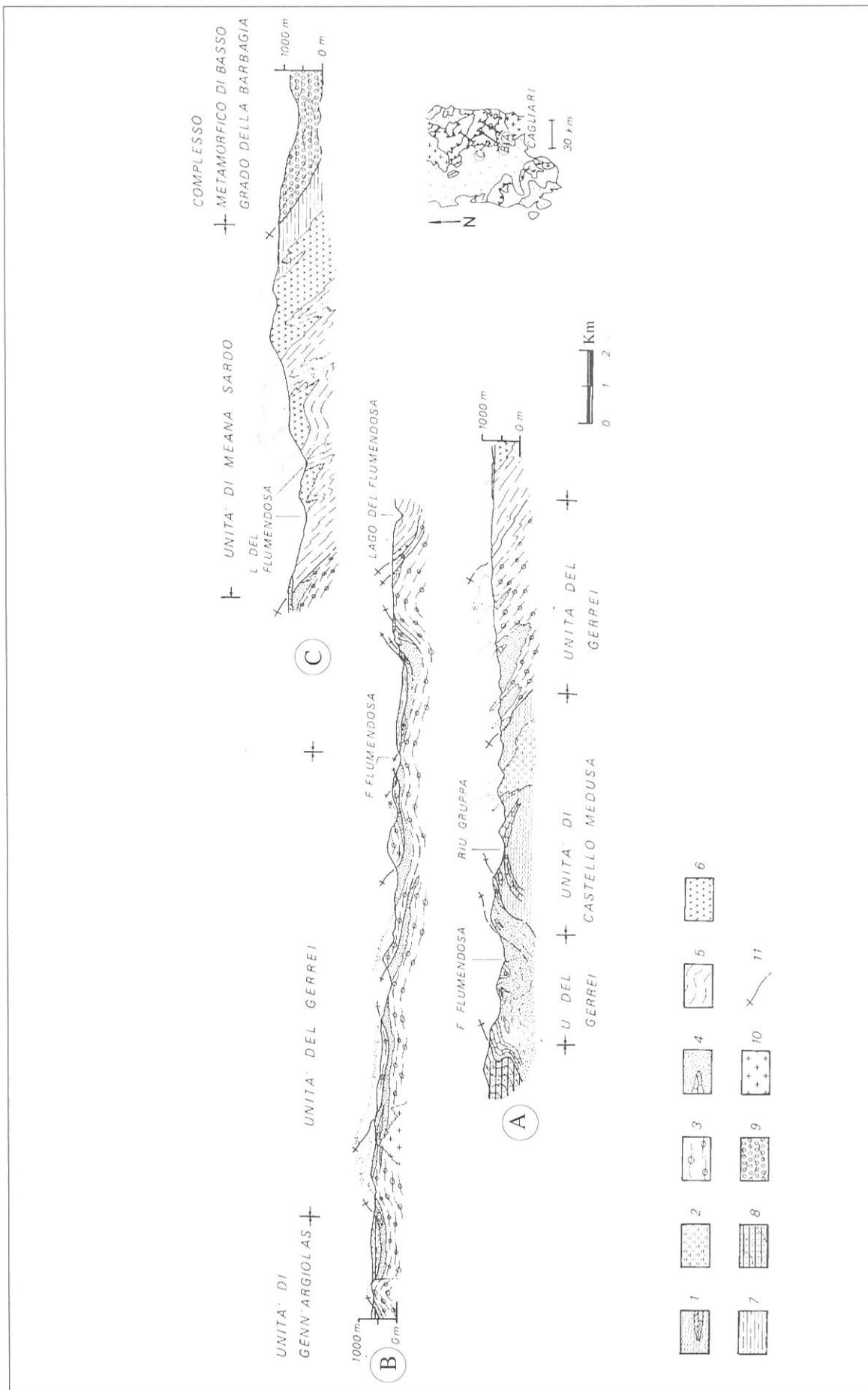


Fig. 3.2 - Sezioni geologiche attraverso il basamento ercinico della Zona a Falde. 1: Filladi, metarenarie, metapeliti e marmi (Unità di Castello Medusa); 2: metavulcaniti e loro rimaneggiati (Unità di Castello Medusa); 3: metavulcaniti e loro rimaneggiati (Unità del Gerrei); 4: metapeliti, metarenarie, quarziti, liditi e metacalcari (Unità del Gerrei); 5: quarziti, metarenarie e filladi (Unità di Meana sardo); 6: metavulcaniti e loro derivati (Unità di Meana Sardo); 7: filladi, metarenarie, liditi e metacalcari (Unità di Meana Sardo); 8: quarziti, metarenarie e metapeliti (Unità di Meana Sardo); 9: metarenarie, quarziti e filladi (Complesso Metamorfico di Basso Grado della Barbagia); 10: granitoidi tardo- e postercinici; 11: principali sovrascorrimenti tra le unità tettoniche.

Grighini. In seguito verranno indicati con il nome di Unità di Castello Medusa, tutti questi affioramenti, nelle principali culminazioni assiali dell'Antiforme del Flumendosa.

La successione ricostruita è, dal basso verso l'alto, costituita da (CAROSI et al., 1991a; GATTIGLIO & OGGIANO; 1991; Fig. 3.1):

**Filladi e metarenarie:** si tratta di una alternanza di filladi e metarenarie micacee, con livelli di quarziti chiari che presentano gradazioni e laminazioni parallele e incrociate. Lo spessore di questa formazione è estremamente variabile (10-100 m).

**Metavulcaniti e metavulcanoclastiti:** si tratta di derivati metamorfici di originarie vulcaniti acide e intermedie e dei loro rimaneggiati. Le metavulcaniti acide, ben documentate nell'affioramento di Mandas, sono caratterizzate da una struttura porfirica, con porfiroclasti di quarzo e feldspato di dimensioni variabili (0.5 - 15 mm) immersi in una matrice prevalentemente quarzoso-micacea, finemente scistosa. Nell'affioramento di Riu Gruppa la base del complesso vulcanico è costituita da pochi metri di metarioliti afiriche seguite da metavulcanoclastiti acide e metaconglomerati derivati dal rimaneggiamento di lave acide; la restante e maggior parte del complesso è costituita da metavulcaniti intermedio - basiche, più o meno rimaneggiate, di colore giallo-verde e marrone chiaro, con abbondante clorite, ben visibile sulla superficie di scistosità. La struttura è ancora occhiadina, marcata dalla presenza di fenocristalli albitici e più raramente quarzosi, immersi in una matrice cloritico-sericitica, fortemente scistosa. Spesso sono presenti vacuoli e vene carbonatiche.

**Metarenarie arcosiche:** il complesso vulcanico è ricoperto, nell'area di Riu Gruppa da metarenarie arcosiche, metaconglomerati contenenti ciottoli di vulcaniti acide e intermedie. Queste rocce sono interstratificate con metasiltiti e metapeliti, che divengono predominanti verso l'alto della successione.

**Filladi, quarziti, liditi, filladi carboniose:** si tratta di alternanze di filladi, metarenarie verdi, quarziti grigie, quarziti nere, liditi e abbondanti filladi carboniose. La loro presenza è documentata in tutti gli affioramenti dell'unità in questione.

**Calcescisti e marmi:** costituiscono un livello assai caratteristico nella parte sommitale di questa unità, in tutti gli affioramenti studiati. Generalmente è presente un sottile, ma continuo, livello di calcescisti, seguiti da un potente spessore di marmi (20 - 100 m) bianco-grigi massicci, o grossolanamente stratificati, talora dolomitici, dove sono stati rinvenuti abbondanti articoli di crinoidi. I marmi mostrano, in genere, tessitura saccaroide dovuta alla intensa ricristallizzazione a cui sono stati sottoposti, o una tessitura debolmente orientata, in stretta relazione alla scistosità principale della roccia.

Nei calcescisti dell'affioramento di Asuni CARMIGNANI et al. (1982d), segnalano la presenza di probabili tentaculiti, che permetterebbero di attribuire al Devoniano almeno una parte della successione.

Nell'area di Mandas - Riu Mulargia, al di sopra dei

marmi, affiora una potente successione silicoclastica con metaconglomerati (ELTRUDIS, 1991; BARCA et al., 1991). Le caratteristiche litologiche e sedimentologiche sembrano analoghe ai depositi tipo Culm. Si tratta di alternanze di metarenarie, metasiltiti e filladi nere con intercalazioni di banchi lenticolari di quarziti e sequenze di metaconglomerati a predominanti ciottoli liditici. Sono presenti numerosi blocchi risedimentati di dimensioni estremamente variabile (dal dm all'ettometro) di liditi e calcari provenienti dalla sottostante successione siluriano-devoniana.

La natura tettonica del contatto con le sovrastanti successioni paleozoiche, le analogie litologiche con le meglio conosciute e datate Unità del Gerrei, i relativi rapporti geometrici tra le formazioni ed il rinvenimento di abbondanti crinoidi e probabili tentaculiti, suggeriscono una età cambriano-devoniana per la successione dell'Unità di Castello Medusa.

Le filladi e metarenarie micacee possono essere correlate con le analoghe formazioni terrigene datate al Cambro-Ordoviciano; il complesso metavulcanico e metavulcanoclastico può essere correlato con gli analoghi prodotti attribuiti all'Ordoviciano medio; l'insieme quarziti, liditi, filladi carboniose, calcescisti e marmi può ragionevolmente rappresentare una successione Ordoviciano superiore - Siluriano-Devoniano. I depositi terrigeni risedimentati del Riu Mulargia possono rappresentare le coperture tipo flysch del Carbonifero inferiore.

Quindi, la successione litostratigrafica dell'Unità di Castello Medusa, risulterebbe litologicamente analoga a quella delle unità tettoniche geometricamente superiori.

### 2.1.3 Unità del Gerrei

Come Unità del Gerrei vengono indicate le unità caratterizzate dalla presenza di derivati metamorfici di vulcaniti acide porfiriche, a composizione prevalentemente riolitica (Porfiroidi Auct.) (Figg. 3.1 e 3.2). Le successioni del Gerrei (di seguito descritte) derivano, probabilmente, da un unico dominio paleogeografico fortemente racchiuso e suddiviso in distinte unità tettoniche minori.

#### *Metarenarie Cambro-Ordoviciane*

Si tratta di metarenarie micacee più o meno quarzose alternate a filladi e metasiltiti, analoghe, sia per litologia che per le strutture sedimentarie, alle metarenarie cambro-ordoviciane della Formazione delle Arenarie di Solanas o Arenarie di S. Vito.

Le somiglianze litologiche e la posizione nella successione stratigrafica suggeriscono la possibilità che anche nel Gerrei una successione ercinica possa ricoprire una successione "caledonica" tramite *unconformity*. Il Cambriano è stato documentato paleontologicamente in una sola località (NAUD & PITTAU DEMELIA, 1985), e la complessa tettonica ercinica non rende comunque

agevole il riconoscimento di strutture precedenti e d'altronde una *angular unconformity* non è stata ancora chiaramente documentata. La sola prova indiretta di discordanza presente al tetto delle metarenarie è costituita da livelli di metaconglomerati presenti in numerose località della Bassa Valle del Flumendosa (CARMIGNANI et al., 1982b).

#### *Complesso metavulcanico ordoviciano*

Dove il complesso metavulcanico mostra la successione più completa, è costituito da una porzione basale caratterizzata da vulcanoclastiti, metarenarie vulcaniche, metaconglomerati minuti e grossolani ad elementi di vulcaniti e subordinate quarziti e metarenarie.

Localmente sono presenti metavulcaniti di composizione da andesitica a riodacitica con intercalazioni di metavulcanoclastiti. Questa potente successione di originari depositi detrici grossolani, scarsamente selezionati o in ammassi non stratificati, vengono riferiti ad ambienti continentali in cui gli edifici vulcanici in formazione erano sottoposti a rapida erosione.

Al passaggio con i sovrastanti "Porfiroidi" è presente una successione metasedimentaria da metrica a decametrica con forti variazioni laterali costituita da metaconglomerati, quarziti, metarenarie arcosiche e metasiltiti nere (CARMIGNANI et al., 1985).

Il termine più recente della successione vulcanica è costituito da "Porfiroidi" (CALVINO, 1961). Si tratta di metavulcaniti di composizione riolitica a struttura porfirica costituite da fenocristalli di quarzo e k-feldspato immersi in una matrice scistosa sericitico-cloritica. Lo spessore di queste metavulcaniti varia da 0 a 200 m circa. Dove si rilevano gli spessori maggiori l'aspetto è più massiccio e le tessiture scistose sono meno evidenti.

Il complesso metavulcanico, il cui spessore è di circa 200 m, è generalmente coperto da metarenarie feldspatiche chiaramente derivate dalle sottostanti vulcaniti e seguito dai metasedimenti trasgressivi caradociani.

Sebbene questa successione sia la più frequente, sono state riscontrate leggere differenze in alcune unità tettoniche del Gerrei. Per esempio nell'Unità di Arcu de Su Bentu (CARMIGNANI et al., 1982b), sotto i livelli dell'Ordoviciano superiore troviamo prima metarcose e poi porfiroidi massivi con tessitura occhidina determinata dalla presenza di grandi fenocristalli (1-20 cm) di feldspato potassico (porfiroidi a grandi fenocristalli).

Questo tipo di Porfiroidi si trova nella Bassa Valle del Flumendosa, nei pressi di S. Basilio e verso N fino al Sarcidano. Corrispondono a originarie rioliti, probabilmente messe in posto come duomi o come corpi subvulcanici e sono frequentemente associate a porfiroidi con piccoli fenocristalli (lave originarie e in parte arenarie arcosiche).

La maggior parte di queste metavulcaniti mostra una marcata fratturazione dei fenocristalli ed una forte ricristallizzazione sia di quarzo che di feldspato (generalmente composto di albite + microclino), dei quali rimangono talvolta solo *flakes* di sericite.

#### *Metasedimenti dell'Ordoviciano superiore.*

Il collasso dell'arco magmatico ordoviciano ha causato la formazione di una grande varietà di ambienti deposizionali che hanno dato luogo a forti variazioni di spessore dei depositi (da pochi metri fino ad alcune centinaia di metri) e brusche variazioni laterali delle successioni dell'Ordoviciano superiore.

Malgrado questa variabilità, esistono tuttavia alcune caratteristiche comuni. Le successioni sovrastanti il complesso metavulcanico sono generalmente composte da una parte basale caratterizzata da sedimenti immaturi derivati dallo smantellamento degli edifici vulcanici e una parte superiore composta da sedimenti più fini, di mare basso, caratterizzati da una ricca fauna bentonica indicante il ristabilirsi di un ambiente marino dopo l'evento di continentalità seguita ai "movimenti caledonici".

Una tipica successione completa dello Ordoviciano superiore nel Gerrei può essere la seguente:

- 1 — metarenarie feldspatiche, metarcose e quarziti chiare scarsamente stratificate con livelli di metaconglomerati generalmente a grana fine.
- 2 — metarenarie e metasiltiti, filladi carbonatiche verdi o rosse, siltose o arenacee talvolta con tipico aspetto vacuolare dovuto alla dissoluzione dei fossili. Contengono una fauna bentonica con briozoi, crinoidi, brachiopodi etc. (NAUD, 1979). Localmente si trovano intercalati corpi di metacalcari composti quasi interamente da articoli di crinoidi (encriniti).

#### *Metavulcaniti alcaline*

Nei metasedimenti fossiliferi dell'Ordoviciano superiore sono intercalate metavulcaniti basiche con affinità geochimica di basalti intraplacca (MEMMI et al., 1982; 1983; DI PISA et al., 1991). Si tratta di metavulcaniti grigio-verdi a grana fine associate a metagrovacche vulcaniche. Le metavulcaniti affiorano in maniera discontinua attraverso l'intero Gerrei.

Le facies basaltiche mostrano pochi resti di piccoli fenocristalli di plagioclasio e *flakes* cloritico-epidotiche. La diffusa presenza di aggregati rotondeggianti di quarzo, calcite o clorite di derivazione secondaria, facilmente riconoscibili anche ad occhio nudo, suggerisce la presenza di tessiture vescicolate negli originari basalti. Mostrano caratteristiche composizionali riferibili al loro originario carattere spilitico (LEHMANN, 1975; NAUD, 1982).

#### *Metasedimenti del Siluriano - Devoniano - Carbonifero inferiore*

Nel Siluriano, e specialmente nel Devoniano inferiore, vengono raggiunte condizioni di sedimentazione relativamente uniformi su aree molto vaste: le biofacies e le litofacies indicano lo sviluppo di un ambiente pelagico rappresentato da un bacino ossigenato alla superficie e anossico sul fondo (GNOLI et al., 1980).

La base della successione siluriano - devoniana è

costituita da filladi nere carboniose a graptoliti con intercalati livelli di quarziti nere ("liditi") e rare lenti di metacalcari ad *Orthoceras*.

La successione siluriana passa in modo continuo a quella del Devoniano inferiore e medio anche questa costituita da alternanze di filladi grigie e nere e grossi banchi di metacalcari nodulari a tentaculiti.

Nella valle del Flumendosa lo spessore apparente di tutta la successione siluriana-devoniana raggiunge diverse centinaia di metri, ma è probabile che siano presenti alcuni raddoppi tettonici alla base della sovrastante Unità di Genn'Argiolas.

Tra Monte Lora e S. Nicolò Gerrei, la successione continua con una alternanza di grossi banchi di metacalcari nodulari (Devoniano superiore - Tournaisiano; LOVISATO, 1894; OLIVIERI, 1970) con potenze di alcune centinaia di metri.

Tra Villasalto e S. Nicolò Gerrei, i metacalcari del Devoniano superiore - Tournaisiano inferiore sono ricoperti da sporadici affioramenti di potenza metrica costituiti da metarenarie alternate a metasiltiti, contenenti livelli di metaconglomerati con clasti quarzosi. Questi metasedimenti terrigeni rappresentano i primi depositi del flysch sinorogenico ercinico che al Carbonifero inferiore interrompe la sedimentazione nelle Unità del Gerrei (TEICHMULLER, 1931; SPALLETTA & VAI, 1982; BARCA & SPALLETTA, 1985; BARCA, 1985).

#### 2.1.4 Unità di Genn'Argiolas

Affiora nel Gerrei meridionale e nel Sarrabus, sormonta tettonicamente le Unità del Gerrei, sul fianco meridionale dell'Antiforme del Flumendosa (Fig. 3.2).

Nella sua parte frontale è suddivisa in una serie di scaglie tettoniche minori. L'unità è costituita da una successione basale pelitico-arenacea del Cambriano medio - Ordoviciano inferiore, interessata dai "movimenti" della Fase Sarda. Infatti a tetto della successione è presente una discordanza stratigrafica (Discordanza Sarrabese; CALVINO 1961) correlata con la Discordanza Sarda dell'Iglesiente (BARCA et al., 1982a, b).

La successione di seguito descritta è il risultato degli studi effettuati da BARCA & Di GREGORIO (1980), BARCA (1981), BARCA & MAXIA (1982), MAXIA (1984), BARCA & OLIVIERI (1991), BARCA (1991) e BARCA et al. (1991).

#### Formazione delle Arenarie di S. Vito

Si tratta di una successione sedimentaria che affiora estesamente nel Sarrabus con spessore apparente di circa 500 m (CALVINO, 1967; BARCA & DI GREGORIO, 1980).

E'costituita da depositi torbiditici rappresentati da ripetute alternanze decimetriche e metriche di metarenarie micacee, quarziti grigie, metaconglomerati, metasiltiti e

metapeliti grigio-nere, che diventano rosso-violacee nella parte alta della successione.

BARCA & DI GREGORIO (1980) hanno riconosciuto strutture sedimentarie, quali gradazioni, laminazioni parallele, oblique e convolute. Sono inoltre frequenti strutture basali quali: *ripples* da corrente, *flute casts*, *load casts* e canali di erosione di varie dimensioni.

L'ambiente di sedimentazione corrisponde ad un delta sottomarino, caratterizzato da subsidenza e forte accumulo di sedimenti, mentre, nella parte alta della formazione, esisterebbero indizi di regressione del bacino (BARCA & DI GREGORIO, 1980; BARCA & MAXIA, 1982).

BARCA et al. (1982b; 1989), in base ad associazioni di acritarchi datano questa formazione al Cambriano medio-superiore e Ordoviciano inferiore (Tremadociano).

#### Complesso magmatico ordoviciano

La successione prosegue con un complesso metavulcanico, costituito da "Porfidi Bianchi" e "Porfidi Grigi" (CALVINO, 1956, 1967; DI SIMPLICIO et al., 1975; COCOZZA & MINZONI, 1977; GHEZZO & RICCI, 1977). Benchè i passaggi tra questi due litotipi siano spesso graduali sia lateralmente che verticalmente, in genere i "Porfidi bianchi" precedono i "Porfidi grigi" e i loro tufi, spesso con l'interposizione di sedimenti clastici grossolani (Conglomerati di Rio Ceraxa). Dal basso verso l'alto, si ha perciò la seguente successione, con uno spessore totale che può raggiungere i 200- 250 m:

a - "Porfidi bianchi": metavulcaniti riolitiche biancastre o bianco-verdoline, a struttura porfirica con fenocristalli di quarzo; talvolta presentano struttura afanitica. Sono frequenti anche i tipi ignimbrici a strutture fluidali.

b - Conglomerato di Rio Ceraxa: metarenarie arcose più o meno conglomeratiche e metaconglomerati grossolani, canalizzati (paleoalvei?), con ciottoli bene arrotondati delle precedenti vulcaniti e di quarziti grigie delle "Arenarie di S. Vito".

Lo spessore di questi depositi, probabilmente da riferire ad ambienti continentali, varia da alcuni metri a poche decine di metri.

c - "Porfidi grigi": ammassi di metavulcaniti rioclitiche, grigie, con evidente struttura porfirica, a fenocristalli di quarzo, feldspati, biotite e miche chiare immersi in una pasta di fondo microcristallina (BARCA et al., 1986a). Frequenti le intercalazioni di tufi grigi, grigio verdastri e violacei, in genere ben stratificati. Sono note giaciture laccolitiche e filoniane (CALVINO, 1961; BARCA & DI GREGORIO, 1980) che attraversano le "Arenarie di S. Vito" inducendo locali effetti di metamorfismo di contatto.

Questo complesso è compreso tra le metarenarie, datate al Cambriano medio - Ordoviciano inferiore (BARCA et al., 1982a; BARCA et al., 1989) ed i metasedimenti fossiliferi dell'Ordoviciano superiore (Caradoc). Le ultime manifestazioni di questo ciclo magmatico mostrano rapporti subintrusivi con i sovrastanti metasedimenti terrigeni indicando che l'attività magmatica in questa area

è proseguita perlomeno fino all'Ordoviciano superiore (Caradoc) (CALVINO, 1967; GIMENO, 1991a, b).

#### *Formazione di Punta Serpeddi*

Il complesso metavulcanico dell'Ordoviciano medio è ricoperto da metasedimenti terrigeni prevalentemente trasgressivi (Trasgressione Caradociana Auct.).

La parte basale è costituita da originarie arcose, arenarie, conglomerati quarzosi minuti e conglomerati poligenici grossolani in strati massivi con strutture sedimentarie del tipo stratificazione incrociata, laminazioni piano-parallele e incrociate. Seguono metarenarie medio-fini e metasiltiti nere contenenti localmente una ricca fauna a brachiopodi, briozoi, trilobiti, crinoidi, gasteropodi etc, riferibile all'Ordoviciano superiore (Caradociano) (BARCA & DI GREGORIO, 1980; GIOVANNONI e ZANFRA', 1979). La potenza della formazione raggiunge i 150 metri. L'ambiente deposizionale era di tipo continentale e litorale alla base della formazione ed evolveva verso una piattaforma neritica nella parte superiore.

#### *Formazione di Tuviois*

Questa formazione è costituita da metasiltiti e metapeliti alternate con metacalcari, in genere completamente silicizzati (Quarziti del Sarrabus Auct.). Contengono una associazione faunistica bentonica simile a quelle presenti nella formazione precedente e riferita allo Ordoviciano superiore (Ashgill).

La formazione ha uno spessore di alcune decine di metri e costituisce un caratteristico *marker* stratigrafico diffuso in tutto il Sarrabus.

#### *Metasedimenti siluriani*

Rappresentano la parte inferiore della formazione conosciuta in letteratura come "Gruppo di Serra S'Ilixi" a cui veniva attribuita un'età Siluriano inferiore - Devoniano medio. Sono costituiti da metasiltiti e metapeliti nere più o meno carboniose a cui si intercalano livelli di liditi. Nella parte bassa sono stati segnalati graptoliti del Llandoveryano superiore (TEICHMULLER, 1931; HELMCKE, 1973; JAGER, 1977; BARCA & JAGER, 1990).

#### *Formazione di Pala Manna*

Secondo la nuova definizione data da BARCA (1991) questa formazione comprende un potente complesso di metasedimenti terrigeni con metavulcaniti e metaconglomerati che precedentemente era stato parzialmente attribuito al "Gruppo di Serra S'Ilixi" (BARCA & MAXIA, 1982; BARCA et al., 1986a).

La Formazione di Pala Manna è costituita da una alternanza di metarenarie, metapeliti e metasiltiti contenenti corpi lenticolari di metaconglomerati interpretati come riempimenti di canali.

Le alternanze pelitico-arenacee mostrano frequenti sequenze Ta-e di Bouma e *slumpings*. Le intercalazioni ruditiche sono rappresentate sia da metabrecce che da metaconglomerati poligenici costituiti prevalentemente da clasti di liditi e subordinatamente calcari silicizzati, quarziti, quarzo, arenarie e vulcaniti di dimensioni da millimetriche a centimetriche. Diversi ciottoli provengono da rocce già strutturate e con evidenze di una sovraimpronta metamorfica di contatto. Localmente sono interstratificate metavulcaniti acide e basiche e corpi subintrusivi basici. I prodotti magmatici basici variano in composizione da basaltici intraplacca alcalini a tholeiti continentali (DI PISA et al., 1991). Nella successione di Pala Manna sono evidenti i fenomeni di risedimentazione testimoniati dalla presenza di *mud-flows*, *debris-flows*, *slumpings*, olistoliti e olistostromi. I blocchi risedimentati possono essere di taglia estremamente variabile, dal decimetro alle centinaia di metri e sono costituiti da calcari delle piattaforme siluriano - devoniane, da liditi e da porzioni di successione siluriana (BARCA, 1991; BARCA & OLIVIERI, 1991; BARCA et al., 1991). Gli olistoliti calcarei hanno fornito una età variabile dal Siluriano superiore al Devoniano superiore (BARCA, 1991).

La Formazione di Pala Manna, affiora estesamente in tutto il Sarrabus meridionale, e rappresenta il flysch sinorogenico ercinico in facies Culm, come messo in evidenza da MAXIA (1984) e BARCA (1991).

#### *2.1.5 Unità di Meana Sardo*

Questa unità affiora in modo continuo dalla zona di Laconi - Meana Sardo fino al Salto di Quirra, sul fianco settentrionale della Antiforme del Flumendosa, in posizione geometrica costante compresa tra le sottostanti Unità del Gerrei e il sovrastante Complesso Metamorfico di Basso Grado della Barbagia (Figg. 3.1 e 3.2).

La successione litostratigrafica è nota da tempo nella zona di Meana Sardo (BOSELLINI & OGNIBEN 1968; MINZONI, 1975; 1977; CARMIGNANI et al., 1982d).

Una sequenza di eventi deposizionali e vulcanici simile per facies e spessori a questa unità è stata riconosciuta nell'Unità di Bruncu Nieddu nella Bassa Valle del Flumendosa (GATTIGLIO & OGGIANO, 1990) e nell'Unità di Ozieri affiorante nel Goceano (OGGIANO, 1991).

La successione delle Unità tipo Meana Sardo è costituita dal basso verso l'alto da:

#### *Formazione di Solanas.*

Si tratta di alternanze da decimetriche a metriche di metarenarie quarzoso - micacee di colore grigio-verde oliva, metasiltiti, quarziti e metaconglomerati.

Nella parte alta della formazione sono spesso presenti metapeliti viola e verdi e banchi di quarziti.

Sono presenti strutture sedimentarie del tipo sequen-

ze gradate, laminiti piano-parallele etc., identiche a quelle descritte da BARCA & MARINI (1980) e BARCA et al. (1982a e b) nelle Unità dell'Arburese e nelle "Arenarie di S. Vito", dell'Unità di Genn'Argiolas (TONGIORGI et al., 1984).

L'ambiente di sedimentazione corrisponde, quindi, ad un conoide o piana di bacino, con processi di sedimentazione di tipo torbiditico, con indizi di regressione nella parte alta della formazione (TONGIORGI et al., 1984).

L'età è stata determinata, in base ad associazioni di acritarchi e risulta essere Cambriano medio- superiore - Ordoviciano inferiore (Arenigiano superiore) (TONGIORGI et al. 1982; 1984; ALBANI et al., 1985; DI MILIA, 1988; ALBANI, 1989).

Il passaggio al sovrastante complesso vulcanico avviene tramite l'interposizione di metaconglomerati, costituiti da ciottoli ben arrotondati di arenarie e quarziti immersi in una matrice prevalentemente siltitico-arenacea. Talvolta sono presenti clasti di vulcaniti, in abbondante matrice arenacea. Lo spessore della formazione è stato stimato in circa 500 m (CARMIGNANI et al., 1982c; 1986b).

In questa formazione sono presenti numerosi corpi filoniani, talvolta di grandi dimensioni, rappresentati da metagabbri ad affinità alcalina (MEMMI et al., 1982; 1983).

Le "Arenarie di Solanas", in base all'età e alle caratteristiche sedimentologiche e litostratigrafiche, vengono correlate con le coeve "Arenarie di S. Vito" del Sarrabus, con l'Unità dell'Arburese e con le metarenarie cambro-ordoviciane della Bassa Valle del Flumendosa (BARCA et al., 1982a,b; NAUD & PITTAU, 1985).

L'età della formazione, la presenza di livelli di metaconglomerati al passaggio con il sovrastante complesso vulcanico suggeriscono la presenza di una discordanza paragonabile a quella presente al tetto delle "Arenarie di S. Vito" ("Discordanza Sarda - Sarrabese").

#### *Complesso metavulcanico ordoviciano*

— Formazione di M. Corte Cerbos.

Rappresenta la parte inferiore del complesso vulcanico ed è costituita da metarioliti bianco-gialle a tessitura scistosa con scarsi fenocristalli di quarzo e k-feldspato di piccola taglia, inclusi in una massa di fondo microcristallina più o meno sericitica e localmente silicizzata. Lo spessore è estremamente variabile (0-100 m).

— Formazione di Manixeddu.

E'una formazione costituita da metagrovacche litiche, metarenarie vulcaniche e metaconglomerati. Sono particolarmente abbondanti i derivati metamorfici dello smantellamento delle sottostanti rioliti.

Le metagrovacche litiche sono costituite da abbondanti frammenti millimetrici e centimetrici di rioliti bian-

co-giallastre e da subordinati frammenti di quarziti, filladi, siltiti nere, selci, quarzo e feldspati scarsamente arrotondati e selezionati immersi in una matrice quarzoso-sericitica fortemente scistosa.

Le metarenarie vulcaniche, costituite da quarzo e feldspati, presentano scarsa maturità composizionale, sono poco classate e la dimensione dei granuli è fortemente variabile da uno strato all'altro.

Nei metaconglomerati i ciottoli, costituiti prevalentemente da metarioliti, sono ben arrotondati e selezionati, di taglia variabile dal centimetro al decimetro. I litotipi di questa formazione mostrano forti variazioni laterali e verticali sia di composizione sia di spessore.

Queste facies vulcanoclastiche derivano dallo smantellamento, in ambiente subaereo sia delle sottostanti metavulcaniti riolitiche (MEMMI et al., 1982), sia delle metarenarie cambro - ordoviciane.

La deposizione di questa formazione rappresenta, quindi, un periodo di stasi delle attività magmatiche, in concomitanza del quale avveniva l'erosione degli edifici vulcanici pre-esistenti e del loro substrato.

Lo spessore è estremamente variabile e può raggiungere i 700 m.

— Formazione di Serra Tonnai.

La parte alta del complesso metavulcanico è caratterizzata da scisti cloritico-epidotici, con fenocristalli costituiti da plagioclasio e, più raramente, quarzo, interpretati come originarie tufiti e grovacche derivanti da vulcaniti basiche od intermedie; sono presenti anche subordinati orizzonti di metavulcaniti grigio-nere, di tipo andesitico-basaltico (MEMMI et al., 1982).

Nelle metavulcaniti andesitico-basaltiche, sono riconoscibili strutture microporfiriche con fenocristalli di plagioclasio albitico e aggregati pseudomorfi cloritico-epidotici su originali minerali femici (BOSELLINI & OGNIBEN, 1968).

Secondo MINZONI (1975) le metatufiti presentano carattere spilitico.

Lo spessore di questa formazione è valutabile sui 200-250 m.

L'età di tutto il complesso vulcano-sedimentario è collocabile tra l'Arenigiano (età della parte alta delle "Arenarie di Solanas") e il Caradociano e mostra uno spessore molto variabile che può raggiungere anche i 1000 m.

#### *Metasedimenti dello Ordoviciano superiore.*

La successione dello Ordoviciano superiore dell'Unità di Meana Sardo è simile a quella dell'Unità di Genn'Argiolas.

Le metavulcaniti e metavulcanoclastiti dello Ordoviciano medio sono ricoperte da metarenarie arcose e metaconglomerati minuti in strati decimetrici e metrici costituiti da quarzo e frammenti litici poco selezionati

(quarziti, arenarie, argilliti, vulcaniti) in matrice quarzoso-sericitico-cloritica ("Formazione di Orroledu"; BOSELLINI & OGNIBEN, 1968), con spessore variabile da pochi metri, fino a circa 150-200 m. Seguono metasiltiti, metapeliti, metarenarie ("Formazione di Br.cu Su Pizzu"; BOSELLINI & OGNIBEN, 1968).

Nelle metasiltiti e, più raramente nelle metarenarie, sono state ritrovate associazioni fossilifere riferibili all'Ordoviciano superiore (NAUD, 1979; GATTIGLIO, 1988). Gli abbondanti livelli fossiliferi che caratterizzano l'Ordoviciano superiore delle Unità del Gerrei sono, nell'Unità di Meana Sardo, distribuiti nella potente successione pelitico-arenacea. Sono state segnalate rare intercalazioni di metavulcaniti, confrontabili con quelle assai diffuse nelle successioni dello Ordoviciano superiore del Gerrei (GATTIGLIO, 1988).

#### *Metasedimenti Siluro-Devonici.*

Il passaggio dai metasedimenti dello Ordoviciano superiore a quelli del Siluriano è generalmente graduale e continuo; avviene tramite un aumento dei livelli filladici ed una diminuzione dei metasedimenti clastici grossolani.

La successione è costituita dalle ben note metapeliti nere a graptoliti associate a livelli di liditi e rari livelli di metarenarie quarzose fini.

Nella parte alta della successione si intercalano metacalcari grigi e calcescisti in grossi banchi che, probabilmente, arrivano fino al Devoniano (CARMIGNANI et al., 1982d).

L'intera successione ha spessori variabili a causa delle frequenti laminazioni tettoniche e può arrivare sino a 400 m.

## 2.2 Falde interne

A N dell'Unità di Meana Sardo fino al Complesso di Alto Grado della Sardegna nordorientale, affiorano metamorfiti di basso e medio grado che costituiscono il complesso delle Falde Interne.

Il metamorfismo più intenso, la rarità dei livelli guida come il complesso vulcanico e la estrema rarità di reperti fossiliferi, rendono spesso incerta l'attribuzione litostratigrafica dei protoliti delle rocce di questo complesso.

### 2.2.1 Complesso Metamorfo di Basso Grado della Barbagia

Nell'alto Sarcidano e Barbagia (Massiccio del Gennargentu), tettonicamente sovrapposto al di sopra delle formazioni siluriano - devoniane dell'Unità di Meana Sardo, affiora un potente complesso epimetamorfo costituito prevalentemente da una successione terrigena (VAI & COCOZZA, 1974) noto in letteratura come

"Postgotlandiano" (Figg. 3.1 e 3.2). Tale complesso costituisce tutto il nucleo della "Sinforme della Barbagia" e buona parte del Massiccio del Gennargentu. Recentemente è stata correlata con questo complesso l'Unità di Fiorentini, affiorante nel Goceano (OGGIANO, 1991).

DESSAU et al. (1983), hanno messo in evidenza la presenza di almeno tre unità tettoniche sovrapposte (Unità di Fontana Bona, Unità di Riu Correboi e Postgotlandiano Auct.) all'interno del Complesso Metamorfo di Basso Grado della Barbagia

Nella zona di Arcu Correboi, DESSAU et al. (1983) distinguevano dal basso verso l'alto le seguenti formazioni: a) metarenarie, quarziti e filladi; b) metavulcaniti; c) filladi nere e marmi. In questi marmi sono stati trovati conodonti devoniani (PILI & SABA, 1975).

Le aree più interne della Sardegna centro-orientale sono quindi costituite da più unità alloctone caratterizzate dalla presenza di unità litostratigrafiche correlabili con quelle cambro-ordoviciane, siluriane e devoniane presenti nelle sottostanti unità tettoniche.

Il contatto di base del Complesso Metamorfo di Basso Grado della Barbagia affiora per più di 100 km tra Meana Sardo e la costa orientale dell'isola nei pressi di Tertenia, a S del Gennargentu e nelle finestre tettoniche di Aritzo e Gadoni, ed ha tutte le caratteristiche di un contatto tettonico di primo ordine. Infatti è marcato da fasce cataclastico-milonitiche ed è discordante su tutte le formazioni dell'unità sottostante.

In linea generale il Complesso Metamorfo di Basso Grado della Barbagia mostra molte affinità con le altre unità tettoniche della Sardegna centro-meridionale, ma se ne differenzia anche per importanti caratteri strutturali e stratigrafici.

La storia deformativa è più complessa, con lo sviluppo di due eventi plicativi isoclinali ed una ricristallizzazione metamorfica leggermente più elevata. La successione litostratigrafica è caratterizzata dalla discontinuità del complesso vulcanico dell'Ordoviciano medio, quasi del tutto assente, e dalla scarsità delle facies pelitiche carboniose tipiche del Siluriano.

La successione litostratigrafica che è possibile ricostruire nel Complesso Metamorfo di Basso Grado della Barbagia è, dal basso verso l'alto, la seguente (Fig. 3.1): a) metarenarie, quarziti e filladi; si tratta di una irregolare alternanza di livelli da metrici a decimetrici di metarenarie quarzose micacee, quarziti, filladi quarzifere, filladi e metasiltiti. In taluni casi la somiglianza con le successioni cambro-ordoviciane è molto netta, in altri casi prevalgono invece termini più quarziticci o metarenarie a grana fine e metasiltiti. Lo spessore originario della formazione non è valutabile a causa della intensa e complessa deformazione; lo spessore apparente si aggira sui 2000 m; b) complesso metavulcanico: si tratta di metavulcaniti acide ("porfiroidi") e intermedie e più frequentemente di derivati metamorfici del loro rimaneggiamento. Affiorano per lo più nei dintorni di Arcu Correboi (DESSAU et al., 1983) e a NW del Lago Alto Flumendosa e sono costate-

mente associate alle metarenarie, quarziti e filladi. Gli affioramenti sono piuttosto discontinui e di spessore molto variabile da pochi metri fino a poche decine di metri. Si presentano generalmente con una evidente tessitura occhiadina con fenoblasti di quarzo e plagioclasio in matrice filladica. Questo complesso vulcanico può ragionevolmente essere correlato con le altre formazioni di origine vulcanica dello Ordoviciano medio;

c) filladi nere, marmi e calcescisti; si tratta di una successione caratterizzata da filladi nere alla base, a cui fanno seguito marmi più o meno dolomitici grigi e calcescisti. Lo spessore apparente può arrivare a qualche centinaio di metri (Arcu Correboi). Nei marmi sono frequenti articoli di crinoidi e a M. Armario, nei pressi di Arcu Correboi, sono segnalati conodonti devoniani (PILI & SABA, 1975). Questa formazione è perciò correlabile con le successioni siluriano-devoniane delle altre unità della Sardegna centrale.

### 3. MAGMATISMO DELLA ZONA A FALDE

Nelle successioni litostratigrafiche delle unità tettoniche della Zona a Falde sono stati riconosciuti tre cicli magmatici:

- un ciclo sub-alciano di età Ordoviciano medio - superiore;
- un ciclo magmatico intraplacca (*Within Plate Basalts*, WPB) di età Ordoviciano superiore;
- un secondo ciclo WPB di età Carbonifero inferiore.

I prodotti magmatici del ciclo sub-alciano sono costituiti principalmente da manifestazioni effusive e subvulcaniche che, con gli associati prodotti di rimaneggiamento, caratterizzano in modo significativo le successioni pre caradociane delle unità tettoniche, sia per potenza che per distribuzione areale.

Si tratta di un insieme di prodotti la cui composizione varia da subordinati basalti ed andesiti fino a riocaciti e rioliti.

Restaurando le varie falde nella loro originaria posizione predeformazione il complesso vulcanico mostra una polarità composizionale e un ringiovanimento da NE a SW (CARMIGNANI et al., 1991).

Le Falde Interne (Complesso Metamorfico di Basso Grado della Barbagia affiorante in Barbagia, Baronie, Goceano p.p. etc.) sono caratterizzate dalla estrema scarsità di questi prodotti magmatici, rappresentati per lo più da termini basici e intermedi.

Passando verso i domini paleogeografici esterni (Falde Esterne), il complesso magmatico dell'Ordoviciano medio è caratterizzato da grandi spessori di metandesiti (Formazione di Serra Tonnai; Unità di Meana Sardo).

Nell'adiacente dominio del Sarrabus (Unità di Genn'Argiolas) prevalgono originarie daciti e riocaciti mentre nel dominio ancora più esterno (Unità del Gerrei) il complesso vulcanico è costituito da una porzione basale formata da alcune centinaia di metri di conglomerati a

ciottoli di andesiti ricoperte da una potente successione di lave riolitiche.

Quindi dall'interno all'esterno assistiamo ad un progressivo aumento del contenuto in silice nei prodotti vulcanici.

Nella stessa direzione si evidenzia un ringiovanimento dell'attività magmatica. Infatti, i grandi volumi di sedimenti clastici di derivazione andesitica, presenti alla base della successione vulcanica delle Unità del Gerrei, con ogni probabilità derivano dallo smantellamento delle vulcaniti basiche provenienti dalle unità paleogeograficamente più interne.

Nelle Unità del Gerrei i porfiroidi rappresentano, quindi, l'ultima manifestazione magmatica del ciclo sub-alciano dello Ordoviciano medio. L'età dei prodotti più recenti di questa attività magmatica è probabilmente da riferire allo Ordoviciano superiore; infatti nell'Unità di Genn'Argiolas sono stati evidenziati rapporti primari di tipo intrusivo tra le metariocaciti e i metasedimenti fossiliferi dello Ordoviciano superiore (Caradoc; GIMENO, 1991a, b).

CARMIGNANI et al. (1991) interpretano l'aumento dei prodotti acidi verso SW e il ringiovanimento nella stessa direzione dei complessi vulcanici, come l'evidenza di un arco magmatico migrante verso SW connesso con un margine di subduzione di tipo B.

All'Ordoviciano superiore si sviluppa un nuovo ciclo magmatico di tipo intraplacca, rappresentato da effusioni laviche costituite da effusioni basaltiche e da sciami di filoni intrusi nelle successioni sottostanti (MEMMI et al., 1982; 1983; DIPISA et al., 1991). Si tratta di un magmatismo basico ad affinità alcalina.

La brusca variazione dell'affinità geochimica tra il magmatismo dell'Ordoviciano medio e quello dell'Ordoviciano superiore testimonia un radicale cambiamento dell'ambiente geodinamico che da convergente, con caratteri globalmente di tipo compressivo passa a distensivo con caratteri di collassamento crustale, in un lasso di tempo relativamente breve.

Il magmatismo basaltico intraplacca e la generalizzata trasgressione dell'Ordoviciano superiore rappresentano dunque le maggiori testimonianze del collasso della porzione di crosta continentale supportante l'arco magmatico calcalciano in seguito alla cessazione del processo di subduzione.

Il magmatismo basico dello Ordoviciano superiore mostra una polarità geochimica dalle zone interne alle zone esterne della catena: nelle aree originariamente più interne risente di una componente di subduzione che nelle aree originariamente più esterne non è rilevabile (DIPISA et al., 1991).

Questi dati sono compatibili con un piano di Benioff orientato verso SW, attivo fino all'Ordoviciano medio.

Al Carbonifero inferiore si sviluppa un nuovo ciclo WPB, con caratteri da alcalino a subalciano con termini transizionali. Esso è rappresentato da prodotti effusivi all'interno dei depositi di avana fossa della catena e rari corpi

subvulcanici nelle sottostanti successioni cambriano-devoniane. Le maggiori evidenze di tale attività magmatica sono documentate in Nurra e nel carbonifero del Sarrabus meridionale e Sulcis orientale (DI PISA et al., 1991). Questo vulcanismo viene riferito ad una tettonica trascorrente connessa con gli stadi ensialici della collisione varisica (VAI & COCOZZA, 1986; VAI, 1991).

#### 4. TETTONICA DELLA ZONA A FALDE

Il basamento ercinico della Sardegna centro-meridionale è costituito da una pila di unità tettoniche messe in posto durante le fasi principali dell'orogenesi ercinica, deformate da un insieme di eventi plicativi tardivi e intruse dal vasto batolite sardo-corso (CARMIGNANI et al. 1986a e bibliografia).

Nella Sardegna centro-meridionale la deformazione duttile è accompagnata da metamorfismo in facies di scisti verdi, che raggiunge la zona a biotite nelle unità tettoniche più profonde dell'edificio a falde (Castello di Quirra, Castello Medusa, Riu Gruppa, Mandas) e la zona a stauroilite + granato nell'Unità del Monte Grighini (CAROSI et al., 1991a).

Il quadro deformativo generalmente accettato da tutti gli autori che si sono interessati della orogenesi ercinica in Sardegna, è sinteticamente costituito da:

— una tettonica "*sin-nappe*" suddivisa in uno o due eventi deformativi, a seconda delle unità tettoniche esaminate, caratterizzata da pieghe isoclinali coricate sinscistose rovesciate verso S e S-SW (Fig. 3.3) e da importanti fenomeni di taglio con formazione di estesi sovrascorrimenti verso S e SW;

— una tettonica "*post-nappe*" scomponibile in almeno due eventi plicativi principali e movimenti trascorrenti.

La schematizzazione in distinte "fasi" deformative pone dei problemi di correlazione quando si considerano diverse unità tettoniche che interessano vasti settori di catena.

Nel basamento sardo non esistono datazioni radiometriche degli eventi deformativi che hanno interessato la Zona a Falde, per cui attualmente si fa riferimento esclusivamente all'ordine di sovrapposizione geometrica delle deformazioni osservabili, sottintendendo che i numeri d'ordine attribuiti alle varie superfici, non indicano contemporaneità di sviluppo nelle varie unità, ma solo l'ordine di sovrapposizione geometrica.

Questa scelta nasce dalla considerazione che le unità collocate in posizione più interna sono state sottoposte a deformazione "prima" delle unità più esterne e dalla osservazione che sovente il quadro deformativo all'interno di alcune unità è sostanzialmente analogo. Per questo la storia deformativa delle unità tettoniche viene presentata in un quadro unico senza suddividerla per singole unità.

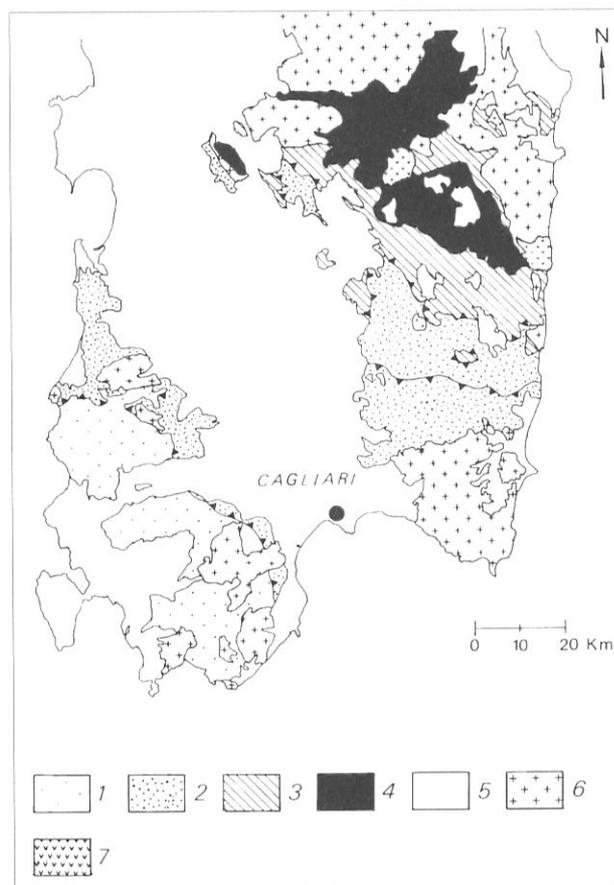


Fig.3.3 - Distribuzione delle deformazioni  $D_1$  e  $D_2$  nelle unità tettoniche della Zona a Falde. 1: Zona Esterna della catena; 2: unità tettoniche con sola deformazione  $D_1$  (Unità dell'Arburese, Genn'Argiolas e Gerrei); 3: unità tettoniche con deformazioni  $D_1$  e locale sviluppo di deformazioni  $D_2$  (Unità di Castello Medusa e Meana sardo); 4: unità con sviluppo di deformazione  $D_2$  penetrativa (Unità di Monte Grighini e Complesso Metamorfico di Basso Grado della Barbagia); 5: successioni post erciniche; 6: granitoidi ercinici; 7: vulcaniti permiane.

##### 4.1 Tettonica "*sin-nappe*"

La tettonica "*sin-nappe*" è caratterizzata da deformazioni plicative duttili che si manifestano in modo differente nelle singole unità, sia come intensità della deformazione sia come numero di eventi deformativi riconoscibili. E' possibile riconoscere due eventi deformativi, riferibili alla tettonica "*sin-nappe*".

Possiamo dividere le unità tettoniche della Zona a Falde in due gruppi caratterizzati dalla sviluppo di una o di due eventi deformativi associati alla tettonica "*sin-nappe*".

Nelle Unità di Genn'Argiolas, Arburese e Gerrei la tettonica "*sin-nappe*" genera un solo evento deformativo duttile ( $D_1$ ). Invece nell'Unità di Meana Sardo (CARMIGNANI et al., 1982d), nel Complesso Metamorfico di Basso Grado della Barbagia (CARMIGNANI et al., 1986b) e nelle unità strutturalmente più profonde della Zona a Falde (Unità di Castello Medusa e Unità del M. Grighini; CARMIGNANI et al., 1979, 1982a; 1987;

CAROSI et al., 1991a), iniziano gli effetti di un secondo evento deformativo ( $D_2$ ), che mostrano, nelle diverse unità, gradi diversi di evoluzione (Fig. 3.3).

E' necessario precisare che tali deformazioni sono eterogenee, per cui gli eventi deformativi riconosciuti non si sviluppano omogeneamente in tutte le unità. Inoltre, andando verso l'interno del cuneo orogenico le unità tettoniche mostrano una evoluzione strutturale più complessa (evento  $D_1 + D_2$ ), mentre verso l'esterno l'evoluzione stessa sarà più semplice e caratterizzata da un solo evento deformativo "sin-nappe" ( $D_1$ ).

La deformazione complessa che si può individuare nelle unità più profonde (Unità di Castello Medusa e Monte Grighini) rappresenta un elemento anomalo in un quadro strutturale che vede la deformazione aumentare dall'esterno all'interno della catena.

Esistono due interpretazioni per la deformazione  $D_2$  in queste unità: la prima la considera come deformazione "sin-nappe" (CAROSI et al, 1991a); la seconda la considera come deformazione "post-nappe" legata alla riesumazione dei nuclei più metamorfici della catena (CAPPELLI, 1991; GATTIGLIO & OGGIANO, 1991).

#### 4.1.1 Evento $D_1$

Durante l'evento  $D_1$  si formano pieghe isoclinali coricate verso S e SW, di dimensioni da metriche a plurichilometriche, accompagnate da una scistosità di piano assiale  $S_1$ . Con il procedere della deformazione le pieghe  $F_1$  evolvono in superfici di taglio e importanti sovrascorrimenti verso S, SW ed W (CARMIGNANI & PERTUSATI, 1979; CARMIGNANI et al., 1979; 1980a; 1982a; 1986a; CAROSI et al., 1991b).

La scistosità è sinmetamorfica e penetrativa, ed in genere traspone la superficie di stratificazione, con la quale, sui fianchi delle pieghe, è subparallela o fa angoli molto piccoli, rilevabili solo alla scala microscopica.

Nelle Unità del Gerrei la  $S_1$  costituisce la superficie dominante a tutte le scale di osservazione (Fig. 3.3). Si tratta generalmente di uno *slaty cleavage* ben sviluppato nei litotipi meno competenti, spesso associato a pieghe intrafoliari con geometria di tipo simile.

Nelle Unità di Genn'Argiolas e Arburese la deformazione  $D_1$  non è ovunque pervasiva ed è poco sviluppata nelle porzioni più esterne della catena.

Nell'Unità di Meana Sardo e Castello Medusa si riconosce sempre agevolmente la scistosità  $S_1$ ; tuttavia essa può essere trasposta localmente lungo fasce di taglio riferibili all'evento  $D_2$ .

Nelle unità caratterizzate da due eventi deformativi penetrativi (Complesso Metamorfico di Basso Gardo della Barbagia e Unità di Monte Grighini), l'evento  $D_1$  è riconoscibile solamente come relitto di scistosità  $S_1$  all'interno dei *microlithons* riferibili all'evento  $D_2$ , associata ancora a blastesi metamorfiche di basso grado (Fig. 3.52).

Nei porfiroidi, nelle metavulcaniti e

metavulcanoclastiti in genere, le cerniere delle pieghe  $F_1$  sono raramente visibili e la maggiore competenza di questi litotipi fa sì che la scistosità  $S_1$  sia meno evidente e più spaziata, fino ad originare una bancatura piuttosto grossolana.

Nei metacalcari e nei calcescisti la  $S_1$  è accompagnata da una importante componente di dissoluzione orientata lungo giunti stilolitici paralleli al piano assiale delle pieghe  $F_1$  (CARMIGNANI & PERTUSATI, 1979). In alcuni casi si può osservare la dissoluzione di articoli di crinoidi vistosamente interrotti dai giunti stilolitici.

Gli elementi strutturali lineari associati all'evento  $D_1$  sono rappresentati dalle lineazioni di intersezione tra la stratificazione e la scistosità  $S_1$  ( $L S_0/S_1$ ) e dalle lineazioni di estensione  $L_1$ .

Le lineazioni di massima estensione sono evidenziate da ombre di pressione attorno a cristalli di pirite ed elementi clastici e sono particolarmente ben osservabili nelle metavulcaniti in genere e nei metaconglomerati.

Le lineazioni  $L_1$ , nelle Unità del Gerrei, sono orientate circa N70E-N130E e N170E-N180E. Le direzioni assiali variano da circa N-S nel Sarrabus-Gerrei a circa N120E-N180E nel Sarcidano-Barbagia descrivendo una ampia virgazione (CARMIGNANI et al., 1979).

Le orientazioni degli assi  $A_1$  e delle lineazioni di intersezione tra  $S_0$  ed  $S_1$  variano da N150E a N30E. La dispersione degli assi  $A_1$  è da ritenersi in parte originaria, causata dal non cilindrisimo delle pieghe  $F_1$ , ed in parte dovuta alla interferenza degli eventi tardivi.

Risulta quindi che gli assi  $A_1$  e le lineazioni di massima estensione  $L_1$  sono sub-parallele, o comunque tendono a formare angoli non molto grandi. E' quindi ipotizzabile un meccanismo di riorientazione degli assi  $A_1$  in seguito ad una deformazione per taglio semplice progressivo secondo quanto proposto da SANDERSON (1974).

Generalmente gli assi  $A_1$  sono molto dispersi sul proprio piano assiale e questo effetto è osservabile anche a scala cartografica. Sono state individuate numerose strutture plicative a scala ettometrica, nelle quali affiorano nuclei di anticlinali e sinclinali che mostrano immersioni assiali opposte sul proprio piano assiale. L'inviluppo dei contatti litologici assume, quindi, forme generalmente ellissoidali (esempio area del M. S. Vittoria; Fig. 3.39).

Le pieghe  $F_1$  hanno cerniere ispessite, fianchi assottigliati e sono, generalmente, di grandi dimensioni (da decametriche a plurichilometriche).

Le anticlinali  $F_1$  hanno il nucleo costituito dalle metarenarie cambro-ordoviciane o dalle metavulcaniti e metavulcanoclastiti ordoviciane, mentre le sinclinali hanno al nucleo successioni siluriano-devoniane. Queste sono caratterizzate da insiemi di litologie poco competenti che subiscono, quindi, forti laminazioni tettoniche. Questo fenomeno è assai comune nelle unità più esterne.

Nelle unità più interne e nell'Unità di Meana Sardo le pieghe  $F_1$  mostrano geometrie di tipo simile con fianchi rovesciati sempre ben conservati.

#### 4.1.2 Evento $D_2$

In alcune unità la tettonica "sin-nappe" è più complessa ed è presente un secondo evento deformativo  $D_2$ . Nel Complesso Metamorfico di Basso Grado della Barbagia e nell'Unità del M. Grighini (Fig. 3.3) si può osservare la presenza di una scistosità suborizzontale legata a pieghe molto strette talvolta isoclinali, che traspongono un precedente layering metamorfico. Tali pieghe sono per lo più a scala da centimetrica fino a metrica. In queste unità, al di fuori delle zone di cerniera, la  $S_1$  e la  $S_2$  formano una scistosità composita  $S_{1-2}$  ubiquitaria.

Nell'Unità di Meana Sardo e Castello Medusa la scistosità  $S_2$  si sviluppa in fasce di taglio discontinue e può diventare penetrativa nei litotipi meno competenti, senza alterare in modo significativo le megastutture plicative realizzate dall'evento  $D_1$ .

Le pieghe  $F_2$  appartengono alle classi 1C - 2 di RAMSAY (1967).

Gli assi  $A_2$  hanno una orientazione concentrata intorno a N50E - N70E nel Complesso Metamorfico di Basso Grado della Barbagia., N30E - N40E nell'Unità di Meana Sardo e mostrano una grande dispersione nell'Unità di Castello Medusa.

Alla scala microscopica la scistosità  $S_2$  mostra le caratteristiche di un *crenulation cleavage* evoluto (Fig. 3.4) (HOBBS et al., 1976), collocabile, nella maggior parte dei casi, negli stadi 4 e 5 (Fig. 3.5), dei sei in cui BELL &

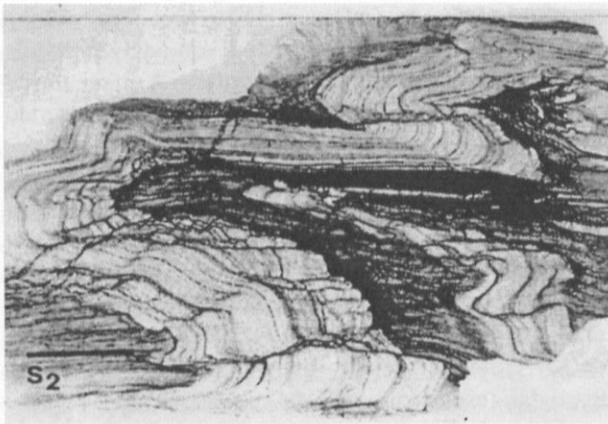


Fig. 3.4 - Pieghe  $F_2$  in metarenarie e metapeliti della Formazione di Solanas (Unità di Meana sardo). Sezione sottile; solo polarizzatore; circa 5 x.

RUBENACH (1983) hanno suddiviso lo sviluppo di una seconda scistosità.

Nei livelli originariamente più pelitici si sviluppa un nuovo *slaty cleavage*, in cui la presenza di sporadici *microlithons* permette di attribuire questo layering metamorfico all'evento  $D_2$ . Nell'Unità del M. Grighini la  $S_2$  costituisce una scistosità penetrativa caratterizzata da un ben sviluppato layering metamorfico.

Le pieghe  $F_2$  sono molto frequenti a scala decimetrica

e metrica e più raramente si possono osservare a scala maggiore.

Nel Complesso Metamorfico di Basso Grado della Barbagia sono molto frequenti le *strain bands* (BORRADAILE et al., 1982); si tratta di una marcata alternanza di bande di basso e alto *strain* sviluppatesi

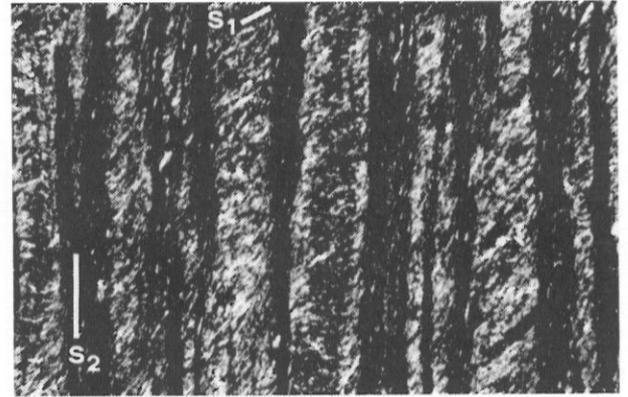


Fig. 3.5 - a: Aspetto della scistosità  $S_2$  in un campione di metapeliti della Formazione di Solanas (Unità di Meana Sardo) nei pressi di Nurri. Tra i piani di scistosità  $S_2$  sono ben visibili i relitti della scistosità  $S_1$ . Sez. sottile nicols +, circa 34x.

durante la deformazione  $D_2$  e strettamente legate ad una deformazione per taglio semplice.

Sulla superficie di scistosità  $S_2$  si sviluppa una lineazione di massimo allungamento coincidente con l'asse X dell'ellissoide dello *strain* finito (assi: X>Y>Z) orientato da N165E a N20E, circa perpendicolare alle direzioni assiali prevalenti.

Le pieghe  $F_2$  sono generalmente non cilindriche con forti variazioni di orientazione degli assi  $A_2$ . La massima variazione osservata nelle direzioni assiali è di circa 150°-160° in livelli quarzoso-filladici del Complesso Metamorfico di Basso Grado della Barbagia, mentre le più frequenti hanno valori intorno ai 65° - 100° (CAROSI, 1990; CAROSI & PERTUSATI, 1990).

In alcune pieghe non-cilindriche  $F_2$  della parte frontale di questa unità, si può osservare che le intersezioni tra i piani di scistosità  $S_2$  ed  $S_1$  non sono parallele alla linea di cerniera della pieghe, ma formano un angolo variabile dai 10° ai 30° (*transected folds*). Questo implica che tali pieghe si siano formate in uno stadio iniziale della deformazione  $D_2$ , e si siano trovate, in seguito, in posizione obliqua rispetto agli assi principali dello strain incrementale, durante una deformazione non coassiale, subendo, inoltre, una riorientazione verso la direzione di massima estensione (CAROSI & PERTUSATI, 1990).

Nel Complesso Metamorfico di Basso Grado della Barbagia sono molto frequenti *intrafoliar drag folds* con geometria simile, che si sviluppano tra i piani di scistosità  $S_2$ . Pieghe del tutto analoghe, presenti nelle unità tettoniche del Nepal centrale, sono provocate, secondo BOUCHEZ &

PECHER (1981), da uno scorrimento eterogeneo durante una deformazione per taglio semplice legata al movimento dei contatti tettonici.

Le strutture di interferenza tra gli eventi  $D_1$  e  $D_2$  sono raramente determinabili in relazione alle forti variazioni di orientazione degli elementi strutturali dei due eventi. Nel Complesso Metamorfico di Basso Grado della Barbagia sono più frequenti strutture di interferenza del tipo 3 (I ed F; RAMSAY, 1967).

Le caratteristiche microstrutturali salienti della

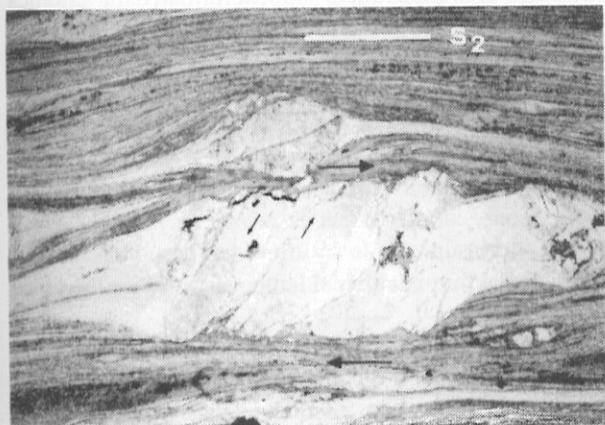
dono: *strain bands*, una ben sviluppata lineazione di estensione, la presenza di pieghe non cilindriche con assi riorientati nella direzione di massima estensione, *intrafoliar drag folds*, ricristallizzazione in zone d'ombra di pressione asimmetriche (Fig. 3.6 a, b; tipo sigma e delta; SIMPSON & SCHMID, 1983) e fratture intracristalline dei plagioclasti e dei feldspati connesse alla loro rotazione (Fig. 3.6 a). Tali caratteristiche suggeriscono una deformazione prevalentemente non-coassiale risultante da un taglio semplice sub-orizzontale associato all'evento  $D_2$ .

#### 4.2 Sovrascorrimenti

Costituiscono l'elemento caratterizzante della Zona a Falde e sono generalmente documentabili in base alla ripetizione delle formazioni, in particolar modo delle successioni fossilifere dello Ordoviciano superiore e del Siluriano-Devoniano. Nelle porzioni frontali della catena, i sovrascorrimenti coinvolgono i depositi sin-orogenetici dell'avanfossa e portano le falde a sovrascorrere sulla Zona Esterna.

La formazione dei sovrascorrimenti è in linea di massima coeva con la tettonica "sin-nappe". Considerando però la storia deformativa delle singole unità risulta che i sovrascorrimenti rappresentano una evoluzione dei raccorciamenti dell'evento  $D_1$  (CARMIGNANI & PERTUSATI, 1979) nelle Unità di Genn'Argiolas, Arburese e Gerrei. Invece nelle Unità di Meana Sardo, Complesso Metamorfico di Basso Grado della Barbagia, Castello Medusa e Monte Grighini, i sovrascorrimenti sembrano connessi all'evento  $D_2$  (CAROSI & PERTUSATI, 1990; CAROSI et al., 1992).

I sovrascorrimenti nelle unità "più esterne" rappresentano una evoluzione tardiva del primo evento plicativo e sono caratterizzati dallo sviluppo di superfici di taglio discrete che assorbono la maggior parte del raccorciamento e da fasce cataclastiche di spessore anche ettometrico. Esse



a



b

Fig. 3.6 - Metavulcanite dell'Unità di Meana Sardo (sez. XZ);  
a: fratture antitetiche indotte in un fenocristallo di feldspato, dal movimento di taglio semplice destro. Il fenocristallo più piccolo mostra delle code di ricristallizzazione di tipo sigma (SIMPSON & SCHMID, 1983). Solo polarizzatore; circa 35x.  
b: fenocristallo di albite con code di pressione asimmetriche di tipo delta (SIMPSON & SCHMID, 1983). Nicols +; circa 35 x.

deformazione  $D_2$  sono ben espresse nelle metavulcaniti, metavulcanoclastiti e nei porfirioidi (CAROSI & PERTUSATI, 1990). In questi litotipi si osserva generalmente un comportamento plastico del quarzo ed uno prevalentemente fragile dei feldspati.

Le caratteristiche meso e microstrutturali compren-

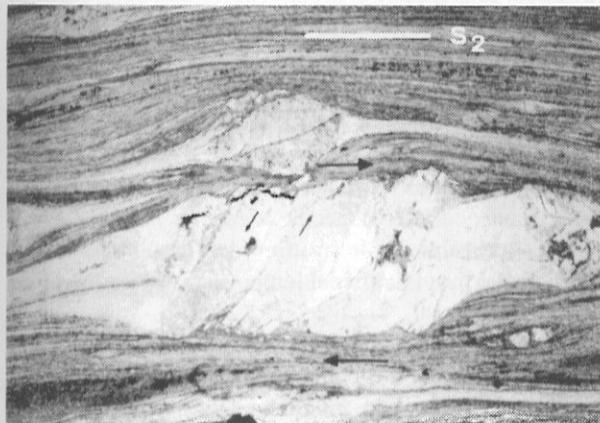


Fig. 3.7 - Superfici S-C in una metarenaria dell'Unità di Meana Sardo in prossimità del contatto tettonico con le Unità del Gerrei nei pressi di Laconi. Nicols +, 35x.

PECHER (1981), da uno scorrimento eterogeneo durante una deformazione per taglio semplice legata al movimento dei contatti tettonici.

Le strutture di interferenza tra gli eventi  $D_1$  e  $D_2$  sono raramente determinabili in relazione alle forti variazioni di orientazione degli elementi strutturali dei due eventi. Nel Complesso Metamorfico di Basso Grado della Barbagia sono più frequenti strutture di interferenza del tipo 3 (I ed F; RAMSAY, 1967).

Le caratteristiche microstrutturali salienti della



a



b

Fig. 3.6 - Metavulcanite dell'Unità di Meana Sardo (sez. XZ);  
a: fratture antitetiche indotte in un fenocristallo di feldspato, dal movimento di taglio semplice destro. Il fenocristallo più piccolo mostra delle code di ricristallizzazione di tipo sigma (SIMPSON & SCHMID, 1983). Solo polarizzatore; circa 35x.  
b: fenocristallo di albite con code di pressione asimmetriche di tipo delta (SIMPSON & SCHMID, 1983). Nicols +; circa 35 x.

deformazione  $D_2$  sono ben espresse nelle metavulcaniti, metavulcanoclastiti e nei porfiroidi (CAROSI & PERTUSATI, 1990). In questi litotipi si osserva generalmente un comportamento plastico del quarzo ed uno prevalentemente fragile dei feldspati.

Le caratteristiche meso e microstrutturali compren-

dono: *strain bands*, una ben sviluppata lineazione di estensione, la presenza di pieghe non cilindriche con assi riorientati nella direzione di massima estensione, *intrafoliar drag folds*, ricristallizzazione in zone d'ombra di pressione asimmetriche (Fig. 3.6 a, b; tipo sigma e delta; SIMPSON & SCHMID, 1983) e fratture intracristalline dei plagioclasti e dei feldspati connesse alla loro rotazione (Fig. 3.6 a). Tali caratteristiche suggeriscono una deformazione prevalentemente non-coassiale risultante da un taglio semplice sub-orizzontale associato all'evento  $D_2$ .

#### 4.2 Sovrascorrimenti

Costituiscono l'elemento caratterizzante della Zona a Falde e sono generalmente documentabili in base alla ripetizione delle formazioni, in particolar modo delle successioni fossilifere dello Ordoviciano superiore e del Siluriano-Devoniano. Nelle porzioni frontali della catena, i sovrascorrimenti coinvolgono i depositi sin-orogenetici dell'avanfossa e portano le falde a sovrascorrere sulla Zona Esterna.

La formazione dei sovrascorrimenti è in linea di massima coeva con la tettonica "sin-nappe". Considerando però la storia deformativa delle singole unità risulta che i sovrascorrimenti rappresentano una evoluzione dei raccorciamenti dell'evento  $D_1$  (CARMIGNANI & PERTUSATI, 1979) nelle Unità di Genn'Argiolas, Arburese e Gerrei. Invece nelle Unità di Meana Sardo, Complesso Metamorfico di Basso Grado della Barbagia, Castello Medusa e Monte Grighini, i sovrascorrimenti sembrano connessi all'evento  $D_2$  (CAROSI & PERTUSATI, 1990; CAROSI et al., 1992).

I sovrascorrimenti nelle unità "più esterne" rappresentano una evoluzione tardiva del primo evento plicativo e sono caratterizzati dallo sviluppo di superfici di taglio discrete che assorbono la maggior parte del raccorciamento e da fasce cataclastiche di spessore anche ettometrico. Esse

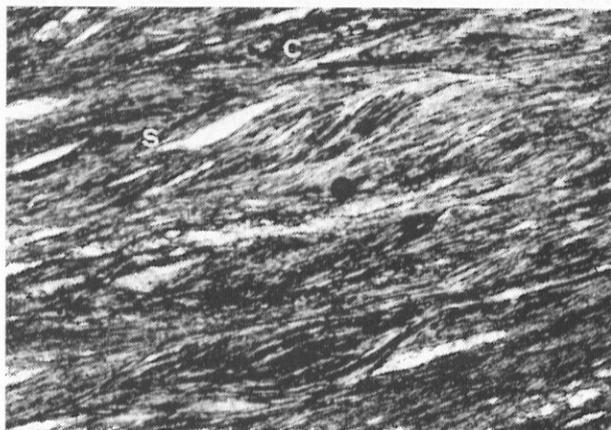


Fig. 3.7 - Superfici S-C in una metarenaria dell'Unità di Meana Sardo in prossimità del contatto tettonico con le Unità del Gerrei nei pressi di Laconi. Nicols +, 35x.

sono costituite generalmente da brecce in cui si riconoscono tutti i litotipi presenti nelle formazioni sopra e sottostanti.

La direzione di massimo allungamento dei clasti è marcata da strie di frizione e da code di ricristallizzazione costituite da quarzo e calcite fibrosi. Queste caratteristiche sono state osservate da CARMIGNANI & PERTUSATI (1979) nella cataclasite dell'Accavallamento di Villasalto, che costituisce uno dei lineamenti tettonici maggiori della Sardegna centro-meridionale.

Il trasporto delle unità tettoniche è avvenuto verso S e SW (CARMIGNANI & PERTUSATI, 1979; NAUD & TEMPIER, 1977; CARMIGNANI et al., 1979; 1981; 1982a; 1986a; NAUD, 1980; ARTHAUD & SAUNIAC, 1981). Tale dato è confermato anche dallo studio degli indicatori cinematici presenti nei livelli cataclastico - milonitici dei maggiori sovrascorrimenti (CAROSI et al., 1991a) (Fig. 3.7).

Le unità tettoniche più profonde dell'edificio a falde (Castello Medusa, Monte Grighini) e le unità di origine più interna (Complesso Metamorfico di Basso Grado della Barbagia) mostrano un aumento del grado e della ricristallizzazione metamorfica, che raggiunge la zona a staurolite + biotite nell'Unità del Monte Grighini (MUSUMECI, 1991; CAROSI et al., 1991b).

Le unità tettoniche della Zona a Falde si accavallano a loro volta sulla Zona Esterna (Iglesiente e Sulcis) con metamorfismo che raggiunge al massimo l'anchizona-epizona.

Risulta quindi evidente che gran parte degli spostamenti delle unità sono avvenuti a metamorfismo compiuto e che la deformazione ad essi associata ha interessato unità tettoniche sottoposte a temperature differenti. Quindi la risposta delle diverse unità alla deformazione è stata necessariamente diversa (CAROSI & PERTUSATI, 1990; CAROSI et al., 1992).

Dove le temperature sono state sufficientemente basse si è avuta una risposta generalmente di tipo fragile con sviluppo di cataclasi e fasce cataclastiche, cosa che si può osservare nelle unità tettoniche "più esterne". Nelle unità "più interne", sottoposte a temperature maggiori, la risposta è stata prevalentemente di tipo duttile con intenso sviluppo di superfici di taglio e formazione di miloniti in prossimità dei contatti tettonici. Secondo CAROSI (1990), CAROSI & PERTUSATI (1990), CAROSI et al. (1991a, b) la scistosità  $S_2$ , diversamente sviluppata nelle Unità di Meana Sardo, Complesso Metamorfico di Basso Grado della Barbagia, Castello Medusa e M. Grighini è da mettere in relazione alla deformazione, per prevalente taglio semplice, che ha prodotto i sovrascorrimenti tra le unità tettoniche.

Una differente interpretazione viene data da CAPPELLI (1991) e GATTIGLIO & OGGIANO (1991) che considerano la scistosità  $S_2$  delle Unità di Castello Medusa e Monte Grighini connessa all'evento di riesumazione dei nuclei più metamorfici per mezzo di una tettonica distensiva postcompressiva. Tale interpretazione rende conto anche della posizione anomala dei nuclei più metamorfici

affioranti in corrispondenza della Antiforme del Flumendosa, rispetto alla classica zoneografia metamorfica della catena.

Dallo studio della geologia del Gerrei risulta evidente la presenza di diverse sottounità con successioni litostratigrafiche analoghe, scollate alla base del complesso metavulcanico ordoviciano, che mostrano una discreta continuità in direzione dell'asse dell'Antiforme del Flumendosa, ma si chiudono, diminuendo progressivamente di spessore, sui fianchi dell'antiforme stessa. La geometria risultante è quella di corpi lenticolari compresi tra *thrusts* al di sopra e al di sotto, deformati dalla tettonica "post-nappe". Esse possono essere considerate come strutture tipo *duplex* e costituiscono un *antiformal stack* (CARMIGNANI et al., 1991).

Tali strutture sono ben conosciute nelle zone più esterne delle catene orogeniche, dove il metamorfismo è molto basso o addirittura assente e dove le traiettorie dei *thrusts* sono caratterizzate da *ramps* e *flats*. In questi domini, generalmente le strutture dell'*hangingwall* sono originate dal movimento del lembo superiore sulle rampe del *footwall*.

Le unità tettoniche della Zona a Falde fanno parte delle zone più interne della catena, dove le successioni paleozoiche sono state interessate da metamorfismo di basso grado e deformazione duttile. I *thrusts* hanno traiettorie curve piuttosto lisce e si hanno deformazioni penetrative anche nel *footwall*, dove i *thrusts* tagliano strati precedentemente piegati.

Si ha sviluppo di scistosità penetrativa e di deformazione duttile sia nel *footwall* che nell'*hangingwall*. Le strutture a *duplex* del Gerrei si sarebbero formate durante il sovrascorrimento di una grande unità tettonica, costituita dalle Unità di Meana Sardo, Genn'Argiolas e Arburese (CARMIGNANI et al., 1986a); infatti geometricamente al di sopra delle Unità del Gerrei, sui due fianchi dell'Antiforme del Flumendosa e nell'Arburese, troviamo le potenti successioni cambro-ordoviciane che costituiscono la base dell'alloctono principale. Tale copertura costituisce quindi il *roof thrust* che avrebbe subito uno spostamento stimato in almeno 100 km.

La presenza di uno spessore di alcune centinaia di metri di cataclasi in corrispondenza dell'Accavallamento di Villasalto, confermerebbe, per l'Unità di Genn'Argiolas, importanti spostamenti, stimati da CARMIGNANI & PERTUSATI (1979) in non meno di 35 km.

La correlazione diretta tra le Unità di Genn'Argiolas e Meana Sardo è messa in discussione da GATTIGLIO & OGGIANO (1990) che correlano l'Unità di Meana Sardo con l'Unità di Br.cu Nieddu, nella Bassa Valle del Flumendosa, geometricamente sottostante all'Unità di Genn'Argiolas sul fianco meridionale dell'Antiforme del Flumendosa.

I sovrascorrimenti alla base delle unità "più interne" sono caratterizzati da deformazioni prevalentemente duttili con sviluppo di miloniti e tettoniti S-C in corrispondenza dei contatti tettonici (CAROSI et al., 1991b). Le superfici

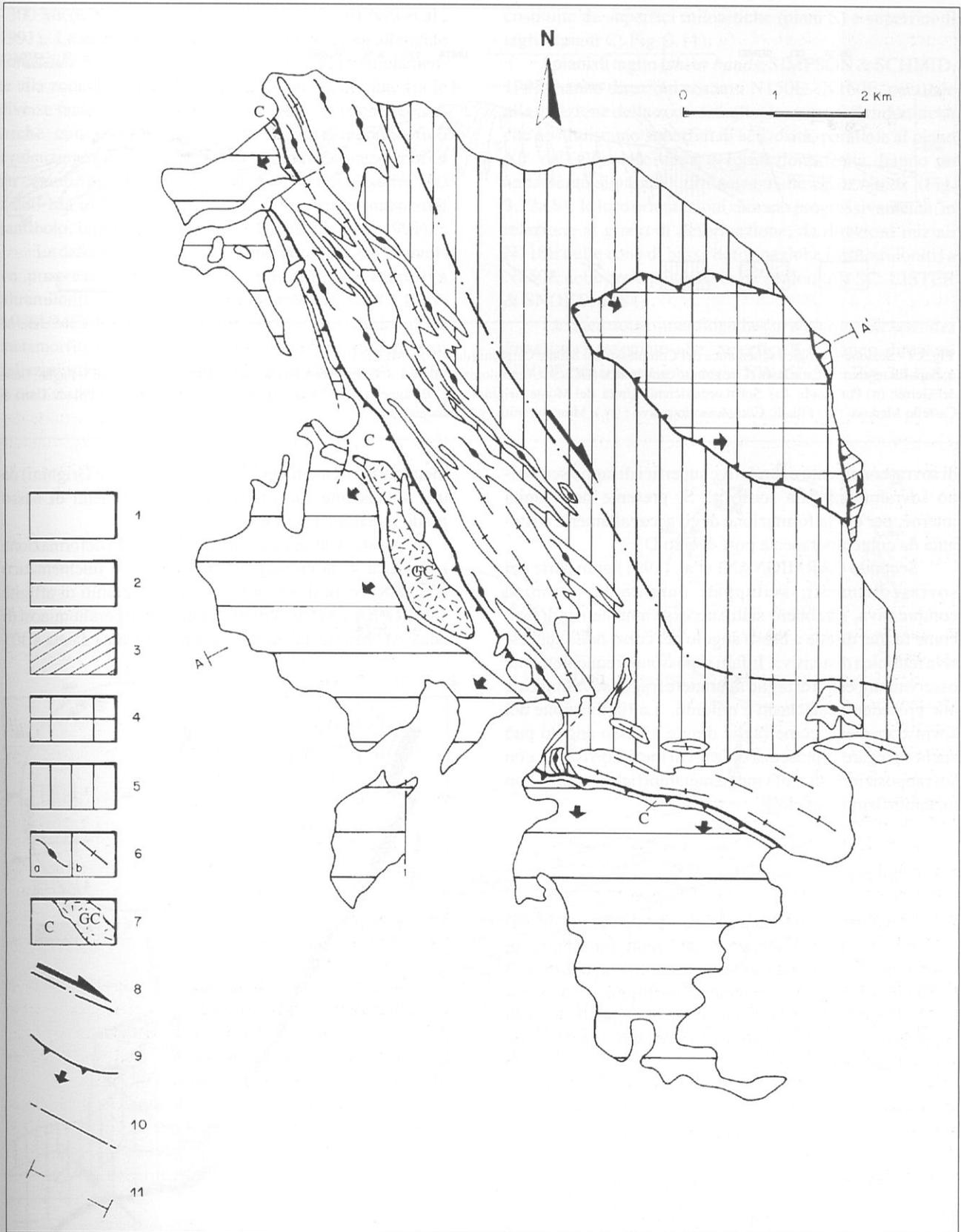


Fig. 3.8 - Schema geologico del Complesso del M.te Grighini (da MUSUMECI, 1991).

1: Depositi terziari; 2: Unità del Gerrei; 3: Unità di Castello Medusa; 4: Unità del M.te Grighini (subunità inferiore); 5: Unità del M.te Grighini (subunità superiore); 6: Granitoidi milonitici: tonaliti e monzograniti(a), leucograniti(b); 7: cataclasite(C), granito cataclastico (GC); 8: limite orientale della zona di taglio (la semi freccia indica il senso di taglio); 9: contatti tettonici associati alla fase distensiva ( la freccia indica la direzione di movimento); 10: faglie; 11: traccia della sezione di Fig. 3.9.

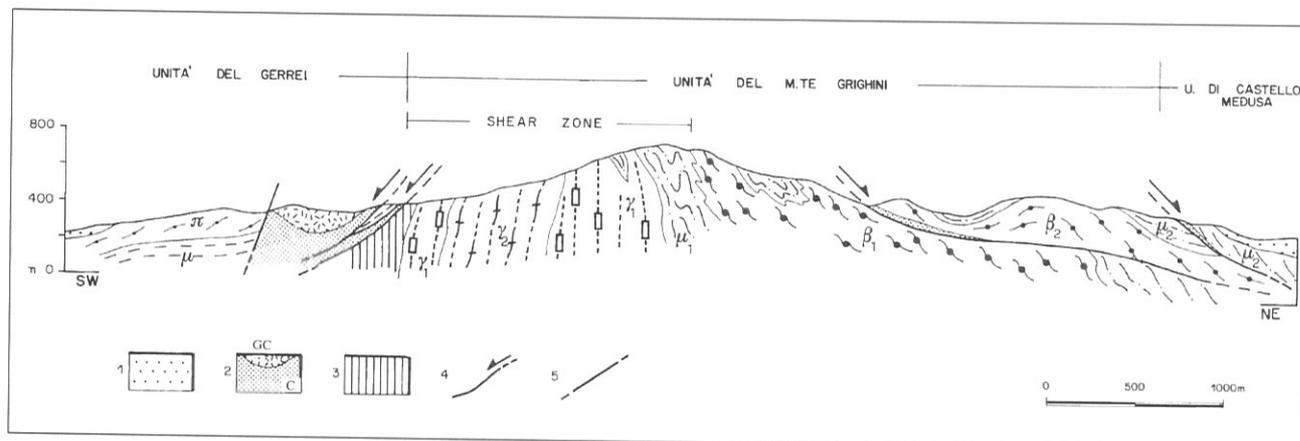


Fig. 3.9 - Sezione geologica schematica del Complesso del Monte Grighini (da MUSUMECI, 1991).

1: depositi terziari; 2: cataclasiti (C) e granito cataclastico (GC); 3: Ultramiloniti e filloniti; 4: Contatti tettonici associati alla fase distensiva; 5: Faglie; Unità del Gerrei: ( $\pi$ ) Porfiroidi, ( $\mu$ ) Scisti ordoviciani; Unità del Monte Grighini: ( $\beta_1$ ) Paragneiss, ( $\mu_1$ ) Micascisti, ( $\beta_2$ ) Metavulcaniti, ( $\mu_2$ ) Filladi; Unità di Castello Medusa: ( $\mu_2$ ) Filladi; Complesso intrusivo: ( $\gamma_1$ ) Monzograniti, ( $\gamma_2$ ) Leucograniti.

di sovrascorrimento e le relative superfici di taglio sembrano sovrainporsi alla scistosità  $S_2$  presente nelle unità interne, per cui la formazione degli accavallamenti è ritenuta da contemporanea a post evento  $D_2$ .

Secondo CARMIGNANI et al. (1991) gran parte dei sovrascorrimenti, sviluppati durante la tettonica compressiva, sarebbero stati successivamente riutilizzati come faglie dirette a basso angolo nel corso della successiva tettonica distensiva. Infatti si possono frequentemente osservare superfici di taglio a carattere fragile sovrainposte alle precedenti cataclasiti e miloniti. La riattivazione dei sovrascorrimenti come faglie dirette a basso angolo può anche spiegare la presenza di "salti di metamorfismo", con sovrapposizione di unità meno metamorfiche su unità con metamorfismo maggiore.

#### 4.3 Tettonica "post-nappe"

L'evoluzione tettonica tardiva o postcollisionale nella Zona a Falde è caratterizzata da eventi deformativi di importanza minore rispetto ai precedenti, che deformano l'edificio a falde precedentemente costituito, e dallo sviluppo di zone di taglio associate ai movimenti di *uplift* successivi alle fasi compressive (CARMIGNANI et al., questo volume).

##### 4.3.1 Zone di taglio e magmatismo associato

Recenti studi hanno messo in luce la presenza di una zona di taglio tardiva nella Zona a Falde caratterizzata da deformazioni duttili/fragili e da movimenti trascorrenti ed estensionali e in alcuni casi da un contemporaneo magmatismo intrusivo (CARMIGNANI et al., 1985a; 1990; ELTER et al., 1990; CAPPELLI 1991). La struttura principale è costituita dalla zona di taglio del Monte Grighini, diretta NW-SE (Fig. 3.8 e 3.9), che separa un nucleo di

metamorfiti di medio grado (Unità del Monte Grighini) da una sovrastante successione di metasedimenti di basso grado metamorfico (Unità del Gerrei).

Questa struttura è caratterizzata da una deformazione milonitica e da un magmatismo intrusivo sincinematico (Fig. 3.8) costituito da tonaliti e monzograniti di affinità calcicalina e da leucograniti a muscovite peralluminosi di anatessi crustale, la cui messa in posto è stata datata a 305

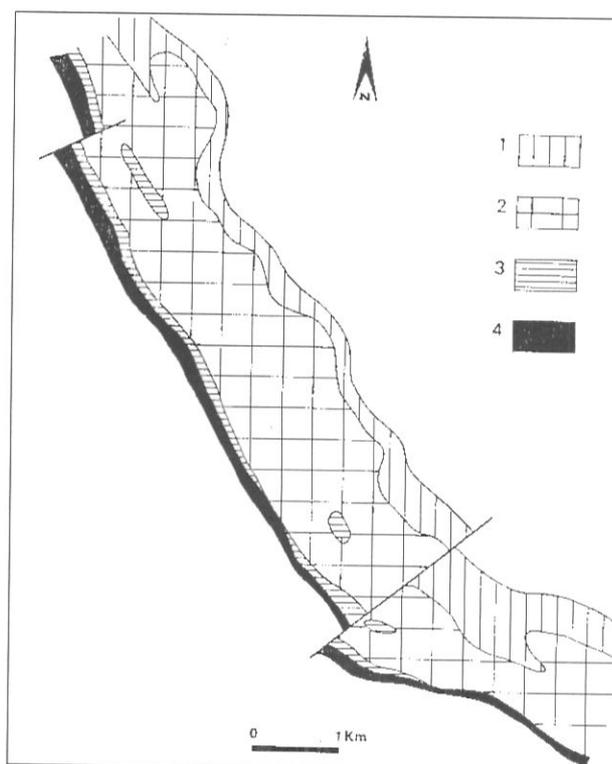


Fig. 3.10 - Distribuzione delle zone deformative all'interno della zona di taglio (da MUSUMECI, 1991). 1: Zona protomilonitica; 2: I zona milonitica (miloniti I S-C e miloniti II S-C); 3: II zona milonitica (miloniti II S-C); 4: Zona ultramilonitica e fillonitica.

- 300 Ma (CARMIGNANI et al., 1990; LAURENZI et al., 1991). Le magmatiti sono disposte in intrusioni allungate (*sheet-like intrusions*) in direzione NW-SE, parallele alla zona di taglio; i contatti di tipo concordante fra le diverse facies magmatiche e le analoghe relazioni geometriche con le strutture dell'incassante metamorfico evidenziano una messa in posto sincrona delle intrusioni ed un comune processo di raffreddamento compreso fra 300 e 280 Ma in base alle età Ar/Ar dei minerali magmatici (anfibolo, biotite, muscovite; LAURENZI et al., 1991).

La deformazione all'interno della zona di taglio evolve progressivamente da protomiloniti e miloniti a ultramiloniti (Fig. 3.10; CHERCHI & MUSUMECI 1987; MUSUMECI 1991), con il contemporaneo sviluppo nelle metamorfiti di medio grado e nelle rocce intrusive di foliazioni subverticali di tipo S-C (BERTHE' et al., 1979)

costituite da superfici milonitiche (piani S) e superfici di taglio (piani C; Fig. 3.11).

I piani di taglio (*shear bands*; SIMPSON & SCHMID, 1983) hanno direzioni costanti N150E - N160E, parallele alla direzione della zona di taglio. Le superfici milonitiche che costituiscono superfici di scistosità, parallele al piano XY dell'ellissoide della deformazione finita, hanno un andamento sigmoide all'interno delle *shear bands* (Fig. 3.12a,b); le loro orientazioni ruotano progressivamente, in relazione al grado di deformazione, da direzioni iniziali N110E nelle zone di bassa deformazione (protomiloniti) a N150E nelle zone più deformate (miloniti II SC; LISTER & SNOKE, 1984).

Le lineazioni mineralogiche (*stretching e slickensides lineations*) associate alle superfici S-C hanno direzioni NW-SE con immersione verso NW (5°-30°; Fig. 3.11). Le

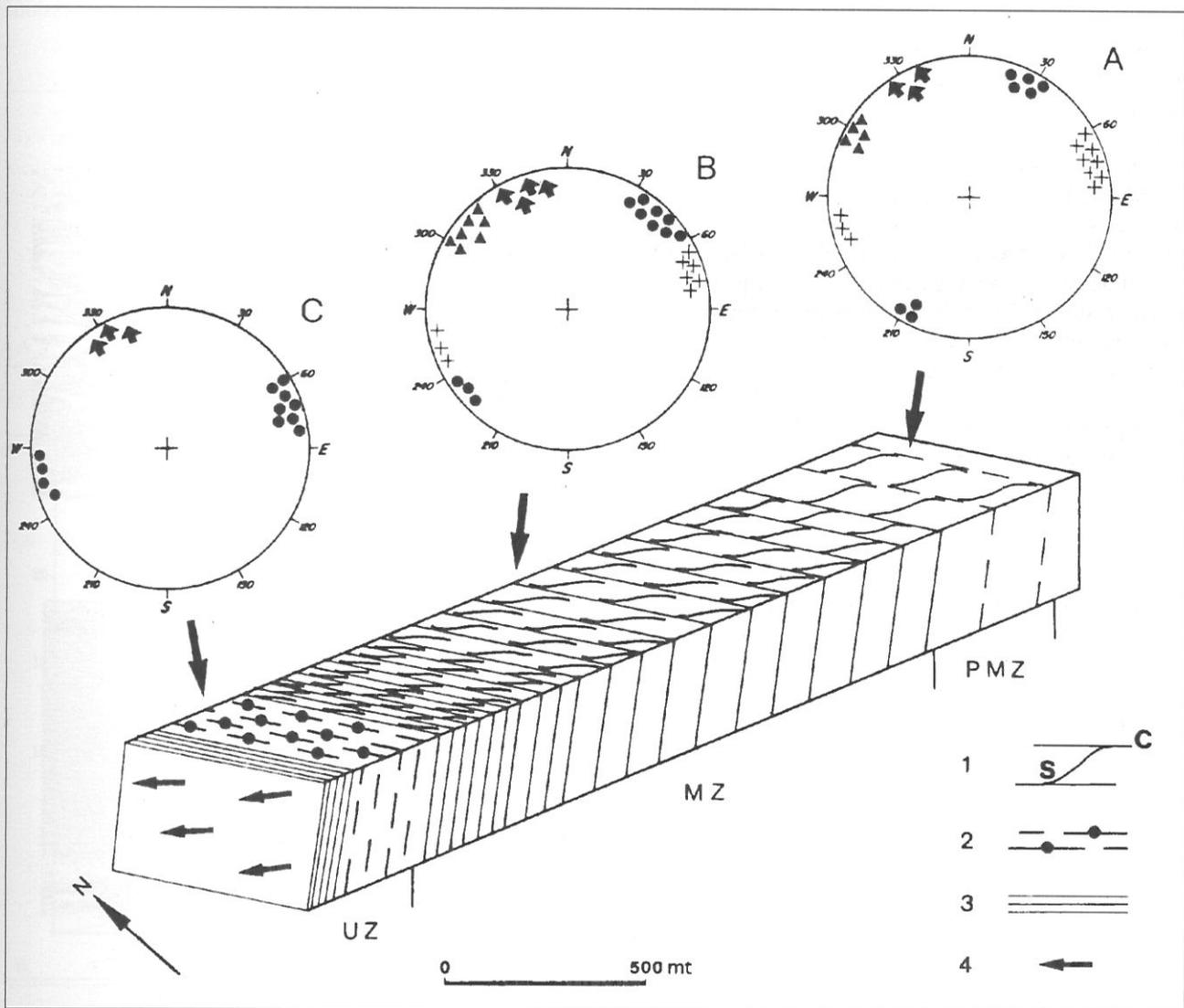


Fig. 3.11 - Schema delle relazioni fra le foliazioni nelle zona di taglio. 1: Foliazioni S-C; 2: Foliazione ultramilonitica; 3: Foliazione fillonitica; 4: Lineazioni mineralogiche e slickenside. Proiezioni stereografiche, emisfero inferiore, proiezione equiarea; cerchi pieni: foliazione milonitica; croci: piani C; triangoli: lineazioni mineralogiche; frecce: lineazioni di *slickensides*; A: Zona protomilonitica (PMZ); B: Zona milonitica (MZ); C: Zona ultramilonitica e fillonitica (UZ).

lineazioni di *stretching* nelle rocce intrusive sono rappresentate da porfiroclasti feldspatici, nastri di quarzo allungati e allineamenti di fillosilicati; nelle metamorfite sono costituite da porfiroclasti di feldspato, granato e andalusite fratturati e ruotati e da noduli allungati di sillimanite fibrolitica. Analogamente alle superfici milonitiche queste lineazioni ruotano progressivamente da direzioni N120E a direzioni N150E.

Il margine occidentale della zona di taglio è caratterizzato da un incremento del grado deformativo (Fig. 3.10) e dallo sviluppo di una foliazione ultramilonitica/fillonitica subverticale orientata N150E-N160E (Fig. 3.11 e Fig. 3.12c,d), che costituisce l'evoluzione delle foliazioni S-C. La foliazione fillonitica è deformata da pieghe intrafoliari isoclinali di dimensioni centimetriche con assi subverticali di ed è attraversata da un clivaggio tardivo di tipo distensivo (PLATT, 1984) caratterizzato da direzioni N-S con giaciture mediamente inclinate ( $50^{\circ}$ - $70^{\circ}$ ) verso W.

Nelle miloniti e particolarmente nelle ultramiloniti i

processi di deformazione duttile e di ricristallizzazione dinamica determinano la trasformazione delle originarie tessiture metamorfiche e magmatiche in tessiture caratterizzate dall'alternanza di domini QFP (*quartz-feldspar-phyllsilicate*), Q (*quartz*) e P (*phyllsilicate*) secondo la classificazione di KNIPE & WINTSCH (1985). Queste tessiture sono caratterizzate da una netta diminuzione delle dimensioni dei minerali, deformazione duttile/fragile dei feldspati e ricristallizzazione del quarzo in aggregati policristallini di forma allungata (*ribbon quartz*; BOULLIER & BOUCHEZ, 1978). L'evoluzione finale di questi processi è rappresentata dalle tessiture delle filloniti, caratterizzate da un'equidimensionalità dei minerali (*grain size* 50 micron) e dalla blastesi di livelli fillosilicatici derivanti dalla reazione di trasformazione del K-feldspato in mica bianca + quarzo in condizioni di bassa temperatura e in presenza di fluidi. L'insieme delle caratteristiche deformative e metamorfiche sono indicative di una evoluzione della deformazione in condizioni di retrocessione

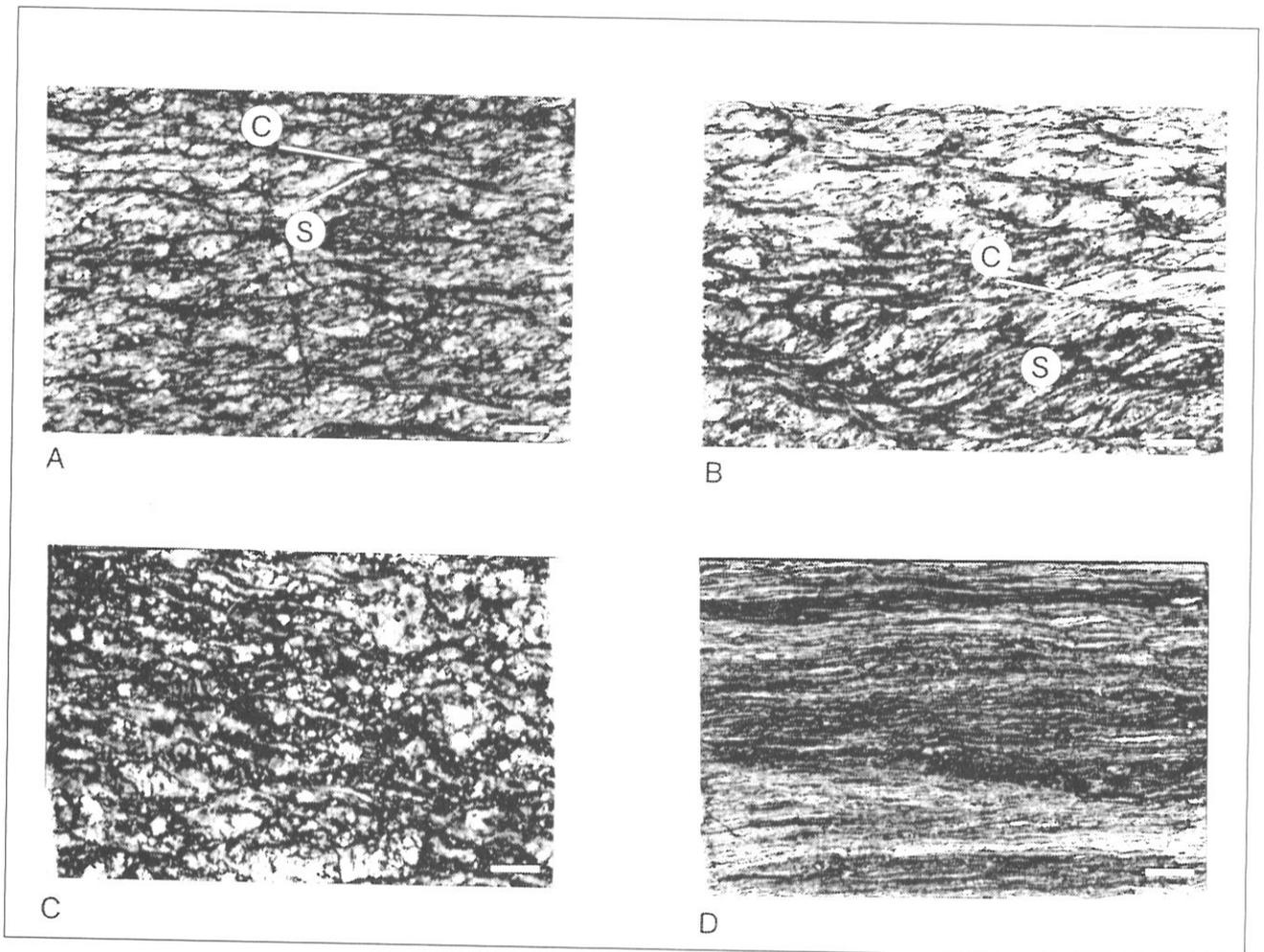


Fig. 3.12 - Facies deformative della zona di taglio (da MUSUMECI, 1991).

A: Leucogranito milonitico la foliazione milonitica (piani S) è attraversata da superfici di taglio (piani C), la forma sigmoide dei piani S indica il senso di taglio destro (scala di riferimento 0.5 cm); B: Micascisto milonitico (Unità del Monte Grighini) con superfici S-C, i piani S sono costituiti dalla scistosità  $S_2$  (scala di riferimento 0.8 cm); C: Monzogranito ultramilonitico caratterizzato dallo sviluppo di una foliazione unica e da un'intensa deformazione duttile (scala di riferimento 1 cm); D: Fillonite con tessitura a grana fine, (scala di riferimento 1 cm).

metamorfica dalla facies anfibolitica alla facies degli scisti verdi, contemporanea al processo di raffreddamento nelle rocce intrusive, caratterizzate dalla transizione da deformazioni allo stato magmatico a deformazioni allo stato solido di bassa temperatura (miloniti e ultramiloniti; MUSUMECI 1991).

Le caratteristiche macro e microstrutturali indicano una deformazione di tipo non coassiale (simple shear; Fig. 3.13a), i corrispondenti valori di *shear strain* (Fig. 3.13b) aumentano progressivamente verso il margine occidentale

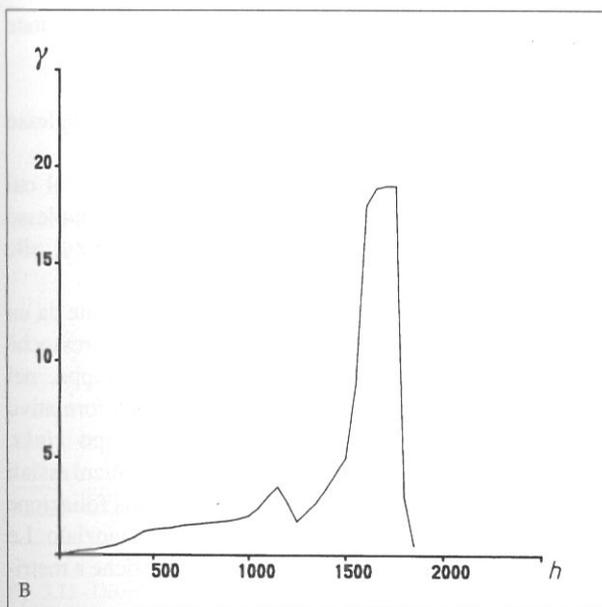
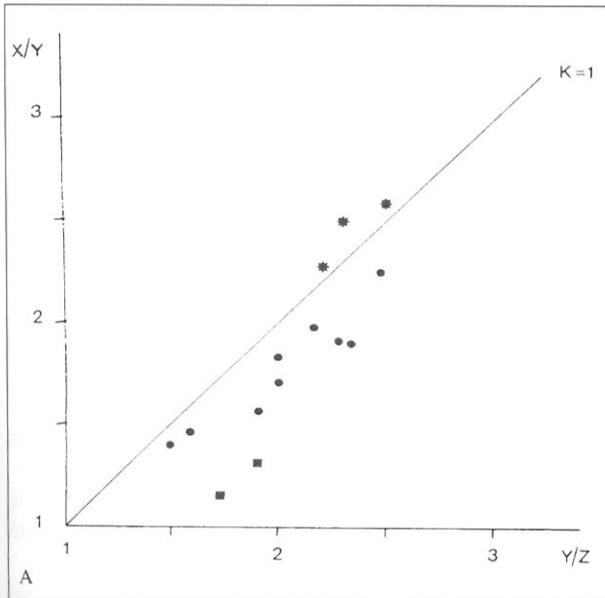


Fig. 3.13 - A: Diagramma di Flinn: quadrati: protomiloniti; cerchi: miloniti; asterischi: ultramiloniti.

B: Diagramma di variazione della deformazione di taglio (*shear strain*) rispetto all'ampiezza (h) della zona di taglio nell'area centro-settentrionale del Complesso del Monte Grighini.

della struttura con un netto incremento in corrispondenza della zona ultramilonitica (Fig. 3.13b). Le relazioni geometriche fra i piani S-C, e la presenza di strutture asimmetriche quali: micafish, porfiroclasti di tipo sigma e delta, pieghe asimmetriche intrafoliari e l'obliquità della foliazione nei livelli di quarzo, indicano univocamente un senso di taglio destro associato al movimento trascorrente della zona di taglio. L'obliquità delle lineazioni mineralogiche sulle superfici milonitiche, evidenzia inoltre una componente di estensione associata al movimento trascorrente; questa struttura costituisce quindi una zona di taglio transtensiva, con uno spostamento orizzontale calcolato di non meno di 7 km nella parte centro-settentrionale ed il contemporaneo sollevamento della porzione centrale del complesso del Monte Grighini corrispondente al nucleo della struttura, costituito dalle metamorfite di medio grado, a livelli alto strutturali (MUSUMECI, 1991).

Lungo il margine occidentale e meridionale della zona di taglio il contatto con i sovrastanti metasedimenti di basso grado dell'Unità del Gerrei, è marcato da una fascia cataclastica di spessore variabile da metrico a decametrico immergente verso S-SW (Fig. 3.8 e 3.9). Questa struttura, rappresenta l'evoluzione finale della zona di taglio a livelli alto strutturali, ed è caratterizzata da condizioni di deformazione essenzialmente fragile, con sviluppo di piani di taglio a basso angolo e da movimenti prevalentemente distensivi verso S e SW.

La presenza di intrusioni sincinematiche all'interno della zona di taglio, sottolinea in modo particolare le relazioni fra strutture tettoniche ed attività magmatica. Le caratteristiche deformative e l'intera evoluzione della zona di taglio sono state influenzate dalla presenza dei magmi che hanno determinato sia lo sviluppo di condizioni di estrema duttilità (*thermal softening*), sia la propagazione della deformazione attraverso la crosta *melt-enhanced deformation* (HOLLISTER & CRAWFORD, 1986).

La zona di taglio del Monte Grighini costituisce pertanto l'esempio principale nella Zona a Falde della tettonica trascorrente e distensiva successiva agli eventi compressivi, che ha determinato la risalita delle unità tettoniche più profonde a livelli superficiali, dove costituiscono il nucleo di complessi metamorfici distribuiti lungo l'Antiforme del Flumendosa.

#### 4.3.2 Evento $D_3$

Le deformazioni plicative tardive che hanno interessato il basamento ercinico sardo sono essenzialmente due ( $D_3$  e  $D_4$ ) e deformano tutti gli elementi strutturali legati agli eventi precedenti realizzando raccorciamenti modesti. Le deformazioni  $D_3$  e  $D_4$  sono sempre assai ben sviluppate e l'evento  $D_3$  determina le strutture cartograficamente più evidenti.

L'evento ( $D_3$ ) corrisponde alla seconda fase di CARMIGNANI & PERTUSATI (1979).

Le pieghe associate a questo evento variano da aperte,

generalmente di tipo concentrico (Fig. 3.14) talvolta a ginecchio, fino a pieghe rovesciate a geometria simile.

Le pieghe  $F_3$  sono spesso accompagnate da una foliazione di piano assiale a sviluppo discontinuo, con giacitura variabile da subverticale fino a suborizzontale. La foliazione di piano assiale associata è classificabile come *crenulation cleavage* poco evoluto e distanziato (0.5 - 2 mm). La foliazione di piano assiale  $S_3$  non è penetrativa, ma si sviluppa bene solamente nei tipi litologici meno competenti. Sulla  $S_3$  sono assenti o scarse le blastesi metamorfiche. Le direzioni assiali  $A_3$  sono relativamente costanti e variano da N80E a N150E.

L'evento  $D_3$  generalmente realizza grandi pieghe chilometriche, ma sono comuni strutture anche a scala minore. Una importante caratteristica delle pieghe  $F_3$  è l'opposto senso di rovesciamento in corrispondenza delle principali antiforme: infatti sul fianco settentrionale

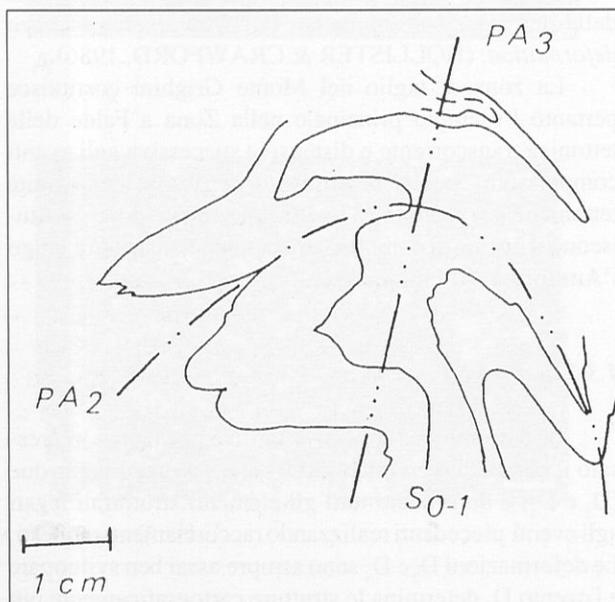
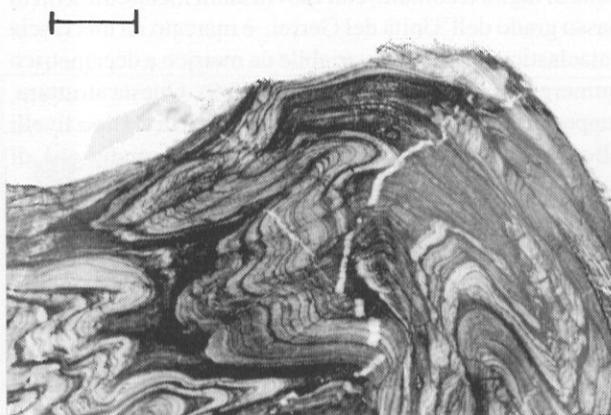


Fig.3.14 - Strutture di interferenza tipo 3 (RAMSAY, 1967) tra pieghe  $F_2$  ed  $F_3$  in alternanze centimetriche di metarenarie e filladi del Complesso Metamorfico di Basso Grado della Barbagia (Monti del Gennargentu). La scala di riferimento è 1 cm.

dell'Antiforme del Flumendosa rovesciano verso N mentre sul fianco meridionale rovesciano verso S.

CARMIGNANI et al. (1991) attribuiscono la formazione delle pieghe ad opposto senso di rovesciamento allo sviluppo di una tettonica distensiva che interessa tutto il basamento ercinico e che provoca la risalita dei nuclei più metamorfici (*core complex*). Secondo questi autori, tuttavia, la tettonica distensiva si sviluppa nei nuclei più metamorfici mediante deformazione duttile. Durante la riesumazione queste rocce transitano attraverso porzioni di crosta progressivamente più superficiali, registrando deformazioni estensionali prima duttili e successivamente fragili. Sul fianco meridionale dell'Antiforme del Flumendosa sono state osservate *strain bands* che tagliano la scistosità composita ( $S_2$ ) delle unità più profonde, riferibili, secondo i suddetti autori, alla tettonica distensiva, che avrebbe riutilizzato una precedente superficie di sovrascorrimento. Spesso si può osservare come le pieghe  $F_3$  siano legate a superfici di taglio prevalentemente fragili a basso angolo. Tali superfici sono a loro volta tagliate da superfici fragili a maggiore inclinazione. Questo viene interpretato da CARMIGNANI et al., (questo volume) come una evidenza del fatto che la deformazione interessa unità metamorfiche durante un percorso decompressivo.

Nelle rocce meno competenti è sempre molto ben sviluppata la scistosità  $S_1$  (o  $S_2$ ), che talvolta favorisce, durante l'evento  $D_3$ , il piegamento di tipo concentrico.

A scala microscopica sono sempre presenti le crenulazioni  $S_3$ , ben sviluppate a spese delle scistosità precedenti.

Nei litotipi più competenti quali porfiroidi, metacalcari e metavulcaniti in genere, le pieghe  $F_3$  sono sviluppate come *kinks* e *kinks* coniugati.

Le maggiori strutture riferibili all'evento  $D_3$ , orientate NW-SE, sono:

- l'Antiforme della Bassa Valle del Flumendosa;
- la Sinforme della Barbagia, con a nucleo il Complesso Metamorfico di Basso Grado della Barbagia;
- l'Antiforme del Lago Alto del Flumendosa, al cui nucleo tornano ad affiorare, al di sotto del Complesso Metamorfico della Barbagia, le unità appartenenti alle Falde Esterne.

Queste strutture maggiori sono accompagnate da un gran numero di strutture di ordine minore, visibili pressochè ovunque nel basamento. Localmente si sviluppa, nel basamento della Zona a Falde, un evento deformativo caratterizzato dalla formazione di pieghe tipo *kinks*, *conjugate kinks*, *box folds* e *chevron* ( $D_4$ ), con piani assiali molto inclinati e talvolta accompagnate da una foliazione di piano assiale di tipo *fracture cleavage* distanziato. Le dimensioni delle pieghe variano da centimetriche a metriche.

Le direzioni assiali di queste pieghe variano da N170E a N30E e interferendo con le direzioni circa E-W dell'evento  $D_3$ , provocano la formazione di strutture a duomi e bacini, visibili a varie scale di osservazione. Rimangono dubbi sulle relazioni cronologiche tra queste deformazioni

e l'evento  $D_3$ , ma sembra probabile una loro contemporaneità.

### 5. EVOLUZIONE METAMORFICA DELLA ZONA A FALDE

Il metamorfismo delle unità della Zona a Falde, durante la tettonica "sin-nappe" presenta un andamento progrado dalla facies scisti verdi alla facies anfibolitica, scomponibile in due eventi metamorfici  $M_1$  e  $M_2$ , contemporanei rispettivamente agli eventi  $D_1$  e  $D_2$  (CAROSI et al., 1991a) e caratterizzati da condizioni di T e P intermedie. La successiva evoluzione durante la tettonica "post-nappe" è caratterizzata da un evento  $M_3$  di alta temperatura e bassa pressione e da generali condizioni di retrogressione metamorfica in tutte le unità.

Il primo evento  $M_1$ , sin  $D_1$ , è caratterizzato da generalizzate condizioni di basso grado metamorfico (facies scisti verdi, zona a clorite) in tutte le unità tettoniche (Fig. 3.15) con blastesi di muscovite + clorite + albite.

Il secondo evento  $M_2$ , sin  $D_2$  si sviluppa sia nelle unità interne (Complesso Metamorfico di Basso Grado della Barbagia) sia nelle unità più profonde della Zona a Falde, affioranti al nucleo dell'Antiforme del Flumendosa, quali l'Unità di Castello Medusa e l'Unità del Monte Grighini (Fig. 3.15).

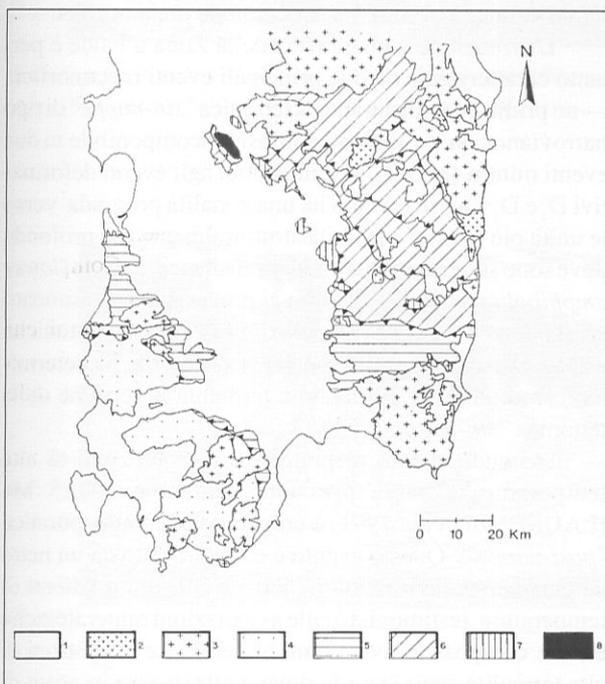


Fig. 3.15 - Distribuzione delle facies metamorfiche nelle unità tettoniche della Zona a Falde (da CAROSI et al., 1991a).

1: Depositi post-ercinici; 2: Vulcaniti permiane; 3: Granitoidi ercinici; 4: Facies di anchizona (Iglesiente e Sulcis p.p.); 5: Facies di anchizona ed epizona (Unità dell'Arburese e Genn'Argiolas); 6: Facies scisti verdi, zona a clorite (Unità del Gerrei, Meana Sardo e CMBGB); 7) Facies scisti verdi, zona a biotite (Unità di Castello Medusa); 8) Facies anfibolitica, zona a granato e zona a staurolite (Unità del Monte Grighini).

Nel Complesso Metamorfico di Basso Grado della Barbagia l'evento  $M_2$  si caratterizza per la persistenza di condizioni di basso grado con blastesi di clorite + muscovite + albite sincinemica allo sviluppo della scistosità  $S_2$  ed intensità crescente verso NE (DESSAU et al., 1983).

Nell'Unità di Castello Medusa l'evento  $M_2$  ha un andamento progrado attraverso l'Antiforme del Flumendosa, dalla zona a clorite a SE nelle successioni di Castello di Quirra, Riu Gruppa e Mandas (muscovite + clorite sin  $D_2$ ) fino alla zona a biotite a NW nella successione di Castello Medusa (biotite + muscovite sin  $D_2$ ; CAROSI et al., 1991a). Le condizioni di più alta termalità sono inoltre evidenziate dal maggior grado di evoluzione della foliazione  $S_2$  e dai processi di ricristallizzazione con sviluppo di tessiture granoblastiche lepidoblastiche nelle litologie pelitico-arenacee e granoblastiche poligonali nelle litologie carbonatiche.

Nell'Unità del Monte Grighini l'evento  $M_2$  raggiunge condizioni di medio grado (CAROSI et al., 1991a) con una zoneografia prograda dalla zona a biotite alla zona a staurolite (Fig. 3.16; MUSUMECI 1991). Nella subunità superiore alla scistosità  $S_2$  è associata una blastesi di biotite + muscovite + albite; la subunità inferiore è caratterizzata dalla presenza di una zona a granato (granato + biotite + muscovite + albite/oligoclasio) nelle porzioni più orientali dell'unità e da una zona a staurolite (staurolite + granato + biotite + oligoclasio) nelle porzioni centrali dell'unità.

La crescita di granato, biotite, muscovite e plagioclasio è avvenuta contemporaneamente allo sviluppo della scistosità  $S_2$  (Fig. 3.17a,b,d), il cui grado di evoluzione tessiturale è peraltro strettamente connesso all'intensità del metamorfismo. Le paragenesi del precedente evento  $M_1$ , costituite da quarzo, muscovite, epidoti, albite sono presenti come inclusioni elicistiche al nucleo dei granati. La blastesi della staurolite sin  $S_2$  è contemporanea alla crescita del bordo esterno dei granati e all'evoluzione finale della scistosità  $S_2$  (Fig. 3.17e), alcuni porfiroblasti di staurolite presentano inoltre una crescita post  $S_2$ .

Nell'Unità del Monte Grighini l'evento  $M_2$  è seguito da un metamorfismo termico  $M_3$ , con blastesi di: sillimanite/fibrolite, andalusite, biotite, muscovite, K-feldspato, plagioclasio, granato e cordierite in diverse associazioni. Questo evento presenta una zonaltà prograda verso le intrusioni, attraverso una zona ad andalusite (andalusite + fibrolite + biotite + muscovite + plagioclasio + granato + cordierite) ed una successiva zona a sillimanite (sillimanite + biotite + K-feldspato + andalusite), che si sovrappongono parzialmente sulla precedente zona a staurolite (Fig. 3.16). Le relazioni con gli eventi deformativi mostrano una blastesi post evento  $D_2$  per queste paragenesi (Fig. 3.17c); tuttavia le associazioni di più alta temperatura (sillimanite + K-feldspato + biotite) sono caratterizzate da una crescita orientata sulla scistosità  $S_2$ , che potrebbe indicare una blastesi in parte contemporanea all'evoluzione finale dell'evento  $D_2$  (Fig. 3.17f).

Le condizioni del metamorfismo nelle diverse unità tettoniche della Zona a Falde, valutate mediante i valori di

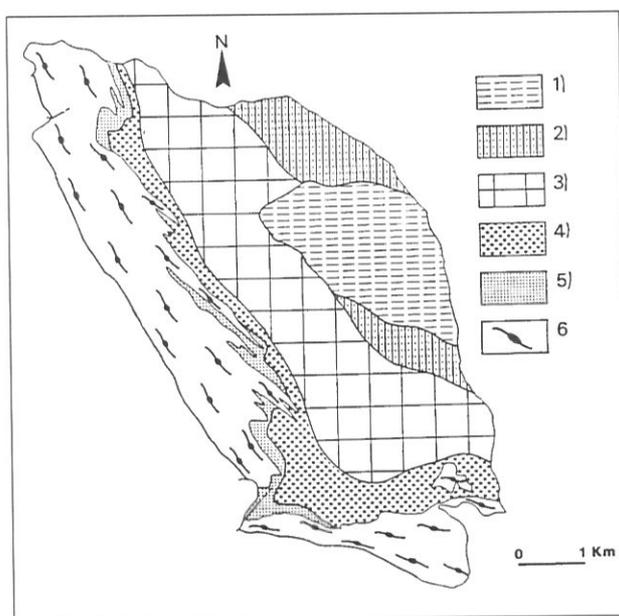


Fig. 3.16 - Zoneografia metamorfica dell'Unità del Monte Grighini (da MUSUMECI, 1991).

1: Zona a biotite; 2: Zona a granato; 3: Zona a staurolite; 4: Zona andalusite; 5: Zona a sillimanite; 6: Granitoidi milonitici.

crystallinità dell'illite, sono comprese fra la transizione anchizona/epizona e la facies degli scisti verdi (FADDA et al., 1991), con un incremento dei valori di cristallinità nell'Unità di Castello Medusa. In questa unità e nella sottostante Unità del Monte Grighini, le associazioni mineralogiche di più alto grado sviluppatasi durante l'evento  $M_2$ , hanno permesso di determinare le condizioni termobariche del metamorfismo mediante l'applicazione di geotermometri e geobarometri basati su reazioni di scambio cationico.

Nell'Unità di Castello Medusa la presenza di livelli dolomitici nei marmi siluro-devonici ha permesso l'applicazione del geotermometro calcite-dolomite (BICKLE & POWELL, 1976).

La termalità dell'evento  $M_2$  presenta un andamento progrado dalla zona di Riu Gruppa a SE ( $T_{media} = 300^\circ\text{C}$ ) alla zona di Castello Medusa a NW ( $T_{media} = 360^\circ\text{C}$ ) caratterizzata alla comparsa della biotite (CAROSI et al., 1991a). Le condizioni di più alta termalità sono state registrate nei micascisti a granato e staurolite dell'Unità del Monte Grighini, con temperature medie di  $470^\circ\text{C}$  per la zona a granato e di  $560^\circ\text{C}$  per la zona a staurolite, mediante l'associazione granato-biotite (FERRY & SPEAR, 1978) utilizzando le composizioni del bordo esterno di granato e biotite coesistenti sin  $S_2$ . I corrispondenti valori di pressione sulla base del geobarometro granato-plagioclasio (GHENT & STOUT, 1981) sono compresi fra 5 kbar per la zona a granato e 6 kbar per la zona a staurolite.

Le caratteristiche composizionali dei granati, caratterizzati da una zonatura diretta nucleo-bordo con incremento del Fe e Mg e diminuzione di Mn e Ca (Fig. 3.18a), mostrano un'evoluzione prograda del metamorfismo du-

rante l'evento  $M_2$ .

Sulla base delle relazioni tessiturali e delle zonature composizionali dei minerali, risulta che l'acme termico è stato raggiunto al termine dell'evento  $M_2$ , contemporaneamente ad una diminuzione della pressione evidenziata dai bassi valori di concentrazione del calcio nel bordo esterno dei granati (MUSUMECI, 1991). Analoghe zonature composizionali, indicative di un metamorfismo progrado di tipo Barroviano, caratterizzano i granati delle successioni di basso e medio grado della zona assiale (FRANCESCHELLI et al., 1982).

Nell'Unità del Monte Grighini il successivo evento  $M_3$  è caratterizzato da temperature comprese fra  $570$  e  $700^\circ\text{C}$  (geotermometro granato-biotite) e da pressioni inferiori a 4 kbar, dedotte in base alla presenza di associazioni mineralogiche stabili al di sotto del punto triplo degli alluminosilicati (HOLDAWAY, 1971).

Il marcato decremento di pressione è testimoniato inoltre dalla zonatura composizionale dei granati associati a questo evento (Fig. 3.18b), caratterizzati da bassi contenuti di Ca (5% - 2%) e da concentrazioni costanti di Fe, Mg e Mn con zonatura inversa in corrispondenza dei bordi (decremento di Fe e Mg, aumento di Mn), dovuta ai processi di retrocessione metamorfica. Analoghe condizioni di bassa pressione sono state individuate in altre porzioni della Zona a Falde caratterizzate dall'intrusione di magmatiti sin-tardo tettoniche (M. Trempu; CAPPELLI 1991), indicative di un generale sollevamento della Zona a Falde durante l'evento di retrocessione metamorfica.

L'evoluzione metamorfica della Zona a Falde è pertanto caratterizzata da due principali eventi metamorfici: — un primo evento, durante la tettonica "sin-nappe" di tipo barroviano con evoluzione polifasica scomponibile in due eventi minori ( $M_1$ ,  $M_2$ ) sincinemati agli eventi deformativi  $D_1$  e  $D_2$ . Questo evento ha una zonalità prograda verso le unità più interne e le unità strutturalmente più profonde dove sono state raggiunte condizioni di medio grado (*lower amphibolite facies*), in seguito ai processi di ispessimento crustale, dovuti alla sovrapposizione delle unità tettoniche e al successivo riequilibrio delle isoterme che ha determinato le condizioni di massima termalità al termine della tettonica "sin-nappe";

— il secondo evento metamorfico in condizioni di alta temperatura e bassa pressione, datato a  $307 \pm 5$  Ma (LAURENZI et al., 1991) è contemporaneo alla tettonica "post-nappe". Questo evento è caratterizzato da un netto decremento delle condizioni bariche e da alti gradienti di temperatura, testimoniati dalle associazioni mineralogiche e dalle composizioni di alcuni minerali. Le condizioni di alta termalità sono in parte dovute alla messa in posto di intrusioni sincinematiche all'interno di strutture tettoniche che hanno determinato la formazione di *metamorphic core complex* lungo l'antiforme del F. Flumendosa, al cui nucleo affiorano le unità più metamorfiche

In conclusione l'evento metamorfico "sin-nappe" riflette lo sviluppo della tettonica collisionale che ha determinato la formazione della struttura a falde, mentre il

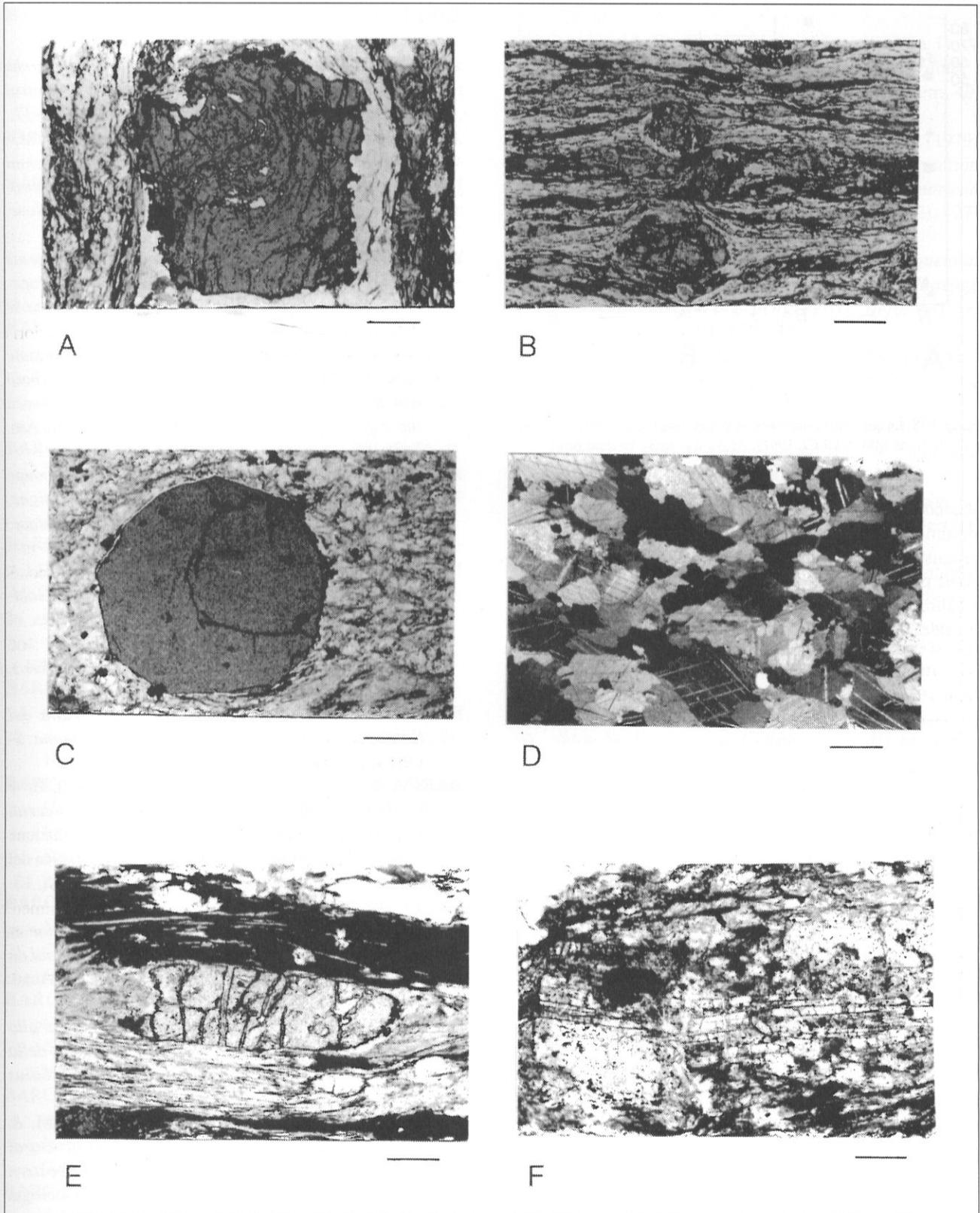


Fig. 3.17 - Esempi dei rapporti blastesi-deformazione nell'Unità del Monte Grighini (da MUSUMECI, 1991).

A: Micascisto a granato e staurolite; granato subeudrale sin  $S_2$ , con inclusioni elicistiche rotazionali costituite da quarzo e ossidi (nicols paralleli, scala di riferimento 0.5 mm); B: Micascisto a granato e staurolite; granati sin  $S_2$  con parziale riassorbimento dei bordi e blastesi di staurolite (nicols paralleli, scala di riferimento 2mm); C: Cornubianite a granato; granato eudrale di cristallizzazione statica post  $S_2$  (nicols paralleli, scala di riferimento 0.5 mm); D: Marmo; tessitura di ricristallizzazione dinamica sin  $S_2$  (nicols incrociati, scala di riferimento 0.5 mm); E: Micascisto a staurolite; blastesi sin  $S_2$  di staurolite eudrale e biotite in livelli lepidoblastici (nicols paralleli, scala di riferimento 0.5 mm); F: Micascisto a sillimanite ed andalusite; porfiroblasto di andalusite con inclusioni elicistiche di sillimanite prismatica e di biotite (nicols paralleli, scala di riferimento 0.2 mm).

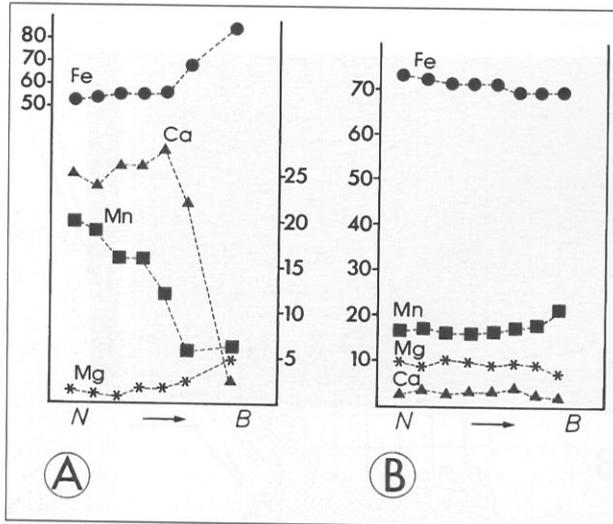


Fig. 3.18 - Diagrammi di variazione composizionale dei granati (N: nucleo, B: bordo), (da MUSUMECI, 1991). A: granato  $\text{sin}S_2$ ; granato  $\text{post}S_2$ .

secondo evento è indicativo dei processi di sollevamento e riesumazione tettonica della catena, mediante strutture distensive duttili e fragili, che hanno caratterizzato l'evoluzione post collisionale della Zona a Falde, analogamente ad altre porzioni della catena ercinica in Sardegna (Zona Assiale, OGGIANO G. & DI PISA A., questo volume)

## BIBLIOGRAFIA

- ALBANI R. (1989) - *Ordovician (Arenigian) Acritarchs from the Solanas Sandstone Formation, Central Sardinia, Italy*. Boll. Soc. Paleont. It., **28** (1), 3-37.
- ALBANIR., DI MILIA A., MINZONIN. & TONGIORGI M (1985) - *Nuovi dati palinologici e considerazioni geologiche sulla età delle Arenarie di Solanas (Cambro-Ordoviciano - Sardegna Centrale)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., A, **91**, 1-20.
- ARTHAUD F. & MATTE P. (1975) - *Les décrochements tardi-hercyniennes du sud-ouest de l'Europe. Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la deformation*. Tectonophysics, **25**, 139-171.
- ARTHAUD F. & MATTE P. (1977) - *Late paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: results of a right-lateral shear-zone between the Appalachians and the Urals*. Geol. Soc. Am. Bull., **88**, 1305-1320.
- ARTHAUD F. & SAUNIA S. (1981) - *Une coupe synthétique à travers la chaîne varisque de Sardaigne, commentaires sur l'évolution tectono-metamorphique*. Bull. Soc. Géol. France, **3**, 535-539.
- BAKOS F., CARCANGIU G., FADDA S., MAZZELLA A. & VALERA R.G. (1989) - *The Sarrabus Gold-Silver lode (Sardinia, Italy)*. In: Proceedings of International Symposium on Gold Geology and Exploration (ISGGE) (GUANGYUE G. Ed.), Shenyang, Cyna, 290-294.
- BARCA S. (1981) - *Contributo alla stratigrafia del Siluriano-Devoniano del Sarrabus (Sardegna S-Orientale)*. Boll. Soc. Geol. It. **100**, 85-92.
- BARCA S. (1985) - *"Postgotlandiano" AUCT.: e Carbonifero inferiore terrigeno in Sardegna: recenti e nuovi dati stratigrafico-strutturali*. In: Evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano. Siena, Riunione scientifica, 13-14 Dicembre 1985, 21-22.
- BARCA S. (1991) - *Phénomènes de resédimentation et flysch hercynien à faciès Culm dans le "synclinal du Sarrabus" (SE de la Sardaigne, Italie)*. C. R. Acad. Sci. Paris, **313**, s. 2, 1051-1057.
- BARCA S. & ARGIOLOS M. (1985) - *Contributo allo studio stratigrafico-strutturale del Paleozoico della Sardegna sud-orientale: il settore ad Ovest di Silius (Gerrei)*. Boll. Soc. Geol. It., **104**, 43-52.
- BARCA S., CARMIGNANI L., GATTIGLIO M. & PALA L. (1991) - *New stratigraphic and structural data on the Genn' Argiolas Hercynian Unit in eastern Sarrabus (Southeastern Sardinia, Italy)*. In: Geologia del Basamento Italiano. Abstracts. Siena 21-22 marzo 1991, 96-97.
- BARCA S., CARMIGNANI L., MAXIA M., OGGIANO G. & PERTUSATI P.C. (1986a) - *The geology of Sarrabus*. In: Guide book to the Excursion on the Paleozoic Basement of Sardinia. IGCP project N5, Newsletter, special issue, 51-60.

- BARCA S., COCOZZA T., DEL RIO M., PILLOLA P.L. & PITTAU DEMELIA P. (1987) - *Datation de l'Ordovicien par Dictyonema flabelliforme et par Acritarches dans la partie supérieure de la Formation "Cambrienne" de Cabitza (SW de la Sardaigne, Italie). Consequence geodynamique.* C.R. Acad. Sci. Paris, t.305, serie II, 1109-1113.
- BARCA S., COCOZZA T., DEL RIO M. & PITTAU DEMELIA P. (1982a) - *Discovery of Lower Ordovician Acritarchs in the "Postgotlandiano" sequence of southwestern Sardinia (Italy): age and tectonic implications.* Boll. Soc. Geol. It., **100**, 377-392.
- BARCA S., DEL RIO M., MINZONI N. & PITTAU DEMELIA P. (1983) - *Presenza di tremadociano ad Acritarchi in unità tettoniche erciniche a sud del Lago di Mulargia (Sardegna centrale).* Riv. It. Paleont. Strat., **89** (3), 315-334.
- BARCA S., DEL RIO M. & PITTAU DEMELIA P. (1982b) - *Acritarchs in the "Arenarie di San Vito" of south-east Sardinia: stratigraphical and geological implications.* Boll. Soc. Geol. It., **100**, 369-375.
- BARCA S., DEL RIO M. & PITTAU DEMELIA P. (1989) - *New geological and stratigraphical data and discovery of Lower Ordovician acritarchs in the San Vito Sandstones of the Genn' Argiolas Unit (Sarrabus, southeastern Sardinia).* Riv. It. Paleont. Strat., **94** (3), 339-360.
- BARCA S. & DI GREGORIO F. (1980) - *La successione Ordoviciano-Siluriana inferiore del Sarrabus (Sardegna sud-orientale).* Mem. Soc. Geol. It., **20** (1979), 189-202.
- BARCA S., GNOLI M., OLIVIERI R. & SERPAGLI E. (1986b) - *New stratigraphic data and evidence of lower and upper Devonian based on Conodonts in Sarrabus area (Sardinia SE).* Riv. It. Paleont. Strat., **92**, 299-320.
- BARCA S. & JAGER M. (1990) - *New geological and biostratigraphical data on the Silurian in SE-Sardinia. Close affinity with Thuringia.* Boll. Soc. Geol. It., **108** (1989), 565-580.
- BARCA S. & MARINI C. (1980) - *Lineamenti litostratigrafici e sedimentologici del "Postgotlandiano" del Fluminese (Sardegna SW).* Mem. Soc. Geol. It., **20** (1979), 203-213.
- BARCA S. & MAXIA M. (1982) - *Assetto stratigrafico-tettonico del Paleozoico del Sarrabus Occidentale.* In: Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo. Guide Geologiche Regionali. Soc. Geol. It., 87-93.
- BARCA S. & OLIVIERI R. (1991) - *Age and source of calcareous blocks resedimented into Hercynian flysch type sediments of Sarrabus (southeastern Sardinia).* In: Geologia del Basamento Italiano. Abstracts. Siena 21-22 marzo 1991, 15.
- BARCA S. & SPALLETTA C. (1985) - *Nuove osservazioni sul conglomerato di Villasalto (Carbonifero inferiore-medio, Sardegna).* Giornale di Geologia, **46** (1), 25-32.
- BECCALUVA D., CIVETTA L., MACCIOTTA G. & RICCI C.A. (1985) - *Geochronology in Sardinia: results and problems.* Rend. Soc. It. Min. Petr., **40**, 57-72.
- BERTHE' D., CHOUKROUNEP. & JEGOUZOP. (1979) - *Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone, France.* J. Struct. Geol., **2**, (1/2), 127-133.
- BELL T.H. & RUBENACH M.J. (1983) - *Sequential porphyroblast growth and crenulation cleavage development during progressive deformation.* Tectonophysics, **92**, 171-194.
- BICKLE M.J. & POWELL R. (1976) - *Calcite-Dolomite geothermometry for iron bearing carbonates.* Contrib. Mineral. Petrol., **59**, 281-292.
- BORRADAILE G.J., BAYLY M.B. & POWELL C.McA. (1982) - *Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics.* Springer Verlag, pp. 551.
- BOSELLINI A. & OGNIBEN G. (1968) - *Ricoprimenti ercinici nella Sardegna Centrale.* Ann. Univ. Ferrara, **1**, 1-15.
- BOUCHEZ J.L. & PECHER A. (1981) - *The himalayan central thrust pile and its quartz-rich tectonites.* Tectonophysics, **78**, 23-50.
- BOULLIER A.M. & BOUCHEZ J.L. (1978) - *Le quartz en rubans dans le mylonites.* Bull. Soc. Geol. France, **7**, 253-262.
- BUSALA A. (1975) - *Il bacino antracitifero autuniano di Seùì-Seùlo (Sardegna Centrale).* Tesi di Laurea inedita, Univ. di Cagliari.
- CALDERONIG., MASI U., MACCIONI L., NICOLETTI M., PETRUCCIANI C. & PADALINO G. (1985) - *Geochemistry and geochronology of the Caledonian "porphiroids" from Central Sardinia (Italy).* Rend. Soc. It. Miner. Petrol., **39** (1), 261-274.
- CALVINO F. (1956) - *I porfidi grigi del Sarrabus.* Boll. Serv. Geol. d' It., **78** (1/2), 265-275.
- CALVINO F. (1961) - *Lineamenti strutturali del Sarrabus-Gerrei (Sardegna sud-orientale).* Boll. Serv. Geol. d' It., **81**, (1959), 489-556.
- CALVINO F. (1967) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia.* F. **227**, Muravera. Soc. Tipogr. Padova, pp. 60.
- CAPPELLI B. (1991) - *LP-HT metamorphic core complexes in the Nappe Zone of the Hercynian chain in Sardinia (Italy).* In: Geologia del Basamento Italiano. Abstract. Siena 21-22 marzo 1991, 118-121.
- CARMIGNANI L. & AUTORI VARI (1987) - *Structural model of the Hercynian Basement of Sardinia (scala 1:500.000).*
- CARMIGNANI L., BARCA S., CAPPELLI B., DI PISA A., GATTIGLIO M., OGGIANO G. & PERTUSATI P.C. (1991) - *A tentative model for the Hercynian Basement of Sardinia.* In: Geologia del Basamento Italiano. Siena 21-22 marzo 1991, 23-27.

- CARMIGNANI L., BARCA S., CAROSI R., DI PISA A., GATTIGLIO M., MUSUMECI G., OGGIANO G. & PERTUSATI P.C. (1992) - *Schema dell'evoluzione del Basamento Sardo*. Questo volume.
- CARMIGNANI L., CAROSI R., CECCHERELLI M., ELTER F.M., FRANCESCHELLI M., GATTIGLIO M., MAXIA M., OGGIANO G. & PERTUSATI P.C. (1985) - *Il magmatismo pre-Caradociano nel Gerrei: alcune precisazioni*. In: *Evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano*, Siena, Riunione Scientifica, 13-14 Dicembre, 19-20.
- CARMIGNANI L., CHERCHI A. & RICCI C.A. (1989) - *Basement structure and mesozoic-cenozoic evolution of Sardinia*. In: *Atti Conv. Lincei*, 80, "The lithosphere in Italy", Roma, Maggio 1987, 63-92.
- CARMIGNANI L., CHERCHI G.P., DEL MORO A., FRANCESCHELLI M., GHEZZO C., MUSUMECI G. & PERTUSATI P.C. (1990) - *The mylonitic granitoids and tectonic units of the Mount Grighini complex (W-Sardinia): a preliminary note*. In: SASSI F.P. & BORROUILH R. Eds., IGCP project N5, Newsletter, 7 (1987), 25-26.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1982a) - *Lineamenti del basamento sardo*. In: Guida alla Geologia del Paleozoico sardo. Guide Geologiche Regionali. Soc. Geol. It., 11-23.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1986a) - *Outlines of the Hercynian basement of Sardinia*. In: Guide book to the Excursion on the Paleozoic basement of Sardinia. IGCP project N5, Newsletter special issue, 11-21.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., MINZONI N. & PERTUSATI P.C. (1978) - *The Hercynian Orogenic Revolution in Sardinia*. Z. Deutsch. Geol. Ges., **129**, 485-493.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., MINZONI N. & PERTUSATI P.C. (1979) - *Falde di ricoprimento erciniche nella Sardegna a NE del Campidano*. Mem. Soc. Geol. It., **19**, 501-510.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., MINZONI N. & PERTUSATI P.C. (1981) - *Structural and paleogeographic lineaments of the Variscan cycle in Sardinia*. In: Zwart H.J. & Dornsiepen U.F. Eds. - *The Variscan Orogen in Europe*. Geologie en Mijnbouw, **60**, 171-181.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., MINZONI N., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1980a) - *E' la Corsica il retropaese della catena ercinica della Sardegna?*. Mem. Soc. Geol. It., **20** (1979), 47-55.
- CARMIGNANI L., COSTAGLIOLA C., GATTIGLIO M., LEGLISE M., OGGIANO G., MASCIA M., NAUD G. & PERTUSATI P.C. (1982b) - *Lineamenti geologici della bassa valle del Flumendosa (Sardegna sud - orientale)*. In: Guida alla geologia del Paleozoico sardo. Guide Geologiche Regionali. Soc. Geol. It., 95-107.
- CARMIGNANI L., DEL MORO A., FRANCESCHELLI M., GHEZZO C. & PERTUSATI P.C. (1985b) - *Sistematica Rb-Sr dei graniti sincinemati del M.te Grighini, Sardegna Centrale*. In: *Evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano*. Siena, Riunione Scientifica, 13-14 Dicembre, 61-63.
- CARMIGNANI L., ELTER F.M., GATTIGLIO M., MAXIA M., MORETTI A., OGGIANO G. & PERTUSATI P.C. (1986b) - *The Geology of Barbagia*. In: Guide book to the Excursion on the Paleozoic basement of Sardinia. IGCP project N5, Newsletter special issue, 73-85.
- CARMIGNANI L., FRANCESCHELLI M., GATTIGLIO M., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1982c) - *Attuali conoscenze sul ciclo ercinico nella Sardegna settentrionale*. In: Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo. Guide Geologiche Regionali. Soc. Geol. It., 129-135.
- CARMIGNANI L., GATTIGLIO M., MAXIA M., OGGIANO G. & PERTUSATI P.C. (1986b) - *The Geology of Gerrei*. In: Guide book to the excursion on the Paleozoic basement of sardinia. IGCP project N5, Newsletter special issue, 61-71.
- CARMIGNANI L., GATTIGLIO M., MINZONI N., OGGIANO G. & PERTUSATI P.C. (1985d) - *L'Unità di Meana Sardo: indipendenza tettonica dei porfiroidi di base*. In: *Evoluzione stratigrafica, tettonica metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano*. Siena, Riunione Scientifica, 13-14 Dicembre, 89-90.
- CARMIGNANI L., GATTIGLIO M., MINZONI N. & PERTUSATI P.C. (1982d) - *Lineamenti geologici principali del Sarcidano-Barbagia di Belvì*. In: Guida alla Geologia del Paleozoico sardo. Guide Geologiche Regionali. Soc. Geol. It., 119-125.
- CARMIGNANI L. & PERTUSATI P.C. (1979) - *Analisi strutturale di un segmento della catena ercinica: il Gerrei (Sardegna SE)*. Boll. Soc. Geol. It., **96** (1977), 339-364.
- CAROSI R. (1992) - *Finite strain determination in the tectonic units of central-southern Sardinia*. Boll. Soc. Geol. It., **110** (1991), 675-683.
- CAROSI R. (1990) - *Evoluzione tettonica di un segmento della catena ercinica: le unità della Sardegna centro-meridionale nel settore Barbagia-Gerrei*. Università degli Studi di Pisa, Tesi di Dottorato, pp. 302.
- CAROSI R., ELTER F.M. & FONDI R. (1990a) - *Fossiliferous metapelites with Denckmannites (Phacopida, Trilobita) in the Gerrei geological complex near Ballao (Cagliari, South-Eastern Sardinia)*. In: SASSI F.P. & BORROUILH R. Eds., IGCP project N5, Newsletter, 7 (1987), 30-33.
- CAROSI R., ELTER F.M., GATTIGLIO M., MAXIA M., OGGIANO G. & PERTUSATI P.C. (1990b) - *Some*

- specification on pre-caradocian volcanism in central Sardinia*. In: SASSI F.P. & BORROUILH R. Eds., IGCP N5, Newsletter, 7 (1987), 27-29.
- CAROSI R. & GATTIGLIO M. (1990) - *Geotraverse B in Sardinia (SFC - Stratigraphic Correlation Forms): new data on the sardinian paleozoic basement*. IGCP project N5; Stratigraphic Correlation Forms concerning the pre-Alpine areas in the Mediterranean belts. Rend. Soc. Geol. It., **12** (1989), 143-172.
- CAROSI R., MUSUMECI G. & PERTUSATI P.C. (1991a) - *Le Unità di Castello Medusa e Monte Grighini (Sardegna centro-meridionale) nell'evoluzione tettonica del basamento ercinico*. Boll. Soc. Geol. It., **109** (1990), 643-654.
- CAROSI R., MUSUMECI G. & PERTUSATI P.C. (1991b) - *Senso di trasporto delle unità tettoniche erciniche della Sardegna dedotto dagli indicatori cinematici nei livelli cataclastico-milonitici*. Rend. Soc. Geol. It., **13** (1990), 103-106.
- CAROSI R., MUSUMECI G. & PERTUSATI P.C. (1992) - *Differences in the structural evolution of tectonic units in Central-Southern Sardinia*. Boll. Soc. Geol. It., **110** (1991), 543-551.
- CAROSI R. & PERTUSATI P.C. (1990) - *Evoluzione strutturale delle unità tettoniche erciniche nella Sardegna centro-meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **109**, 325-335.
- CHECCHI F. & DUCHI G. (1983) - *Rapporti tra tettonica e mineralizzazioni nel Sarrabus orientale (Sardegna)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., ser. A, **90**, 111-140.
- CHERCHI G.P. & MUSUMECI G. (1987) - *Il leucogranito del M Grighini (Sardegna Centro-Occidentale), un esempio di granito deformato all'interno di una fascia di taglio duttile, caratteristiche meso e microstrutturali*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., ser. A, **93**, 1986, 13-29.
- COCOZZA T., JACOBACCI A., NARDI R. & SALVADORI I. (1974) - *Schema stratigrafico e strutturale del massiccio sardo-corso e minerogenesi della Sardegna*. Mem. Soc. Geol. It., **13**, 85-186.
- COCOZZA T. & MINZONI N. (1977) - *Osservazioni sul vulcanismo paleozoico sardo*. In: Escursione in Sardegna 1977: risultati e commenti (a c. di G.B. VAI). GLP. **2**, 1977, Suppl., 25-29.
- COMASCHI CARIA I. (1959) - *Le piante fossili della Sardegna*. Mem. Riv. Ital. Paleont. Strat., **7**, pp. 176.
- COZZUPOLI D., DISCENDENTI A., LOMBARDI G. & NICOLETTI M. (1971) - *Cronologia K-Ar delle manifestazioni eruttive del settore di Seù-Seulo (Barbagia, Sardegna)*. Period. Mineral., **40**, 113-124.
- COZZUPOLI D., GERBASI G., NICOLETTI M. & PETRUCCIANI C. (1984) - *Età K-Ar delle ignimbriti permiane di Galtelli (Orosei, Sardegna Orientale)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **39**, 471-476.
- DEBRENNE F. & NAUD G. (1981) - *Méduse et traces fossils supposées précambriennes dans la formation de San Vito, Sarrabus, S - Est de la Sardaigne*. Bull. Soc. Géol. France, **23**, 23-31.
- DEL MORO A., DI SIMPLICIO P., GHEZZO C., GUASPARRI G., RITA F. & SABATINI G. (1975) - *Radiometric data and intrusive sequence in the Sardinian batholith*. N. Jb. Miner. Abh., **126**, 28-44.
- DEPLANO A. (1985) - *Contributo alla conoscenza delle coperture permo-carbonifere e mesozoiche del territorio di Seù*. Tesi di Laurea inedita, Univ. di Cagliari.
- DESSAUG., DUCHI G., MORETTI A. & OGGIANO G. (1983) - *Geologia della zona del Valico di Correboi (Sardegna centro-orientale)*. Rilevamento, tettonica e giacimenti minerari. Boll. Soc. Geol. It., **101**, 497-522.
- DIMILIA A. (1988) - *Stratigrafia del Cambro-Ordoviciano della Sardegna centrale (Arenarie di Solanas - Unità di Meana Sardo)*. Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra. Università di Pisa, Dissertazione finale, pp. 326.
- DI PISA A., GATTIGLIO M. & OGGIANO G. (1991) - *Some specifications on the pre-Hercynian basic magmatic activity in the Nappe Zone of Sardinia: evidence of two alkaline magmatic cycles*. In: Geologia del Basamento Italiano. Abstract. Siena 21-22 marzo 1991, 148-149.
- DI PISA A. & OGGIANO G. (1984) - *Segnalazione di un orizzonte carbonatico nella Nurra paleozoica e suo significato stratigrafico nelle successioni dell'Ercinico sardo*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., ser. A, **91**, 141-154.
- DI SIMPLICIO P., FERRARA G., GHEZZO C., GUASPARRI G., PELLIZZER R., RICCI C.A., RITA F. & SABATINI G. (1975) - *Il metamorfismo e il magmatismo paleozoico della Sardegna*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **30**, 997-1068.
- ELTER F.M., MUSUMECI G. & PERTUSATI P.C. (1990) - *Late hercynian shear zones in Sardinia*. Tectonophysics, **176**, 387-404.
- ELTRUDIS A. (1991) - *Una nuova interpretazione delle fasi tettoniche erciniche tardive: estensione ed esumazione nella Zona a Falde nel tratto sardo di catena ercinica (area tra il Lago di Mulargia e Mandas)*. Università di Cagliari, Tesi di Laurea inedita, pp. 199.
- FADDA S., FRANCESCHELLI M., GATTIGLIO M. & PANNUTI F. (1991) - *The crystallinity of white K-mica in pelitic rocks of the Hercynian tectonic units from south and central Sardinia, Italy*. In: Geologia del Basamento Italiano. Abstracts. Siena 21-22 marzo 1991, 155-156.
- FERRY J.M. & SPEAR F.S. (1978) - *Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet*. Contr. Mineral. Petrol., **66**, 113-117.
- FIORENTINI L. (1922-23) - *Rilevamento geologico della regione antracitifera della Barbagia compresa tra Seulo e Seù*. Boll. R. Uff. Geol. d'It., **49** (2), 1-21.

- FONTANA D., GELMINI R. & LOMBARDI G. (1982) - *Le successioni sedimentarie e vulcaniche carbonifere e permio-triassiche*. In: Geologia del Paleozoico sardo. Guide Geologiche Regionali, Soc. Geol. It., 183-192.
- FRANCESCHELLI M., MEMMI I. & RICCI C.A. (1982) - *Ca distribution between Almandine rich garnet and plagioclase in pelitic and psammitic schists from the metamorphic basement of NE Sardinia*. Contrib. Mineral. Petrol., **80**, 285-295.
- GANDIN A., MINZONI N. & COURJAULT-RADE' P. (1987) - *Shelf to basin transition in the Cambrian-Lower Ordovician of Sardinia (Italy)*. Geolog. Rundschau, **76** (3), 827-836.
- GANDIN A. & PILLOLA P.L. (1985) - *Biostratigrafia e sedimentologia della Formazione di Cabitza nell'Iglesiente*. In: Evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico Italiano. Siena, Riunione Scientifica, 13-14 Dicembre, 30-31.
- GATTIGLIO M. (1988) - *Confronti tra il basamento ercinico sardo ed il basamento paleozoico delle Alpi Apuane*. Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra. Dissertazione finale, Università di Pisa, pp. 209.
- GATTIGLIO M. & OGGIANO G. (1990) - *L'Unità tettonica di Bruncu Nieddu e i suoi rapporti con le unità della Sardegna sud-orientale*. Boll. Soc. Geol. It., **109**, 547-55.
- GATTIGLIO M. & OGGIANO G. (1991) - *Stratigraphic and structural outline of the Riu Gruppa tectonic unit (Southeastern Sardinia)*. In: Geologia del Basamento Italiano. Siena 21-22 marzo 1991, 167-168.
- GHEENT E. & STOUT M.Z. (1981) - *Geobarometry and geothermometry of plagioclase-biotite-garnet-muscovite assemblage*. Contrib. Mineral. Petrol., **76**, 92-97.
- GHEZZO C. & RICCI C.A. (1977) - *Aspetti petrologici del basamento cristallino della Sardegna*. In: Escursione in Sardegna 1977: risultati e commenti. (a c. di G.B. VAI), GLP, **2**, 1977, Suppl., 41-51.
- GIMENO D. (1991a) - *The geology of Sarrabus region (SE Sardinia, Italy): an example for comprehension of pre-Hercynian Paleozoic volcano sedimentary sequence in southwestern Europe*. In: Geologia del Basamento Italiano. Abstracts. Siena 21-22 marzo 1991, 169-171.
- GIMENO D. (1991b) - *The Paleozoic volcanism of Sarrabus region (SE Sardinia, Italy): available data*. In: Geologia del Basamento italiano. Abstracts. Siena 21-22 marzo 1991, 172-174.
- GIOVANNONI M.A. & ZANFRA' S. (1979) - *Studio di brachiopodi ordoviciani della Sardegna meridionale*. Boll. Serv. Geol. d'It., **94** (1978), 85-232.
- GNOLI M., PAREA G.C., RUSSO F. & SERPAGLI E. (1980) - *Paleoecological remarks on the "Orthoceras Limestone" of South-Western Sardinia (Middle - Upper Silurian)*. Mem. Soc. Geol. It., **20** (1979), 395-423.
- HELMCKHE D. (1973) - *Schichtgebundene NE-Metall und F-Ba- Lagerstätten im Sarrabus-Gerrei-Gebiet, SE Sardinien. II. Bericht: Zur Stratigraphie des Silurs und Unterdevon Palaont.* N. Jb. Geol. Palaont. Mh., **9**, 529-554.
- HOBBS B.E., MEANS W.D. & WILLIAMS P.F. (1976) - *An outline of structural geology*. Wiley ed., New York, pp.551.
- HOLDAWAY M.J. (1971) - *Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram*. Am. J. Sci., **271**, 97-131.
- HOLLISTER L.S. & CRAWFORD M. L. (1986) - *Melt-enhanced deformation: a major tectonic process*. Geology, **14**, 558-561.
- JAGER M. (1977) - *Des Silur und Underderan vom Thuringischen Typ in sardinien und seine regional geologische Bedeutung*. Nova Acta Leopoldina. Abh. Deut. Akad. Natur. Leopoldina **224**, B, 45, 263-229.
- KNIFE R.J. & WINTSCH R.P. (1985) - *Heterogeneous deformation, foliation development and metamorphic processes in a polyphase mylonite*. In: Metamorphic Reaction: kinetics, textures and deformation; Eds. THOMPSON A.B. & RUBIE D.C., Springer-Verlag, 180-210.
- LA MARMORA A. (1857) - *Voyage en Sardaigne ou description statistique, physique et politique de cette ile. Troisième partie; description géologique*. 2 vol. Torino, Bocca.
- LAURENZI M.A., DEL MORO A., MUSUMECI G. & PARDINI G. (1991) - *Rb/Sr and Ar/Ar chronology of Monte Grighini intrusive complex, Sardinia, Italy*. Terra abstracts, **3**, (1), 501-502.
- LAURO C. (1970) - *Il giacimento di antracite di Seù (Barbagia, Sardegna)*. Per. Miner., **43**, 2, 221-312.
- LAURO C., NEGRETTI G.C. & SBARACCANI M.M. (1963) - *Contributo alla conoscenza delle formazioni permiane di Seù (Barbagia- Sardegna)*. Giorn. di Geol., **2**, 31, 281-309.
- LEHMANN B. (1975) - *Stratabound polymetallic and F-Ba deposits of the Sarrabus-Gerrei region, SE Sardinia. IV report: Initial Variscan magmatism in SE Sardinia*. N. Jb. Miner. Mh., **10**, 460-470.
- LEONE F., HAMMANN W., LASKE R., SERPAGLI E. & VILLAS E. (1991) - *Lithostratigraphic units and biostratigraphy of the post-sardic Ordovician sequence in south-west Sardinia*. Boll. Soc. Paleont. It., **30**(2), 201-235.
- LISTER G.S. & SNOKE A.W. (1984) - *S-C mylonites*. J. Struct. Geol., **3**, 617-638.
- LOVISATO D. (1894) - *Il Devoniano nel Gerrei (Sardegna)*. Atti R. Acc. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. e Nat., **3**, 131-135.
- MAXIA M. (1984) - *Segnalazione di potenti successioni carbonifere marine nella Sardegna meridionale*. Rend. Soc. Geol. It., **6** (1983), 21-24.
- MEMMI I., BARCA S., CARMIGNANI L., COCOZZA T., FRANCESCHELLI M., GATTIGLIO M.,

- GHEZZOC., MINZONIN., NAUDG., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1982) - *Il magmatismo pre-ercinico della Sardegna*. In: Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo. Guide Geologiche Regionali. Soc. Geol. It., 157-167.
- MEMMI I., BARCA S., CARMIGNANI L., COCOZZA T., ELTER F.M., FRANCESCHELLI M., GATTIGLIOM., GHEZZOC., MINZONIN., NAUD G., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1983) - *Further geochemical data on the pre-hercynian igneous activity of Sardinia and on their geodynamic significance*. IGCP project N5, Newsletter, 5, 87-93.
- MINZONIN. (1975) - *La serie delle formazioni Paleozoiche a sud del Gennargentu*. Boll. Soc. Geol. It., 94, 347-365.
- MINZONIN. (1977) - *Successione stratigrafica ed assetto tettonico delle formazioni paleozoiche della Sardegna centrale*. Escursione in Sardegna 1977: risultati e commenti. (a. c. di G.B. VAI). GLP, 2 (1977), Suppl., 53-56.
- MINZONIN. (1988) - *Geologia strutturale della zona di Gadoni - Funtana Raminosa (Sardegna centrale)*. Mem. Sc. Geol., 40, 195-201.
- MUSUMECI G. (1991) - *Tettonica trascorrente, magmatismo e metamorfismo nel basamento ercinico sardo: il Complesso del Monte Grighini (Sardegna centro-occidentale)*. Università di Pisa, Tesi di Dottorato, pp. 287.
- NAUD G. (1979) - *Les shales de Rio Canoni, formation repere fossilifere de l'Ordovicien superieur de la Sardaigne orientale. Consequences stratigraphiques et structurales*. Bull. Soc. géol. France, 21, 155-159.
- NAUD G. (1980) - *Tentative de synthese sur l'evolution geodinamique de la Sardaigne antepermienne*. Mem. Soc. Geol. It., 20 (1979), 85-96.
- NAUD G. (1981) - *Confirmation de l'existence de la discordance angulaire ante-ordovicienne dans le Sarrabus (Sardaigne sud-orientale): consequences geodynamiques*. C.R. Acad. Sci., 292, (2), 1153-1156.
- NAUD G. (1982) - *Schema stratigrafico-strutturale del Paleozoico di S. Basilio (Sardegna sud-orientale)*. In: Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo. Guide Geologiche Regionali. Soc. Geol. It., 109-115.
- NAUD G. & PITTAU DEMELIA P. (1985) - *Premiere decouverte d'Acritarches du Cambrien moyen a superieur basal et du Tremadoc-Arenigien dans la basse vallee du Flumendosa: mise en evidence d'un nouveau temoin de la Phase sarde en Sardaigne orientale*. In: Evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano, Siena. Riunione Scientifica 13-14 Dicembre, 39-41.
- NAUD G. & TEMPIER C. (1977) - *Schema stratigraphique et tectonique des formations paleozoiques de Sardaigne sud-orientale*. 5e Reun. Ann. Sci. Terre, Rennes, 348.
- NOVARESE V. (1917) - *L'Autuniano in Sardegna*. Boll. Soc. Geol. It., 36.
- OGGIANOG. (1991) - *Structural and stratigraphic outline of Goceano (Central-Northern Sardinia)*. In: Geologia del Basamento Italiano. Abstracts. Siena 21-22 marzo 1991, 198-199.
- OLIVIERI R. (1970) - *Conodonti e zonatura del Devoniano superiore e riconoscimento di Carbonifero inferiore nei calcari di Corona Mizziu (Gerrei-Sardegna)*. Boll. Soc. Paleont. It., 8 (1969), 63-152.
- PLATT J. P. (1984) - *Secondary cleavage in a ductile shear zone*. Jour. Struct. Geol., 6 (4), 439-442.
- PILI P. & SABA O. (1975) - *Presenza di Devoniano a Conodonti nelle rocce carbonatiche di Correboi (Sardegna centro-orientale)*. Boll. Soc. Sarda Sc. Nat., Cagliari, 15, 3-8.
- PITTAU DEMELIA P. & DEL RIOM. (1982) - *Acritarchi e loro significato stratigrafico nelle successioni paleozoiche della Sardegna*. In: Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo. Guide Geologiche Regionali. Soc. Geol. It., 33-35.
- RAMSAY J.G. (1967) - *Folding and fracturing of rocks*. McGrawHill, New York, pp 568.
- RAMSAY J.G. & HUBER I.M. (1983) - *The techniques of modern structural geology. volume 1: strain analysis*. Academic Press inc. (London) Ltd., pp 307.
- RICCI C. A. & SABATINI G. (1978) - *Petrogenetic affinity and geodynamic significance of metabasic rocks from Sardinia, Corsica and Provence*. N. Jb. Miner. Mh., 1, 23-38.
- SANDERSON D.J. (1974) - *The development of fold axes oblique to the regional trend*. Tectonophysics, 16, 55-70.
- SARRIA E & SERRI R. (1986) - *Tettonica compressiva tardopaleozoica nel bacino di Seù (Sardegna Centrale)*. Rend. Soc. Geol. It., 9 (1986), 7-10.
- SCHNEIDER H.H. (1974) - *Lithostratigraphy of the S. Vito Formation at S. Nicolò Gerrei (SE Sardinia) and some tectonic considerations on the Villasalto fault*. Boll. Soc. Geol. It., 93, 927-936.
- SIMPSON C & SCHMID S.M. (1983) - *An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks*. Bull. Soc. Geol. Am., 94, 1281-1288.
- SPALLETTA C. (1982) - *Brecce e conglomerati a liditi come indicatori paleogeografici del Carbonifero inferiore*. In: Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo. Guide Geologiche Regionali, Soc. Geol. It., 197-201.
- SPALLETTA C. & VAIG.B. (1982) - *Contatto Devoniano pelagico - flysch ercinico a Villasalto (Gerrei)*. In: Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo. Guide Geologiche Regionali, Soc. Geol. It., 117-118.
- TARICCO M. (1911) - *Osservazioni geologico-minerarie sui dintorni di Gadoni e sul Gerrei (Prov. di Cagliari)*. Boll. Soc. Geol. It., 30 (1/2), 113-150.
- TEICHMULLER R. (1931) - *Zur geologie des tyrrhenisgebietes. Teil. 1: Alte und junge krusten bewegungen im judlichen Sardinien*. Abh. Gas. Wiss. Gottingen, math.-phis., Kl., 3 (5), 857-950.

- TONGIORGI M., BELLAGOTTI E., DI MILIA A. & TRASCIATTI M. (1982) - *Prima datazione su basi paleontologiche (Acritarchi) della Formazione di Solanas (Tremadociano, Arenigiano)(Meana Sardo, Sardegna centrale)*. In: Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo. Guide Geologiche Regionali, Soc. Geol. It., 127-128.
- TONGIORGI M., ALBANI R. & DI MILIA A. (1984) - *The Solanas Sandstones of Central Sardinia: new paleontological data (Acritarchs) and an attempt of geological interpretation (a "post-sardinian" molasse?)*. Bull. Soc. Géol. France, **26** (4) 665-680.
- VAI G.B. (1991) - *Paleozoic strike-slip rift pulses and paleogeography in the circum-Mediterranean Tethyan realm*. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology, **87**, 223-252.
- VAI G.B. & COCOZZA T. (1974) - *Il "Postgotlandiano" sardo, unità sinorogenica ercinica*. Boll. Soc. Geol. It., **93**, 61-72.
- VAI G.B. & COCOZZA T. (1986) - *Tentative schematic zonation of the Hercynian chain in Italy*. Bull. Soc. géol. France, **8** (2), 1, 95-114.
- VALERA R. (1975) - *Evoluzione delle mineralizzazioni del Sarrabus (Sardegna sud-orientale)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **30**, 1081-1108.
- VETTER P. (1980) - *Les bassins limniques du Massif Central*. 26 C.G.I. Paris 1980. Livret-guide: Geologie des gisements de combustibles solides en Grande Bretagne et en France.

## DESCRIZIONE DEGLI STOP

## ESCURSIONE NELLA ZONA A FALDE

SARRABUS

A cura di: BARCA S., GATTIGLIO M. &amp; PALA L.

Da Cagliari si prende la S.S. 387 e passando da Dolianova si raggiunge Punta Serpeddi. Si attraversano dapprima i depositi trasgressivi del Miocene inferiore e poi le successioni paleozoiche dell'Unità di Genn'Argiolas (BARCA et al., 1986a).

— STOP 2.1 - *Punta Serpeddi: successione ordoviciana dell'Unità di Genn'Argiolas e trasgressione sedimentaria sul complesso vulcanico ordoviciano ("Trasgressione Caradociana" Auct.) (Fig. 319) (BARCA et al., 1986a)*.

L'area compresa tra P.ta Serpeddi e il granito di Monte Genis è una monoclinale immergente verso SE. Dal basso verso l'alto è composta di:

- 1) "Arenarie di San Vito" (Cambriano medio - Ordoviciano inferiore);
- 2) Complesso metavulcanico ordoviciano;
- 3) Depositi detritici caradociani (Formazione di Punta Serpeddi);
- 4) Calcari silicizzati dell'Ashgill (Formazione di Tuviois);
- 5) Metasiltiti con rari metacalcari del Siluriano inferiore - ?Devoniano;
- 6) Metarenarie, metasiltiti e filladi con intercalazioni di metaconglomerati e metavulcaniti basiche ed olistoliti di tutte le precedenti formazioni (Formazione di Pala Manna: ?Devoniano superiore- Carbonifero inferiore).

Come mostrato nella carta geologica schematica e nel profilo di Fig. 3.19, una serie di piccoli sovrascorrimenti ercinici produce diverse ripetizioni tettoniche che coinvolgono anche i depositi sinorogenici della Formazione Pala Manna.

Durante un breve percorso a piedi possiamo osservare la Formazione di Punta Serpeddi che giace sul complesso vulcanico. Sulla cima di Punta Serpeddi affiora una successione debolmente metamorfica di conglomerati minuti e arenarie grige, più o meno micacee, contenente fossili bentonici caradociani (crinoidi, brachiopodi, briozoi, gasteropodi, ecc.).

Continuando lungo il fianco NW di Punta Serpeddi è presente, appena sotto la sommità, il contatto con i sottostanti "Porfidi grigi". Scendiamo nella valle attraversando una sequenza monotona di "Porfidi" ordoviciani che presentano modeste modificazioni tessiturali metamorfiche. Successivamente avremo modo di verificare come simili e coevi litotipi, nelle sottostanti Unità del Gerrei, hanno subito una evidente deformazione interna.

I calcari silicizzati ashgilliani contenenti diversi generi di brachiopodi affiorano lungo la strada in fondo alla discesa.

Come mostrano la carta e il profilo di Fig. 3.19 questo affioramento è in rapporti tettonici con la successione precedente.

Muovendoci verso lo stop successivo, lungo la strada che taglia il versante sinistro del Rio Ceraxa, osserviamo le litologie tipiche delle "Arenarie di San Vito": metarenarie micacee grige, quarziti grigio-verdi, nere o talvolta metargilliti e metasiltiti viola-rossastre con frequenti laminazioni parallele, ondulate e convolute. In questa area sono state ritrovate tracce di meduse e acritarchi del Cambriano superiore.

— STOP 2.2 - *Rio Ceraxa: contatto tra "Arenarie di San Vito" e "Porfidi grigi" marcato dai conglomerati della "Discordanza Sarrabese" (Fig. 3.19) (da BARCA et al., 1986a).*

Lungo il Rio Ceraxa, vicino all'ovile di quota 714, è ben esposto il contatto tra le "Arenarie di San Vito" e le sovrastanti vulcaniti pre-caradociane ("Porfidi bianchi" e "Porfidi grigi"). Il contatto è marcato da conglomerati con grossi ciottoli arrotondati di arenarie e quarziti appartenenti alle "Arenarie di San Vito" e ciottoli provenienti dal complesso vulcanico. Una marcata discordanza angolare tra le "Arenarie di San Vito" e le vulcaniti è stata descritta da NAUD (1981) in una località appena ad E di questo affioramento. In base a dati biostratigrafici, la "Discordanza Sarrabese" è correlata con la "Discordanza Sarda", vista precedentemente nell'Iglesiente. Entrambe hanno la stessa età compresa tra l'Arenig e il Caradoc.

Continuando verso Dolianova, attraversiamo l'area delle ripetizioni tettoniche a E di Punta Serpeddi, dove affiorano principalmente le formazioni ordoviciane e siluriane. Scendendo verso Dolianova affiorano conglomerati fluviali grossolani appartenenti alla parte basale dei depositi miocenici continentali contenenti rare intercalazioni di arenarie marnose fossilifere.

Procedendo verso E dopo Dolianova, attraversiamo diversi gradini del margine orientale del *rift* sardo oligomiocenico fino a raggiungere l'altipiano. Come mostrato dalla Fig. 3.20, questi gradini probabilmente corrispondono a una serie di faglie.

All'altezza del chilometro 29 attraversiamo il primo gradino morfologico dove affiorano leucograniti a biotite ricoperti dai depositi miocenici di Donori. Dopo la salita, durante la quale incontriamo dicchi di porfidi rosa e lamprofiri taglianti il granito, raggiungiamo l'altipiano di S. Andrea Frius ancora ricoperto dai depositi del Miocene.

Al chilometro 33, sulla destra della strada, è ben esposta la trasgressione miocenica sui graniti e sulle "Arenarie di S. Vito". Subito dopo il villaggio di S. Andrea Frius ci appare l'altipiano di Planu Sanguni che rappresenta un relitto del penepiano post-ercinico solo debolmente modificato dalla trasgressione eocenica.

Dopo S. Andrea Frius, lungo la salita all'altipiano, affiorano solamente le metarenarie cambro-ordoviciane dell'Unità di Genn'Argiolas.

— Stop 2.3 - *S. Andrea Frius-S. Nicolo' Gerrei: finestra tettonica nell'Unità di Genn'Argiolas (Fig. 3.21) (da BARCA et al., 1986a).*

All'indicazione del chilometro 41, in una valle alla destra della strada, affiorano le formazioni dell'Ordoviciano, Siluriano e Devoniano delle Unità del Gerrei in finestra tettonica sotto le metarenarie cambro-ordoviciane della sovrastante unità tettonica. Vicino alla strada affiora il contatto tettonico di base dell'Unità di Genn'Argiolas: è marcato da una fascia cataclastica contenente frammenti di metarenarie, metavulcaniti e metargilliti del Siluriano.

Le metarenarie del Cambriano-Ordoviciano ricoprono metargilliti scure con metacalcri nodulari tipici del Siluriano-Devoniano.

Lo stesso contatto tettonico è stato osservato 70 km più a W alla base dell'Unità dell'Arburese (stop I.13). Le Unità di Genn'Argiolas, Arburese e Meana Sardo (quest'ultima sarà attraversata successivamente nel seguito dell'escursione) potrebbero costituire una singola grande unità che è sovrascorsa sull'area più esterna della catena.

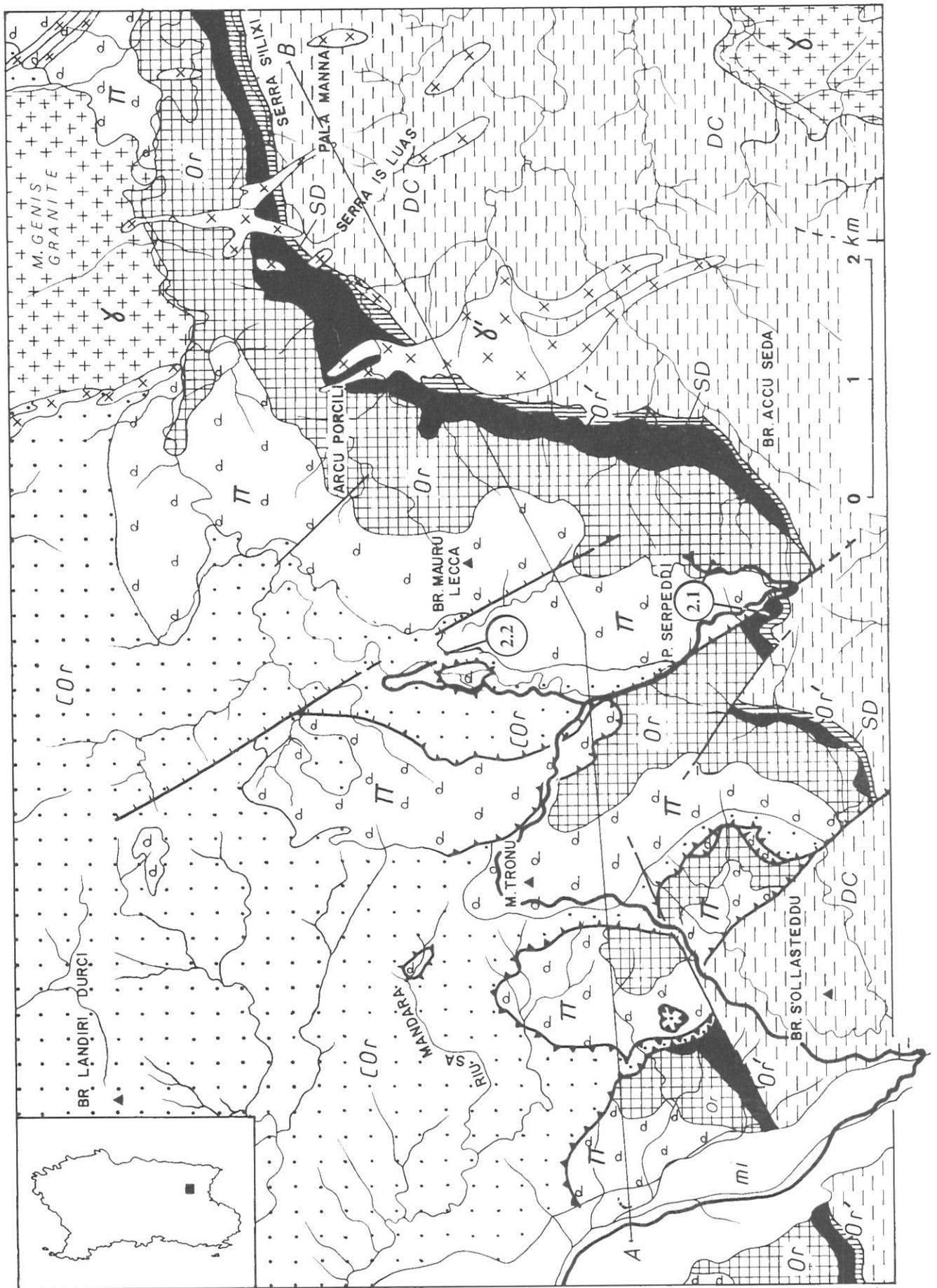
Un percorso alternativo prevede di percorrere la SS 125 "Orientale Sarda" in direzione di Muravera. Si attraversano dapprima i depositi miocenici del *rift* sardo, in questa area costituiti da conglomerati, arenarie e marne con livelli di tufi pomicei a sanidino.

Dopo il villaggio di S. Gregorio, salendo al passo di Arcu e Tidu, si inizia ad attraversare il vasto complesso intrusivo tardoercinico del Sarrabus. Si attraversano dapprima dei monzograniti e granodioriti a biotite e poi dei leucograniti rosati a biotite che costituiscono affioramenti particolarmente vistosi nella valle del Rio Picocca. Queste intrusioni presentano sistemi di fratturazione molto evidenti e sono attraversati da porfidi rosa e lamprofiri.

Pochi chilometri dopo lo sbocco della valle del Rio Picocca nella pianura costiera e prima dell'abitato di S. Priamo si imbecca, sulla sinistra, una strada sterrata che porta a M. Narba.

Superati i depositi alluvionali quaternari, lungo la salita che porta al passo, affiora la sequenza dell'Unità di Genn'Argiolas che in quest'area è deformata in una serie di anticlinali a nucleo di metarenarie cambro-ordoviciane e sinclinali a nucleo di metasedimenti siluriani. Queste metamorfite sono ubicate sul margine settentrionale del vasto complesso intrusivo tardoercinico del Sarrabus e sono state interessate da un importante metamorfismo termico che ha indotto una diffusa ricristallizzazione e silicizzazione con obliterazione delle caratteristiche sedimentarie e delle superfici metamorfiche regionali.

In molti affioramenti i metacalcri silicizzati



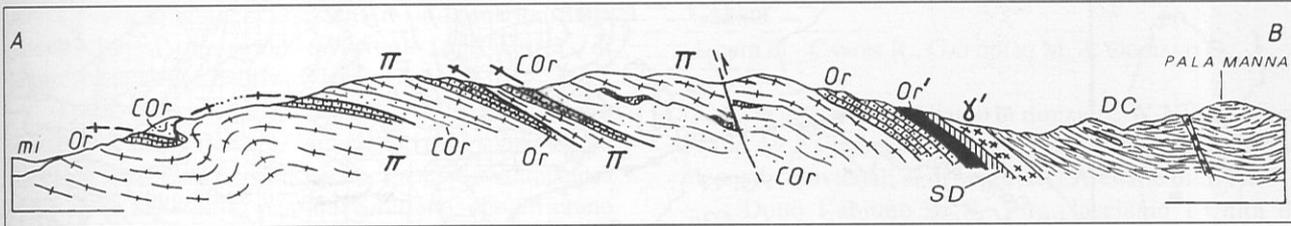


Fig. 3.19 - Carta geologica schematica e sezione geologica dell'area di Punta Serpeddi (da BARCA & MAXIA, 1982, modificato).

Mi: Depositi continentali (Miocene);  $\gamma'$ : Porfidi granitici (Carbonifero);  $\gamma$ : Leucograniti (Carbonifero).

Dc: Formazione di Pala Mannia: Metarenarie, metasiltiti e quarziti con intercalazioni di: metabrecce e metaconglomerati poligenici (c), metavulcaniti (v), olistoliti ed olistostromi (l) (?Devoniano superiore-Carbonifero inferiore); SD: Formazione di Serra S'ilixi: Metasiltiti e metapeliti carboniose (Siluriano-?Devoniano inferiore); Or: Formazione di Tuviois: Metacalcari e metasiltiti silicizzati a brachiopodi, briozoi, crinoidi, etc. (Ordoviciano superiore, Ashgill); Or: Formazione di Punta Serpeddi: Metaconglomerati, metarcose, quarziti e metarenarie fossilifere a brachiopodi, briozoi, crinoidi, etc. (Ordoviciano superiore, Caradoc);  $\pi$ : "Porfidi bianchi" e "Porfidi grigi": Metarioliti e metariodaciti con associate manifestazioni subintrusive (Ordoviciano medio-superiore); Cor: "Arenarie di S. Vito": Altezze di metarenarie, quarziti e metapeliti (Cambriano medio-Ordoviciano inferiore)

dell'Ashgill si presentano come quarziti a grana grossa. Proseguendo verso N il metamorfismo termico diminuisce progressivamente di intensità.

— Stop 2.4 - Br.cu Sa Suergia - rapporti tra depositi sintettonici e Unità di Genn'Argiolas (Fig. 3.22)(Barca S., Gattiglio M. & Pala L.)

In quest'area una scaglia tettonica costituita da depositi di avanfossa si accavalla su una scaglia tettonica costituita dalla successione dell'Unità di Genn'Argiolas. In questa ultima unità, l'accavallamento lamina il fianco diritto dell'anticlinale a nucleo di porfiroidi di P.ta Ruggeri.

Lungo il taglio stradale si percorre la sezione compresa tra i porfiroidi di P.ta Ruggeri e i depositi del flysch.

I porfiroidi sono ricoperti, in discordanza, dalle metarenarie dell'Ordoviciano superiore della Formazione di P.ta Serpeddi. In questo affioramento i porfiroidi hanno rapporti di intrusione con le metarenarie, mancanti delle

metarcose e metamicroconglomerati basali. Rapporti intrusivi tra queste formazioni sono stati segnalati da GIMENO (1991a, b) in molti affioramenti del Sarrabus meridionale indicando che nell'Unità di Genn'Argiolas le ultime manifestazioni dell'attività magmatica calcocalcina possono arrivare fino all'Ordoviciano superiore.

Le metarenarie della Formazione di P.ta Serpeddi sono tettonicamente ricoperte dai depositi di avanfossa; il contatto è marcato da scaglie tettoniche plurimetriche di metavulcaniti e di metarenarie, bordate da fasce milonitiche.

Queste scaglie tettoniche hanno forma a losanga e sono parallele al piano di sovrascorrimento principale. Piani di taglio minori, congruenti con quello principale, sono sviluppati anche nei sovrastanti depositi di avanfossa. Questi piani tagliano la  $S_1$  dando un senso di movimento della parte superiore verso S.

I depositi di avanfossa sono costituiti da metarenarie con strutture laminitiche, metasiltiti e livelli di metaconglomerati poligenici sia *matrix-supported* sia *clast-supported*. I clasti, di dimensioni variabili da pochi milli-

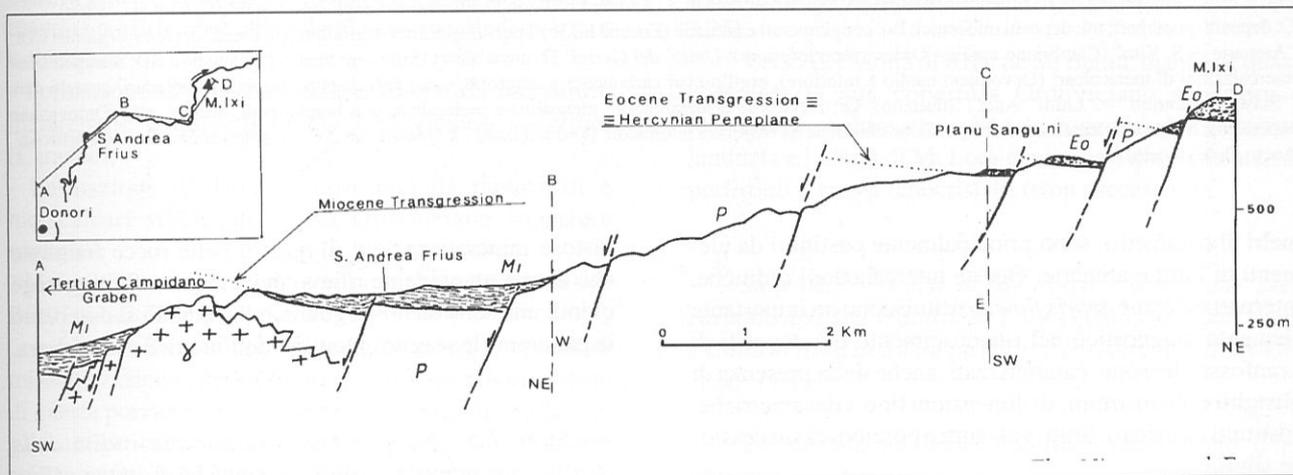
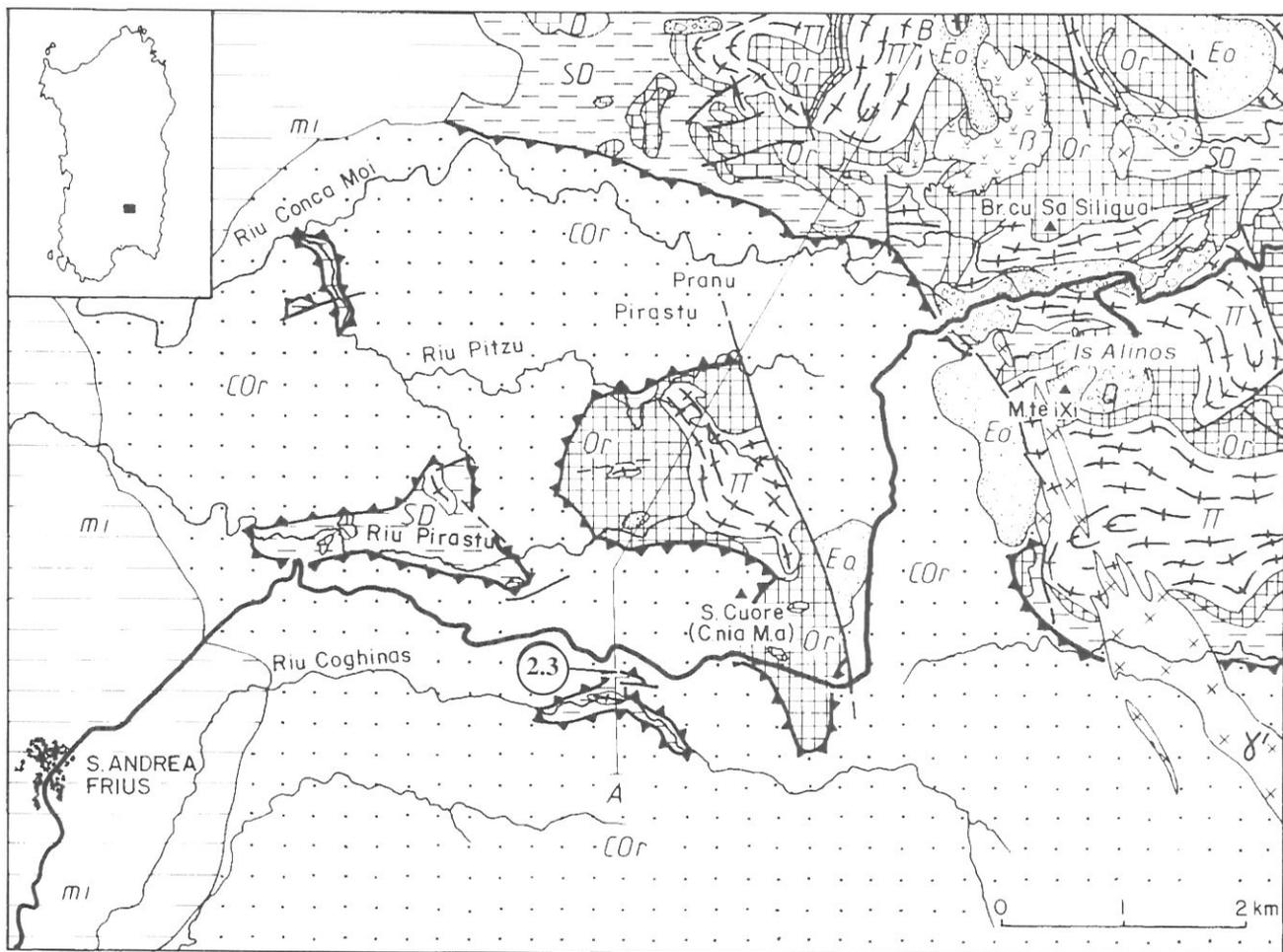


Fig. 3.20 - Sezione geologica del margine orientale del graben del Campidano (scala verticale x 4). Gli spessori dei sedimenti miocenici ed eocenici (corrispondenti al penepiano postercinico) sono stati enfatizzati (da BARCA et al., 1986a).

P: metamorfiti paleozoiche;  $\gamma$ : leucograniti con filoni di porfidi; Mi: sedimenti miocenici; Eo: sedimenti eocenici.

Nel riquadro è mostrato l'itinerario e la traccia della sezione.



Dis G. Pagani

Fig. 3.21 - Carta geologica schematica e sezione geologica dell'area di S. Andrea Frius con localizzazione degli stop (da BARCA et al., 1986a). Q: depositi quaternari; mi: depositi miocenici; Eo: conglomerati e arenarie (Eocene Inf.);  $\gamma$ : porfidi granitici (Carbonifero); *Unita' di Genn' Argiolas*: COr: "Arenarie di S. Vito" (Cambriano medio - Ordoviciano inferiore); *Unita' del Gerrei*: D: metacalcri (Siluriano medio-Devoniano); SD: metapeliti con intercalazioni di metacalcri (Devoniano medio e inferiore), argilloscisti carbonatici a graptoliti, con intercalazioni di metacalcri scuri, quarziti nere ("Scisti a graptoliti" e "Liditi" Auct., Siluriano); Or: metarose e metarenarie, metasiltiti e metacalcri con brachiopodi, briozoi, etc. (Ordoviciano superiore);  $\beta$ : metavulcaniti con caratteristiche chimiche da basiche a intermedie (Ordoviciano);  $\pi$ : metarioliti con "tessitura occhiadina" ("Porfiroidi" Auct., Ordoviciano).

metri al decimetro, sono principalmente costituiti da elementi di liditi e arenarie. Queste intercalazioni ruditiche, interpretate come *debris flow*, costituiscono un importante elemento diagnostico nel riconoscimento dei depositi di avanfossa che sono caratterizzati anche dalla presenza di olistoliti e olistostromi, di dimensioni fino a decametriche, costituiti da calcri, liditi, vulcaniti e porzioni di successione siluriana.

Si prosegue lungo la strada sterrata per alcune centinaia di metri attraversando la faglia trascorrente sinistra rappresentata in Fig. 3.22 ed evidenziata sul terreno da

vistose mineralizzazioni di quarzo nelle rocce fratturate che danno un evidente rilievo morfologico. Si raggiunge quindi una sella da dove, guardando verso E, si osservano in panorama le scaglie tettoniche dell'area a S di Muravera.

— Stop 2.5 - Nord di Br. cu Sa Suergia - vista della struttura a scaglie e dell'"Argentifero" Auct. (Fig. 3.22). (Barca S., Gattiglio M. & Pala L.)

La Fig. 3.23 mostra la struttura a scaglie che caratterizza il Sarrabus orientale.

Le singole scaglie sono costituite sia da porzioni della successione cambriano-siluriana dell'Unità di Genn'Argiolas che dal flysch carbonifero.

I piani di accavallamento diretti N120E, generalmente subverticali o fortemente immergenti a N, sono marcati da fasce cataclastico - milonitiche, spesso sviluppate a spese delle metargilliti nere del Siluriano, che affiorano con spessori fino ad alcune centinaia di metri.

In queste "zone di debolezza" si sono concentrate importanti mineralizzazioni ("Argentifero" Auct.). L'andamento dell'area mineralizzata è evidenziato in panorama dall'allineamento delle discariche delle vecchie gallerie.

Le mineralizzazioni sono state interpretate come stratabound da BAKOS et al. (1989) e VALERA (1975); oppure come originate dalla ricircolazione di fluidi mineralizzanti legati ai granitoidi tardoercinici e classificate come mesotermali da CHECCHI & DUCHI (1983).

Proseguendo lungo la strada verso N si riattraversa il contatto tettonico tra i porfiroidi che costituiscono il nucleo dell'anticlinale di P.ta Ruggeri e i depositi di avanfossa che negli affioramenti lungo strada presentano olistoliti di vulcaniti acide. Si riattraversa la faglia trascorrente sinistra e si scende nella valle del Rio s'Arenada verso la Miniera di Monte Narba attraversando le formazioni dell'Ordoviciano medio - superiore dell'Unità di Genn'Argiolas.

— Stop 2.6 - *Miniera di Monte Narba: successione ordoviciano - siluriana dell'Unità di Genn'Argiolas (Fig. 3.22). (Barca S., Gattiglio M. & Pala L.)*

In quest'area affiora solo la porzione dell'Ordoviciano medio-superiore - Siluriano della successione dell'Unità di Genn'Argiolas, che dal basso verso l'alto è costituita da:

- Formazione dei "Porfiroidi" (Porfidi grigi e Porfidi bianchi Auct.), costituita da metarioliti e metariodaciti a struttura porfirica con abbondanti fenocristalli di quarzo e k-feldspato;
- Formazione di P.ta Serpeddì, costituita da metasiltiti, metarenarie e quarziti di età Ordoviciano superiore (Caradoc);
- Formazione di Tuviois, costituita da metasiltiti e metacalcari silicizzati di età Ordoviciano superiore (Ashgill);
- Metasiltiti e metapeliti nere più o meno carboniose con livelli di liditi di età siluriana.

Le metapeliti siluriane mostrano estesi fenomeni di milonizzazione e cataclasi in seguito al sovrascorrimento di questa porzione dell'Unità di Genn'Argiolas sulla scaglia tettonica costituita dai depositi sinorogenici eocarboniferi di Monte Narba - Br.cu Sa Suergia.

In questa area il flysch è rappresentato da metasiltiti nere, metarenarie, quarziti, con rari livelli di metaconglomerati poligenici; sono stati riconosciuti anche olistoliti di calcari e liditi.

## GERREI

A cura di: CAROSI R., GATTIGLIO M. & OGGIANO G.

Da Muravera risaliamo in direzione W-NW la Bassa Valle del F.Flumendosa, il cui fondo è coperto da estesi depositi alluvionali al di sopra del "Arenarie di S.Vito".

Dopo l'abitato di S. Vito, lasciamo l'Unità di Genn'Argiolas ed entriamo nelle Unità del Gerrei.

Il primo affioramento di rocce paleozoiche, tagliate dalla strada, è costituito da piccole intrusioni di leucograniti che hanno indotto la formazione di una aureola termometamorfica nelle rocce incassanti fino ad una considerevole distanza dal contatto. Più avanti si entra nelle successioni costituite da metavulcaniti e metavulcanoclastiti dell'Unità di Monte Lora (Unità del Gerrei) e successivamente nella copertura dell'Ordoviciano superiore - Carbonifero Inf. della stessa unità, che giace tettonicamente sulla sottostante Unità di Arcu de Su Bentu (Unità del Gerrei).

— Stop 2.7 - *Cantoniera Monte Lora: panorama del sovrascorrimento dell'Unità di M. Lora sull'Unità di Arcu de Su Bentu (Fig. 3.24; 3.25) (da CARMIGNANI et al., 1986b).*

Le Unità di M. Lora ed Arcu de Su Bentu sono due Unità del Gerrei affioranti nella Bassa Valle del Flumendosa. Dalla Cantoniera si vedono chiaramente i rapporti geometrici tra le due unità tettoniche.

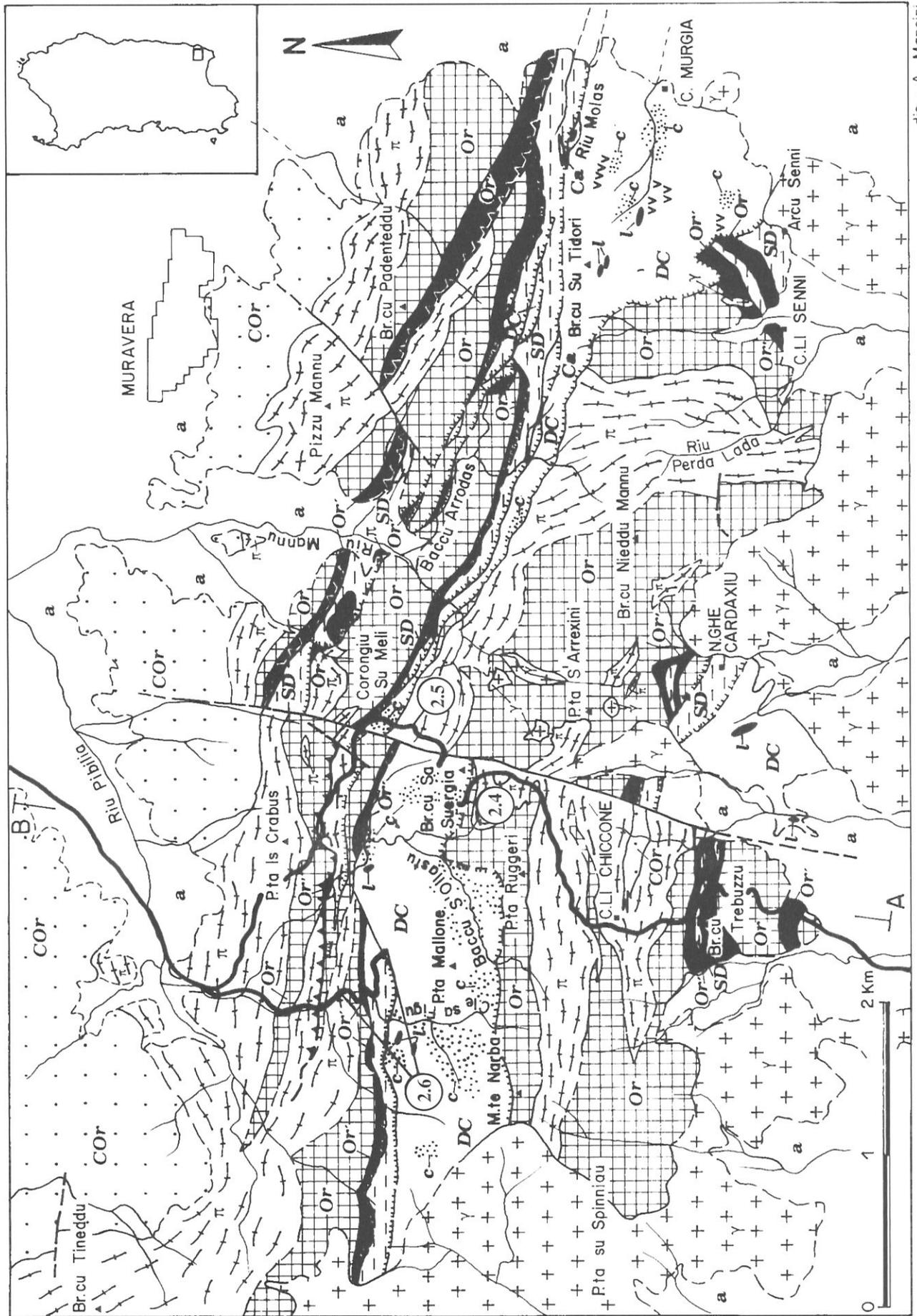
L'unità inferiore (Arcu de Su Bentu) è costituita da porfiroidi con cristalli decimetrici di k-feldspato seguiti dalla successione dell'Ordoviciano superiore - Devoniano.

Le metarenarie dello Ordoviciano inferiore dell'Unità di Monte Lora, datate al Tremadoc-Arenig da NAUD & PITTAU DEMELIA (1985), stanno al di sopra di questa unità con contatto tettonico. Al di sopra delle metarenarie vi sono metavulcaniti e metavulcanoclastiti, che costituiscono il rilievo denominato M. Rocca de Nuxi (Fig. 3.24; 3.25).

Verso E, l'Unità di Arcu de Su Bentu, mantiene quasi completa la sua copertura Ordoviciano superiore - Devoniano, mentre verso W tale copertura è fortemente laminata e l'Unità di M. Lora giace quasi direttamente sui porfiroidi a grossi fenocristalli (stop successivo).

— Stop 2.8 - *A Est di M. Ferro: successione pre-caradociana dell'Unità di M. Lora e contatto tettonico con l'Unità di Arcu de Su Bentu (Fig. 3.26) (da CARMIGNANI et al., 1986b).*

Effettuando un breve tragitto a piedi lungo il F. Flumendosa, attraversiamo la successione pre-caradociana dell'Unità di Monte Lora iniziando con la parte alta del complesso metavulcanico ordoviciano (Fig. 3.27). Lungo il fiume possiamo osservare:



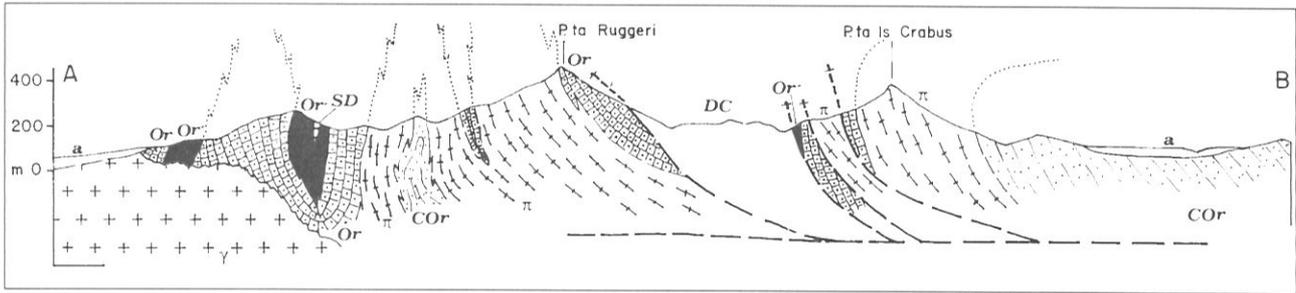


Fig. 3.22 - Carta geologica schematica e sezione geologica del Sarrabus orientale (Barca S., Gattiglio M. & Pala L.)

a: Depositi alluvionali e di versante (Quaternario);  $\gamma$  : Granitoidi tardo-ercinici; DC: Formazione di Pala Manna; Metarenarie, metasiltiti e quarziti con intercalazioni di: metabrecce e metaconglomerati poligenici (c), metavulcaniti (v), olistoliti ed olistostromi (l) (?Devoniano superiore-Carbonifero inferiore); SD: Formazione di Serra S'ilixi; Metasiltiti e metapeliti carboniose con intercalazioni di metacalcari grigi nodulari (ca) (Siluriano-?Devoniano); Or: Formazione di Tuviois; Metacalcari e metasiltiti silicizzati (Ordoviciano superiore, Ashgill); Or: Formazione di Punta Serpeddi; Metarose, quarziti e metarenarie fossilifere (Ordoviciano superiore, Caradoc);  $\pi$  : "Porfidi bianchi" e "Porfidi grigi"; Metarioliti e metariodaciti con associate manifestazioni subintrusive (Ordoviciano medio-superiore); Cor: "Arenarie di S. Vito"; Alternanze di metarenarie, quarziti e metapeliti (Cambriano medio-Ordoviciano inferiore).

- 1) quarziti feldspatiche e metarenarie, subito al di sotto degli strati fossiliferi dell'Ordoviciano superiore;
- 2) porfiroidi;
- 3) metavulcaniti acide sino ad intermedie (più rare) e abbondanti rocce metamorfiche derivate dalla riorganizzazione sedimentaria di materiali vulcanici.

Continuando per circa 1 km lungo il torrente che

scende dal M. Su Perdoso, si vede chiaramente che la precedente successione è sovrascorsa sull'Unità di Arcu de Su Bentu. Il contatto tettonico è marcato da un sottile livello di metapeliti nere con corpi di metacalcari siluriano-devoniani che rappresentano la copertura sedimentaria dei porfiroidi dell'Unità di Arcu de Su Bentu.

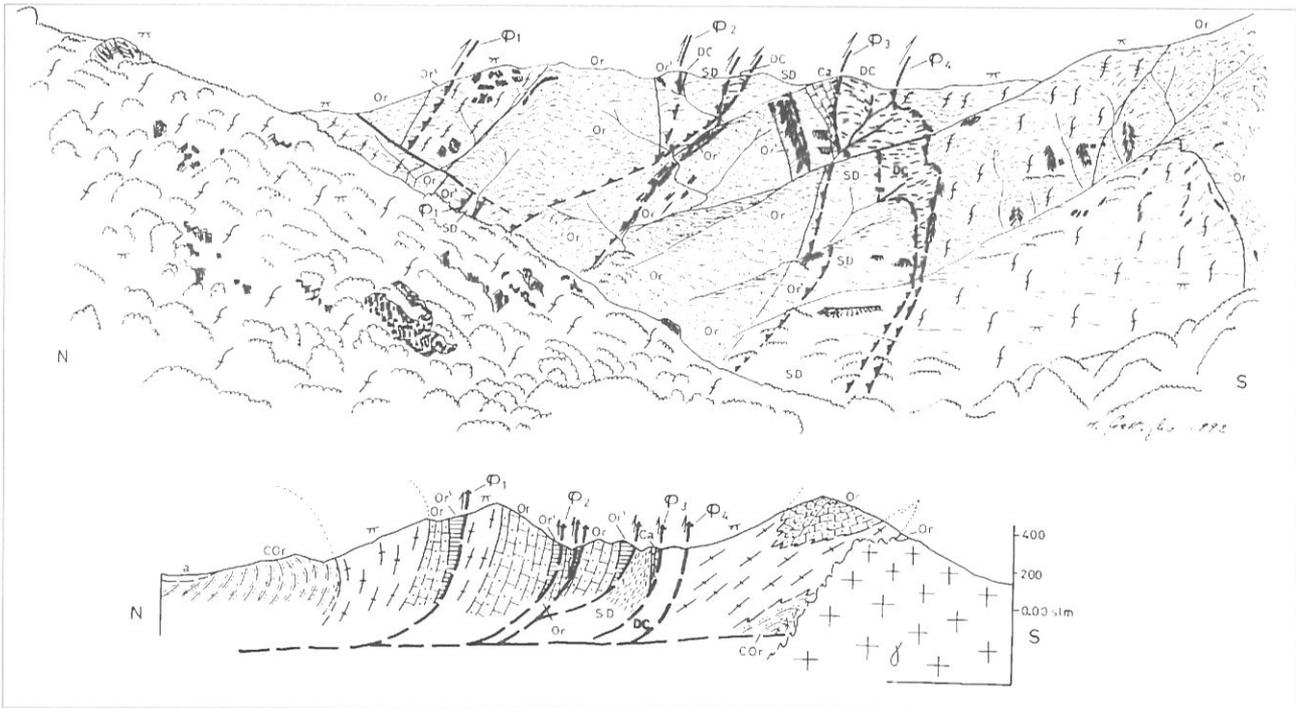
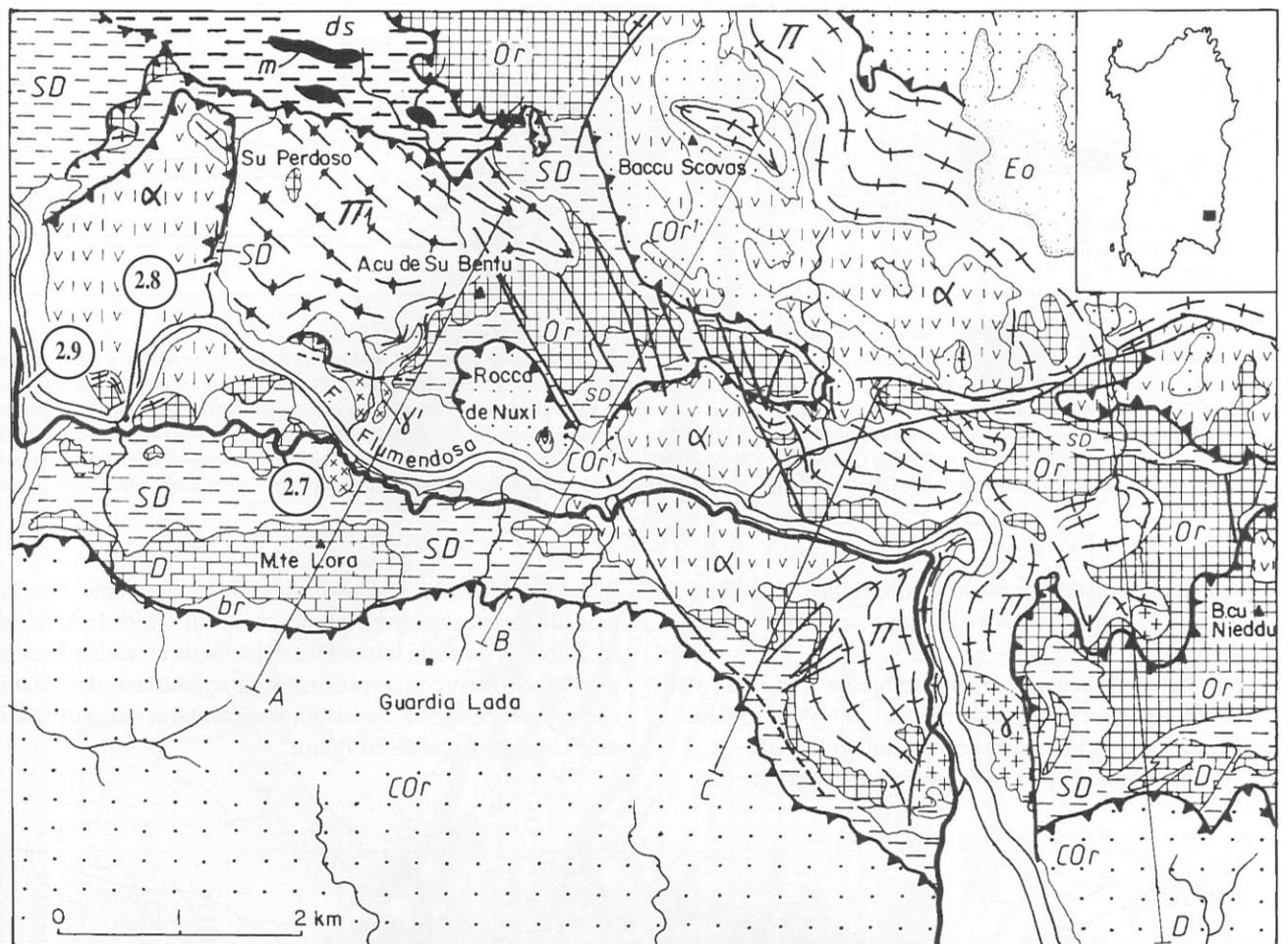


Fig. 3.23 - Nella parte superiore è rappresentata la panoramica dei monti a S di Muravera dove sono evidenti una serie di scaglie tettoniche costituite dalle formazioni dell'Unità di Genn'Argiolas e dai depositi sintettonici eocarboniferi. Nella parte inferiore è riportata la sezione geologica della stessa area. a: depositi alluvionali (Quaternario);  $\gamma$  : granitoidi tardoercinici; DC: Formazione di Pala Manna, Metarenarie, metasiltiti con intercalazioni di metaconglomerati poligenici, metavulcaniti basiche, olistoliti ed olistostromi delle formazioni cambriano- devoniane (?Devoniano Sup.- ?Carbonifero inferiore); Ca: metacalcari nodulari (Siluriano - Devoniano); SD: metapeliti carboniose a graptoliti (Siluriano). Queste litologie sono intensamente cataclatate e rappresentano il "filone argentifero" dei Vecchi Autori; Or' : Formazione di Tuviois, metacalcari e metasiltiti silicizzate con brachiopodi briozoi etc. (Ordoviciano superiore, Ashgill); Or: Formazione di Punta Serpeddi', Metarenarie, quarziti, metaconglomerati, metasiltiti con brachiopodi, briozoi etc. (Ordoviciano superiore, Caradoc);  $\pi$  : metariodaciti, metadaciti e metarioliti con fenocristalli di quarzo e k- feldspato ("Porfidi grigi" e "Porfidi bianchi" Auct.)(Ordoviciano); COr: "Arenarie di S. Vito" (Cambriano medio - Ordoviciano inferiore);  $\Phi_{1,2,3,4}$  : thrust. In base a dati di Barca S., Gattiglio M. & Pala L..



Dis. G. Pagani

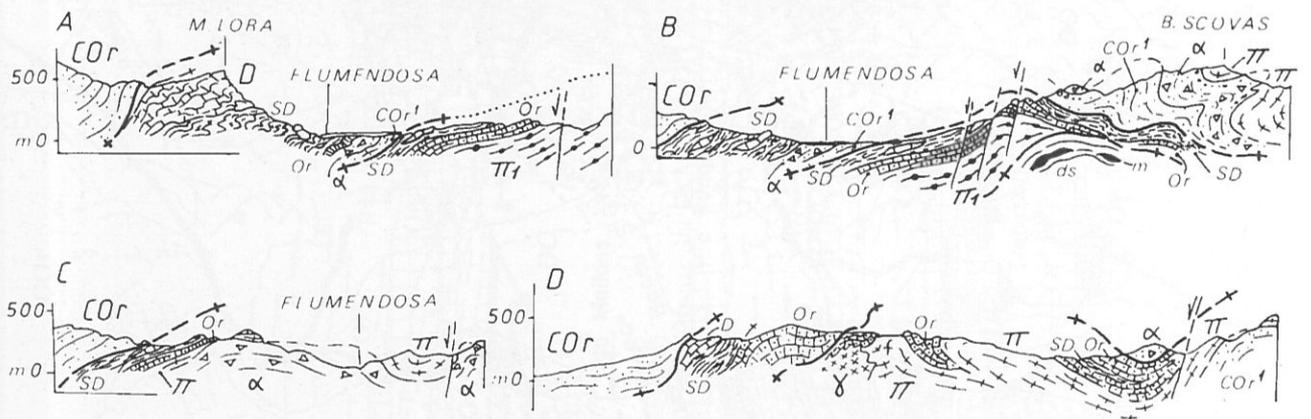


Fig. 3.24 - Carta geologica schematica e sezioni geologiche dell'area di Monte Lora con localizzazione degli stops (da CARMIGNANI et al., 1986b).

Eo: quarziti (Eocene);  $\gamma'$ : principali affioramenti di porfidi acidi;  $\gamma$ : micrograniti leucocratici.

Unita' di Genn' Argiolas: COr: "Arenarie di S. Vito" (Cambriano medio - Ordoviciano inferiore); br: breccie tettoniche poligeniche costituite principalmente da metapeliti nere del Siluriano.

Unita' del Gerrei: D: metacalcari (Devoniano superiore - Carbonifero inferiore), con questo simbolo sono indicate anche le grandi lenti di metacalcari "imballate" nelle metapeliti del Devoniano inferiore e medio; SD: metapeliti con intercalazioni di metacalcari (Devoniano inferiore e medio), argilloscisti carboniosi a graptoliti con intercalazioni di metacalcari scuri, quarziti nere ("Scisti a graptoliti" e "Liditi" Auct.) (Siluriano); Or: metarcose e metarenarie, metasiltiti e metacalcari con brachiopodi, briozoi, etc., (Ordoviciano superiore);  $\pi$ : metarioliti con tessitura occhiadina ("Porfiroidi" Auct.) (Ordoviciano);  $\pi$ : metarioliti con grandi fenocristalli di k-feldspato (Ordoviciano);  $\alpha$ : prodotti metamorfici di vulcaniti rimaneggiate e metavulcaniti da intermedie ad acide (Ordoviciano); COr : metarenarie (Cambriano superiore - Ordoviciano inferiore).

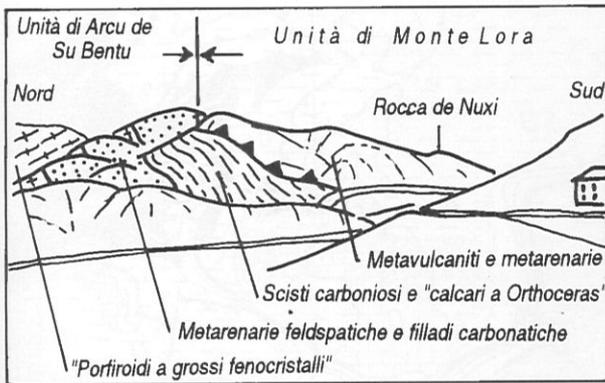


Fig. 3.25 - Panorama del contatto tettonico tra le Unità di Monte Lora e di Arcu de su Bentu (Unità del Gerrei).

Risalendo il fiume Flumendosa per circa 1 km si arriva allo stop successivo.

— Stop 2.9 - *Monte Ferro: successione dello Ordoviciano superiore - Devoniano delle unità tipo Gerrei* (Fig. 3.26) (da CARMIGNANI et al., 1986b).

La successione dello Ordoviciano superiore - Devoniano è illustrata nella sezione di Fig. 3.27. Dal basso verso l'alto è costituita da:

- 1) Porfiroidi;
- 2) metarose;
- 3) metasiltiti fossilifere dell' Ordoviciano Superiore;
- 4) liditi e scisti carboniosi a graptoliti del Siluriano con alla base noduli di fosforite e orizzonti di barite sedimentaria;
- 5) filladi grigie o carbonatiche e calcari nodulari del Devoniano inferiore e medio.

Verso S la successione è completata con i metacalcari del Devoniano superiore - Tournaisiano, che caratterizzano la cornice calcarea di M. Lora, sovrascorsa più a S dalle Arenarie di S. Vito dell'Unità di Genn'Argiolas. Risaliamo la Valle del fiume Flumendosa, rimanendo nelle filladi e metacalcari del Siluriano - Devoniano. Dapprima si effettua una breve deviazione fino al paese di Villasalto successivamente si entra nella valle del Riu Gruppa, fino al nucleo della Antiforme di falde della Bassa Valle del Flumendosa, dove affiorano le unità tettoniche geometricamente più profonde della Sardegna centrale e centro-meridionale.

— Stop 2.10 - *Villasalto. La fascia cataclastico-milonitica alla base dell'accavallamento di Villasalto* (Fig. 3.26; 3.27) (da BARCA et al., 1986a, modificato).

Dalla Valle del Flumendosa si prende la strada per Villasalto che attraversa le successioni carbonatiche devoniane. All'altezza della vecchia miniera Martalai, poche centinaia di metri prima del paese, il contatto tettonico con l'Unità di Genn'Argiolas è marcato da una fascia di

cataclasi formate essenzialmente a spese di metapelitiche siluriane, potente un centinaio di metri. All'interno della cataclasi si possono osservare scaglie di Arenarie di S. Vito provenienti dall'unità sovrascorsa e lenti boudinate di calcari devoniani. In panorama verso NE si può osservare il considerevole spessore di cataclasi ed una di queste scaglie di maggiori dimensioni: il M. Atzeri (Fig. 3.28), costituito da Arenarie di S. Vito. In questo tratto la superficie di accavallamento è molto inclinata e tende, localmente, a rovesciarsi. I lavori minerari hanno messo in evidenza come verso N la sua inclinazione diminuisca fino a diventare suborizzontale.

Da Villasalto si riscende per la stessa strada verso la Valle del Flumendosa e, superato il fiume, si entra nella Valle del Riu Gruppa.

— Stop 2.11 - *Valle di Riu Gruppa: marmi e filladi dell'Unità di Castello Medusa e strutture deformative associate* (Fig. 3.29; 3.30) (da CARMIGNANI et al., 1986b, modificato). (Carosi R. Gattiglio M. & Oggiano G).

Lungo la valle del Riu Gruppa, in una culminazione assiale dell'Antiforme regionale della Bassa Valle del Flumendosa, affiora l'unità più profonda di questa area (Unità di Riu Gruppa; CARMIGNANI et al., 1979a; 1982; CAROSI et al., 1991a; GATTIGLIO & OGGIANO, 1991) correlata con l'Unità di Castello Medusa.

Sulla destra orografica della valle, in un piccolo taglio di cava, affiorano metasiltiti nerastre, calcescisti e marmi con rari resti di crinoidi che rappresentano le coperture del Siluriano - Devoniano di questa unità.

Secondo CARMIGNANI et al. (1986b), CAROSI et al. (1991a), GATTIGLIO & OGGIANO (1990, 1991) la successione dell'Unità di Castello Medusa mostra strette analogie con le successioni litostratigrafiche delle unità di basso grado della Sardegna centro meridionale ed avrebbe quindi un'età compresa tra il Cambriano ed il Devoniano.

Le sovrastanti Unità del Gerrei, in contatto tettonico con l'Unità di Castello Medusa, sono visibili sul lato opposto della valle, dove, al di sopra dei marmi affiorano i porfiroidi, che costituiscono l'aspra parete rocciosa, ricoperti dalle formazioni fossilifere dell'Ordoviciano superiore e del Siluriano (Fig. 3.30).

Nell'Unità di Castello Medusa la deformazione ed il metamorfismo sono nettamente maggiori rispetto alle sovrastanti Unità del Gerrei. Stime di temperatura effettuate con il geotermometro calcite/dolomite forniscono valori intorno a 320 °C (CAROSI et al., 1991a) in accordo con le stime effettuate con il metodo della cristallinità dell'illite che per queste metamorfite danno valori riferibili all'epizona (FADDA et al., 1991).

La deformazione di questa unità tettonica è complessa ed è caratterizzata dallo sviluppo di più eventi deformativi e la foliazione principale osservabile all'affioramento è

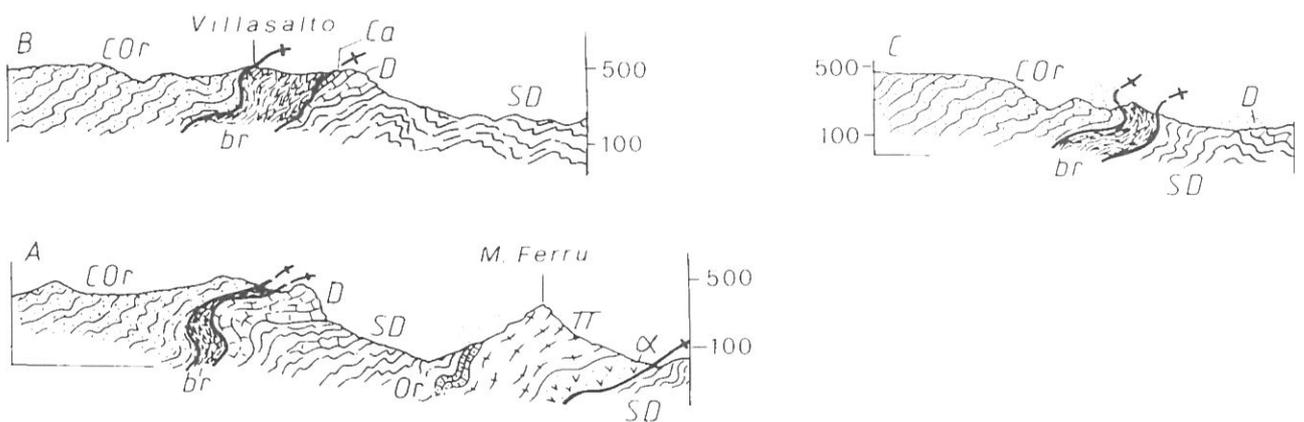
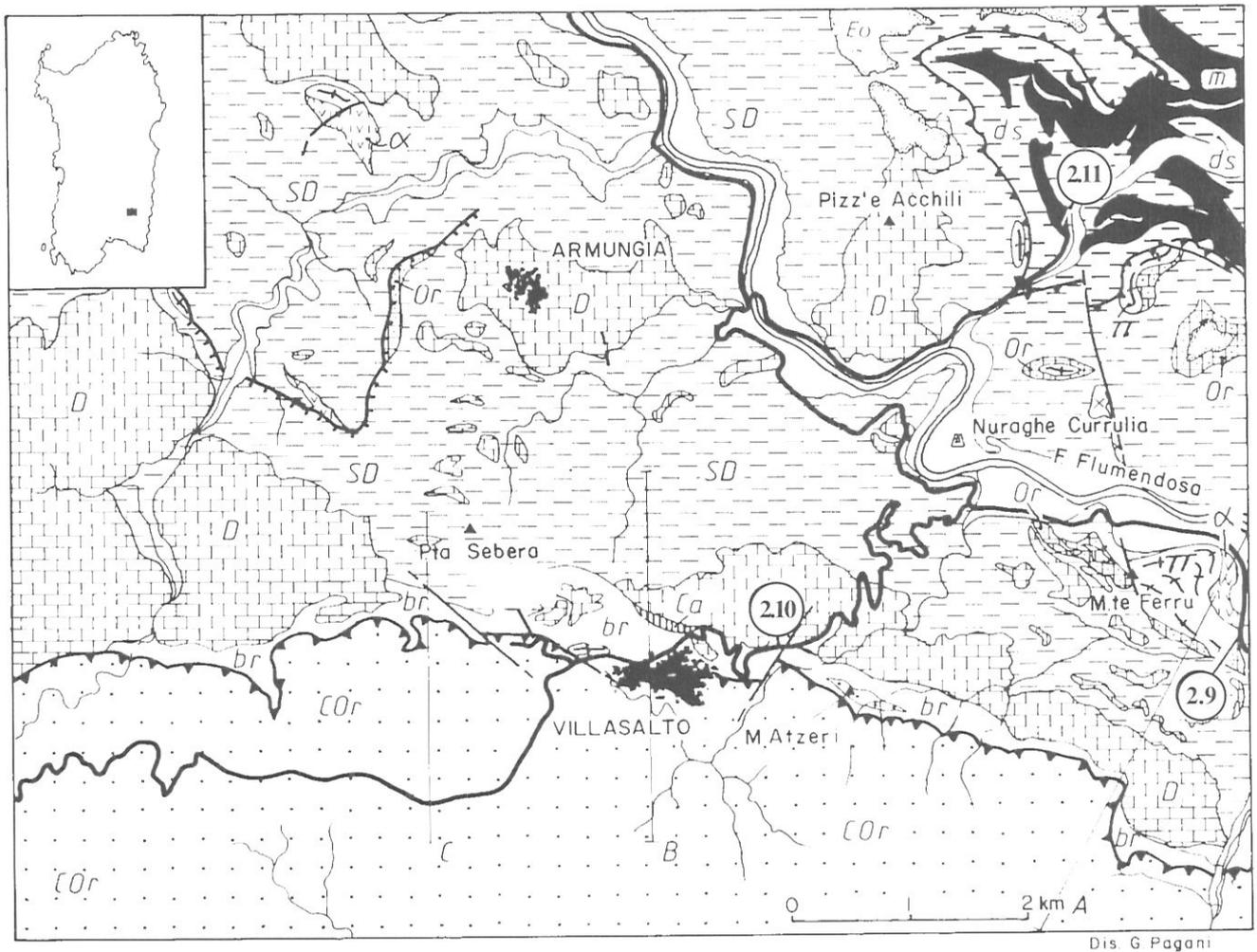


Fig.3.26 - Carta geologica schematica e sezioni geologiche dell'area di Villasalto con localizzazione degli stop (da BARCA et al., 1986a).

Eo: depositi eocenici.

Unità di Genn'Argiolas: COr: "Arenarie di S. Vito" (Cambriano medio - Ordoviciano inferiore); br: breccie tettoniche poligeniche costituite principalmente da metapeliti nere del Siluriano.

Unità del Gerrei: Ca: metaconglomerati (Carbonifero inferiore); D: metacalcari (Devoniano superiore - Carbonifero inferiore), con questo simbolo sono indicate anche le grandi lenti di metacalcari "imballate" nelle metapeliti del Devoniano inferiore e medio; SD: metapeliti con intercalazioni di metacalcari (Devoniano inferiore e medio), argilloscisti carbonatici a graptoliti con intercalazioni di metacalcari scuri, quarziti nere ("Scisti a graptoliti" e "Liditi" Auct.) (Siluriano); Or: metarenarie con brachiopodi, briozoi, etc., metarose e metarenarie (Ordoviciano superiore);  $\pi$ : metarioliti con tessitura occhiadina ("Porfiroidi" Auct.) (Ordoviciano);  $\alpha$ : prodotti metamorfici di vulcaniti rimaneggiate e metavulcaniti da intermedie ad acide (Ordoviciano).

Unità di Castello Medusa: m: marmi e calcescisti (? Devoniano); ds: filladi e metarenarie (? Ordoviciano superiore - ? Devoniano).

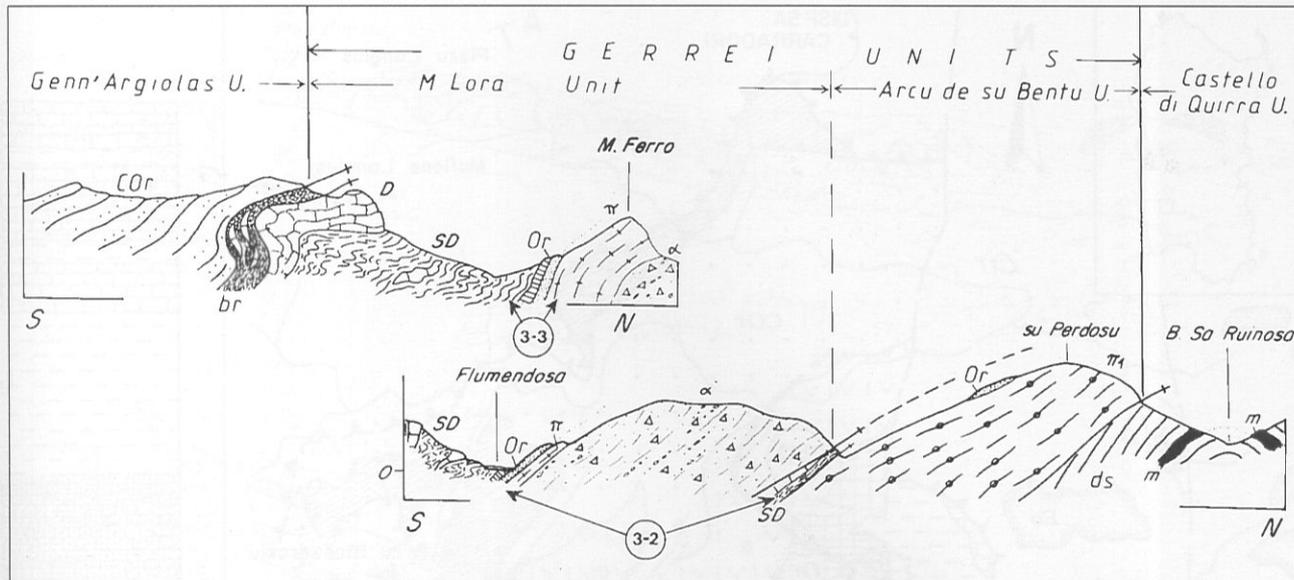


Fig. 3.27 - Sezioni geologiche attraverso la bassa valle del Flumendosa con localizzazione degli stop (da CARMIGNANI et al., 1982b).

*Unità di Genn'Argiolas*: CO<sub>r</sub>: "Arenarie di S. Vito" (Cambriano medio - Ordoviciano inferiore); br: breccie tettoniche poligeniche costituite principalmente da metapeliti nere del Siluriano.

*Unità del Gerrei*: D: metacalcari (Devoniano superiore - Carbonifero inferiore); SD: metapeliti con intercalazioni di metacalcari (Devoniano inferiore e medio), argilloscisti carbonatici a graptoliti con intercalazioni di metacalcari scuri, quarziti nere ("Scisti a graptoliti" e "Liditi" Auct.) (Siluriano); Or: metarose, metacalcari con brachiopodi, briozoi, etc., (Ordoviciano superiore); π: metarioliti con tessitura occhiadina ("Porfiroidi" Auct.) (Ordoviciano); α: metarioliti con grandi fenocristalli di k-feldspato (Ordoviciano); α: prodotti metamorfici di vulcaniti rimaneggiate e metavulcaniti da intermedie ad acide (Ordoviciano).

*Unità di Castello Medusa*: m: marmi e calcescisti (?Devoniano); ds: filladi e metarenarie (?Ordoviciano superiore - ?Devoniano).

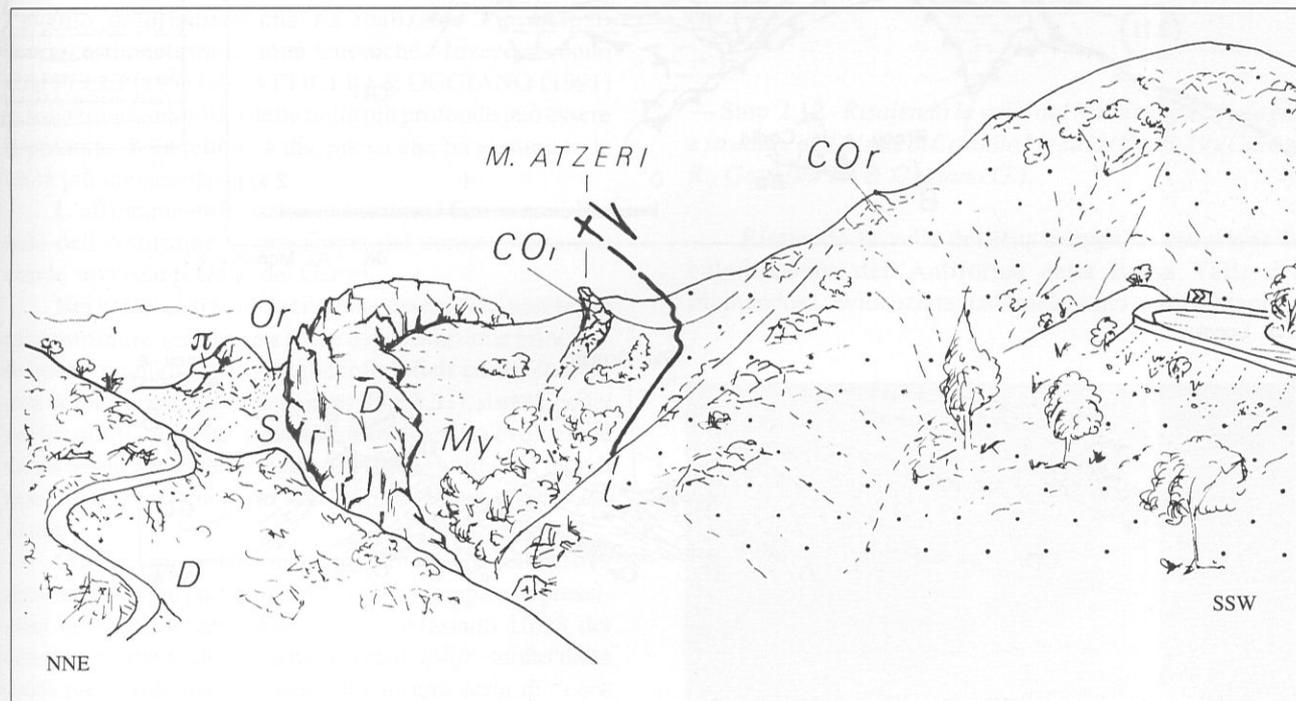


Fig. 3.28 - Panorama dell'Accavallamento di Villasalto nella zona di M. Atzeri.

*Unità di Genn'Argiolas*: CO<sub>r</sub>: "Arenarie di S. Vito" (Cambriano medio - Ordoviciano inferiore); My: breccie tettoniche poligeniche costituite principalmente da metapeliti nere del Siluriano.

*Unità del Gerrei*: D: metacalcari (Devoniano superiore - Carbonifero inferiore); SD: metapeliti con intercalazioni di metacalcari (Devoniano inferiore e medio), argilloscisti carbonatici a graptoliti con intercalazioni di metacalcari scuri, quarziti nere ("Scisti a Graptoliti" e "Liditi" Auct.) (Siluriano); Or: metarose, metacalcari con brachiopodi, briozoi, etc., (Ordoviciano superiore); π: metarioliti con tessitura occhiadina ("Porfiroidi" Auct.) (Ordoviciano).

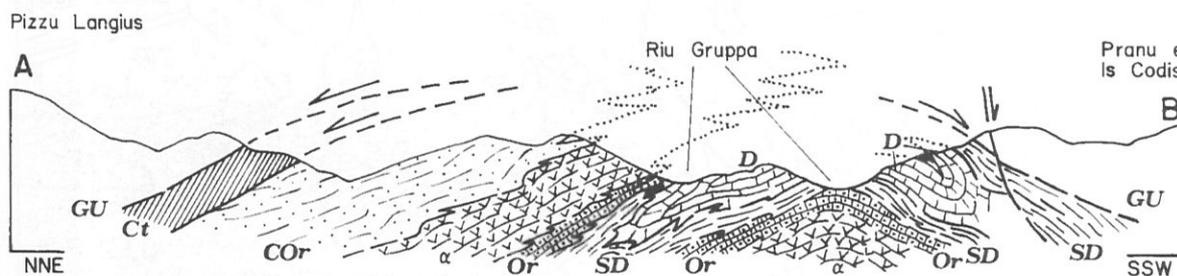
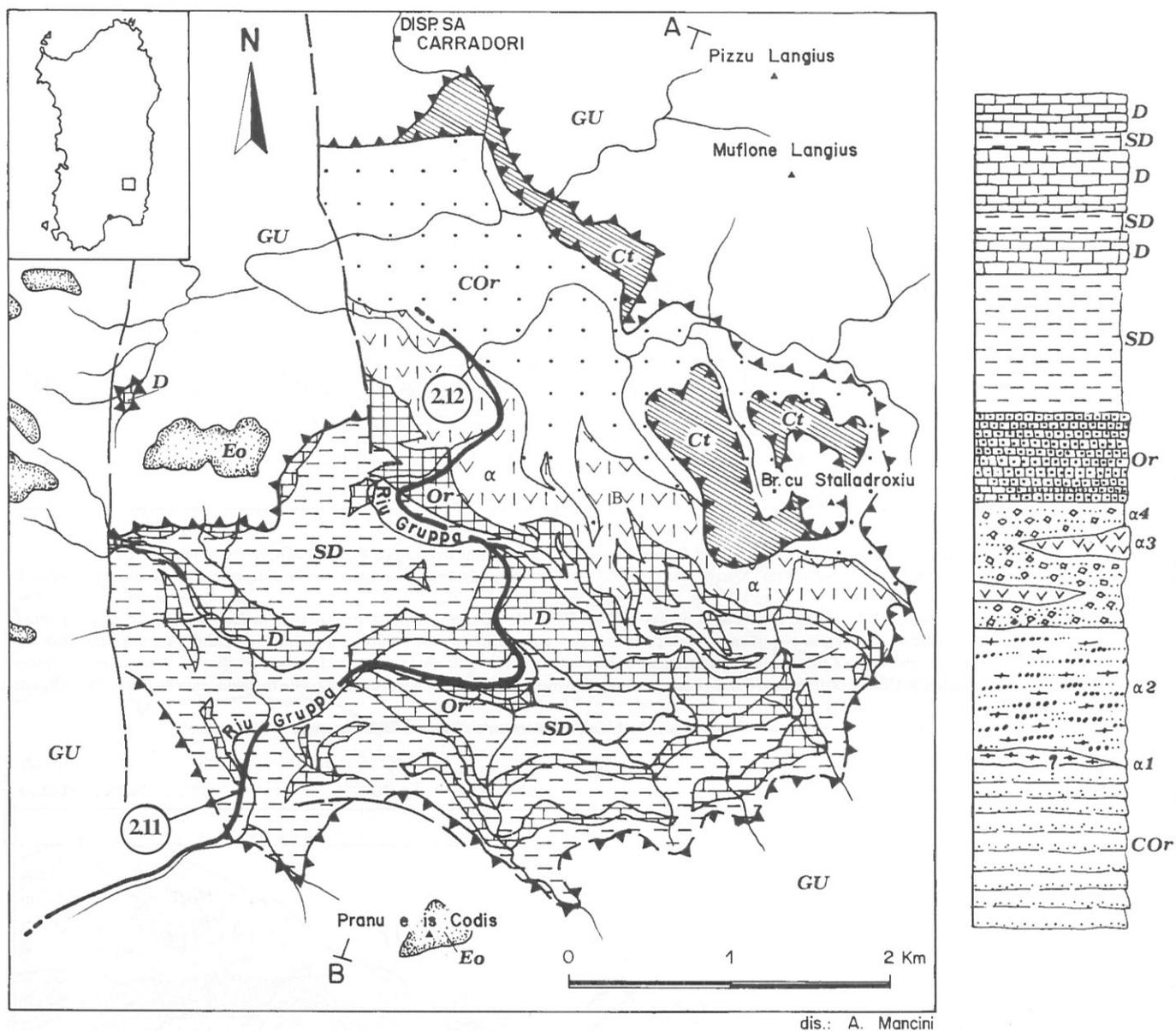


Fig. 3.29 - Carta geologica schematica, profilo e successione (in scala per la sola parte sovrastante le metarenarie cambriane) dell'Unità di Castello Medusa affiorante nella finestra tettonica di Riu Grappa (da GATTIGLIO & OGGIANO, 1991).

Sedimenti post-ercinici: Eo: Arenarie e conglomerati (Eocene).

Unità del Gerrei: GU: Sequenza vulcano-sedimentaria comprensiva di Cambriano superiore - Carbonifero inferiore.

Unità di Castello Medusa: SD: Metapeliti nere (?Siluriano-?Devoniano); D: Marmi e calcescisti (Devoniano); Or: Metarose, metarenarie e metasiltiti (?Ordoviciano superiore);  $\alpha_3$ : Metavulcaniti intermedio-basiche;  $\alpha_4$ : Prodotti metamorfici del rimaneggiamento di originarie vulcaniti di composizione intermedia e metagrovacche carbonatiche;  $\alpha_2$ : Metavulcanoclastiti e metaconglomerati ad elementi di lave acide;  $\alpha_1$ : Metarioliti africane (?Ordoviciano medio); Cor: Metarenarie micacee, quarziti e metasiltiti (?Cambriano superiore-?Ordoviciano inferiore).

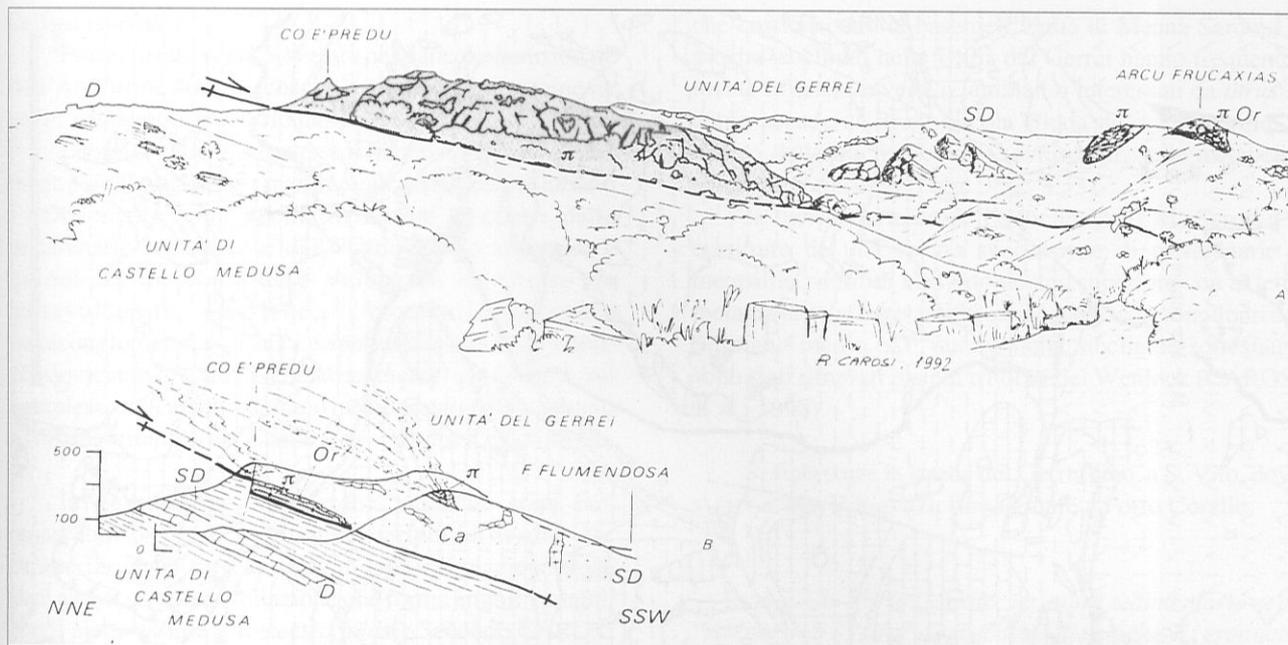


Fig.3.30 - Panorama (a) e sezione schematica (b) del versante sinistro del Riu Grappa con sovrascorrimento delle Unità del Gerrei sull'Unità di Castello Medusa (da dati editi e inediti di Carosi R., Gattiglio M., Oggiano G.)

Unità del Gerrei:  $\pi$ : Porfiroidi (Ordoviciano medio); Or: Metarenarie e metasiltiti fossilifere (Ordoviciano superiore); SD: Metasiltiti e metapeliti carboniose con lenti di calcare (Ca) (Siluriano-Devoniano).

Unità di Castello Medusa: SD Metasiltiti e metapeliti carboniose (?Siluriano-?Devoniano); D: Marmi e calcescisti (Devoniano).

una foliazione composita. Secondo CAROSI et al. (1991a; b) tale foliazione composita può essere correlata con l'evento deformativo che ha realizzato i principali sovrascorrimenti tra le unità tettoniche. Invece secondo CAPPELLI (1991) e GATTIGLIO & OGGIANO (1991) la foliazione composita delle unità più profonde può essere il prodotto della tettonica distensiva che ha riesumato le unità più metamorfiche.

L'affioramento in esame è ubicato sul fianco meridionale dell'Antiforme in prossimità del contatto tettonico con le sovrastanti Unità del Gerrei.

Nei calcescisti sono facilmente osservabili numerose microstrutture realizzate a spese della foliazione principale quali: piani di taglio, pieghe intrafoliali asimmetriche, *extensional crenulation cleavages* (Fig. 3.31), sistemi code/porfiroclasti, etc. che potrebbero indicare un'evoluzione da un ambiente di deformazione di tipo duttile ad uno di tipo fragile, entrambi con senso di movimento *top to the South*.

Queste strutture, connesse alla tettonica distensiva *post-nappe*, sono particolarmente ben sviluppate in prossimità del contatto tettonico con le sovrastanti Unità del Gerrei e testimoniano il generalizzato *uplift* subito dalle unità più profonde ora affioranti in una serie di "core complex" nelle culminazioni assiali dell'Antiforme del Flumendosa (CARMIGNANI et al. 1991, CAPPELLI, 1991).

Proseguendo lungo la strada del Riu Grappa si incontra una piccola coltivazione mineraria dove filoni gabbro-

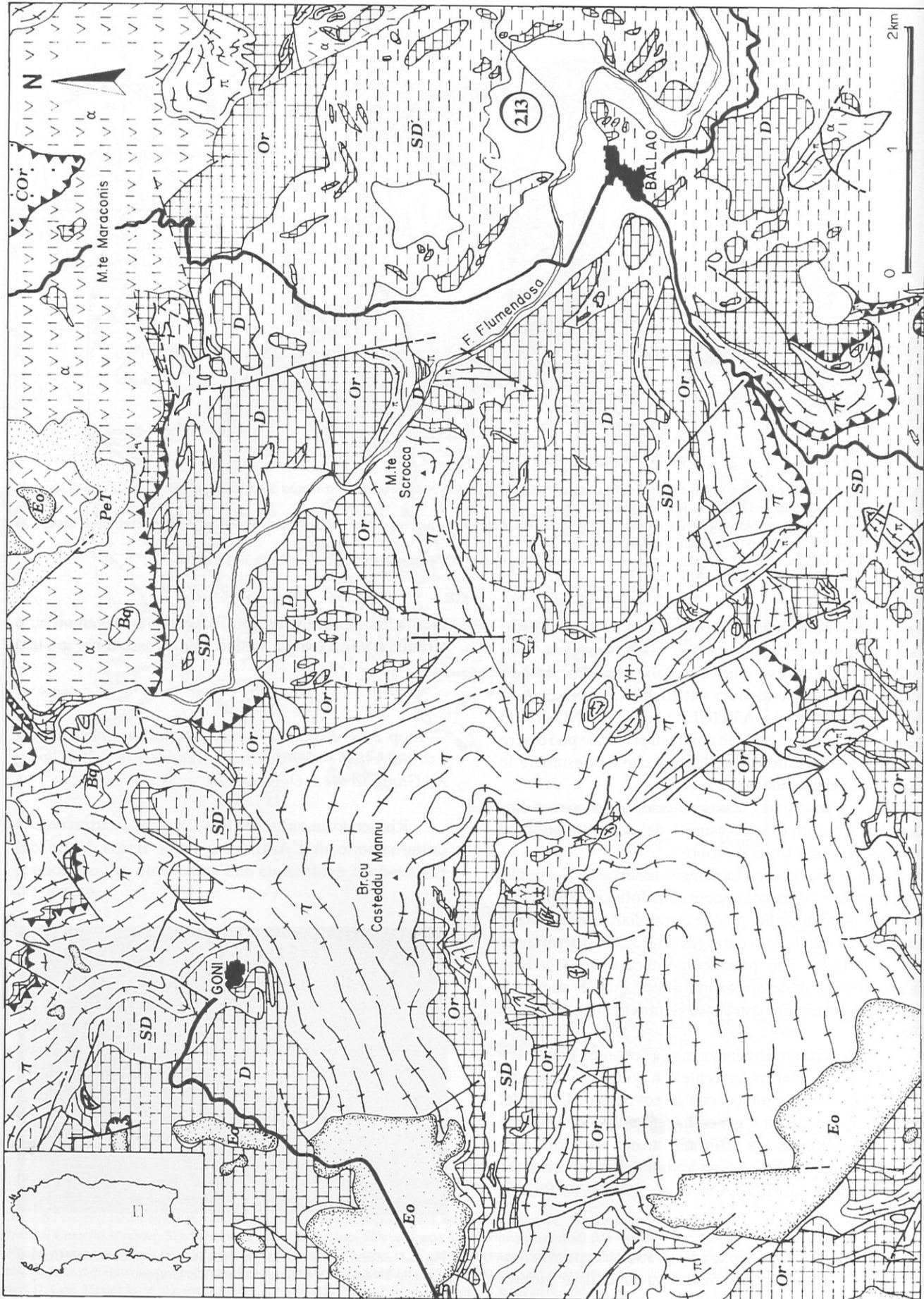
dioritici hanno intruso i marmi inducendo un metamorfismo termico a wollastonite, vesuvianite, grossularite, granato ecc.

— Stop 2.12 - Risalendo la valle del Riu Grappa: litologie e strutture dell'Unità di Castello Medusa (Fig.3.29) (Carosi R., Gattiglio M. & Oggiano G.).

Risalendo la valle del Riu Grappa, si attraversa la culminazione dell'Antiforme della Bassa Valle del Flumendosa, evidenziata dall'andamento sub-orizzontale



Fig. 3.31 - Shear bands nei calcescisti della parte sommitale dell'Unità di Castello Medusa nell'affioramento del Riu Grappa.



della scistosità.

Proseguendo verso N si entra nel fianco settentrionale dell'Antiforme dove la scistosità immerge costantemente verso i quadranti settentrionali.

Lungo la valle si attraversa il fianco rovesciato di una mega piega anticlinale: i marmi e calcescisti del ?Siluriano - ?Devoniano sono geometricamente ricoperti dalle metarenarie e metarose dell'Ordoeviano superiore e quindi da un complesso vulcanico costituito da metavulcaniti basiche, metavulcanoclastiti, metaconglomerati vulcanici e sporadiche metarioliti dell'Ordoeviano medio. Geometricamente sovrastanti sul complesso vulcanico affiorano infine metarenarie, quarziti e filladi attribuibili al ?Cambriano - ?Ordoeviano inferiore.

In quest'ultima formazione arenacea sono ben osservabili pieghe decimetriche riferibili all'evento  $D_2$ , caratterizzate da forti variazioni della orientazione degli assi, associate ad una foliazione che forma angoli variabili con il piano assiale (*transected folds*). Secondo CAROSI & PERTUSATI (1990) queste pieghe sono caratteristiche di un regime deformativo non-coassiale legato all'evento  $D_2$ .

La formazione arenacea è tettonicamente ricoperta dalle Unità del Gerrei; il contatto tettonico marcato in questa area da larghe fasce cataclastico-milonitiche taglia la megapiega anticlinale; le sovrastanti Unità del Gerrei quindi giacciono tettonicamente su tutte le formazioni dell'Unità di Castello Medusa.

Si torna indietro e uscendo dalla Valle del Riu Gruppa si percorre nuovamente la strada del Gerrei fino a Ballao, attraversando le formazioni siluriano-devoniane delle Unità del Gerrei. Superato il paese di Ballao e il ponte sul F. Flumendosa, si prende, sulla destra, la strada per il Rio Stanali.

—Stop 2.13 - *Strada per Rio Stanali: visione panoramica di una sezione di megapieghe rovesciate nelle Unità del Gerrei (Figg. 3.32; 3.33) (da CARMIGNANI et al., 1986b, modificato).*

Lo schizzo panoramico, le sezioni di Fig. 3.33 e lo schema geologico di Fig. 3.32 mostrano chiaramente lo stile strutturale a pieghe isoclinali rovesciate verso S e SW, ripiegate in antiformi e sinformi assieme alle sovrastanti unità tettoniche.

La sezione A-B della Fig. 3.33 mostra che, poco a N di Ballao, le successioni del Gerrei sono sovrascorse dalle metarenarie cambro-ordoeviane ("Arenarie di Solanas")

che costituiscono la base dell'Unità di Meana Sardo. Le pieghe isoclinali nelle Unità del Gerrei hanno frequentemente i fianchi inversi o laminati o interessati da *thrusts*, come accade al Br.cu Nicola Bidda dove i porfiroidi a nucleo dell'anticlinale sono sovrascorsi sulle metapeliti siluriane sottostanti (Figg. 3.32; 3.33).

Il fianco normale dell'anticlinale di M. Scrocca è costituito da una spessa successione di metarenarie e metasiltiti riferibili all'Ordoeviano superiore con al tetto metagrovacche e metasiltiti carbonatiche con conodonti del Siluriano medio. Al nucleo della sinclinale sottostante sono stati ritrovati resti di trilobiti del Wenlock (CAROSI et al., 1990).

Si ripercorre la strada del Gerrei fino a S. Vito, dove si devia per Villaputzu fino al mare a Porto Corallo.

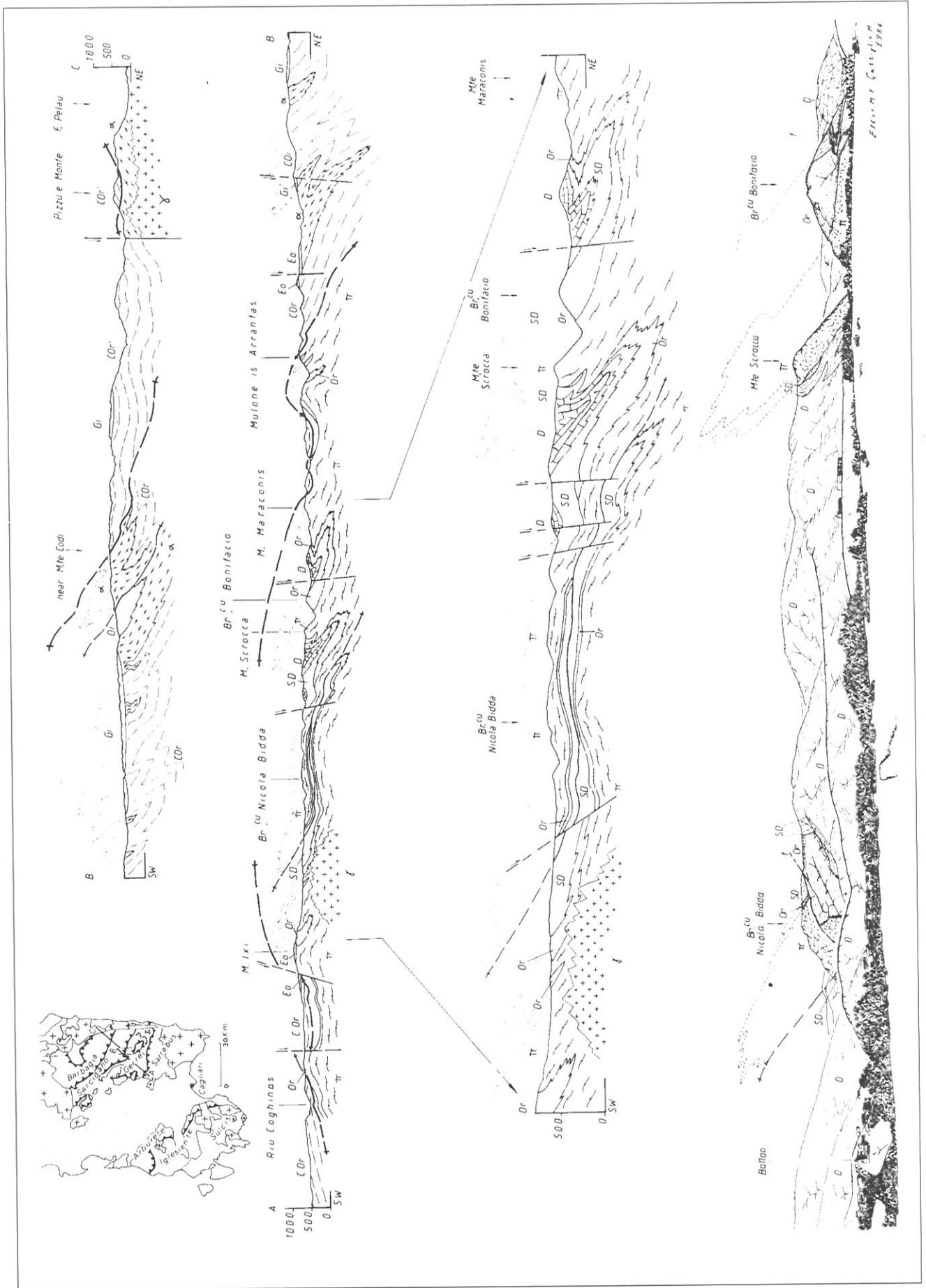
—Stop 2.14 - *Porto Corallo: strutture sedimentarie nelle "Arenarie di S. Vito" e vergenza delle pieghe  $F_1$  erciniche (Fig. 3.34) (da CARMIGNANI et al., 1986b).*

L'affioramento lungo la stretta fascia di costa tra Porto Corallo e Punta su Tramatzu mostra numerose strutture sedimentarie come laminazione incrociata, ben sviluppati *flute-casts* etc. (Figg. 3.34 e 3.35) che evidenziano una stratificazione rovesciata per almeno 800 m. La geometria delle pieghe e le relazioni tra scistosità  $S_1$  e stratificazione, sia nel fianco normale (affiorante sulla parte alta della costa a Br.cu e Mesu) che nel fianco rovescio indicano chiaramente che le strutture sono rovesciate verso W (v. sezione nella Fig. 3.34).

—Stop 2.15 - *Nuraghe su Franzesu: sovrascorrimento dell'Unità di Genn'Argiolas sulle Unità del Gerrei e tettonica polifasica mesoscopica (Fig. 3.34) (da CARMIGNANI et al., 1986b, modificato).*

Lungo la costa tra Torre Motta fino a Costa su Franzesu, affiora una sottile fascia di metavulcaniti, metavulcanoclastiti e metaconglomerati ordoeviani al di sotto delle "Arenarie di S. Vito". A Nuraghe su Franzesu, l'Unità di Genn'Argiolas sovrascorre sulle Unità del Gerrei. Appena superata la superficie di sovrascorrimento, marcata da una fascia cataclastica (Fig. 3.36), entriamo nella successione di filladi talvolta carboniose e sottili intercalazioni di filladi marnose e metacalcari del Devoniano inferiore - medio. Nella fascia cataclastica sono presenti strutture S-C che indicano un movimento dell'unità superiore verso W-NW.

Fig. 3.32 - Carta geologica schematica dei dintorni di Ballao (in base a dati editi e inediti di Carosi R., Elter F.M., Pertusati P.C.). Q: depositi quaternari; Bq: basalti alcalini plio-pleistocenici; Eo: arenarie quarzitiche e conglomerati (Eocene);  $\gamma$ : porfidi tardoercinici. *Unità di Meana Sardo*: CO: "Arenarie di Solanas" (Cambriano medio - Ordoeviano inferiore);  $\alpha$ : metavulcaniti acide e prodotti metamorfici di vulcaniti rimaneggiate (Ordoeviano); *Unità del Gerrei*: D: principali lenti di metacalcari devoniani; SD: metapeliti carboniose a graptoliti e quarziti nere ("Scisti a graptoliti" e "Liditi" Auct., Siluriano) con principali lenti di metacalcari (stesso simbolo di D); Or: metarose e metarenarie, metasiltiti e metacalcari con brachiopodi, briozoi etc. e metavulcaniti basiche (Ordoeviano superiore);  $\pi$ : metarioliti con tessitura occhiadina ("Porfiroidi" Auct.) (Ordoeviano).



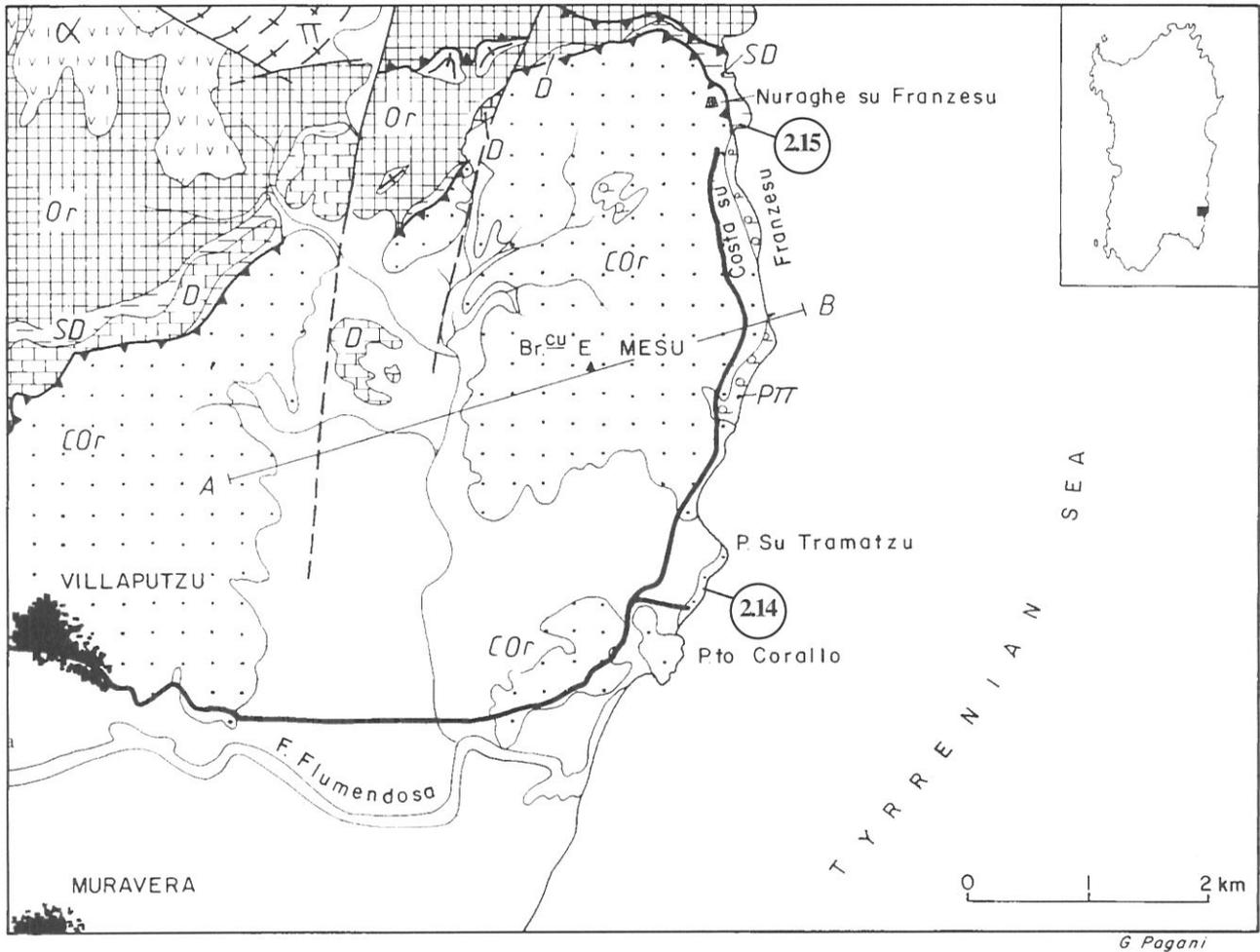
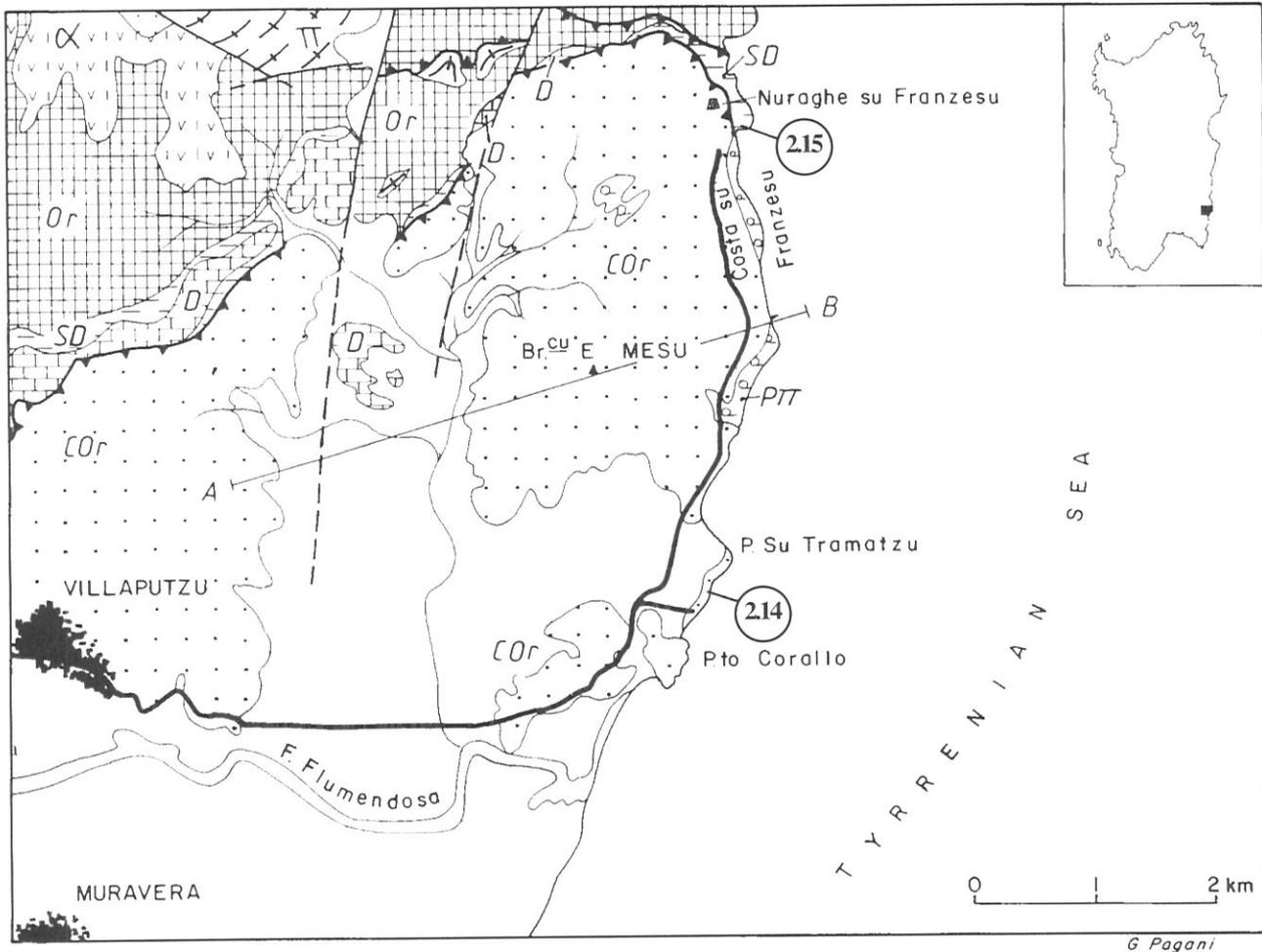


Fig. 3.34 - Carta geologica schematica e sezione geologica dell'area di Villaputzu con localizzazione degli stop (da CARMIGNANI et al., 1986b).  
 Unità di Genn' Argiolas: PTT: metarioliti e prodotti metamorfici di vulcaniti rimaneggiate (Ordoviciano); COr: "Arenarie di S. Vito" (Cambriano medio - Ordoviciano inferiore).  
 Unità del Gerrei: D: metacalcari (Devoniano); SD: metapeliti con intercalazioni di metacalcari (Devoniano inferiore e medio), argilloscisti carboniosi a graptoliti con intercalazioni di metacalcari scuri, quarziti nere ("Scisti a graptoliti" e "Liditi" Auct.) (Siluriano); Or: metarenarie e metarcose (Ordoviciano superiore);  $\alpha$ : metavulcaniti da acide a intermedie (Ordoviciano);  $\pi$ : metarioliti con tessitura occhiadina ("Porfiroidi" Auct.).

Fig. 3.33 - Nella parte bassa è rappresentata la panoramica dei monti vicino a Ballao dallo stop 2.13 e la sezione geologica dell'area rappresentata nella panoramica; nella parte alta le sezioni A-B e B-C delle unità alloctone della Sardegna centrale indicate nell'allegato schema strutturale (da CARMIGNANI et al., 1986b).

Eo: quarziti (Eocene); Gi: calcari e dolomie (Giurassico);  $\gamma$ : granitoidi tardoercinici.  
 Complesso Metamorfico di Basso Grado della Barbagia: COr: metarenarie e filladi ("Postgotlandiano" Auct.) (? Cambriano - ? Ordoviciano inferiore).  
 Unità di Meana Sardo: Or: metarcose e metarenarie con brachiopodi, briozoi etc. (Ordoviciano superiore);  $\alpha$ : Formazioni di Monte Corte Cerbos, Manixeddu e Serra Tonnai: metarioliti, prodotti metamorfici di vulcaniti rimaneggiate, metavulcaniti con caratteri chimici intermedi (metandesiti) (Ordoviciano); Cor: "Arenarie di Solanas" (Cambriano medio - Ordoviciano inferiore).  
 Unità del Gerrei: D: metacalcari (Siluriano medio - Devoniano superiore); SD: metapeliti con intercalazioni di metacalcari (Devoniano inferiore e medio), argilloscisti carboniosi a graptoliti con intercalazioni di metacalcari scuri, quarziti nere ("Scisti a graptoliti" e "Liditi" Auct.) (Siluriano); Or: metarcose, quarziti e metarenarie, metasiltiti e metacalcari con brachiopodi, briozoi, etc., (Ordoviciano superiore);  $\pi$ : metarioliti con tessitura occhiadina ("Porfiroidi" Auct.) e metarioliti con grandi fenocristalli di k-feldspato (Ordoviciano). Vicino Monte Maraonis questo simbolo è comprensivo di prodotti metamorfici di vulcaniti acide rimaneggiate (Ordoviciano).



G. Pagani

Fig. 3.34 - Carta geologica schematica e sezione geologica dell'area di Villaputzu con localizzazione degli stop (da CARMIGNANI et al., 1986b).  
 Unità di Genn'Argiolas: PTT: metarioriti e prodotti metamorfici di vulcaniti rimaneggiate (Ordoviciano); COr: "Arenarie di S. Vito" (Cambriano medio - Ordoviciano inferiore).  
 Unità del Gerrei: D: metacalcari (Devoniano); SD: metapeliti con intercalazioni di metacalcari (Devoniano inferiore e medio), argilloscisti carboniosi a graptoliti con intercalazioni di metacalcari scuri, quarziti nere ("Scisti a graptoliti" e "Liditi" Auct.) (Siluriano); Or: metarenarie e metarcose (Ordoviciano superiore);  $\alpha$ : metavulcaniti da acide a intermedie (Ordoviciano);  $\pi$ : metarioriti con tessitura occhiadina ("Porfiroidi" Auct.).

Fig. 3.33 - Nella parte bassa è rappresentata la panoramica dei monti vicino a Ballao dallo stop 2.13 e la sezione geologica dell'area rappresentata nella panoramica; nella parte alta le sezioni A-B e B-C delle unità alloctone della Sardegna centrale indicate nell'allegato schema strutturale (da CARMIGNANI et al., 1986b).

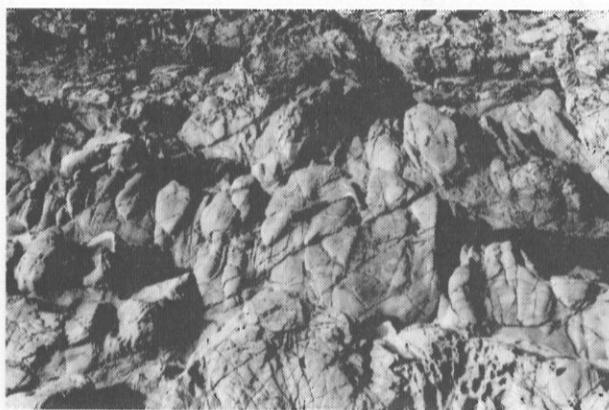
Eo: quarziti (Eocene); Gi: calcari e dolomie (Giurassico);  $\gamma$ : granitoidi tardoercinici.

Complesso Metamorfico di Basso Grado della Barbagia: COr: metarenarie e filladi ("Postgotlandiano" Auct.) (? Cambriano - ? Ordoviciano inferiore).  
 Unità di Meana Sardo: Or: metarcose e metarenarie con brachiopodi, briozoi etc. (Ordoviciano superiore);  $\alpha$ : Formazioni di Monte Corte Cerbos, Manixeddu e Serra Tonnai: metarioriti, prodotti metamorfici di vulcaniti rimaneggiate, metavulcaniti con caratteri chimici intermedi (metandesiti) (Ordoviciano); COr: "Arenarie di Solanas" (Cambriano medio - Ordoviciano inferiore).

Unità del Gerrei: D: metacalcari (Siluriano medio - Devoniano superiore); SD: metapeliti con intercalazioni di metacalcari (Devoniano inferiore e medio), argilloscisti carboniosi a graptoliti con intercalazioni di metacalcari scuri, quarziti nere ("Scisti a graptoliti" e "Liditi" Auct.) (Siluriano); Or: metarcose, quarziti e metarenarie, metasiltiti e metacalcari con brachiopodi, briozoi, etc., (Ordoviciano superiore);  $\pi$ : metarioriti con tessitura occhiadina ("Porfiroidi" Auct.) e metarioriti con grandi fenocristalli di k-feldspato (Ordoviciano). Vicino Monte Maraconis questo simbolo è comprensivo di prodotti metamorfici di vulcaniti acide rimaneggiate (Ordoviciano).



a



b

Fig. 3.35 a,b - Strutture sedimentarie nelle Arenarie di S. Vito a Porto Corallo; a: convolute laminations; b: flute casts

Lungo la costa l'erosione selettiva sulle litologie devoniane ha messo in evidenza la geometria delle pieghe non cilindriche riferibili all'evento  $D_1$ , evidenziate da rapporti ad alto angolo tra scistosità e stratificazione, e i complessi patterns di interferenza tra queste e gli eventi plicativi successivi. In particolare sono evidenti pieghe  $D_2$  con assi circa E-W e piani assiali molto inclinati, marcati da un *crenulation cleavage* poco sviluppato. I patterns di interferenza tra queste e le pieghe dell'evento  $D_1$  ad assi prevalentemente N-S e *slaty cleavage* di piano assiale poco inclinato sono prevalentemente del tipo 2 e 3 (RAMSAY, 1967).

#### SARCIDANO - BARBAGIA

A cura: CAROSI R., CHERCHI G.P., GATTIGLIO M., MUSUMECI G., OGGIANO G., SARRIA E. & SERRI R.

Percorriamo la valle del F. Flumendosa lungo la strada del Gerrei fino a Ballao. Lungo la strada affiorano per lo più formazioni siluriano-devoniane. Superato l'abitato di Ballao, attraversiamo le formazioni siluriano-devoniane affioranti tra Br. cu Bonifacio e M. Maraconis. Lungo la strada che sale verso il passo di M. Maraconis, attraversiamo le metavulcaniti e le metavulcanoclastiti ordoviciane affioranti a nucleo di anticlinali  $F_1$  le più settentrionali delle Unità del Gerrei lungo questa trasversale.

Oltre il passo di M. Maraconis, entriamo nell'Unità di Meana Sardo, rappresentata dalla sua formazione più antica: le "Arenarie di Solanas" (Cambriano medio - Ordoviciano inferiore), che in questa area sono intruse da numerosi filoni di metadoleriti ad affinità WPB. Lungo il taglio stradale, alcune centinaia di metri prima dello stop successivo, affiora uno dei suddetti corpi filoniani.

Lungo la strada, il contatto tettonico con le Unità del Gerrei è nascosto dai depositi permiani. Sulla sinistra, dopo il passo, appena pochi metri sopra la strada, alcuni livelli di rioliti sono intercalati con le arenarie siltose rosse permiane (CARMIGNANI et al., 1986d).

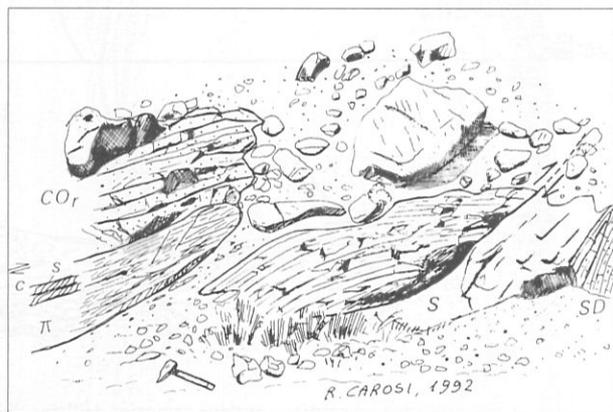


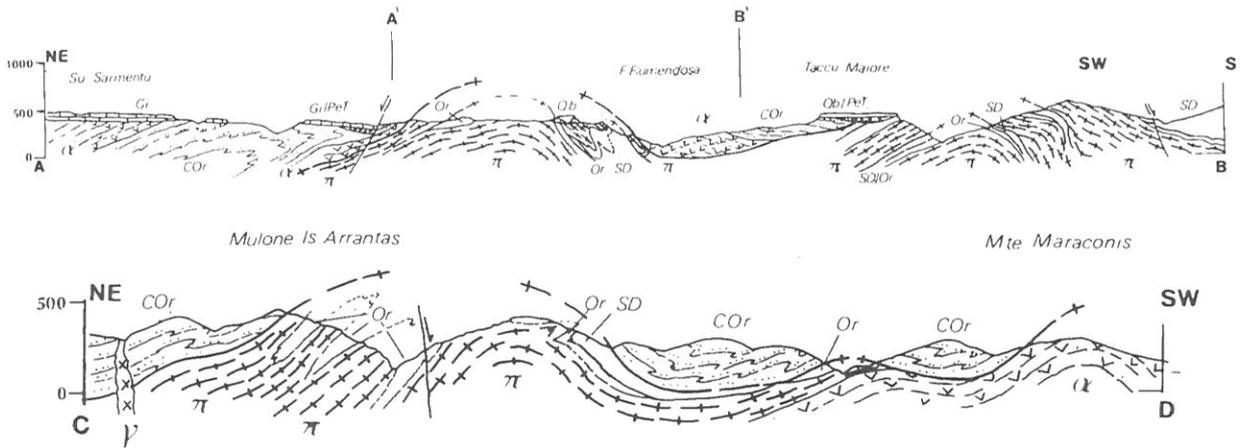
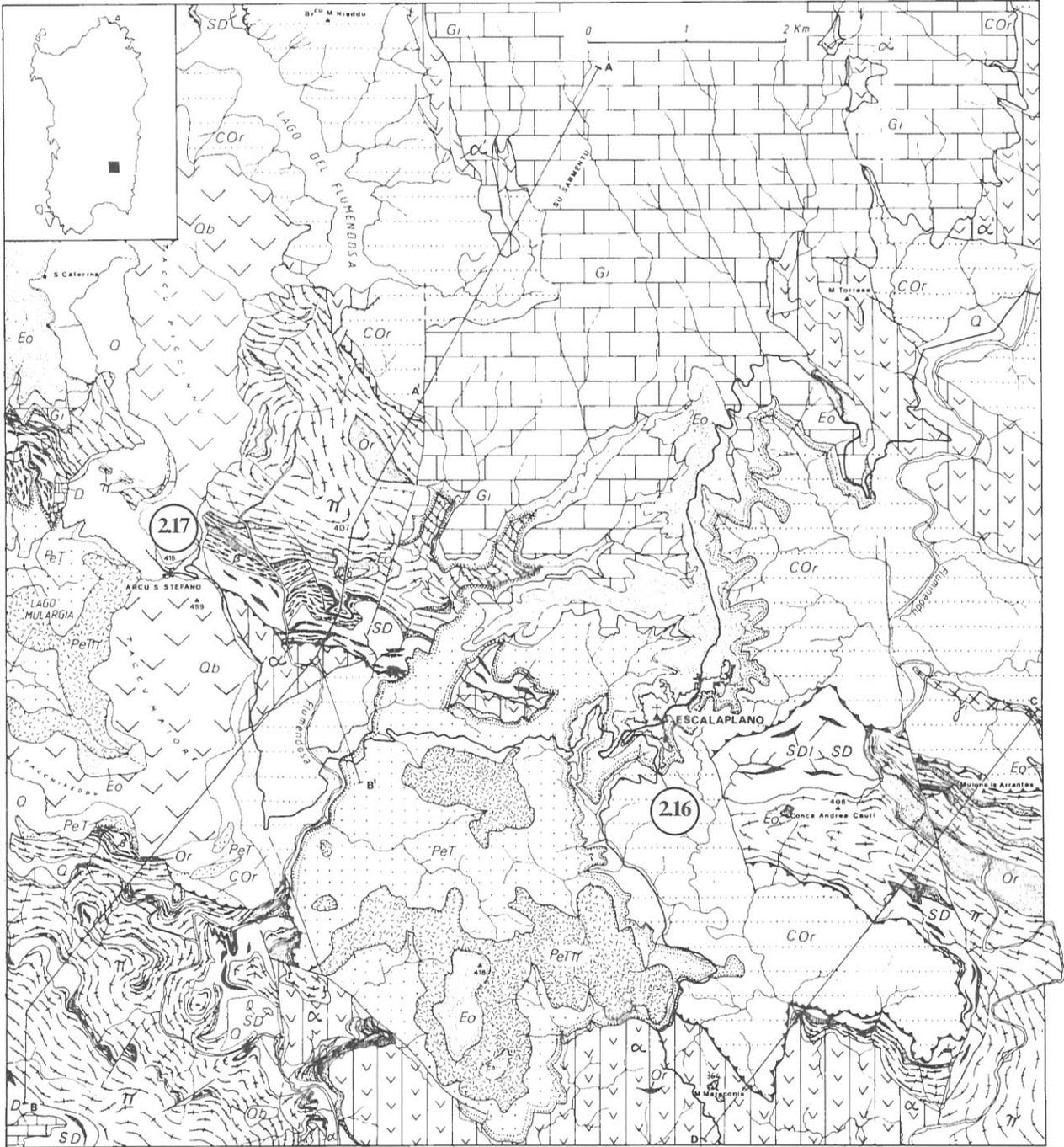
Fig. 3.36 - Schema dell'accavallamento dell'Unità di Genn'Argiolas sulle Unità del Gerrei, lungo la costa nei pressi di Nuraghe Su Franzesu.  $\pi$ : metavulcaniti acide a tessitura occhiadina; CO<sub>r</sub>: "Arenarie di S. Vito"; SD: filladi carbonatiche e metacalcari devoniani; S: metapeliti carboniose del Siluriano.

Fig. 3.37 - Carta geologica schematica e sezioni geologiche dell'area di Escalaplano e del Lago del flumendosa con localizzazione degli stop ( da CARMIGNANI et al., 1986c).

Q: depositi quaternari; Qb: basalti alcalini plio-pleistocenici; Eo: arenarie quarzitiche e conglomerati (Eocene); Gi: calcari dolomitici e calcari marnosi con conglomerati quarzosi basali (Giurassico); PeT: daciti del Permiano-Trias, trachiti e loro tuffi; PeT: conglomerati, arenarie, siltiti con sottili livelli evaporitici (Permiano-Trias);  $\gamma$ : porfidi tardoercinici.

Unità di Meana Sardo:  $\alpha$ : Formazioni di Monte Corte Cerbos, Manixeddu, Serra Tonnai. Metarioliti, prodotti metamorfici di vulcaniti rimaneggiate, metavulcaniti con caratteri chimici intermedi (metandesiti)(Ordoviciano); CO<sub>r</sub>: "Arenarie di Solanas" (Cambriano medio - Ordoviciano inferiore).

Unità del Gerrei: SD<sub>1</sub>: lenti di metacalcari a Orthoceras; D: principali lenti di metacalcari devoniani; SD: metapeliti, metapeliti carboniose a graptoliti e quarziti nere ("Scisti a graptoliti" e "Liditi" Auct., Siluriano); Or: metarcose e metarenarie, metasiltiti e metacalcari con brachiopodi, briozoi etc. (Ordoviciano superiore);  $\beta$ : metavulcaniti con caratteri chimici da basici a intermedi (Ordoviciano);  $\pi$ : metarioliti con tessitura occhiadina ("Porfiroidi" Auct.)(Ordoviciano);  $\alpha$ : metavulcaniti acide e prodotti metamorfici di vulcaniti rimaneggiate (Ordoviciano).



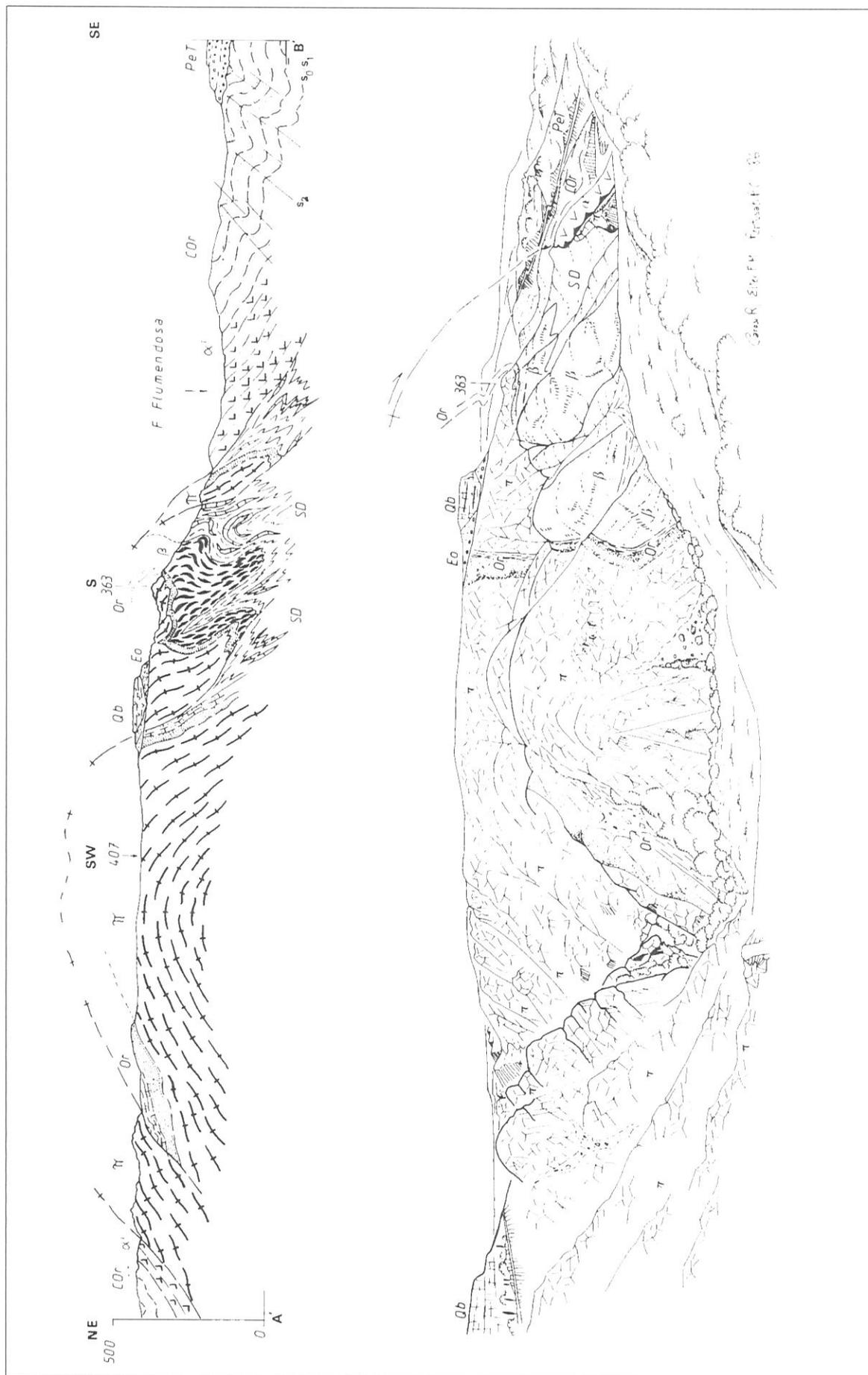


Fig. 3.38 - Nella parte bassa è rappresentata la panoramica delle pieghe di prima fase nell'area a Valle del Flumendosa; nella parte alta è rappresentata la sezione geologica del versante raffigurato (stessi simboli di Fig. 2.37)(da CARMIGNANI et al. 1986c).

— Stop 2.16 - *Escalaplano: il bacino permo-triassico di Escalaplano (da CARMIGNANI et al., 1986c).*

Lungo il taglio stradale all'inizio dell'abitato di Escalaplano è ben visibile il contatto di base del Permiano. La successione giace con *angular unconformity* sulle "Arenarie di Solanas". Inizia con un metro di conglomerati con clasti di quarzo e più rare metarenarie del substrato in una abbondante matrice arenacea di colore rosso, seguiti da una monotona sequenza di siltiti e argilliti rosse con sottili orizzonti di gesso.

Insieme con i depositi di Seui, Seulo Perdasdefogu, Lago di Mulargia rappresentano i più antichi depositi tardo e postercinici della Sardegna centrale. La maggior parte degli autori li considerano di età Autuniana (FONTANA et al., 1982).

Dall'abitato di Escalaplano si scende nuovamente nella valle del F. Flumendosa, seguendo la strada per Orroli. Lungo la strada affiorano vulcaniti e sedimenti permiani (lave e ignimbriti riolitiche), al di sotto dei quali affiorano i metasedimenti della Formazione di Solanas.

Oltrepassato il ponte sul Flumendosa si risale la valle dominata da una parete di basalti alcalini plio-quadernari. Salendo verso il passo Arcu S. Stefano, attraversiamo le "Arenarie di Solanas" e le metavulcaniti ordoviciane affioranti in successione rovesciata lungo la strada; poco prima del passo si sovrappongono tettonicamente alle metapeliti nere siluriane delle Unità del Gerrei.

— Stop 2.17 - *Strada per la diga della Valle Media del F. Flumendosa: panorama delle mega-pieghe isoclinali ripiegate delle Unità del Gerrei e del sovrascorrimento dell'Unità di Meana Sardo sulle Unità del Gerrei (Figg. 3.37; 3.38) (da CARMIGNANI et al., 1986d).*

In questo stop possiamo osservare il fianco SW di una grande antiforme tardiva che ripiega sia le pieghe isoclinali presenti nelle successioni tipo Gerrei sia il contatto tettonico con la sovrastante Unità di Meana Sardo. La Fig. 2.38 mette in evidenza la presenza di una serie di anticlinali a "tete plongeante" con "porfiroidi" delle Unità del Gerrei a nucleo, sovrascorse dall'Unità di Meana Sardo rappresentata dalle "Arenarie di Solanas" (affioranti dal ponte del Flumendosa verso E) e dalle metavulcaniti ordoviciane.

Il contatto tettonico tra le metavulcaniti dell'Unità di Meana Sardo e le metapeliti siluriane delle Unità del Gerrei affiora lungo la strada che sale dal ponte sul Flumendosa.

Si torna al paese di Escalaplano e si percorre la strada per Esterzili. Uscendo dal paese di Escalaplano possiamo vedere i conglomerati e le arenarie grossolane dell'Eocene affiorare lungo il taglio stradale. Il contatto con le sottostanti dolomie del Giurassico medio è discordante. Le dolomie sono visibili più avanti lungo la strada che porta al M. Sa Colla (Fig. 3.37). Dalla cima di questo monte guardando

verso E possiamo osservare la tipica morfologia degli affioramenti di Giurassico ("Tacchi"), mentre guardando verso N spicca il M. S. Vittoria costituito dall'Unità di Meana Sardo. Dopo il M. Sa Colla rientriamo nel basamento paleozoico. Lungo la strada affiorano le "Arenarie di Solanas".

Attraversiamo il versante SW del M. S. Vittoria dove affiorano le metarenarie del Cambro-Ordoviciano a nucleo di anticlinali e le metavulcaniti dell'Ordoviciano medio a nucleo di sinclinali isoclinali riferibili all'evento deformativo  $D_1$  (Fig. 3.39). Le successioni dell'Ordoviciano superiore e del Siluriano-Devoniano affiorano sul versante NE del rilievo, dove sono tettonicamente sormontate dal Complesso Metamorfico di Basso Grado della Barbagia ("Postgotlandiano" AUCT.).

— Stop 2.18 - *Strada per il M. S. Vittoria: contatto tra le "Arenarie di Solanas" e il complesso metavulcanico ordoviciano con interposizione di metaconglomerati (Figg. 3.39; 3.40) e strutture deformative associate (da CARMIGNANI et al., 1986c; modificato).*

In prossimità del Monte S. Vittoria si prende sulla destra la strada sterrata che sale fino alla cima. Lungo la strada è ben visibile la Formazione delle "Arenarie di Solanas" costituita da metarenarie micacee grigie alternate a filladi grigio-verdi con tipiche lamine sottili chiare. Il passaggio al complesso metavulcanico e metavulcanoclastico ordoviciano avviene con l'interposizione di metaconglomerati. La successione prosegue con metarioliti bianche contenenti rari fenocristalli di quarzo e k-feldspato di piccole dimensioni, in una massa di fondo più o meno sericitica, spesso silicizzata (Formazione di Monte Corte Cerbos). Nell'Unità di Meana Sardo costituisce di solito la base del complesso metavulcanico ordoviciano.

La successione descritta presenta notevoli affinità con quella affiorante nel Sarrabus, dove i metaconglomerati sono interposti tra le "Arenarie di S. Vito" e le metavulcaniti ordoviciane. Questo fatto sembra confermare la diffusione della discordanza "caledoniana" nel basamento sardo.

Effettuando una piccola sezione a piedi lungo la strada (circa 200 m) è possibile vedere che il contatto tra le "Arenarie di Solanas" e le metavulcanoclastiti è deformato da alcune pieghe metriche parassite di fianco normale riferibili al primo evento plicativo.

Sugli affioramenti lungo la sezione si può osservare sporadicamente la presenza di una scistosità  $S_2$ , che nei livelli meno competenti mostra relitti della scistosità precedente e si sviluppa come *crenulation cleavage* spaziatto, ripiegato da pieghe aperte con assi N80E - N110E e talvolta da *kinks* con assi N-S. La scistosità  $S_2$  si sviluppa per taglio semplice eterogeneo, che secondo CAROSI & PERTUSATI (1990) e CAROSI et al. (1992) è legato al sovrascorrimento delle unità tettoniche.

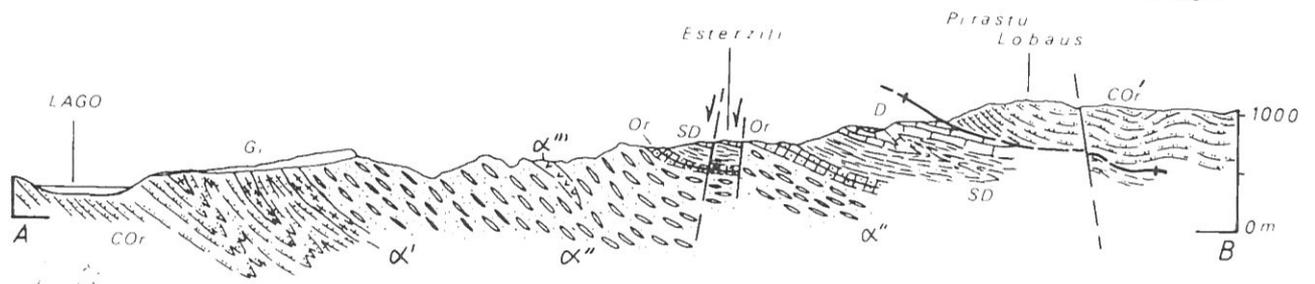
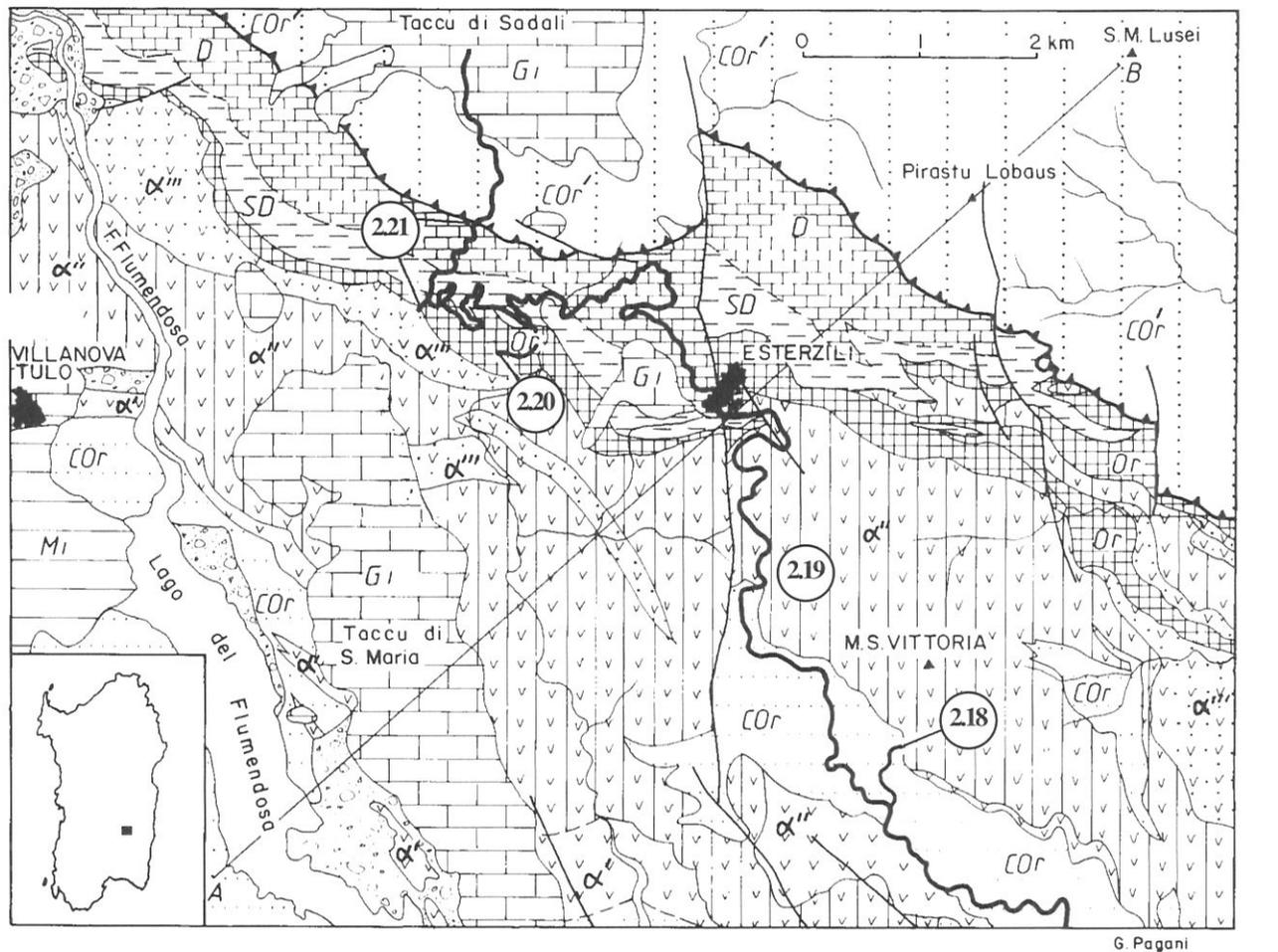


Fig. 3.39 - Carta geologica schematica dell'area del Monte S. Vittoria con localizzazione degli stops (da CARMIGNANI et al., 1986c).

Mi: depositi miocenici; Gi: calcari e dolomie giurassiche.

Complesso Metamorfoico di Basso Grado della Barbagia: Cor': metarenarie e filladi ("Postgotlandiano" Auct.)(?Cambriano - ?Ordoviciano inferiore).  
 Unità di Meana Sardo: D: metacalcari (Devoniano); SD: metapeliti carboniose, quarziti neri ("Scisti a graptoliti" e "Liditi" Auct.)(Siluriano); Or: metacose e metarenarie, metasiltiti con brachiopodi, briozoi etc. (Ordoviciano superiore); alpha''': Formazione di Serra Tonnai. Metavulcaniti con caratteri chimici intermedi (metandesiti)(Ordoviciano); alpha'': Formazione di Manixeddu. Prodotti metamorfici di vulcaniti rimaneggiate (Ordoviciano); alpha': Formazione di Monte Corte Cerbos. Metarioliti (Ordoviciano); COr: "Arenarie di Solanas" (Cambriano medio - Ordoviciano inferiore).

Si torna indietro sulla strada per Esterzili.

— Stop 2.19 - 3 km prima di Esterzili: deformazione nei metaconglomerati della Formazione di Manixeddu (Unità di Meana Sardo) (Carosi R.).

Lungo il taglio stradale possiamo osservare la deformazione nei metaconglomerati della Formazione di Manixeddu. Si tratta di metaconglomerati grossolani con

evidenti clasti di rioliti, quarziti e metarenarie. Dalla analisi dello *strain* finito risulta un ellissoide triassiale allungato con  $K = 1.20$ . Infatti sulla scistosità si può notare una marcata *stretching lineation* orientata N50E - 30 N (Fig. 3.41).

L'intensità della deformazione finita nelle litologie dell'Unità di Meana Sardo è risultata nettamente maggiore della deformazione misurata nelle sottostanti Unità del Gerrei (CAROSI, 1990; 1992).

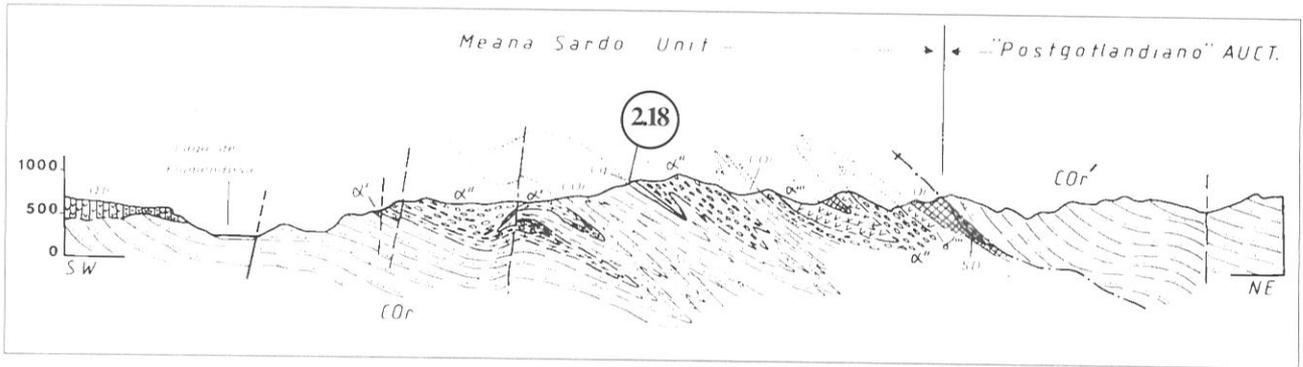


Fig. 3.40 - Sezione geologica attraverso l'area di Monte Santa Vittoria vicino allo stop 2.18 (da CARMIGNANI et al., 1986c).

Qb: basalti plio-quadernari.

Complesso Metamorfo di Basso Grado della Barbagia: Cor': metarenarie e filladi ("Postgotlandiano" Auct.)(?Cambriano - ?Ordoviciano inferiore).  
 Unità di Meana Sardo: SD: metapeliti carboniose (Siluriano); Or: metarcose e metarenarie, metasiltiti con brachiopodi, briozoi etc. (Ordoviciano superiore); α''' : Formazione di Serra Tonnai. Metavulcaniti con caratteri chimici intermedi (metandesiti)(Ordoviciano); α'' : Formazione di Manixeddu. Prodotti metamorfici di vulcaniti rimaneggiate (Ordoviciano); α' : Formazione di Monte Corte Cerbos. Metarioliti (Ordoviciano); COR: "Arenarie di Solanas" (Cambriano medio - Ordoviciano superiore).

— Stop 2.20 - Lungo la salita per la Stazione di Esterzili: tipico affioramento di filladi fossilifere dello Ordoviciano superiore (Fig. 3.39) (da CARMIGNANI et al., 1986c).

Affiorano metasiltiti e metarenarie dell'Ordoviciano superiore, con alcuni livelli contenenti abbondanti crinoidi, brachiopodi e briozoi. Sul fianco opposto della valle è chiaramente visibile la parte superiore dell'Unità di Meana Sardo con stratificazione/scistosità inclinata verso NE. Essa è costituita da metavulcaniti ordoviciane, metasedimenti dell'Ordoviciano superiore e filladi e metacalcari siluro-devoniani, affioranti lungo la strada per Esterzili.

Si sale verso la stazione di Esterzili tagliando più volte con la strada il contatto tra metasedimenti dell'Ordoviciano superiore e del Siluriano.

— Stop 2.21 - Vicino alla stazione di Esterzili: la successione ordoviciano e siluriano-devoniano dell'Unità di Meana sardo (Fig. 3.39) (da CARMIGNANI et al., 1986d; modificato).

Su un tratto stradale di circa un chilometro possiamo osservare lungo il taglio stradale la seguente successione che dal basso verso l'alto è costituita da:

- 1) complesso metavulcanico ordoviciano rappresentato sia da metavulcaniti con composizione chimica intermedia sia da metagrovacche vulcaniche (Formazione di Serra Tonnai). Nell'Unità di Meana Sardo, tale formazione costituisce il termine più giovane del complesso metavulcanico.;
- 2) le metavulcaniti sono seguite da metarcose e metarenarie grossolane che caratterizzano l'inizio della trasgressione sulle metavulcaniti;
- 3) presso la stazione affiorano filladi, metasiltiti e metarenarie fossilifere dello Ordoviciano superiore;
- 4) oltre la stazione affiorano filladi carboniose con liditi

riferibili al Siluriano e metacalcari fortemente laminati. E' ancora facilmente riconoscibile l'originale struttura nodulare tipica dei metacalcari con tentaculiti del Devoniano inferiore-medio.

Il Devoniano è sormontato tettonicamente dalle metarenarie e filladi del Complesso Metamorfo di Basso Grado della Barbagia ("Postgotlandiano" AUCT.), che affiorano per un breve tratto di strada prima della copertura costituita dalle dolomie del Giurassico medio del "Tacco di Sadali". Le metarenarie e filladi sono litologicamente correlabili con le successioni terrigene cambro-ordoviciane dell'Arburese, Sarrabus, Sarcidano etc.

Il contatto con la sottostante successione siluro-devoniana dell'Unità di Meana Sardo è tettonico ed avviene con l'interposizione di una spessa fascia cataclastico-milonitica con strutture S-C e micropieghe asimmetriche che forniscono un movimento generale verso W, del Complesso Metamorfo di Basso Grado della Barbagia. Le superfici C sono orientate mediamente N120E, 60N, e sono presenti pieghe aperte tardive che deformano le superfici S-C. Nella fascia cataclastico-



Fig. 2.41 - Allungamento dei clasti sulla scistosità in un metaconglomerato della Formazione di Manixeddu (Unità di Meana Sardo).

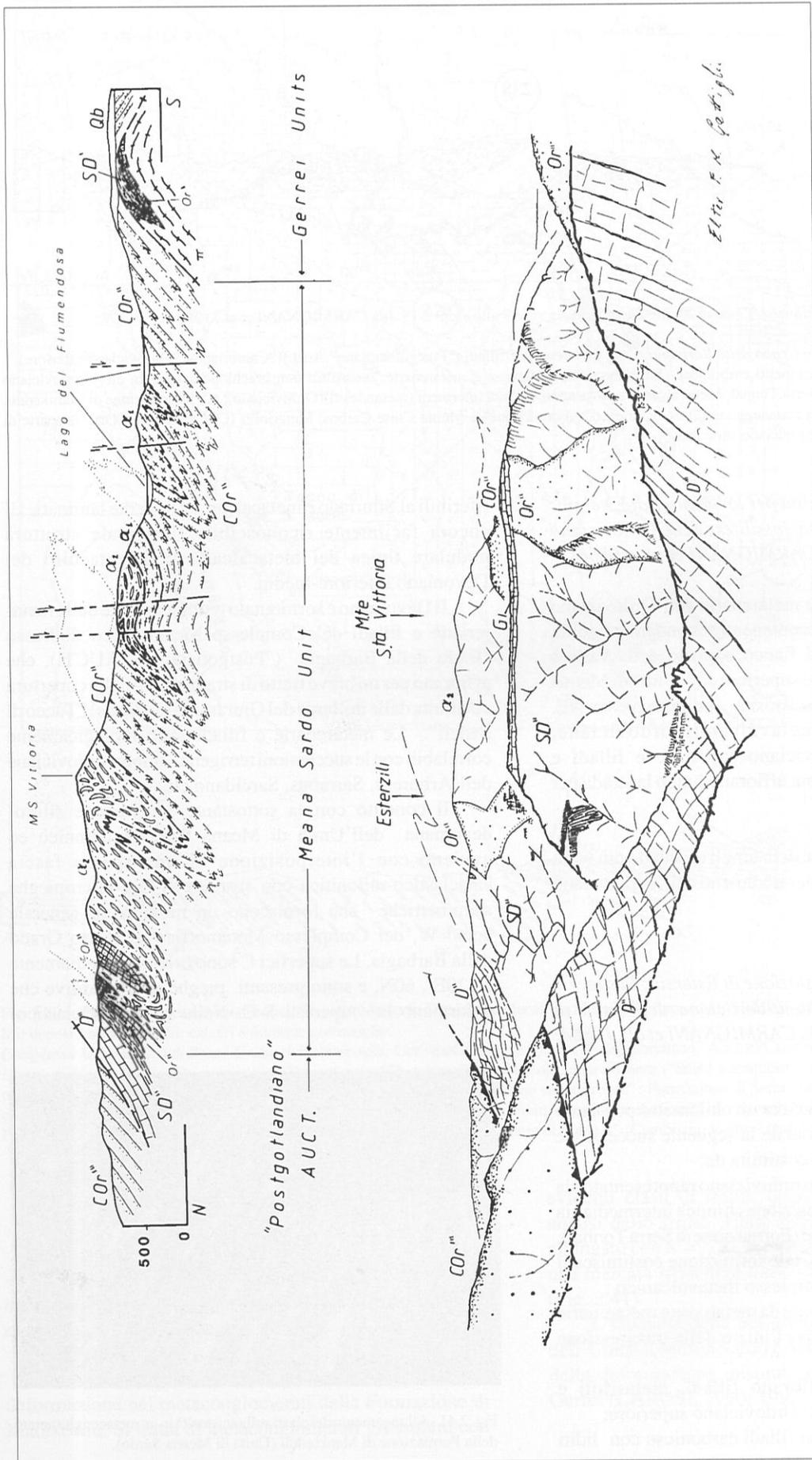


Fig. 3.42 - Nella parte bassa e' rappresentata la panoramica del Monte Santa Vittoria dove sono mostrate le relazioni tra l'Unita' di Meana Sardo e il Complesso Metamorfico di Basso Grado della Barbagia. Nella parte alta è mostrata la sezione geologica della stessa area (da CARMIGNANI et al., 1986b).  
 Qb: basalti plio-quaternari; Gi: calcari e dolomie giurassiche.  
 Complesso Metamorfico di Basso Grado della Barbagia: COr''': metarenarie e filladi (?Cambriano - ?Ordoviciano inferiore).  
 Unita' di Meana Sardo: D'': metacalcari (Devoniano); SD'': metapeliti carboniose, quarziti nere ("Scisti a graptoliti" e "Liditi" Auct.) (Siluriano); Or'': metarose e metarenarie, metasiltiti e metacalcari con brachiopodi, briozoi etc. (Ordoviciano superiore); alpha\_2: Formazione di Manixeddu. Prodotti metamorfici di vulcaniti rimaneggiate (Ordoviciano); alpha\_1: Formazione di Monte Corte Cerbos. Metarioliti (Ordoviciano); COr'': Arenarie di Solanas" (Cambriano medio - Ordoviciano inferiore).  
 Unita' del Gerrei: SD'': metapeliti con intercalazioni di metacalcari (Devoniano inferiore e medio), metapeliti carboniose a graptoliti con intercalazioni di metacalcari scuri, quarziti nere ("Scisti a graptoliti" e "Liditi" Auct., Siluriano); Or'': metarose e metarenarie, metasiltiti e metacalcari con brachiopodi, briozoi etc. (Ordoviciano superiore); pi: metarioliti con tessitura occhiadina ("Porfroidi") (Ordoviciano).

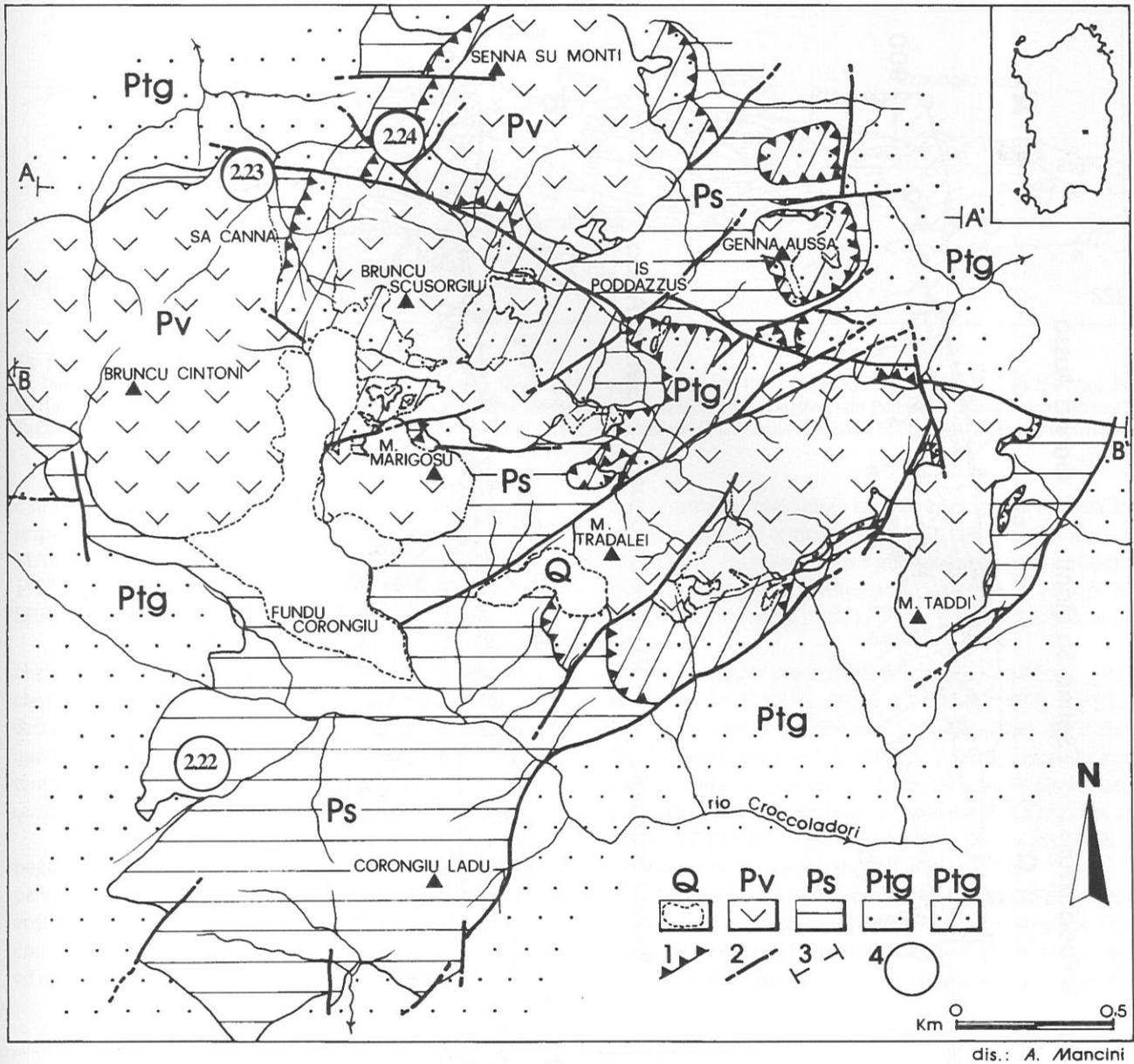


Fig 3.43 - Carta geologica schematica del Bacino di Seù, con ubicazione degli stop.

Q : coperture detritiche; Pv : "Porfidi Quarziferi" AUCT.(280-250 Ma); Ps : successione sedimentaria e vulcaniti permocarbonifere (Westphaliano(?)-Stefaniano-Autuniano); Ptg : metasedimenti pelitico-arenacei ("Postgotlandiano" AUCT.) (?Cambriano-?Ordoviciano inferiore); 1.: accavallamento; 2.: faglia diretta; 3.: traccia della sezione geologica.

milonitica si può osservare una più intensa ricristallizzazione.

Poche decine di metri prima del contatto tettonico si può osservare in panorama verso NW, sul fianco opposto della valle, il sovrascorrimento del Complesso Metamorfico di Basso Grado della Barbagia sulla sottostante Unità di Meana Sardo; la Fig. 3.42 mostra un disegno del panorama ed una sezione geologica.

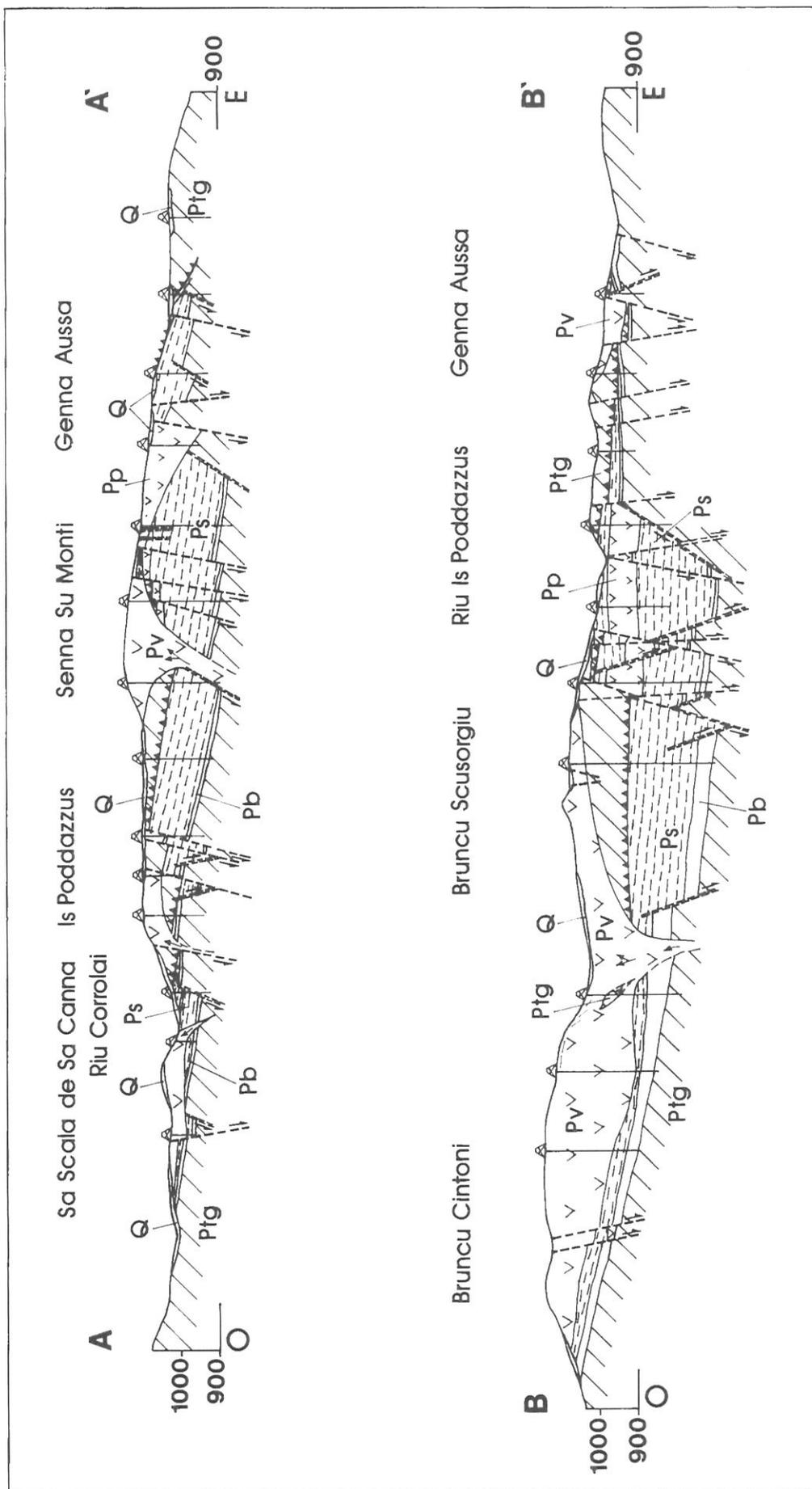
Si riprende la strada per il bacino permiano di Seui. Superato il "Tacco di Sadali" affiorano lungo la strada, per un lungo tratto, le quarziti, metarenarie e filladi del "Postgotlandiano" AUCT.

— Stop 2.22 - Seù: il bacino permocarbonifero e le deformazioni tardo erciniche; località S. Sebastiano (Figg 3.43; 3.44). (E. Sarria & R. Serri)

Dal paese di Seù si giunge in località S. Sebastiano - Corongiu Ladu, nell'estremo settore meridionale del bacino, in corrispondenza della vecchia miniera di antracite, attiva fino ai primi anni '60.

Circa 1 Km a N della chiesetta di S. Sebastiano si ha una buona veduta panoramica, da W verso E, del settore centrale del bacino permocarbonifero, denominato Fundu Corongiu (Fig. 3.45).

Il bacino permocarbonifero di Seù occupa un'area di circa 15 Km<sup>2</sup> e già dal secolo scorso è stato oggetto di studi



dis : A. Mancini

Fig. 3.44 - Sezioni geologiche del Bacino di Seui.  
 Q: coperture detritiche; Pv: "Porfidi Quarziferi" AUCT.(280-250 Ma); Pp: "Porfiriti" AUCT.; Ps: successione sedimentaria permocarbonifera (Stefaniano-Autuniano); Pb: Conglomerato Poligenico Basale (Westphaliano(?)-Stefaniano); Ptg: metasedimenti pelitico-arenacei ("Postgotlandiano" AUCT.) (?Cambriano-?Ordoviciano inferiore).

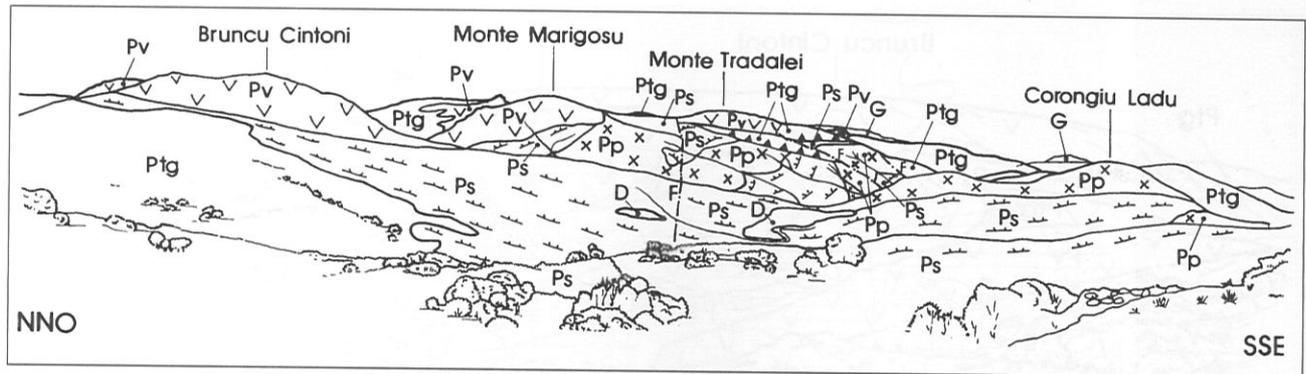


Fig. 3.45 - Veduta del settore nordoccidentale del Bacino di Seui.

G : Dolomie e calcari dolomitici, conglomerato quarzoso basale (Serie dei "Tacchi") (Giurese); Pv : "Porfidi Quarziferi" AUCT (280-250 Ma); Pp : "Porfiriti" AUCT.; Ps: successione sedimentaria permocarbonifera (Stefaniano-Autuniano); Pb : Conglomerato Poligenico Basale (Westphaliano(?)-Stefaniano); Ptg: metasedimenti pelitico-arenacei ("Postgotlandiano" AUCT.) (Cambriano-Ordoviciano inferiore); F: faglia; D: Discarica mineraria.

e di un'intensa attività estrattiva, in quanto sede del più importante giacimento antracitifero sardo (LA MARMORA, 1857; NOVARESE, 1917; FIORENTINI, 1922-23; LAURO et al., 1963; LAURO, 1970; SARRIA & SERRI, 1986).

Ultime in ordine di tempo sono le ricerche effettuate negli anni 1984-87 dalla Progemisa SpA (Gruppo EMSA), che ha eseguito in quest'area rilievi geologico-strutturali di dettaglio ed una campagna di sondaggi meccanici. Da queste ricerche sono emersi nuovi dati stratigrafici e strutturali che hanno reso possibile la definizione di un nuovo quadro tettonico.

Le formazioni permocarbonifere del bacino di Seui poggiano con discordanza angolare sui metasedimenti pelitico-arenacei del "Postgotlandiano" AUCT.. Esse sono costituite da sedimenti clastici di ambiente continentale, con alcune intercalazioni vulcaniche ("Porfiriti" AUCT.) ed un banco di antracite di potenza variabile da 1 a 6 metri.

La successione raggiunge la potenza massima di circa 350 metri nel settore centrale del bacino (Monte Tradalei), ed è in parte ricoperta ed in parte intrusa da vulcaniti riolitiche-riodacitiche di età compresa tra  $280 \pm 5$  e  $250 \pm 5$  Ma (COZZUPOLI et al., 1971, 1984; BECCALUVA et al., 1985).

La maggior parte degli autori (NOVARESE, 1917; COMASCHI-CARIA, 1959; BUSALA, 1974; FONTANA et al., 1982) ha riconosciuto, sulla base delle flore fossili, la presenza dell'Autuniano. Ulteriori ricerche hanno messo in evidenza un'età Westphaliano (?) - Stefaniano, per le parti inferiori della successione, (COCOZZA et al., 1974; VETTER, 1980; DEPLANO, 1985; SARRIA & SERRI, 1986; CARMIGNANI et al., 1989).

Nel bacino di Seui è presente un contatto tettonico a basso angolo la cui notevole estensione areale è stata evidenziata dai sondaggi della Progemisa SpA, che porta le metamorfiti di basso grado del basamento a sovrapporsi

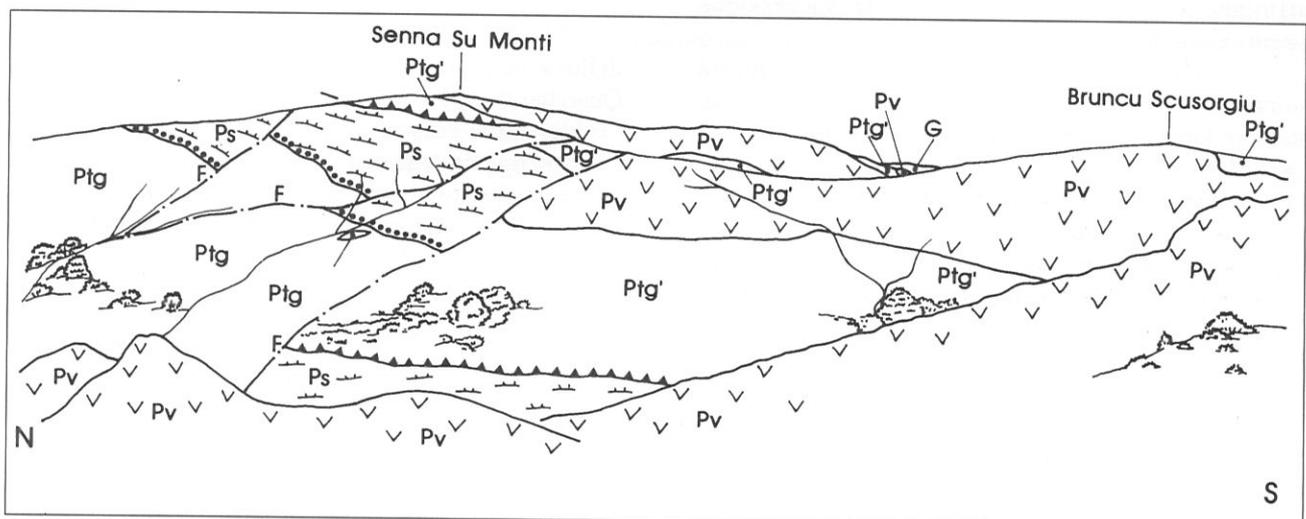


Fig. 3.46 - Veduta del settore nordoccidentale del Bacino di Seui.

G : Dolomie e calcari dolomitici, conglomerato quarzoso basale (Serie dei "Tacchi") (Giurese); Pv : "Porfidi Quarziferi" AUCT (280-250 Ma); Ps : successione sedimentaria e vulcaniti permocarbonifere (Westphaliano(?)-Stefaniano-Autuniano); Ptg : metasedimenti pelitico-arenacei ("Postgotlandiano" AUCT.).

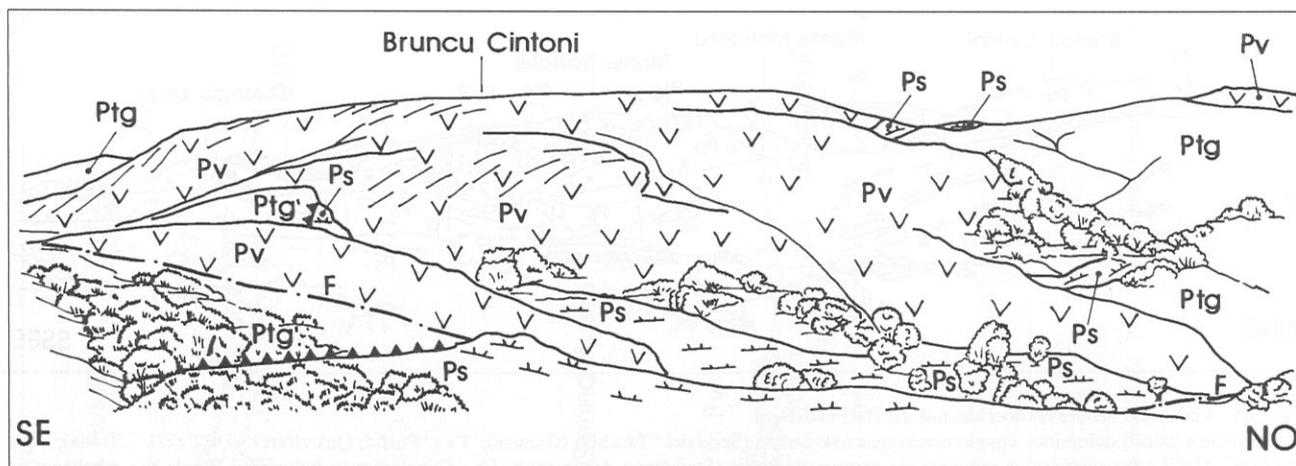


Fig. 3.47 - Strutture di messa in posto nei "Porfidi Quarziferi" AUCT. di Bruncu Cintoni.

Pv : "Porfidi Quarziferi" AUCT (20-250 Ma); Ps : successione sedimentaria e vulcaniti permocarbonifere (Westphaliano(?)- Stefaniano-Autuniano); Ptg: metasedimenti pelitico-arenacei ("Postgotlandiano" AUCT).

sulle formazioni vulcano-sedimentarie tardopaleozoiche; tale struttura è ben osservabile nei settori NE dell'area studiata (Fig.3.43).

Il piano principale di accavallamento presenta direzioni medie comprese tra E-W e SW-NE, con debole immersione (da 5° a 30°) verso S e SE. Tale giacitura è talora modificata dalla messa in posto dei "Porfidi Quarziferi" AUCT. e dalle faglie dirette, (con direzioni medie N60E e N120E), di età premesozoica. Al piano principale di accavallamento sono inoltre associate strutture secondarie di minore importanza, quali faglie inverse, accavallamenti minori e strutture tipo *duplex*, a scala metrica.

Nella panoramica di Fig. 3.45 sotto i "Porfidi Quarziferi" AUCT. di Monte Tradalè è visibile il piano principale di accavallamento, dislocato da faglie dirette, aventi direzione media N60E. Nei dintorni dello stop affiorano i conglomerati basali della successione permocarbonifera.

L'età della tettonica che ha generato questa strutturazione si colloca tra la fine della sedimentazione stefano-autuniana e la messa in posto dei "Porfidi Quarziferi" AUCT. .

La presenza del sovrascorrimento viene messa in relazione ad una tettonica transpressiva (SARRIA & SERRI, 1986). Una tale tettonica caratterizza infatti l'evoluzione tardoercinica sud europea (ARTHAUD & MATTE, 1975; 1977).

— Stop 2.23 - Seù - Miniera abbandonata Sa Canna. (Fig. 3.43)(Sarrìa E & Serri R.).

Si prosegue lungo la strada sterrata che si inerpica sul versante destro del Rio Croccoladori fino a giungere a ridosso della miniera abbandonata denominata Sa Canna.

Qui affiorano litotipi appartenenti ai "Porfidi Quarziferi" AUCT.; una panoramica, da SW verso NE,

permette di osservare il settore nord-occidentale del Bacino (Fig. 3.46).

Dal punto di vista strutturale è visibile, in questo settore, il piano principale di accavallamento, in parte intruso ed in parte ricoperto dai "Porfidi Quarziferi" AUCT. di B.cu Scusorgiu - Senna Su Monti; esso appare inoltre fagliato e dislocato verso SW da un lineamento strutturale premesozoico di direzione N120E, con rigetto verticale apparente di circa 60 metri.

E' visibile inoltre l'area dello stop successivo, situato sul versante opposto e ben raggiungibile percorrendo circa 1 Km lungo la strada sterrata in direzione di Senna Su Monti.

— Stop 2.24 - Seù - Senna Su Monti. (Fig. 3.43)(Sarrìa E. & Serri R.)

Sono visibili in panorama, da NE verso SW, strutture di flusso magmatico legate alla messa in posto dei "Porfidi Quarziferi" AUCT. di Bruncu Cintoni.

Lungo la carrareccia di Senna Su Monti affiorano litologie tipiche della successione permo-carbonifera, costituite in questo settore da un conglomerato poligenico eterometrico basale, cui segue verso l'alto un'alternanza di conglomerati minuti, arenarie, argilliti e peliti, talora fortemente carboniose, fossilifere; è presente anche una limitata intercalazione vulcanica di "Porfiriti" AUCT.

Nel pendio immediatamente a monte della carrareccia è inoltre possibile osservare sul terreno la superficie tettonica principale, vista in panorama dallo stop precedente (Fig. 3.47).

Tornando al paese di Seù è possibile scegliere tre percorsi alternativi:

- il primo prevede di ripercorrere la stessa strada in senso opposto fino ad arrivare ad Oristano, nei pressi del quale è possibile vedere le successioni metamorfiche e gli effetti

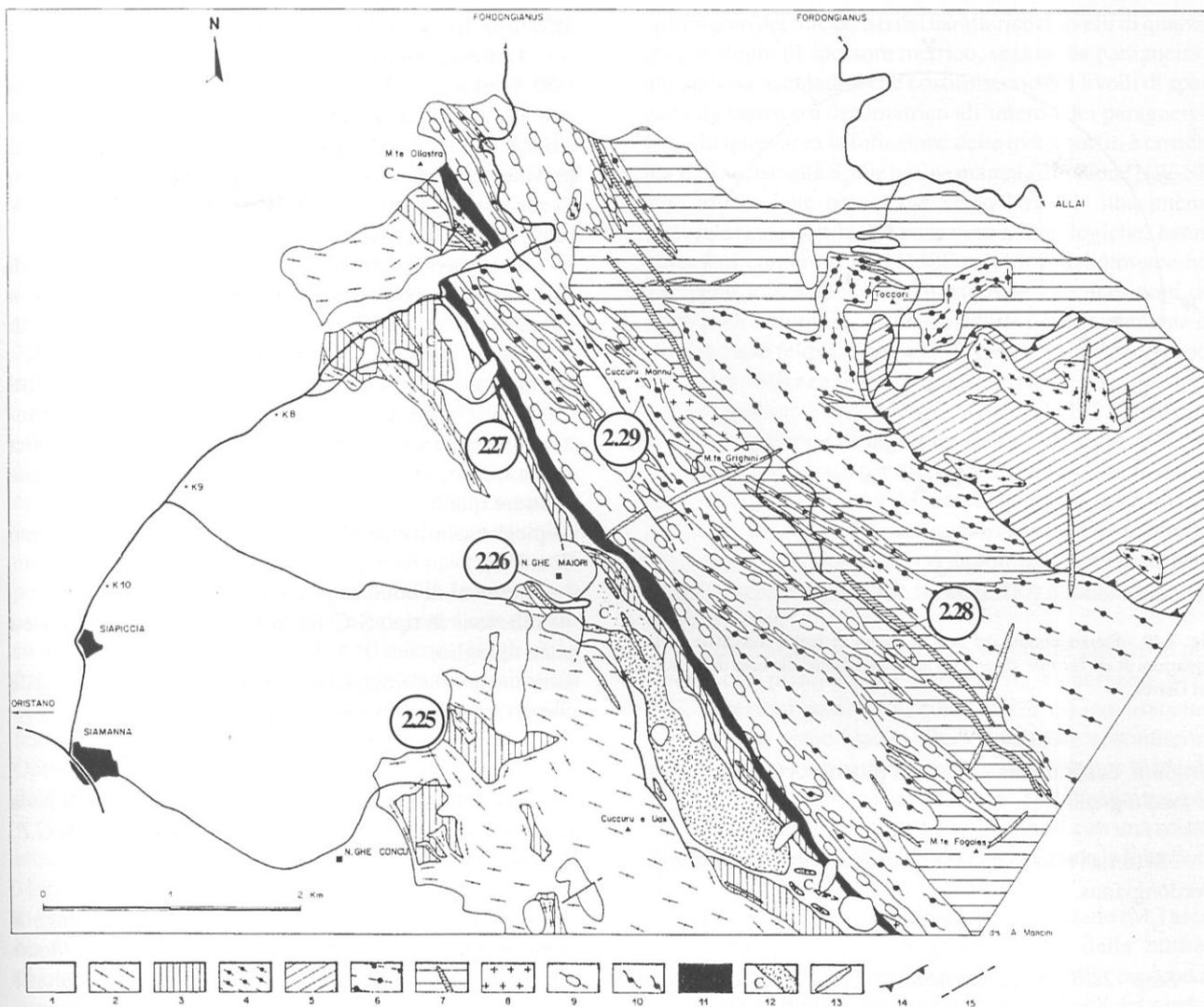


Fig. 3.48 - Schema geologico dell'area centro settentrionale del Complesso del Monte Grighini (da MUSUMECI, 1991).

1: Depositi terziari; 2: Porfiroidi; 3: Scisti Ordoviciani; 4: Metavulcaniti; 5: Filladi; 6: Paragneiss; 7: Micascisti; 8: Tonaliti; 9: Monzograniti; 10: Leucograniti; 11: Filloniti; 12: cataclasiti (a) e granito cataclastico (b); 13: Filoni tardo ercinici; 14: Contatti tettonici associati alla fase distensiva; 15: Faglie.

della tettonica tardo ercinica del M. Grighini e successivamente raggiungere la Sardegna settentrionale percorrendo la S.S. 131;

- il secondo percorso prevede di proseguire per la stessa strada, dove è possibile vedere le altre litologie del "Postgotlandiano" e raggiungere la Sardegna settentrionale passando da Nuoro.

- il terzo percorso prevede di raggiungere Mandas e da qui le strutture di Rio Mulargia.

Seguendo il primo percorso si raggiunge Oristano. Da qui si prosegue verso il Monte Grighini dove è possibile osservare un'importante zona di taglio duttile tardo ercinica caratterizzata dalla messa in posto di intrusioni sincinematiche e da movimenti trascorrenti ed estensionali. Sempre in quest'area sono visibili le litologie di più alto grado metamorfico della Zona a Falde.

— Stop 2.25 - Successione ordovicianica dell'Unità del Gerrei, panorama del versante nordoccidentale del Monte Grighini (Fig. 3.48)(Cherchi G.P. & Musumeci G.).

Dal paese di Siamanna si segue un sentiero che conduce al Nuraghe Concu; al di sotto dei depositi sedimentari terziari affiorano le formazioni ordoviciane dell'unità di basso grado metamorfico (Unità del Gerrei).

La successione è costituita da metavulcaniti acide dell'Ordoviciano medio (Porfiroidi Auct.) con la relativa copertura di metarcosi, seguite da metasiltiti e metarenarie dell'Ordoviciano superiore. Queste ultime affiorano al di sotto delle metavulcaniti, costituendo il fianco rovescio di pieghe isoclinali  $F_1$  con direzioni assiali N170E 30S

Verso E i rilievi in primo piano sono costituiti dalle metavulcaniti acide dell'Unità del Gerrei, mentre in secondo piano è visibile il versante occidentale del Monte

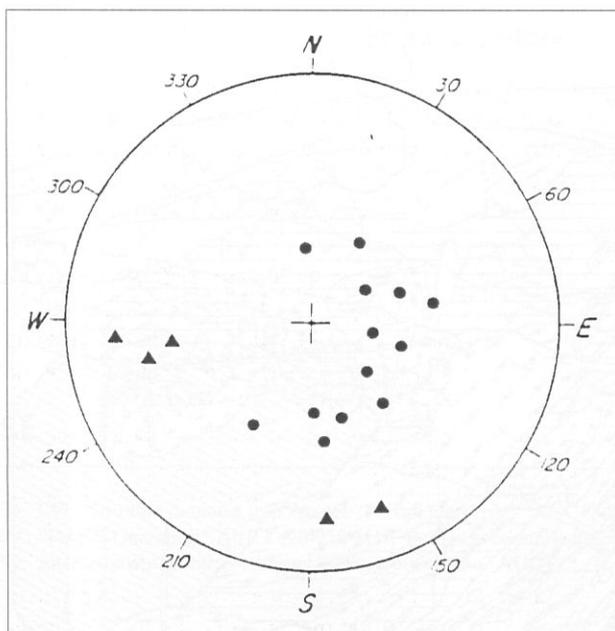


Fig. 3.49 - Stereogramma dei poli dei piani di taglio (cerchi) e delle lineazioni di slickenside (triangoli) nella cataclasite alla base dell'Unità del Gerrei.

Grighini, costituito da granitoidi milonitici e metamorfiti di medio grado.

Si torna verso Siamanna, proseguendo in direzione di Fordongianus.

— Stop 2.26 - *Nuraghe Maiori: Cataclasite alla base dell'Unità del Gerrei (Fig. 3.48) (Cherchi G.P. & Musumeci G.).*

Si percorre la strada sterrata Siapiccia - Fordongianus e circa 250 m prima del Km 9 si segue un sentiero sulla destra che conduce a Nuraghe Maiori. Nella pianura si attraversano le coperture terziarie costituite da un conglomerato poligenico non cementato di età oligocenica, poggiante in discordanza sia sul basamento paleozoico che sui depositi eocenici costituiti da quarziti in grossi banchi.

In corrispondenza del Nuraghe Maiori affiora al di sotto dei discordanti depositi eocenici la cataclasite alla base dell'Unità del Gerrei che segna il passaggio fra questa unità e la zona di taglio del Monte Grighini. Questa struttura, caratterizzata in quest'area da forti variazioni di spessore, ha una direzione media NW-SE ed immerge verso WSW (30° - 50°).

E' costituita da scisti scuri cataclastici con all'interno lenti di dimensioni variabili, debolmente deformate, di diverse litologie metamorfiche e magmatiche. In questa zona la cataclasite è attraversata da filoni aplitici, la cui messa in posto è stata in parte coeva con il movimento di questa struttura. Questo è testimoniato dalla presenza di filoni fratturati e boudinati, in particolare lungo la sezione

affiora un filone di dimensioni metriche piegato.

La foliazione cataclastica diretta N120E-130E SW30 - 50 è deformata da un sistema di pieghe con direzioni assiali variabili ed è attraversata da piani di taglio coniugati a basso angolo con direzioni sia N-S sia E-W, immergenti prevalentemente a W e a S. Sui piani di taglio sono localmente presenti *slickenside striae* con direzione E-W immergenti (30° - 40°) a W - SW (Fig. 3.49).

I caratteri deformativi indicano una deformazione di tipo fragile in condizioni di retrocessione metamorfica in facies di basso grado (zona a clorite) e con fenomeni di alterazione indicanti la concomitante presenza di fluidi. Localmente sono riconoscibili a scala microscopica relitti tessiturali e/o paragenesi delle precedenti litologie costituite sia da metamorfiti di medio grado e granitoidi milonitici sia da metamorfiti di basso grado. La presenza di alcune strutture quali:

- pieghe asimmetriche con senso di rovesciamento verso W e SW;
  - fenomeni di boudinage asimmetrico;
  - relazioni di tipo S-C fra la foliazione cataclastica e i piani di taglio;
- indicano una deformazione prevalentemente non coassiale con un senso di movimento generale verso S-SW.

— Stop 2.27 - *Riu s'Iscibi: limite occidentale della zona di taglio, ultramiloniti e filloniti (Fig. 3.48) (Cherchi G.P. & Musumeci G.).*

Da Nuraghe Maiori si prosegue verso N lungo il sentiero alla base del versante nordoccidentale del Monte Grighini. Superati i depositi eocenici di Nuraghe Maiori il sentiero segue il contatto fra la cataclasite e la zona di taglio; sulla destra affiorano granitoidi ultramilonitici e scisti fillonitici, localmente cataclastici. I versanti a sinistra, degradanti verso la pianura, sono costituiti dalle metamorfiti di basso grado dell'Unità del Gerrei e dai depositi terziari.

In corrispondenza della valle del Riu s'Iscibi è possibile osservare la successione più completa delle "facies deformative" corrispondenti al limite occidentale della zona di taglio costituito da monzograniti milonitici e ultramilonitici e da scisti fillonitici. Nella sezione lungo la strada si può osservare la transizione da miloniti a ultramiloniti; le foliazioni milonitiche (S-C) evolvono in una foliazione ultramilonitica diretta N150E- N160E fortemente immergente verso WSW (80° - 70°), parallela alla direzione della zona di taglio; le lineazioni (*stretching lineation* e *slickenside striae*) hanno direzioni costanti N160E con giaciture da suborizzontali a debolmente immergenti verso NW (10° - 35°).

La successiva transizione da ultramiloniti a filloniti è caratterizzata dallo sviluppo di sottili e discontinui livelli fillonitici all'interno delle ultramiloniti. Gli scisti fillonitici hanno l'aspetto di scisti di basso grado caratterizzati da una fitta foliazione, parallela a quella ultramilonitica, costituita

da alternanze di livelli quarzo-feldspatici e livelli micacei.

Negli scisti fillonitici l'intensità dei processi di deformazione e ricristallizzazione non permettono di riconoscere la natura delle originarie litologie. Tuttavia in base alla presenza di relitti mineralogici e tessiture si può ritenere che derivino in parte dalle stesse litologie magmatiche e in parte da metamorfiti di basso e medio grado.

Tessitualmente le ultramiloniti presentano un netto decremento delle dimensioni dei minerali, incremento della matrice quarzoso-feldspatica rispetto ai porfiroblasti relitti (plagioclasio e K-feldspato), che costituisce circa il 90% in volume della roccia e un'intensa deformazione duttile con ricristallizzazione dinamica. Le tessiture principali sono costituite da alternanze di domini Q (quarzo) e QFP (quarzo-feldspati-filosilicati), alternati a sottili domini P (filosilicati) in cui si realizza una blastesi di miche chiare (muscovite + clorite) di dimensioni comprese fra 10 e 30 micron. La deformazione è diffusa particolarmente nei livelli quarzosi con sviluppo di nastri di quarzo policristallini allungati parallelamente alle lineazioni di estensione, costituiti da *subgrain* e *newgrain* con dimensioni comprese in media fra 100 e 50 micron. Negli scisti fillonitici la deformazione tende a concentrarsi nei livelli di filosilicati derivanti dalla reazione di *breakdown* del K-feldspato ( $\text{Microclino} + 2\text{H}^+ \rightarrow \text{Muscovite} + \text{SiO}_2 + 2\text{K}^+$ ). Queste caratteristiche sono indicative di una deformazione duttile di bassa temperatura in presenza di fluidi.

Proseguendo verso il paese di Fordongianus, viene attraversata l'estremità settentrionale del complesso del Monte Grighini, costituito da granitoidi milonitici e metamorfiti di medio grado, su cui poggiano, in questa area i basalti plio-quadernari. Da Fordongianus si prosegue in direzione del paese di Allai; lungo la strada affiorano i depositi Oligocenici costituiti da vulcaniti e conglomerati continentali appartenenti alla formazione di Ussana. Pochi chilometri prima di Allai si rientra nel complesso del Monte Grighini attraversando le metamorfiti di medio grado.

— Stop 2.28 - Località Truzzulla: *paragneiss e micascisti dell'Unità del Monte Grighini (Fig. 3.48)(Cherchi G.P. & Musumeci G.)*.

Lungo il crinale del Monte Grighini, in corrispondenza del margine orientale della zona di taglio, affiorano in rapida successione le litologie dell'Unità del Monte Grighini, costituite da:

- paragneiss e paragneiss occhiadini a biotite + granato;
- micascisti a granato + staurolite;
- quarziti.

I micascisti affiorano nella zona del crinale, dove sono in contatto con le tonaliti e i monzograniti. I contatti con le intrusioni sono di tipo concordante caratterizzati dal parallelismo fra la scistosità dei micascisti e la foliazione magmatica delle rocce intrusive.

In corrispondenza della torretta antincendio affiorano

all'interno dei micascisti dei caratteristici livelli di quarziti grigio chiare di spessore metrico, seguite da paragneiss e paragneiss occhiadini che costituiscono dei livelli di spessore da metrico a decametrico all'interno dei paragneiss.

In quest'area la foliazione delle metamorfiti è costituita dalla scistosità  $S_2$  che ha una marcata direzione NW-SE, con immersione prevalente verso NE, ed una intensa deformazione duttile. Le lineazioni mineralogiche, hanno direzioni comprese fra N130E e N150E debolmente immergenti a NW ( $15^\circ - 30^\circ$ ), parallele alle lineazioni dei granitoidi milonitici. Sono costituite prevalentemente da porfiroclasti feldspatici spesso di forma sigmoide con code di ricristallizzazione asimmetriche (*sigma-type porphyroclast*; SIMPSON & SCHMID, 1983) indicanti una deformazione di taglio semplice con senso di movimento destro. Questi caratteri fanno ritenere che in questa porzione dell'Unità del Monte Grighini la scistosità  $S_2$  associata all'evento  $D_2$  (*sin-nappe*), abbia subito un'ulteriore evoluzione connessa allo sviluppo della zona di taglio in condizioni di medio grado metamorfico durante la tettonica *post-nappe*.

La scistosità  $S_2$  è deformata da pieghe tardive di tipo aperto con piano assiale subverticale immergente verso NE, direzioni assiali N110E-N140E ed un associato clivaggio di piano assiale. Queste strutture costituiscono pieghe di dimensioni decametriche con sviluppo di pieghe minori a scala metrica e decimetrica. Localmente evolvono in pieghe di tipo simile quasi isoclinale con una scistosità di piano assiale che parzialmente trasporta la foliazione  $S_2$ .

Il metamorfismo regionale di medio grado ( $M_2$ ) associato alla scistosità  $S_2$  è caratterizzato dalla blastesi sincinemica di biotite + granato + staurolite con condizioni di pressione e temperatura stimate nell'ordine di 5 kbar e  $560^\circ\text{C}$ . In prossimità del contatto con le intrusioni si sviluppa un metamorfismo termico con blastesi di sillimanite/fibrolite + andalusite + biotite cordierite. La blastesi di sillimanite, andalusite e biotite è *sin-post* cinematica rispetto alla scistosità  $S_2$  ed è caratterizzata da condizioni di alta temperatura ( $T_{\text{max}} 670^\circ\text{C}$ ) e bassa pressione ( $P_{\text{max}} 3.5$  kbar).

— Stop 2.29 - Località Cuccuru Mannu: *Granitoidi milonitici con strutture S-C (Fig. 3.48)(Cherchi G.P. & Musumeci G.)*.

Dalla torretta antincendio si prosegue lungo il sentiero verso la cima del Monte Grighini dove nel versante settentrionale affiorano i micascisti intrusi da apofisi tonalitiche e monzogranitiche. Lungo il sentiero si possono osservare i contatti concordanti fra le tonaliti e i micascisti; questi ultimi sono caratterizzati dalla sovrimpressioni di un metamorfismo termico ad andalusite + sillimanite cordierite sulle precedenti paragenesi a granato + staurolite.

Nella sella fra la cima del Monte Grighini e il Cuccuru Mannu affiorano in successione lungo un sezione E-W

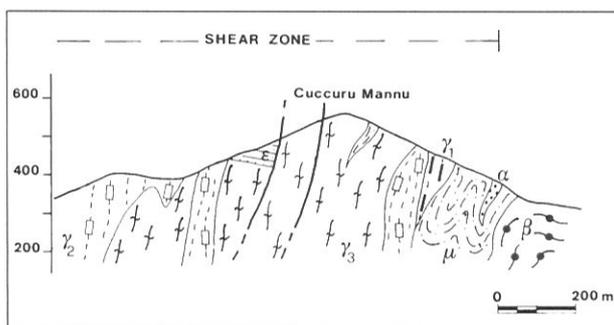


Fig. 3.50 - Sezione schematica del Cuccuru Mannu (da MUSUMECI, 1991). Depositi eocenici ( $\epsilon$ ); Unità del Monte Grighini: ( $\beta$ ) Paragneiss; ( $\mu$ ) Micascisti; ( $\alpha$ ) Quarziti; Complesso Intrusivo: ( $\gamma_1$ ) Tonaliti con strutture magmatiche e protomilonitiche; ( $\gamma_2$ ) Monzograniti milonitici; ( $\gamma_3$ ) Leucograniti milonitici.

(Fig. 3.50) le litologie del complesso intrusivo costituite da tonaliti con inclusi dioritici, da monzograniti a biotite e da leucograniti a muscovite. Le tonaliti costituiscono la facies marginale del complesso intrusivo in contatto concordante con i micascisti dell'Unità del Monte Grighini, procedendo verso W affiorano monzograniti a biotite, con locali facies granodioritiche a contatto con le tonaliti e successivamente leucograniti a muscovite che affiorano estesamente nella zona del Cuccuru Mannu. I contatti fra le diverse facies intrusive sono di tipo concordante con giaciture subverticali. In questa zona, corrispondente al margine orientale della zona di taglio, le facies intrusive sono caratterizzate da una deformazione duttile progressiva da protomiloniti a miloniti con strutture di tipo S-C. Nelle tonaliti la foliazione di natura magmatica, evidenziata dall'orientazione preferenziale dei minerali (plagioclasio e biotite) e degli inclusi basici, evolve progressivamente verso W in una scistosità milonitica con deformazione duttile e ricristallizzazione.

Le foliazioni sono attraversate da piani di taglio, piani C che rappresentano *shear bands* di spessore millimetrico. La giacitura dei piani C è subverticale con *slickenside lineation* N150E NW15, i rapporti con la foliazione milonitica indicano un senso di movimento destro.

Il contatto fra le tonaliti e i monzograniti segna il passaggio alla zona milonitica caratterizzata dal completo sviluppo di foliazioni S-C subverticali, ben visibili nel leucogranito del Cuccuru Mannu, associate ad una deformazione duttile. Le superfici milonitiche hanno in questa zona direzioni medie N130E SW80; i piani C attraversano le diverse litologie con una direzione costante N150E e le lineazioni su queste superfici hanno direzioni NW-SE debolmente immergenti ( $20^\circ - 30^\circ$ ) verso NW.

Sul versante nordoccidentale affiorano i depositi eocenici costituiti da quarziti, il contatto con i leucograniti avviene tramite una faglia diretta subverticale orientata NW-SE di età terziaria. Questa struttura appartiene ad un sistema di faglie dirette che interessano tutto il versante occidentale con rigetti massimi di circa 200 m.

Si ritorna, percorrendo lo stesso sentiero, sulla strada Fordongianus - Allai e si prosegue in direzione di Abbasanta

dove ci si immette sulla SS 131 per raggiungere la Sardegna settentrionale.

Seguendo il secondo percorso dal paese di Seui si percorre la strada Seui-Gairo in direzione di Gairo fino alla Casa Cantoniera Arqueri.

— Stop 2.30 - Casa Cantoniera Arqueri: Tipi litologici del "Postgotlandiano" e relative strutture deformative (Carosi R., Gattiglio M. & Oggiano G.).

Lungo la strada Seui - Gairo poche decine di metri prima della Casa Cantoniera Arqueri possono essere osservate le principali litologie del Complesso Metamorfico di Basso Grado della Barbagia. Si tratta di quarziti e metarenarie alternate con filladi grigio-verdi. Poco al di sopra della strada affiorano pieghe sinclinali rovesciate verso SW (Fig. 3.51). Tali pieghe deformano una precedente scistosità di basso grado metamorfico e sviluppano

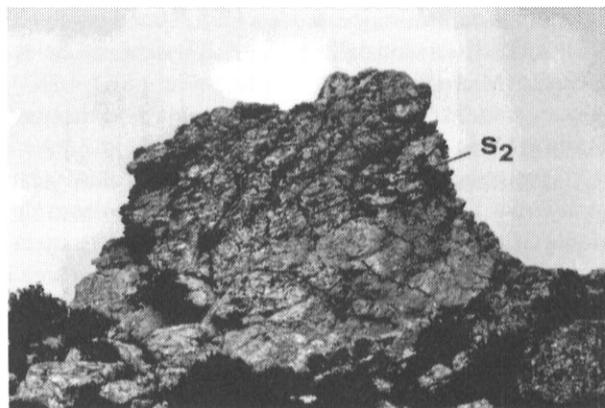


Fig. 3.51 - Piega decametrica  $F_2$  nelle quarziti e filladi del Complesso Metamorfico di Basso Grado della Barbagia, nei pressi della Casa Cantoniera Arqueri.

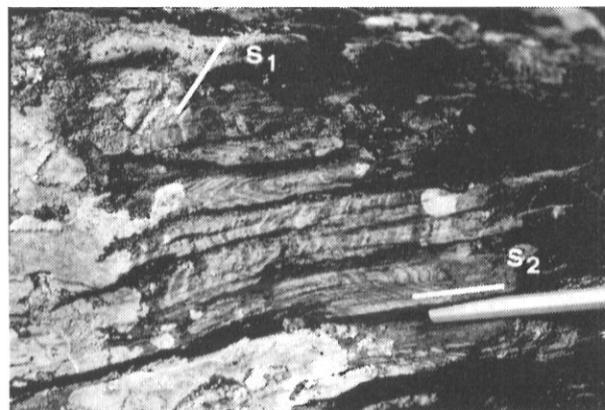


Fig. 3.52 - Aspetto macroscopico della scistosità  $S_2$  nelle quarziti e metarenarie del Complesso Metamorfico di Basso Grado della Barbagia nei pressi della Casa Cantoniera Arqueri.

ubiquitariamente una foliazione di piano assiale classificabile come *crenulation cleavage*, attribuibile all'evento  $D_2$  (Fig. 3.52). Sull'affioramento si possono notare numerose pieghe  $F_2$  fortemente non-cilindriche, con la scistosità  $S_2$  che interseca il piano assiale a  $10^\circ - 30^\circ$  (*transected fold*; CAROSI & PERTUSATI, 1990). Esse sono associate a più numerose pieghe  $F_2$  nettamente cilindriche. La variazione osservata nelle direzioni assiali sulle singole pieghe è da  $60^\circ - 100^\circ$  fino ad un massimo di circa  $150^\circ - 160^\circ$  (Fig. 3.53). La presenza di *transected fold* implica che tali pieghe si siano formate in uno stadio iniziale della deformazione  $D_2$  e si siano trovate, in seguito, in posizione obliqua rispetto agli assi principali dello strain incrementale, durante una deformazione rotazionale, mentre le pieghe  $F_2$  cilindriche avrebbero iniziato a nuclearsi in momenti successivi dell'evento  $D_2$ . Il non cilindrisimo è dovuto alla riorientazione degli assi delle pieghe verso la direzione di massima estensione.

Andando ancora più avanti attraversiamo le successioni Mesozoiche del "Tacco di Jerzu" e, pochi chilometri dopo, tornano ad affiorare le metarenarie del "Postgotlandiano Auct."

Lasciando il paese di Gairo è possibile vedere le litologie dell'Unità di Meana Sardo, esposte in finestra tettonica, interessate da un intenso metamorfismo di contatto. Infatti poco prima dell'incrocio per Lanusei sono osservabili, granodioriti tonalitiche e granodioriti monzogranitiche a biotite.

Lasciando il Lago Alto Flumendosa sulla sinistra arriviamo alla Valle di Correboi. Dapprima si trovano granodioriti tardo erciniche e poi metamorfiti paleozoiche di basso grado, attribuibili al "Postgotlandiano Auct.", frequentemente interessate da termometamorfismo.

Procedendo verso NW si incontrano diversi tipi litologici, che possono essere facilmente riferiti all'Ordoviciano superiore (quarziti verdi e metasiltiti, metarose).

Alcuni chilometri dopo, la successione diventa più filladica e sono visibili marmi devoniani al di sopra di filladi nere riferibili al Siluriano. Essi costituiscono la cima di M. Arbu e Punta Sa Biritta sul versante occidentale della valle, e di M. Pipinari, sul versante orientale.

Le formazioni inferiori dell'Unità di Funtana Bona, costituite da quarziti e metarenarie, probabilmente riferibili all'Ordoviciano, sono sovrascorse sui marmi devoniani della successione del "Postgotlandiano" nei pressi di Arcu Correboi. Pochi chilometri verso NE, le formazioni ordoviciane dell'Unità di Fontana Bona mostrano le loro coperture siluriano-devoniane (CARMIGNANI et al., 1986c).

— Stop 2.31 - Arcu Correboi: il sovrascorrimento delle metarenarie cambro-ordoviciane dell'Unità di Funtana Bona sui marmi devoniani di M. Pipinari (Fig. 3.54) (da CARMIGNANI et al., 1986c).

Raggiunto il passo di Arcu Correboi, sono chiaramente visibili, sul fianco meridionale, i marmi di M. Pipinari soprastanti le filladi siluriane. Sul versante settentrionale di M. Armario è ben osservabile il sovrascorrimento delle quarziti ordoviciane sui marmi devoniani. Il contatto tettonico di base è leggermente discordante con la principale scistosità che interessa ambedue le unità. Sul medesimo versante è visibile un filone porfirico acido subverticale che attraversa i marmi; alcune apofisi sub-orizzontali di tale filone si sono incuneate lungo i piani di scistosità.

Poche decine di metri oltre il passo, in una piccola cava di marmo, possiamo vedere un filone porfirico tardo ercinico con sottili *slikenside* sub-orizzontali, dovuti a faglie trascorrenti alpine che si sviluppano per tutta la valle di Riu Correboi (Fig. 3.54).

Procedendo verso NE, affiorano lungo la strada quarziti e metarenarie dell'Unità di Funtana Bona. Oltre il passo di Garavai, discendiamo la valle del Rio Vavori e attraversiamo nuovamente le faglie trascorrenti alpine. Verso N, lungo la depressione morfologica individuata da queste faglie, troviamo le granodioriti monzogranitiche a biotite. Questi affioramenti sono i più meridionali del batolite dell'Ogliastra-Gallura. Queste plutoniti affiorano per tutta la strada fino a Nuoro.

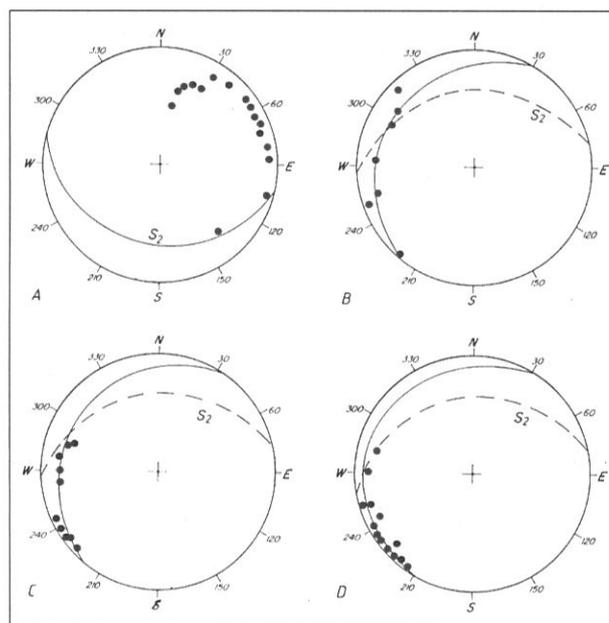
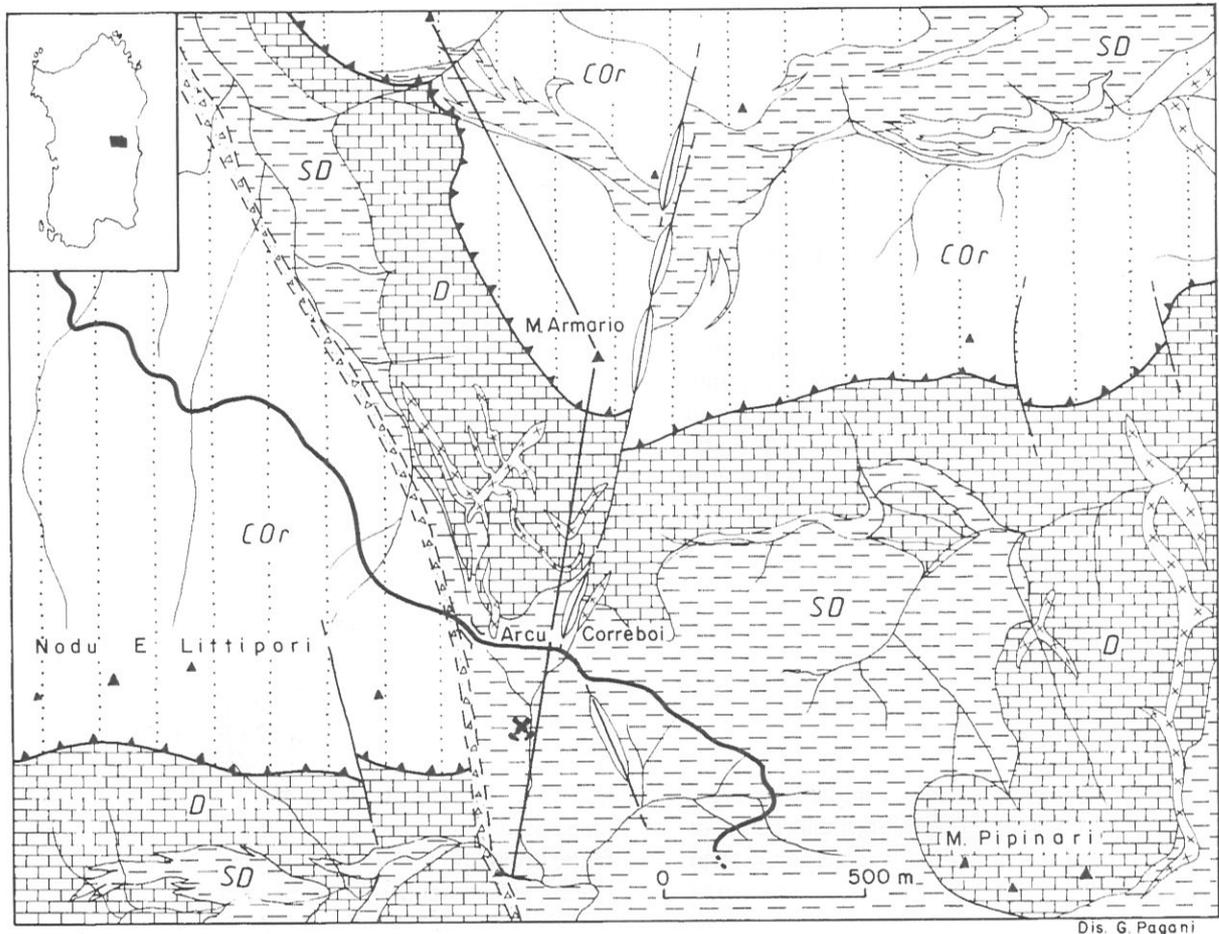


Fig. 3.53 - Proiezioni stereografiche di 4 pieghe metriche non cilindriche  $F_2$  (A, B, C e D) del Complesso Metamorfico di Basso Grado della Barbagia; cerchio pieno: assi di seconda fase; linea a tratto continuo: traccia del piano assiale delle pieghe  $F_2$ ; linea a tratteggio: traccia della scistosità  $S_2$ .



Dis. G. Pagani

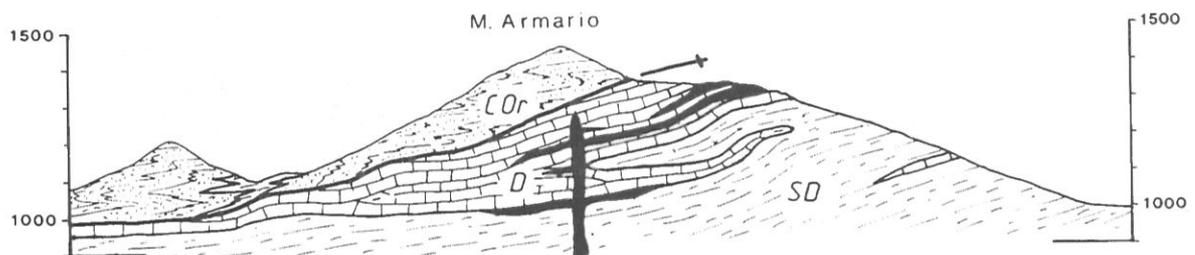


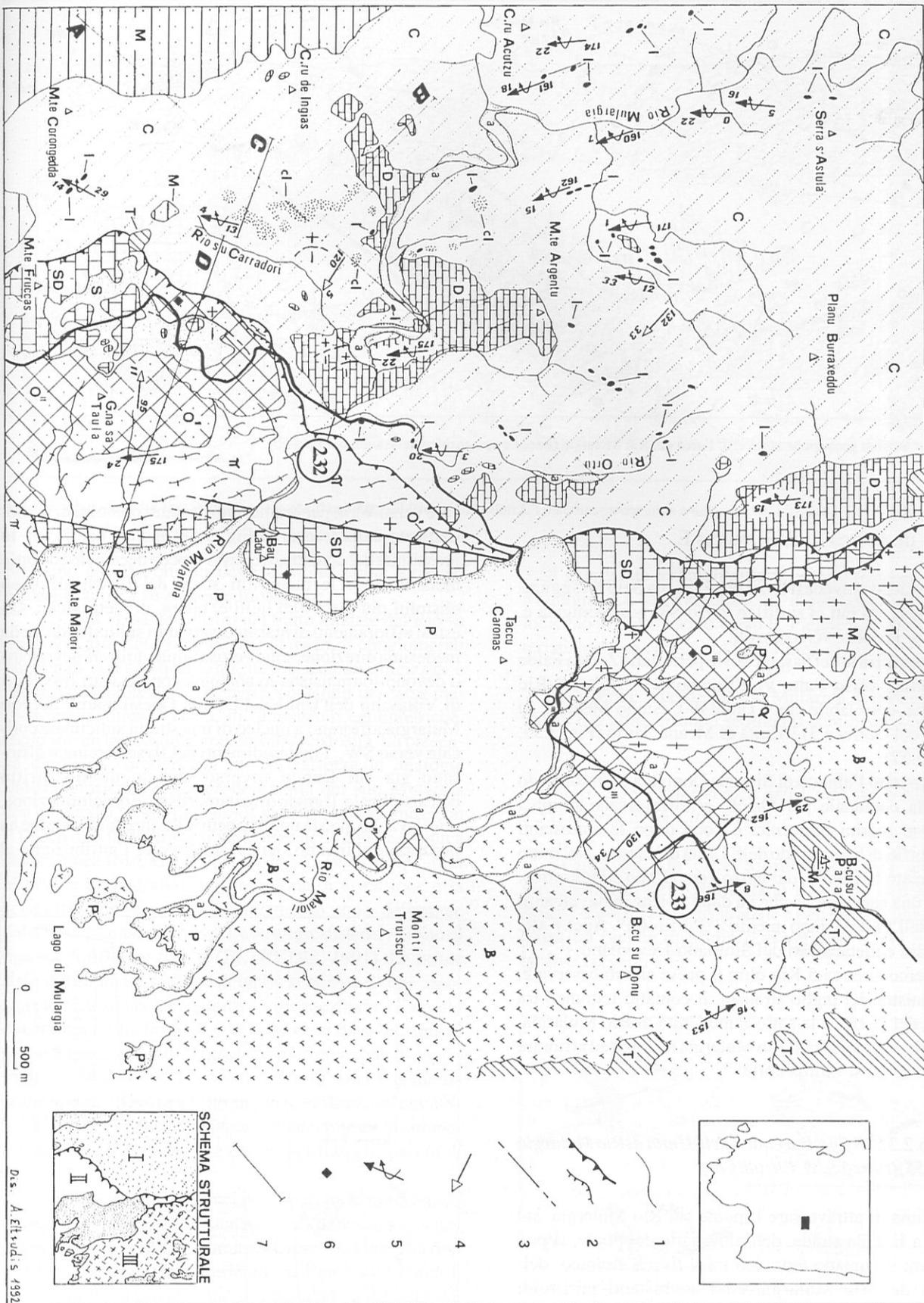
Fig. 3.54 - Carta geologica schematica e sezione geologica dell'area di Arcu Correboi (da CARMIGNANI et al., 1986b).

ct: cataclaste di faglia alpina.

**Complesso Metamorfico di Basso Grado della Barbagia:** D: metacalcri (Devoniano superiore); SD: metapeliti carboniose e quarziti nere (?Siluriano - ?Devoniano medio); COr: con questo simbolo sono indicate le metarenarie e filladi del "Postgotlandiano" Auct. (?Cambriano - ?Ordoviciano inferiore) e le sottili intercalazioni di metavulcaniti e metarose di presunta età ordoviciana intercalate nelle metarenarie.

Sono anche mostrati i principali filoni di porfidi indicati nella sezione in nero e in carta con delle croci.

**Fig. 3.55 - Carta geologica del Rio Mulargia. Sedimenti e vulcaniti post-erciniche:** a- depositi alluvionali e di versante (Quaternario); M- conglomerati, arenarie e marne (Miocene); T- argille rossastre, calcari, calcari marnosi e calcari dolomitici (Trias); P- Conglomerati, arenarie e vulcaniti acide (Permiano). **Successioni erciniche:** - *Unità di Rio Mulargia:* C- alternanze di metarenarie più o meno quarzose, metasiltiti e filladi scure, con locali intercalazioni di quarziti massive e di conglomerati con clasti di lidite (cl), con olistoliti di liditi e metapeliti nere (l) e di metacalcri (Carbonifero inferiore); D- marmi e calcescisti (Devoniano?); - *Unità del Gerrei:* SD- metapeliti e metacalcri talora marnosi grigi, nodulari, ad orthoceratidi, crinoidi e tentaculiti (Siluriano-Devoniano); S- metapeliti nere carboniose con livelli di liditi (Siluriano); O''- Metarose, metarenarie, metasiltiti fossilifere (brachiopodi, crinoidi) con intercalazioni carbonatiche (Ordoviciano sup.);  $\pi$ - Porfiroidi a grandi e a piccoli fenocristalli (Ordoviciano medio-sup.); - *Unità di Meana Sardo:* O'''- metarenarie e metasiltiti fossilifere (brachiopodi, crinoidi) (Ordoviciano sup.);  $\alpha$ - Vulcaniti acide;  $\beta$ - complesso vulcano-sedimentario interm.-basico e suoi rimaneggiati sedimentari (Ordoviciano medio-sup?). 1- limiti formazionali; 2- accavallamenti principali della fase compressiva, variamente riattivati durante la fase distensiva; 3- Faglie tardo erciniche; 4- assi di prima fase; 5- assi tardivi con senso di rovesciamento; 6- località fossilifere; 7- tracce delle sezioni di Fig. 3.56. Nello schema strutturale: I: *Unità di Rio Mulargia*; II: *Unità del Gerrei*; III: *Unità di Meana Sardo*



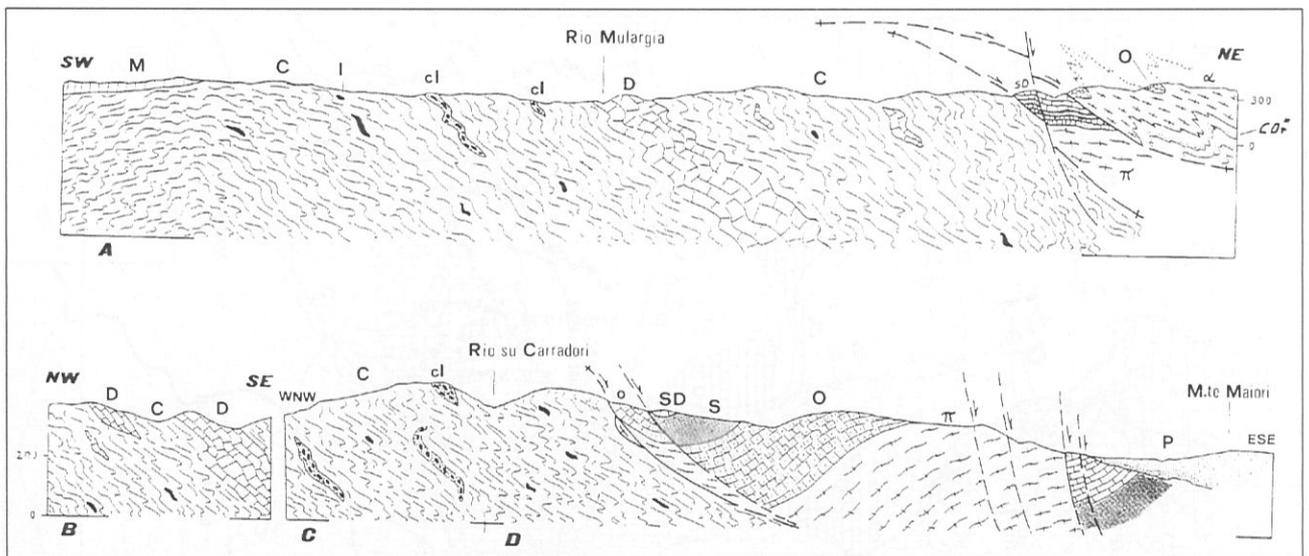


Fig. 3.56 - Sezioni geologiche attraverso l'area del Rio Mulargia (tracce e spiegazione delle sigle in Fig. 3.55).

## MULARGIA

A cura di: BARCA S. & ELTRUDIS E.

Seguendo invece il terzo percorso, da Seui si raggiunge Mandas, da qui ci si dirige verso Siurgus-Donigala e, quindi, si procede verso Orroli.

Questa parte del basamento fa parte della Zona a Falde e dal basso verso l'alto vi affiorano: 1) l'Unità di Rio Mulargia, correlabile con l'Unità di Castello Medusa, 2) l'Unità del Gerrei e 3) l'Unità di Meana Sardo (Fig. 3.55, 3.56 e 3.57)

Superato l'abitato di Siurgus Donigala e percorrendo la strada comunale per Orroli, si attraversano prima i sedimenti marini miocenici e poco dopo le sottostanti metamorfite di basso grado dell'Unità del Gerrei. Nel tratto attraversato tale unità, dal basso verso l'alto stratigrafico, mostra una successione che va dalle tipiche metavulcaniti acide dell'Ordoviciano medio ("Porfiroidi" Auct.) alle metapeliti e metacalcari del Siluriano-Devoniano.

Percorsi circa 5 Km oltre il paese si può osservare, sulla sinistra del taglio stradale, il contatto tettonico tra l'Unità del Gerrei e la sottostante Unità di Rio Mulargia. Poco prima del ponte sul Rio Mulargia iniziano ad affiorare i marmi di quest'ultima unità.

—Stop 2.32 - Il flysch ercinico dell'Unità di Rio Mulargia (Fig.3.55)(Barca S. & Eltrudis A.)

Prima di attraversare il ponte sul Rio Mulargia, sul rilievo a E della strada, dall'altra parte del ponte, si può osservare il contatto tettonico tra il flysch ercinico dell'Unità del Rio Mulargia ed i sovrastanti porfiroidi ordoviciani dell'Unità del Gerrei.

Seguendo il sentiero sulla sinistra che fiancheggia il Rio Mulargia, in breve arriviamo ai marmi dell'Unità di Rio Mulargia. Risalendo il Rio su Carradori, si può osser-

vare verso W, in panorama, uno dei tanti olistoliti di marmi (indicato dalla freccia in Fig. 3.58) inclusi nel flysch. In prossimità del contatto di questo blocco decametrico con le metarenarie e le metasiltiti scure del flysch affiorano olistoliti più piccoli di liditi e, talora, di metacalcari. Gli estesi affioramenti di marmi osservabili sullo sfondo, nella medesima direzione, sono verosimilmente di età devoniana o devono-tournaisiana in analogia con i calcari fossiliferi di Villasalto dell'Unità del Gerrei. Questi marmi del Rio Mulargia affiorano a nucleo di una stretta anticlinale coricata verso SW. I metasedimenti del flysch ercinico affiorano sia sul fianco inverso che su quello diretto dell'anticlinale. Il grado di metamorfismo e di deformazione, più elevati in questa unità rispetto alle altre falde esterne ha purtroppo obliterato ogni resto fossile; l'attribuzione al

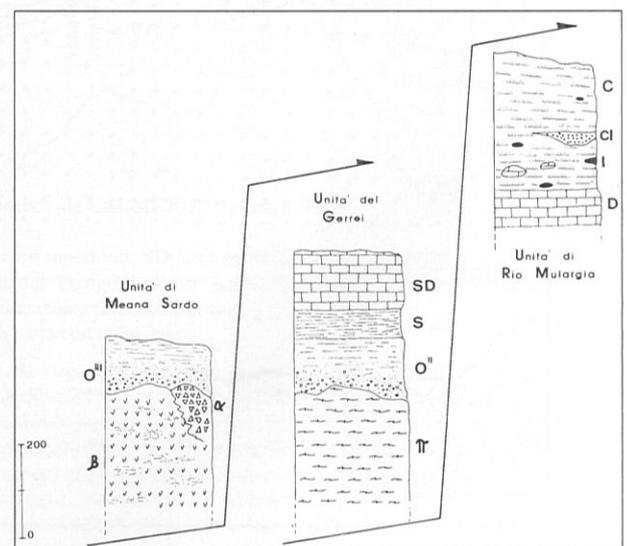


Fig. 3.57 - Colonne stratigrafiche dell'area del Rio Mulargia (spiegazione delle sigle in Fig. 3.55).

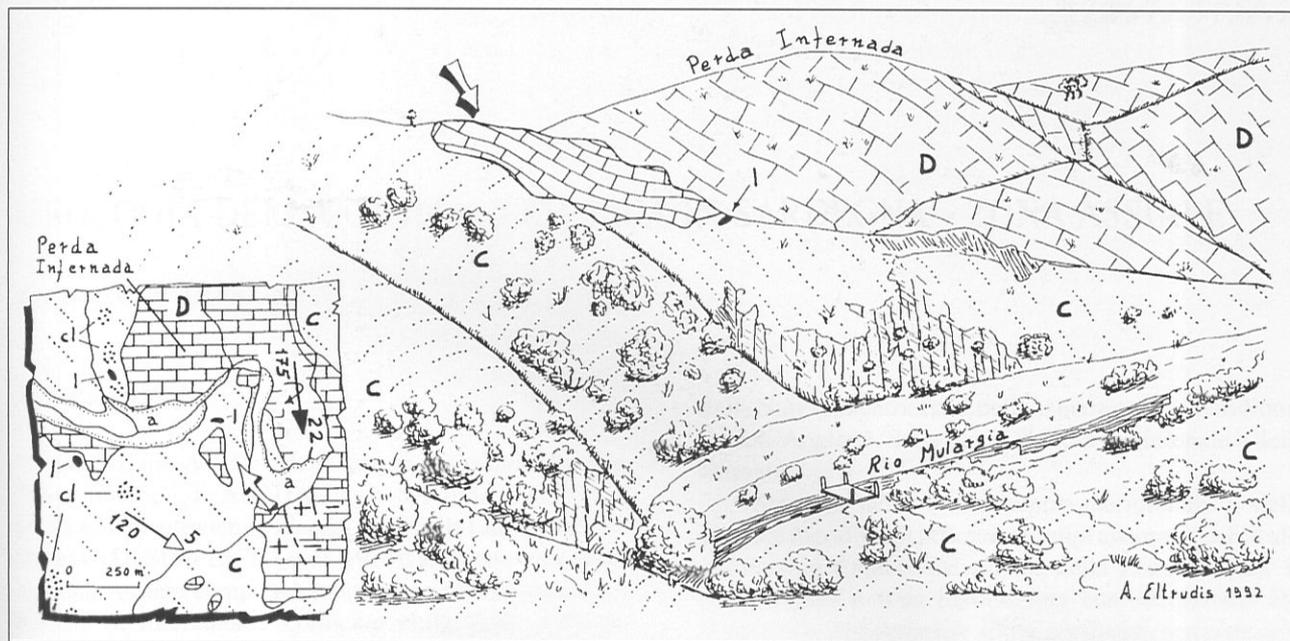


Fig.3.58 - Panorama sul lato W del sentiero che fiancheggia il Rio su Carradori. L'Olistolite carbonatico è indicato dalla freccia.

Siluriano e/o Devoniano degli olistoliti della zona del Mulargia si basa su analogie litologiche.

Sul versante sinistro del tratto iniziale del Rio su Carradori affiorano varie decine di metri di conglomerati poligenici con clasti di liditi, di metacalcari silicizzati e subordinatamente di metarenarie, contenuti in scarsa matrice metapelitica. I clasti, di dimensioni centimetriche, mostrano un forte allungamento sulla scistosità. La presenza di questi caratteristici litotipi rafforza le analogie litostratigrafiche del flysch dell'Unità del Rio Mulargia con quello dei settori più meridionali della Sardegna e con il flysch tipo Culm noto in vaste aree della catena ercinica sud-europea (MAXIA, 1984; BARCA, 1991; BARCA et al.1991 e bibliografia). La lineazione di estensione e la scistosità della fase di raccorciamento sono deformate dalla fase distensiva tardiva. Le strutture distensive sono di tipo sia duttile che fragile (ELTRUDIS, 1991). Le prime sono testimoniate da fasce di taglio semplice dirette associate a scistosità non penetrativa e pieghe minori; l'angolo di apertura e l'inclinazione del piano assiale sulla zona di taglio è funzione dell'entità della deformazione di taglio semplice (Fig. 3.59). Le strutture duttili sono tagliate da faglie dirette a basso e ad alto angolo con direzioni circa N-S. La cinematica di queste fasce è deducibile dalla simmetria delle pieghe associate e dai tettofilii degli specchi di faglia.

Anche i contatti tettonici principali tra le unità hanno rigiocato durante la fase distensiva. Una delle conseguenze più evidenti di ciò è che l'Unità del Gerrei si assottiglia fino ad elidersi nella parte settentrionale dell'area ove l'Unità di Meana Sardo si sovrappone direttamente sull'Unità del Rio Mulargia (Fig. 3.55).

Un buon esempio di piega tardiva decametrica si può osservare dall'affioramento dell'olistolite indicato in Fig.

3.58 guardando in basso oltre il gomito formato dal Rio Mulargia. La sua vergenza, ed il suo asse diretto N-S, indicano un movimento verso E. Pieghe con queste caratteristiche sono comuni in tutta l'area di Fig.1.

Superato il ponte sul Rio Mulargia, si procede verso Orroli e si attraversano i sedimenti continentali permiani

— Stop 2.33 - Interferenze nell'Unità del Gerrei (Fig. 3.55) (Barca S. & Eltrudis A.)

Circa 10 Km oltre Siurgus-Donigala affiorano metasedimenti dell'Ordoviciano superiore dell'Unità di Meana Sardo. Sul taglio stradale è ben esposta una interferenza tra pieghe di prima fase vergenti a SW e pieghe tardive vergenti a E.

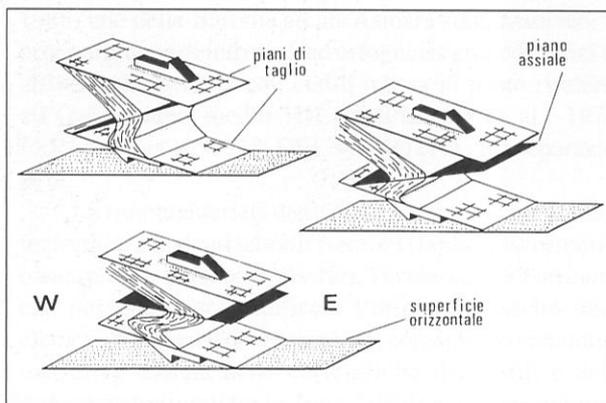


Fig. 3. 59 - Evoluzione dei piegamenti tardivi tipo drag fold con l'aumentare della deformazione di taglio semplice.

## GEOLOGIA DELLA CATENA ERCINICA IN SARDEGNA - ZONA ASSIALE

OGGIANO G. & DI PISA A.

### 1. INTRODUZIONE

La "Zona Assiale" della catena è assimilabile alle "zone interne" di ARTHAUD & SAUNIAK (1981) e tradizionalmente viene collocata a NE della Linea Stintino-Dorgali (DI SIMPLICIO et al. 1974); in questa accezione la Zona Assiale comprenderebbe parte del Goceano che invece va interamente collocato nella Zona a Falde (OGGIANO, 1991).

Essa è costituita da rocce metamorfiche e rocce granitoidi. Le prime sono caratterizzate da un metamorfismo, variabile in intensità dal basso grado all'alto grado, progrado verso NE (FRANCESCHELLI et al. 1982 e bibl.), e derivano per lo più da facies pelitico-arenacee, da subordinati prodotti ignei e da depositi carbonatici. Le seconde appartengono all'insieme di plutoniti costituenti il batolite ercinico sardo.

A causa del metamorfismo non è possibile stabilire correlazioni biostratigrafiche con la Zona a Falde, poché sono anche le opportunità per riconoscere successioni che possano consentire correlazioni su basi litostratigrafiche.

La ricostruzione della sequenza delle fasi deformative, e del relativo stile strutturale, unitamente allo studio petrologico dell'evoluzione metamorfica in relazione alle fasi deformative stesse e talvolta con l'ausilio di informazioni di tipo geochemico e cronologico assoluto, consente ad ogni modo di delineare un quadro tettonico evolutivo di questo settore di catena.

Nella Zona Assiale possono essere considerati separatamente due complessi metamorfici: uno di basso e medio grado ed uno di alto grado, separati da una fascia milonitica all'interno della quale si distribuiscono corpi boudinati da decametrici a ettometrici di ortoanfiboliti ad affinità oceanica.

Su questa base viene condotta di seguito l'illustrazione delle più recenti interpretazioni circa l'evoluzione tettono-metamorfica della Zona Assiale della catena ercinica in Sardegna.

### 2. I COMPLESSI METAMORFICI DELLA ZONA ASSIALE

#### 2.1 Il Complesso di Medio e Basso grado

A questo complesso appartengono tutte le metamorfiti

della Nurra settentrionale, dell'Asinara centro-meridionale, dell'Anglona, della Bassa Gallura meridionale e delle Baronie.

Soltanto nella Nurra centro-meridionale e nelle Baronie meridionali affiorano litotipi ancora riferibili alle successioni Cambro-Devoniane della Zona a Falde. In Nurra infatti è stata riconosciuta una successione che comprende metarenarie e siltiti, porfiroidi, metavulcaniti basiche e metagrovacche carbonatiche con lenti di metacalcari, filladi nere carboniose con liditi associate e contenenti un orizzonte di brecciole con "ferro oolitico". Questa successione è confrontabile con quelle della Zona a Falde (CARMIGNANI et al., 1979; DI PISA & OGGIANO, 1984). Seguono metaconglomerati, filladi e quarziti rosa, dubitativamente attribuite al Carbonifero inferiore, che sono state tentativamente correlate ai paragneiss della Nurra settentrionale dove il grado metamorfico è più elevato (CARMIGNANI et al., 1979).

Nelle Baronie è stato osservato un complesso costituito da filladi, filladi carboniose e paragneiss minuti associate a quarziti, metavulcaniti da intermedie a acide e marmi. Anche questi litotipi sono ancora correlabili con quelli delle successioni cambro-ordoviciane della Zona a Falde (CARMIGNANI et al., 1982).

In Anglona, Gallura sud-occidentale, nell'Asinara centrale e nelle Baronie settentrionali non sono possibili ricostruzioni stratigrafiche. In queste zone compaiono micascisti e paragneiss a  $St + Bt \pm Gt$  e  $Ky + Bt \pm Gt$  (FRANCESCHELLI et al., 1982; ELTER et al., 1986; DI PISA & OGGIANO, 1987a,b; OGGIANO & DI PISA, 1988) che nelle Baronie ed all'Asinara sono associati, in originari rapporti intrusivi, ad ortogneiss granodioritici ad affinità sub-alcalina con età di messa in posto risalente all'Ordoviciano medio (DI SIMPLICIO et al., 1974; FERRARA et al., 1978; DEL MORO et al., in preparazione).

La frammentarietà degli affioramenti e la presenza di importanti accidenti tettonici terziari (faglie trascorrenti e/o transpressive di Nuoro, Oschiri, Tavolara e Rift Turritano) che possono aver modificato l'originario assetto degli elementi strutturali del basamento, consigliano comunque una certa cautela nella correlazione degli stili e delle direzioni strutturali tra la Zona a Falde e le aree comprese in questo complesso. Solo in Nurra è possibile cogliere con continuità l'evoluzione degli elementi strutturali dal setto-

re a falde al settore assiale della catena.

La sequenza dei processi deformativi è riassumibile in quattro fasi di intensità e di importanza regionale.

La più antica ( $D_1$ ) è ben osservabile nelle aree più meridionali e si manifesta come scistosità ( $S_1$ ) di piano assiale di pieghe isoclinali a vergenza sud-occidentale. Verso N, dove più alto è il grado metamorfico, la superficie  $S_1$  risulta progressivamente trasposta fino a conservarsi soltanto all'interno di porfiroblasti di plagioclasio, granato e biotite (FRANCESCHELLI et al., 1982; OGGIANO & DI PISA, 1988; ELTER et al., 1989). Questa trasposizione è l'effetto di una deformazione successiva ( $D_2$ ) che si esplica a S con un clivaggio di crenulazione e a N tramite una anisotropia planare pervasiva ( $S_2$ ) che è l'elemento strutturale dominante osservabile sul terreno (CARMIGNANI et al., 1979, 1982; OGGIANO & DI PISA, 1988).

Nella Bassa Gallura, in Anglona (DI PISA & OGGIANO, 1985, 1987a,b; OGGIANO & DI PISA, 1988), nella Nurra settentrionale (CARMIGNANI et al., 1979; FRANCESCHELLI et al., 1989) e nelle Baronie (ELTER & SARRIA, 1989) è stata messa in evidenza una ulteriore fase deformativa ( $D_3$ ), cui si associa un *crenulation cleavage*, sostanzialmente co-direzionale alle strutture  $D_2$  e interpretata come evoluzione di quest'ultima.

Su tutta l'area, inoltre, è sempre presente un episodio deformativo ( $D_4$ ) che si manifesta con *kinks* e crenulazioni a direzione sub-meridiana. A queste fasi deformative minori non sembra legata alcuna blastesi di rilevante importanza.

Una deformazione milonitica ( $D_m$ ) è localizzata alla transizione fra i due complessi metamorfici coinvolgendo i terreni di entrambi i complessi. Le relazioni cronologiche fra la  $D_m$  e le altre fasi deformative collocano questa fase deformativa tra la  $D_3$  e la  $D_4$ .

I rapporti fra le principali fasi deformative e i più importanti eventi blastici hanno consentito di distinguere due episodi di cristallizzazione  $M_1$  ed  $M_2$  (FRANCESCHELLI et al., 1982; CARMIGNANI et al., 1979); il primo, nelle aree di grado più basso (zona a clorite), è sincinemato rispetto alla fase deformativa  $D_1$ , mentre nelle zone di grado più elevato (*upper green schists* e inizio della facies anfibolitica) è posteriore a questa deformazione. Il secondo episodio metamorfico  $M_2$  è essenzialmente sincinemato alla fase deformativa  $D_2$  che, come visto, mostra anch'essa un progressivo aumento della deformazione verso N fino alla completa trasposizione delle strutture legate all'episodio deformativo  $D_1$ .

Le blastesi associate alla fase deformativa  $D_2$  mostrano una zoneografia progradata verso N che sembra mantenersi sempre all'interno della facies degli scisti verdi (FRANCESCHELLI et al., 1982).

Nella Nurra è stata anche osservata una blastesi albitica da sin- a post-cinemato rispetto alla fase  $D_2$  (DI PISA & OGGIANO, 1984; FRANCESCHELLI et al., 1990).

In definitiva tutta l'evoluzione tettono-metamorfica del Complesso di Medio e Basso grado è messa in relazione con due eventi principali seguiti da fasi

deformative minori. L'episodio metamorfico principale ( $M_1$ ) durante il quale si è realizzata, all'interno del complesso, una zoneografia progradata verso N con caratteri di P e T intermedie, è compreso tra gli ultimi stadi della deformazione  $D_1$  e i primi stadi della deformazione  $D_2$  (FRANCESCHELLI et al., 1982, 1989; ELTER et al., 1986).

In Anglona e all'Asinara le rocce mostrano associazioni mineralogiche, compatibili con condizioni di alta T/P, che si sovrappongono a quelle di P e T intermedia che le precedono (DI PISA & OGGIANO, 1987b). Questa particolarità suggerisce una evoluzione in parte diversa rispetto alle altre zone, probabilmente da collegarsi alla evoluzione post-collisionale i cui effetti sarebbero dunque differenti nello spazio e/o nel tempo.

All'interno della zona milonitica si sviluppano importanti fenomeni di retrocessione metamorfica in facies di scisti verdi; nei litotipi più competenti, rappresentati dai corpi anfibolitici, si conservano relitti di microstrutture legate a processi tettonometamorfici in facies anfibolitica (CAROSI & ELTER, 1989).

## 2.2 Il Complesso di Alto Grado

Il Complesso di Alto Grado affiora a N della "Linea Posada-Asinara", è costituito essenzialmente da gneiss e migmatiti a Sil + Kfs e Sil + Ms (FRANCESCHELLI et al., 1982; ELTER, 1987). Al suo interno sono presenti corpi di ortoderivati a composizione granitica-granodioritica, e di ortoderivati a composizione basica per lo più riferibili a complessi stratificati: quello di M.giu Nieddu, nel quale GHEZZO et al. (1979, 1982) hanno riscontrato relitti di paragenesi granulitiche, quelli presso Olbia, e quello di P.ta Scorno nell'isola Asinara (DI PISA & OGGIANO, dati inediti). Relitti di paragenesi riconosciute come granulitiche sono anche segnalate nei numerosi fels calcosilicatici sempre presenti in questo complesso in lenti da decimetriche a metriche (GHEZZO et al., 1982).

La foliazione più antica nelle migmatiti è materializzata da un layering composizionale in cui si alternano leucosomi a composizione *trondhjemitica* e melanosomi a Bt + Pl ± Gt ± Sil che, sulla base di considerazioni petrologiche e tessiturali, viene ricondotto a processi di smistamento *in solidus* (FERRARA et al., 1978; PALMERI, 1991). Una generazione successiva di leucosomi a composizione granitica-granodioritica interseca in discordanza i leucosomi *trondhjemitici* (OGGIANO & DI PISA, 1988). La loro composizione, prossima ad un *minimum melt*, ne suggerisce una origine anatettico-crustale (ELTER et al., 1986) assimilabile geneticamente a quella di alcuni *stocks* di graniti peralluminosi, la cui genesi e messa in posto sono ritenute sincinematiche rispetto ad una deformazione scistogena riconducibile alla fase  $D_2$  ercinica, che è anche la più antica ben documentabile in questo complesso (DI PISA & OGGIANO, 1985, 1987a; OGGIANO & DI PISA, 1988; MACERA et al., 1989).

Una fase successiva  $D_3$ , con caratteristiche crenulanti e direzioni assiali parallele alla catena, è stata messa in evidenza da DI PISA & OGGIANO (1985) in Bassa Gallura. Questa fase deforma anche gli affioramenti più settentrionali nell'area Palau-S.Teresa, dove si manifesta con pieghe asimmetriche e zone di taglio estensionali contemporanee a fenomenologie anatettiche con caratteri di bassa pressione (FOLCO, 1991). A questa fase vanno ricondotte le strutture di tipo ductionitico (BORRADAILE & KENNEDY, 1982) rilevabili nella zona.

I processi anatettico-crustali sembrano, quindi, coerenti con un meccanismo di collassamento tettonico accompagnato da rilascio termico posteriore all'evento collisionale e di ispessimento crustale. L'anatessi si collocherebbe dunque in un intervallo di tempo durante il quale sono perdurate le deformazioni  $D_2$  e  $D_3$ .

La principale strutturazione del complesso migmatitico sarebbe legata, come indicano numerosi dati petrologici (ELTER et al., 1985; 1986; FRANCESCHELLI et al., 1989), ad un regime decompressivo cui non corrisponde un contemporaneo raffreddamento. Un limite cronologico superiore di questa strutturazione può essere rappresentato dall'età di piccoli corpi di granitoidi anatettici sincinematici, legati al regime estensionale, che è stata stimata a  $300 \pm 7$  Ma (MACERA et al., 1989).

### 2.3 La Linea Posada - Asinara

Il Complesso di Basso e Medio Grado ed il Complesso di Alto Grado sono separati da una zona blastomilonitica a carattere retrogrado, studiata in dettaglio da ELTER (1985, 1987), CAROSI & ELTER (1989) ed ELTER et al. (1990) che ne hanno messo in evidenza il carattere di zona di taglio trascorrente destra nel tratto della valle del Posada.

Essa consiste in una fascia di ampiezza variabile contenente micascisti, paragneiss, migmatiti, anfiboliti e quarziti ed affiora, oltre che nella valle del Posada, anche in Bassa Gallura e nell'isola Asinara. Lo sviluppo di queste fasce milonitiche avviene sempre in corrispondenza della transizione tra i due complessi di cui sopra, che mostrano caratteri evolutivi metamorfici non completamente omogenei fra di loro, ed è sempre accompagnato dalla presenza di ortoanfiboliti subalcaline (MEMMI, et al., 1983) ad affinità oceanica (N-T MORB; CAPPELLI et al., 1990), quasi sempre strettamente associate a quarziti e talvolta recanti relitti di paragenesi e tessiture eclogitiche (dati inediti) simili a quelli descritti da MILLER et al. (1976) a P.ta de Li Tulchi.

Le composizioni isotopiche del Nd ed i rapporti Sm-Nd delle anfiboliti in questa posizione definiscono una isocrona di età  $957 \pm 93$  Ma (M.S.W.D. = 1.4) a cui è associata una composizione isotopica iniziale 0.51167(14). Età simili sono state ottenute in diverse parti della catena ercinica europea su anfiboliti ed eclogiti che sono state interpretate come frammenti di crosta oceanica

(BERNARD-GRIFFITHS & CORNICHE, 1985; DOWNES & WILSON, 1991). La composizione isotopica iniziale del Nd ottenuta dalla isocrona, espressa in rapporto ad una sorgente condritica ( $\epsilon$  Nd CHUR = +5.3) è vicina a quella relativa ad una sorgente di mantello oceanico impoverito calcolata alla stessa età ( $\epsilon$  Nd CHUR = +5.8). Ciò suggerisce che l'età radiometrica ottenuta rappresenti l'età di cristallizzazione del protolite (CASTORINA et al., 1991; CAPPELLI et al., 1991a, b).

In conclusione, i dati geochimici indicano che le anfiboliti lungo la Linea Posada-Asinara rappresentano frammenti di una crosta oceanica pre-Cambriana che ha partecipato all'evoluzione dell'orogene ercinico.

Il carattere trascorrente attualmente leggibile si manifesta con fenomeni di diaforesi diffusa ed è stato attribuito sia alla tettonica trascorrente tardo- post-ercinica (CAROSI & ELTER, 1989) che agli stadi collisionali in seguito a meccanismi di indentazione (ELTER et al., 1990).

Sicuramente il ruolo trascorrente di questo lineamento deve aver perdurato sino alla messa in posto delle prime intrusioni del batolite ercinico sardo. Infatti alcune intrusioni a carattere composito, affioranti sul prolungamento della Linea Posada-Asinara, vengono deformate in maniera coerente con il suo contesto cinematico (MAMELI, 1992).

Nelle sezioni relative alla Bassa Gallura e all'Asinara (Figg. 3.1; 3.2), tracciate attraverso la Linea Posada-Asinara, la giacitura della fascia milonitica mostra una immersione verso NE che risulta coerente con la vergenza generale della catena verso SW.

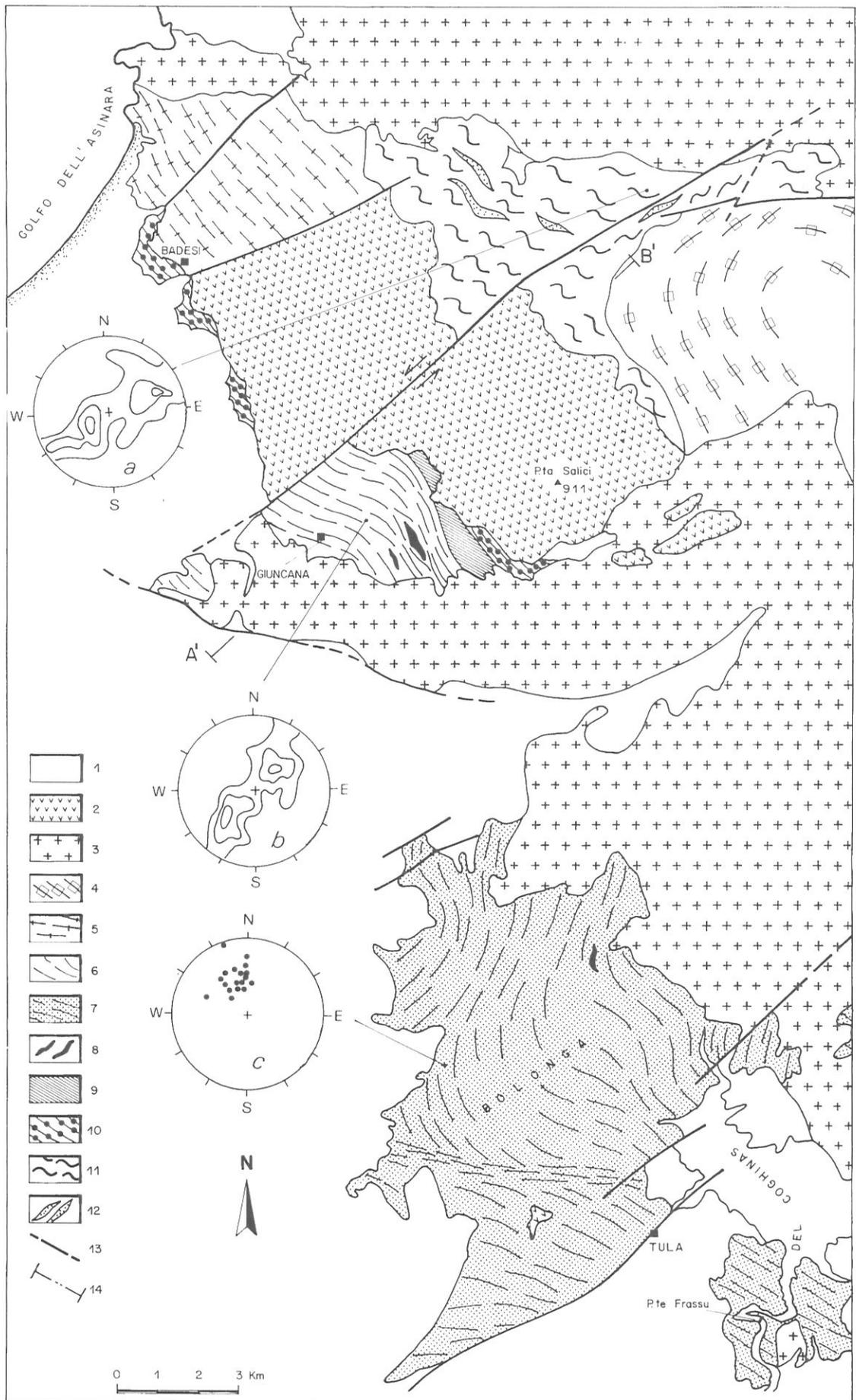
I dati petrologici relativi al metamorfismo nel Complesso di Basso e Medio Grado, a S della Linea Posada-Asinara, documentano una evoluzione metamorfica che descrive un ciclo tipo isteresi in un campo P-T (vedi sopra), mentre nel Complesso di Alto Grado, è documentabile soltanto una evoluzione decompressiva con parametri termici variabili.

Ciò ha portato a considerare la Linea Posada-Asinara come un contatto tettonico di primo ordine che attraversa tutta la Sardegna settentrionale e che separa due complessi che apparentemente non mostrano una evoluzione metamorfica unitaria riguardo le vicende precedenti i percorsi decompressivi.

Queste circostanze, unitamente alla affinità oceanica delle anfiboliti e retro-eclogiti al suo interno, hanno fatto ritenere questa linea come una paleo-sutura trasportata tettonicamente alla base di una placca crustale sovrascorsa su un margine continentale sottoscorso (CAPPELLI et al., 1991b).

### 3. IL SETTORE BASSA GALLURA - ANGLONA (OGGIANO G. & DI PISA A.)

Una esposizione abbastanza completa delle testimonianze che descrivono l'evoluzione tettono-metamorfica collisionale e post- collisionale ercinica nella Sardegna



setentrionale è individuabile in una sezione composta comprendente l'Anglona e la Bassa Gallura. Queste aree sono distribuite nell'ordine da S a N in una fascia a direzione meridiana che borda il "Rift Sardo" verso W e il batolite verso E. Sono collocate in parte a SW della Linea Posada-Asinara (Anglona e Bassa Gallura meridionale) e in parte a NE (Bassa Gallura settentrionale; Fig. 4.1). I tratti salienti di questa evoluzione sono dedotti da informazioni di varia natura (v. sopra), acquisite nel corso di molti anni da diversi Autori, che vengono qui integrate con dati di recente acquisizione da parte degli scriventi.

Il motivo conduttore, trattandosi di un tentativo di sintesi di una evoluzione, è senz'altro il fattore tempo che è indagabile tramite criteri di sequenzialità nelle fenomenologie, siano esse di carattere strutturale, petrologico e geochimico-isotopico.

### 3.1 Bassa Gallura

Quest'area rappresenta l'affioramento più settentrionale tra quelli di metamorfiti del basamento sardo che affiorano al margine occidentale del batolite. Essa si sviluppa a cavallo di una fascia milonitica che coinvolge terreni appartenenti al complesso di basso e medio grado e terreni del Complesso di Alto Grado metamorfico.

Al di là del movimento trascorrente destro, osservato anche in questo segmento di fascia milonitica, i rapporti geometrici tra i due complessi, così come all'Asinara, indicano che il Complesso di Alto Grado è sovrascorso su quello di medio e basso grado (profili A-B e A<sup>1</sup>-B<sup>1</sup> di Figg. 4.1 e 4.2).

Gli elementi strutturali a grande scala sono dunque essenzialmente tre: i due complessi metamorfici di cui sopra e la fascia milonitica che li separa.

A S affiora il complesso di basso e medio grado rappresentato da micascisti a Qtz + Pl + Bt + Ms ± St ± Ky ± Gt che si caratterizzano per la monotonia del loro aspetto all'affioramento, interrotta di quando in quando da paraderivati arenacei e pelitico arenacei (paragneiss) che si intercalano in corpi variabilmente distribuiti e di spessore non costante. Questi caratteri trovano riscontro negli aspetti tessiturali delle rocce che in prevalenza si mostrano marcatamente foliate in funzione delle proporzioni modali dei fillosilicati presenti (muscovite e biotite). Sono visibili evidenze di smistamenti composizionali tipo *differentiated layering* per lo più connessi a processi di *strain partitioning* legati alla fase D<sub>2</sub>. I minerali indice cianite e staurolite sono spesso destabilizzati, specie la cianite, da processi retrometamorfici e/o di alterazione.

All'interno dei micascisti affiorano alcuni corpi da decametrici a ettometrici di anfiboliti che rappresentano i derivati metamorfici di basalti ad affinità oceanica (N-Morb), come risulta dalle loro caratteristiche geochimiche.

Esse mostrano caratteri mineralogici e tessiturali complessi che ne rivelano una evoluzione metamorfica composta. L'associazione mineralogica dominante comprende anfibolo, plagioclasio e granato coerentemente al contesto metamorfico in facies anfibolitica in cui si trovano. Frequenti strutture simplettitiche ad albite e clinopirosseno salitico sono riconoscibili nella roccia e rappresentano, con ogni probabilità, le testimonianze di una destabilizzazione di pirosseno onfacitico di cui alcuni granuli sono conservati all'interno del granato (dati inediti). Altre evidenze quali strutture coronitiche di titanite intorno a rutilo ed ilmenite e di plagioclasio intorno a granato (comunemente ritenute tipiche di retrometamorfismo da condizioni di alta pressione in rocce basiche di questo tipo) concorrono alla definizione delle anfiboliti di Giuncana come retro-eclogiti.

La strutturazione nei micascisti di Giuncana e Tungoni è complessa in quanto alle fasi regionali si aggiunge, procedendo verso le filloniti interposte tra essi e le miloniti derivate dal complesso migmatitico, la deformazione localizzata intorno alla zona di taglio duttile.

Possono essere distinte quattro fasi deformative regionali:

- una fase D<sub>1</sub>, osservabile solo sotto forma di "inclusion trails" all'interno di porfiroblasti di granato, staurolite e plagioclasio;
- una fase D<sub>2</sub> che sviluppa pieghe a geometria isoclinale, con direzioni assiali variabili e con associata scistosità di piano assiale (S<sub>2</sub>), osservate solo a scala mesoscopica. A questa deformazione non sembrano legate blastesi importanti, infatti la distribuzione delle fasi minerali lungo la superficie S<sub>2</sub> (in particolare muscovite e biotite) sembra in gran parte dovuta a fenomeni di riorientazione meccanica;
- una fase D<sub>3</sub> a carattere crenulante che genera pieghe ad orientazione assiale NNW-SSE e piani assiali ad immersione variabile. Il clivaggio di crenulazione che ad essa si associa non supera gli stadi 3 e 4 di BELL & RUBENACH (1983);
- infine una fase D<sub>4</sub>, tardiva, che genera *kinks* con direzioni assiali prevalenti N-S.

Un ultimo episodio deformativo (D<sub>m</sub>), a carattere localizzato genera una zona di taglio duttile retrograda. La struttura associata alla zona di taglio consiste in una fascia di filloniti, larga in media un centinaio di metri, formata essenzialmente a spese di micascisti. All'affioramento si osserva una scistosità, assimilabile ad uno *slaty-cleavage*,

Fig. 4.1 - Schema geologico del settore Anglona-Bassa Gallura.

1: Coperture post-paleozoiche; 2: Complesso vulcano-sedimentario permiano; 3: Intrusioni a tessitura isotropa "post - tettoniche"; 4: Monzograniti eterogranulari con orientazioni di flusso magmatico; 5: Intrusione composta, foliata, di Badesi-Trinità d'Agultu; 6: Micascisti e paragneiss di P e T intermedie del Complesso di Basso e Medio Grado; 7: Micascisti e paragneiss di P e T intermedia con sovrimpronta metamorfica regionale di HT/LP; 8: Anfiboliti ad affinità N-MORB con relitti eclogitici (Giuncana); 9: Filloniti; 10: Miloniti e gneiss milonitici; 11: Migmatiti del Complesso di Alto Grado; 12: Graniti peralluminosi sintettonici; 13: Faglie; 14: Traccia della sezione A'-B' di Fig.3.2. Nei *net* inseriti in figura sono rappresentati i poli della superficie S<sub>2</sub> dispersi dalle pieghe D<sub>3</sub> (a, b) e le lineazioni di estensione sulla scistosità più evidente.

lungo la quale si decrenulano le strutture regionali precedenti e si sviluppano lineazioni di *stretching* orizzontali evidenziate da allineamenti di fillosilicati e da sottili nastri di quarzo che registrano una ricristallizzazione dinamica. Le filloniti sfumano nei micascisti attraverso una zona in cui la scistosità milonitica si dirada e individua con la  $S_2$  precedente relazioni geometriche simili a quelle delle superfici S-C delle miloniti quarzo-feldpatiche; tali relazioni definiscono un senso di taglio destro. Tutti i micascisti in prossimità delle zone di taglio contengono associazioni retrograde. La destabilizzazione e/o alterazione dei minerali e lo sviluppo delle filloniti in ambientazione di scisti verdi sembrano collegate fra loro e probabilmente accompagnate da infiltrazione di fluidi che, in accordo con GIBSON (1990), può aver facilitato la transizione della deformazione da un regime fragile ad un regime duttile.

A N della fascia milonitica, che immerge verso ENE, affiorano terreni migmatitici che mostrano una certa eterogeneità di tipologie tessiturali e composizionali. Infatti sono state distinte metatessiti e diatessiti (ulteriori suddivisioni sono possibili all'interno di questi due raggruppamenti) che riflettono differenze dovute a variabilità nei processi genetici.

Le metatessiti comprendono rocce che mostrano una più o meno pronunciata differenziazione selettiva in domini composizionali. Questa si esplica con la formazione di leucosomi disposti in alternanza discontinua (da millimetrica a decimetrica) a melanosomi e paleosomi (la terminologia qui adottata per illustrare i caratteri tessiturali delle migmatiti è quella proposta da JOHANNES, 1988). I leucosomi hanno composizione trondhjemitica (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 nei terreni migmatitici del N Sardegna (FERRARA et al., 1978; OGGIANO & DI PISA, 1988; PALMERI, 1991). Questi processi vengono ricondotti ad una molteplicità di fattori tra i quali quelli legati a meccanismi di *pressure solution* sembrano i più efficaci (SAWYER & BARNES, 1988). Sono presenti anche rocce composizionalmente omogenee che rappresentano con ogni probabilità i termini paleosomatici.

Le diatessiti sono rappresentate da rocce in cui è documentabile una mobilitazione anatettica. Tra esse si osservano strutture agmatitiche, nebulitiche, a *schlieren*, che indicano un grado pronunciato di mobilitazione, come pure strutture di tipo stromatico discontinuo testimo-

ni di processi di fusione parziale essenzialmente *in situ*.

Abbondante è lo sviluppo di feldspato alcalino che assieme a 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* crustale che ha investito 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; v. oltre) di alcuni di essi (0.7105; 0.7108; DEL MORO et al., in preparazione). Sotto il profilo petrologico, la fusione parziale di una simile sorgente crustale dovrebbe avvenire essenzialmente tramite reazioni di *dehydration melting* coinvolgenti fasi idrate come muscovite e biotite (e.g.  $Ms+Pl+Qtz = Kfs+Als+Melt$  e  $Bt+Als+Pl+Qtz = Kfs+Gt+Melt$  rispettivamente). La discreta abbondanza di granato e la scarsa presenza di Als nelle diatessiti porta a preferire la seconda reazione (*biotite melting stage*) come principale responsabile dell'anatessi nella Bassa Gallura settentrionale.

Il carattere tessiturale di maggior rilievo all'interno delle diatessiti è la compresenza di leucosomi a composizione trondhjemitica, del tutto simili a quelli rinvenuti all'interno delle metatessiti, e di leucosomi a composizione granitica di natura anatettica. I rapporti reciproci tra questi due elementi rivelano la priorità di formazione dei primi rispetto ai secondi (OGGIANO & DI PISA, 1988).

La deformazione  $D_2$  piega in stile isoclinale il *layering* composizionale a leucosomi trondhjemitici e deforma i leucosomi anatettici. La foliazione  $S_2$  ad essa associata risulta a sua volta ripiegata dalla deformazione  $D_3$  secondo direzioni assiali intorno a N130E di pieghe relativamente aperte a carattere crenulante.

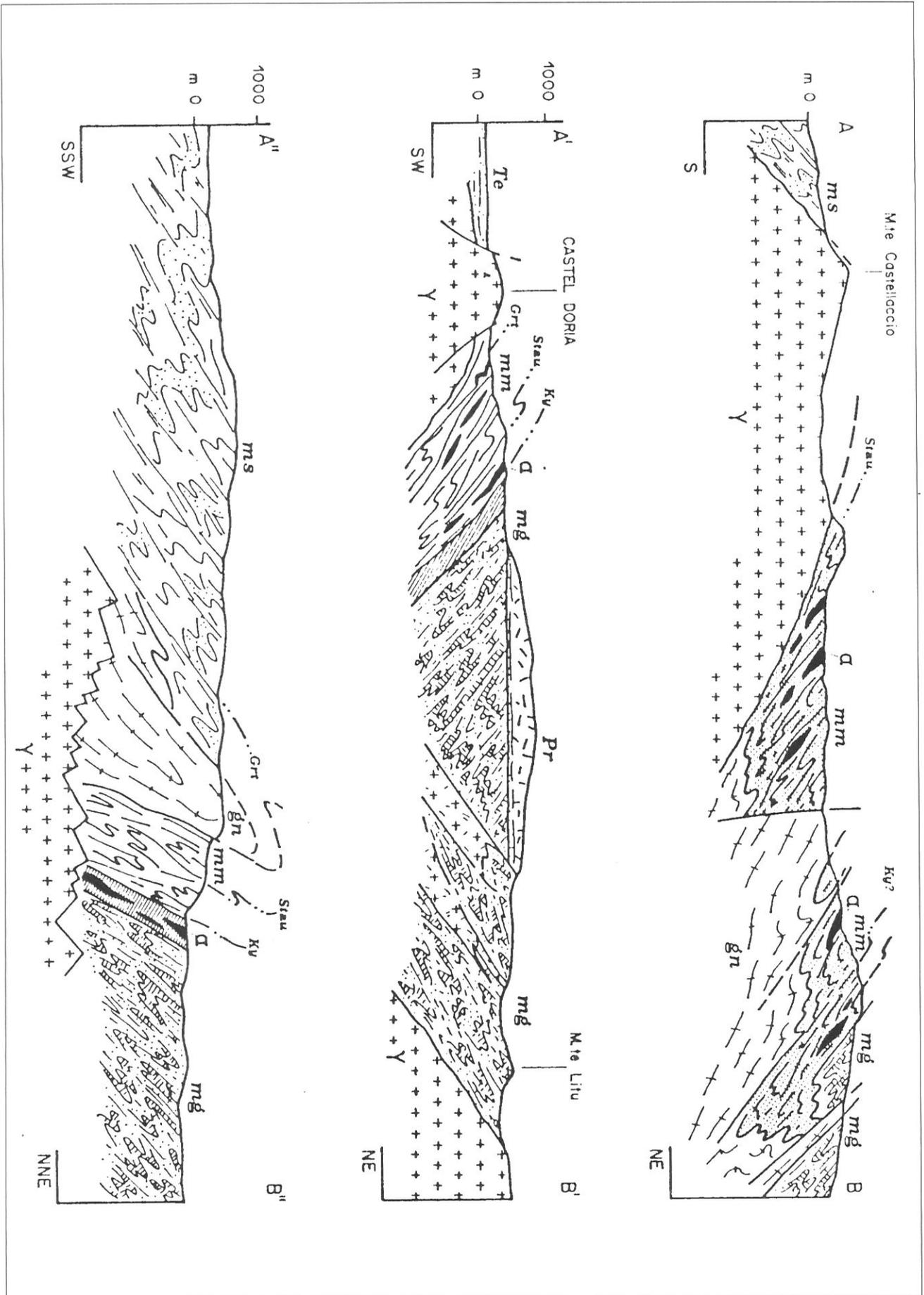
Non esistono elementi che consentano di correlare il *layering* migmatitico a leucosomi trondhjemitici a N della Linea Posada-Asinara con la superficie relitta inclusa nei porfiroblasti nei micascisti a S. E' peraltro vero che non è possibile produrre, al momento, alcuna evidenza diretta del contrario. L'insieme degli elementi a contorno porta però a preferire la seconda ipotesi (v. oltre).

### 3.2 Anglona

Il complesso metamorfico dell'Anglona affiora nell'area attorno al lago del Coghinas, compresa tra i leucograniti del massiccio del Limbara a N e i depositi vulcano-sedimentari dell'Oligo-Miocene ad W e ad E. (Fig. 4.1).

Fig.4.2 - Profili schematici attraverso la Linea Posada-Asinara.

mg - migmatiti del Complesso di Alto grado; mm - micascisti e paragneiss più o meno milonitici di P e T intermedia del Complesso di Basso e Medio Grado (il sovrascigno in grise indica l'esistenza della sovraimpronta regionale di HT/LP - Asinara); ms - micascisti e paragneiss della zona a granato + biotite e granato + oligoclasio; gn - ortogneiss;  $\alpha$  - anfiboliti ad affinità oceanica con relitti eclogitici (Giuncana);  $\gamma$  - intrusioni tardo-erciniche; Pr - coperture vulcaniche e sedimentarie permiane. Le aree a tratteggio fitto indicano le cinture di filloniti. Le isograde dei minerali di ambientazione barroviana sono indicate con i rispettivi simboli.



Le metamorfite dell'Anglona sono essenzialmente di natura pelitico-arenacea; sono sporadici gli affioramenti di rocce carbonatiche, di lenti di anfiboliti, quarziti e di modesti *stocks* di granitoidi deformati a composizione variabile.

Nella sostanza i tratti litologici sono del tutto simili a quelli delle altre aree metamorfiche situate a S della Linea Posada-Asinara. In tutta l'area sono state messe in evidenza su basi micro e meso strutturali le tre fasi deformative presenti nella Bassa Gallura più un episodio deformativo che genera *kinks* ad andamento NNE.

La prima fase è stata dedotta da osservazioni microscopiche ed è rappresentata da *inclusion trails* all'interno di plagioclasio, granato, i cui *trails* indicano una nucleazione complessa in relazione alla deformazione (*snow-balls structures*; Fig. 4.4), e staurolite. La seconda fase genera pieghe isoclinali con associata scistosità di piano assiale pervasiva, le poche cerniere osservabili sono generalmente ripiegate e trasposte dalla fase successiva dando *pattern* di interferenza in prevalenza di tipo 3 (RAMSAY, 1967).

L'episodio deformativo meglio individuabile è rappresentato da pieghe mesoscopiche, spesso asimmetriche, con piano assiale ad inclinazione variabile ed assi orientati

in un intervallo compreso tra N120E e N180E con immersione verso i quadranti occidentali. La generale immersione verso NW delle strutture risente comunque del recente basculamento dell'intera area in questa direzione, come evidenziato dalla giacitura delle coltri ignimbriche oligomioceniche. La scistosità associata a queste pieghe corrisponde ad un clivaggio di crenulazione, poco evoluto nell'area di Tula a SW, che progredisce all'interno di zone di taglio fino ad assumere i connotati di una foliazione composita (WILLIAMS & COMPAGNONI, 1983) che contiene sia elementi strutturali planari e lineari appartenenti alla precedente fase  $D_2$  che cerniere di  $D_3$  radicate per progressiva laminazione dei fianchi nella direzione del taglio (*forelimb folds*; RAY, 1991) (Figg. 4.9; 4.10).

All'interno delle zone di taglio alcuni indicatori cinematici, come lineazioni di estensione, strutture  $\sigma$  e strutture  $\delta$ , documentano un movimento, *down dip*, con trasporto dai quadranti SE ai quadranti NW. Una tale "vergenza" dei movimenti, opposta a quella dei *thrust* legati alla collisione, farebbe pensare a zone di taglio di tipo distensivo. Ad ogni modo va ricordato ancora che l'interpretazione di questi indicatori richiede cautela a causa delle rotazioni post-erciniche subite dalla regione.

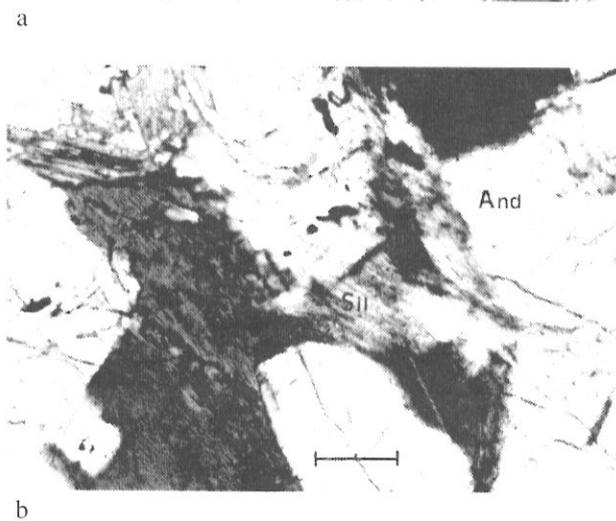
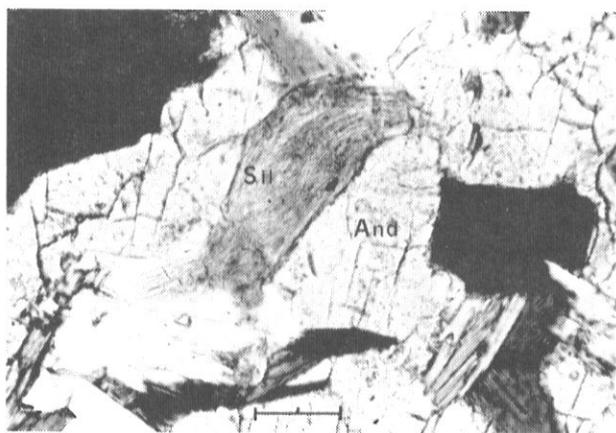


Fig. 4.3a,b - Inclusi di sillimanite in porfiroblasti di andalusite (nicoli paralleli, scala di riferimento 1 mm)

### 3.2.1 Metamorfismo e rapporti blastesi-deformazione in Anglona.

Sotto il profilo tettono-metamorfico l'Anglona si diversifica dalle altre aree appartenenti al complesso di basso e medio grado della Zona Assiale in virtù di una differente evoluzione termobarica.

Le paragenesi mineralogiche dominanti sono di alto grado e sono descrivibili tramite l'associazione Als + Kfs quasi sempre accompagnata da Crd. La distribuzione delle fasi polimorfe  $Al_2SiO_5$  (sillimanite e andalusite) e i loro reciproci rapporti tessiturali, quando esse sono compresenti, consentono di tracciare una zoneografia di massima. Nel nucleo centrale dell'area è presente soltanto sillimanite. Marginalmente ad essa, a NE e a SW, in fasce allungate in direzione ENE-WSW, le due fasi minerali sono compresenti e le relazioni microstrutturali fra esse indicano che la crescita di andalusite è posteriore a quella della sillimanite (Fig. 4.3). Nella zona di M. Sassu, alla estremità SW dell'intera area, è presente solo andalusite. Questa impronta metamorfica di alto grado è posteriore all'evoluzione metamorfica di tipo barroviano deducibile dai frequenti relitti mineralogici di Sta, Gt e Pl. Quest'ultima è confrontabile con quella riscontrata nelle Baronie (FRANCESCHELLI et al., 1982) e nella Bassa Gallura (OGGIANO & DI PISA, 1988) ed è da collegarsi all'evento geodinamico collisionale. Le associazioni di alto grado (Als + Kfs) successive rappresentano la manifestazione di una impronta metamorfica ad alto rapporto T/P raggiunta nel corso di una evoluzione decompressiva. Questa, a partire da condizioni termobariche di stabilità almeno della staurolite, risulterebbe, in parte, isoterma o leggermente

prograda in temperatura, e la transizione Sil — And, dove le due fasi coesistono, può rappresentare una tappa del

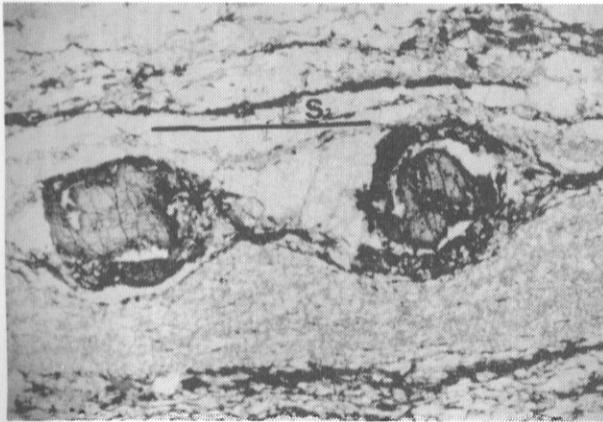
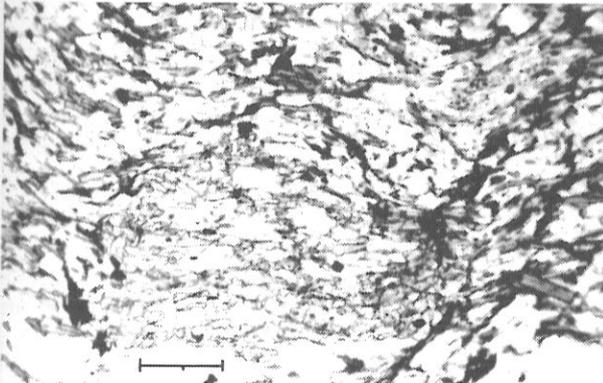
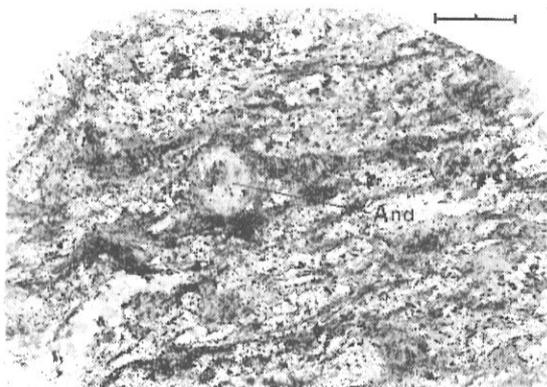


Fig.4.4 - Porfiroblasto di granato destabilizzato (a destra) con spirali di quarzo incorporate a partire da ombre di pressione. Si può dedurre che il porfiroblasto è sincinemato rispetto alla deformazione rotazionale della matrice (Anglona, località Tula).



a



b

Fig. 4.5 - a) Micascisti ad andalusite della zona di Tula, porfiroblasto di andalusite. Si osserva la  $S_1$  rettilinea in rapporto alla  $S_E$  crenulata dalla  $D_3$  (nicols paralleli, scala di riferimento 1 mm). b) Porfiroclasto di andalusite deformato dalla  $D_3$  e riavvolto dalla foliazione composta della zona di taglio dell'Anglona (nicols paralleli, scala di riferimento 5 mm).

percorso T-P verso condizioni di temperatura e pressione decrescenti.

Le relazioni fra gli episodi deformativi e le blastesi metamorfiche è riassumibile come segue procedendo dagli eventi più antichi a quelli più recenti.

— 1) *trails* della foliazione  $S_1$  sono inclusi in porfiroblasti di plagioclasio e staurolite. La crescita di queste fasi minerali sembra realizzarsi posteriormente alla deformazione  $D_1$  e sembra essere da pre- a sin-cinematica rispetto alla deformazione  $D_2$ ; il granato mostra frequenti strutture elicistiche rotazionali che fanno pensare ad una sua probabile nucleazione sino, per lo meno, agli stadi tardivi della  $D_2$  (Fig. 4.4);

— 2) le blastesi legate all'evento metamorfico ad alto T/P mostrano una crescita che, a seconda delle fasi mineralogiche considerate, si sviluppa in un intervallo cronologico compreso fra gli ultimi stadi della deformazione  $D_2$  (sillimanite) e la completa evoluzione della fase  $D_3$ .

Questo quadro è deducibile da:

— a: sillimanite fibrolitica orientata lungo la  $S_2$  e deformata dalla  $D_3$ ;

— b porfiroblasti di andalusite che includono la  $S_2$  ad uno stadio di crenulazione poco o niente evoluto mentre tale superficie è ben crenulata dalla  $D_3$  nella matrice (Fig. 4.5a);

— c: porfiroblasti di andalusite ruotati ed appiattiti secondo la foliazione composta che si sviluppa nelle zone di taglio interpretate come evoluzione della deformazione  $D_3$  (Fig. 4.5b);

— d: cordierite la cui crescita sembra coeva a quella della andalusite.

#### 4. STRUTTURE DELLE BARONIE (ELTER F.M.)

In questa area affiorano sequenze paleozoiche sedimentarie tettonizzate e metamorfosate durante l'orogenesi ercinica e successivamente intruse dal vasto batolite sardo tardoercinico (Fig. 4.6); sono individuabili i seguenti complessi strutturali;

— Il Complesso di Alto Grado (Complesso Migmatitico, ELTER & SARRIA, 1989) che è costituito da gneiss, migmatiti con lenti di calcsilicati, ortogneiss e corpi anfibolitici con relitti granulitici e/o eclogitici. Gli gneiss e le migmatiti appartengono alle zone a Sillimanite + Muscovite e Sillimanite + KFeldspato (FRANCESCHELLI et al., 1982);

— Complesso di Medio e Basso Grado comprendente (ELTER & SARRIA, 1989):

a) metamorfiti in Facies Anfibolitica di Pressione Intermedia, costituite da micascisti e paragneiss appartenenti alle zone a Biotite + Staurolite e Biotite + Cianite (FRANCESCHELLI et al., 1982).

b) metamorfiti in Facies Scisti Verdi - Facies Anfibolitica, composto da micascisti e paragneiss delle zone a Biotite + Albite + Granato e Biotite + Oligoclasio + Granato (FRANCESCHELLI et al., 1982).

— Complesso Milonitico (ELTER & SARRIA, 1989),

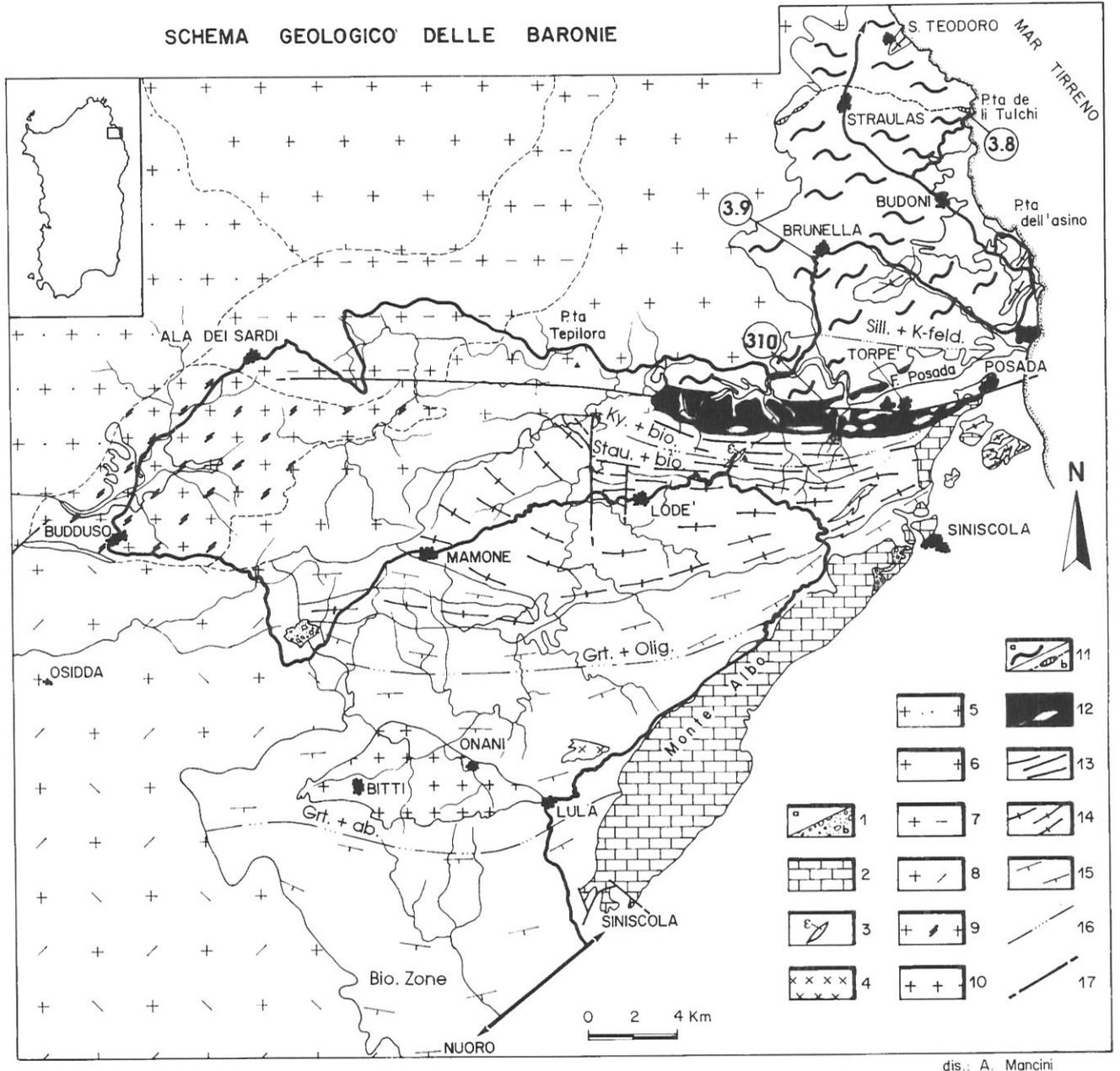


Fig. 4.6 - Schema geologico delle Baronie (da ELTER et al., 1986, modificato).

1a: Coperture recenti; 1b: Depositi continentali e di spiaggia (Pliocene-Quaternario); 2: Sedimenti carbonatici di piattaforma, sedimenti lagunari ed evaporiti (Trias - Giurese - Cretaceo); 3: Filoni camptonitici ( $238 \pm 10$  Ma; Permiano-Trias); 4: Dicchi porfirici acidi; 5: Leucograniti rosati a granato (Massiccio di Concas;  $289 \pm 1$  Ma); 6: Leucograniti a biotite (Massiccio di M. Lerno); 7: Monzograniti e granodioriti a biotite equigranulari (Massiccio di Alà dei Sardi); 8: Monzograniti e granodioriti inequigranulari a biotite (Massiccio di Benetutti - Orune); 9: Leucograniti chiari equigranulari, monzograniti e granodioriti (Massiccio di Buddusò); 10: Tonaliti e granodioriti tonalitiche ( $307 \pm 6$  Ma; Massiccio di Bitti); 11a: Complesso migmatitico delle zone a sillimanite + muscovite e sillimanite + K-feldspato ( $344 \pm 7$ ); 11b: Eclogiti parzialmente retrocesse associate ad ortoderivati; 12: Filloniti (in nero sono rappresentate lenti di anfiboliti con relitti di paragenesi in facies granulitica); 13: Micascisti e paragneiss delle zone a staurolite + biotite e cianite + biotite (quest'area è interessata da una zona di taglio blastomilonitica di età tardo ercinica); 14: ortogneiss granodioritici ( $458 \pm 31$ ); 15: Micascisti e paragneiss delle zone a granato + albite e granato + albite + oligoclasio; filladi e metarenarie della zona a biotite; 16: principali isograde AKFM; 17: Faglie alpine;

costituito da rocce milonitiche con caratteri di tipo I S-C e II S-C, sia appartenenti al complesso migmatitico che agli altri complessi, e da filloniti in facies di scisti verdi (ELTER, 1985; 1987; 1989). All'interno della fillonite affiorano corpi anfibolitici, con relitti granulitici, di affinità subalcalina (MEMMI, 1983); tali corpi presentano una

deformazione milonitica che risulta sincinematica ad un evento metamorfico di alto grado in Facies Anfibolitica (CAROSI & ELTER, 1989).

Il quadro strutturale è caratterizzato da cinque Eventi deformativi per tutti i Complessi ad esclusione del Complesso di Alto Grado dove si riconoscono due eventi

deformativi principali (ELTER & SARRIA, 1989).

L'evento  $D_1$  è riconoscibile solo negli ultimi due complessi, con una distinta crescita delle associazioni mineralogiche; nell'ultimo complesso infatti l'evento metamorfico è sincinemato all'evento deformativo, mentre nel Complesso in Facies Anfibolitica di pressione intermedia l'evento metamorfico è di natura statica post evento  $D_1$  (FRANCESCHELLI et al., 1982).

L'Evento  $D_2$  piega e traspone le strutture  $D_1$ . Ad esso è associata una scistosità  $S_2$  che incrementa la sua penetratività man mano che ci sposta verso N, NE.

L'Evento  $D_3$  è caratterizzato da un clivaggio di tipo *strain slip*. L'Evento  $D_4$  costituisce l'evento milonitico (ELTER et al., 1990) ed assume la massima importanza nel Complesso Milonitico. Ad esso sono associate varie rocce milonitiche che mostrano tutti i passaggi da una struttura di tipo I S-C ad una struttura ultramilonitica (ELTER, 1987).

L'Evento  $D_4$  genera una scistosità milonitica C con blastesi ascrivibile agli scisti verdi su cui si osservano lineazioni mineralogiche di tipo *slikensides*, orientate E-W. I rapporti fra i piani S e C permettono di definire una componente di taglio destra. L'Evento  $D_5$  è tardivo e deforma tutti gli elementi strutturali precedentemente descritti.

Nel Complesso Migmatitico il quadro strutturale è caratterizzato da una Foliazione principale ( $S_x$ , ELTER, 1987; ELTER & SARRIA, 1989;  $S_2$  FRANCESCHELLI et al., 1991) su cui si osservano le principali associazioni mineralogiche. L'assenza di rapporti strutturali sia con gli altri Complessi che all'interno dello stesso non permette, allo stato attuale delle conoscenze, di definirne chiaramente la collocazione cronologica. Tale foliazione viene successivamente interessata da eventi plicativi tardivi, generalmente non scistogeni.

## 5. IL COMPLESSO GRANITOIDE DELLA SARDEGNA SETTE-TRIONALE (CHERCHI G.P. & MUSUMECI G.)

### 5.1 Lineamenti del Batolite Sardo

Il batolite Sardo-Corso occupa nel basamento sardo una superficie di circa 6000 km<sup>2</sup>, affiorando nella parte centro-nordorientale dell'isola, lungo una fascia di direzione NNW-SSE (Gallura, Anglona, Goceano, Baronia, Barbagia, Ogliastra e Sarrabus). Le conoscenze geologiche sulle plutoniti sarde sono state inizialmente di natura prevalentemente geo-petrografica e circoscritte a singoli plutoni (D'AMICO, 1958a, 1958b; SIMBOLI, 1962a, b; CONTI, 1964, 1966; CONTI & TRAVERSA, 1968; NEGRETTI, 1966). Studi successivi a più ampio respiro e a carattere regionale si devono a GHEZZO et al. (1972), ORSINI (1976, 1980), FERRARA et al. (1978), GHEZZO & ORSINI (1982). Negli ultimi anni numerosi studi a carattere strutturale, petrografico e geochimico hanno permesso di proporre una sequenza degli eventi intrusivi in relazione alla tettonica ercinica (DI PISA & OGGIANO,

1985, 1987a; CHERCHI et al., 1987; CHERCHI & MUSUMECI, 1987; OGGIANO & DI PISA, 1988; DI PISA et al., 1988). Gli aspetti strutturali hanno riguardato sia la forma dei singoli plutoni sia la loro strutturazione interna legata alle modalità di messa in posto e ai processi deformativi di varia natura, riferibili alla tettonica tardo ercinica e/o alpina. Ulteriori ed importanti contributi riguardo le tipologie e la struttura del batolite sono derivati negli anni 1986-1990, dalla realizzazione di progetti di ricerca applicata sui granitoidi da parte dell'ENTE MINERARIO SARDO e dai rilievi geologici di dettaglio effettuati della PROGEMISA SpA, che hanno permesso di completare la cartografia geologica, in scala 1:25.000, di tutto il complesso granitoide. Il batolite sardo è costituito da una associazione plutonica calcocalina metalluminosa (ORSINI, 1980) e mostra una estrema eterogeneità composizionale essendo rappresentati gabbri, dioriti, tonaliti, granodioriti, monzograniti s.s. e monzograniti a tendenza marcatamente leucocrata. Subordinate sono le intrusioni a carattere peralluminoso (granitoidi a due miche + and + sill + cord), ritrovati sia in associazione a migmatiti (OGGIANO & DI PISA, 1988; FOLCO, 1991), sia in estesi *stocks* nel batolite s.s. (Goceano) (CHERCHI et al. in prep, DI VINCENZO & GHEZZO, 1991). All'interno del batolite affiorano inoltre intrusioni minori costituite dalle masse basiche di P.ta Falcone (GHEZZO & ORSINI, 1982), di Osidda (ORSINI, 1980), di Bortigiadas e del Sarrabus, da sieniti sodiche (Sarrabus; BROTZU et al 1978; PIRINU, 1991), da graniti alcalini nella Gallura (CHERCHI et al. in prep.) e da alcune masse di albititi nell'area di Buddusò (Progemisa, 1991). L'architettura composita del batolite sardo si rivela per la presenza di numerose intrusioni individuabili in base alle loro geometrie e ai rapporti con le rocce incassanti.

L'analisi strutturale delle intrusioni, secondo le metodologie descritte da FERNANDEZ (1977), MARRE (1986), LAPORTE (1987), ORSINI & FERNANDEZ (1987), ha evidenziato la presenza di strutture di flusso magmatico nella maggior parte delle plutoniti. Gli elementi planari che caratterizzano a scala macroscopica le intrusioni sono di due tipi e differiscono fra di loro per il significato reologico. Il primo è rappresentato da superfici di fluidalità magmatica evidenziate dall'isorientazione degli elementi cristallini precoci che si dispongono secondo le linee di flusso legate ai movimenti traslativi e/o convettivi all'interno del magma. Queste superfici indicano una deformazione magmatica in regime plasto-viscoso (*pseudoplastic flow*). Il secondo tipo è rappresentato da superfici di scistosità, le cui caratteristiche microstrutturali indicano un processo deformativo di tipo duttile in condizioni di solidus (*plastic flow*). Ovviamente sono riscontrabili tutte le situazioni intermedie in relazione allo stato fisico del sistema durante la deformazione.

GHEZZO & ORSINI (1982) hanno proposto la suddivisione dei granitoidi del batolite su basi geologiche, composizionali e tessiturali in tre grandi famiglie in relazione alla tettonica collisionale ercinica:

- A) plutoniti sintettoniche;
- B) plutoniti tardo tettoniche;
- C) plutoniti post tettoniche;

Vari dati di recente acquisizione di natura strutturale e radiometrica, hanno consentito di collocare le fenomenologie di messa in posto dei granitoidi in un quadro più completo comprendente l'intera evoluzione tettono - metamorfica del basamento e di proporre la seguente classificazione delle plutoniti.

#### — *Plutoniti foliate*

Le plutoniti foliate sono caratterizzate dalla presenza di anisotropie planari, indicanti una transizione da condizioni di deformazione allo stato magmatico (foliazioni magmatiche) a condizioni di deformazione allo stato solido (scistosità) sia di alta temperatura sia di bassa temperatura (PATERSON et al. 1989). Le intrusioni foliate sono state sempre considerate le più antiche del batolite, poiché la loro strutturazione interna veniva attribuita a processi di messa in posto durante la tettonica collisionale (intrusioni sintettoniche, GHEZZO & ORSINI, 1982). Tuttavia l'associazione di queste intrusioni con strutture geologiche legate alla tettonica postcollisionale tardo ercinica indica per queste una diversa collocazione nel quadro evolutivo della tettonica ercinica. Gran parte delle plutoniti foliate sono composizionalmente eterogenee e si distribuiscono in diversi settori della catena. Nella Zona Assiale sono costituite da:

- leucograniti peralluminosi associati al complesso migmatitico (Tarra Padedda, OGGIANO & DI PISA, 1988; Barrabisa-Porto Pollo, INNOCENTI, 1991);
- tonaliti, granodioriti e quarzodioriti deformate coerentemente con zone di taglio duttile quali le intrusioni di Badesi (MAMELI, 1992;), Pattada e Bortigiadas (ORSINI, 1980; GHEZZO & ORSINI, 1982) e di M. Senes.

Nella Zona a Falde l'intrusione sintettonica della zona di taglio del Monte Grighini è costituita sia da tonaliti e monzograniti di affinità calcicalina sia da leucograniti peralluminosi a muscovite e granato di derivazione crustale (CARMIGNANI et al., 1990; CHERCHI & MUSUMECI, 1987; MUSUMECI, 1991).

#### — *Plutoniti orientate*

In questa famiglia sono comprese la maggior parte delle plutoniti che costituiscono il complesso granitoide. Le composizioni variano da granodioriti a monzograniti s.s. con subordinate quarzodioriti, tonaliti e masse basiche. La caratteristica tessiturale fondamentale è rappresentata da una marcata orientazione degli elementi cristallini precoci che materializzano sull'affioramento le direzioni di flusso magmatico o fluidalità magmatica. Il *fabric* magmatico di queste rocce è evidenziato dall'orientazione dei piani (010) dei cristalli di Kfs e (001) della biotite e del piano di massimo appiattimento degli inclusi melanocrati che si trovano al loro interno. All'interno di queste facies

sono state fatte ulteriori distinzioni litologiche su basi petrografiche e tessiturali su valutazioni delle proporzioni modali e della dimensione e/o distribuzione di alcuni minerali quali Kfs e anfiboli.

#### — *Plutoniti isotrope*

I termini riconducibili a questa famiglia, sono ubiquitariamente distribuiti in tutta la catena e si caratterizzano per la presenza di tessiture isotrope prive di orientazioni magmatiche. Nella Zona Assiale vengono sempre a contatto con le granodioriti ed i monzograniti. I contatti con le intrusioni precedenti sono generalmente di tipo discordante. Queste plutoniti hanno direzione di allungamento variabile da E-W (N80E - N95E) per i corpi principali (intrusione di S. Giorgio) a N-S, per le facies filoniane quali micrograniti e apliti. Composizionalmente al loro interno prevalgono le facies granitiche s.s. con una evidente tendenza leucocrata. Fra queste plutoniti sono anche presenti facies granitoidi peralluminose ad andalusite, sillimanite, muscovite e granato.

La formazione del batolite avvenuta fra il Carbonifero sup. e il Permiano inf. (307 - 275 Ma) risulta pertanto contemporanea alla tettonica distensiva post-collisionale che interessò la catena ercinica in Sardegna.

I caratteri di gran parte delle plutoniti costituenti il batolite quali:

- i rapporti con le metamorfite incassanti;
- la transizione progressiva da strutture di flusso magmatico a strutture di deformazione duttile allo stato solido;
- il parallelismo fra le fluidalità magmatiche e le foliazioni tettoniche;
- le direzioni di queste superfici che attraverso il batolite sono costantemente comprese fra E-W e NW-SE; fanno ritenere che non esiste una differenza temporale fra le plutoniti foliate e le plutoniti orientate e che la loro messa in posto sia stata sostanzialmente coeva. Si può quindi ipotizzare che la formazione del batolite sia avvenuta in un intervallo di tempo relativamente breve, mediante intrusioni multiple all'interno del basamento metamorfico in sollevamento, il cui *uplift* è stato almeno in parte controllato da strutture tettoniche distensive che separavano blocchi crostali con diverse velocità di *uplift*.

Pertanto in questo quadro la distinzione fra plutoniti foliate e orientate è esclusivamente funzione delle loro relazioni spaziali con le strutture tettoniche, mentre le plutoniti isotrope possono essere considerate come intrusioni post-tettoniche.

#### 5.2 *Caratteristiche petrografiche e strutturali delle intrusioni*

Nella Zona Assiale affiora in continuità la maggior parte delle intrusioni del batolite sardo costituite da plutoniti sin, tardo e post tettoniche e di composizioni variabile da

tonaliti a leucograniti.

— *Tonaliti*

Queste rocce sono state studiate da vari autori (D'AMICO, 1960; NEGRETTI, 1966; ORSINI, 1976; GHEZZO et al., 1973; COCIRTA & MICHON, 1989). Le tonaliti affiorano nella parte centro settentrionale del Batolite in corpi isolati all'interno delle intrusioni granodioritiche e monzogranitiche, in particolare nella zona di Trinità D'Agultu, Ozieri, Pattada, Ottana, Nuoro, Busachi, Ortueri e Atzara. Hanno tessiture da inequigranulare ad equigranulare a grana media e sono molto evidenti al loro interno le strutture di flusso magmatico evidenziata dall'allineamento dei minerali magmatici (plagioclasio, biotite e anfibolo). Nelle tonaliti della zona di Bitti-Lanusei - Ortueri, la tessitura tende ad essere isotropa ed equigranulare. Composizionalmente sono omogenee anche se al loro interno è possibile riconoscere dei termini a tendenza granodioritica (intrusione di Atzara).

— *Granodioriti*

Le granodioriti affiorano estesamente nel batolite, prevalentemente nella Zona a Falde (Sarrabus, Goceano, Barbagia e Ogliastra) ed analogamente alla tonaliti sono caratterizzate dalla presenza di chiare strutture di flusso magmatico.

Le facies petrografiche che costituiscono queste plutoniti sono molteplici e si differenziano per la grana, da medio grossa a fine, per le tessiture da equigranulari a inequigranulari, per le proporzioni modali della biotite e per la presenza di altri minerali femici quali anfiboli o pirosseni. Nella zona di Benetutti, Osidda e Pattada affiorano i termini più basici, a tendenza tonalitica, caratterizzati dalla presenza di cristalli di K-feldspato biancorosato pluricentrici. Da questa facies si differenziano le granodioriti di Nuoro, Berchidda, Villasimius, che hanno tendenza monzogranitica, e risultano essere quelle a maggior diffusione areale. La tessitura moderatamente orientata, inequigranulare, è determinata dalla presenza di anfiboli e biotiti di notevoli dimensioni. Nella stessa area sono interdigitate facies più strettamente equigranulari, con grana da medio grossa a medio fine, dove è sempre riconoscibile la tessitura magmatica orientata.

— *Monzograniti*

I monzograniti costituiscono la facies arealmente più diffusa e affiorano prevalentemente nella Zona Assiale. Sono stati suddivisi in due grandi sottogruppi; il primo comprendente i monzograniti eterogranulari a grossi fenocristalli di Kfs, il secondo gruppo comprende i monzograniti equigranulari. Ulteriori suddivisioni sono state effettuate all'interno di ogni sottogruppo sulla base delle variazioni tessiturali e modali, riguardanti principalmente la distribuzione e le dimensioni dei fenocristalli di Kfs.

— *Monzograniti eterogranulari.*

Sono costituiti da diversi litotipi:

— monzogranito tipo "Ghiandone", caratterizzato da tessiture marcatamente disequigranulari con fenocristalli di Kfs rosato pluricentrici (fino a 12 cm) immersi in una matrice tendenzialmente equigranulare;

— monzogranito eterogranulare tipo "Lovia Avra", presenta una distribuzione bimodale del K-feldspato, sia in fenocristalli che raggiungono dimensioni di circa 8-10 cm, sia in fenocristalli equidimensionali, di taglia non superiore ai 3-4 cm;

— monzogranito tipo "Punta Paoleddu", caratterizzato da feldspati equidimensionali di circa 2 - 3 cm con rari megacristalli di Kfs;

— monzogranito tipo "Arzachena", caratterizzato dall'assenza dei megacristalli e dalla generale equidimensionalità del K-feldspato, mai superiore ai 2 cm.

Nella Sardegna settentrionale (Gallura) la distribuzione areale di queste facies delinea una "zonatura" tessiturale ad andamento concentrico delle intrusioni, con al nucleo il litotipo denominato "Ghiandone", seguito dalle facies Lovia Avra e Punta Paoleddu mentre al bordo affiora il termine tipo Arzachena.

— *Monzograniti equigranulari*

I monzograniti equigranulari affiorano nell'area di Buddusò e nella zona di Olzai-Gavoi. Queste intrusioni hanno una marcata tendenza leucocrata, con fluidalità planare non sempre facilmente riconoscibile. I leucomonzograniti dell'intrusione di Buddusò costituiscono un'intrusione composita a zonatura normale con al nucleo i termini più acidi (alaskiti) mentre andando verso l'esterno si passa a termini più basici cioè monzograniti, granodioriti e tonaliti (ORSINI, 1980, 1987).

Elemento strutturale comune a tutte le facies sopra descritte, è la direzione della fluidalità magmatica planare che è compresa fra N100E e N140E, in perfetta colinearità con la direzione di allungamento strutturale della catena ercinica sarda. Questa direzione coincide anche con la direzione media di allungamento delle plutoniti, le quali pur essendo variamente compenstrate e interdigitate fra di loro, mostrano un andamento cartografico NW -SE.

— *Leucograniti*

Sono stati suddivisi in due famiglie, i leucograniti biotitici rosati e i leucograniti peralluminosi.

La prima famiglia, suddivisa su basi tessiturali in cinque litotipi, presenta importanti variazioni; il leucogranito tipo Oschiri - S. Giorgio è caratterizzato da grana media e grossa con tessitura disequigranulare evidenziata da cristalli subedrali di K-feldspato rosato di taglia centimetrica. Simile è la facies tipo Pulchiana che differisce dalla precedente per la grana media e l'equidimensionalità dei feldspati, cristallizzati in aggre-

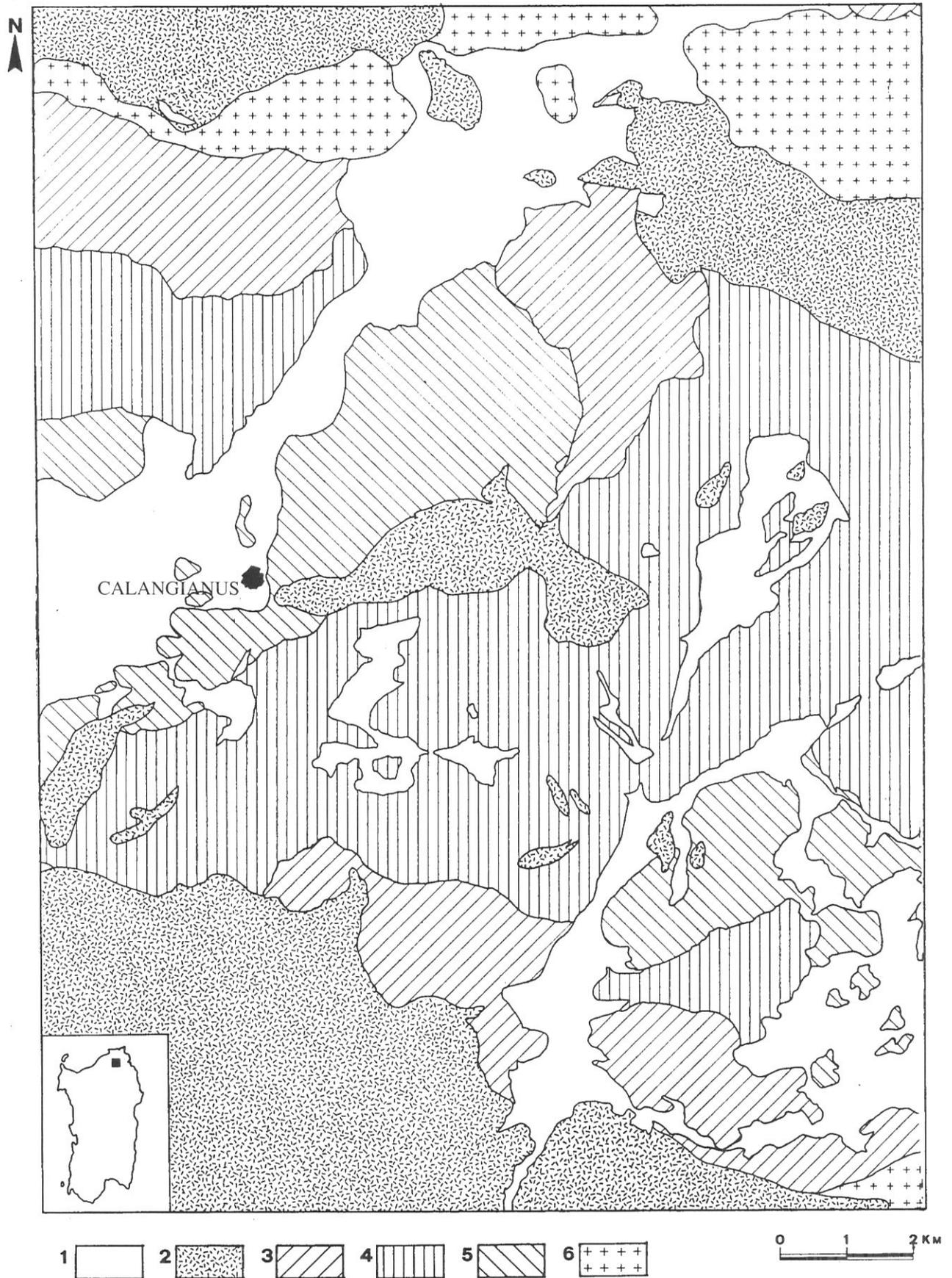


Fig. 4.7a - Schema geologico della regione di Calangianus - S. Antonio di Gallura (da CHERCHI et al., 1987, modificato).

1: Coperture quaternarie; 2: Leucograniti; 3: Monzogranito inequigranulare facies "Ghiandone"; 4: Monzogranito inequigranulare facies "Lovia Avra"; 5: Monzogranito inequigranulare facies "Punta Paoleddu"; 6: Granodioriti facies "Berchidda".

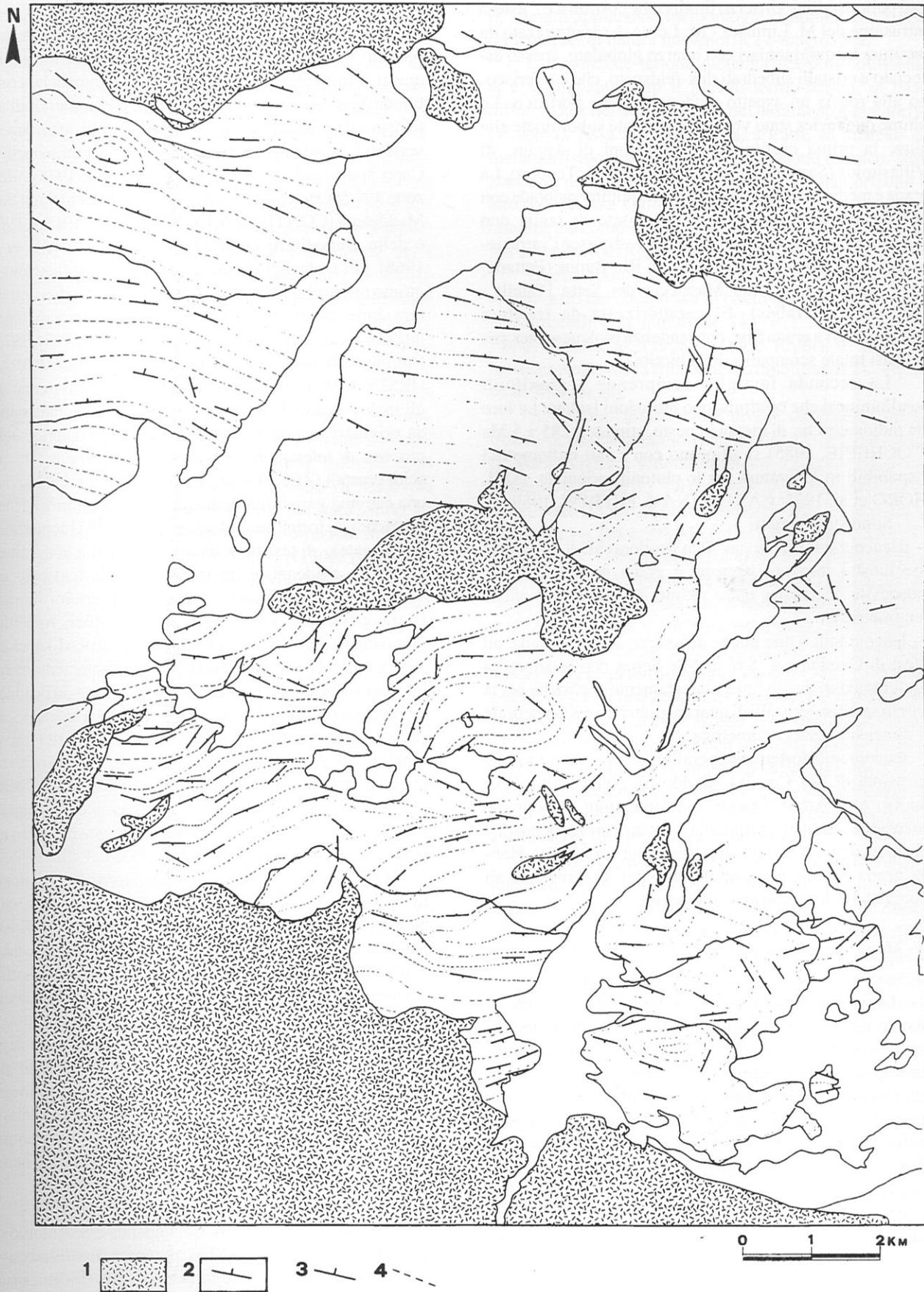


Fig. 4.7b - Carta delle fluidità magmatiche nell'area di Calangianus - S. Antonio di Gallura (da CHERCHI et al., 1987, modificato).  
 1: Leucograniti; 2: Monzograniti e granodioriti; 3: Fluidalità magmatica; 4: Linee di flusso.

gati policristallini. Un terzo litotipo che costituisce l'estesa intrusione del M. Limbara - M. Lerno, è caratterizzato da tessiture inequigranulari con quarzo globulare, spesso associato a cristalli subedrali di k-feldspato, che conferiscono alla roccia un aspetto tendenzialmente porfirico. Le ultime due facies sono volumetricamente subordinate alle altre; la prima costituisce le intrusioni di Aggius, di Villasimius (Sarrabus) e di P.to S. Paolo - S. Teodoro. La grana è medio fine, tendenzialmente equidimensionale con rari fenocristalli subedrali di Kfs rosato di taglia non superiore a 0.5 cm. La seconda facies costituisce l'intrusione di P.ta Bozzicu (Calangianus), di Riu Bunne (Pattada) ed è anche diffusa nel Massiccio dei Sette Fratelli - Geremeas (Sarrabus). È caratterizzata da tessiture equigranulari a grana fine, con tendenza ololeucocrata, per la quasi totale scomparsa della biotite.

La seconda famiglia comprende i granitoidi peralluminosi che costituiscono intrusioni isolate. Le loro età radiometriche di messa in posto, stimate a  $285 \pm 5$  Ma (COCHERIE, 1985) si allineano con i dati radiometrici disponibili in letteratura per le plutoniti orientate (DEL MORO et al. 1975; CASTORINA & PETRINI, 1989).

Sono stati distinti:

— il leucogranito di Concas - P.ta Tepilora (SE di Buddusò), che mostra tessitura isotropa e grana medio fine con muscovite e granato, quest'ultimo di dimensioni anche centimetriche;

— leucograniti a due miche affioranti a S di Pattada, ad West di Ovodda e a SW di Mte Senes con tessiture da equigranulari medio fini a marcatamente porfiriche per la presenza di fenocristalli di quarzo globulare e Kfs euedrale di dimensione subcentimetrica.

— leucograniti fortemente peralluminosi, costituiti dalle intrusioni di Sos Canales (Buddusò), Nghe Isalle (E di Nuoro) e di Arbus. Queste sono intrusioni di notevole estensione, caratterizzate dalla presenza in associazione alla muscovite, di andalusite, sillimanite e cordierite. Hanno grana media inequigranulare per la presenza di fenocristalli di cordierite centimetrica.

#### — Masse basiche ed inclusi

Le masse basiche sono rappresentate da corpi di piccole dimensioni che costituiscono dei "mega inclusi basici" inglobati nelle plutoniti più acide. Gli affioramenti più importanti sono rappresentati dalle masse basiche di P.ta Falcone, P.ta di la Ettica, Bortigiadas e Sarrabus. Di queste plutoniti, la più nota e maggiormente studiata è quella di P.ta Falcone (BRALIA et al. 1981, POLI et al. 1989); tutte hanno comunque in comune alcuni caratteri distintivi quali:

— presenza di un *layering* magmatico (Bortigiadas e Punta Falcone);

— l'associazione con termini di composizione dioritico-tonalitica;

— direzioni di allungamento delle intrusioni N120E - N130E analoghe a quelle misurate ubiquitariamente nelle

plutoniti tardo tettoniche.

In tutte le facies del batolite sin qui descritte sono presenti inclusi di varia natura, dimensione e forma. Fra questi si individuano relitti di rocce metamorfiche con le tipiche tessiture di contatto e la blastesi di minerali di alta temperatura (andalusite e sillimanite). Gli affioramenti segnalati in letteratura sono quelli delle granodioriti di Capo Spartivento (CONTI & MACCIONI, 1978), della zona a N di Ozieri, dei monzograniti dell'arcipelago della Maddalena (CONTI, 1966; CONTI & TRAVERSA, 1968) e delle granodioriti del Fiume Liscia (ARMARI et al. 1968). Gli inclusi più significativi e che costituiscono un ottimo un *marker* strutturale, sono quelli definiti in letteratura come "inclusi basici microgranulari", tipici di tutte le intrusioni calcoalcaline orogeniche (DIDIER, 1964, 1973). Dal punto di vista genetico GHEZZO et al. (1972, 1973), ORSINI (1979), BRALIA et al. (1981), riconoscono per gli inclusi basici del batolite sardo una genesi magmatica da originari magmi basici subcrustali, che hanno subito processi di interazione (*mixing e mingling*) con magmi acidi crustali (ZORPI et al., 1989). Sono caratterizzati da una estrema variabilità di dimensioni (da centimetriche a metriche), di forme da subferiche a lenticolari (appiattite e/o allungate), di tessiture da equigranulari a grana fine a porfiriche evidenziate da fenocristalli di feldspato e/o quarzo e di composizione variabile da termini dioritici talora gabbroidi, a termini quarzo dioritici, tonalitici, granodioritici ed anche monzogranitici (BRALIA et al., 1981). Anche la loro distribuzione è estremamente variabile, esiste tuttavia una chiara relazione fra la diffusione e il chimismo degli inclusi e il chimismo della roccia incassante. Sono infatti estremamente diffusi nelle facies tonalitiche e granodioritiche, con composizioni dioritiche, quarzodioritiche e tonalitiche; tendono progressivamente a diminuire nei monzograniti, dove hanno composizioni tonalitiche e granodioritiche, fino a diventare rarissimi nei leucograniti (BRALIA et al., 1981; POLI et al., 1989).

Da un punto di vista strutturale, il loro comportamento reologico è simile a quello della roccia incassante, pertanto tendono a disporsi secondo le strutture di flusso magmatico, costituendo in tal modo un ottimo *marker* strutturale. Le loro forme generalmente ellittiche (appiattite e/o allungate) consentono di determinare il tipo e l'intensità della deformazione magmatica (HOLDER, 1979; RAMSAY, 1989). La direzione dell'asse maggiore degli inclusi è sempre isorientato secondo le strutture di flusso e consente di determinare la direzione della fluidalità lineare

I minerali all'interno degli inclusi non presentano effetti deformativi e le loro orientazioni sono sempre concordanti con quelle dei minerali nella roccia incassante.

Nell'area compresa fra Calangianus e S. Antonio di Gallura (Gallura) è stata riconosciuta una sequenza intrusiva di plutoniti tardo tettoniche caratterizzate da evidenti strutture di flusso magmatico (Fig. 4.7 a, b), (LE GALL et al., 1985; CHERCHI et al., 1987; FREZZOTTI et al., 1987;

D'INCECCO, 1990), costituita sia plutoniti orientate sia isotrope. Le prime sono rappresentate da granodioriti inequigranulari in contatto a N con il leucogranito del Monte Pulchiana, mentre nella parte meridionale passano a monzograniti inequigranulari disposti in intrusioni concentriche e caratterizzati da variazioni tessiturali e modali. All'interno di questa struttura è evidente una distribuzione della facies monzogranitiche da marcatamente disequigranulare con abbondanti megafenocristalli di Kfs al nucleo, mentre procedendo verso l'esterno prevalgono le facies più equigranulari. Sia le granodioriti sia i monzograniti presentano chiare strutture di flusso magmatico evidenziate dall'isorientazione dei megacristalli di Kfs, della biotite e degli inclusi basici microgranulari, particolarmente diffusi nelle granodioriti con forme ellittiche appiattite, indicanti una prevalente deformazione di appiattimento associata al flusso magmatico. Il carattere esclusivamente magmatico di queste strutture è testimoniato sia dall'assenza di deformazione interna dei minerali (deformazione duttile) sia dalle tessiture isotrope degli aggregati di quarzo e inoltre dall'assenza di foliazioni tettoniche indicanti una deformazione allo stato solido. Le fluidalità planari sono disposte secondo direzioni strutturali prevalenti comprese fra N90E e N130E (Fig.4.7b) debolmente immergenti verso N-NE e S-SW. Questa giacitura delle fluidalità unitamente ad altre evidenze quali la presenza di *schlieren* biotitici, di diffuse sacche pegmatitiche e di fenomeni di turbolenza, indica che il livello di erosione corrisponde alle parti sommitali delle intrusioni. L'andamento delle linee di flusso in figura 4.7b mostra la generale discordanza delle fluidalità magmatiche rispetto ai contatti fra le varie facies monzogranitiche, evidenziando l'assenza di relazioni fra la disposizione delle facies monzogranitiche e l'organizzazione strutturale dell'area. Questo carattere testimonia un'evoluzione articolata delle plutoniti orientate in questo settore, caratterizzate da un'iniziale differenziazione e organizzazione spaziale delle facies intrusive e dal successivo sviluppo di una deformazione magmatica comune a tutte le facies durante la loro messa in posto, avvenuta in un unico evento intrusivo.

Le facies leucogranitiche, a tessitura isotropa, sono discordanti su tutte le strutture descritte precedentemente, confermando così il loro carattere di plutoniti post-tettoniche.

#### 6. CONSIDERAZIONI RIASSUNTIVE SULLE RELAZIONI CRONOLOGICHE FRA GLI EVENTI TETTONICI E METAMORFICI NELLA SARDEGNA SETTENTRIONALE (DI PISA A. & OGGIANO G.).

I rapporti cronologici relativi fra gli episodi deformativi sopra illustrati sono stati delineati sulla base di semplici indizi di sovrapposizione strutturale indagabili a scala regionale. E' possibile associare a questa sequenza di eventi tettonici un certo numero di dati cronologici assolu-

ti, ottenuti applicando metodologie radiometriche a sistemi isotopici di natura metamorfica e magmatica.

L'evoluzione tettono-metamorfica post-collisionale si è sviluppata, sotto il profilo termo-barico, in modo differenziale nei diversi settori del basamento metamorfico (v. sopra). Essa si accompagna, a tratti, ad anatessi o a metamorfismo regionale ad alto gradiente termico. Nelle zone ove non sono rilevabili anatessi o metamorfismo ad alto T/P (Bassa Gallura meridionale, Nurra) sono state ottenute età comprese tra 336 Ma e 350 Ma (età di minerali, Ms e Act, metodi Rb/Sr e Ar/Ar, DEL MORO et al., 1991).

Questi sono i valori di età più elevati ottenuti su metamorfiti del complesso di basso e medio grado e sono confrontabili con quello di  $344 \pm 7$  Ma ottenuto da FERRARA et al. (1978; metodo Rb/Sr) su migmatiti stromatiche dovute a smistamento in solidus, nel Complesso di Alto Grado.

Nelle zone caratterizzate, invece, da anatessi crustale o da associazioni metamorfiche ad alto T/P (rispettivamente: Bassa Gallura settentrionale ed Anglona) sono state ottenute sui *fabrics* relativi alle fasi tettoniche post-collisionali ( $D_2$  e/o  $D_3$ ) età di minerali (Ms, metodo Rb/Sr) comprese tra 308 e 298 Ma (MACERA et al., 1989; DEL MORO et al., 1991; FERRARA et al., 1978) ed età di messa in posto di granitoidi peralluminosi sintettonici di origine anatettica di  $300 \pm 7$  Ma (Rb/Sr su roccia totale;  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ; = 0.7134; MSWD: 0.19; MACERA et al., 1989).

Per l'evoluzione metamorfica del basamento della Sardegna settentrionale sembra possibile descrivere, dunque, diversi percorsi Pressione-Temperatura-Tempo i quali indicano che l'attuale livello di affioramento è stato raggiunto nelle varie zone con modalità diverse in tempi diversi. Ciò implica che, sotto il profilo tettonico, l'intero basamento metamorfico della Sardegna settentrionale non ha avuto, almeno nel corso della sua evoluzione post-collisionale, un comportamento unitario.

Ai due raggruppamenti di età di cui sopra vengono attribuiti significati diversi (DEL MORO et al., 1991). Infatti le età più antiche (336-350) possono essere ritenute le più prossime agli eventi collisionali essendo state rilevate in rocce di P e T intermedie che hanno risentito poco o niente degli effetti metamorfici legati alla tettonica esumativa. Ciò comporta che in questi settori le temperature di blocco per gli scambi di isotopi radiogenici tra minerale e roccia sono state raggiunte precocemente nel corso del raffreddamento e che comunque i sistemi isotopici non sono stati soggetti ad una successiva riapertura. Questo in virtù di una esumazione più rapida rispetto ad altre zone dove la chiusura dei sistemi isotopici (raffreddamento) è stata ritardata, verosimilmente a causa di una esumazione più lenta. In sintesi i due raggruppamenti di età, che sono sfalsati di almeno 20 Ma, possono essere rappresentativi rispettivamente di differenti velocità di esumazione di diversi settori di catena collisionale come supposto da DI PISA & OGGIANO (1987b), a seconda che il processo di denudamento prevalente sia stato controllato da erosione o da tettonica estensionale (RICCI, 1991).

## BIBLIOGRAFIA

- ARMARI G., GIAMMETTI F. & ZERBI M. (1968) - *Petrografia del complesso agmatitico del torrente Liscia (Gallura)*. Ateneo Permense, **4**, 97-237.
- ARTHAUD F. & SAUNIAK S. (1981) - *Une coupe synthétique à travers la chaîne varisque de Sardaigne: commentaires sur l'évolution tectono-metamorphique*. Bull. Soc. géol. France, **23**, 535-539.
- BELL T.H. & RUBENACH M.J. (1983) - *Sequential porphyroblast growth and crenulation cleavage during progressive deformation*. Tectonophysics, **92**, 171-194.
- BERNARD-GRIFFITH & CORNICHE J. (1985) - *Origin of eclogites from South Brittany (France): a Sm-Nd isotopic and REE study*. Chem. Geol. **52**, 185-201.
- BORRADAILE G.J. & KENNEDY M.C. (1982) - *Shear zones and leucosome bands in migmatite*. In "Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics (BORRADAILE G.J., BAYLY M.B. & MCA POWELL C. Eds.)", Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, 342-343.
- BRALIA A., GHEZZOC., GUASPARRI G. & SABATINI G. (1981) - *Aspetti genetici del batolite sardo-corso*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **38** (2), 701-764.
- BROTZUP., MORBIDELLIL. & TRAVERSAG. (1978) - *Caratteri petrografici e chimici delle Sieniti del Sarrabus meridionale*. Period. Mineral., **47**:83-98.
- CALVINO F., DIENI I., FERASIN F. & PICCOLI G. (1958) - *Relazione preliminare sui rilevamenti geologici nel foglio n 195 Orosei (Sardegna)*. Boll. Soc. Geol. It., **78**.
- CALVINO F., DIENI I., FERASIN F. & PICCOLI G. (1959) - *Rilevamento geologico della parte meridionale del foglio n 195 Orosei (Sardegna)*. Boll. Soc. Geol. It., **79**.
- CAPPELLI B., CARMIGNANI L., CASTORINA F., DI PISA A., OGGIANO G. & PETRINI R. (1990) - *The hercynian suture zone in Sardinia: geological, geochemical and isotopic evidence*. Congresso SIMP, Ischia, 15-18 ottobre.
- CAPPELLI B., CARMIGNANI L., CASTORINA F., DI PISA A., OGGIANO G. & PETRINI R. (1991a) - *Le anfiboliti della sutura ercinica in Sardegna: evidenze geochimiche e isotopiche*. Plinius, **6**, 124-125.
- CAPPELLI B., CARMIGNANI L., CASTORINA F., DI PISA A., OGGIANO G. & PETRINI R. (1991b) - *A variscan suture zone in Sardinia: geological and geochemical evidence*. Geodinamica Acta, in stampa.
- CARMIGNANI L., BARCA S., CAPPELLI B., DI PISA A., GATTIGLIO M., OGGIANO G. & PERTUSATI P.C. (1991) - *A tentative geodynamic model for the Hercynian basement of Sardinia*. In: Geologia del Basamento Italiano. Siena 21-22 Marzo 1991, 23-27.
- CARMIGNANIL., FRANCESCHELLI M., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1979) - *Evoluzione tettonico-metamorfica del basamento ercinico della Nurra (Sardegna NW)*. Mem. Soc. Geol. It., **20**, 57-84.
- CARMIGNANIL., FRANCESCHELLI M., GATTIGLIO M., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1982) - *Attuali conoscenze sul ciclo ercinico nella Sardegna settentrionale*. In: Guida alla Geologia del Paleozoico sardo. Guide Geologiche Regionali. Mem. Soc. Geol. It., 129-135.
- CARMIGNANI L., CHERCHI, GP., DEL MORO A., FRANCESCHELLI M., GHEZZO C., MUSUMECI G. & PERTUSATI P.C. (1990) - *The mylonitic granitoids and tectonic units of the Monte Grighini Complex (West-Central Sardinia): A preliminary note*. In: IGCP Project N.5, Newsletter (1987) 7, 25-26.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T. & PERTUSATI P.C. - *Tertiary transpressional tectonics in NE Sardinia, Italy*. Newsletter, IGCP 276, in stampa
- CAROSI R. & ELTER F.M. (1989) - *Le microstrutture deformative di alto grado delle anfiboliti di Torpè (Sardegna NE)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., A, **46**, 241-255.
- CASTORINA F. & PETRINI R. (1989) - *Radiometric geochronology: some constraints to the isochron method by an iterative least-squares approach*. Geochemical Journal, **23**, 101-109.
- CASTORINA F., CAPPELLI B., PETRINI R., CARMIGNANI L., DI PISA A., OGGIANO G. & PARDINI G. (1991) - *Geochemistry and Sr-Nd isotopes on amphibolites and retrocessed eclogites from the Posada line (Northern Sardinia, Italy)*. EUG VI, Strasbourg.
- CHERCHI G.P. & MUSUMECI G. (1987) - *Il leucogranito di M. Grighini (Sardegna centro-occidentale), un esempio di granito deformato all'interno di una fascia di taglio duttile: caratteristiche meso e microstrutturali*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem. **93**, 13-29.
- CHERCHI G.P., ELTER F.M., GHEZZOC., MARCELLO A. & MUSUMECI G. (1987) - *The granitic hercynian complex from the Calangianus region (Northern Sardinia)*. Rend. Soc. It. Mineral. Petrol., Special Issue on "Granites and their surroundings", **42**, (2), 332.
- CHERCHI G.P., DI VICENZO G., GHEZZO C., LORENZONI V. - *Le intrusioni peralluminose di Sos Canales (Buddusò)*. In prep.
- CHERCHI G.P., GHEZZO C., MUSUMECI G. - *I graniti alcalini dell'area di Calangianus (N Sardegna)*. In prep.
- COCHERIE A. (1985) - *Interaction manteau-croûte: son rôle dans la genèse d'associations plutonique calcoalcalines, contraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du strontium et de l'oxygène)*. Doc BRGM, **90**, 246 pp.
- COCIRTA C. & MICHON G. (1989) - *The mafic magmatic enclaves of some Northern Sardinia granitoids: the existence of two different acid-basic associations*. Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol., **43** - 3, pp. 705-714.

- CONTI L. (1964) - *Studio geopetrografico dell'Arcipelago de la Maddalena. Nota I: L'isola de la Maddalena*. Bool. Soc. Geol. It., **83**, 5-86.
- CONTI L. (1966) - *Studio geopetrografico dell'Arcipelago della Maddalena. Nota II: L'isola di Caprera*. Per. Min., **35**, 603-730.
- CONTI L. & MACCIONI L. (1978) - *Significato petrologico delle rocce intercluse nell'area di Capo Spartivento (Sardegna sud- occidentale)*. Per. Mineral., **47**, 19-41.
- CONTI L. & TRAVERSA G. (1968) - *Studio geopetrografico dell'Arcipelago della Maddalena. Nota III: L'isola di S. Stefano*. Per. Min., **37**, 145-220.
- D'AMICO (1958 a) - *Notizie geopetrografica sui graniti e su alcune loro differenziazioni nel quadrante Bitti*. Acta Geol. Alpina, **7**, 25-60.
- D'AMICO C. (1958 b) - *Relazione sul rilevamento geologico delle tavolette orientali del quadrante Bitti, F. 194 (Ozieri) e petrografia delle formazioni rocciose*. Boll. Serv. Geol. It., **80**, 633-656.
- D'AMICO C. (1960) - *La massa dioritico-quarzifera di Bitti-Onani (Sardegna)*. Acta Geol. Alpina, **9**, 129-180.
- DEL MORO A., DI SIMPLICIO P., GHEZZO C., GUASPARRI G., RITA F. & SABATINI G. (1975) - *Radiometric data and intrusive sequence in the sardinian batholith*. N. Jb. Min. Abh., **126**, 28-44.
- DEL MORO A., DI PISA A., OGGIANO G. & VILLA I.M. (1991) - *Isotopic ages of two contrasting tectono-metamorphic episodes in the Variscan chain in northern Sardinia*. In "Geologia del basamento italiano", Convegno in memoria di Tommaso Coccozza. Siena, 21-22 Marzo 1991. Abs., 33-35.
- DIDIER J. (1964) - *Etude pétrographique des enclaves de quelques granites du Massif Central français*. Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand, **23**, 254 pp.
- DIDIER J. (1973) - *Granites and their Enclaves*. Develop. Petrol., 3. Elsevier, Amsterdam, pp. 393.
- D'INCECCO S. (1990) - *I graniti della regionr di Tempio Pausania (Sardegna Settentrionale): tipologia e attività estrattiva*. Tesi di laurea ined. Univ. di Siena
- DI PISA A. & OGGIANO G. (1984) - *Segnalazione di un orizzonte carbonatico nella Nurra Paleozoica e suo significato stratigrafico nelle successioni dell'Ercinico Sardo*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., **46**, 1-14.
- DI PISA A. & OGGIANO G. (1985) - *Graniti peralluminiferi scistosi sin-orogenici della Bassa Gallura (Sardegna)*. In "Evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano". Siena, Riunione scientifica 13-14 dicembre, 97-98.
- DI PISA A. & OGGIANO G. (1987a) - *Syn-tectonic peraluminous schistose granites of South-Western Gallura (Sardinia)*. In: Sassi F.P. & Bourrouilh R. (eds.), IGCP No. 5 Newsletter 7, 46-49.
- DI PISA A. & OGGIANO G. (1987b) - *Low pressure and high temperature metamorphic rocks in Anglona region (Northern Sardinia)*. Rend. Soc. It. Mineral. Petrol., Special Issue on "Granites and their surroundings", **42**, (2), 336-337.
- DIPISA A., DEL MORO A., MACERA P., OGGIANO G. & SQUADRONE A. (1988) - *Studio geochimico e radiometrico, con il metodo Rb/Sr, dei graniti peralluminosi sin-tettonici di Tarra Padedda (Sardegna settentrionale)*. Conv. S.I. M.P. Trieste, 8-9 dicembre 1988, 31-32.
- DI SIMPLICIO P., FERRARA G., GHEZZO C., GUASPARRI G., PELLIZZERR., RICCI C.A., RITA F. & SABATINI G. (1974) - *Il metamorfismo e il magmatismo paleozoico della Sardegna*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **30**, 979-1068.
- DI VINCENZO G. & GHEZZO C. (1992) - *Peraluminous hercynian granitoids in Sardinia, Corsica and Provence: a preliminary note. (in prep.)*.
- DOWNES H. & WILSON M. (1991) - *A review of age and origin of oceanic crustal fragments in the Variscan belt*. Terra abstract, **3**, 202.
- ELTER F.M. (1985) - *La fascia blastomilonitica della valle del Posada (Sardegna nord-orientale)*. In "Evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano". Siena, Riunione scientifica 13-14 dicembre, 94-96.
- ELTER F.M. (1987) - *La fascia blastomilonitica tardo-ercinica della valle del Posada nella zona assiale della Sardegna*. Tesi di Dottorato, Univ. Siena, pp.122.
- ELTER F.M., FRANCESCHELLI M., MEMMI I., PALMERI R. & RICCI C.A. (1985) - *Diacronismo degli equilibri mineralogici nelle rocce del basamento metamorfico della Sardegna nord-orientale*. In "Evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano". Siena, Riunione scientifica 13-14 dicembre, 59-60.
- ELTER F.M., FRANCESCHELLI M., GHEZZO C., MEMMI I. & RICCI C.A. (1986) - *The geology of northern Sardinia*. In "Guide book to the excursion on the paleozoic basement of Sardinia" (Carmignani L., Coccozza T., Ghezzo C., Pertusati P. & Ricca C.A., eds.) IGCP Project N.5, Newsletter, special issue, 87-102.
- ELTER F.M., MUSUMECIG. & PERTUSATI P.C. (1990) - *Late Hercynian shear zones in Sardinia*. Tectonophysics, **176**, 387-404.
- ELTER F.M. & SARRIA E. (1989) - *Assetto strutturale del basamento ercinico e relazioni fra i vari complessi tettonici del nord est della Sardegna*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., A, **96**, 81-105.
- FERNANDEZ A. (1977) - *Sur la structure et la mise en place du granite porphyroide du Pont de Montvert (Mont Lozère, Massif Central Français)*. C.R. Somm. Soc. géol. Fr., **8**, 137-140.
- FERRARA G., RICCI C.A. & RITA F. (1978) - *Isotopic ages and tectono-metamorphic history of the metamorphic basement of north-eastern Sardinia*. Contr. Miner. Petr., **68**, 99-106.

- FOLCO L. (1991) - *Studio geologico e petrografico del basamento cristallino dell'area di monte Biancu (Sardegna nord-orientale)*. Università di Siena, Tesi di Laurea, pp. 94.
- FRANCESCHELLI M., MEMMI I. & RICCI C.A. (1982) - *Zoneografia metamorfica della Sardegna settentrionale*. In: Guida alla Geologia del Paleozoico sardo. Guide Geologiche Regionali. Mem. Soc. Geol. It., 137-149.
- FRANCESCHELLI M., MEMMI I., PANNUTI F. & RICCI C.A. (1989) - *Diachronous metamorphic equilibria in the Hercynian basement of northern Sardinia, Italy*. In "Evolution of metamorphic belts" (DALY J.S., CLIFF R.A. & YARDLEY W.D. Eds.), Geol. Soc. Spec. Publ. N°43, 371-375.
- FRANCESCHELLI M., PANNUTI F. & PUXEDDU M. (1990) - *Texture development and PT time path of psammitic schist from the Hercynian chain of NW Sardinia (Italy)*. Eur. Jour. Min., **2**, 385-398.
- FREZZOTTI M.L., GHEZZO C. & TOURET J. (1988) - *Fluids in the M. Pulchiana intrusion (N Sardinia): results on fluid inclusion study*. Rend SIMP, **43**, 105-119.
- 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. Petr. Acta, **19**, 155-186.
- GHEZZO C. & ORSINI J.B. (1982) - *Lineamenti strutturali e composizionali del batolite ercinico sardo-corso in Sardegna*. In: Guida alla Geologia del Paleozoico sardo, Guide Geologiche Regionali, Memorie Soc. Geol. It., 88-102.
- GHEZZO C., MEMMI I. & RICCI C.A. (1979) - *Un evento granulitico nel basamento metamorfico della Sardegna nord-orientale*. Mem. Soc. Geol. It., **20**, 23-38.
- GHEZZO C., MEMMI I. & RICCI C.A. (1982) - *Le granuliti e le eclogiti della Sardegna nord-orientale*. In: Guida alla Geologia del Paleozoico sardo. Guide Geologiche Regionali. Mem. Soc. Geol. It., 151-156.
- GIBSON R.G. (1990) - *Nucleation and growth of retrograde shear zones: an example from the Needle Mountains, Colorado, U.S.A.* Jour. Struct. Geol., **12** (3), 339-350.
- HOLDER M.T. (1979) - *An emplacement mechanism for post tectonic granites and its implication for their geochemical features*. In: M.P. ATHERTON & J. TARNEY (Eds.), Origin of Granite Batholiths: Geochemical Evidence. Shiva, 116-128.
- INNOCENTI L. (1990) - *Studio geologico, geochimico e petrografico delle plutoniti dell'area di Barrabisa (Sardegna Settentrionale)*. Tesi di laurea ined. Univ. Siena
- JOHANNES W. (1988) - *What controls partial melting in migmatites?* Jour. Metam. Geol., **6**, 451-465.
- LAPORTE D. (1987) - *Un exemple d'intrusion syntectonique: l'intrusion de l'Ile Rousse, Corse du N-Ouest. Etude petrographique, minéralogique et géochimique - Analyse structurale*. Thèse Univ Saint Etienne, pp.4.20.
- LEGALL B., ORSINI J.B., FERNANDEZ A. & GHEZZO C. (1985) - *Signification tectonique des structures internes du massif granitique de Tempio (Sardaigne septentrionale)*. C. R. Acad. Sc. Paris, 300, Serie 2, **20**, 1013-1018.
- LISTER G. S. & SNOKE A.W. (1984) - *S-C mylonites*. Jour. Struct. Geol., **3**, 617-638.
- MACERA P., CONTICELLI S., DEL MORO A., DI PISA A., OGGIANO G. & SQUADRONE A. (1989) - *Geochemistry and Rb/Sr age of syn-tectonic peraluminous granites of Western Gallura, Northern Sardinia: constraints on their genesis*. Per. Mineral., **58**, 25-43.
- MAMELI P. (1992) - *Studio petrografico, strutturale e geochimico delle plutoniti dell'area di Badesi*. Università di Sassari, Tesi di laurea inedita.
- MANBY G.B. & THIEDIG F. (1988) - *Petrology of eclogites from Sualpe, Austria*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **68** (3), 441-466.
- MARRE J. (1986) - *The structural analysis of granitic rocks*. North Oxford Academic, pp.123.
- MEMMI I. (1983) - *Mineral chemistry of mafic and ultramafic amphibolites from North Eastern Sardinia*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., A, **90**, 1-30.
- MEMMI I., BARCA S., CARMIGNANI L., COCOZZA T., ELTER F., FRANCESCHELLI M., GATTIGLIO M., GHEZZO C., MINZONI N., NAUD G., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1983) - *Further geochemical data on the pre-hercynian igneous activity of Sardinia and on their geodynamic significance*. IGCP n. 5, Newsletter, **5**, 87-93.
- MILLER L., SASSI F.P. & ARMARI G. (1976) - *On the occurrence of altered eclogite rocks in north-eastern Sardinia and their implications*. N.Jb.Geol. Palaont. Mh., **11**, 683-689.
- MUSUMECI G. (1991) - *Tettonica trascorrente, magmatismo e metamorfismo nel complesso del Mte Grighini (Sardegna Occid.)* Tesi di Dottorato, Università di Pisa, pp.287.
- NEGRETTI G.C. (1966) - *Ricerche petrografiche sul complesso granitoide del settore di Busachi (Sardegna centrale)*. Boll. Serv. Geol. It., **87**, 145-247.
- OGGIANO G. (1991) - *Structural and stratigraphic outline of Goceano (Central-Northern Sardinia)*. In "Geologia del basamento italiano", Convegno in memoria di Tommaso Cocozza. Siena, 21-22 Marzo 1991. Abs., 198-199.
- OGGIANO G. & DI PISA A. (1988) - *I graniti peraluminiferi sintettonici nell'are Aggius-Trinità*

- d'Agultu e loro rapporti con le metamorfiti di alto grado nella bassa Gallura (Sardegna settentrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **107**, 471-480.
- ORSINI J.B. (1976) - *Les granitoides hercyniennes corso-sardes. mise en evidence de deux associations magmatique*. Bull. Soc. Geol. Fr., **18**, 1203-1206.
- ORSINI J.B. (1979) - *Existence d'une zonation spatiale de la chaine varisque francaise aux temps carboniferes a l'aide de marqueurs plutoniques. Implications geodynamiques*. C. R. Acad. Sci. Fr. (D) **289**, 1109-1112.
- ORSINI J.B. (1980) - *Le batholite corso-sarde: anatomie d'un batholite hercynien. Composition, structure, organisation d'ensemble. Sa place dans la chaine Varisque francaise*. Ph.D. Thesis, Université de Aix-Marseille.
- ORSINI J.B. & FERNANDEZ A. (1987) - *Signification de la discordance structurale entre fluidalité magmatique et zonalité pétrographique dans les intrusions des granitoides: l'exemple de l'intrusion de Buddusò (Sardaigne Septentrionale)*. C.R. Acad. Sc. Paris, **304**, 2, 16.
- PALMERI R. (1991) - *Major, minor and trace elements distribution of some migmatites from northeastern Sardinia* Abstr. IGCP, Geologia del basamento italiano Siena 21-22 marzo 1991.
- PATERSON S.R., VERNON R.H. & TOBISCH O.T. (1989) - *A review of criteria for identification of magmatic and tectonic foliation in granitoids*. J. Struct. Geol., **11**, 3, 349-363.
- PIRINU M.N. (1991) - *Le sieniti del Sarrabus Meridionale (Sardegna S Orientale)*. Tesi di dottorato. Univ. Napoli.
- POLI G., GHEZZO C. & CONTICELLI S. (1989) - *Geochemistry of granitic rocks from the hercynian Sardinia-Corsica batholith: implication for magma genesis*. Lithos, **23**, 247-266.
- RAMSAY J. G. (1967) - *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill Cp., pp.568.
- RAMSAY J.G. (1989) - *Emplacement kinematic of a granite diapir: the Cindamora batholith, Zimbabwe*. Jour. Struct. Geol., **11**, 191-209.
- RAY S.K. (1991) - *Significance of forelimb folds in the Shumar allochthon, Lesser Himalaya, eastern Bhutan*. Jour. Struct. Geol., **13**, 4, 411-418.
- RICCIC.A. (1991) - *From crustal thickening to exhumation: petrological, structural and geochronological records in the crystalline basement of northern Sardinia*. In "Geologia del basamento italiano", Convegno in memoria di Tommaso Cocozza. Siena, 21-22 Marzo 1991. Abs., 68-69
- SAWYER E.W. & BARNES S.J. (1988) - *Temporal and compositional differences between subsolidus and anatectic migmatite leucosomes from Quetico metasedimentary belt, Canada*. Jour. Metam. Geol., **6**, 437-450.
- SIMBOLI G. (1962 a) - *Studio petrografico dei graniti e di alcune loro differenziazioni nella zona di Buddusò (Sardegna)*. Acta Geol. Alpina, **8**, 337-378.
- SIMBOLI G. (1962 b) - *Osservazioni sulla genesi dei micrograniti e sulle loro relazioni con graniti e migmatiti nella zona di Buddusò-Loelle-Isarita-Osidda*. Acta Geol. Alpina, **8**, 303-336.
- SIMPSON C. & SCHMID S.M. (1983) - *An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks*. Geol. Soc. Am. Bull., **94**, 1281-1288.
- WILLIAMS P.F. & COMPAGNONI R. (1983) - *Deformation and metamorphism in the Bard area of the Sesia-Lanzo Zone, Western Alps, during subduction and uplift*. J. Metam. Geol., **1**, 117-140.
- ZORPI M.J., COULON C., ORSINI J.B. & COCIRTA C. (1989) - *Magma mingling, zoning and emplacement in calc-alkaline granitoid plutons*. Tectonophysics, **157**, 315-329.

## DESCRIZIONE DEGLI STOP DELLA SARDEGNA SETTENTRIONALE

## ESCURSIONE NELLA ZONA ASSIALE

## ANGLONA - GALLURA

A cura di: CHERCHI G.P., DI PISA A., MUSUMECI G. & OGGIANO G.

— STOP 3.1 - Strada da Tula al Lago del Coghinas presso il ponte Frassu. Le metamorfite dell'Anglona (Fig. 4.1) (Oggiano G. & Di Pisa A.).

Nei tagli della strada che costeggia il lago affiorano micascisti e paragneiss a Sillimanite e Andalusite + K feldspato  $\pm$  Cordierite. Le associazioni di alta temperatura e di bassa pressione mostrano una crescita da pre- a sin-cinematica rispetto alla fase  $D_3$ ; queste relazioni sono osservabili a scala mesoscopica nell'unico affioramento di marmi della regione, dove grossi porfiroblasti di grossularia e vesuvianite appaiono visibilmente deformati da questa fase. Di particolare interesse è la crescita precoce di sillimanite rispetto ad andalusite, osservabile in sezione sottile, nei litotipi più pelitici (Fig. 4.3 a,b).

Sono visibili ad occhio nudo relitti di granato appartenenti alle associazioni mineralogiche barroviane che precedono quelle ad alto T/P. Sempre in questa zona sono abbondanti i relitti di Staurolite, per lo più inclusi in neoblasti di Andalusite.

Le pieghe della deformazione  $D_3$  hanno direzioni assiali intorno a N130E ed immergono verso NW.

— STOP 3.2 - Strada da Tula al rimboscimento dell'altopiano di Bolonga. Evoluzione della deformazione  $D_3$  all'interno di zone di taglio (Fig. 4.1) (Oggiano G. & Di Pisa A.).

Il carattere prevalentemente non coassiale della deformazione  $D_3$ , intuibile dalla asimmetria delle crenulazioni associate, si manifesta in zone di taglio in cui le pieghe  $D_3$  evolvono in *shear folds*.

Nelle zone di maggior deformazione non è possibile distinguere tra la foliazione  $S_3$  e la foliazione  $S_2$  precedente che diventano parallele dando luogo ad una foliazione composita (di trasposizione) (Fig. 4.8) che contiene cerniere più o meno sradicate di  $D_3$  che a loro volta ripiegano cerniere di  $D_2$  dando patterns di interferenza di tipo 3 (Fig. 4.9). L'evoluzione delle pieghe di  $D_3$  (Figg. 4.10; 4.11) è assimilabile a quella delle *forelimb folds* (RAY, 1991), dove il fianco che inclina verso la direzione del taglio (*forelimb*) si trova dapprima nel campo di raccorciamento ed è soggetto a *buckling* ma col proseguire della deformazione entra nel campo dell'estensione. Le pieghe così formate a spese di questi fianchi vengono ruotate,

svolte o sradicate e disperse lungo la foliazione composita che si va formando (Figg. 4.11). Lungo questa superficie i minerali appartenenti alle associazioni ad alto T/P sono intensamente deformati; l'andalusite in particolare si rin-



Fig.4.8 - Foliazione composita sviluppata nelle zone di taglio della fase deformativa  $D_3$ . Sono visibili rods e boudins asimmetrici dispersi lungo la foliazione.

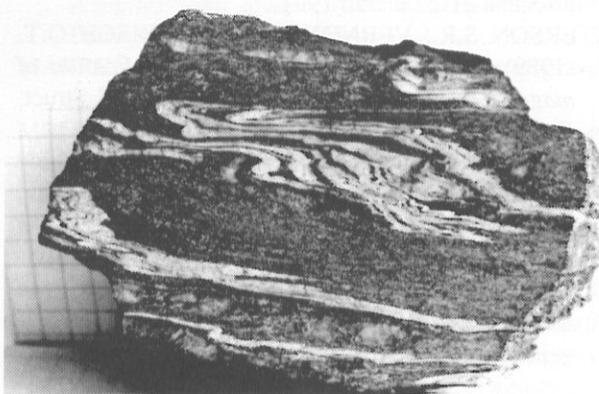


Fig. 4.9 - Pieghe di  $D_3$  che ripiegano pieghe isoclinali della fase  $D_2$ .



Fig. 4.10 - "Forelimb folds" in zone di taglio associate alla fase deformativa  $D_3$ .

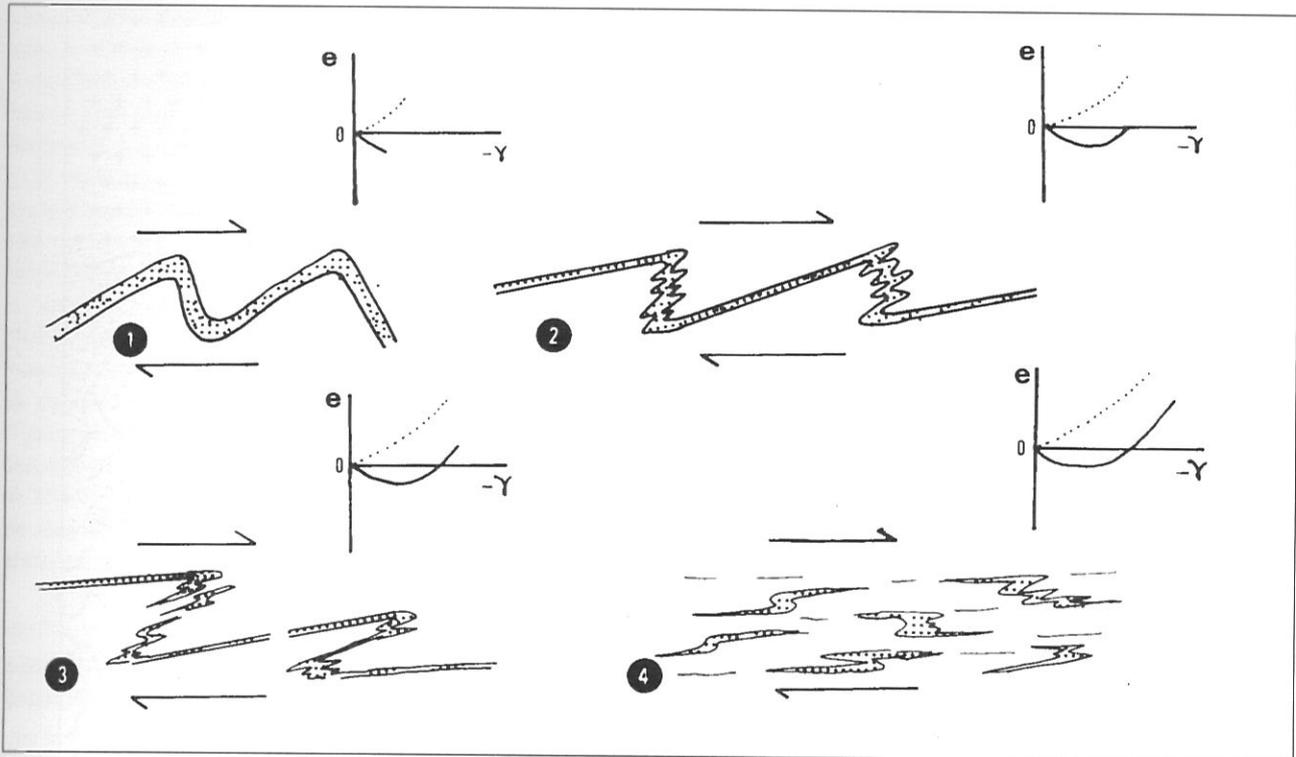


Fig. 4.11 - Evoluzione delle pieghe della fase  $D_3$  nelle zone di taglio dell'Anglona. Nei diagrammi è schematicamente riportato l'andamento dello strain longitudinale finito nei quattro momenti considerati in funzione dello shear strain. La curva continua si riferisce al fianco della piega che immerge nella direzione del taglio (*forelimb*); la curva a tratteggio si riferisce al fianco con immersione opposta (*backlimb*).

viene in porfiroblasti appiattiti e/o ruotati (Fig.4.5b) .

— STOP 3.3 - *Strada per Giuncana e Stazzo Giagazzu. Il complesso di basso e medio grado ed il suo contatto con il Complesso di Alto Grado: un segmento della Linea Posada - Asinara nella Bassa Gallura (Fig. 4.1) (Oggiano G. & Di Pisa A.).*

Lungo la strada che porta da Giuncana a Stazzo Giagazzu affiorano i micascisti e paragneiss a granato + biotite + muscovite  $\pm$  staurolite  $\pm$  cianite. La scistosità dominante è la  $S_2$ ; relitti di  $S_1$  si possono osservare in sezione sottile all'interno di porfiroblasti di staurolite e plagioclasio o all'interno di *microlithons* quarzo-feldspatici. In prossimità di Stazzo Giagazzu sono particolarmente evidenti porfiroblasti di staurolite deformati dalla  $D_2$  ed avvolti dalla  $S_2$  a testimonianza che la crescita di questo minerale, come pure della cianite, precede la fase deformativa  $D_2$  e postdata la  $D_1$ .

Sono ben visibili le pieghe della deformazione  $D_3$  ed il clivaggio di crenulazione ad esse associato.

A metà strada, all'interno dei micascisti, si può osservare una lente pluridecimetrica di orto-anfiboliti derivanti da basalti tipo N-Morb. A tratti, ma in particolare nella porzione centrale della lente, si possono osservare strutture coronitiche di plagioclasio attorno a granato circondate da simplessi di clinopirosseno salitico e plagioclasio albitico.

Esse testimoniano la stabilizzazione retrograda dell'equilibrio plagioclasio-granato in facies anfibolitica partendo da condizioni eclogitiche, testimoniate da relitti di pirosseno onfacitico inclusi nel granato (CAPPELLI et al., dati inediti).

Nell'abitato di Stazzo Giagazzu affiora la fascia fillonitica che immerge con forte inclinazione verso ENE. Immediatamente a SW di tale fascia i micascisti milonitici mostrano una strutturazione a piani S-C che indicano un movimento trascorrente destro; verso NE le filloniti fanno rapido passaggio a gneiss milonitici formati a spese di migmatiti del Complesso di Alto Grado.

— STOP 3.4 - *Strada tra Badesi-La Tozza e Trinità d'Agultu. L'intrusione sin-tettonica di Badesi-Trinità (Fig. 4.12) (Oggiano G. & Di Pisa A.).*

Tra Badesi e Trinità d'Agultu affiora un'intrusione composta vistosamente foliata comprendente termini da monzogranodioritici a quarzodioritici e ricca di inclusi dioritici (Fig. 4.12).

Il contatto WSW dell'intrusione con le metamorfite del basamento si trova sul prolungamento della fascia milonitica vista nel precedente stop.

Nella cava di La Tozza, vicino Badesi, affiorano granodioriti e tonaliti che mostrano una foliazione acquisita in "solidus" che ha rivelato microstrutture tipiche di

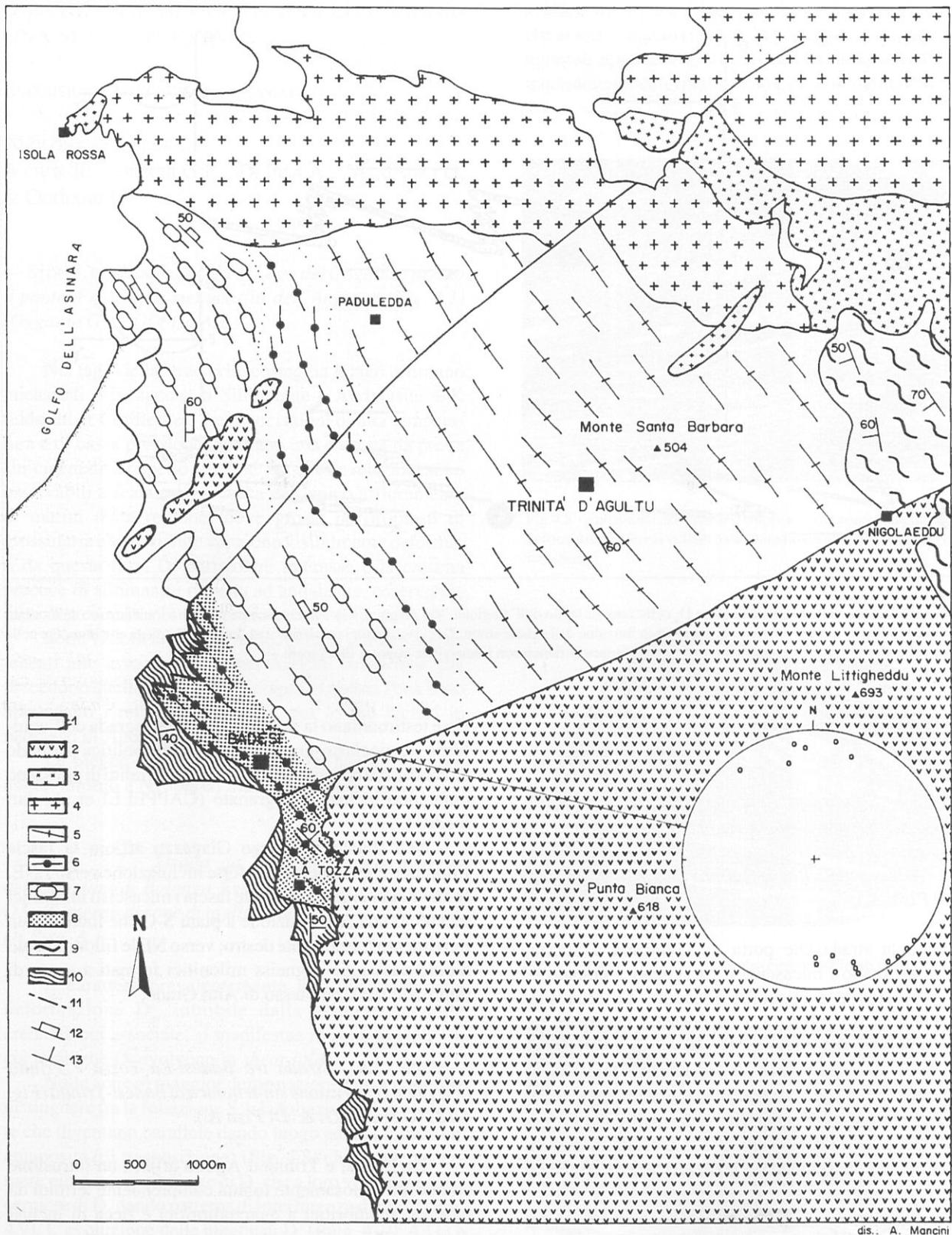


Fig. 4.12 - Schema geologico della zona di Badesi: 1: Coperture cenozoiche-quadernarie; 2: Vulcaniti e vulcanoclastiti permiane con alla base conglomerati e arenarie di ambiente continentale; 3: Graniti porfirici rosati in *stocks* e filoni; 4: Leucomonzograniti equigranulari a tessitura isotropa. Intrusione di Trinità - Badesi: 5: Facies granodioritica- monzogranodioritica con tessiture orientate in condizioni di *magmatic flow*; 6: Facies prevalentemente tonalitica con inclusi dioritici raggruppati in fasce; 7: Facies tonalitica con diffusi inclusi dioritici e quarzodioritici orientati e deformati insieme alla matrice in condizioni di *submagmatic flow*; 8: Aree con evidenze tessiturali di deformazione in condizioni di *solid-state flow*; 9: Complesso migmatitico di alto grado (Sill + Kfs); 10: Gneiss milonitici; 11: Faglie; 12: Giacitura della fluidalità magmatica; 13: Giacitura della scistosità (da MAMELI, 1992). Nello stereonet sono rappresentate le lineazioni di estensione relative alla porzione di intrusione deformata in condizioni di "solid state flow" e negli gneiss milonitici incassanti

condizioni reologiche che vanno da *high temperature solid state flow* (tipo *grain boundary migration annealing*) sino a *medium-low temperature solid state flow* (*kinks* nella biotite e nei plagioclasti, fratture di estensione in anfiboli e feldspati). La transizione da condizioni di *sub-magmatic flow* verso *high temperature solid state flow* è documentata sia nello spazio che nel tempo: allontanandoci dal margine sud-occidentale dell'intrusione si riscontra solo una orientazione di biotite ed anfiboli dovuta a flusso magmatico o "sub-magmatico". Tracce di evoluzione da *magmatic flow* a *solid state flow* si manifestano anche a La Tozza tramite cristallizzazione di fasi tardo magmatiche in ombre di pressione. Gli indicatori cinematici riscontrati a La Tozza, cioè lineazioni di estensione sub-orizzontali, strutture tipo  $\sigma$  e  $\delta$  (SIMPSON et al., 1982), *mica-fishes* (LISTER & SNOKE, 1984) a spese di biotite, indicherebbero, anche se non univocamente, una deformazione legata a taglio trascorrente destro.

L'incassante metamorfico è costituito da migmatiti del Complesso di Alto Grado. Sul margine WSW a contatto con l'intrusione affiorano gneiss milonitici, filloniti e gneiss listati formati a spese di migmatiti e di vene PEGMATITICHE che le intrudono. Le listature, sub-parallele tra loro, mantengono l'originaria composizione, specie quelle derivate da vene pegmatitiche, mostrano i segni di una intensa deformazione rotazionale omogenea. La foliazione milonitica degli gneiss mostra continuità direzionale con quella delle tonaliti e granodioriti che li intrudono.

La coerenza direzionale delle strutture planari e lineari dell'incassante con quella della foliazione nei granitoidi e la continuità all'interno di questi tra foliazione in solidus e fluidalità magmatica (in accordo con PATERSON et al., 1989) e la stessa eterogeneità su brevi distanze (in accordo con MARRE, 1986), indicano che l'intrusione è sincinemica rispetto agli ultimi movimenti che hanno attivato la zona di taglio Posada-Asinara.

— STOP 3.5 - *La plutonite isotropa del Monte Pulchiana* (Fig. 4.13) (Cherchi G.P. & Musumeci G.).

Percorrendo la strada che collega Tempio Pausania a Palau si attraversa un vasto altopiano dove affiorano le facies granodioritiche e monzogranitiche, mentre gli alti rilievi ad W e SE sono costituiti dai massicci leucogranitici del Monte Limbara e del Monte Pulchiana - Monte Li Capri. In particolare il Monte Pulchiana è uno spettacolare esempio di *inselberg*.

Lasciata la strada Tempio Pausania-Palau, si percorre lo sterrato che porta verso il Mte Pulchiana e si arriva alla cava abbandonata di Valdiola. In panorama si nota lo stacco morfologico dei rilievi formati dai leucograniti isotropi sulle morfologie morbide delle plutoniti orientate. Il litotipo osservabile sui fronti di cava è costituito dal leucogranito del Mte Pulchiana, equigranulare, a tessitura isotropa con Kfs subcentimetrico, cristallizzato in aggregati policristallini che danno alla roccia la tonalità rosata dominante. A scala

macroscopica è evidente l'assenza di motivi di orientazione magmatica in queste litologie, la quasi totale assenza di inclusi melanocrati e la relativa abbondanza di cavità miarolitiche con abnormi concrezioni di Kfs e biotiti. In alcuni giunti di raffreddamento a giacitura suborizzontale, sono confluiti dei fusi granitici il cui contatto con l'incassante più freddo è marcato da crescita di biotite in strutture di tipo *schlieren*.

— STOP 3.6 - *L' intrusione tardo-tettonica della diga del fiume Liscia* (Fig. 4.13) (Cherchi G.P. & Musumeci G.).

Lungo la strada che porta alla diga del Liscia affiorano le granodioriti inequigranulari tipo Berchidda. In una sezione lungo il taglio stradale, sono riconoscibili i motivi di orientazione magmatica (fluidalità planare) che caratterizzano l'intera sequenza intrusiva delle plutoniti tardo tettoniche. La fluidalità magmatica è evidenziata dall'isorientazione dei feldspati potassici e delle fasi femiche. Gli inclusi melanocrati a composizione dioritico-tonalitica, di dimensioni decimetriche, sono nettamente orientati secondo la direzione della fluidalità magmatica e a scala microscopica sono caratterizzati da un'orientazione mineralogica concorde con quella della granodiorite incassante. Sono inoltre visibili anche fenomeni di interscambio di fasi cristalline fra gli inclusi e la granodiorite che indicano la presenza di fenomeni di *mixing* e *mingling* fra i due sistemi.

— STOP 3.7 - *Cava Merzari: motivi di orientazione magmatica nel monzogranito inequigranulare tipo "Ghiandone"* (Fig. 4.13) (Cherchi G.P. & Musumeci G.).

Percorrendo la strada Calangianus - S. Antonio di Gallura, si può osservare la facies tipicamente inequigranulare dei monzograniti in corrispondenza di una delle principali cave di granito nella regione di Calangianus.

Questa facies fra i monzograniti è quella più adatta per l'analisi strutturale, per la presenza di megafenocristalli di feldspato potassico immersi in una matrice moderatamente equigranulare. Sui fronti di cava si riconosce la giacitura dell'orientazione preferenziale che definisce la direzione della fluidalità magmatica. Gli inclusi basici, meno diffusi rispetto alla granodiorite vista precedentemente, sono appiattiti parallelamente alla fluidalità magmatica.

BARONIE

A cura di: ELTER F.M., CAROSI R., GHEZZO C., PALMERI R. & SARRIA E.

— Stop 3.8 - *Punta de li Tulchi* (Fig. 4.6) (Elter F.M. &

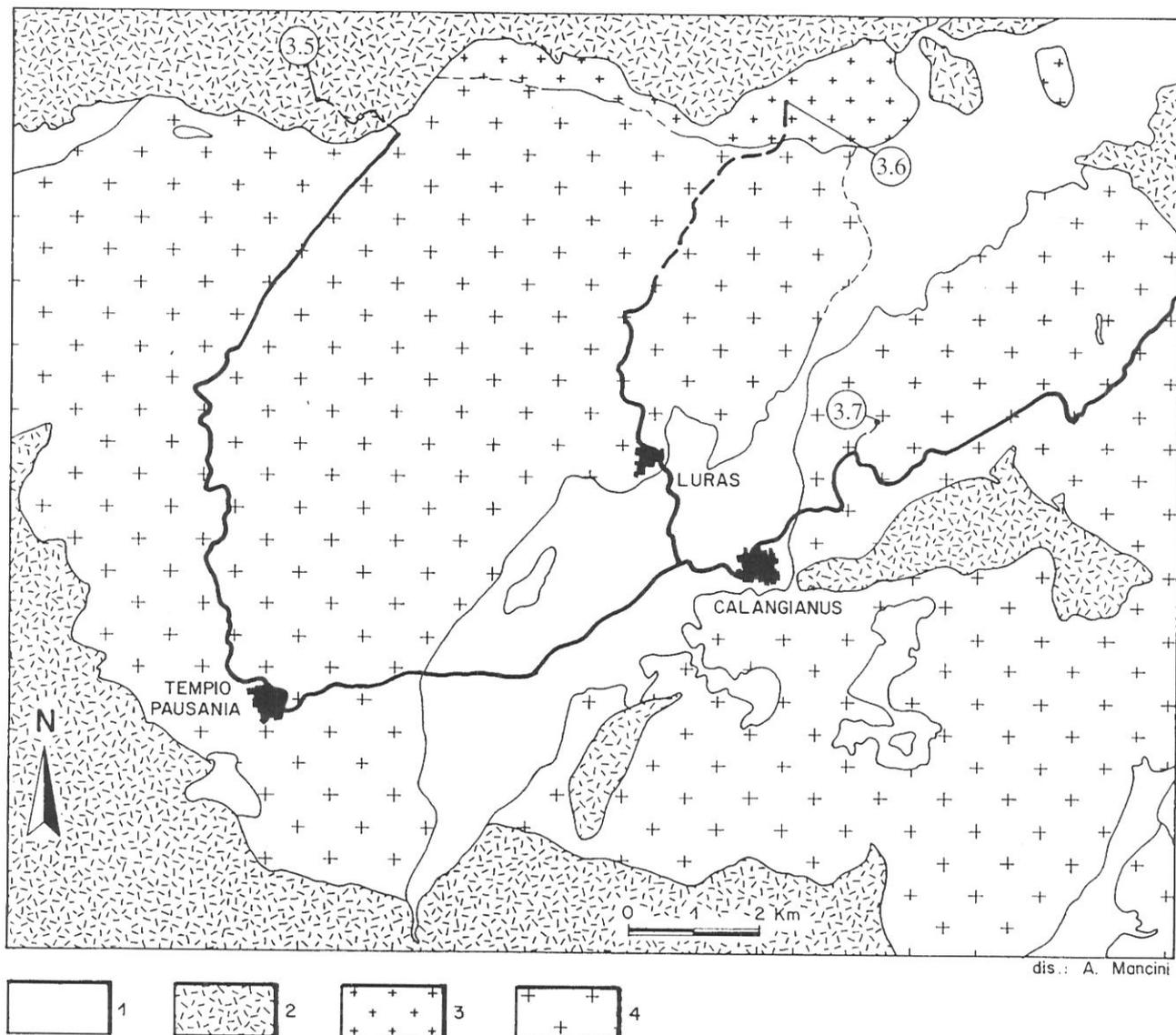


Fig. 4.13 - Schema geologico della regione di Calangianus - S. Antonio di Gallura con localizzazione degli stop.  
1: Coperture quaternarie; 2: Leucograniti; 3: Monzograniti; 4: Granodioriti.

Palmeri R.)

Si prosegue sulla superstrada Olbia-Nuoro, arrivati a San Teodoro ci dirigiamo verso il villaggio turistico di Punta Ottiolo.

Lungo la costa fra Punta Ottiolo e Punta de li Tulchi affiorano tipi diversi di migmatiti appartenenti alla zona a Sil+Kfs (FRANCESCHELLI et al., 1982; PALMERI, dati inediti).

Le litologie presenti in quest'area sono ortogneiss, gneiss ricchi in biotite, migmatiti e una massa di eclogiti retrocesse.

I tipi strutturali sono: migmatiti stromatiche, dictioniti, nebuliti e leucosomi decimetrici discordanti.

In tutta l'area è presente una foliazione principale  $S_x$  (ELTER & SARRIA 1989) che corrisponde alla  $S_1/S_2$  di FRANCESCHELLI et alii (1990). In affioramento la

foliazione principale è ben visibile negli gneiss e nelle migmatiti stromatiche, in sezione sottile la foliazione è definita dalla isoorientazione di  $Bt + Pl + Qtz + Kfs \pm Sil \pm Ms \pm Grt$ .

Alla scala dell'affioramento non si individuano relitti strutturali mentre sono molto diffuse le pieghe tardive che ripiegano il layering migmatitico, ciò indica che le rocce avevano un comportamento duttile anche durante le fasi di deformazione più tardive.

Le dictioniti e i leucosomi discordanti sono abbondanti in corrispondenza dell'ortogneiss.

I leucosomi dictionitici si formano in corrispondenza di zone di taglio sinistro nell'ortogneiss e sono di composizione granitica.

I leucosomi discordanti sono di due tipi il primo forma delle pieghe disarmoniche, mentre il secondo è discordante su tutte le strutture; la loro composizione è granitica, il

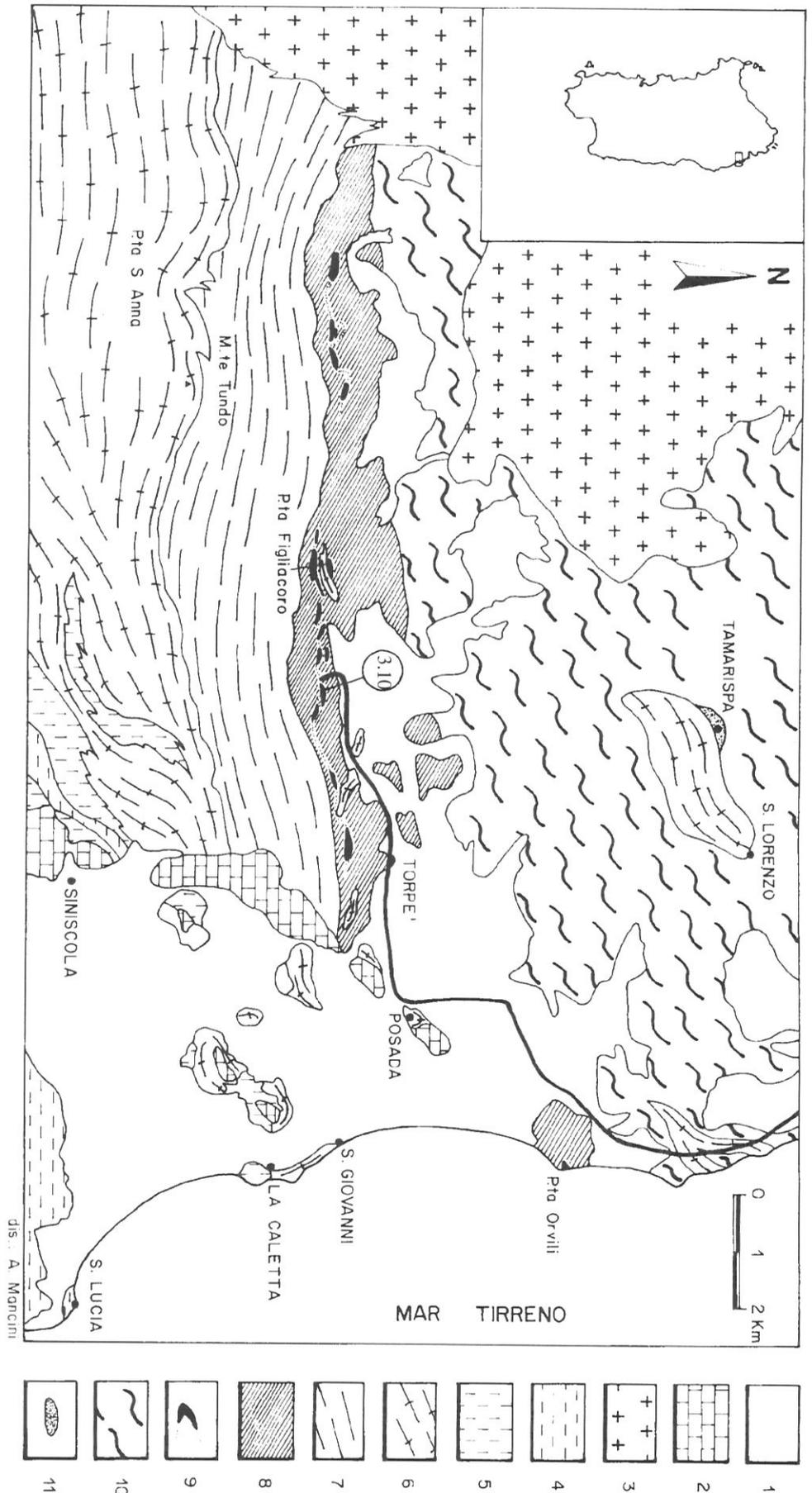
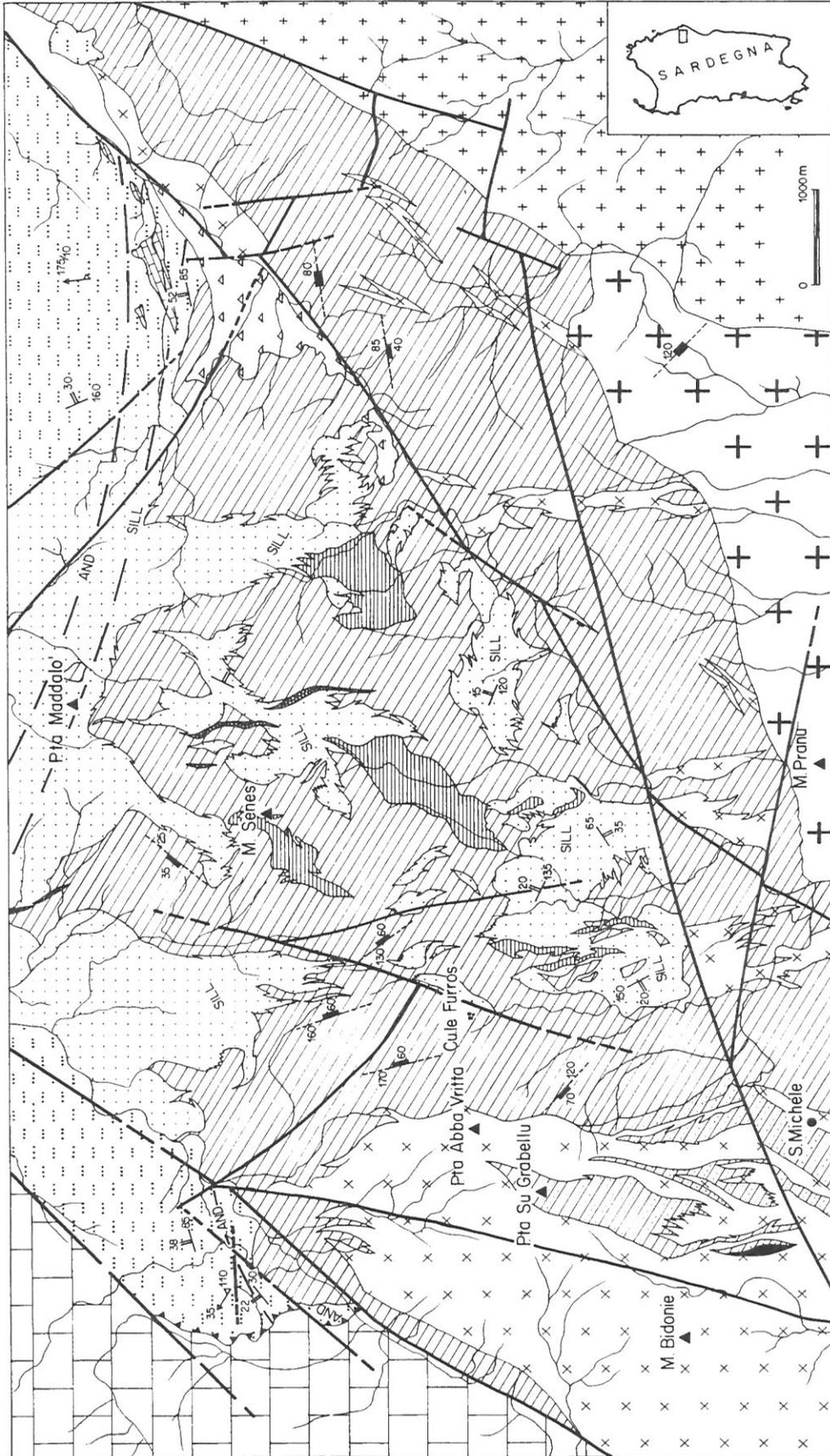


Fig. 4.14 - Schema geologico della Valle del Posada.  
 1: Coperture quaternarie; 2: Coperture Mesozoiche; 3: Invasioni Post-tettoniche: Leucograniti rosati a biotite ( $289 \pm 1$  Ma); 4: Micascisti e Paragneiss della zona a granato + albite + ortoclasio; 6: ortogneiss granodioritici, talora occhiadini ( $438 \pm 31$  Ma); 7: Micascisti delle zone a staurolite + biotite e cianite + biotite; 8: Miloniti II S-C e Filioniti; 9: Anfiboliti con relitti granulitici di Torpè ( $957 \pm 93$  Ma); 10: Complesso migmatitico; 11: Marmi a calcisciti di Tamarispa.  
 dis. A. Mancini



LEGENDA

- |   |  |  |  |
|---|--|--|--|
| <p>COMPLESSO METAMORFICO DI PTA MADDALO</p> <p>1a</p> <p>1b</p> <p>1c</p> | <p>COMPLESSO MAGMATICO DI CAPO COMNO - MTE PRANU</p> <p>2</p> <p>3</p> | <p>COMPLESSO MAGMATICO DI MTE SENES</p> <p>4</p> <p>5</p> <p>6</p> <p>7</p> <p>8</p> | <p>COMPLESSO MEZOZOICO - TERZIARIO DI MTE ALBO</p> <p>9</p> <p>10</p> <p>11</p> <p>12</p> <p>AND</p> <p>SILL</p> <p>13</p> <p>14</p> <p>15</p> |
|---|--|--|--|

secondo contiene anche granato.

L'analisi chimica degli elementi maggiori, tracce e REE sull'ortogneiss e sui tre tipi di leucosomi ha evidenziato che l'ortogneiss costituisce il possibile protolite di tali leucosomi (PALMERI, 1991).

Le migmatiti stromatiche sono presenti in tutta l'area e sono caratterizzate da leucosomi subparalleli alla foliazione principale (S<sub>x</sub>, ELTER & SARRIA, 1989) e sono di composizione granitica con possibile presenza di granato e/o sillimanite.

Vicino Punta de li Tulchi affiorano le nebuliti. Si tratta di migmatiti in cui il processo di fusione parziale è stato molto intenso, quindi sono dei corpi granitoidi di composizione granitica con blocchi di gneiss (*rafts*) con strie biotitiche (*schlieren*). Le analisi chimiche hanno evidenziato che esistono correlazioni fra nebulite, leucosomi e mesosomi delle migmatiti stromatiche. In particolare i mesosomi possono essere considerati come chimicamente equivalenti degli gneiss (protoliti) che hanno generato le migmatiti stromatiche e le nebuliti (PALMERI, 1991).

A Punta de li Tulchi infine a contatto con le nebuliti affiorano delle rocce eclogitiche costituite da una associazione di granato e onfacite, ora retrocesse in facies anfibolitica; la retrocessione/decompressione ha causato lo sviluppo di strutture coronitiche e simplectitiche costituite da clinopirosseno salitico, orneblenda, ortopirosseno e plagioclasio sodico (MILLER et al., 1976; GHEZZO et al., 1982).

— STOP 3.9 - Brunella (Fig. 4.6) (Elter F.M. & Palmeri R.)

Ritornando sulla statale "Orientale sarda" procediamo verso S fino a Budoni dove ci dirigeremo nella direzione di Brunella attraverso il villaggio di S.Lorenzo.

Sulla strada che collega S.Lorenzo con Brunella proprio a S dell'abitato di S.Lorenzo affiorano tipiche migmatiti stromatiche. I mesosomi sono foliati, (S<sub>x</sub>) e sono costituiti da Bt + Qtz + Pl + Grt ± Sil ± Ms.

I leucosomi sono in genere subparalleli alla foliazione S<sub>x</sub>, solo in un campione è stato trovato un livello leucosomico piegato con S<sub>x</sub> che rappresenta la scistosità di piano assiale, indicando quindi che il layering migmatitico si è generato precedentemente alla fase D<sub>x</sub> (ELTER & SARRIA 1989).

La composizione dei leucosomi è di tipo trondjemitico (Qtz+Pl sodico), e con presenza in alcuni campioni di granato, sillimanite biotite e cianite.

La particolare composizione mineralogica e chimica del leucosoma rispetto al mesosoma, farebbe escludere la

fusione parziale quale possibile meccanismo per la formazione del leucosoma mentre sembrerebbe probabile il processo di differenziazione metamorfica (PALMERI, dati inediti).

Va inoltre ricordato che su migmatiti stromatiche dell'area di Brunella, FERRARA et alii (1978), hanno costruito una isocrona Rb/Sr, sulle bande a composizione differente, utilizzando diversi livelli della migmatite, l'età fornita è di 344 ± 7 Ma; tale età potrebbe rappresentare l'acme del metamorfismo ercinico.

— STOP 3.10 - Valle del Posada (Fig. 4.14) (Elter F.M. & Carosi R.)

Si prende la strada comunale che conduce dal paese di Posada, attraversando l'abitato di Torpé, alla diga sul Fiume Posada ed entriamo nelle successioni metamorfiche di medio e alto grado della Sardegna NE (FRANCESCHELLI et al., 1982; ELTER et al., 1986) (Fig. 4.14).

Lungo la Valle del Posada passa un importante lineamento tettonico (ELTER et al., 1985, 1987; ELTER et al., 1990; CAROSI & ELTER, 1989) che separa il complesso migmatitico NE dal complesso in facies anfibolitica di pressione intermedia (ELTER & SARRIA, 1989).

Su questo lineamento tettonico si sviluppa una zona di taglio trascorrente destra tardo ercinica (ELTER et al., 1990), caratterizzata dalla presenza di una spessa fascia di rocce protomilonitiche e milonitiche. Si sviluppano anche rocce fillonitiche, che possono essere osservate nell'affioramento di Pedra su Gattu, che contengono corpi lenticolari di anfiboliti orientati E-W.

Sono sempre ben osservabili, sia alla scala dell'affioramento sia alla scala microscopica, caratteristiche microstrutturali legate alla evoluzione rotazionale della deformazione, che indicano un taglio destro.

Gli indicatori cinematici più frequenti sono costituiti da:

- a) sviluppo di superfici S-C;
- b) code di ricristallizzazione asimmetriche (tipo sigma e delta) in zone d'ombra di pressione attorno ai porfiroclasti di feldspato e plagioclasio;
- c) fratture sintetiche e antitetiche nei porfiroclasti feldspatici;
- d) ben sviluppate mica *fish* e cianite *fish*;
- e) nastri di quarzo ricristallizzato con marcata isoorientazione.

Lo studio delle variazioni angolari tra le superfici S e

Fig. 415 - Schema geologico del Monte Senes. - *Complesso metamorfico di P.ta Maddalò*: 1a: Quarziti Micacee e metarenarie quarzose; 1b: Marmi grigi; 1c: Paragneiss, Filladi nerastre, Metapeliti e Metarenarie. - *Complesso intrusivo di Capo Comino* - M. Pranu: 2: Leucograniti rosati di Capo Comino; 3: Monzograniti rosati inequigranulari di M. Pranu. - *Complesso intrusivo di M. E Senes*: 4: Complesso Filoniano Aplitico - Pegmatitico; 5: Leucograniti a due miche ± granato di M. E Senes - S. Elena; 6: Monzograniti e Leucograniti a due miche, a grana fine di P.ta Abba Vritta; 7: Granodiorite di P.ta Sa Grabbellu - b: Gabbri ed Ultramafiti; 8: Granodiorite biotitica a tessitura talora foliata di Cuile Furros - b: aree arenizzate; 9: Giacitura della scistosità di seconda fase (S<sub>2</sub>); 10: Giaciture di assi tardi (terza Fase); 11: Giacitura di superfici di foliazione delle plutoniti; 12: Isograde Termometamorfiche (AND = Andalusite; SIL = Sillimanite); Complesso Mesozoico - Terziario: 13: Complesso Sedimentario di M. Albo; 14: Contatti tettonici di età alpina; 15: Faglie certe e presunte. (pagina precedente).

C (LISTER & SNOKE, 1984) che mostrano un netto ed evidente gradiente attraverso la zona di taglio, ha fornito una stima dello spostamento dell'ordine dei 7 km (ELTER et al., 1990).

#### *Caratteristiche strutturali delle miloniti*

Le tessiture milonitiche sono state studiate su vari litotipi, in particolare quelli di natura pelitico-arenacea e basaltica.

Nelle miloniti pelitico-arenacee sono ben espresse lesuperfici S-C (tipo I S-C; LISTER & SNOKE, 1984) con angoli variabili da 45° fino a 0°, nelle aree a più alto *strain* (miloniti II S-C; LISTER & SNOKE, 1984) dove si sviluppa la foliazione fillonitica C. I rapporti tra le varie superfici variano e la scistosità milonitica C diventa la superficie principale. La scistosità  $S_2$  viene conservata come mica o cianite *fish*, o come  *pods* strutturali. Associati alla scistosità milonitica si osservano diversi tipi di nastri quarzo; i più diffusi sono quelli con cristalli di quarzo xenorientati e compenetrati.

Associata alla superficie C è presente una blastesi caratterizzata da muscovite + quarzo + ossidi e localmente anche clorite.

Nelle anfiboliti l'evento milonitico si manifesta con caratteristiche nettamente differenti. Si riconoscono due anisotropie planari: una scistosità precedente, definita dagli allineamenti preferenziali dei *grain boundaries* dei minerali e dalla orientazione preferenziale di alcune specie mineralogiche, prevalentemente anfiboli e una scistosità milonitica (C). La prima è una scistosità disposta parallelamente alla anisotropia planare presente all'interno della milonite (scistosità milonitica C, CAROSI & ELTER, 1989). Al momento attuale non vi sono elementi sufficienti per inquadrare cronologicamente tale scistosità, in quanto le diverse associazioni mineralogiche riconosciute sulle due scistosità (scistosità milonitica C e scistosità delle anfiboliti) escludono una possibile correlazione tra le due superfici.

Alla scistosità milonitica possono essere riferiti tuttavia i "corridoi" di taglio presenti nelle anfiboliti, che tagliano a 30° - 45° la scistosità principale e mostrano anch'essi associazioni mineralogiche ascrivibili alla facies degli scisti verdi.

Le caratteristiche microstrutturali e deformative osservate nei plagioclasti all'interno delle anfiboliti indicano invece deformazioni avvenute a temperature nettamente superiori rispetto a quelle della facies degli scisti verdi.

Nei corpi anfibolitici sono inoltre presenti nastri di spessore variabile, (1-5 mm), disposti parallelamente alla scistosità principale, caratterizzate da diverse associazioni mineralogiche, distinguibili in due tipi principali (ELTER, 1987; CAROSI & ELTER, 1989):

a) un primo tipo di colore grigio-chiaro, caratterizzato dall'associazione anfibolo + plagioclasio + granato + quarzo + titanite;

b) un secondo tipo di colore bianco-rosa, caratterizzato dall'associazione plagioclasio + quarzo ± granato ± anfibolo (raro) ± titanite.

Nel nastro a sono presenti termini che variano da oligoclasio (nucleo) ad albite (bordo), mentre nel nastro b, nonostante siano presenti le stesse microstrutture, abbiamo termini di composizione essenzialmente albitica.

Lo studio del *fabric* delle anfiboliti, in particolare della geometria dei *grain boundaries* dei plagioclasti, sembra suggerire la presenza di un evento deformativo prevalentemente non coassiale avvenuto in condizioni di alta temperatura (CAROSI & ELTER, 1989). Si vengono quindi a delineare due eventi deformativi, ambedue di tipo non coassiale, nettamente distinti ed avvenuti in condizioni metamorfiche differenti.

Tenuto conto che il processo di anfibolitizzazione si collocherebbe in tempi ercinici (GHEZZO et al., 1982; MEMMI, 1983) si può ipotizzare una stretta relazione tra la deformazione di alto grado delle anfiboliti e le fasi tettoniche principali dell'orogenesi ercinica in Sardegna.

La Zona di Taglio della Valle del Posada avrebbe riattivato un elemento tettonico profondo connesso ad una zona di taglio duttile intracrustale che ha caratterizzato l'orogene sardo-corso (CARMIGNANI et al., 1979, 1980; PIN & VIELZEUF, 1983; CAROSI & ELTER, 1989; ELTER, 1987; ELTER et al., 1990).

Secondo ELTER et al. (1990) la Zona di Taglio della Valle del Posada costituirebbe un prolungamento meridionale della grande zona di taglio S Armorica. Entrambe le zone di taglio presentano analogie sia geologiche che cronologiche: sono attive nel Carbonifero superiore, hanno la stessa evoluzione tettono- metamorfica, presentano relitti di ultrabasiti e/o eclogiti e/o granuliti e graniti sintettonici e mettono a contatto domini con differente evoluzione metamorfica. La Zona di Taglio della Valle del Posada si sarebbe impostata, al Carbonifero superiore, su una sutura legata alla subduzione di crosta oceanica avvenuta al Devoniano durante l'orogenesi ercinica, separando quindi la crosta continentale armoricana a N dalla crosta gondwaniana a S (CARMIGNANI et al., 1991; questo volume).

— STOP 3.11 - Il massiccio del M. Senes. (Fig. 4.15) (Elter F.M., Ghezzi C. & Sarria E.)

Il Massiccio del Monte Senes costituisce un vasto alto strutturale delimitato rispettivamente a NE dalla faglia trascorrente sinistra alpina di Nuoro ed a S dalla faglia, trascorrente del fiume Cedrina. Fra le altre numerose dislocazioni presenti nell'area (Fig. 4.15) va ancora segnalata la faglia localizzata lungo le valli del Riu Otterie e del Riu de Caddare, anch'essa trascorrente sinistra (con rigetto orizzontale di circa 3 Km) e il sovrascorrimento del basamento sulle formazioni carbonatiche del complesso del Monte Albo, facente parte di un sistema di sovrascorrimenti legati ad una componente transpressiva

Finito di stampare  
nel mese di Dicembre 1992 dal Centrooffset, Siena

Fotocomposizione a cura di Barbara Graziosi